



A.W. MICHALJUK\*, W.W. ZACHAROW\*, Zenon PILECKI\*\*, Wiesław BUJAKOWSKI\*\*\*

### ***Badania laboratoryjne rozwoju procesu dylatancyjnego w wybranych skałach obciążanych dynamicznie i jego praktyczne znaczenie***

Streszczenie: W pracy przedstawiono wyniki badań laboratoryjnych mechanicznego zachowania się sześciu rodzajów skał przy dynamicznych obciążeniach. Do badań wybrano piaskowce i mułowce z utworów karbońskich towarzyszących pokładom węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, dolomity i piaskowce z utworów triasowych ze złoża rud miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym oraz wapień i piaskowce z utworów triasowych ze złoża wód termalnych w niecce podhalańskiej. W pierwszej kolejności przeprowadzono badania podstawowych parametrów fizyczno-mechanicznych, a następnie wyznaczono parametry amplitudowo-czasowej charakterystyki deformacji próbek skalnych obciążonych dynamicznie. Ustalono zdolność badanych skał do dylatacji przy nierównomierności obciążenia  $\zeta = \sigma_3/\sigma_1 \leq 0,2 \dots 0,3$ . Przedstawiono ogólne prawidłowości rozwoju dylatacji i określono podstawowe deformacyjne właściwości skał jako ośrodków dylatancyjnych. Przeprowadzono analizę zmiany energii procesów deformacji w warunkach osłabienia dylatancyjnego. Sformułowano podstawowe zależności matematyczne do oceny energochłonności procesów deformacyjnych. Wyznaczono akustyczne właściwości skał oraz podano sposób sejsmicznego rozpoznania rozwoju procesu dylatacji. Przytoczono przykłady praktycznego wykorzystania zjawiska dylatacji w górnictwie.

Słowa kluczowe: obciążenie dynamiczne, dylatacja, piaskowiec, wapień, mułowiec, dolomit, właściwości procesu dylatancyjnego, energia deformacji, zagrożenia geodynamiczne, profilaktyka tąpniowa

### ***Laboratory studies of the process of dilatancy development in selected rocks under dynamic loads and its practical meaning***

Abstract: This article presents the results of laboratory tests on the mechanical behavior of six types of rock under high dynamic loads. Selected for testing were sandstones and siltstones of Carboniferous formations associated

\* Prof. dr hab. inż., Instytut Geofizyki im. S.I. Subotina Narodowej Akademii Nauk Ukrainy.

\*\* Dr hab. inż., prof. nadzw., Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, Zakład Geoinżynierii i Inżynierii Środowiska, Kraków; e-mail: pilecki@min-pan.krakow.pl.

\*\*\* Dr inż., Instytut Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk, Zakład Odnawialnych Źródeł Energii i Badań Środowiskowych, Kraków; e-mail: buwi@min-pan.krakow.pl.

with coal strata in the Upper Silesian Basin, dolomites and sandstones from copper ore deposits in the Legnica-Głogów Copper District, and Triassic limestones and sandstones from the deposits of thermal waters in the Podhale syncline. An examination was carried out on the basic physical and mechanical parameters, and then the parameters of the amplitude-time characteristics of the rock samples loaded dynamically. The study investigated the tendency of rocks to dilatancy under an uneven load  $\zeta = \sigma_3/\sigma_1 \leq 0.2 \dots 0.3$ . The overall principles of dilatancy development have been presented and the basic deformation properties of rocks as a dilatancy medium have been defined. The energy of deformation processes in conditions of dilatancy weakening has been analyzed. The basic mathematical relations for the evaluation of energy consumption of deformation processes have been formulated.

Acoustic properties of rocks have been determined and a way to recognize the development process of dilatancy with the help of the seismic method has been shown. Examples of the practical use of the phenomenon of dilatancy in mining have been presented.

Key words: dynamic load, dilatancy, sandstone, limestone, mudstone, dolomite, dilatancy properties, energy of deformation process, geodynamic threats, rock burst prophylactic

## **Wprowadzenie**

Podczas prowadzenia prac górniczych związanych z eksploatacją surowców mineralnych, należy zwrócić uwagę na zmianę właściwości ośrodka skalnego poddawanego różnego rodzaju obciążeniom. W zależności od celu planowanych prac ważne są różne cechy skał. Do podstawowych cech należą te, które charakteryzują sposób deformacji skał. W ostatnich czasach coraz więcej uwagi poświęca się poznaniu dylatancyjnych właściwości skał, w szczególności podczas dużych obciążeń (Michałjuk 2001), które określają zmiany nie tylko typowych cech geotechnicznych – gęstości objętościowej, porowatości, przepuszczalności, sprężystości itp., ale również wielu wskaźników ich stanu fizycznego na poziomie ich mikrostruktury, takich jak – energia oddziaływania międzyatomowego w sieci krystalicznej, energia powierzchniowa, kinetyka wzajemnych chemicznych oddziaływań (np. podczas podziemnego wyługowania, rozpuszczania, wytopu minerałów) oraz wiele innych. Szczegółne właściwości rozwoju procesów dylatancyjnych w ośrodkach skalnych pozwalają wyjaśnić wiele zjawisk w nich zachodzących, takich jak wstrząsy, tąpnięcia, czy zawały.

Przedstawione w pracy rezultaty badań dotyczą właściwości procesów dylatancyjnych w wybranych skałach towarzyszących pokładom węgla kamiennego w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, złożu rud miedzi w Legnicko-Głogowskim Okręgu Miedziowym oraz wód termalnych w niecce podhalańskiej. Możliwości wykorzystania dylatancji w praktyce inżynierskiej są szerokie i mogą służyć jako skuteczny środek usprawnienia wielu procesów technologicznych np. w otworach wydobywczych ropy naftowej i gazu czy wytworzenia skutecznych stref odprężenia w górotworze.

Eksperymenty przedstawione w pracy zostały przeprowadzone przez zespół pracowników Instytutu Geofizyki im. S.I. Subotina Narodowej Akademii Nauk Ukrainy oraz Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią Polskiej Akademii Nauk. Badania przeprowadzono w eksperymentalnej bazie naukowej oraz wdrożeniowej firmy Geotechnologia w Kijowie.

## 1. Ogólna charakterystyka właściwości fizyczno-mechanicznych badanych skał

W tabeli 1 zestawiono parametry fizyczno-mechaniczne 20 próbek skał określone na podstawie standardowych badań. Do badań wybrano próbki następujących skał:

- mułowiec i piaskowiec drobnoziarnisty z utworów karbońskich, z warstw jakłowieckich z KWK Marcel (próbki mułowca miały wyraźną laminację pod kątem  $\sim 30^\circ$  względem osi próbki) (próbki o numerach od 1 do 4),
- dolomit szary z utworów cechsztyńskich i średnioziarnisty piaskowiec z utworów czerwonego spągowca ze złoża rud miedzi w ZG Rudna (próbki o numerach od 5 do 16),
- wapień i różowy, gruboziarnisty piaskowiec z utworów triasowych z otworu geotermalnego w Bańskiej Niżnej (próbki o numerach od 17 do 20).

TABELA 1. Podstawowe parametry fizyczno-mechaniczne badanych próbek skał

TABLE 1. Basic physical mechanical parameters of rock samples tested

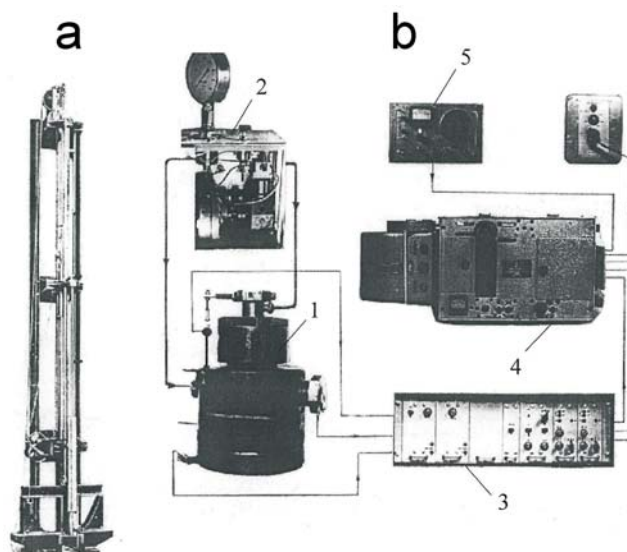
Nr próbki	Rodzaj skały	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$n$ [%]	$\nu$	$E$ [GPa]	$\sigma_0$ [MPa]
1	Mułowiec	2 613	2,50	0,252	13,6	128,1
2	Mułowiec	2 583	3,62	0,271	11,1	109,9
3	Mułowiec	2 575	3,92	0,232	13,1	106,7
4	Piaskowiec	2 717	0,84	0,168	53,1	102,4
5	Wapień	2 504	7,26	0,274	48,2	82,4
6	Wapień	2 499	7,44	0,251	43,5	60,4
7	Wapień	2 533	6,18	0,243	43,6	91,2
8	Wapień	2 535	6,11	0,248	54,5	82,4
9	Wapień	2 491	7,74	0,242	47,8	62,8
10	Wapień	2 527	6,41	0,261	49,3	70,6
11	Piaskowiec różowy	2 418	8,75	0,158	14,1	58,6
12	Piaskowiec różowy	2 413	8,94	0,141	15,7	62,9
13	Piaskowiec różowy	2 413	8,96	0,162	16,0	60,9
14	Piaskowiec różowy	2 420	8,68	0,170	16,5	75,7
15	Piaskowiec różowy	2 423	8,57	0,139	14,1	62,8
16	Piaskowiec różowy	2 415	8,87	0,162	17,2	61,4
17	Dolomit	2 709	3,25	0,238	30,8	124,1
18	Dolomit	2 677	4,39	0,229	38,9	106,8
19	Piaskowiec szary	2 459	7,21	0,176	11,9	64,2
20	Piaskowiec szary	2 483	6,30	0,154	13,5	64,9

