

WIARYGODNOŚĆ OCEN PARAMETRÓW SPRĘŻYSTOŚCI OŚRODKÓW SKALNYCH NA DUŻYCH GŁĘBOKOŚCIACH

THE RELIABILITY OF EVALUATION OF ELASTIC PROPERTIES OF ROCKS AT GREAT DEPTHS

JOANNA PINIŃSKA¹

Abstrakt. Praca stanowi wprowadzenie do cyklu artykułów prezentowanych w niniejszym *Biuletynie PIG* przez zespół pracowników Zakładu Geomechaniki Uniwersytetu Warszawskiego, dotyczących oceny parametrów sprężystych ośrodków skalnych na dużych głębokościach na podstawie badań wytrzymałościowych (geomechanicznych) oraz geofizycznych (pomiar prędkości fali akustycznej). Prace te dotyczą: metodyki badań modelujących warunki ciśnienia i temperatury do głębokości 3,5 km w komorach termociśnieniowych (P. Łukaszewski, A. Dziedzic), analizy wyników laboratoryjnych badań wytrzymałościowych nad zróżnicowaniem głównych parametrów sprężystości typowych skał magmowych i osadowych zależnie od ich genezy i głębokości (A. Domonik) oraz zmienności prędkości propagacji fali ultradźwiękowej w zależności od ciśnienia i temperatury na modelowanej głębokości (A. Dziedzic, J. Pinińska). W niniejszym artykule przedyskutowano współczesne poglądy na niejednorodność rzeczywistego rozkładu naprężeń w górotworze i ograniczone możliwości jego wyznaczenia oraz wynikające z tego konsekwencje w niepewności oznaczania cech sprężystych ośrodków skalnych na podstawie pomiarów geofizycznych w warunkach zróżnicowanego naprężenia, nawodnienia, temperatury i dużych głębokości. Omówiono czynniki powodujące trudności korelowania cech sprężystych uzyskanych na drodze badań geomechanicznych oraz geofizycznych. Korelacje takie niezbędne są szczególnie do identyfikacji cech górotworu na dużych głębokościach, gdzie dostępne są jedynie pomiary prędkości fali sprężystej, ale również powszechnie stosowane w warunkach rozpoznania powierzchniowego. Niejednorodność ośrodków skalnych w odrębny sposób ujawnia się w funkcji zmian przebiegu fali sprężystej i parametrów sprężystości mechanicznej wraz głębokością. Stąd zbyt duże uogólnienia, zapożyczone z ogólnych zasad teorii sprężystości, zacierają rzeczywisty obraz zmian właściwości ośrodka skalnego w warunkach wysokich ciśnień i temperatury. Niepewność wzajemnej korelacji cech sprężystych uzyskanych na drodze badań geomechanicznych oraz geofizycznych bez indywidualnej analizy pogłębia niejednoznaczność metod interpretacji tych pierwszych. Różnice ocen modułu sprężystości, zależnie od przyjętego zakresu sprężystości, mogą dla tej samej skały dochodzić do 100%. Zatem istotą wiarygodnego tworzenia korelacji łączących parametry sprężystości uzyskane na drodze badań geofizycznych z danymi geomechanicznymi są kompleksowe, laboratoryjne badania wytrzymałościowe w komorach termociśnieniowych z równoczesną rejestracją charakterystyk odkształcenia oraz zmian prędkości fali sprężystej na znanym materiale skalnym, w warunkach wzrastającego ciśnienia symulującego warunki termiczne i ciśnieniowe w danych warunkach geologicznych. W pracy szczególną uwagę poświęcono analizie stanu wiedzy nad wiarygodnością ocen rzeczywistego stanu naprężeń w górotworze, gdyż ich ustalenie w skali regionalnej jest możliwe z dokładnością zaledwie do 20%, a w 70% globalnych przypadków naprężenia poziome są większe od pionowych. Na lokalną dystrybucję naprężeń wpływa natomiast przyrodnicza niejednorodność ośrodka skalnego. Wszystkie te czynniki powinny być uwzględnione przy doborze warunków badań i interpretowanych na ich podstawie parametrów sprężystości.

Słowa kluczowe: górotwór, naprężenia poziome, naprężenia pionowe, stałe sprężystości, statyczny i dynamiczny moduł sprężystości, prędkość fali sprężystej.

Abstract. The paper is an introduction to the other papers published in this volume, devoted to the methods and results of laboratory testing of rocks from great depths prepared by the authors from Department of Geomechanics: P. Łukaszewski and A. Dziedzic, A. Domonik as well as A. Dziedzic and J. Pinińska. In the paper the reliability of determination of rock elastic properties at great depths, due to geological factors, technological measuring inconsistencies, and erroneous methods of data interpretation are discussed. Possible diminishing of determination uncer-

¹ Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; e-mail: joanna.pinińska@uw.edu.pl

tainty would be dependable on accuracy of recognition of three essential factors: the local stress-field, local elastic properties of rock media, and the correctness of correlation of the mechanical and geophysical data. The actual accuracy for determination of stress distribution in a rock massif is considered to be within a range of 10 to 20 percent and the local deviations of horizontal strain may reach 15 to 25 percent at the distance of several meters. The axial deformation modulus under laboratory test conditions may be underestimated by several dozens of percents or overestimated up to 100 percent, what depends on certain standard rules applied to determination of a linear deformation interval according to Domonik & Dziedzic (2009). As it appears in geophysical field researches, the rocks at depth have the elastic deformation range higher than that defined in laboratory mechanical tests. It is the main reason for difficulties in correlating geophysical and the geomechanical data.

Key words: rock massive, horizontal stress, vertical stress, constants of elasticity, static and dynamic modulus of elasticity, elastic wave velocity.

