

*Andrzej Domonik**

DETEKCJA ANIZOTROPII TEKSTURALNEJ W PIASKOWCACH FLISZOWYCH ZA POMOCĄ PROSTYCH TECHNIK KOMPUTEROWEJ ANALIZY OBRAZU

1. Wprowadzenie

Skąły to ósrodki anizotropowe, ponieważ ich budowa wewnętrzna jest efektem złożonych procesów sedymentacyjnych i diagenetycznych. Wielkość ziaren, rodzaj spoiwa, kierunkowość ułożenia minerałów oraz orientacja porów powodują kierunkową zmienność szeregu właściwości ósrodka skalnego. Na anizotropię wpływ ma także historia tektoniczna regionu, która doprowadziła do powstania jawnych spękań lub osłabień budowy wewnętrznej, defektów tekstury, które ujawniają się w postaci spękań analogicznych do spękań ciosowych podczas dalszego odprężania lub pod obciążeniem. Dlatego w pozornie izotropowej próbce skalnej parametry wytrzymałościowe mogą zmieniać się znacznie w zależności od kierunku badania (obciążania) [3, 4].

Przeprowadzone badania miały na celu wykazanie za pomocą metod analizy obrazu, że chropowatość profili powierzchni spękań w skałach o złożonej ewolucji tektonicznej w głównej mierze zdeterminowana jest przez defekty w budowie wewnętrznej skały. Rozmieszczenie przestrzenne tych defektów wywołuje anizotropię, która wpływa na stopień skomplikowania struktury geometrycznej profili chropowatości powierzchni w zależności od kierunku obciążenia (orientacji płaszczyzny wymuszonego zniszczenia).

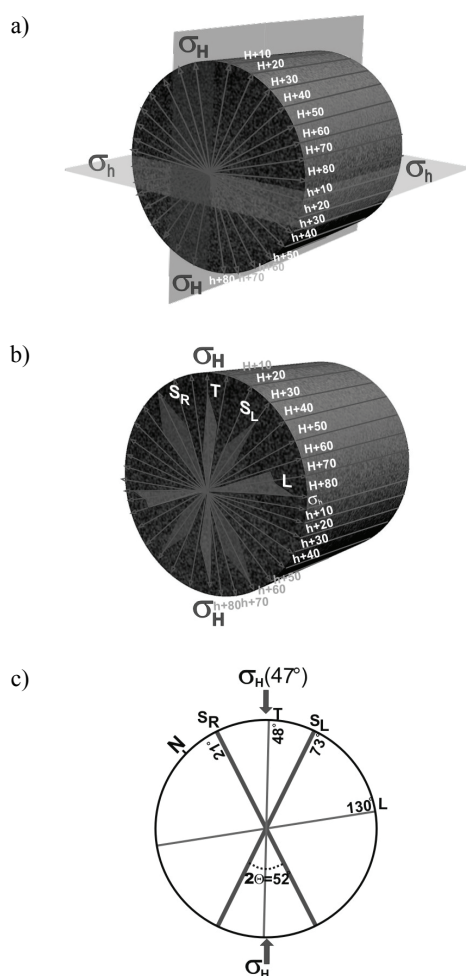
2. Metodyka badań

2.1. Powierzchnie wymuszonego zniszczenia

W maszynie wytrzymałościowej kolejne próbki umieszczano tak, aby orientacja otrzymanych powierzchni wymuszonego zniszczenia po teście wytrzymałości na rozciąganie

* Wydział Geologii, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, Uniwersytet Warszawski, Warszawa

metodą poprzecznego ściskania była zgodna z kierunkiem zaprojektowanych płaszczyzn. Dwa główne kierunki to płaszczyzny σ_H i σ_h , które odpowiadały osi największego i najmniejszego ściskania przy założeniu grawitacyjno-odprężeniowej, przedfaldowej w fazie inicjalnej, genezy zespołów ciosowych S_R i S_L [6, 7, 16]. Kolejne płaszczyzny orientowano co 10° względem tych dwu płaszczyzn głównych. Otrzymano w ten sposób 18 płaszczyzn wymuszonego zniszczenia (rys. 1a) zorientowanych względem głównych osi naprężeń, a co za tym idzie i względem spękań ciosowych. Badania przeprowadzono w prasie sztywnej MTS 815 zgodnie z procedurą stosowaną w badaniach właściwości i odkształcalności skał [15].