Objaśnienia:  $\rho$  – gęstość objętościowa;  $n$  – porowatość;  $\nu$  – współczynnik Poissona;  $E$  – moduł Younga;  $\sigma_0$  – wytrzymałość na jednoosiowe ściskanie.

Badane skały wyróżniały się stosunkowo małym rozrzutem gęstości objętościowej od  $-4,3\%$  do  $+7,8\%$ , a większym dla porowatości od  $-86\%$  do  $+42\%$  i jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie od  $-23\%$  do  $+46\%$ .

## 2. Podstawy metodyczne przeprowadzenia badań

Podczas wielu badań ustalono, iż procesy dylatacyjne w skałach rozwijają się przy odpowiednio dużym wyężeniu skały i nierównomierności naprężenia (Scholz 1968; Obert 1976; Starogin, Protosenija 1979; Michaljuk 2001). W związku z tym, metodyka badań eksperymentalnych przewidywała wytworzenie w próbce dużych, regulowanych nierównomiernych wartości naprężenia. W tym celu wykonano specjalne stanowisko eksperymentalne, pozwalające generować w próbce skały statyczny lub dynamiczny, trójosiowy stan naprężenia ( $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ) i deformacji ( $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \varepsilon_3$ ) określone wyrażeniami:  $\sigma_1 \geq \sigma_2 = \sigma_3 \geq 0$  i  $\varepsilon_1 \neq \varepsilon_2 = \varepsilon_3 \neq 0$ . Układ zawierał system mechaniczny dla wytworzenia obciążenia dynamicznego (szyb 100 FU-122 – rys. 1a) lub obciążenia statycznego (prasa P-500), komorę próbną, system hydrauliczny wysokiego ciśnienia na bazie stacji pomp NSWD-2500, wykorzystywany do wytwarzania ciśnienia porowego oraz aparaturę kontrolno-rejestrującą. Ogólny schemat stanowiska badawczego przedstawiono na rysunku 1.



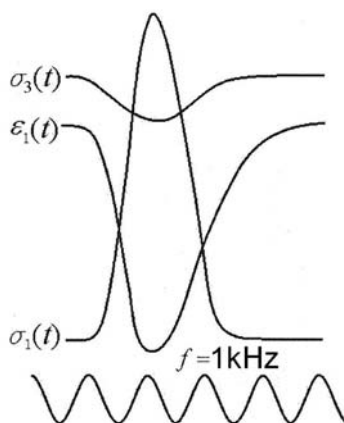
Rys. 1. Schemat stanowiska badawczego – system mechaniczny dla wytworzenia obciążenia dynamicznego 100 FU-122 (a); elementy stanowiska opisane w tekście (b)

Fig. 1. Scheme of experimental station – mechanical system to create the dynamic load (a); system elements described in the text (b)

Komora (1) jest grubościennym cylindrem położonym na membranie tensometrycznego czujnika, rejestrującego sumaryczną osiową siłę, przekazywaną przez tłok do cylindrycznej próbki o średnicy 40 mm i wysokości 75 mm, nasyconej naftą. Tłok połączony jest z czuj-

nikami przemieszczenia, którego wskazania rejestrują sumę osiowego przemieszczenia próbki, membrany i tłoka. Od stacji pomp NSW-2500 (2) do komory z próbką doprowadzone zostały dwa przewody w celu wytworzenia początkowego ciśnienia porowego z zastosowaniem oleju wrzecionowego. Jeżeli zachodzi konieczność przeprowadzenia prób z zerowym ciśnieniem porowym, izolacja wodoszczelna zostaje osiągnięta przez nałożenie specjalnych koszulek o grubości od 0,05 do 0,2 mm. Początkowe ciśnienie porowe kontrolowano za pomocą manometrów.

Sygnaly z czujnika przemieszczenia, a także z czujników ciśnienia, wzmocnione zostały za pomocą wzmacniaczy (3) tj. katodowych oscylografów C18-13. Do pomiarów wykorzystano oscylografy N-700 z szybkobieżną bębnową kasetą (4), N-115 lub oscylografy katodowe C9-16. Oscylogramy taktowano z częstotliwością 1 GHz za pomocą generatora (5). Przykład oscylogramu procesu dynamicznego zachodzącego w próbce został przedstawiony na rysunku 2 (doświadczenie nr 7).



Rys. 2. Przykład oscylogramu z zarejestrowanym procesem deformacji próbki (doświadczenie nr 7)

Fig. 2. An example of an oscillogram of a registered deformation process in a sample (test no. 7)

W związku z tym, że tłok komory szczelnie wypełniał jej przestrzeń roboczą, regulacja nierównomiernego naprężenia w próbce, opisanego stosunkiem najmniejszego głównego naprężenia  $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$  do największego  $\sigma_1(t)$ , wynikała z wypełnienia komory cieczą o zróżnicowanej ściśliwości.

W zależności od rozmiarów (średnicy) komory i próbki oraz obecności cieczy w komorze, w badanej próbce wytworzony został nierównomierny stan naprężenia. Jeżeli próbka mogła się odkształcać wyłącznie osiowo, wtedy

$$\sigma_1(t) > \sigma_2(t) = \sigma_3(t) = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_1(t) \quad (1)$$

i

$$\epsilon_1(t) > \epsilon_2(t) = \epsilon_3(t) = 0 \quad (2)$$

Jeżeli średnica próbki była mniejsza od średnicy komory, przy braku cieczy w komorze, w próbce generował się jednoosiowy stan naprężenia, wtedy

$$\sigma_1(t) > \sigma_2(t) = \sigma_3(t) = 0 \quad (3)$$

i

$$\varepsilon_1(t) > \varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t) \neq 0 \quad (4)$$

W przypadku wypełnienia komory cieczą, w wyniku różnej ściśliwości cieczy oraz skały, naprężenie osiowe  $\sigma_1(t)$  w próbce będzie różniło się od bocznego  $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$ , równego wartości ciśnienia cieczy wypełniającej komorę. Jeżeli próbka jest mniejszych rozmiarów od przestrzeni roboczej komory i zostanie podwieszona w jej wnętrzu wypełnionym cieczą, wówczas będzie doznawać wszechstronnego, równomiernego nacisku, wtedy

$$\sigma_1(t) = \sigma_2(t) = \sigma_3(t) = p(t) \quad (5)$$

i

$$\varepsilon_1(t) = \varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t) = \frac{1}{3} \theta(t) \quad (6)$$

gdzie

$\theta$  – objętościowa deformacja skały.