Na dużych głębokościach, niedostępnych do bezpośredniej penetracji, identyfikacja cech górotworu odbywa się na drodze pośredniej, na podstawie pomiarów prędkości fali sprężystej uzyskanych na drodze badań geofizycznych. Parametry sprężystości charakteryzujące górotwór wyznaczone są zatem przy założeniu jednorodności i sprężystości ośrodka, a podstawą wiarygodności wglębnych ocen inżynierskich jest odpowiednia transformacja danych geofizycznych na dane geomechaniczne i ich odniesienie do skał o jednoznacznie określonej litologii.

Najbardziej istotnym czynnikiem wpływającym na dokładność i wiarygodność teoretycznych i rzeczywistych relacji łączących dane geofizyczne (dynamiczne) z danymi geomechanicznymi (statycznymi) jest znajomość rzeczywistego, lokalnego stanu naprężenia, do którego przyporządkowane mogą być dane parametry sprężystości oraz różna technika interpretacji parametrów statycznych uzyskiwanych krzywych deformacji, wskutek czego dla tej samej skały różnica oceny modułu sprężystości może dochodzić do 100% (Domonik, Dziedzic, 2009).

Amadei i Stephanson (1997) na podstawie obszernych analiz globalnych oceniają jednakże możliwość ustalenia rzeczywistego stanu naprężenia w górotworze z dokładnością

cią rzędu 10–20%. Nawet rozwój technik pomiarowych *in situ* oraz coraz dokładniejsze dane z licznych zabiegów szczelinowania hydraulicznego otworów naftowych są ciągle zbyt mało dokładne, szczególnie w zakresie ustalania wartości naprężeń poziomych (Zoback i in., 1986; Wepfer, Chistensen, 1991; Barton, 2007).

Klasyczny już, prezentowany przez Browna i Hoecka (1978), nieliniowy diagram zmienności współczynnika k_o wskazuje, że globalna zmienność relacji ciśnienia poziomego (s_h) do pionowego (s_v) wraz z głębokością oscyluje w granicach od 0,4 do ponad 3 (fig. 1).

Wielu autorów wprowadza zatem poprawki lokalne, uwzględniające np. płytkie ruchy tektoniczne, nietypowy miejscowy gradient termiczny (Sugowara, Obara, 1993) lub też zawodnienie górotworu (Rummel, 1986). Istotny jest również wpływ temperatury górotworu. Zdaniem Martina i Simmonsa (1993) nie odgrywa on większej roli w zakresie do 20°C, jednakże na większych głębokościach przy temperaturze 80°C wzrost naprężeń może dochodzić do 25%.

Współczesne pomiary rzeczywistego stanu naprężeń wskazują, że w warunkach globalnych w 70% rozważanych przypadków zachodzi zjawisko inwersji naprężeń. Do głębokości 1000 m naprężenia poziome (s_h) są na ogół większe

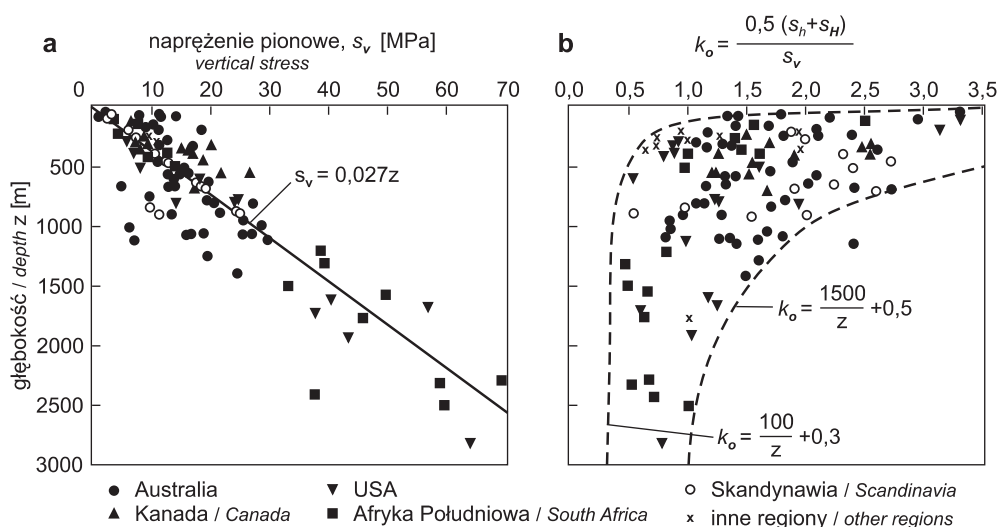


Fig. 1. Ogólna zmienność naprężeń wraz z głębokością: a – naprężenia pionowe pomierzone *in situ*; b – zmienność współczynnika k_o (wg Brown, Hoeck, 1978)

Change of stress with depth: **a** – vertical stress measured *in situ*;
b – distribution of k_o coefficient (acc. to Brown, Hoeck, 1978)