Rys. 1. Orientacja płaszczyzn wymuszonego zniszczenia. σ_H — kierunek płaszczyzny zgodny z kierunkiem osi maksymalnego ściskania, σ_h — kierunek płaszczyzny zgodny z kierunkiem osi najmniejszego ściskania, $H + 10$ do $h + 80$ — kierunki pośrednie (a), diagram rozetowy orientacji zespołów ciosowych (b), diagram położenia dominant zespołów ciosowych (c)

2.2. Spękania ciosowe

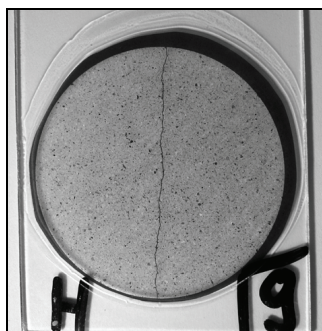
Badania laboratoryjne poprzedzone były obserwacjami i pomiarami orientacji spękań ciosowych w warstwach piaskowców cergowskich w znanym odsłonięciu na terenie nieczynnego kamieniołomu w Komańczy. Spękania ciosowe to występujące seryjnie, penetratywne spękania systematyczne, przecinające pojedyncze ławice bez przemieszczeń lub z niewielką tendencją do ruchu przesuwczego, prostopadle do uławicenia, w odstępach w przybliżeniu równych miąższości przecinanej ławicy [2, 5, 6, 13]. Spękania ciosowe są jednymi z najpowszechniej występujących nieciągłych struktur tektonicznych w utworach fliszowych Karpat.

Pomiary orientacji spękań wykonywano z dokładnością do $\pm 2^\circ$. Zmierzono blisko 100 powierzchni spękań ciosowych. Analizę spękań przeprowadzono stosując ogólne zasady dotyczące opracowań statystycznych ciosu [14].

W odsłonięciu obecne są cztery zespoły spękań: zespoły ścięciowe S_R i S_L oraz zespoły T i L (rys. 1b). Zespół spękań S_R o zakresie biegów $2\div 38^\circ$ z dominantą 21° jest najczęściej występującym zespołem. Zespół SL o zakresie biegów $55\div 85^\circ$ z dominantą 73° jest słabiej wykształcony od zespołu SR . Zespół T ma orientację $40\div 56^\circ$ z dominantą 48° , a orientacja zespołu L wynosi $124\div 136^\circ$ z dominantą 130° (rys. 1b, c). Kąt ostry pomiędzy zespołami S_R i S_L nazywany jest podwójnym kątem ścinania (2Θ), a dwusieczna tego kąta wyznacza położenie osi maksymalnego ściskania σ_H [17], ma w przybliżeniu stały kierunek i w piaskowcach cergowskich w Komańczy wynosi 47° (rys. 1c).