Zakładając sprężystą deformację komory i cieczy, składowe tensorów naprężenia i deformacji w próbkach obliczano z poprawkami związanymi z wygięciem membrany i deformacją tłoka z wykorzystaniem następujących zależności (Ljaw 1935; Timoszenko 1963):

$$\sigma_1(t) = \frac{4F(t)}{\pi d_0^2} - \sigma_2(t) \left( \frac{d_M^2}{d_0^2} - 1 \right) \quad (7)$$

$$\varepsilon_1(t) = \frac{\Delta h_0(t) - \Delta h_1(t) - \Delta h_2(t) - \Delta h_3(t)}{h_0} \quad (8)$$

gdzie:

$F(t)$  – sumaryczny nacisk na membranę komory,

$d_0$  – średnica próbki,

$d_M$  – średnica membrany,

$h_0$  – wysokość próbki,

$\Delta h_0(t)$  – całkowite przemieszczenie tłoka,

$\Delta h_1(t)$  – część przemieszczenia tłoka związana z wielkością jego nacisku:

$$\Delta h_1(t) = \frac{F(t)}{E} \left( \frac{l_1}{S_1} + \frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{1-\nu} \cdot \frac{l_2}{S_2} \right) \quad (9)$$

gdzie:

- $E$  – moduł Younga materiału tłoka,
- $\nu$  – współczynnik Poissona materiału tłoka,
- $l_1$  i  $S_1$  – długość i powierzchnia przekroju części tłoka odkształcającego się w warunkach jednoosiowego stanu naprężenia,
- $l_2$  i  $S_2$  – długość i powierzchnia przekroju części tłoka odkształcającego się w warunkach jednoosiowego stanu deformacji,
- $\Delta h_2(t)$  – przemieszczenie w wyniku sprężystej deformacji membrany czujnika dennego (Ljaw 1935; Timoszenko 1963),
- $\Delta h_3(t)$  – zmiana wysokości próbki w wyniku jej bocznej deformacji, związanej ze zwiększeniem średnicy wewnętrznej komory próbnej pod wpływem ciśnienia bocznego  $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$ :

$$\frac{\Delta h_3(t)}{h_0} = \frac{\sigma_2(t)(1+\nu)}{E \left[ \left( \frac{R_6}{R_H} \right)^2 - 1 \right]} \left[ 1 - 2\nu + \left( \frac{R_H}{R_6} \right)^2 \right] \quad (10)$$

- $R_6$  i  $R_H$  – promień wewnętrzny i zewnętrzny komory.

Deformację objętościową próbki obliczono na podstawie wzoru:

$$\theta(t) = \frac{\Delta V_0(t) - \Delta V_z(t) - \Delta V_k(t) - \Delta V_{ob}(t) - \Delta V_M(t)}{V_0} \quad (11)$$

gdzie:

- $\Delta V_0(t)$  – całkowita zmiana objętości komory w czasie  $t$ :

$$\Delta V_0(t) = \pi R_6^2 [\Delta h_0(t) - \Delta h_1(t)] \quad (12)$$

- $\Delta V_z(t)$  – zmiana objętości cieczy w komorze:

$$\Delta V_z(t) = V_z \beta_z \delta_2(t) \quad (13)$$

- $V_z$  – początkowa objętość płynu w komorze,
- $\beta_z$  – ścisliwość cieczy,
- $\Delta V_k(t)$  – zmiana objętości komory w wyniku jej sprężystego rozszerzenia, którą nietrudno ustalić za pomocą (10),
- $\Delta V_{ob}(t)$  – zmiana objętości koszulki ochronnej podczas prób z zerowym początkowym ciśnieniem, określona na podstawie ścisliwości materiału,

$\Delta V_M(t)$  – zmiana objętości komory w wyniku deformacji membrany czujnika dennego, określona na podstawie wygięcia zgodnie z procedurą przedstawioną w pracach Ljawa (1935) i Timoszenko (1963).

Znając  $\varepsilon_1(t)$  i  $\theta(t)$  nietrudno określić  $\varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t)$ :

$$\varepsilon_2(t) = \varepsilon_3(t) = \frac{1}{2}[\theta(t) - \varepsilon_1(t)] \quad (14)$$

W ten sposób można określić wszystkie składowe stanu naprężeniowo-deformacyjnego próbki. Należy podkreślić, iż poprawki brane pod uwagę są wystarczająco istotne i w zależności od właściwości skały mogą zmieniać się w następujących granicach:

$$\Delta h_1 = (0,12 \dots 0,60) \varepsilon_1 h_0 \quad (15)$$

$$\Delta h_2 = (0,02 \dots 0,10) \varepsilon_1 h_0 \quad (16)$$

$$\Delta h_3 = (0,05 \dots 0,20) \varepsilon_1 h_0 \quad (17)$$

Analiza błędów statystycznych pomiarów pozwoliła określić maksimum błędów wyznaczenia parametrów próbki w granicach od 5,1 do 10,8%.

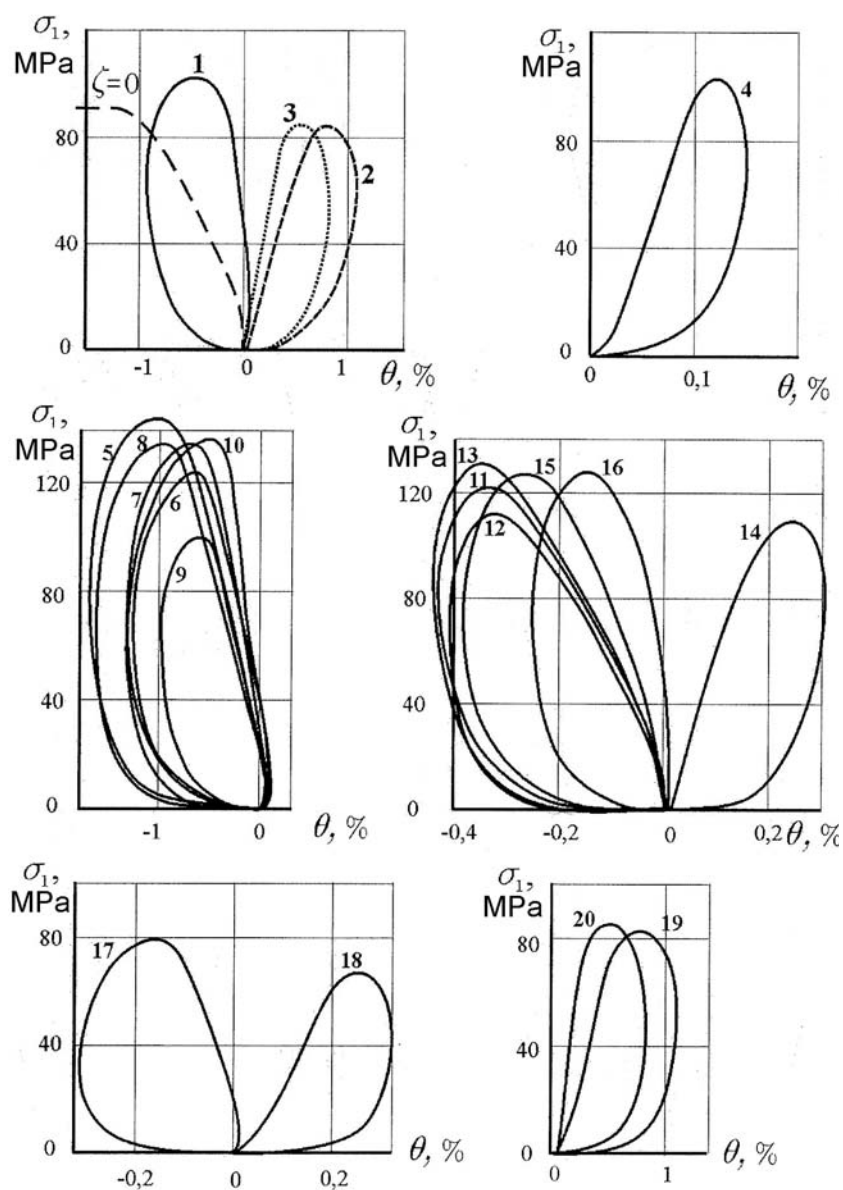
Przedstawiona metodyka badań została poddana kontroli testowej i otrzymała certyfikat Głównej Metrologicznej Służby Akademii Nauk Ukrainy.

### **3. Ogólne prawidłowości zachowania się skał przy nierównomiernych obciążeniach**

Na rysunku 3 przedstawione zostały wykresy dynamicznych deformacji skał dla nierównomiernego naprężenia zadawanego z różną intensywnością (numer krzywej odpowiada numerowi próbki w tabeli 1 i numerowi doświadczenia w tabeli 2). W tabeli 2 przedstawiono parametry amplitudowo-czasowej charakterystyki dynamicznego obciążenia każdej próbki. Analizując dane pomiarowe daje się zauważyć, że dla wszystkich typów skał charakterystyczna jest zależność deformacji objętościowej od stosunku najmniejszego naprężenia głównego do największego naprężenia głównego. Wzrost równomierności naprężenia powoduje, że proces deformacji zmierza w stronę kompaktacji ( $\theta > 0$ ). Zmniejszenie równomierności naprężenia powoduje rozluźnienie ( $\theta < 0$ ), przy czym efekt ten występuje tym silniej, im większa nierównomierność naprężenia.