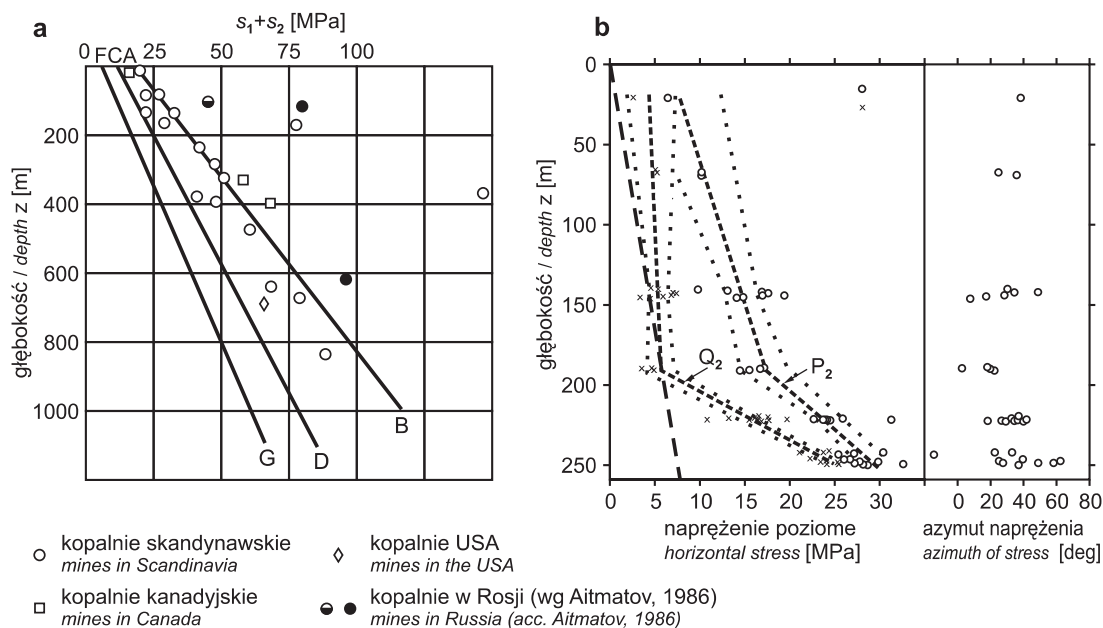


Fig. 2. Regionalne zależności naprężeń poziomych od głębokości: a – suma naprężeń poziomych ($\Sigma_h = s_1+s_2$); b – bimodalne zmiany maksymalnych (linia P) oraz minimalnych (linia Q) naprężeń poziomych na tarczy kanadyjskiej (wg Lang i in., 1986)

AB – platformy stabilne, CD – skały twarde, FG – skały umiarkowanie twarde

Regional relationships between the horizontal stress and depth: **a** – total horizontal stress ($\Sigma_h = s_1+s_2$); **b** – bimodal changes of the maximum (P) and the minimum (Q) horizontal stress within the Canadian shield (acc. to Lang *et al.*, 1986)

AB – stable shield, CD – hard rocks, FG – moderate hard rocks

od naprężeń pionowych (s_v). Przy czym, jak wykazują Aitmatov (1986) oraz Lang i in. (1986), wartości ich są niższe w ustabilizowanych strefach fałdowych niż na platformach

i stabilnych tarczach (fig. 2a). Mogą jednak wykazywać zmienność bilinearną, jak ma to miejsce w płytkich (do 250 m) strefach tarczy kanadyjskiej (fig. 2b).

W skali lokalnej zróżnicowanie stanu naprężeń wywołane jest zmienną sztywnością i różnym stanem deformacji przestrzennej górotworu. Skały o wysokim module sprężystości przenoszą większe naprężenia niż skały o module niższym, stąd bardziej sztywne partie górotworu są jeszcze w stanie sprężystym, podczas gdy mniej sztywne mogą już być splekane. Klasyczne i powszechnie cytowane pomiary Aitmatova (1986), wykonane w otoczeniu otworu wiertniczego w górotworze granitowym, wykazują na kilku metrach w jego odległości poziome, cyklicznie zmieniające się wartości modułu sprężystości, różniące się w zakresie 15–25% (fig. 3a). Z kolei Leijon (1983) wykazał, że nawet przy oscylującym, nierównomiernym rozkładzie naprężeń w górotworze o zmiennej sztywności (S), naprężenie mierzone (S_m) jest

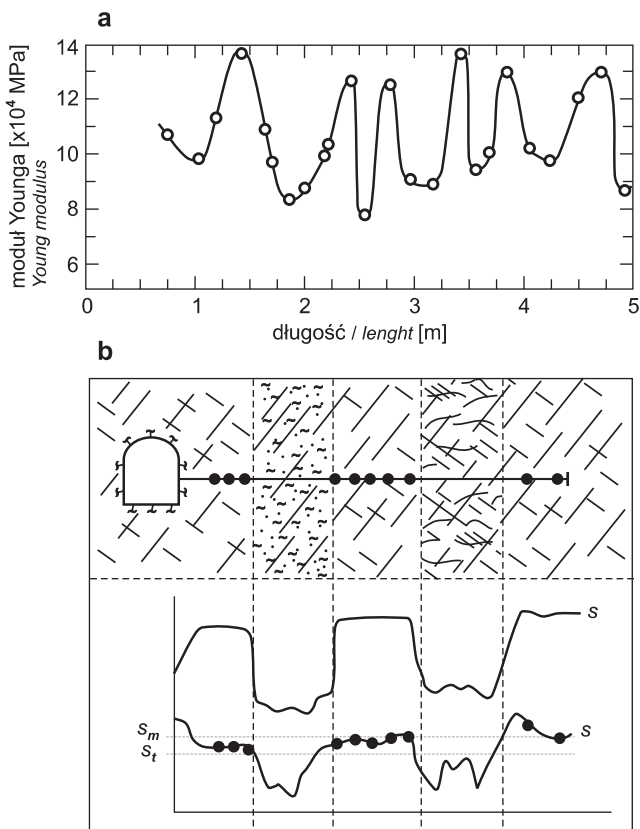


Fig. 3. Nierównomierny rozkład naprężeń i odkształceń w górotworze: a – poziome zmiany modułu sprężystości w otoczeniu otworu wiertniczego (wg Aitmatov, 1986); b – schemat Leijona (1983) obrazujący zmienną sztywność masywu (S) oraz różnice naprężeń mierzonych (S_m) i rzeczywistych (S_t)

Uneven distribution of a stress-field in a rock massif: **a** – horizontal changes of a stress modulus near a drilled well (acc. to Aitmatov, 1986); **b** – Leijon's scheme (1986) showing changeable rigidity of a rock massif and the differences between the measured (S_m) and actual (S_t) stresses

