

Zależność wartości współczynnika Biota od rodzaju medium porowego

BARBARA DUTKA, ZBIGNIEW LIZAK, ANDRZEJ NOWAKOWSKI,
JANUSZ NURKOWSKI, MIROSLAW WIERZBICKI

Instytut Mechaniki Górotworu PAN, ul. Reymonta 27; 30-059 Kraków

Streszczenie

Artykuł poświęcony jest badaniom laboratoryjnym pewnych stałych materiałowych służących do opisu zjawisk zachodzących w ośrodku porowatym. W szczególności przedmiotem badań były moduły sprężystości objętościowej skały (K) i jej szkieletu (K_S), oraz tzw. współczynniki Biota będące funkcją modułów K i K_S oraz porowatości skały (n).

Do badań wykorzystano próbki skalne wycięte z dwóch skał: piaskowca i opoki. Dla wszystkich próbek wyznaczono w piknometrze gęstości pozorne i rzeczywiste a na ich podstawie wyliczono wartości porowatości. Następnie wykonano na nich badania kinetyki sorpcji dla dwóch gazów: fizykochemicznie obojętnego helu (He) i sorbującego ditlenku węgla (CO_2).

Eksperymenty ścisłości wykonywano dla czterech płynów porowych: dwóch cieczy (wody i ropy) i dwóch gazów (azotu i dwutlenku węgla). Moduł K wyznaczano na podstawie eksperymentów, w których ciśnienie płynu porowego było równe ciśnieniu atmosferycznemu, a moduł K_S na podstawie eksperymentu, w którym ciśnienie porowe było równe ciśnieniu okólnemu. Wszystkie testy ścisłości były testami drenowanymi.

Eksperymenty pokazały, że wartości modułów K i K_S (a co za tym idzie wartości współczynników Biota) zależą w stosunkowo niewielkim stopniu od rodzaju płynu wypełniającego przestrzeń porową skały. Wydaje się, że czynnikiem decydującym o tych wartościach jest stopień wypełnienia płynem przestrzeni porowej skały i możliwości filtracji płynu w tej przestrzeni. Eksperymenty pokazały, że współczynniki Biota można wyznaczyć poprawnie jedynie wtedy, gdy cała przestrzeń porowa jest wypełniona płynem i płyn ten ma swobodę filtracji w obrębie próbki.

Słowa kluczowe: moduł sprężystości objętościowej skały, moduł sprężystości objętościowej szkieletu skały, porowatość, współczynnik Biota, eksperyment ścisłości, płyn porowy

1. Podstawowe pojęcia i definicje

Pojęcie „naprężenia efektywnego” wprowadzone do mechaniki gruntów na przełomie XIX i XX w. przez Paula Fillungera (Fillunger, 1913, 1914, 1915) i Karla von Terzagiego (Terzaghi, 1923) pozwoliło na uwzględnienie w opisie matematycznym gruntu obecności w jego przestrzeni porowej płynu porowego pozostającego pod ciśnieniem porowym p_p . Jednakże sformułowana przez nich prosta definicja tzw. konwencjonalnego naprężenia efektywnego ($'\sigma_{ij}$) w postaci wzoru:

$$'\sigma_{ij} = \sigma_{ij} - p_p \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (1)$$

w którym: σ_{ij} – tensor naprężenia a δ_{ij} – tzw. delta Kroneckera bardzo szybko okazała się niewystarczająca do opisu zjawisk zachodzących w nasyconym pozostającym pod ciśnieniem płynem porowym ośrodku porowatym. Jedną z jej podstawowych słabości jest brak w tej definicji odniesienia do jakichkolwiek stałych materiałowych charakteryzujących badany ośrodek, co podkreślał już Skempton (Skempton, 1962) i na co cały czas zwracają uwagę autorzy zajmujący się problematyką naprężeń efektywnych (por. np. Lade i de Boer, 1997).

Jedną z pierwszych prób sporządzenia bardziej złożonego opisu matematycznego takiego ośrodka podjął Maurice Biot (Biot, 1941) formułując swoją teorię konsolidacji ośrodka porowatego.

Punktem wyjścia do rozważań Biota stały się równania jednorodnego i izotropowego ośrodka sprężystego (tzw. ośrodka Hooke'a) w postaci:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{(1+\nu)}{E} \sigma_{ij} + \frac{\nu}{E} \sigma_{ii} \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (2)$$

gdzie E i ν to odpowiednio moduł Younga i współczynnik Poissona. Przyjmując teraz, że:

n – jest porowatością ośrodka,

K – jego modułem ściśliwości,

K_S – modułem ściśliwości jego fazy stałej,

ζ – zmianą objętości porów ośrodka,

H, R – pewnymi stałymi materiałowymi,

oraz wprowadzając naprężenie średnie σ_m jako:

$$\sigma_m = \frac{\sigma_{ii}}{3} \quad (3)$$

podał Biot swój układ równań sprężystego, jednorodnego i izotropowego ośrodka porowatego w postaci następującej (por. Paterson i Wong, 2005 – str. 149-152; Fabre i Gustkiewicz, 1998; Gustkiewicz, 1989).

$$\varepsilon_{ij} = \frac{(1+\nu)}{E} \sigma_{ij} + \frac{\nu}{E} \sigma_{ii} \delta_{ij} - \frac{1}{3H} p_p \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (4a)$$

$$\zeta = \frac{\sigma_m}{H} - \frac{p_p}{R} \quad (4b)$$

Między stałymi n, K, K_S a H i R zachodzą wówczas następujące związki:

$$\frac{1}{H} = \frac{1}{K} - \frac{1}{K_S} \quad (5a)$$

$$\frac{1}{R} = \frac{1}{K} - \frac{1+n}{K_S} \quad (5b)$$

Rozwijając myśl Biota Nur i Byerlee zauważyli (Nur i Byerlee, 1971), że jeżeli w układzie równań (4a) przyjąć, że $i = j$ to otrzymujemy trzy równania ośrodka Biota dla kierunków głównych. Sumując te równania stronami otrzymujemy:

$$\varepsilon_{ii} = \frac{3(1+\nu)}{E} \sigma_{ii} + \frac{3\nu}{E} \sigma_{ii} - \frac{1}{H} p_p \quad i = 1, 2, 3 \quad (6)$$

Uwzględniając (3) oraz stosując podstawienia:

$$\frac{1}{K} = \frac{3(1-2\nu)}{E} \quad (7a)$$

$$e = \varepsilon_{ii} \quad (7b)$$

gdzie e jest zmianą objętości ośrodka można równanie (6) doprowadzić do postaci:

$$e = \frac{\sigma_m}{K} - \frac{p_p}{H} \quad (8)$$

i dalej

$$e = \frac{1}{K} \left(\sigma_m - \frac{K}{H} p_p \right) \quad (9)$$

Dokonując podstawienia

$$'σ = σ_m - \frac{K}{H} p_p \quad (10)$$

doprowadzić można związek (9) do postaci

$$e = \frac{'σ}{K} \quad (11)$$

w którym $'σ$ dane wzorem (10) jest poszukiwanym naprężeniem efektywnym. Stosując notację analogiczną do przyjętej dla związku (1) oraz wprowadzając podstawienie:

$$\alpha_1 = \frac{K}{H} = 1 - \frac{K}{K_S} \quad (12)$$

otrzymujemy postać uogólnioną równania (10) w formie:

$$'σ_{ij} = σ_{ij} - \alpha_1 p_p \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (13)$$

Równanie (13) definiuje naprężenie efektywne dla ośrodka porowatego spełniającego związki (4a) i (4b).

