

Rola zróżnicowania wytrzymałości skał w genezie rzeźby Masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie)

Agnieszka Placek*



The role of spatial variability in rock strength in the origin of relief of the Ślęża Massif (Sudetic Foreland).
Prz. Geol., 55: 861–869.

S u m m a r y. This article presents the results of rock hardness tests conducted in the Ślęża Massif to decipher the relationships between the geological structure and relief. It has been shown that all rock types of the massif represent similar mechanical strength. The highest mean strength was found in granite of the western slopes and the foothills of Mt. Ślęża, whereas the lowest strength is typical of gabbro from the central part of the massif, its summit and the eastern and southern slopes. Thus, the traditional concept emphasizing gabbro as being the most resistant rock has not been confirmed. There is also no evidence of higher strength of rocks within the massif, as compared to those in most of its surroundings. Variable mechanical strength is probably responsible for slope mesorelief (mid-slope benches and ridge lines), yet the hypothesis that the resistance of gabbro changes perpendicularly to the contact with granitoid intrusion has not received support. Higher mean Schmidt hammer rebound values and lower standard deviation occurring below 450 m a.s.l. are interpreted as a result of interaction between the structural factor and glacial exaration during the Odra Glaciation.

Key words: Ślęża Massif, rock strength, relief origin, Schmidt hammer

Masyw Ślęży jest najwyższym zespołem gór wyspowych na Przedgórzu Sudeckim (ryc. 1), o deniwelacjach sięgających 500 m, zróżnicowanej budowie geologicznej (tworzą go cztery typy skał krystalicznych) i niejasnych stosunkach pomiędzy rzeźbą a budową geologiczną (strukturą). Struktura jest w tym kontekście pojmowana jako zespół cech podłoża, które warunkują sposób i intensywność oddziaływania wietrzenia i erozji (Migoń, 2004a). Do cech tych należą zatem: zróżnicowanie wytrzymałości sąsiadujących ze sobą skał, układ i gęstość spękań, geometria intruzji, sposób zalegania warstw skalnych itp., które mogą warunkować kształt i wielkość form rzeźby w różnej skali. Wyjaśnienie zależności morfostrukturalnych w Masywie Ślęży jest szczególnie istotne ze względu na wielkość form oraz dobre rozpoznanie geologiczne obszaru. W większości współczesnych opracowań odnoszących się do genezy rzeźby Ślęży (np. Gilewska, 1991; Kondracki, 1998; Czarnańska & Janiec, 2003; Majerowicz, 2006) podkreślane jest duże znaczenie odporności skał w ewolucji tej makroformy, często jest ona nazywana twardzielem, a największą odporność przypisuje się gabru występującemu w trzonie masywu. Jest to pogląd powtarzany od dawna (Gellert, 1931; Klimaszewski, 1946, 1958; Majerowicz, 1960; Gaździk, 1969; Walczak, 1970), choć nigdy nie przeprowadzono szczegółowych badań, mających na celu uzasadnienie tej tezy.

Strukturalne uwarunkowania rzeźby Ślęży dyskutowano także w skali stoku. Analiza kształtu stoków doprowadzała różnych autorów do odmiennych wniosków. Szczepankiewicz (1958) uważał, że istnieją uderzające różnice w profilu stoków Ślęży, które na obszarach wychodni gabra są wypukłe, a na obszarach wychodni granitu wklęsłe, co uzasadniał mniejszą odpornością granitu na erozję. Dumanowski (1967) twierdził, że stoki w ogólnym zarysie mają kształt lekko wklęsły, przy czym spadki na obszarach

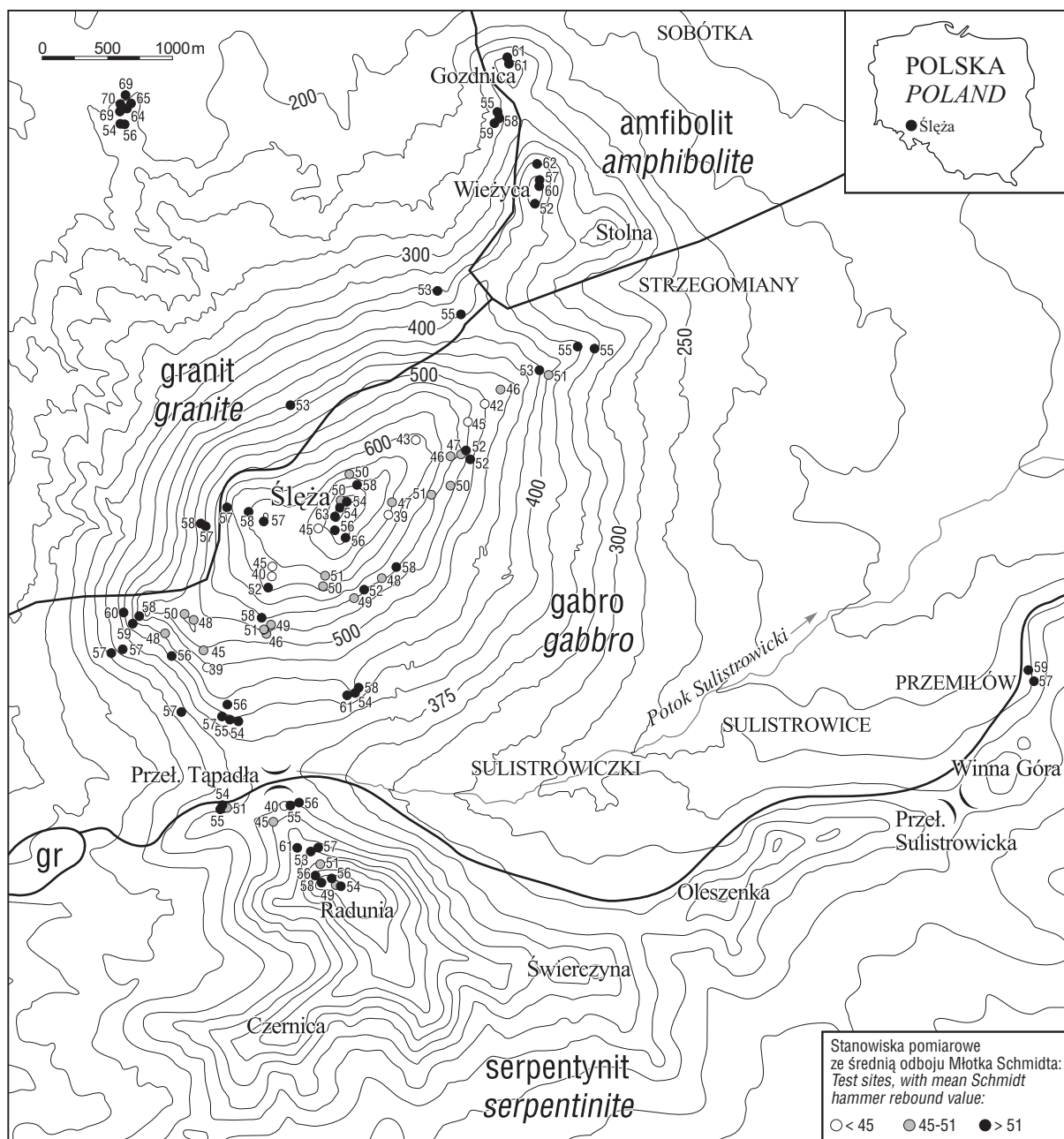
wychodni gabra są mniej wyrównane, co przypisywał ...specyfice litologicznej tej skały. Żurawek (2002) zweryfikował wcześniejsze poglądy na temat kształtu stoków, dowodząc, że obserwacje Szczepankiewicza były powierzchowne, ponieważ w zależności od lokalizacji profilu stoki wykształcone w gabrze mogą być nie mniej wklęsłe niż na wychodniach granitów. Rozważając związki pomiędzy strukturą podłoża a rozmieszczeniem form skalnych Żurawek i Migoń (1999) zauważyli, że w środkowej części stoków grzbietom towarzyszą skałki, ale nie sprecyzowali, jakie cechy podłoża miałyby decydować o ich występowaniu.