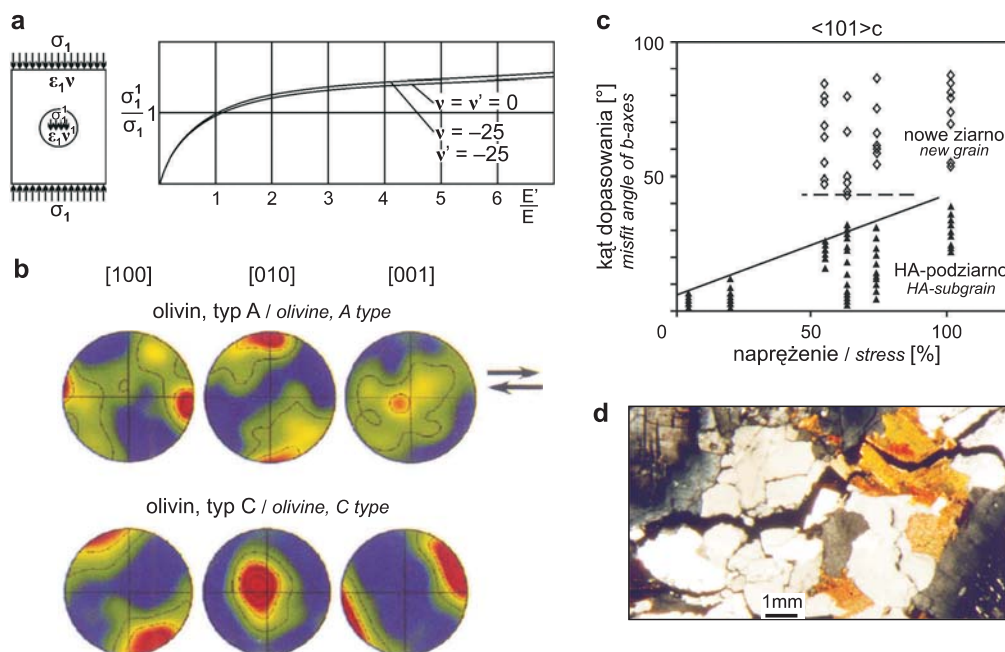


Fig. 4. Przykłady niejednorodności pola naprężeń w poliminerale i w pojedynczym mineralu: **a** – schemat koncentracji naprężeń σ_1' oraz σ_1 w otoczeniu inkluzji, gdy E' inkluzji $> E$ masy skalnej (Fairhurst, 1986 za Leemanem); **b** – złożona geometria pola deformacji w oliwinie wg Karato (2008) zależnie od położenia osi krystalicznych (obraz górny) oraz w procesie prostego ścinania pojedynczego ziarna kolejno w warunkach: na sucho, przy małych ciśnieniach i wysokiej temperaturze, na mokro przy małym ciśnieniu (barwa czerwona deformacje wysokie, barwa niebieska deformacje niskie); **c** – kąt rotacji i stan dopasowania ziaren w funkcji naprężenia w granicy (Toriumi, Karato, 1985); **d** – obraz mikroskopowy upakowanych, spękanych ziaren kwarcu w granicy ze Strzelina o różnym kącie rotacji

An example of an heterogeneous distribution of a stress-field within the polymineral rocks and in a single mineral: **a** – a scheme of the strain σ_1' and σ_1 caused by an inclusion, when the E' of inclusion $> E$ of a rock mass (Fairhurst, 1986 after Leeman); **b** – geometry of the field of deformation in olivine (Karato, 2008); in relation to crystal axes (upper pictures), in monocrystal under process of a simple shearing in the following conditions: dry, at low stress and high temperature, wet at low stress (red – high deformation, blue – low deformation); **c** – a rotation angle and a grain adjustment according to state of stress in granite (Toriumi i Karato, 1985); **d** – microscopic image of fractured and tightly packed quartz grains of a variable rotational angle, in Strzelin granite

różne od rzeczywistego (S_r), przy czym punktowo mierzone wartości S_m są wyższe niż rzeczywiste wartości S_r (fig. 3b).

Lokalne zróżnicowanie stanu naprężeń poziomych i pionowych powiększa przyrodnicza niejednorodność ośrodków skalnych w mikroskali, zależna od losowej dystrybucji ziaren mineralnych o odmiennym składzie, kształcie i sztywności. Jak podaje Fairhurst (1989) za Leemanem (1964), wysoko wytrzymałe bardzo drobne inkluzje wywołują w masie skalnej lokalny wzrost naprężeń nawet do 50% (fig. 4a). Badania procesów deformacji na poziomie pojedynczych ziaren mineralnych wprowadzają do poglądów na niejednorodność pola naprężeń w skałach dalsze nowe dane. Pod obciążeniem w każdym z ziaren powstają złożone i odrębne pola odkształceń, których geometria zależy od orientacji osi krystalicznych, ciśnienia, temperatury, stanu nawodnienia (fig. 4b) (Toriumi, Karato, 1985; Karato, 2008). Równocześnie w procesie deformacji ziarna ulegają rotacji, kruszeniu i wzajemnemu dopasowywaniu. Zjawiska te, możliwe do zarejestrowania w obrazach mikrostrukturalnych, wskazują, że stan naprężeń i odkształceń w poszczególnych ziarnach jest zależny od kąta ich rotacji, stopnia dopasowywania oraz

wtórnej, krystalizacyjnej transformacji pokruszonego podziarna (fig. 4c i d).

Transformacje struktury skalnej, rotacja ziaren, zamykanie porów odbywają się najczęściej w preferencyjnych kierunkach i wywołują anizotropię ośrodka. Odzwierciedla się to również preferencyjnym zwiększeniem prędkości fali sprężystej. Jak wykazują badania Nura i Simmonsa (1969) oraz Rasolofosaona i in. (2000), skutek preferencyjnego zamykania się defektów, ciśnienia powyżej 100 barów powodowały w granicy stopniowe powiększanie się anizotropii prędkości fali sprężystej (fig. 5). Zatem skała wykazująca izotropię prędkości może przy określonym ciśnieniu stać się ośrodkiem w różnym stopniu anizotropii akustycznej.