Wszystkie badane skały w większym, bądź w mniejszym stopniu przejawiają skłonność do dylatacji, jeśli stosunek najmniejszego naprężenia głównego do największego przewyższa wartość graniczną, w zależności od rodzaju skały. Można uogólnić zachowanie się skał pod wpływem nierównomiernych dynamicznych obciążeń. W skałach o dużej porowatości (piaskowce) lub skłonnych do plastycznych deformacji (wapienie), tak samo jak w skałach





Rys. 3. Diagramy nierównomiernego dynamicznego obciążenia podanego w tabeli 2 dla mułowców (1–3), piaskowca (4), wapienia (5–10), różowego piaskowca (11–16), dolomitu (17–18) i szarego piaskowca (19–20)

Fig. 3. Diagrams of uneven dynamic load of mudstone (1–3), sandstone (4), limestone (5–10), pink sandstone (11–16), dolomite (17–18) and grey sandstone (19–20)

z istotną zawartością podatnych składników np. minerałów ilastych, na początku procesu deformacyjnego zachodzi kompaktacja, związana z częściowym zamknięciem przestrzeni porowej. Ta właściwość procesu deformacyjnego zauważalna jest podczas statycznych

TABELA 2. Parametry amplitudowo-czasowej charakterystyki próbek skalnych obciążonych dynamicznie

TABLE 2. Parameters of amplitude-time characteristics under dynamic load

Nr doświadczenia	$\sigma_1$ [MPa]	$\sigma_3$ [MPa]	$\xi$	$t_N$ [ms]	$t_+$ [ms]	$\Delta t$ [ms]	$\tau_N$ [ms]	$\tau_+$ [ms]	$\Delta\tau$ [ms]	$p$ [MPa]
1	102,99	14,26	0,1385	1,4	3,0	0,0	1,6	3,4	0,0	43,8
2	84,19	40,42	0,4738	1,8	4,0	0,2	2,0	4,1	0,0	54,7
3	84,80	27,60	0,3240	1,8	3,6	0,1	1,4	3,6	0,2	46,7
4	103,90	27,60	0,2657	1,6	3,2	0,2	1,6	3,4	0,0	53,0
5	144,05	17,40	0,1208	1,4	3,0	0,0	1,6	3,0	0,2	59,6
6	125,07	15,83	0,1266	1,2	3,0	0,2	1,4	3,0	0,2	52,2
7	135,34	18,08	0,1336	1,2	2,6	0,2	1,0	3,4	0,0	57,2
8	135,56	13,74	0,1013	2,4	4,2	0,2	2,2	4,0	0,2	54,3
9	100,21	14,39	0,1436	2,2	4,2	-0,2	2,2	4,4	-0,2	43,2
10	136,88	23,55	0,1720	1,6	3,2	0,0	1,8	3,4	-0,2	61,3
11	121,51	13,61	0,1120	2,0	3,6	0,0	2,0	3,6	0,0	49,6
12	110,78	12,30	0,1110	1,4	2,8	0,0	1,6	2,6	-0,4	45,1
13	129,97	14,78	0,1137	1,4	3,2	0,2	1,8	3,2	0,2	53,2
14	108,98	20,41	0,1873	1,4	2,8	0,2	1,2	2,4	0,4	49,9
15	126,54	16,88	0,1334	1,6	3,2	0,0	1,8	3,0	-0,4	53,4
16	126,78	16,35	0,1290	1,4	3,2	0,0	1,2	3,0	0,2	53,2
17	80,11	11,25	0,1404	1,8	3,4	0,0	1,8	3,8	0,0	34,2
18	66,92	30,61	0,4774	1,8	3,4	0,2	1,8	3,6	0,2	42,7
19	84,50	21,45	0,2539	2,2	4,0	0,2	2,6	4,4	-0,2	42,5
20	87,05	20,41	0,2344	1,7	3,4	0,0	1,8	3,4	0,0	42,6

Objaśnienia:  $\sigma_1$  – największe, główne naprężenie osiowe;  $\sigma_2(t) = \sigma_3(t)$  – ciśnienie boczne;  $t_N$  – czas narastania ciśnienia do maksimum;  $t_+$  – całkowity czas działania nadmiernego ciśnienia;  $\Delta t$  – fazowe przesunięcie sygnału  $\sigma_3(t)$  w odniesieniu do sygnału  $\sigma_1(t)$ ;  $t_N$  – czas narastania deformacji;  $t_+$  – całkowity czas rozwoju procesu deformacji;  $\Delta\tau$  – fazowe przesunięcie deformacji;  $p$  – średnie ciśnienie;  $\xi = \sigma_3/\sigma_1$ .

obciążeń (np. Obert 1976). Podczas dynamicznych obciążeń właściwość ta ogranicza się do setnych lub tysięcznych części procenta, a w wielu przypadkach – podczas deformacji skał o dużej gęstości, jak również przy dużych prędkościach obciążenia – może w ogóle nie występować.

Podczas równomiernego obciążania (dynamicznego lub statycznego) procesy deformacyjne w skałach rozwijają się zgodnie z prawami odpowiadającymi lub przybliżonymi do praw teorii sprężystości. Jeżeli stan naprężenia nie jest równomierny, deformacja objętościowa skały szybko zmniejsza się i osiąga wartości ujemne (patrz: krzywe 1, 5–13 i inne), co świadczy o rozluźnieniu struktury skały. Należy podkreślić, że przy statycznym obciążeniu rozluźnienie struktury skały obserwuje się na ogół przy osiągnięciu naprężenia od około 1/3 do około 2/3 granicznej wartości. W takim przypadku, podczas dynamicznej deformacji,

dylatacja skały jest zauważalna od momentu przyłożenia obciążenia i wzrasta w miarę jego zwiększania. Świadczy to o tym, iż podczas obciążeń dynamicznych wpływ dylatacji na rozwój procesu deformacyjnego przejawia się silniej i czytelniej.

Wielkość dylatacyjnego rozluźnienia skał zależy zarówno od intensywności, jak i od nierównomierności stanu naprężenia. W przeprowadzonych doświadczeniach, jeżeli naprężenie w skałach nie osiągało stanu granicznego, maksymalne rozluźnienie struktury skały wynosiło od 0,3% do 1,65%, co zadowalająco zgadza się z rezultatami obserwacji opisanymi w pracach Starogina (1979) i Brace'a i in. (1966) dla granitu, dolomitu, marmuru, bazaltu itp. Nieodwracalna część deformacji objętościowej jest znacząco mniejsza i w zależności od rodzaju skały waha się od dziesiątych części do jednego procenta. Należy jednak zauważyć, że przedstawione w tabeli 2 dane odpowiadają stanowi naprężenia z nierównomiernością  $\zeta \geq 0,1$ , kiedy ciśnienie boczne wywiera znaczące kompakcyjne oddziaływanie. W piaskowcach, mułowcach i dolomitach przejście do kompaktacji zachodzi już przy  $\zeta \geq 0,2 \dots 0,25$ . Wraz ze zwiększeniem nierównomierności obciążenia stopień rozluźnienia dylatacyjnego skał szybko wzrasta, osiągając maksymalny poziom dla tzw. progu makrodylatacji.

Ważną właściwością wykresów nierównomiernego dynamicznego obciążenia skał jest pętla histerezy, świadcząca o energochłonności procesu deformacyjnego, czyli zdolności skał do gromadzenia energii sprężystej. W pracach Ljachowa i Poljakowa (1967) oraz Michaljuka (2000) została przeanalizowana zależność kształtu i rozmiarów pętli histerezy od relaksacyjnych właściwości skał charakteryzujących się lepkością. Model skały jako lepko-sprężystego ciała o zróżnicowanych wykresach statycznej i dynamicznej deformacji można przedstawić w postaci:

$$\mu \varepsilon(t) + \frac{d\varepsilon(t)}{dt} = \frac{1}{E_d} \cdot \frac{d\sigma(t)}{dt} + \frac{\mu}{E_s} \sigma(t) \quad (18)$$

gdzie:

$E_d$  – graniczny dynamiczny moduł sprężystości,

$E_s$  – graniczny statyczny moduł sprężystości,

$\mu = E_d E_s [\eta (E_d - E_s)]^{-1}$ ,

$\eta$  – efektywny współczynnik dynamicznej lepkości skały.

Przydatność tego modelu i rolę lepkości w kształtowaniu pętli histerezy można ocenić wykorzystując oscylograficzne zapisy sygnałów  $\sigma(t)$  dla dowolnego z przeprowadzonych eksperymentów. Biorąc pod uwagę, że kształt sygnału naprężenia  $\sigma(t)$  jest zbliżony do symetrycznego, można go zapisać w postaci:

$$\sigma(t) = A \sin \omega t = A \sin \frac{2\pi t}{T} \quad (19)$$

gdzie:

$A$  – amplituda obciążenia,

$\omega$  – częstotliwość kołowa,

$T$  – okres procesu oscylacyjnego ( $T \approx 2t_+$ ).

Podstawiając (19) do (18) otrzymamy:

$$\mu \varepsilon + \dot{\varepsilon} = a \cos \omega t + b \sin \omega t, \quad a = \frac{A\omega}{E_d}; \quad b = \frac{A\mu}{E_s} \quad (20)$$

Jest to równanie różniczkowe pierwszego rzędu, którego ogólne rozwiązanie ma następującą postać:

$$\varepsilon(t) = \exp(-\int \mu dt) \left[ \int \exp(-\int \mu dt) (a \cos \omega t + b \sin \omega t) dt + C \right] \quad (21)$$

gdzie:

$C$  – stała całkowania, którą określa się z warunku: dla  $t = 0$ ,  $\varepsilon(t) = 0$ .