Kolejnym krokiem w rozumowaniu Nura i Byerlee jest przeanalizowanie równania (4b) w sposób analogiczny do równania (4a). Przekształcając je do postaci

$$\zeta = \frac{1}{H} \left(\sigma_m - \frac{H}{R} p_p \right) \quad (14)$$

i podstawiając

$$'σ = \sigma_m - \frac{H}{R} p_p \quad (15)$$

otrzymujemy równanie (4b) jako

$$\zeta = \frac{'σ}{H} \quad (16)$$

Wykonując w równaniu (15) podstawienie

$$\alpha_2 = \frac{H}{R} = 1 - \frac{nK}{K_S - K} \quad (17)$$

i stosując notację analogiczną jak w (1) i (13) otrzymuje się związek

$$'σ_{ij} = \sigma_{ij} - \alpha_2 p_p \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (18)$$

definiujący naprężenia efektywne dla przestrzeni porowej ośrodka porowatego spełniającego równania (4a) i (4b).

Podsumowując powyższe rozważania należy stwierdzić, że Nur i Byerlee wykazali, iż – wychodząc z teorii konsolidacji Biota – naprężenie efektywne zdefiniować można związkiem postaci:

$$'σ_{ij} = \sigma_{ij} - \alpha p_p \delta_{ij} \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (19)$$

w którym wartość współczynnika ciśnienia efektywnego α dana jest wzorem:

$$\alpha_1 = 1 - \frac{K}{K_S} \quad (20)$$

gdy przedmiotem rozważań jest ośrodek porowaty jako całość, lub też wzorem

$$\alpha_2 = 1 - \frac{nK}{K_S - K} \quad (21)$$

gdy analizowana jest jedynie deformacja przestrzeni porowej tego ośrodka. Biorąc pod uwagę postać związków (20) i (21) oraz zależności zachodzące między n , K i K_S , Gustkiewicz [1989] wykazuje, że zarówno dla (20) jak i (21) prawdziwe jest

$$0 \leq \alpha \leq 1 \quad (22)$$

2. Przedmiot badań i metodyka badawcza

Rozważania zawarte w rozdz. 1 pokazują, że o ile równanie konwencjonalnego naprężenia efektywnego (1) nie jest odniesione do jakichkolwiek wielkości charakteryzujących zachowanie ośrodka porowatego pod obciążeniem, o tyle sposób wyprowadzenia równania naprężenia efektywnego (19) ze związków Biota implikuje, że naprężenie efektywne jest to naprężenie, które kontroluje zmianę objętości ośrodka w zależności od naprężenia i ciśnienia porowego. Jest to tym bardziej widoczne, gdy przeanalizuje się związki (20) i (21). Zawarte w nich stałe materiałowe K i K_S , to wielkości wiążące panujące w ośrodku naprężenia właśnie ze zmianą jego objętości. Zatem w celu efektywnego wyznaczenia postaci równań (20) i (21) niezbędne jest wyznaczenie dla danej skały wartości jej porowatości oraz odpowiednich modułów ściśliwości.

Porowatość jest właściwością materiału, którą można określić na podstawie badań densymetrycznych. W przypadku skał, będących ciałami porowatymi czyli składającymi się ze stałego szkieletu oraz tzw. przestrzeni porowej należy rozpatrywać dwa rodzaje ich gęstości: rzeczywistą i objętościową. Gęstość rzeczywista określa gęstość fazy stałej czyli tzw. gęstość szkieletu mineralnego skały. Przy wyznaczeniu gęstości objętościowej uwzględniana jest objętość całkowita próbki, na którą składa się objętość szkieletu mineralnego oraz objętość porów. Przy określaniu masy do pomiarów gęstości istotny jest rodzaj płynu porowego (gaz albo ciecz). Gęstość bowiem silnie zależy od składu mineralogicznego materiału, porowatości i ilości cieczy obecnej w porach.

Według Vutukuri i innych (1994) porowatość skały zależy od sposobu powstania materiału skalnego oraz pewnych czynników, takich jak: rozkład wielkości ziaren mineralnych, ich kształt, trwałość oraz orientacja, stopień zwartości i ilość nieziarnistego materiału (spoiwa, lepiszcza) zawartego w porach skały lub pokrywającego ziarna mineralne. W skałach występują pory otwarte, które są połączone pomiędzy sobą i łączą się z powierzchnią zewnętrzną oraz pory izolowane (zamknięte), nie mające połączenia z powierzchnią zewnętrzną ani porami otwartymi.

Pracownia Mikromerytyki IMG PAN dysponuje dwoma piknometrami firmy Micromeritics. Piknometr gazowy AccuPyc II 1340 umożliwia wyznaczenie objętości szkieletu próbki skalnej przy zastosowaniu helu. Gaz ten dobrze penetruje strukturę wewnętrzną skały i wypełnia wszystkie pory mające połączenie z powierzchnią zewnętrzną próbki. Zastosowanie piknometru helowego pozwala na określenie gęstości rzeczywistej skały bez uwzględnienia porów izolowanych do których gaz piknometryczny nie ma dostępu.

Aparat GeoPyc 1360 umożliwia wyznaczenie gęstości objętościowej próbki skalnej dzięki precyzyjnemu pomiarowi objętości próbki w środowisku *quasi*-cieczowej substancji DryFlo. Pomiar gęstości rzeczywistej i gęstości objętościowej pozwala określić porowatość badanych skał z równania:

$$\varepsilon = 1 - \frac{\rho_o}{\rho_{rz}} \quad (23)$$

gdzie:

- ε – porowatość (porowatość pozorna) [-],
- ρ_o – gęstość objętościowa [g/cm^3],
- ρ_{rz} – gęstość rzeczywista [g/cm^3].

Moduły ścisłości skały można wyznaczyć zasadniczo na dwa sposoby: pośrednio – wykonując test jednoosiowego ściskania, w wyniku którego otrzymuje się moduł sprężystości skały (E) oraz jej współczynnik Poissona (ν) a następnie korzystając z powszechnie znanego wzoru:

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (24)$$

lub też bezpośrednio, wykonując tzw. test ścisłości, który polega na ściskaniu próbki skalnej ciśnieniem hydrostatycznym (p) z jednoczesnym pomiarem wartości odkształcenia objętościowego (e). Moduł ścisłości jest wówczas tangensem kąta nachylenia prostoliniowej części wykresu $p(e)$ do osi odkształceń.