Analizy mikrostrukturalne stają się zatem coraz częściej asumptem do wyznaczania poprawek teoretycznych, uwzględniających wpływ rotacji i pęknięcia ziaren na procesy tłumienia i przyspieszania prędkości fal sejsmicznych oraz ich roli w indukowaniu procesów sejsmicznych w skali globalnej (Teisseyre, 2009; Teisseyre i in., 2010).

Z powyższych rozważań wynika, że zależnie od zmienności lokalnych warunków geologicznych oraz cech strukturalnych

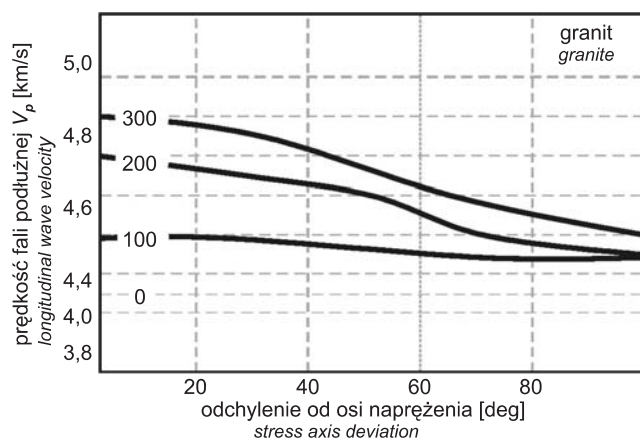


Fig. 5. Anizotropia prędkości fali podłużnej (V_p) indukowana stanem naprężenia na preferencyjne zamknięcie szczelin i porów w granicie (Nur, Simmons, 1969; Rosolofosaon, 2000)

Anisotropy of a longitudinal wave velocity (V_p) induced by state of stress and the impact of a preferable orientation of closed pores and fractures (Nur, Simmons, 1969; Rosolofosaon, 2000)

ralnych ośrodka skalnego w profilu poziomym i pionowym górotworu generowane są zmienne relacje między parametrami sprężystości oraz prędkością fali sprężystej. Kwaśniewski i in. (2003) zwracają uwagę, że w trójosiowym stanie naprężeń główną rolę w procesie rozluźnienia materiału (dylatacji) odgrywa pośrednie naprężenie główne (σ_2), a zgodnie z badaniami Leijon i Stilborga (1986) oraz Karato (2008) efekt wpływu σ_2 na wartość współczynnika Poissona (ν) jest mniejszy dla niskich wartości ν i wzrasta, gdy ν zbliża się do 0,5. Równocześnie według Karato (2008) wzrost temperatury wpływa silniej na wartość modułu ścinania (G) niż na moduł odkształcenia objętościowego (K), podczas gdy moduł K jest bardziej wrażliwy na wzrost ciśnienia niż moduł G , a różne skały w różnym stopniu reagują zmianami ν na nawodnienie (fig. 6).

Przy tak wielu czynnikach rzutujących na poprawność i wiarygodność określenia parametrów sprężystości w złożo-

nych warunkach naprężeń, przygotowaniu programów badań geomechanicznych mających na celu wyjaśnienie relacji między danymi geomechanicznymi a geofizycznymi na dużych głębokościach, podstawowe znaczenie ma dobór warunków badania możliwie najlepiej dostosowany do ciśnienia i temperatury w górotworze. Badania geomechaniczne powinny być prowadzone z symultanicznym pomiarem prędkości fali sprężystej na jednoznacznie zdefiniowanym materiale skalnym, o szczególnie rozpoznanej strukturze, składzie mineralnym, określonej anizotropii oraz stanie zawodnienia, tak aby określić zmienność statycznych i dynamicznych parametrów sprężystości w identycznie złożonych warunkach ciśnienia i temperatury.

Z dotychczasowych badań Zakładu Geomechaniki IHiGI UW wynika bowiem, że ścieżki zmian obu tych rodzajów parametrów pod obciążeniem nie są podobne. Zakresy odkształceń sprężystych na ścieżkach deformacji nie zawsze odpowiadają maksymalnemu wzrostowi prędkości fali (Pinińska red., 2011). W niektórych skałach prędkość maleje przed wystąpieniem granicy makrodylatacji, a w niektórych wzrasta, pomimo zaawansowanego zniszczenia struktury skalnej. Pojęcie „ośrodek sprężysty” ustalone na obu tych drogach jest zatem niekompatybilne. Porównanie danych wymaga zatem szczegółowej analizy mikrostrukturalnej procesów transformacji struktury ośrodka, rotacji ziaren oraz ich stanu dopasowania i anizotropii.

Pamiętać również należy, że duża dowolność przyjmowania zakresu odkształceń sprężystych przy interpretacji danych wytrzymałościowych rzutuje na wartość statycznego modułu sztywności (E_{st}) oraz statycznego współczynnika Poissona (ν_{st}). Jak wykazali Domonik i Dziedzic (2009), różnice ocen modułu sprężystości, zależnie od przyjętego zakresu sprężystości (norma PN-EN 1997-2: 2009 – Eurokod 7, ASTM 3148-02 oraz wytyczne ISRM, 2007), mogą dla tej samej skały dochodzić, zależnie od typu skały, od 20 do 100%. W licznych przypadkach metody interpretacji są niezgodne z fenomenologicznym przebiegiem procesu deformacji danej skały. W wielu bowiem skałach zakres objętościowych od-