Pogląd o twardzielcowej genezie rzeźby Ślęży jako pierwszy poddał krytyce Migoń (1997), zwracając uwagę na fakt, że mające według tej teorii największą odporność na erozję gabro występuje zarówno w szczytowych partiach Ślęży, jak również u jej wschodniego podnóża. Ponadto wskazał on na niezgodność granic litologicznych i morfologicznych, a w szczególności brak odzwierciedlenia w rzeźbie przebiegu granicy między gabrem i granitem. Wyjątkiem są serpentynitowe wzgórza w południowej części masywu, których obrys w znacznej mierze pokrywa się z zasięgiem wychodni tej skały. Migoń zaproponował schemat rozwoju rzeźby Ślęży zgodny z opisywanym w literaturze światowej modelem ewolucji gór wyspowych (Twidale & Bourne, 1975), zakładający wielofazowe odsłanianie Ślęży z miększych pokryw zwietrzelinowych powstałych w procesie głębokiego wietrzenia w mezozoiku i paleogenie. Spłaszczenia śródstokowe, stanowiące charakterystyczny rys morfologii górnych partii stoków, można by było wówczas interpretować jako relikty dawnych poziomów powierzchni terenu, powstałe w kolejnych fazach denudacji. Według tej koncepcji, zróżnicowanie odporności nie odgrywałoby istotnej roli, większą rolę mógł natomiast odegrać czynnik topograficzny (położenie masywu w centrum jednostki morfotektonicznej). Innym czynnikiem, często uważanym za ograniczający tempo wietrzenia w środkowych częściach wzgórz wyspowych, jest masywność skał, większa niż na obszarach otaczających (Migoń, 2004b).

*Wydział Nauk o Ziemi i Kształtowania Środowiska, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; agawitek@poczta.onet.pl

Nieco odmienna koncepcja została przedstawiona w pracy Żurawka i Migonia (1999), w której wskazano na możliwość wpływu zróżnicowania cech petrograficznych gabra na zróżnicowanie odporności na erozję tej skały, a w konsekwencji na morfologię Śleży. Myśl tę rozwinął następnie Żurawek (2002), który poddał krytycznej analizie wszystkie dotychczas wysuwane koncepcje na temat genezy masywu. Odrzuciwszy słabo ugruntowane teorie na temat roli tektoniki w wykształceniu głównych cech rzeźby Masywu Śleży, poszukiwał on w obrębie gabra takich prawidłowości strukturalnych, którymi można by było uzasadnić występowanie dużych deniwelacji na obszarach wychodni tej skały, oraz obecność charakterystycznych elementów topografii, a przede wszystkim zarysowującej się na szczytowej kopule Śleży osi morfologicznej o przebiegu NE-SW. Wyniki analizy danych zaczerpniętych z pracy Majerowicza i Pina (1992) i niepublikowanych

materiałów Majerowicza skłoniły Żurawka do przyjęcia poglądu o istotnej roli zróżnicowania przestrzennego udziału plagioklazów w składzie mineralnym gabra, jako czynnika odpowiedzialnego za zróżnicowanie odporności tej skały na wietrzenie chemiczne. Przebieg osi morfologicznej Śleży, równoległy do granicy gabra z granitem, próbował on tłumaczyć zmianami wytrzymałości gabra występującymi prostopadle do kontaktu z intruzją granitoidową. Wzrost względnej zawartości mało stabilnego skalenia wapniowego, będący prawdopodobnie pochodną dyferencjacji magmy lub późniejszego metamorfizmu, zanotowano jednak w innym kierunku, mianowicie od kontaktu z amfibolitami ku granicy z serpentynitami. Jednocześnie Żurawek zauważył, że skład mineralny plagioklazów zmienia się w szerokich granicach nawet na dystansie kilkudziesięciu metrów, a zmierzone zróżnicowanie zawartości cząstki anortytowej w plagioklazach nie wykazuje ocze-



Ryc. 1. Siła odboju młotka Schmidta na tle głównych typów skał Masywu Śleży
 Fig. 1. Schmidt hammer rebound values in main lithological units of the Śleża Massif

kiwanej regularności. Żurawek podkreślił także zgodność przebiegu strefy okruszczenia ilmenitowo-magnetytowego z jednym z grzbietów stanowiących NE część osi morfologicznej Ślęzy. Hipoteza wysunięta przez Żurawka wydaje się godna uwagi, lecz poparta jest stosunkowo małą liczbą danych terenowych, w dodatku nie mogą one być jednoznacznie interpretowane jako przemawiające na korzyść tej teorii. Ponadto, nawet gdyby uznać zróżnicowanie składu mineralnego gabra za wystarczająco udokumentowane, wciąż pozostaje ono jedynie wskaźnikiem pośrednim zróżnicowania wytrzymałości, którego przełożenie na odporność skał na erozję nie zostało ostatecznie udowodnione.