Jak to już napisano wyżej na potrzeby teorii Biota niezbędne jest wyznaczenie dwóch modułów ścisłości: skały (K) i jej szkieletu (K_S). Moduł K wyznacza się w eksperymencie ścisłości, w którym przestrzeń porowa skały jest otwarta, ciśnienie porowe równe jest atmosferycznemu (umownie oznacza się to $p_p = 0$, choć oczywiście nie jest to ściśle), a odkształcenie badanej próbki jest sumą odkształceń jej szkieletu i porów. Jak łatwo zauważyć im większa porowatość skały tym większe jej odkształcenie a co za tym idzie tym mniejszy moduł K . Do wyznaczania modułu K_S służy test ścisłości, w którym ciśnienie porowe jest stale równe ciśnieniu hydrostatycznemu ($p_p = p$) przy czym istotnym jest, aby cała przestrzeń porowa wypełniona była płynem porowym. Oznacza to, że błąd w wyznaczeniu wartości K_S jest tym większy, im większy jest udział w porowatości skały tzw. porów izolowanych, tj. takich, które nie mają połączenia z innymi i są całkowicie otoczone materią skalną. Szczegółowe informacje dotyczące techniki wykonywania w Pracowni Odkształceń Skał IMG PAN obu wspomnianych wyżej eksperymentów ścisłości znajdują się w pracy Gustkiewicza (1989).

Należy w tym momencie podkreślić, że ani Biot, ani Nur i Byerlee, ani też inne – znane autorom – prace poświęcone tej tematyce (np.: Rice i Cleary, 1976; Zienkiewicz i Shiomi, 1984; Detournay i Cheng, 1993; Roegiers i in., 1998; Lade i de Boer, 1997) nie rozstrzygają, czym ma być wypełniona przestrzeń porowa podczas testu ścisłości. Wspomniany już kilkakrotnie Gustkiewicz (1989) proponuje, by moduł K wyznaczać, gdy przestrzeń porowa napełniona jest powietrzem (tzw. stan powietrznie-suchy) natomiast moduł K_S gdy jest ona wypełniona naftą ale nawet on nie zastanawia się nad wpływem rodzaju płynu porowego na wynik testu ścisłości. Stąd decyzja autorów niniejszej pracy, którzy zdecydowali się wykonać serię oznaczeń modułów K i K_S dla serii próbek skalnych, których przestrzeń porowa wypełniona byłaby różnymi płynami porowymi i to zarówno cieczami jak i gazami. Uzyskane w wyniku tych eksperymentów wartości modułów ścisłości były następnie podstawą do wyznaczania wartości współczynnika Biota α danego równaniami (20) i (21).

3. Niektóre właściwości badanych skał

Do badań wybrano dwie skały otrzymane z Instytutu Geoniki Akademii Nauk Republiki Czeskiej: piaskowiec – oznaczany dalej jako „piaskowiec 8348”, oraz opokę – o oznaczeniu „opoka 9166”. Geneza tych skał jest zupełnie inna. Opoka powstaje na drodze chemicznej (wytrącanie) natomiast piaskowiec na drodze osadzania. Próbka piaskowca o barwie popielato-żółtej, spojona spoiwem typu cement jest skałą średniookrucową, źle wysortowaną. Próbka opoki o barwie szarej, zbudowana z części węglanowej oraz krzemionki (opal, chalcedon) posiada zwarty szkielet (części węglanowe nie wylugowały).

3.1. Gęstość i porowatość próbek

Z opisanych wyżej skał wykonano próbki walcowe o średnicy ok. 22,5 mm i wysokości ok. 45,0 mm. Dla 16 próbek piaskowca oznaczonych kolejno NA1-NA16 oraz 16 próbek opoki oznaczonych A2-A11 i OP1-OP6 oznaczono gęstości rzeczywiste i objętościowe metodą piknometrii helowej oraz *quasi*-cieczowej a także objętość porów i porowatość. Wyniki pomiarów zestawiono w Tab. 1 – dla piaskowca oraz w Tab. 2 – dla opoki. Obydwie badane skały posiadają bardzo zbliżoną średnią gęstość szkieletu skalnego. Dla piaskowca wynosi ona $\rho_{rz}^p = 2,668 \text{ g/cm}^3$ (odchylenie standardowe $0,027 \text{ g/cm}^3$) natomiast dla opoki $\rho_{rz}^{op} = 2,667 \text{ g/cm}^3$ (odchylenie standardowe $0,012 \text{ g/cm}^3$). Próbki opoki posiadają większą gęstość objętościową $\rho_o^{op} = 2,469 \text{ g/cm}^3$ niż próbki piaskowca $\rho_o^p = 2,244 \text{ g/cm}^3$. Piaskowiec jest materiałem o dwukrotnie wyższej porowatości. Średnia porowatość prób opoki wynosi $\varepsilon^{op} = 7,41\%$, natomiast piaskowca $\varepsilon^p = 15,88\%$. Znając gęstości oraz porowatości próbek wyznaczyć można łączną objętość przestrzeni po-

rowej w badanych próbkach. Przedstawiono ją w ostatnich kolumnach Tab. 1 i 2. Łączna objętość porów w próbkach wyciętych z piaskowca wynosi średnio $V_p^p = 2,5 \text{ cm}^3$. Dla próbek opoki średnia objętość porów wynosi $V_p^{op} = 1,4 \text{ cm}^3$. Określenie objętości przestrzeni porowej dla rozpatrywanych skał jest o tyle istotne, iż będzie ona wypełniona płynem porowym podczas dalszych eksperymentów.

Tab. 1. Wyniki pomiarów piknometrycznych oraz zestawienie porowatości próbek piaskowca 8348

Numer próbki	Gęstość pozorna [g/cm ³]	Gęstość rzeczywista [g/cm ³]	Porowatość [%]	Łączna objętość porów [cm ³]
NA1	2,24	2,66	15,65	2,48
NA2	2,27	2,66	14,63	2,27
NA3	2,23	2,67	16,53	2,63
NA4	2,24	2,65	15,42	2,45
NA5	2,24	2,65	15,43	2,43
NA6	2,24	2,64	15,21	2,41
NA7	2,24	2,65	15,22	2,40
NA8	2,23	2,64	15,3	2,42
NA9	2,23	2,64	15,65	2,50
NA10	2,23	2,65	15,67	2,51
NA11	2,26	2,69	15,81	2,47
NA12	2,25	2,68	15,84	2,50
NA13	2,27	2,70	15,98	2,49
NA14	2,24	2,70	17,01	2,68
NA15	2,23	2,71	17,79	2,76
NA16	2,25	2,71	16,92	2,67
Wartość średnia	2,244	2,668	15,88	2,504
Odchylenie standardowe	0,014	0,027	0,81	0,124

Tab. 2. Wyniki pomiarów piknometrycznych oraz zestawienie porowatości próbek opoki 9166