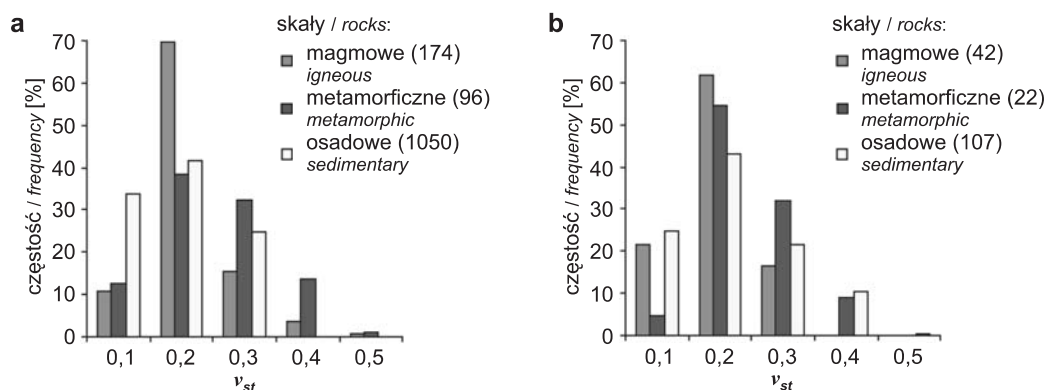


Fig. 6. Histogram rozkładu wartości współczynnika odkształcenia poprzecznego Poissona (ν_{st}), w odmiennych litologicznie skałach Polski (baza danych geomechanicznych, Zakład Geomechaniki, 2009): a – skały suche, b – skały mokre

Histogram of a Poisson's coefficient value distribution (ν_{st}) within various rocks in Poland (Geomechanical Database, Department of Geomechanics, 2009): a – dry rocks, b – wet rocks

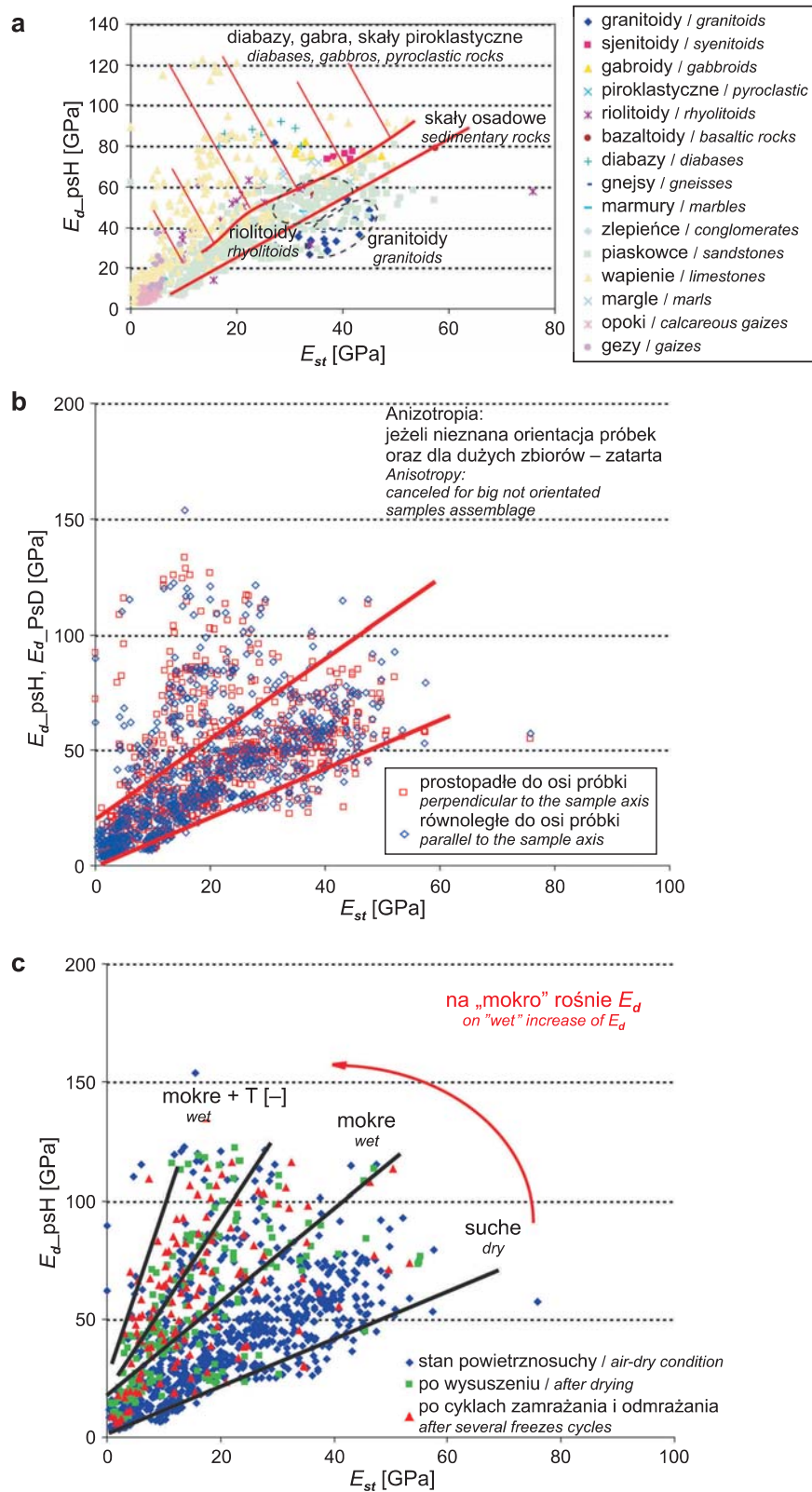


Fig. 7. Zależność statycznego (E_{st}) i dynamicznego (E_d) modułu deformacji: a – zróżnicowanie na tle litologii, b – zróżnicowanie na tle anizotropii, c – zróżnicowanie na tle nawodnienia; linie ciągłe orientacyjnie wyznaczają główne zbiory danych

A relationships between the static (E_{st}) and dynamic (E_d) modulus of elasticity: **a** – differentiation according to lithology, **b** – differentiation according to anisotropy, **c** – anisotropy according to water saturation; continuous lines show main clusters of data

kształceń sprężystych jest mniejszy niż sugerowane przez standardy kryterium liniowości odkształceń osiowych, wynoszące 50% wytrzymałości granicznej, a zastosowanie tego kryterium uniemożliwia niekiedy ustalenie wartości współczynnika Poissona (ν_{st}). Zatem i ten czynnik, gdy brak analizy wszystkich charakterystyk deformacji, zwiększa niepewność relacji między rezultatami badań geomechanicznych i geofizycznych.