2.3. Chropowatość powierzchni spękań

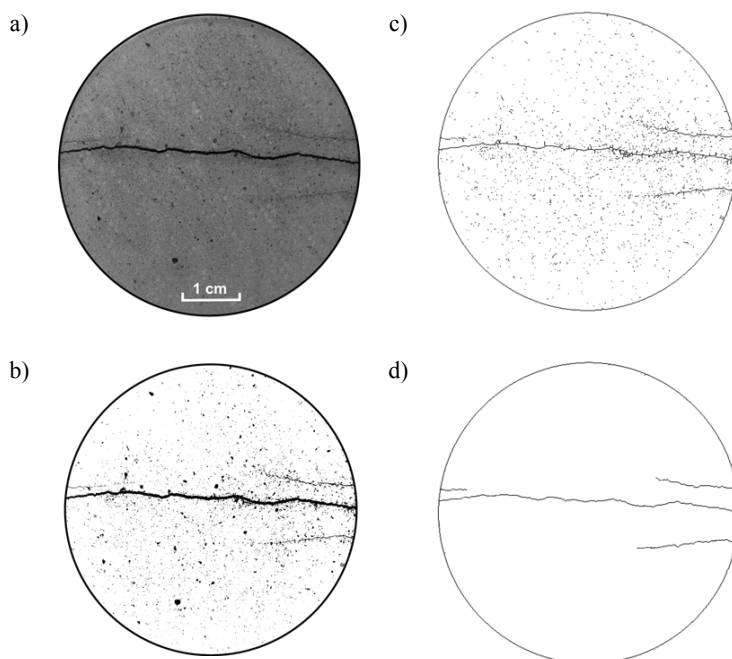
Chropowatość powierzchni spękań rozdzielczych określona została ilościowo jako wartość wymiaru fraktalnego D , który obliczono dla profili chropowatości szczelin spękań rozdzielczych otrzymanych po badaniu wytrzymałości na rozciąganie metodą poprzecznego ściskania (metodą brazylijską). Szczeliny te obserwowane są w szlifach cienkich jako intersekcja powierzchni wymuszonego zniszczenia z płaszczyzną do niej prostopadłą. Szczeliny rozdzielcze uczynione zostały substancją barwiącą, włożoną pod ciśnieniem w próbkę (rys. 2).



Rys. 2. Szlif cienki z próbki poddanej badaniu wytrzymałości na rozciąganie metodą brazylijską. Szczelina pogniszczeniowa uczyniona jest substancją barwiącą

Stanowisko badawcze składało się z mikroskopu Nikon ECLIPSE E200 i cyfrowego aparatu Sony DSC-S70. Do przetwarzania i analizy obrazu wykorzystano program ImaGej autorstwa Wayne'a Rasband'a. Jest to program *freeware* działający w środowisku Java, inspirowany programem NIH IMAGE tegoż samego autora (i również bezpłatnym) dla komputerów Macintosh (OS9), a stworzonym i rozwijanym w National Institute of Mental Health (NIMH).

Pierwszym etapem była akwizycja obrazu mikroskopowego w postaci cyfrowych zdjęć fotograficznych wykonywanych w wysokiej rozdzielczości aparatem sprzężonym z mikroskopem. Zdjęcia zapisywane były w formacie TIFF (*Tagged Image File Format*), który stosuje bezstratną kompresję, zapewniając tym samym wysokiej jakości zdjęcia wejściowe do dalszej obróbki obrazu. Następnie za pomocą programu ImaGej zdjęcia wstępnie przygotowano do analizy. W tym celu kolorowe zdjęcie RGB przekształcono do 8-bitowej skali odcieni szarości. W ten sposób przetworzone zdjęcia poddawano korekcie, która polegała na wyrównaniu kontrastu i jasności centralnej części zdjęcia względem obszarów w pobliżu krawędzi zdjęcia. Na tym etapie równomierna jasność na całej powierzchni obrazu jest szczególnie istotna, ponieważ od niej zależy poprawność automatycznej identyfikacji szczelin (rys. 3a).