Całkowanie równania (21) prowadzi do wyrażenia:

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{\mu^2 + \omega^2} [(a\omega + b\mu) \sin \omega t + (a\mu - b\omega)(\cos \omega t - \exp(-\mu t))] \quad (22)$$

Z (19) i (22) otrzymamy równanie deformacji:

$$\varepsilon(t) = \frac{1}{\mu^2 + \omega^2} \left\{ (a\omega + b\mu) \frac{\sigma}{A} + (a\mu - b\omega) \left[ \sqrt{1 - \frac{\sigma^2}{A^2}} - \exp\left(-\frac{\mu}{\omega} \arcsin \frac{\sigma}{A}\right) \right] \right\} \quad (23)$$

Przydatność tego wzoru do opracowania wykresów  $\sigma(\varepsilon)$  została sprawdzona na przykładzie idealnego sprężysto-lepkiego ciała jakim jest olej wrzecionowy. Jednak obliczenia dla skał wskazują, że szerokość eksperymentalnie zarejestrowanej pętli histerezy jest przykładowo dwukrotnie większa od przewidywanej wzorem (23). Świadczy to o tym, że dla skał charakterystyczne są również inne (oprócz lepkości) mechanizmy procesów relaksacyjnych, związane z rozwojem dylatacji (np. wzajemny związek współczynnika efektywnej dynamicznej lepkości skały ze stopniem dylatacyjnego rozluźnienia jej struktury).

Należy zwrócić uwagę na zasadniczą różnicę w przebiegu wykresów obciążenia i odciążenia (rys. 3). Wykres obciążenia zbliżony jest do wykresu liniowego, natomiast wykres odciążenia jest typowym wykresem nieliniowym. Wykres obciążenia zależy od nierównomierności generowanego stanu naprężenia, natomiast konfiguracja wykresów odciążenia dla wszystkich  $\zeta$  jest jednakowa. Świadczy to o tym, iż na etapie odciążenia zachowanie zdeformowanego ośrodka kształtowane jest nie przez jego początkowe (naturalne) cechy, a przez stan fizyczny jaki ukształtował się pod wpływem procesu deformacyjnego na etapie obciążenia. Wykres odciążenia odpowiada nie tylko za nieodwracalność procesu deformacyjnego, ale również za jego energochłonność. Szersze informacje o znaczeniu wykresów odciążenia można znaleźć w pracy Trollopa i in. (1986).

#### 4. Charakterystyka deformacji skały jako ośrodka dylatancyjnego

W celu przeprowadzenia obliczeń inżynierskich w dowolnych warunkach obciążenia, ważną rzeczą jest ustalenie charakterystyk deformowanych skał, które wystarczająco obiektywnie wyrażałyby ogólne zasady zmian ich stanu fizycznego pod wpływem obciążenia. Do tej pory nie opracowano ujednoczonej charakterystyki deformacji skał dla ośrodków dylatancyjnych. Znane propozycje związane są w większości przypadków z tarciem w świetle równania Druckera-Pragera, dla obszaru przepływu plastycznego (Starogin, Protosenija 1979) i podanego w postaci (Nikolajewskij 1971):

$$d\theta = \beta(p)dp - \Lambda(\sqrt{I_{2\dot{\varepsilon}}})dt \quad (24)$$

gdzie:

- $\beta$  – objętościowa ściśliwość ośrodka,
- $I_{2\dot{\varepsilon}}$  – drugi niezmiennik dewiatora tensora prędkości deformacji,
- $\Lambda$  – prędkość dylatacji.

Wykorzystanie podobnych równań do oceny zachowania się skał (w szczególności w przedgranicznym stanie) prowadzi do istotnych nieścisłości, na co została zwrócona uwaga w pracy Starogina i Protosenija (1979). W związku z tym, w dalszej kolejności definiując związki i dobierając cechy określające deformacje skał należy opierać się na ogólnych zależnościach fizycznych.

Wiadomym jest, że stan ośrodka, przy ustalonych parametrach obciążenia (deformacji) w czasie, charakteryzuje się trzema parametrami: ciśnieniem (naprężeniem)  $p$ , objętością  $V$  i temperaturą  $T$  i może być przedstawiony w postaci:

$$F_1(p, V, T) = 0 \quad (25)$$

Można przyjąć, że dla większości sposobów deformacji skał w procesach technologicznych, podczas ich obciążenia, temperatura pozostaje niezmienna. W związku z tym, zależność (25) może być przedstawiona w następujący sposób:

$$F(p, V) = \varphi(p, \theta) = 0 \quad (26)$$

Dla określenia ostatniej zależności konieczne są dalsze założenia:

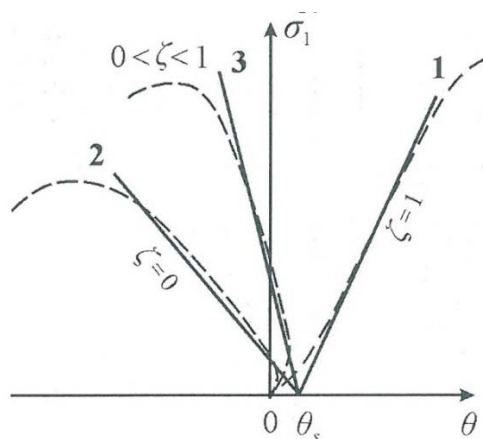
1. Skały na etapie obciążenia zachowują się w przybliżeniu jak ciała liniowo-sprężyste.
2. Nierównomierność stanu naprężenia określa wartość naprężenia ścinającego proporcjonalnego do różnicy naprężeń  $\sigma_1 - \sigma_3$ .
3. Nieliniowość deformacji skał jest najbardziej zauważalna w stadium odciążenia, które określa energochłonność procesu deformacyjnego.

Biorąc pod uwagę powyższe założenia, równanie stanu na etapie obciążenia może być przedstawione w następujący sposób (rys. 4):

$$\theta(p, \varsigma) = \theta_s + \frac{p}{K} - \frac{\psi p}{k_d(\varsigma)} \quad (27)$$

gdzie:

- $\theta_s$  – początkowa kompakcja skały przy przyłożonym obciążeniu,
- $K$  – moduł ściśliwości objętościowej,
- $k_d$  – charakterystyka deformacji, wyrażająca zależność deformacji objętościowych od wielkości naprężenia ścinającego, proporcjonalnego do różnicy  $\sigma_1 - \sigma_3$ ,
- $\psi$  – współczynnik określający rodzaj stanu naprężenia.



Rys. 4. Modelowe charakterystyki deformacji skały, dla:

$$1 - \frac{p}{K}; \quad 2 - \frac{p}{k_0}; \quad 3 - \theta(p, \zeta)$$

Fig. 4. Model characteristics of rock deformation for:

$$1 - \frac{p}{K}; \quad 2 - \frac{p}{k_0}; \quad 3 - \theta(p, \zeta)$$

Oczywistym jest, że  $k_d$  zależy od nierównomierności stanu naprężenia ośrodka. Dla opisanego schematu przeprowadzenia badań eksperymentalnych równanie (27) można przedstawić jako zależność deformacji objętościowej od największego naprężenia głównego i stosunku naprężenia  $\zeta$ :

$$\theta(\sigma_1, \zeta) = \theta_s + \frac{1+2\zeta}{3} \cdot \frac{\sigma_1}{K} - \frac{\sigma_1}{k_d} (1-\zeta) \quad (28)$$

W celu opisanego zachowania się skały na etapie obciążenia konieczna jest znajomość trzech charakterystyk deformacji: stopnia początkowej kompaktacji, modułu ściśliwości objętościowej oraz współczynnika  $k_d$ . Jak zostało podkreślone, dla skał twardych  $\theta_s \rightarrow 0$ , wobec czego dopuszczalne jest pominięcie tej wielkości, upraszczając zależność  $\theta(\sigma_1, \zeta)$ .

Posługiwanie się wielkością  $k_d$  jest niewygodne ze względu na jej zależność od nierównomierności stanu naprężenia. W związku z tym, tworząc podstawową charakterystykę deformacji, wpływu naprężenia ścinającego na rozwój deformacji objętościowych, celem jest dokonanie uproszczeń związanych z  $k_d$ , np. w stanie jednoosiowego ściskania, kiedy  $\zeta = \sigma_3/\sigma_1 = 0$  można ją nazwać modułem dylatacji  $k_0$ ; wówczas wielkość  $k_d$  może zostać

przedstawiona jako  $k_d = f(k_0, \zeta)$ . Funkcja ta została opracowana na podstawie badań eksperymentalnych.