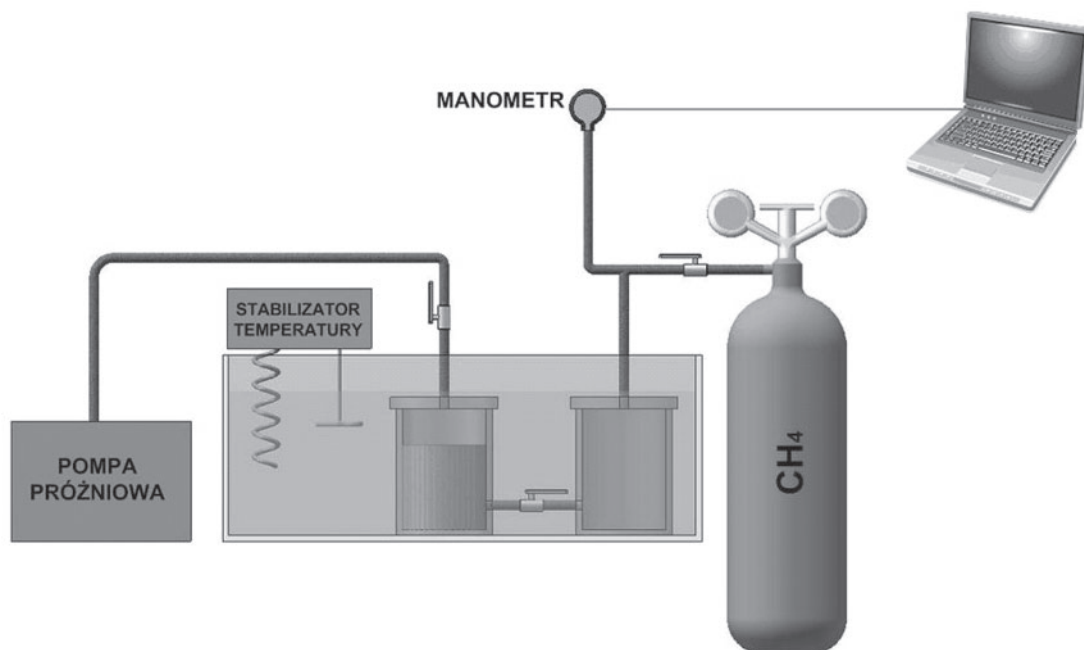
Numer próbki	Gęstość pozorna [g/cm ³]	Gęstość rzeczywista [g/cm ³]	Porowatość [%]	Łączna objętość porów [cm ³]
A2	2,47	2,66	7,04	1,15
A3	2,44	2,66	8,52	1,39
A4	2,48	2,66	6,47	1,04
A5	2,41	2,65	9,04	1,48
A6	2,46	2,66	7,54	1,22
A7	2,47	2,65	6,92	1,12
A8	2,55	2,67	4,56	0,73
A9	2,46	2,66	7,36	1,20
A10	2,44	2,66	8,28	1,37
A11	2,45	2,66	7,75	1,26
OP-1	2,46	2,67	7,83	1,51
OP-2	2,46	2,68	8,2	2,57
OP-3	2,45	2,68	8,42	1,93
OP-4	2,52	2,69	6,45	1,03
OP-5	2,44	2,68	8,71	2,51
OP-6	2,54	2,69	5,49	0,87
Wartość średnia	2,469	2,667	7,41	1,398
Odchylenie standardowe	0,037	0,012	1,22	0,523

3.2. Właściwości badanych skał względem gazów

Niezwykle istotną cechą podczas badań oddziaływania płynów porowych na własności mechaniczne skał jest zapewnienie stałego ciśnienia porowego płynu we wnętrzu próbki skalnej. Dla oceny czasu koniecznego do pełnego zapełnienia przestrzeni porowej skały przeprowadzono eksperymenty z zastosowaniem helu oraz ditlenku węgla. Innym celem, który postawiono w tej części prac była próba oceny, czy oddziaływanie płynów porowych na badane skały będzie czysto mechaniczne, czy też można się spodziewać wystąpienia

efektów sorpcyjnych. Na wybranych próbkach piaskowca (NA2) i opoki (OP-2) wykonano pomiary sorpcyjne. Jako sorbat wybrano ditlenek węgla (CO_2). Badania przeprowadzone w IMG PAN przez J. Żółcińską (1990) pokazują, że przy ciśnieniu 0,5 MPa piaskowiec może sorbować CO_2 w ilości około $1,5 \text{ cm}^3/\text{g}$.

Pomiary kinetyki zapełniania przestrzeni porowej oraz badania sorpcyjne prowadzono metodą wolumetryczną. Układ pomiarowy przedstawiono na rys. 1. Manometr zabudowany na pojemniku gazowym zapewnia kontrolę ciśnienia w układzie. Za stabilizację temperatury w czasie pomiaru, na poziomie 298K, odpowiada łaźnia wodna.



Rys. 1. Schemat oraz widok układu pomiarowego do pomiarów sorpcyjnych

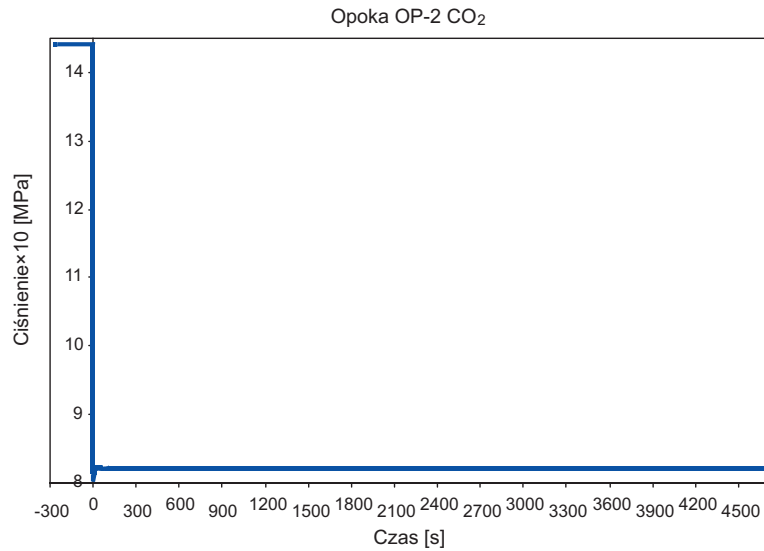
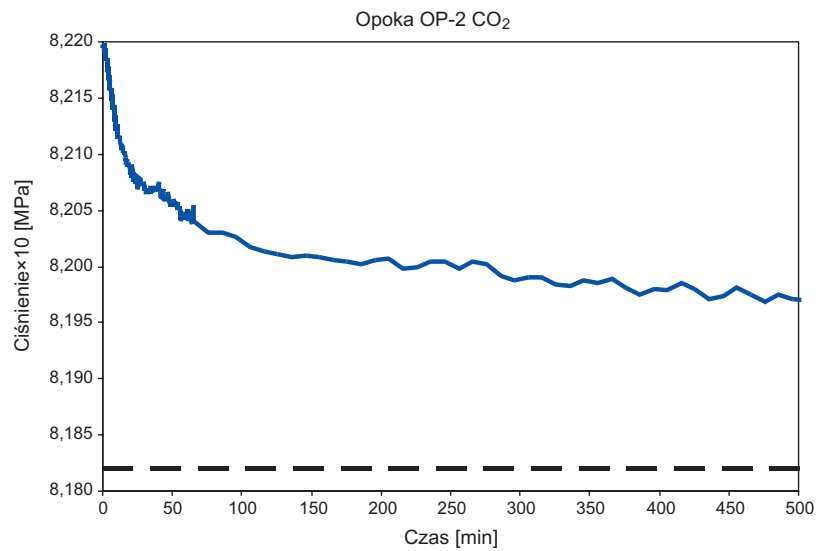
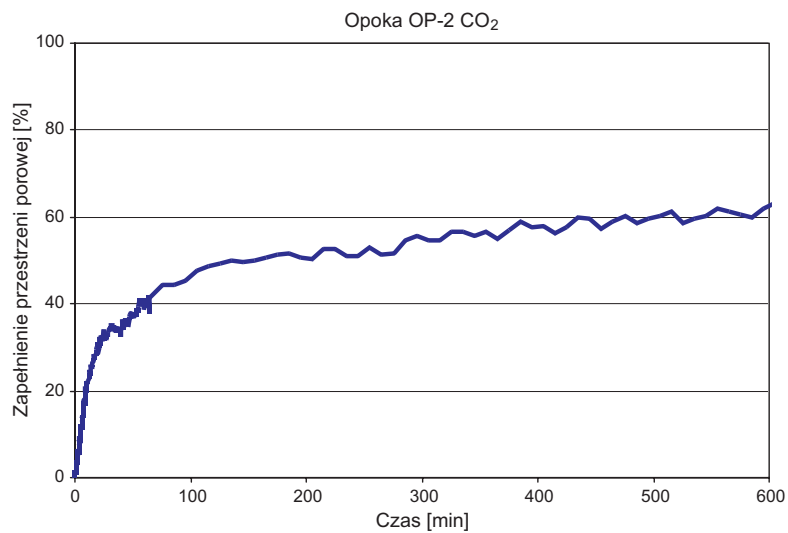
Próbkę skalną wysuszoną do stałej masy umieszczono w zbiorniku sorpcyjnym i odgazowano do uzyskania próżni rzędu 1 Pa. Drugi ze zbiorników zawierał znaną ilość ditlenku węgla. Po odpompowaniu próbki oraz ustabilizowaniu ciśnienia w zbiorniku gazowym uruchamiano proces sorpcji poprzez otwarcie zaworu pomiędzy zbiornikami pomiarowymi. Rejestracja przebiegu sorpcji polegała na pomiarze ciśnienia przetwornikiem ciśnienia połączonym z komputerem PC za pomocą karty przetwornikowej A/C.