Ustalenie zasad poprawnej transformacji wyników badań cech sprężystych na drodze badań geomechanicznych (statycznych) i geofizycznych (dynamicznych) jest więc zadaniem trudnym.

Zestawienia dużych zbiorów danych wskazują (Zakład Geomechaniki, 2009), że tylko w skałach osadowych relacja E_{st}/E_d ma charakter zbliżony do liniowego, podczas gdy w skałach magmowych konieczna jest ich analiza na tle składu chemicznego magmy (fig. 7a). Ponadto relacje E_d/E_{st} muszą być ustalane dla podobnych kierunków pomiarowych

(fig. 7b) i odniesione do stanu nawodnienia lub zamrożenia skały (fig. 7c).

Przedstawione powyżej aspekty niepewności towarzyszące charakterystyce górotworu w rejonach niedostępnych do bezpośredniej obserwacji, opartej na transmisji danych geofizycznych na geologiczno-inżynierskie dane geomechaniczne, zobowiązują zatem do szeroko zakrojonych kompleksowych badań laboratoryjnych w celu zwiększenia wiarygodności uzyskiwanych na tej drodze ocen.

Przesłaniem dla ich rozwijania jest obszerne dzieło klasyka geoinżynierii skalnej Nicka Bartona (2007), w którym Autor wyraża nadzieję, że w przyszłości *diagram prezentujący relację między oceną jakości sejsmicznej górotworu (Qseismic quality factor) oraz oceną jakości masywu skalnego (Qrock quality factor) wykaże ich dużą zgodność.*

Praca naukowa finansowana ze środków na naukę w latach 2007–2010 jako projekt rozwojowy nr R09 0038 03.

LITERATURA

- AITMATOV I.T., 1986 — On virgin state of rock mass in mobile folded areas. *Int. Symp. of Rock Stress and Rock Stress Measurement*. Stockholm, Centek, Lulea.
- AMADEI B., STEPHANSON O., 1997 — Rock stress and its measurement. London, New York.
- ASTM Designation: D 3148-02, Standard Test Method for Elastic Moduli of Intact Rock Core Specimens in Uniaxial Compression.
- BARTON N., 2007 — Rock quality, seismic velocity, attenuation and anisotropy. Balkema. London, New York, Philadelphia, Singapore.
- BROWN E.T., HOECKE E., 1978 — Trends and relationship between measured rock in situ and depth. *Int. J. Mech. Min. Sci. & Geomech.*, Abstr., **15**: 211–215.
- DOMONIK A., DZIEDZIC A., 2009 — Problemy interpretacyjne przy wyznaczaniu modułu sprężystości w niektórych odmianach litologicznych skał. *W: Problemy geotechniczne i środowiskowe z uwzględnieniem podłoża ekspansywnych*: 415–423. Wyd. UPT, Bydgoszcz.
- FAIRHURST C., 1986 — In situ stress determination – an appraisal of its significance in rock mechanics. *Proc. Int. Symp. of Rock Stress and Rock Stress Measurement*: 3–17. Stockholm, Centek, Lulea.
- ISRM, 2007. Suggested Methods for Determining the Uniaxial Compressive Strength and Deformability of Rock Materials. *W: The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization Testing and Monitoring: 1974–2006.* (red. R. Ulusay, J.A. Hudson): 137–140.
- KARATO S., 2008 — Deformation of earth materials. Cambridge University Press. Cambridge, N.Y, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo, Delhi.
- KWAŚNIEWSKI M., TAKAHASHI M., LI X., 2003 — Volume changes in the sandstone under true triaxial compression conditions. *Proc. 10 ISRM Congress. S.A. Inst. of Mining & Metallurgy*: 683–688. Johannesburg.
- LANG P.A., EVERITT R.A., NG L.K.W., THOMSON P.M., 1986 — Horizontal in situ stresses versus depth in the Canadian Shield at the underground research laboratory. *Proc. Int. Symp. of Rock Stress and Rock Stress Measurement*: 449–456. Stockholm, Centek, Lulea.
- LEIJON B., 1983 — Rock stress measurements with the LUH-Gauge at the near-surface test facility. *Univ. of Technology, Lulea*.
- LEIJON B.A., STILBORG B.L., 1986 — A comparative study between two rock stress measurement techniques at Luossavaara mine. *Rock Mech. Rock Eng.*, **19**: 143–163.
- MARTIN C.D., SIMMONS G., 1993 — The atomic energy of Canada underground laboratory: an overview of geomechanics characterization. *W: Comprehensive rock engineering* (red. J.A. Hudson): 915–950. Pergamon Press, Oxford.
- NUR A., SIMMONS G., 1969 — Stress-induced velocity anisotropy in rock: an experimental study. *J. Geophys. Res.*, **74**: 6667–6674.
- PINIŃSKA J. (red.), 2011 — Właściwości wytrzymałościowe i odkształceniowe skał Polski na dużych głębokościach w warunkach wysokiego ciśnienia i temperatury. *Arch. Wydz. Geologii UW, Warszawa*.
- PN-EN 1997-2: 2009 – Eurokod 7 – Projektowanie geochemiczne, cz. 2 – Rozpoznanie i badania podłoża gruntowego.
- RASOLOFOSAON P.N.J., RABEL W., SIEGSMUND S., VOLLBRECHT A., 2000 — Characterisation of crack distribution: fabric analysis versus anisotropy inversion. *Geophys. J. Int.*, **141**: 425–453.
- RUMMEL F., 1986 — Stress and tectonics of upper continental crust – a review. *Proc. Int. Symp. of Rock Stress and Rock Stress Measurement*: 177–186. Stockholm, Centek, Lulea.
- SUGOWARA K., OBARA Y., 1993 — Measuring rock stress. *W: Comprehensive rock engineering* (red. J.A. Hudson): 533–552. Pergamon Press, Oxford.
- TORIUMI M., KARATO S., 1985 — Preferred orientation development of dynamically recrystallized olivine during high temperature creep. *J. Geology*, **93**: 407–417.