Tymczasem podczas nowszych badań przeprowadzonych na obszarze Sudetów (Synowiec & Migoń, 2002; Placek & Migoń, 2005) wykazano, że tam, gdzie o ukształtowaniu rzeźby terenu decyduje głównie pasywny czynnik strukturalny, nie zaś tektoniczne ruchy pionowe, parametrem dobrze skorelowanym ze zróżnicowaniem wysokościowym jest twardość skał. Zastosowany w tych studiach młotek Schmidta okazał się narzędziem przydatnym do badań ilościowych, mających na celu ustalenie wytrzymałości podłoża (Placek, 2006). Pozwala on bowiem szacować twardość skał bez konieczności poboru prób i przeprowadzania kosztownych testów laboratoryjnych. Celem badań podjętych na obszarze Masywu Ślęzy było zatem zgromadzenie zbioru danych dotyczących zróżnicowania przestrzennego wytrzymałości mechanicznej skał. Analiza owego zróżnicowania umożliwia weryfikację poglądów na temat roli odporności poszczególnych typów skał w rozwoju rzeźby masywu, w tym odniesienie się do teorii twarzielcowej, podkreślającej największą odporność gabra jako kluczową w rozwoju stosunków wysokościowych na tym obszarze. Ponadto liczne wychodnie gabra na głównym wzniesieniu

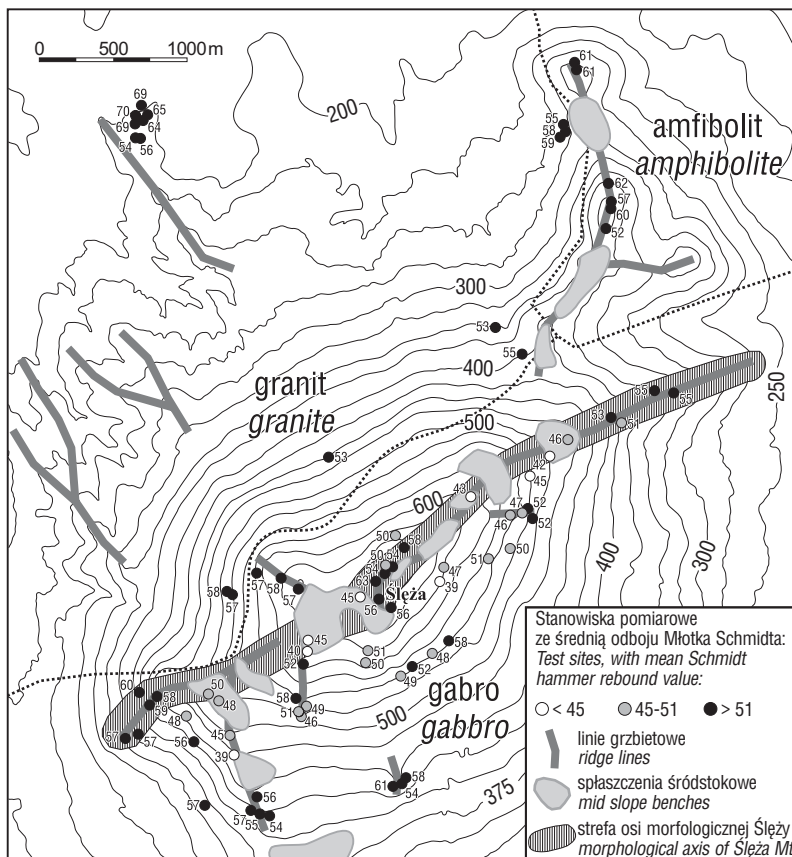
masywu umożliwiającą wykonanie wielu pomiarów i w związku z tym stwierdzenie, czy wytrzymałość tej skały jest zróżnicowana, a jeśli tak, to czy zróżnicowanie to znajduje odzwierciedlenie w rzeźbie.

Obszar badań

Masyw Ślęzy leży w środkowej części Przedgórze Sudeckiego i stanowi izolowaną grupę wzgórz wyspowych, wznoszących się na różną wysokość ponad poziom otaczającej je równiny (ryc. 1). Najwyższa w masywie Ślęzy osiąga 718 m n.p.m., a jej względna wysokość wynosi około 500 m. Kształt Ślęzy jest zbliżony do stożka, a jej stoki są bardzo słabo rozcięte erozyjnie. Na północnym wschodzie kontynuację słabo zaznaczonej strefy osiowej Ślęzy stanowią wzgórza: Wieżycza (415 m n.p.m.), Stolna (371 m n.p.m.) i Gozdnicza (316 m n.p.m.). Na południe od Ślęzy znajduje się równoleżnikowy pas niższych wzniesień, oddzielonych od grupy Ślęzy głęboką przełęczą Tapadła (384 m n.p.m.). Od zachodu ku północnemu wschodowi są to: Wzgórze Kiełczyńskie (466), Masyw Raduni–Czernicy (573 m n.p.m.) i Wzgórze Oleszeńskie (387 m n.p.m.), nazywane łącznie w literaturze geologicznej masywem Gogołów–Jordanów.

Charakterystycznym elementem morfologii wzgórz Masywu Ślęzy są spłaszczenia szczytowe i śródstkowe (ryc. 2), z których największe znajdują się na Ślęzy na poziomie około 500–530, 560–580 i 600–660 m n.p.m., a na Raduni na wysokości 520–540 m n.p.m. Na terenie całego masywu występują formy skalne, szczególnie liczne w podszczytowych partiach Ślęzy.

Większa część Masywu Ślęzy jest zbudowana z przeobrażonych w różnym stopniu skał zasadowych i ultrazasadowych, interpretowanych najczęściej jako kompleks ofiolitowy, stanowiący obdukowany fragment dawnego dna oceanicznego (Pin i in., 1988; Majerowicz & Pin, 1992; Majerowicz, 1994, 2006). Wiek powstania protolitu zespołu ofiolitowego jest określany izotopowo na późny sylur–wczesny dewon (423 ± 20/– 2 Ma — Oliver i in., 1993; 400 ± 4/– 3 Ma, Dubińska i in., 2004), a wykonane wcześniej datowania (353 ± 21 Ma — Pin i in., 1988) uznaje się za określające czas późniejszych przemieszczeń tektonicznych i stygnięcia ofiolitu (Mazur i in., 2006). Do skał ofiolitu należą grubo- i średnioziarniste gabbro diallagowe, występujące w trzonie masywu, w tym w szczytowych partiach Ślęzy, na jej południowych i wschodnich stokach, a także u jej podnóża, a także skały zwane potocznie amfibolitami, uznawane za bazalty i diabazy zmetamorfizowane hydrotermalnie w warunkach obejmujących cały zakres facji zieleńcowej oraz dolny zakres facji amfibolitowej (Majerowicz,



←

Ryc. 2. Siła odboju młotka Schmidta na tle mezoreliefu Ślęzy
Fig. 2. Rock strength versus mesorelief of Mt. Ślęzy

1994), występujące na północno-wschodnim stoku Ślęży. Amfibolity kontynuują się w podłożu północnego przedpola Ślęży aż po Rogów Sobócki, gdzie sąsiadują z łupkami metamorficznymi północno-wschodniej osłony granitoidów oraz ze zmetamorfizowanymi łupkami krzemionkowymi i fyllitami Pustkowa Wilczkowskiego. Wzniesienia masywu Gogołów–Jordanów są zbudowane z serpentynitu, który powstał z przeobrażenia perydotytu (Gajewski, 1970). Od południa i wschodu serpentynitowy człon Masywu Ślęży sąsiaduje z gnejsami bloku sowiogórskiego i ich wschodniego obrzeżenia.