Rys. 3. Etapy przygotowania obrazu mikroskopowego szczeliny do analizy ilościowej:
a) korekta jasności i kontrastu, b) ustalanie poziomu szarości odpowiadającego szczelinie i binaryzacja,
c) filtracja strukturalna: erozja i szkieletyzacja, d) końcowe czyszczenie obrazu: izolacja osi szczeliny

Kolejny etap to segmentacja szczelin. Szczeliny wydzielano przy użyciu narzędzia *thresholding*, którym określono próg (wartość szarości w skali od 0 do 255), odpowiadający wartości poziomu szarości analizowanej szczeliny, i zamieniono na obraz binarny (rys. 3b). Następnie szczelinę poddano procesom filtracji strukturalnej: erozji i szkieletyzacji. Erozja miała za zadanie usunięcie pikseli będących najczęściej szczelinami między- i śródziarnowymi, natomiast szkieletyzacja miała za zadanie ścieńczenie szerokości spękania poprzez wyodrębnienie osi strefy spękania, przy zachowaniu topologicznych właściwości szczeliny (rys. 3c). Ostatnim etapem filtracji strukturalnej było tzw. „przycinanie” (*prune*), które usuwa krótkie wyrostki odstające od osi szczeliny, będące najczęściej porami międzyziarnowymi lub szczelinami ze strefy zniszczenia, ale o innym kierunku niż szczelina główna (rys. 3d).

— Wymiar fraktalny

Wymiar fraktalny jest różnie definiowany, najczęściej na podstawie relacji między objętością lub powierzchnią fraktala a jego długością. Wymiar fraktalny wskazuje, w jaki sposób fraktal wypełnia przestrzeń, w której jest osadzony. Proste fraktale wykazują samopodobieństwo — obrazy ich struktury są takie same w każdej skali. Wiele obiektów w przyrodzie może być modelowanych za pomocą geometrii fraktali, np. linie brzegowe [12], powierzchnie przełamu materiałów [9]. Teoria ta znalazła także zastosowanie w geologii, geofizyce [18] i geomechanice, m.in. do ilościowego charakteryzowania powierzchni ścianek spękań w próbkach skał [1, 8, 10, 11, 19].

W pracy do ilościowego opisu profili chropowatości wykorzystano moduł programu ImaGej umożliwiający obliczenie wymiaru fraktalnego D . Program swoje obliczenia opiera na właściwościach wymiaru Minkowskiego zwanego także wymiarem pudełkowym (1):

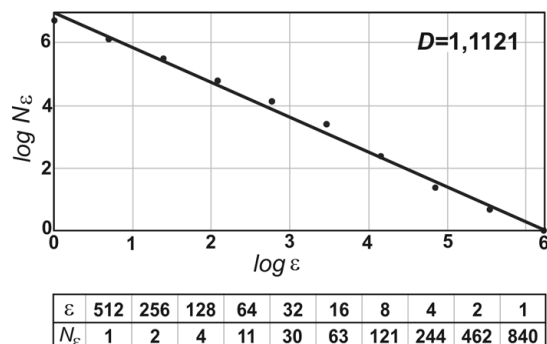
$$D = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0^+} \frac{\log N_\varepsilon(F)}{-\log \varepsilon} \quad (1)$$

gdzie:

$N_\varepsilon(F)$ — jest liczbą zbiorów pokrywających ograniczony zbiór F ,

ε — jest dokładnością pomiaru (czyli maksymalną średnicą oczek pokrywających zbiór F).

W przypadku obliczania wymiaru pudełkowego na komputerze niemożliwe jest zmniejszanie ε poniżej pewnej rozdzielczości (jednego piksela), gdyż wtedy taki zbiór byłby zbiorem złożonym ze skończonej liczby punktów, a jego wymiar byłby równy wymiarowi punktu, czyli miałby wartość zerową. Aby tego uniknąć, zbiór pomiarowy pokrywa się kolejno kilkoma siatkami o różnych długościach boków ε i zlicza, do ilu oczek każdej z tych siatek wpadają punkty (piksele). Wyniki obliczeń dla kolejnych ε umieszczone są na wykresie w skali logarytmicznej (rys. 4). Ponieważ punkty układają się prawie w linii prostej, to uznaje się, że stosunek (1) jest bliski wartości stałej, a wymiar fraktalny to współczynnik kierunkowy tej prostej, który wyznaczany jest przy użyciu jednej z metod regresji liniowej — metody najmniejszych kwadratów (rys. 4).