Rezultaty opracowania danych eksperymentalnych zgodnie z równaniem (28) zostały przedstawione w tabeli 3. Na podstawie danych z tej tabeli można wyznaczyć postać funkcji  $k_d = f(k_0, \zeta)$  (rys. 5).

TABELA 3. Parametry charakterystyki deformacji skał zgodnie z równaniem (28)

TABLE 3. Parameters of rock deformation characteristics according to equation (28)

Numer doświadczenia	$\theta_s$ [%]	$K$ [GPa]	$k_d$ [GPa]	$k_0$ [GPa]	$\alpha$	$k_d/k_0$
1	0,048	9,14	13,15	6,97	4,26	1,89
2	0,029	10,44	98,06	7,05	4,10	13,91
3	0,018	9,56	31,07	6,54	3,98	4,75
4	0,013	26,65	55,98	7,52	6,50	7,44
5	0,000	35,54	14,70	6,77	6,02	2,17
6	0,051	29,19	14,73	6,61	5,92	2,23
7	0,000	28,27	17,38	7,02	6,32	2,48
8	0,002	36,04	12,83	6,59	6,24	1,95
9	0,002	30,87	13,05	6,01	5,00	2,17
10	0,000	34,38	18,05	6,54	5,38	2,76
11	0,025	6,87	10,67	6,00	4,85	1,78
12	0,020	7,29	10,62	5,86	5,05	1,81
13	0,026	7,89	15,23	6,34	4,96	2,40
14	0,018	8,33	18,93	6,62	5,64	2,80
15	0,012	6,51	10,52	5,26	4,84	2,00
16	0,070	8,48	13,59	6,62	5,21	2,05
17	0,058	19,59	23,24	7,89	7,14	2,95
18	0,040	23,92	446,3	7,29	6,73	61,2
19	0,012	6,12	28,75	6,16	5,26	4,67
20	0,006	6,50	13,96	6,24	4,91	3,71

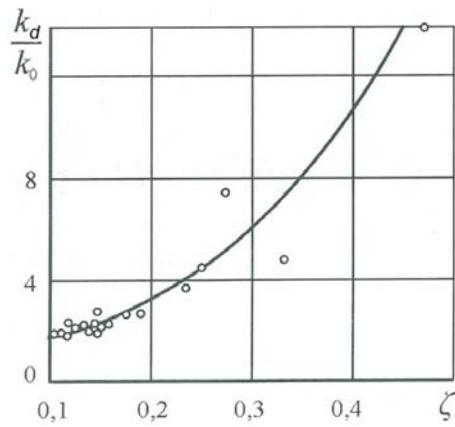
Krzywa na rysunku 5 może przyjmować postać:

$$k_d = k_0 (1 - \zeta)^{-\alpha} \quad (29)$$

gdzie:

$\alpha$  – eksperymentalny współczynnik.

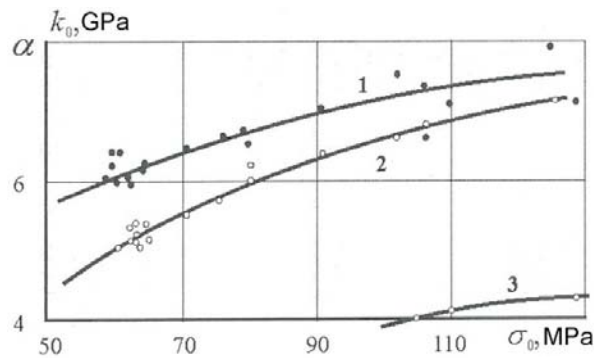
Dla wszystkich przeprowadzonych doświadczeń średnia wartość  $\alpha$  jest równa 5,077. Jednak bardziej szczegółowa analiza pozwoliła ustalić, że wielkości  $k_0$  i  $\alpha$  we wzorze (29)



Rys. 5. Wykres funkcji  $k_d = f(k_0, \zeta)$

Fig. 5. The graph of function  $k_d = f(k_0, \zeta)$

przejawiają słabą zależność od nierównomierności stanu naprężenia, zbliżoną do liniowej. Ponadto, zależność wielkości  $k_0$  i  $\alpha$  od indywidualnych cech badanych skał, a w pierwszej kolejności od ich wytrzymałości ma w przybliżeniu przebieg liniowy (rys. 6).



Rys. 6. Wpływ wytrzymałości skały na moduł dylatacji  $k_0$  (1 – wypełnione kółka) i współczynnik  $\alpha$  (2 i 3 – puste kółka)

Fig. 6. Influence of rock strength on the dilatancy module (1) and the coefficient  $\alpha$  (2 and 3)

Jak widać na rysunku 6 wpływ wytrzymałości skał na moduł dylatacji  $k_0$  (krzywa 1) i współczynnik  $\alpha$  (krzywa 2) jest przypuszczalnie zanikający, ale mimo to wyraźnie zauważalny. W przybliżeniu trzykrotny wzrost wytrzymałości skały powoduje wzrost wielkości  $k_0$  o 40%, a współczynnika  $\alpha$  – o 75%. Krzywe przedstawione na rysunku 6, w przedziale jednoosiowej wytrzymałości na ściskanie większej od 50 MPa, można opisać za pomocą zależności:

$$k_0 = 4,48(\sigma_0 - 50)^{0,1174} \quad (30)$$



$$\alpha = 2,86(\sigma_0 - 50)^{0,2105} \quad (31)$$

gdzie:

$\sigma_0$  – jednoosiowa wytrzymałość na ściskanie w MPa.

Zależność  $\alpha(\sigma_0)$  jest odmienna dla wyników prób dla łupków (krzywa 3), co może być spowodowane ich charakterystycznymi właściwościami petrograficznymi.

### 5. Energia procesów deformacji skał podczas nierównomiernych obciążeń

Wiadomo, że przy dynamicznej deformacji skał, wykresy  $\sigma(\theta)$  mają postać pętli histerezy (rys. 3). Przyjmując, że energia procesu deformacji jest określona przez pole pętli histerezy  $A = \int p(\theta)d\theta$ , łatwo dojść do wniosku, że dynamicznej deformacji (a w szczególności dylatancyjnemu rozluźnieniu) towarzyszy wydatek dużej ilości energii. W tabeli 4 zostały przedstawione rezultaty obliczeń energochłonności procesów deformacji dla wszystkich badanych prób, jak również dane dotyczące zużycia energii na jednostkę całkowitej deformacji  $\theta_m$  i jej nieodwracalnej części  $\theta_n$ .

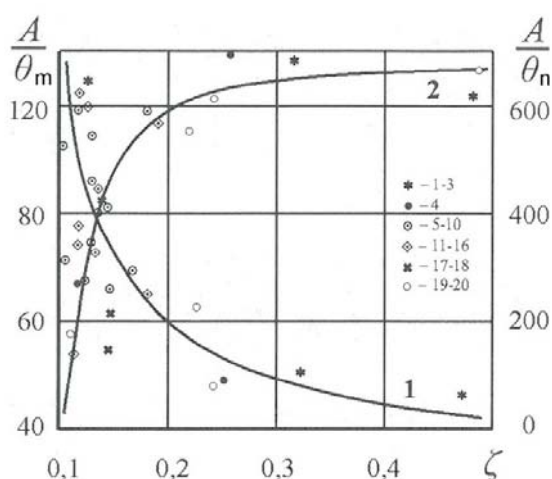
TABELA 4. Parametry energochłonności procesów deformacji badanych skał (opis wielkości w tekście)

TABLE 4. Parameters of energy consumption of deformation processes in the rocks studied

Numer doświadczenia	$\theta_m$ [%]	$\theta_n$ [%]	$A \cdot 10^{-6}$ [J/m <sup>3</sup> ]	$A/\theta_m$	$A/\theta_n$
1	-0,930	-0,12	0,7689	82,68	640,75
2	1,050	0,08	0,4980	47,40	622,83
3	0,810	0,06	0,4115	50,80	685,83
4	0,116	0,008	0,0556	47,96	695,00
5	-1,652	-0,60	1,6448	99,56	274,12
6	-1,253	-0,34	1,0738	85,69	315,81
7	-1,333	-0,31	1,2528	93,98	404,11
8	-1,580	-0,45	1,4675	92,88	326,11
9	-1,000	-0,16	0,6578	65,78	411,09
10	-1,361	-0,48	1,3455	98,86	280,31
11	-0,431	-0,18	0,3304	76,65	183,53
12	-0,409	-0,20	0,2964	72,48	148,22
13	-0,440	-0,13	0,3442	78,23	264,77
14	0,298	0,033	0,1892	63,49	573,33
15	-0,384	-0,11	0,3254	84,73	295,80
16	-0,250	-0,04	0,2520	100,78	629,88
17	-0,287	-0,11	0,1790	62,37	162,73
18	-0,294	0,017	0,1139	38,74	662,05
19	1,290	0,098	0,6012	46,60	610,30
20	0,870	0,10	0,5428	62,38	542,75

Porównując dane z tabel 3 i 4 można zauważyć, że energochłonność procesów deformacji jest bezpośrednio związana z nierównomiernością stanu naprężenia skały. Związek ten został zilustrowany krzywymi na rysunku 7, gdzie krzywa 1 odpowiada zależności  $A/\theta_m = \varphi_1(\zeta)$ , natomiast krzywa 2 – zależności  $A/\theta_n = \varphi_2(\zeta)$ . Mimo widocznego rozrzutu danych, związanego ze stanem fizycznym oraz właściwościami badanych próbek, wszystkie one wystarczająco ściśle grupują się, co pozwala wyciągnąć wniosek o obiektywności analizowanych wzajemnych związków.