Ilość zasorbowanego CO_2 obliczono z równania stanu gazu doskonałego na podstawie znajomości ciśnienia pierwotnego w pojemniku bez próbki, objętości pojemników sorpcyjnych oraz objętości węgla.

Opoka

Przebieg zmian ciśnienia w pojemnikach sorpcyjnych po zadaniu ditlenku węgla na próbkę opoki pokazano na rys. 2. Ciśnienie początkowe w zbiorniku gazowym wynosiło 1,442 MPa. Ciśnienie wyrównania zarejestrowane po czasie 72 h od momentu rozpoczęcia pomiaru wynosiło 0,818 MPa i było nieznacznie wyższe od wyznaczonego ciśnienia równowagowego 0,812 MPa. Różnica w ciśnieniach wynika z niepewności pomiarowej na stanowisku badawczym. W przypadku wystąpienia sorpcji na badanym materiale ciśnienie równowagowe winno być niższe od ciśnienia wynikającego z bilansu objętościowego pojemników sorpcyjnych i badanej próbki. Powyższy wynik świadczy tym, że w warunkach prowadzenia pomiarów nie występuje sorpcja CO_2 na badanej próbce opoki lub jest ona pomijalnie mała.

Na rys.3 pokazano kinetykę zmian ciśnienia w zbiornikach pomiarowych w wyniku podania ditlenku węgla do zbiornika z próbką dla pierwszych 500 minut. Jeżeli wykluczmy występowanie sorpcji na badanej próbce opoki wówczas przebieg zmian ciśnienia gazu możemy kojarzyć z penetracją płynu w przestrzeni porowej skały. Znając objętości zbiorników, objętość próbki oraz ciśnienia początkowe oraz końcowe – linia przerywana na wykresie rys. 3, wyznaczyć można przebieg zapełnienia przestrzeni porowej pokazany na rys. 4.

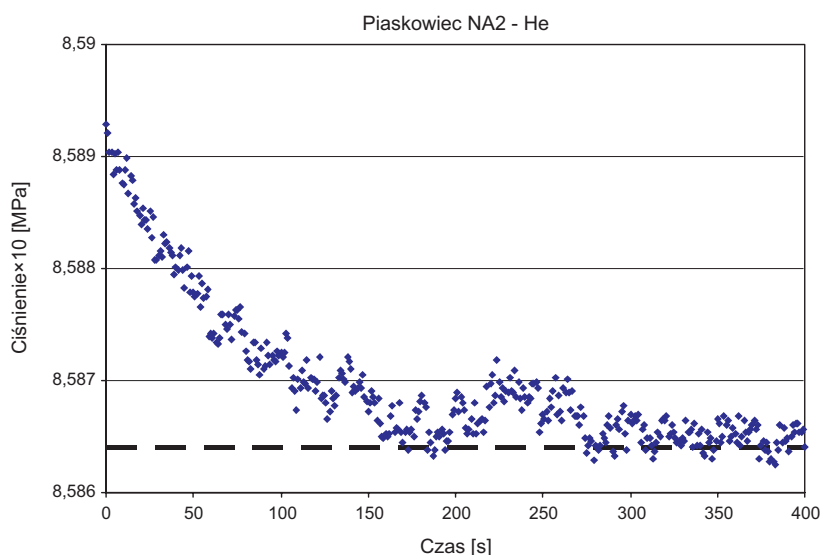
Rys. 2. Opoka-CO₂ – przebieg zmian ciśnienia w układzie pomiarowymRys. 3. Opoka-CO₂ – początkowy przebieg zmian ciśnienia w układzie pomiarowymRys. 4. Opoka-CO₂ – przebieg zapełnienia przestrzeni porowej opoki

Wykres z rys.4 pokazuje, że opoka jest skałą o bardzo niskiej przepuszczalności gazowej dla CO₂. Czas potrzebny do połowicznego zapełnienia przestrzeni porowej skały w warunkach pomiaru wynosi około 2 godzin. Po upływie 10 godzin zapełnienie wynosi niewiele ponad 60%. Próba ta pokazuje, że opoka wymaga wielogodzinnego nasączenia badanym gazem przed rozpoczęciem testów ścisłości.