Na zachodnich i północnych stokach Ślęży, poniżej wysokości 400–550 m n.p.m., występują skały karbońskie należące do kontynuującego się w kierunku zachodnim masywu granitoidowego Strzegom–Sobótka. Część zachodnią masywu tworzy przeważnie granit hornblendowo-biotytowy, a wschodnią — granodioryt biotytowy i granit dwułyteczkowy. Ta ostatnia odmiana granitu jest uważana za starszą (330–325 Ma), podczas gdy wiek pozostałych odmian oznaczono na 300–280 Ma (Puziewicz & Oberc-Dziedzic, 1995).

U podnóża Ślęży nad skałami krystalicznymi leżą osady miocenu (piaski kwarcowe, ły i węgle brunatne) oraz plejstocenu (gliny zwałowe, piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz pokrywy pyłowe). Osady glacialne zaliczane do zlodowacenia środkowopolskiego (Finckh, 1928; Gaździk, 1969; Badura & Przybylski, 1998) zalegają płacami do wysokości około 300 m n.p.m., a maksymalny zasięg glin lodowcowych stwierdzono do wysokości 525 m n.p.m. (Szczepankiewicz, 1958). Według Finckha (1928), na wysokości około 500 m n.p.m. spotykano także bloki czerwonego granitu skandynawskiego. Przesłanki geomorfologiczne (wzrost nachylenia stoków i większa frekwencja form skalnych w ich górnych odcinkach) oraz zasięg osadów lodowcowych wskazują na to, że podczas ostatniego zlodowacenia pionowy zasięg lądolodu przebiegał na tym obszarze w przybliżeniu na wysokości 500–550 m n.p.m. (Żurawek & Migoń, 1999). Według Badury & Przybylskiego (1998) pionowy zasięg lądolodu zlodowacenia południowopolskiego w Sudetach Środkowych mógł sięgać 550–580 m n.p.m., podczas gdy zlodowacenie środkowopolskie sięgnęło niżej — około 300 m n.p.m. Trudno jednak stwierdzić, czy podczas zlodowacenia środkowopolskiego miąższość lodu na przedgórzu Ślęży nie była większa. Maksymalna miąższość lądolodu była już dawniej szacowana na około 200 m. Pogląd, że wierzchołek Ślęży był nunatakami, datuje się na rok 1913. Frech (Frech & Kampers, 1913, za Finckhiem, 1928) uważał skalistość górnych partii Ślęży za dowód jej wystawiania ponad poziom lodu. W rzeźbie szczytowych partii Ślęży można zauważyć wiele spłaszczeń oraz rozdzielających je stopnie skalnych, interpretowanych jako plejstocenijskie tarasy krio-planacyjne i klify mrozowe (Żurawek, 1997). Formy te są częściowo pogrzebane pod płaszczem pokrywy blokowych lub gliniasto-gruzowych. W dolnych partiach gabrowych stoków Ślęży, na wysokości 245–500 m n.p.m., udokumentowano obecność rozległych form akumulacji pokryw stokowych, uznawanych za reliktywne lodowce gruzowe vistulianu (Żurawek, 1999). Ponadto w tym przedziale wysokościowym powszechnie są także gruzowe pokrywy soliflukcyjne, występujące zarówno na stokach zbudowanych z gabra, jak i granitu.

Metodyka

Oceny wytrzymałości mechanicznej skał dokonano na podstawie polowych pomiarów twardości skał za pomocą młotka Schmidta typu N, zgodnie z procedurą zalecaną w literaturze (Day & Goudie, 1977; Selby, 1980; Mc Carroll, 1989).

Do testów wybierano płaskie, pionowe powierzchnie skał o możliwie małym stopniu zwietrzenia (preferowane były równe powierzchnie ciosowe i miejsca świeżych rozłamów skały). W razie potrzeby wierzchnią warstwę skały oczyszczano za pomocą krążka ściernego. Pomiar wykonywano z dala od krawędzi i spękań. Na każdym stanowisku wykonano 40 odczytów, a 5 odczytów o najniższych wartościach zignorowano w dalszej analizie statystycznej.

Dla każdego z badanych typów skał obliczono średnią, odchylenie standardowe, wartość modalną, wartości ekstremalne zbioru danych oraz najniższą i najwyższą średnią dla pojedynczego pola testowego. Na podstawie obliczonych wartości średnich stwierdzono przynależność każdego typu skały do określonej klasy wytrzymałości, zgodnie z przedziałami wartości odczytów na młotku Schmidta zaproponowanymi przez Selby'ego (1980).

Czynnikiem mogącym powodować zaniżenie odczytów są cechy testowanej powierzchni, a głównie szorstkość, będąca często pochodną czasu ekspozycji i stopnia zwietrzenia skały. Młotek Schmidta, który niejednokrotnie był wykorzystywany w geomorfologii do oceny względnego wieku różnych generacji form glacialnych (Matthews & Shakesby, 1984; Mc Carroll, 1989; Winkler, 2005; Kotarba i in., 2000), okazał się skutecznym narzędziem do rozróżniania form ostatniego zlodowacenia i starszych, w tym także wyznaczania pionowego zasięgu lądolodu odry (Traczyk & Engel, 2005). Jednak głównym celem niniejszej pracy było stwierdzenie, czy pierwotna (nie osłabiona przez wietrzenie) twardość skał znajduje odzwierciedlenie w kształcie stoków Ślęży oraz w zróżnicowaniu wysokościowym wzniesień masywu. Wobec tego oprócz testów przeprowadzonych na naturalnych powierzchniach skałek starano się wykonać także pomiary twardości skał na powierzchniach sztucznych. Wyniki pomiarów twardości skał na powierzchniach sztucznych potraktowano w dalszej analizie jako reperowe. Na terenie Masywu Ślęży nie ma kamieniołomów gabra, dlatego kontrolnych pomiarów twardości dokonano na sztucznych powierzchniach tej skały w czynnym kamieniołomie w nieodległym Masywie Grochowej-Braszowic. Na terenie badań brak również świeżych odsłoneń amfibolitów. Najbliższy kamieniołom amfibolitów jest zlokalizowany na terenie metamorfiku Wschodnich Karkonoszy i zmierzona w nim średnia twardość amfibolitu była nawet nieznacznie mniejsza niż twardość tej skały w naturalnych wychodniach Masywu Ślęży, wobec czego użycie danych ze Wschodnich Karkonoszy uznano za niecelowe. Jednak brak pomiarów twardości amfibolitów na sztucznych powierzchniach nie jest zbyt istotny, ponieważ skała ta ma stosunkowo małą szorstkość. W masywie Ślęży granity nie tworzą form skałkowych, toteż pomiarów twardości tej skały dokonano na naturalnych powierzchniach dużych głazów, interpretowanych jako bloki rezydualne, pozostałe po przemyciu pokrywy zwietrzelinowej (Migoń, 1997).