Przede wszystkim zwraca uwagę przeciwne położenie krzywych 1 i 2. Jeśli energia wydatkowana na rozwój procesu deformacji ze zwiększeniem równomierności obciążenia zmniejsza się, to zużycie energii na nieodwracalną deformację wzrasta, przy zwiększeniu  $\zeta$ . Najbardziej istotnie efekt ten zaznacza się przy  $\zeta \leq 0,2$ , tj. przy stanach naprężenia odpowiadających rozwojowi dylatacji. Dla  $\zeta > 0,2$  obie krzywe wskazują na słabący wpływ nierównomierności stanu naprężenia na energochłonność procesów deformacji.



Rys. 7. Wpływ nierównomierności stanu naprężenia na energochłonność dynamicznych procesów deformacji, gdzie 1 –  $A/\theta_m = \varphi_1(\zeta)$ ; 2 –  $A/\theta_n = \varphi_2(\zeta)$ ; numery oznaczeń odpowiadają numerowi próbki

Fig. 7. Effect of uneven of stress on energy consumption of the dynamic deformation processes  
1 –  $A/\theta_m = \varphi_1(\zeta)$ ; 2 –  $A/\theta_n = \varphi_2(\zeta)$

- Krzywe na rysunku 7 pozwalają na sformułowanie kilku praktycznych wniosków:
- właściwości skał wykazują zdecydowanie mniejszy wpływ na energochłonność deformacji niż na nierównomierność stanu naprężenia,
  - największą ilość energii sprężystej skała gromadzi w stanach naprężenia o wysokiej nierównomierności. Zużycie energii na rozwój nieodwracalnych procesów jest w takich warunkach minimalne i powstaje zagrożenie nagłego, sprężystego rozładowania energii masywu skalnego w formie odspojenia, odprężenia lub tąpnięcia. Możliwość powstania takiego efektu jest tym bardziej prawdopodobna im większa jest wartość naprężenia różnicowego w masywie skalnym.

Dla wstępnej oceny energochłonności procesów deformacji mogą być zalecane następujące wyrażenia aproksymujące krzywe 1 i 2 na rysunku 7:

$$\frac{A}{\theta_m} = 2,82\zeta^{-1,34} + 35; \quad \frac{A}{\theta_n} \cong 700\zeta^{0,0625} - \frac{0,0164}{\zeta^{4,706}} \quad (32)$$

Błąd obliczeń według tych wzorów nie przekracza 5%. W przypadku konkretnych rodzajów skał można zauważyć tendencję do obniżania wydatku energii przy zmniejszeniu wytrzymałości różnych próbek.

### **Podsumowanie – wybrane praktyczne zastosowania rezultatów badań**

Badanie właściwości dylatacyjnych pozwala nie tylko analizować zachowanie się różnych masywów skalnych, ale również wskazać na racjonalne sposoby doskonalenia technologii prac górniczych. Szczegółowa analiza takich sposobów nie jest podstawowym zadaniem tej pracy, tym niemniej scharakteryzowano wybrane problemy technologiczne mające związek z przeprowadzonymi badaniami. Bardziej szczegółowo charakterystykę praktycznego wykorzystania właściwości dylatacyjnych można znaleźć w pracach Michaljuka (1986 i 2001) i innych.

### *Dylatacja i zjawiska dynamiczne w masywach skalnych*

Wiadomym jest, iż zmiana stanu naprężenia w masywie skalnym wiąże się ze zmianą jego stanu deformacji, aż do osiągnięcia nowego stanu równowagi. W pracach górniczych najbardziej niebezpiecznymi przejawami takich przejść są odprężenia i tąpnięcia, mające często katastroficzny charakter. Przyczyna tych zjawisk geodynamicznych jest związana z akumulacją w masywie skalnym znaczącej ilości sprężystej energii deformacji, która wyzwala się skokowo, jeżeli stan naprężenia zbliżony jest do granicznego. W przypadku dużej nierównomierności stanu naprężenia występuje duże zagrożenie wystąpieniem zjawiska geodynamicznego. W skałach skłonnych do intensywnego rozwoju dylatacji, zagrożenie zdecydowanie wzrasta w związku z obniżeniem poziomu naprężenia granicznego w wyniku dylatacyjnego rozluźnienia skały. W efekcie gwałtowne przemieszczenie w ośrodku skalnym może nastąpić wcześniej niż jest to przewidywane na podstawie standardowych danych o wytrzymałości skały. Wynika z tego, że wszelkie przedsięwzięcia ukierunkowane na ograniczenie nierównomierności stanu naprężenia w ośrodku skalnym będą sprzyjać obniżeniu zagrożenia tąpnięciem. Można wskazać na następujące sposoby osiągnięcia tego celu:

- prace górnicze należy planować w taki sposób, aby wykluczyć powstawanie obszarów krytycznego nagromadzenia energii sprężystej, tj. lokalnych stref o nierównomiernym stanie naprężenia dla  $\zeta \leq 0,2 \dots 0,3$ ;
- zmiana stanu fizycznego skały w kierunku zwiększenia współczynnika Poissona (np. drogą nasycenia przestrzeni porowej wodą, substancjami powierzchniowo czyn-

nymi bądź innymi aktywnymi lub neutralnymi cieczami) sprzyja obniżeniu nierównomierności stanu naprężenia, a w konsekwencji zmniejszeniu nagromadzenia sprężystej energii w górotworze;

- należy dążyć do uplastycznienia szkieletu skał w wyniku iniekcji różnych mieszanin, oddziaływania wibracyjnego i tym podobnych przedsięwzięć. Ilość nagromadzonej energii jest w przybliżeniu proporcjonalna do kwadratu amplitudy naprężenia granicznego, a jego zmniejszenie zredukuje energonasylenie ośrodka skalnego.

Oczywiście wiele z tych zabiegów wykonywanych jest rutynowo w praktyce robót górniczych, jednak badanie dylatancyjnych właściwości skał daje możliwość bliższego wyjaśnienia ich fizycznego charakteru.

### *Dylatacja i przepuszczalność hydrauliczna skał*

Jedną z ważniejszych geotechnicznych właściwości skały jest przepuszczalność hydrauliczna ośrodka skalnego, na przykład regulująca wydajność odwiertów przy wydobywaniu wód podziemnych, ropy, gazu ziemnego itp. Dylatancyjne rozluźnienie skały w istocie charakteryzuje się zwiększeniem rozmiarów kanałów porowych. Zgodnie z teorią Griffitha, do powstania mikroszczeliny niezbędne jest naprężenie tym mniejsze, im większy jej rozmiar. Zrozumiałym jest, iż w ośrodku porowatym rolę tę spełniają kanały porowe i dlatego też dylatancyjne rozluźnienie struktury skały prowadzi przede wszystkim do powiększania istniejących porów.

Wyobraźmy sobie ośrodek skalny, w którym przestrzeń porowa modelowana jest za pomocą systemu cylindrycznych kanałów o takim samym promieniu, skierowanych wzdłuż strumienia przepływającego płynu. Wówczas zgodnie z prawem Poiseuille'a strumień płynu przez powierzchnię obszaru  $S$  równy jest

$$Q_0 = nS\pi r^4 \Delta p / 8\eta l \quad (33)$$

gdzie:

- $n$  – ilość porów,
- $r$  – promień kanału porowego,
- $\eta$  – współczynnik lepkości dynamicznej płynu,
- $l$  – długość drogi filtracji,
- $\Delta p$  – spadek ciśnienia na wejściu i wyjściu z kanału porowego.