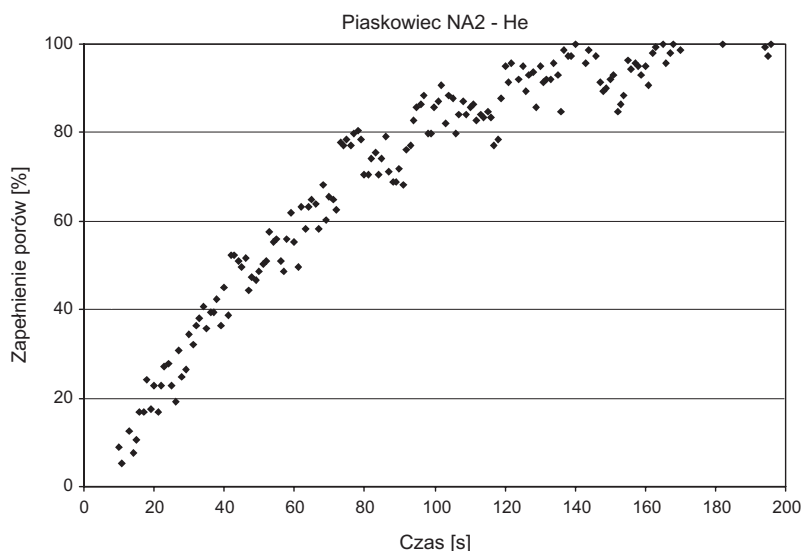
Piaskowiec

Badania piaskowca przy użyciu helu oraz ditlenku węgla przeprowadzono na wcześniej przedstawionym stanowisku. Pomiar z helu miały na celu poznanie kinetyki zapełniania przestrzeni porowej piaskowca tym gazem. Badania z zastosowaniem takiej samej ilości ditlenku węgla posłużyć miały porównaniu kinetyki zapełniania przestrzeni porowej ośrodkami różnymi gazami oraz określeniu zdolności sorpcyjnych piaskowca względem CO₂. Badania te były niezbędne do wyznaczenia czasu koniecznego dla uzyskania stałego ciśnienia porowego w próbce przeznaczonej do eksperymentów ścisłości. Przebieg zmian ciśnienia w pojemnikach sorpcyjnych, po podaniu helu na próbkę pokazano na rys. 5. Obliczoną na podstawie zmian ciśnienia kinetykę zapełnienia przestrzeni porowej na rys. 6.

Ustalanie się równowagi w układzie pomiarowym, a tym samym całkowite zapełnienie przestrzeni porowej piaskowca helm następuje po czasie około 200 s.



Rys. 5. Piaskowiec-He – przebieg zmian ciśnienia gazu

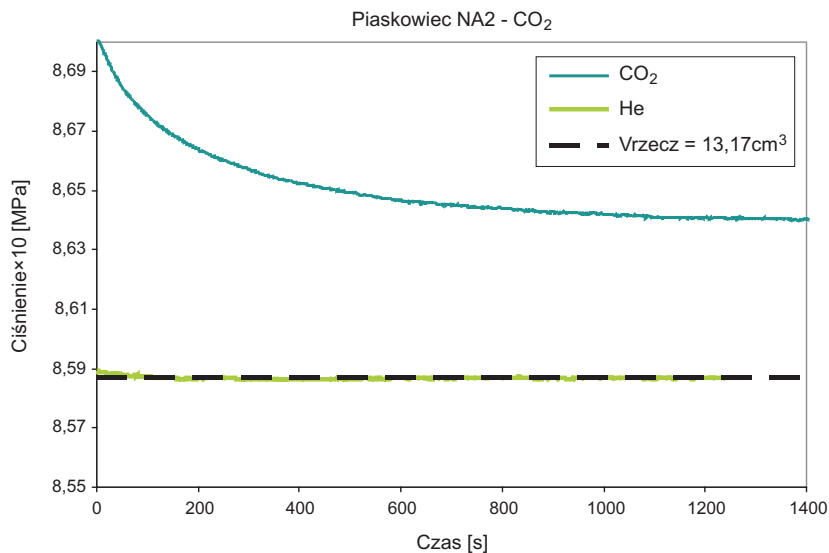


Rys. 6. Piaskowiec-He – kinetyka zapełnienia przestrzeni porowej

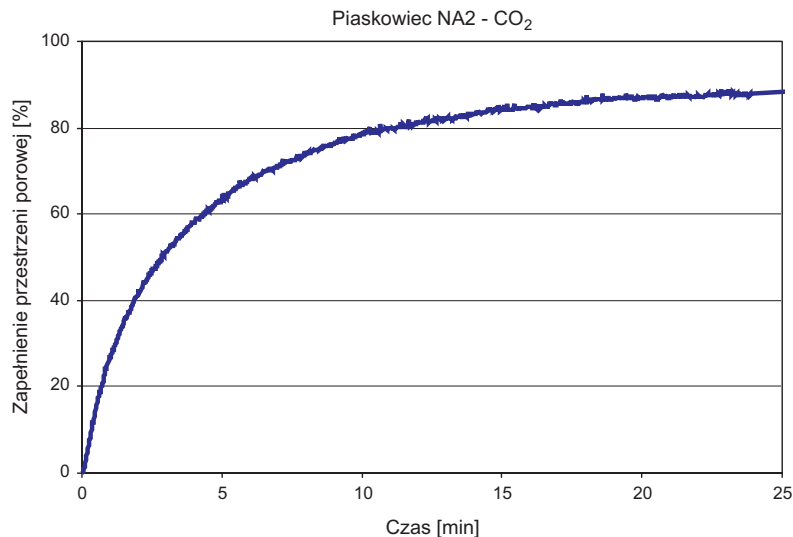
Na rys. 7 pokazano przebieg zmian ciśnienia dla eksperymentu przeprowadzonego z zastosowaniem ditlenku węgla jako płynu wypełniającego przestrzeń porową. Wyniki pomiarów odniesiono do wcześniejszych eksperymentów prowadzonych przy udziale helu.

Początkowe ciśnienie w zbiorniku gazowym wynosiło 1,5255 MPa. Obliczone ciśnienie równowagowe gazu, przy objętości szkieletu próbki wyznaczonej metodą piknometrii helowej i założeniu braku sorpcji na badanej skale wynosiło w tym przypadku 0,8586 MPa i zostało zaznaczone na wykresie przerywaną linią poziomą. Równowaga gazowa 0,8626 MPa ustaliła się w na poziomie wyższym od obliczonego ciśnienia równowagowego oraz ciśnienia równowagowego wyznaczonego w próbie helowej. Przyczyną takiego stanu może być pęcznienie próbki, a w szczególności materiałów ilastych tworzących lepiszcze piaskowca. Pełne wyjaśnienie przyczyn takiego zachowania układu piaskowiec-ditlenek węgla wymaga dalszych badań z zastosowaniem np. tensometrii.

Na rys. 8 pokazano przebieg kinetyki zapełniania przestrzeni porowej piaskowca do momentu stabilizacji ciśnienia CO₂ w układzie pomiarowym. Po 10 minutach od momentu podania gazu, 80% jego całkowitej objętości znalazła się w przestrzeni porowej skały. Czas konieczny do całkowitego zapełnienia przestrzeni porowej przez CO₂ i ustabilizowania ciśnienia wynosi około 50 min.