Wyniki

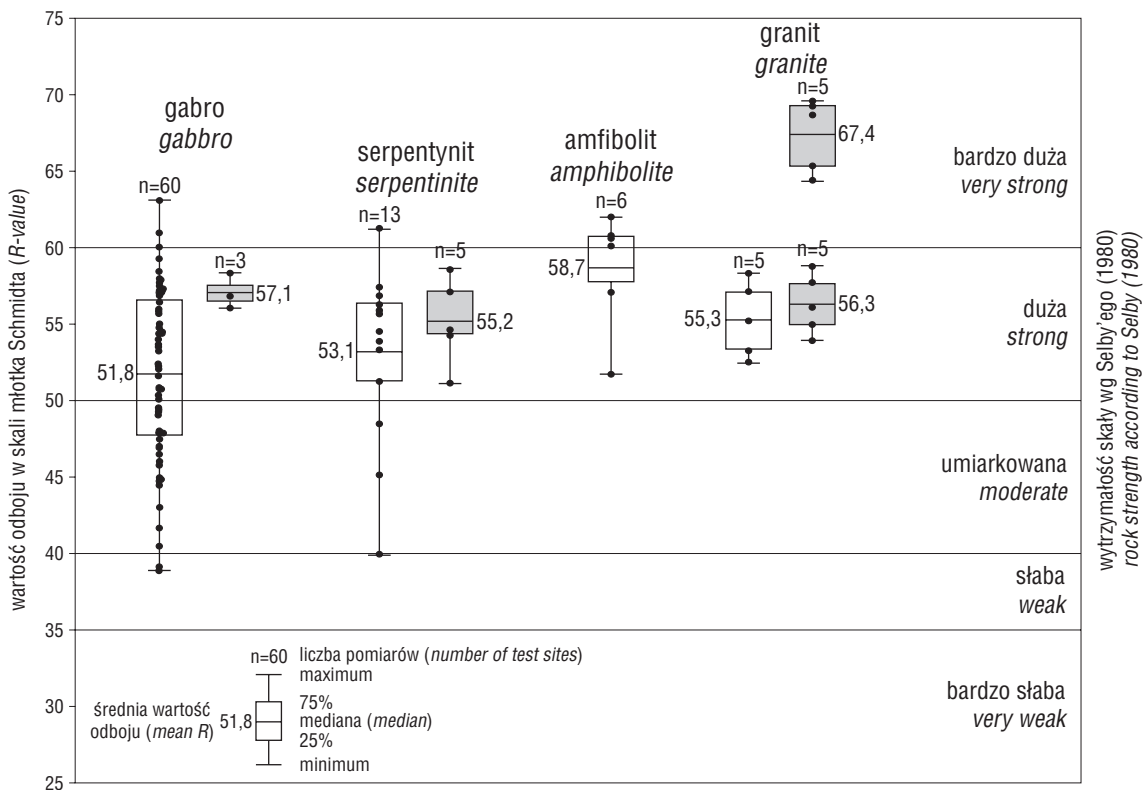
Pomiary twardości czterech typów skał występujących w Masywie Ślęży wykazały, że w ponad połowie badanych odkrywek (61 z 99) średnia twardość skał pozwala zaliczyć je do klasy skał wytrzymałych (według Selby'ego, 1980, zob. ryc. 3). Na mniej niż 1/4 testowanych wychodni (22) zmierzono twardość skał właściwą dla klasy skał umiarkowanie wytrzymałych, a w nieco ponad 1/7 odkrywek (13) odsłaniają się skały bardzo odporne. Jedynie sporadycznie poddane testom skały (3) były słabo odporne.

Wyniki badań wskazują na to, że spośród skał występujących w Masywie Ślęży najmniejsze średnie wartości wytrzymałości mechanicznej ma gabra. Jedna trzecia pomiarów twardości gabra plasuje je w klasie skał umiarkowanie odpornych, a dwa pomiary — w klasie skał słabo odpornych. Średnia twardość gabra dla 60 stanowisk pomiarowych założonych na naturalnych wychodniach wynosi 51,8 punktu w skali młotka Schmidta, czyli wg klasyfikacji Selby'ego mieści się w dolnym przedziale klasy skał odpornych. Pomiary reperowe z trzech stanowisk świeżo odsłoniętych, gładkich powierzchni tej skały w czynnym kamieniołomie w Braszowicach, zgodnie z oczekiwaniami, dały istotnie wyższą wartość średnią (57,1). Jednak, co ciekawe, najwyższa średnia wartość pomierzona na powierzchni sztucznej (58,4) jest niższa niż największa wartość zmierzona na powierzchni naturalnej (63,1).

Średnia wytrzymałość serpentynitów masywu Gogółów–Jordanów jest nieco większa niż gabra. W skałach tych słabiej zaznacza się różnica między średnią twardością pomierzoną na powierzchniach naturalnych (53,1) i sztucznych (55,2) — wynosi ona jedynie 2,1 punktu w skali młotka Schmidta. Podobnie jak w przypadku gabra, największą wartość odboju zanotowano dokonując pomiaru na naturalnej powierzchni skałki, a nie w kamieniołomie. Przyczyną niewielkiej różnicy pomiędzy siłą odboju młotka od naturalnych i sztucznych powierzchni serpentynitów może być mała nierówność powierzchni tej skały. Mógł się do tego również przyczynić relatywnie starszy wiek badanych sztucznych powierzchni, gdyż pomiarów dokonywano w nieczynnych już kamieniołomach.

Dokonując pomiarów twardości gabra i serpentynitu zanotowano bardzo duży rozrzut wartości ekstremalnych, chociaż odchylenia standardowe pomiarów w pojedynczych stanowiskach były przeważnie znacznie mniejsze dla serpentynitu (średnio 3,1) niż dla gabra (średnio 5,6). Pojedyncze pomiary twardości gabra wahają się w granicach 30–69, a średnie dla stanowisk wynoszą 38,9–63,1. W przypadku serpentynitów wartości te wynoszą odpowiednio 36–66 i 39,9–61,2.

Amfibolity charakteryzują się największą średnią wartością odboju młotka oraz mniejszym rozrzutem ekstremów (należy jednak dodać, że pomiarów dokonano jedynie w 6 odsłonięciach). Twardość tej skały wynosi



Ryc. 3. Twardość skał Masywu Ślęży przedstawiona za pomocą diagramów pudełkowych. Białe diagramy pudełkowe obrazują twardość skał w odsłonięciach naturalnych; szare — twardość skał sztucznie odsłoniętych. Pomiary twardości serpentynitów wykonano w kamieniołomach nieczynnych, a gabra na powierzchniach świeżo wydobytych bloków. Twardość sztucznie odsłoniętych granitów przedstawiono za pomocą dwóch diagramów — dolny diagram obrazuje twardość granitów w ścianach od dawna nie eksploatowanych; górny — twardość granitu pomierzoną w czynnym kamieniołomie na świeżych powierzchniach

Fig. 3. Strength of rock complexes in the Ślęża Massif shown by means of box-plots (grey colour for excavated surfaces, white for natural outcrops). For granites, the upper grey plot represents fresh surfaces in a working quarry whereas the lower one is for surfaces excavated long time ago. Serpentinites were tested in disused quarries, gabbro on freshly excavated blocks

średnio 58,1 punktu w skali młotka Schmidta, a średnie odchylenie standardowe — 3,2. Skały z czterech (spośród sześciu) stanowisk pomiarowych miały, według klasyfikacji Selby'ego, bardzo dużą twardość. Najmniejsza średnia wartość odboju została zmierzona na skałce o stosunkowo dużej gęstości spękań, które mogły wpłynąć na wartość odczytów. W jednym punkcie pomiarowym maksymalne wartości odboju młotka osiągnęły 72 punkty.