Jeżeli w rezultacie dylatancyjnego rozluźnienia, promień kanałów porowych zwiększa się do  $r + \delta$ , to strumień cieczy wzrasta do

$$Q = nS\pi(r + \delta)^4 \Delta p / 8\eta l \quad (34)$$

Jeżeli stopień dylatancyjnego rozluźnienia ośrodka skalnego jest stosunkowo niewielki, zmianę  $n$ ,  $S$ ,  $r$  pod wpływem dylatacji można pominąć i wówczas zmiana wydajności strumienia jest równa (przy niezmiennych  $\Delta p$  i  $\eta$ ):

$$\frac{Q}{Q_0} = \left(1 + \frac{\delta}{r}\right)^4 \quad (35)$$

Nieskomplikowane obliczenia pokazują, że objętościowe rozluźnienie struktury skały w przedziale do 0,5 ... 1% prowadzi do zwiększenia rozmiarów kanałów porowych do 18 ... 25% i sprzyja zwiększeniu strumienia o 2 ... 2,5 razy. W warunkach naturalnych doświadczenie to zostało sprawdzone w ropo- i gazowydobywczym odwiertach zachodniej Syberii.

### *Dylatacja i akustyczne właściwości skał*

Mając na uwadze, że procesy dylatacyjne w ośrodkach skalnych związane są z rozluźnieniem ich struktury, należy oczekiwać, iż powinno to znaleźć odzwierciedlenie w prędkości propagacji drgań sprężystych. Wniosek taki bezpośrednio wynika z prawa Willygo (Derlich 1970), które dla nienasyconych ośrodków skalnych można zapisać w postaci:

$$\frac{1}{V_p^k} = \frac{\alpha_1 + \theta_n}{V_M} + \frac{\alpha_3 - \theta_n}{V_g} \quad (36)$$

gdzie:

- $V_p^k$  – prędkość fali podłużnej (typu P) w próbce,
- $\alpha$  i  $\alpha_3$  – zawartość fazy mineralnej i gazowej w skale,
- $\theta_n$  – nieodwracalna część deformacji objętościowej (przy kompaktacji  $\theta_n > 0$ , przy rozluźnieniu  $\theta_n < 0$  – patrz wykres deformacji na rys. 3),
- $V_M$  i  $V_g$  – prędkości podłużnych fal sprężystych w szkieletcie skały i w gazie.

Badania prędkości fal ultradźwiękowych próbek piaskowców (tab. 5) potwierdzają tezę: kompaktacja skały powoduje zwiększenie prędkości propagacji podłużnych fal, rozluźnienie prowadzi do zmniejszenia tej prędkości. Mimo tego, że zmiana prędkości fali jest stosunkowo niewielka, to jest wystarczająco zauważalna, aby ją zarejestrować.

Zmniejszenie prędkości fali w wyniku rozwoju procesów deformacji nie świadczy jeszcze o rozwoju dylatacji, ponieważ może być wynikiem występowania różnego rodzaju defektów w próbce. O wiele ważniejszą, z punktu widzenia ustalenia mechanizmu zmian akustycznych właściwości skał, jest anomalia prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych. Oczywiście, dla ośrodków sprężystych stosunek prędkości fal podłużnych  $V_p$  i poprzecznych  $V_s$  podlega następującej zależności:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{(1-\nu)(2+2\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (37)$$

gdzie:

- $\nu$  – współczynnik Poissona.

TABELA 5. Prędkości fali typu P w próbkach piaskowca

TABLE 5. P-wave velocity in the sandstone samples

Numer doświadczenia	$V_p^0$ [m/s]	$V_p^k$ [m/s]	$\frac{V_p^0 - V_p^k}{V_p^0} \cdot 100\%$
4	4579	4575	4,02
11	2489	2456	1,33
12	2616	2578	1,45
13	2661	2632	1,09
14	2705	2712	-0,26
15	2472	2449	0,93
16	2757	2749	0,29
19	2293	2309	-0,70
20	2404	2420	-0,67

Objaśnienia:  $V_p^0$  – prędkość fali typu P przed badaniami mechanicznymi,  $V_p^k$  – prędkość fali typu P po badaniach mechanicznych

Dla najbardziej rozpowszechnionej wartości  $\nu = 0,25$ ,  $V_p/V_s = \sqrt{3} \approx 1,71$ . Rozluźnienie dylatancyjne jako wynik poprzedzającego go rozwoju deformacji poprzecznych, charakteryzuje się szybkim zwiększeniem współczynnika Poissona. Jak zostało pokazane w pracach Starogina (1979), Michaljuka (2001) i innych, w warunkach jednoosiowego ściskania współczynnik  $\nu$  może wzrosnąć 3 ... 4 razy i więcej, przy czym różnice pomiędzy prędkościami  $V_p$  i  $V_s$  gwałtownie zmniejszają się. Jeżeli przyjmujemy prawdziwość relacji (37) dla obszaru rozluźnienia dylatancyjnego (co wymaga specjalnego sprawdzenia i udowodnienia), można obliczyć, że przy  $\nu > 1$  (dla  $0,5 \leq \nu \leq 1$  nie należy posługiwać się tym wzorem) stosunek  $V_p/V_s$  jest mniejszy od jeden i tylko wraz ze wzrostem  $\nu$  zbliża się do niego. Na tę anomalię prędkości fal sprężystych zwrócono uwagę w wielu pracach (Sadowskij 1970; Nur 1972; Aggrawal i in. 1973; Anderson, Whitcomb 1975; Freudenthal 1975; Hardley 1975), gdzie była ona rozpatrywana jako wynik rozwoju efektów dylatancyjnych i nagromadzenia nadmiernej energii w skorupie ziemskiej w okresie poprzedzającym trzęsienia ziemi. W związku z tym badania akustycznych właściwości masywów skalnych w strefach nierównomiernego stanu naprężenia mogą nie tylko posłużyć do wyznaczenia obszarów nagromadzenia sprężystej energii deformacji, wywołanej dylatacją, ale również ocenić stopień zagrożenia zniszczeniem.

### Literatura

- Aggrawal i in. 197 – Aggrawal J.R., Sykes L.R., Armbruster J., Sbar M.L., 1973 – Premonitory changes in seismic velocities and prediction of earthquakes. *Nature*, vol. 241, no. 5392, 101–104.
- Anderson D.L., Whitcomb J.H., 1975 – Time-dependent seismology. *J. Geophys. Res.*, v. 80, no. 11, 1497–1503.
- Brace i in. 1966 – Brace W.F., Paulding B.N., Scholz C., 1966 – Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *J. Geophys. Res.*, v. 71, no. 16, 3939–3953.

- Derlich S., 1970 – Transformations du milieu dues a une explosion nucleaire soustraine. Conf. Proc. Peaceful Nuclear Explosions, Vienna, IAEA, 123–138.
- Freudenthal F.L., 1975 – Shear dilatancy in rock and precursory changes in seismic velocities. Geophys. Res. Lett., vol. 2, no. 11, 517–520.
- Hardley K., 1975 –  $V_p/V_s$  anomalies in dilatant rock samples. Pure and Appl. Geophys. Res., v. 113, no. 1,2, 1–23.
- Michaljuk A.W., 1986 – Torpediowanie i impulsnyj gidrorazryw plastow. Wyd. Nauk. Dumka, Kijów, 208s.
- Michaljuk A.W., 2001 – Dilatansja i jego wlijanije na swojstwa gornych porod pri doridilnych dinamicieskich nagruzkach. Wyd. WIPOL, Kijów, 102 s.
- Michaljuk A.W., Zacharow W.W., 2000 – Rjelaksacionnyje effieky w dinamike gruntow i gornych porod. Prikl. Mechanika i techn. fizika, t. 41, nr 3, 202–212.
- Nikolajewskij W.N., 1971 – Opriedieljajusije uprawnienija plasticieskowo dieformirowanija sypucich sried. Prikl. Matematika i miechanika, t. 35, nr 6, 1070–1082.
- Nur A., 1972 – Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of ts/tp travel times. Bull. Seismol. Soc. Amer., vol. 62, no. 15, 1217–1222.
- Obert L., 1976 – Chropkoje razruszenije gornych porod. Wyd. Mir, Moskwa, t. 7, część 1, 59–128.
- Ljachow G.M., Poljakowa N.I., 1967 – Wolny w plotnych sriedach i nagruzki na sooruzenia. Wyd. Niedra, Moskwa, 232 s.
- Ljaw A., 1935 – Matjematicszkaja tieorija uprugosti. Wyd. ONTI, Moskwa, 674 s.
- Sadowskij M.A. (red), 1970 – Fizicieskije osnovanija poiskow mietodow prognoza ziemlietriasienij: Wyd. Nauka, Moskwa, 150 s.
- Scholz C.H., 1968 – Microfracturing and inelastic deformation of rocks in compression. J. Geophys. Res., v. 73, no. 4, 1417–1432.
- Starogin A.N. Protosenija A.G., 1979 – Plasticnost gornych porod. Wyd. Niedra, Moskwa, 301 s.
- Timoszenko S.P., Wojnowskij-Kruger S., 1963 – Plastiny i obolocki. Wyd. Fizmatgiz, Moskwa, 635 s.
- Trollop i in. 1983 – Trollop D.H., Bok H., Biest B.S. i in., 1983 – Wwiedienije w miechaniku skalnych porod. Wyd. Mir, 276 s.