Rys. 7. Piaskowiec-CO₂ – przebieg zmian ciśnienia gazu w eksperymencie



Rys. 8. Piaskowiec-CO₂ – kinetyka zapełniania przestrzeni porowej

4. Wyniki testów ścisłości

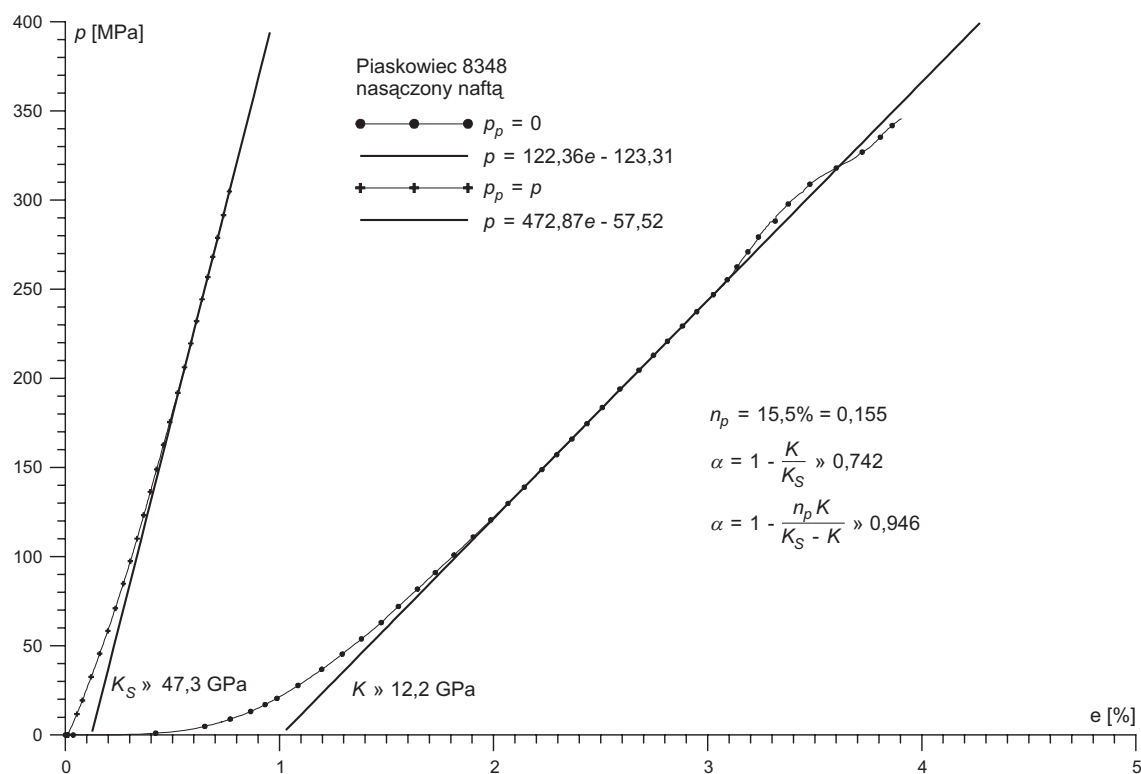
W celu oszacowania wpływu rodzaju płynu porowego na wartości współczynnika Biota wykonano serię eksperymentów ścisłości, w których płynami porowymi były następujące substancje:

- nafta – jako ciecz fizykochemicznie obojętna,
- woda destylowana (H_2O) – jako ciecz fizykochemicznie aktywna,
- azot (N_2) – jako gaz fizykochemicznie obojętny,
- ditlenek węgla (CO_2) – jako gaz fizykochemicznie aktywny.

Zgodnie z tym, co napisano wyżej (por. rozdz. 2) test ścisłości wykonano dla każdego z wybranych płynów porowych w warunkach, gdy płyn porowy pozostawał pod ciśnieniem atmosferycznym (oznaczenie „ $p_p = 0$ ”) oraz gdy ciśnienie porowe płynu było równe ciśnieniu hydrostatycznemu (oznaczenie $p_p = p$). Wyznaczone na podstawie tych eksperymentów moduły ścisłości (odpowiednio K i K_S) były następnie podstawą do wyznaczania wartości współczynników Biota według wzorów (20) i (21). Niezbędną we wzorze (21) wartość porowatości n przyjmowano jako średnią uzyskaną dla wszystkich wykonanych z danego piaskowca próbek. Przyjęto, że wartość ta wynosi:

- dla piaskowca 8348 – $n_p = 15,9\%$
- dla opoki 9166 – $n_o = 7,4\%$.

Poniżej (na rys. 9) przedstawiono przykładowy wynik eksperymentu ścisłości wraz z wyznaczonymi współczynnikami Biota. Wartości wyznaczonych dla piaskowca 8348 i opoki 9166 modułów ścisłości oraz współczynników Biota zestawiono w tab. 3.



Rys. 9. Przykład wyników testu ścisłości; piaskowiec 8348 nasączony naftą

Tab. 3. Moduły ścisłości oraz wyznaczone na ich podstawie współczynniki Biota:
 α_1 – wartość współczynnika Biota wg wzoru (20), α_2 – wartość współczynnika Biota wg wzoru (21).

		Skala									
		Piaskowiec 8348					Opoka 9166				
		n_p [%]	K [MPa]	K_S [MPa]	K / K_S	α_1 / α_2	n_o [%]	K [MPa]	K_S [MPa]	K / K_S	α_1 / α_2
Płyn porowy	nafta	15,5	12,2	47,3	1 : 3,9	0,742 / 0,946	7,6	14,4	28,8	1 : 2,0	0,493 / 0,923
	H ₂ O		12,0	41,9	1 : 3,5	0,714 / 0,938		21,5	33,6	1 : 1,6	0,360 / 0,865
	N ₂		9,5	25,6	1 : 2,7	0,629 / 0,909		12,8	54,0	1 : 2,4	0,763 / 0,976
	CO ₂		13,2	38,1	1 : 2,9	0,653 / 0,917					

5. Podsumowanie

Zestawione w tab. 3 wartości odpowiednich stałych materiałowych ujawniają pewne interesujące zależności zachodzące między wartościami współczynników Biota a rodzajem płynu porowego wypełniającego przestrzeń porową skały. Zależności te można pogrupować w następujący sposób:

- i) Można uznać, że rodzaj płynu porowego nie ma większego wpływu na wartość wyznaczanego według wzoru (21) współczynnika α_2 . Biorąc pod uwagę, że współczynnik ten ma określać wpływ, jaki ma ciśnienie porowe na deformacje objętościową przestrzeni porowej ośrodka stwierdzić można, że deformacja objętościowa tej przestrzeni w zasadzie od rodzaju tego płynu nie zależy. Jeżeli dodatkowo uwzględnić wartości współczynnika α_2 uzyskane w poszczególnych eksperymentach to wydaje się, iż nie popełni się dużego błędu zakładając dla przestrzeni porowej skały równanie ciśnienia efektywnego w postaci Terzagiego (1).
- ii) W przypadku obliczanego wg wzoru (20) współczynnika α_1 sytuacja jest bardziej złożona. Dla piaskowca uzyskane wartości α_1 sugerują, że deformacja objętościowa skały jest bardziej „wrażliwa” na ciśnienie porowe, gdy płynem porowym jest ciecz (medium nieściśliwe), niż gdy jest nim ściśliwy gaz, choć – przynajmniej – różnice nie są duże. Z kolei wyniki uzyskane dla opoki sugerują coś wręcz przeciwnego: stosunkowo duża (większa niż dla piaskowca) wartość α_1 dla gazu i wyraźnie mniejsze wartości α_1 dla cieczy. Wydaje się, że czynnikiem, który w tym przypadku decyduje o wartości modułów K i K_S – a co za tym idzie o wartości współczynnika α_1 – jest stopień wypełnienia przestrzeni porowej próbki płynem porowym i możliwości filtracji tego płynu w tej przestrzeni. Warunkiem poprawnego wyznaczenia modułu K_S jest pełne wypełnienie porów płynem i „szybka” jego filtracja dla dotrzymania warunku równości ciśnień okólnego i porowego. W sytuacji skrajnej, gdy przestrzeń porowa składać się będzie wyłącznie z porów izolowanych, możemy mieć do czynienia z przypadkiem $K_S / K = 1$ (czyli $\alpha_1 = 0$) po prostu dlatego, że pory pozostaną puste i nie będzie możliwości poprawnego wyznaczenia modułu K_S .