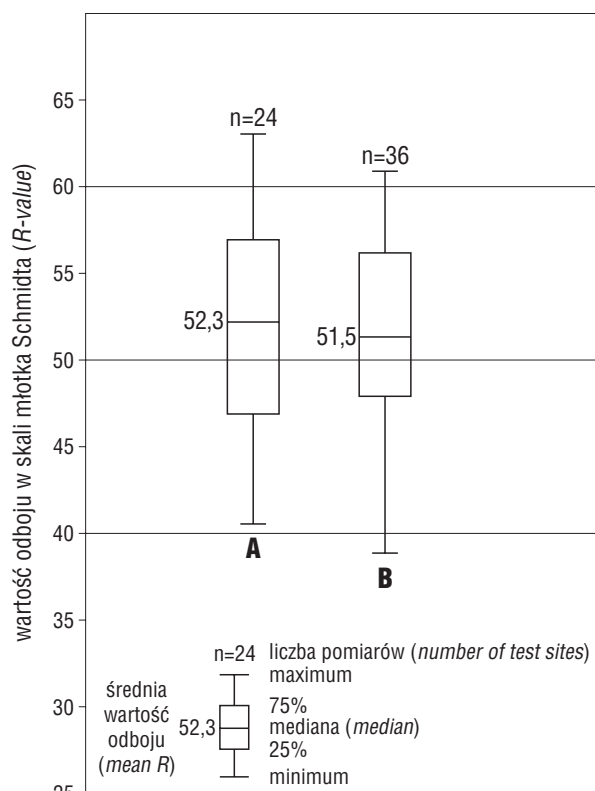
Średnia twardość granitów, zmierzona na powierzchniach naturalnych (5 stanowisk), wynosi 55,3. Skały te pod względem twardości zajmują więc drugie miejsce po amfibolitach. Niewiele większe wartości odboju pomierzono na powierzchniach granitów odsłoniętych w od dawna nie eksploatowanych partiach kamieniołomów (średnio 56,3). Makroskopowy obraz tych skał wskazuje na zbliżony stopień zwietrzenia do granitu badanego w odsłonięciach naturalnych. Znacznie większe wartości odboju zarejestrowano w stanowiskach założonych na świeżych powierzchniach granitowych bloków z głębokich partii czynnego kamieniołomu koło Chwałkowa (maks. 73 i 74 punkty, średnio 67,4).

Z powodu braku odkrywek trudno jest dokonać oceny twardości skał występujących u podnóża Masywu Ślęży. O twardości skał podścielających obniżenia możemy wnioskować przeważnie tylko w dużym przybliżeniu na podstawie znajomości cech takich skał odsłaniających się w innych masywach.

Przedstawione wyniki pomiarów twardości granitów w Masywie Ślęży wskazują, że jest to skała o dużej wytrzymałości. Podobnie w leżących w większej odległości od Ślęży stanowiskach pomiarowych w okolicy Strzegomia twardość biotytovej odmiany granitu wynosiła średnio 62,1 punktu w skali młotka Schmidta. Wyniki badań nad wytrzymałością głównych typów skał w Sudetach i na Przedgórzu Sudeckim zostały szerzej opisane przez Placek i Migonia (20007).

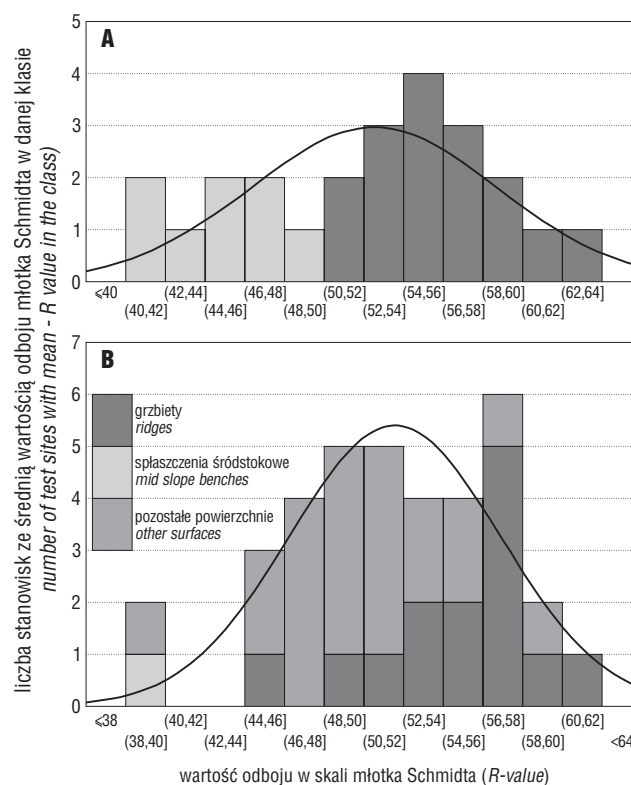
Testy przeprowadzone w różnych masywach gnejsowych w Sudetach wykazały (31 stanowisk), że gnejsy należą do klasy skał bardzo odpornych (średnie wartości odboju przekraczały przeważnie 60 punktów w skali młotka Schmidta). Można zatem założyć, że również gnejsy obrzeżające od południa i wschodu Masyw Ślęży mają stosunkowo dużą twardość. Nie udało się zmierzyć twardości gabra i amfibolitów występujących u podnóża Masywu Ślęży, brak zatem dowodów na to, by była ona mniejsza niż na wzniesieniach. Jedynie skały metamorficzne, np. łupki i fylity sąsiadujące od północy z amfibolitami, mogą mieć twardość istotnie mniejszą od twardości pozostałych wymienionych skał. Na Pogórzu Kaczawskim twardość analogicznych kompleksów łupkowych wynosi średnio 35,7, fylitów — 33, natomiast łupków krzemionkowych — średnio 62.