Rys. 4. Wykres logarytmiczny dla 10 kolejnych kroków obliczeń. Bok największej siatki ma długość 512 pikseli, najmniejszej 1 pikseli. Prosta wyznaczana jest metodą najmniejszych kwadratów. Współczynnik kierunkowy tej prostej to wymiar fraktalny profilu chropowatości

3. Rezultaty badań

Wartości wymiaru fraktalnego D , obliczonego dla profili chropowatości każdej z 18 płaszczyzn wymuszonego zniszczenia, przedstawia tabela 1.

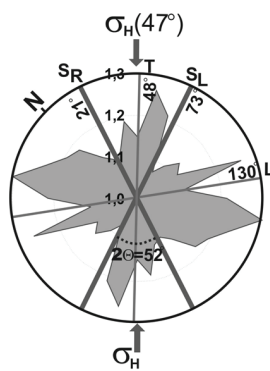
TABELA 1
Wartości wymiaru fraktalnego profili chropowatości dla 18 płaszczyzn wymuszonego zniszczenia

Orientacja płaszczyzny wymuszonego zniszczenia	Wartość wymiaru fraktalnego D	Orientacja płaszczyzny wymuszonego zniszczenia	Wartość wymiaru fraktalnego D
σ_H	1,1483	σ_h	1,2131
$H + 10$	1,2643	$h + 10$	1,3021
$H + 20$	1,2121	$h + 20$	1,2327
$H + 30$	1,0723	$h + 30$	1,1947
$H + 40$	1,0992	$h + 40$	1,1803
$H + 50$	1,1323	$h + 50$	1,1283
$H + 60$	1,1121	$h + 60$	1,1064
$H + 70$	1,2647	$h + 70$	1,1175
$H + 80$	1,1143	$h + 80$	1,1853

Wartości D w różnym stopniu zależą od kierunku analizowanego profilu. Najniższe wartości D uzyskano dla płaszczyzn wymuszonego zniszczenia, których orientacja była zgod-

na z orientacją ścięciowych zespołów ciosowych S . Powierzchnie zniszczenia powstałe w trakcie badania wytrzymałości na rozciąganie, które odpowiadały kierunkom spękań ciosowych S_L ($H + 30$) i S_R ($h + 60$), także makroskopowo były gładziej od pozostałych powierzchni. Podobnie, lecz już nie tak wyraźnie, niskie wartości wymiaru fraktalnego towarzyszą powierzchniom, które mieszczą się w zakresie przyjmowanych orientacji przez zespoły ciosowe T i L (rys. 1b).

Graficznie wartości wymiaru fraktalnego D profili chropowatości w zależności od kierunku płaszczyzny wymuszonego zniszczenia na tle orientacji dominant jawnych spękań (zespołów ciosowych) tworzących sieć spękań w odsłonięciu ilustruje rysunek 5.



Rys. 5. Diagram rozetowy wartości wymiaru fraktalnego profili chropowatości w zależności od orientacji płaszczyzny wymuszonego zniszczenia na tle diagramu położenia dominant zespołów ciosowych określonych w terenie

4. Podsumowanie

W próbkach badanych skał występuje anizotropia. Jest ona wywołana między innymi oddziaływaniem pola naprężeń związanego z wypiętrzaniem się Karpat. Rozkład tego pola, odtwarzany na podstawie pomiarów orientacji powierzchni zespołów spękań ciosowych w terenie, znajduje swoje odbicie także w skali próbki laboratoryjnej w postaci przestrzennie zorientowanych osłabień budowy wewnętrznej — mikronieciągłości.