- TEISSEYRE R., 2009 — Tutorial on new developments in physics of rotation motions. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **99**, 2B: 1028–1039.
- TEISSEYRE R., HCELIDZE T., TEISSEIRE K.P., 2010 — Phase shifted fields: Some experimental evidence. (red. V. de Rubeis, Z. Czechowski, R. Teisseyre): 213–221. Springer.
- WEPFER W.A., CHISTENSEN N.S., 1991 — A seismic velocity – confining pressure relation with application. *Int. J. Rock Mech. Sci., Geomech.*, **28**, 5, Abstr.: 451–456.
- ZAKŁAD GEOMECHANIKI, 2009 – Baza danych geomechanicznych. Praca zbiorowa. IHiGI, Wydz. Geologii UW, Warszawa.
- ZOBACK M.D., MASTIN L., BARTON C., 1986 — In situ stress measurements in deep boreholes using hydraulic fracturing, wellbore breakouts, and wave polarization. *Proc. Int. Symp. of Rock Stress and Rock Stress Measurement*: 289–299. Stockholm, Centek, Lulea.

SUMMARY

Default Paragraph Font; The paper is an introduction to a series of articles presented in this publication by a group of researchers from the Department of Geomechanics of the Warsaw University. The articles concern the evaluation of elastic properties of rocks at great depths by means of strength tests (strain parameters) as well as geophysical studies (acoustic wave velocity). They include successively: methods of studies in a thermo-compression chamber modeling conditions at the depth down to 3.5 km (A. Dziedzic, P. Łukaszewski), evaluation of changes of elastic parameters of typical magmatic and sedimentary rocks under conditions of increasing depth modeled by pressure and temperature (A. Domonik) as well as evaluation of changes of ultrasonic wave propagation velocity registered simultaneously with the strength tests (A. Dziedzic, J. Pinińska).

The necessity of such studies is indicated by a discussion presented in the paper, concerning contemporary state of knowledge of heterogeneity of actual state of stress in rock mass as well as consequences of indirect determination of the characteristics of elastic properties of rocks based on geophysical measurements at great depths. The study discusses the difficulties in correlation of elastic properties obtained from strength tests (static) and geophysical studies (dynamic), which are vital for evaluation of rock mass at great depths, where direct data are inaccessible. According to the studies conducted by the Department of Geomechanics (Pinińska ed., 2011), in case of many rocks, in the same pressure and temperature conditions, there is discrepancy between evaluation of stress at the threshold of elastic strains obtained on the basis of deformation curve (static tests) and the value of stress indicated by a path of wave velocity in function of stress (dynamic studies). Therefore heterogeneity of rocks as well as increase of pressure and temperature reflect differently in the character of changes of elastic wave velocity and the character of changes of mechanical elasticity parameters. Without an individual analysis of these discrepancies for every rock type it is hard to receive a reliable transformation from statistic data to dynamic data. Uncertainty of evaluation is intensified by ambiguity of interpretation methods

of the first ones. According to Domonik and Dziedzic (2009), the differences of elasticity modulus evaluation depending on the accepted elasticity range (Eurocode 7, PN-EN 1997-2, ASTM 3148-02 standards and ISRM – 2007 guidelines) may reach 100% for the same rock.

The reliable establishing of correlation between elasticity parameters (received through geophysical studies) and geomechanical data is complex and requires laboratory strength tests in thermopressure chambers with a simultaneous registration of strains' characteristics and elastic wave's velocity conducted on a known rock material with a thoroughly recognized structure and mineral composition. Elasticity parameters obtained in this way can only be referred to local conditions of stress within the rock mass at a given depth.

However establishing of these conditions is very hard. According to contemporary knowledge (Amadei, Stephenson, 1997) it is possible to establish strain values in a rock mass on a regional scale with accuracy only up to 20%. At the same time in the 70% of global cases, horizontal strains are greater than vertical ones. However their local differentiation is influenced by a hard to establish environmental heterogeneity of rock, progress of degradation or packing of rock structure and these factors should be analyzed in microscale in several aspects (Toriumi, Karato, 1985; Aitmatov, 1986; Lang *et al.*, 1986; Fairhurst, 1989; Karato, 2008). Microstructural analysis is also an impulse to determine corrections that include influence of pressure, rotation and grains breaking (Teisseyre, 2009; Teisseyre *et al.*, 2010) as well as preferential closing of defects and pores in the rock (Nur, Simmons, 1969; Nur, 1971; Rosolofosaon *et al.*, 2000) as reasons for local decrease and increase of elastic waves' velocity.

Experiments of the Department of Geomechanics of the University of Warsaw conducted within the project titled "Strength and deformation properties of rocks at great depths" fully confirm the vital role of the abovementioned processes of rock restructuring under conditions of differential temperature and pressure and indicate their importance for correct transformation of geophysical data to geomechanical ones.