Wyniki testów przeprowadzonych na wychodniach gabra w strefie osi morfologicznej Ślęży i poza nią dowodzą (ryc. 4), że twardość gabra w strefie osi morfologicznej jest nieznacznie większa (52,3) od twardości tej skały poza osią (51,5). Odmiennie natomiast przedstawiają się rozkłady zanotowanych wartości (ryc. 5). Określenie lokalizacji poszczególnych stanowisk względem mezoform rzeźby stoku (spłaszczeń śródstokowych i wyraźniej zarysowanych linii grzbietowych) pozwala stwierdzić, że w strefie osi morfologicznej Ślęży (24 stanowiska) mamy do czynienia z dwoma odrębnymi rozkładami (ryc. 4a), gdzie wartości zmierzone na wychodniach w obrębie spłaszczeń zamykają się w przedziale 40–50 punktów w



Ryc. 4. Parametry statystyczne odboju młotka Schmidta od skałek gabrowych usytuowanych w obrębie osi morfologicznej Ślęży (A) i poza nią (B)

Fig. 4. Box-plots for test sites on gabbro tors situated within the morphological axis of Mt. Ślęża (A) and off the axis (B)



Ryc. 5. Histogramy średnich wartości odboju młotka Schmidta od gabra Ślęży w obrębie osi morfologicznej (A) i poza nią (B)

Fig. 5. Histograms of mean rebound values measured for gabbro of Mt. Ślęża within the morphological axis (A) and off the axis (B)

skali młotka Schmidta, podczas gdy średnia twardość skałek występujących na stromych odcinkach stoku, a także w obrębie grzbietu i kopuły szczytowej Ślęzy wynosi od 50 do 63. Słabe rozczłonkowanie morfologiczne pozostałych stoków znajduje odzwierciedlenie w relatywnie mniejszym zróżnicowaniu wyników badań twardości skał. Średnia twardość skały utrzymuje się przeważnie w granicach 44–61 punktów (36 stanowisk), przy czym największe wartości pomierzono na drobnych grzbietach bądź wielko-przestrzennych formach wypukłych na stoku, np. na szerokim grzbiecie Olbrzymek na zachód od szczytu Ślęzy. Na formach tych większość odczytów wartości odboju młotka mieściła się w przedziale 56–58, czyli była wyższa niż modalna dla strefy osi morfologicznej Ślęzy. Dwie wyjątkowo małe wartości średnie (około 39) zanotowano na krawędzi spłaszczenia śródstokowego oraz na odcinku stoku pozbawionym mezoform.

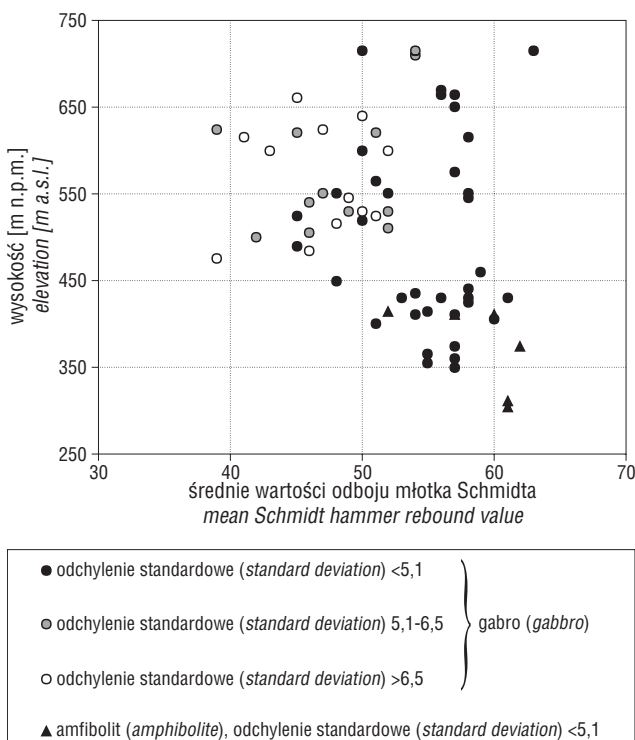
Interesująco przedstawia się także pionowe zróżnicowanie twardości skał na Ślęzy i jej północnych satelitach (ryc. 6). Z tego na pozór chaotycznego obrazu danych można odczytać pewne prawidłowości. Po pierwsze, można zauważyć, zgodnie z wcześniej przedstawionymi obserwacjami, wyraźne obniżenie wartości odczytów oraz wzrost odchyleń standardowych na wysokości 600–660 m n.p.m. W tym przedziale wysokościowym większość średnich wartości odboju młotka Schmidta nie przekracza 50. Jest to strefa występowania największych spłaszczeń stokowych i to właśnie w ich obrębie zmierzono relatywnie małą twardość skał. Podobne rezultaty otrzymano na wysokości 470–550 m n.p.m., choć tu związek obniżenia twardości skał ze strefami spłaszczeń śródstokowych jest mniej czytelny. Po drugie, bez względu na litologię, twardość zmie-

rzona w odsłonięciach skalnych poniżej wysokości 450 m n.p.m. jest stosunkowo wysoka (nie zanotowano średniej dla stanowiska niższej niż 50 punktów w skali młotka Schmidta), a odchylenia standardowe nie przekraczają wartości 4,7. Ponadto w dolnych partiach stoków wraz ze spadkiem wysokości wytrzymałość skał wzrasta. Na wyżej położonych stokach odczyty są znacznie bardziej zróżnicowane, a odchylenia standardowe często przekraczają 6,5. W partiach szczytowych Ślęzy twardość skał ponownie nieznacznie wzrasta (nie są notowane wartości poniżej 50), a na najwyżej położonej skałce zmierzono maksymalną średnią twardość gabra (63).

Dyskusja

Uwzględniając różnice wynikające z typu testowanych powierzchni skał (odsłonięcia naturalne i sztuczne), które mogą modyfikować ich szorstkość i stopień zwiertzenia, można wnioskować, że uśredniona twardość wszystkich skał występujących w masywie Ślęzy w stanie niezwiertzałym mieści się dwóch klasach wytrzymałości: w klasie skał odpornych, do której należy gabra, serpentynit i częściowo granit, oraz w klasie skał bardzo odpornych, do której należy granit oraz amfibolity. Takie przybliżenie jest oczywiście obarczone pewnym błędem, nie uwzględnia bowiem wpływu na wytrzymałość masywu skalnego spękań i ich gęstości, jednakże w świetle przedstawionych danych wydaje się uzasadnione stwierdzenie, że postulowana przez wcześniejszych badaczy przewaga twardości gabra nad skałami otoczenia nie ma miejsca. Reasumując, należy przyjąć, że o różnicy w wysokości względnej Ślęzy i jej wzgórz satelitarnych zdecydowały inne przyczyny niż względna twardość skał. Jednym z prawdopodobnych wyjaśnień jest przyjęcie hipotezy o zróżnicowanej gęstości spękań w poszczególnych typach skał, jednak w związku z występowaniem na Ślęzy miększych pokryw stokowych, terenowa weryfikacja tego poglądu nie jest możliwa.