Przestrzenne rozmieszczenie tych mikronieciągłości wpływa na mechanizm i przebieg procesu pęknięcia, w efekcie czego otrzymane powierzchnie pozniszczeniowe różnią się znacznie chropowatością i wykazują związek z orientacją płaszczyzn wymuszonego zniszczenia, a co za tym idzie i z orientacją spękań ciosowych określonych w terenie.

LITERATURA

- [1] Babadagli T., Develi K.: Fractal characteristic of rock fractured under tension. Theoretical and Applied Fracture Mechanics, 39, 2003, s. 73–88
- [2] Dadlez R., Jaroszewski W.: Tektonika. Warszawa, PWN 1994

- [3] *Domonik A.*: Anizotropia właściwości wytrzymałościowych skał fliszowych jako efekt oddziaływania naprężeń na przykładzie piaskowców z Komańczy. *Geologos*, t. 11, 2007, s. 133–141
- [4] *Domonik A.*: Wpływ paleonaprężeń na wytrzymałość masywu skalnego. *Geotechnika i budownictwo specjalne* — XXVII Zimowa Szkoła Mechaniki Górniczej. AGH, Zakopane 14–19 marca 2004, s. 45–51
- [5] *Dunne W.M. & Hancock P.L.*: Paleostress analysis of small scale brittle structures. [In:] *Continental deformation*, P.L. Hancock (ed.). Pergamon Press 1994
- [6] *Jaroszewski W.*: Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. *Stud. Geol. Pol.*, 38, 1972, s. 1–210
- [7] *Książkiewicz M.*: Budowa geologiczna Polski. *Tektonika, Karpaty*. (3), vol. 4, Warszawa, Wyd. Geol., 1972
- [8] *Kulatilake P.H.S.W., Um. J.*: Requirements for accurate quantification of self — affine roughness using the roughness — length method. *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci.* vol. 36, 1999, s. 5–18
- [9] *Kuznetsov P.V., Panin V.E., Schroiber J.*: Fractal dimension as a characteristic of deformation stages of austenite stainless steel under tensile load. *Theoretical and Applied Fracture Mechanism*, 35, 2001, s. 171–177
- [10] *Kwaśniewski M., Wang J.*: O fraktalnym charakterze powierzchni ścianek spękań w skałach. XVIII Zimowa Szkoła Mechaniki Górniczej. Wyd. AGH 1995, s. 1–71
- [11] *Kwaśniewski M., Wang J.*: Struktura geometryczna powierzchni i zachowanie się nieciągłości w skałach przy ścinaniu. XXI Zimowa Szkoła Mechaniki Górniczej. Wyd. AGH 1998, s. 1–53
- [12] *Mandelbrot B.B.*: How long is the coast of Britain? Statistical self — similarity and the fractional dimension. *Science*, 156, 1967, s. 636–638
- [13] *Mastella L.*: Independence of joint density and thickness of layers in the Podhale flysh. *Bul. Acad. Pol. Ser. Geol. Geogr.* (3), vol. 20, 1972, s. 187–196
- [14] *Mastella L., Konon A., Mardal T.*: Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. *Przeg. Geol.*, 12, 1996, s. 1189–1194
- [15] *Pinińska J.*: Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał. Cz. IV. *Karpaty Fliszowe*, t. 7. Katalog. Warszawa, Wyd. Tinta 2003
- [16] *Price N.J.*: Mechanics of jointing in rock, *Geol. Mag.*, 96, 1959, s. 149–167
- [17] *Ramsay J.G., Huber M.I.*: The techniques of modern structural geology. Academic press Brace Jovanovich Publishers, 1–2, 1987
- [18] *Scholtz C.H., Mandelbrot B.B. (eds)*: *Fractal in Geophysics*. Basel, Birkhäuser Verlag 1989
- [19] *Yang Z.Y., Di C.C., Lo S.C.*: Two — dimensional Hurst Index of Joint Surfaces. *Rock. Mech. Rock. Engng.*, vol. 4, 2001, s. 323–345