Popatrzmy teraz pod tym kątem na pokazane w rozdz. 3.2. wyniki badań. W przypadku piaskowca całkowite wypełnienie jego przestrzeni porowej gazem obojętnym (hel) trwało ok. 200 s (nieco ponad 3 min.). Dla ditlenku węgla czas ten był dłuższy i wynosił 50min. do momentu całkowitego zapełnienia przestrzeni porowej i ustabilizowania ciśnienia. Dla opoki nie wykonywano badania z helem, natomiast dla CO₂ okazało się, że po upływie ok. 120 min. przestrzeń porowa wypełniona była gazem w 50% przy czym nie zaobserwowano żadnych efektów sorpcyjnych mogących wpływać na ten proces. Co to oznacza z punktu widzenia testów ścisłości? Otóż, po pierwsze – w przypadku opoki nie ma żadnej gwarancji, że cała przestrzeń próbki jest rzeczywiście wypełniona płynem porowym, a po drugie – jeśli nawet przez odpowiednio długotrwałe nasączenie osiągnięto pełne wypełnienie płynem przestrzeni porowej to procesy filtracyjne zachodzą na tyle wolno, że nie może być mowy o rzeczywistym zachowaniu podczas eksperymentu ścisłości równości ciśnień okólnego i porowego. Tym samym nie można mówić o poprawnym wyznaczeniu modułu K_S . Należy zwrócić jeszcze uwagę, że jeżeli tak duże trudności towarzyszyły nasączeniu próbki gazem, to o ileż większe będą one w przypadku cieczy, ergo błąd w wyznaczaniu wartości K_S będzie w tym przypadku jeszcze większy niż wtedy, gdy płynem porowym był gaz.

Podsumowując powyższe rozważania należy stwierdzić, że to, czy wartość współczynnika Biota dla skały (α_1 – wyznaczanego wg wzoru (20)) zależy rodzaju medium porowego jest w dużym stopniu uwarunkowane strukturą i teksturą badanej skały. Dla skał okruchowych o dużej porowatości i dużej swobodzie

filtracji płynu porowego rodzaj tego płynu będzie miał prawdopodobnie mniejsze znaczenie natomiast dla skał zwartych o małej porowatości mogą zachodzić duże różnice w wartościach tego współczynnika w zależności od tego czy medium porowym jest ciecz, czy gaz.

Praca została wykonana w roku 2008 w ramach prac statutowych realizowanych w IMG PAN w Krakowie, finansowanych przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

Literatura

- Biot M.A., 1941: *General theory of three dimensional consolidation*. J. Appl. Phys. 12: 155-168.
- Detournay E., Cheng A.H.-D., 1993: *Fundamentals of Poroelasticity*. In: „Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice & Projects”, Vol. II, C. Fairhurst (ed.), Pergamon Press, 113-171.
- Fabre D., Gustkiewicz J., 1998: *Influence of rock porosity on the Biot's coefficient*. In: “Poromechanics – A Tribute to Maurice A. Biot”, Proc. of the Biot Conf. on Poromech., Louvain-la-Neuve (Belgium), 14-16 Sept. 1998, Thismus et al. (eds.), Balkema, Rotterdam.
- Fillunger P., 1913: *Der Auftrieb in Talsperren*. Österr. Wochenschrift für den öffentlichen Baudienst. Vol. 19, pp. 532-556; 567-570.
- Fillunger P., 1914: *Neuere Grundlagen für die statische Berechnung von Talsperren*. Zeitschrift des Österr. Ing.- und Arch.- Vereines, Vol. 23, pp. 441-447.
- Fillunger P., 1915: *Versuche über die Zugfestigkeit bei allseitigem Wasserdruck*. Österr. Wochenschrift für den öffentlichen Baudienst. Vol. 29, pp. 443-448.
- Gustkiewicz J., 1989: *Objętościowe deformacje skały i jej porów*. Arch. Min. Sci., Vol. 34, Issue 3, 593-609.
- Lade P.V., Boer de, R., 1997: *The concept of effective stress for soil, concrete and rock*. Géotechnique, Vol. 47, No. 1, pp. 71-67.
- Nur A., Byerlee J.D., 1971: *An Exact Effective Stress Law for Elastic Deformation of Rock with Fluids*. J. Geophys. Res., Vol. 76, No. 26, pp. 6414-6419.
- Paterson M.S., Wong T.-f., 2005: *Experimental Rock Deformation – The Brittle Field*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 347 p.
- Rice J.R., Cleary M.P., 1976: *Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents*. Reviews of Geophysics and Space Physics. 14(4): 227-241.
- Roegiers J.-C., Cui L., Bai M., 1978: *Poroelasticity applications*. In: Mechanics of Jointed and Faulted Rock. Proc. of the MJFR-3 Int. Conf., Vienna, 6-9 April 1998. Hans-Peter Rossmannith (ed.), Balkema, Rotterdam, 39-46.
- Skempton A. W., 1962: *Effective stress in soil, concrete and rocks*. In: Symposium on pore pressure and suction in soils, Proc. Conf. British Nat. Soc. Found. Eng. ICE, London, March 30-31, Butterworth, pp. 4-16.
- Terzaghi von, K., 1923: *Die Berechnung der Durchlässigkeitsziffer des Tones aus dem Verlauf der Spannungs-erscheinungen*. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien Math.-Naturwiss. Kl., Abt. 2A, 132, 105.
- Vutukuri V.S., Katsuyama K., 1994: *Introduction to Rock Mechanics*, Industrial Publishing & Consulting, Inc. Tokyo.
- Zienkiewicz O.C., Shiomi, T., 1984: *Dynamic behaviour of saturated porous media; the generalized Biot formulation and its numerical solution*. Int. J. Num. Anal. Meth. Geomech. 8: 71-96.
- Żółcińska J., 1990: *Badania struktury porowatej węgla kamiennych i piaskowców metodami sorpcyjnymi*. W: Górotwór jako Ośrodek Wielofazowy, Wydawnictwo AGH pod red. J. Litwiniszyna, Tom II, str. 379-398.

Interdependence between pore fluid type and Biot coefficient value

Abstract

In the Biot's porous medium theory some material constants are used for description the phenomena that take place in a fluid saturated porous medium. In particular rock porosity (n) and bulk moduli of an intact rock (K) and of a rock matrix (K_S) are important in this case. The, so called, Biot coefficients are calculated from the constants n , K and K_S . The bulk moduli are determined by means of the compressibility test.

The cylindrical rock specimens cut of a sandstone an gaeze were used for researches. At first they were tested in pycnometer to determine their bulk and helium densities that allowed to calculate their porosities. Then some sorption kinetics measurements were carried out for two gases: inert – helium and non-inert – carbon dioxide.