Różnice, jakie zaznaczają się pomiędzy siłą odboju młotka Schmidta od skałek gabrowych na grzbietach i na spłaszczeniach rozdzielających strome odcinki stoków, są prawdopodobnie wynikiem rzeczywistego zróżnicowania wytrzymałości mechanicznej tej skały. Za prawdziwością hipotezy o strukturalnej genezie spłaszczeń i grzbietów przemawia stosunkowo ostre rozgraniczenie pomiędzy wartościami notowanymi w obrębie różnych elementów morfologii stoków. Obserwacje te potwierdzają zatem w pewnej mierze hipotezę Żurawka (2002) o wpływie zróżnicowania wytrzymałości gabra na wykształcenie osi morfologicznej głównego wzniesienia masywu. Trzeba jednak zauważyć, że wychodnie gabra o podwyższonej odporności występują także poza osią morfologiczną — na mało zróżnicowanych morfologicznie południowych i wschodnich stokach. Trudno zatem mówić o zmniejszaniu się odporności gabra wraz z oddalaniem się od linii kontaktu z granitem i upatrywać różnicy wytrzymałości jako czynnika odpowiedzialnego za genezę całej formy Ślęzy. Niestety, porównanie twardości gabra ze szczytowych partii i ze stoków Ślęzy z twardością skał występujących u jej wschodniego podnóża nie jest możliwe, ponieważ w dolnych partiach obszaru badań brak odsłonień tej skały. Można natomiast przypuszczać, że wyrazistość obserwowanych na Ślęzy grzbietów zależy od rozległości stref o podwyższonej twardości skał. Tam, gdzie twardsze skały zajmują



Ryc. 6. Zmiany średniej wartości odboju młotka Schmidta od gabra i amfibolitu Ślęzy w zależności od wysokości stanowiska pomiarowego n.p.m. oraz różnice w odchyleniu standardowym wyników pomiarów

Fig. 6. Vertical changes in Schmidt hammer rebound values and their standard deviation for gabbro and amphibolite of Mt Ślęza

większy obszar, występują dłuższe formy grzbietowe, natomiast tam, gdzie podwyższona twardość ma niewielki zasięg, grzbiety zarysowują się słabo, tworząc na stoku drugorzędą grzędę, np. na SW od szczytu Ślęży.

Interpretacja pionowego zróżnicowania twardości skał w Masywie Ślęży jest złożona. Stanowiska pomiarowe znajdujące się poniżej 450 m n.p.m. były założone prawie wyłącznie na grzbietach, a ponadto wiele z nich na wychodniach amfibolitów, charakteryzujących się większą twardością niż gabra. Natomiast na wysokości 450–660 m n.p.m. występuje przeważająca część spłaszczeń śródstokowych. Ich obecność koresponduje z mniejszymi wartościami odboju młotka Schmidta. W obrębie kopuły szczytowej twardość skał jest zbliżona do tej zmierzonej w dolnych partiach stoków. W tym świetle nie ma podstaw do twierdzenia o podwyższonej odporności skał budujących szczytowe partie Ślęży.

Druga interpretacja zakłada zróżnicowanie stopnia zwietrzenia skał powyżej i poniżej 450 m n.p.m. Mimo lokalizacji stanowisk pomiarowych na jak najświeższych powierzchniach skał stopień ich zwietrzenia mógł wpłynąć na wyniki pomiarów. Zróżnicowanie twardości skał odzwierciedlałoby wówczas wpływ egzaracyjnej działalności lądolodu na dolne partie stoków. Można założyć, że w czasie ostatniego na tym obszarze zlodowacenia środkowopolskiego doszło do uprzężenia materiału zwietrzelninowego, co doprowadziło do odsłonięcia świeżych powierzchni skalnych, a w późniejszych, chłodnych okresach plejstocenu do powstania nowej generacji skałek. Za słuszością takiej teorii przemawia m.in. mniejsza wysokość i frekwencja form skalnych w dolnej części stoków. Tymczasem skałki ponad powierzchnią lądolodu podlegały nieustannemu wietrzeniu, przynajmniej od czasów poprzedniego zlodowacenia, a być może w ciągu całego plejstocenu, przez co ich powierzchnie są bardziej zwietrzałe i obniżają wyniki pomiarów twardości.

Dotychczas pionowy zasięg lądolodu oceniano na około 500–550 m n.p.m. (Żurawek & Migoń, 1999), a zatem choć wyznaczano go na nieco wyższej wysokości, to jednak zbliżonej do wynikającej ze zmian twardości skał. Być może rozbieżność tych oznaczeń wynika stąd, że Masyw Ślęży znalazł się w zasięgu lądolodu przynajmniej dwukrotnie. Wówczas wyżej położona granica mogłaby rozdzielać nigdy nie zlodowacony wierzchołek Ślęży od partii stoków, które były przykryte lądolodem południowopolskim, dolna zaś, odzwierciedlona w wynikach pomiarów twardości skał, odnosiłaby się do pionowego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Jednak na podstawie przeprowadzonych badań nie można jednoznacznie wnioskować na ten temat.

W kształtowaniu obecnego rozmieszczenia i zróżnicowania skałek ślęzańskich uzasadnione jest założenie współdziałania czynnika strukturalnego i egzaracyjnego oraz uwzględnienie roli intensywnych procesów wietrzenia i transportu soliflukcyjnego. Pierwotne zróżnicowanie wytrzymałości gabry zadecydowało o predyspozycji podłoża do tworzenia różnych mezoform rzeźby stoku, podczas gdy pozostałe czynniki modyfikowały ich rozmieszczenie. Powyżej zasięgu zlodowacenia środkowo- i południowopolskiego w ciągu późniejszych, chłodnych okresów plejstocenu zachodziło intensywne wietrzenie mrozowe. Na stromo nachylnych górnych odcinkach stoków wydajność ruchów masowych była na tyle duża, że szybkie

odprowadzanie zwietrzliny powodowało odsłanianie nie tylko powierzchni skał o największej wytrzymałości, lecz także ich mniej twardych partii. Tempo przemieszczania regolitu gwałtownie malało na spłaszczeniach, dlatego lokalnie zachowały się na nich pozostałości przedplejstoceńskich pokryw zwietrzelninowych.

Odmienne przebiegały procesy w dolnych partiach stoków. Wprawdzie egzaracja lodowcowa usunęła dawne zwietrzliny, eksponując zróżnicowane pod względem twardości powierzchnie skalne, ale z powodu mniejszego nachylenia stoku oraz ciągłej dostawy materiału z wyższych jego odcinków zwieńczone skałkami zestromienia zdołały się wykształcić tylko tam, gdzie odporność skał była największa. Początkowo sąsiednie powierzchnie o mniejszej odporności cofały się, a następnie były zasypywane transportowaną soliflukcyjnie zwietrzeliną.

Wnioski

1. Badania twardości 4 głównych odmian litologicznych skał Masywu Ślęży dostarczają dowodów przeciwko tradycyjnym poglądom o największej twardości gabry i o twardzielcowej genezie najwyższego wzniesienia masywu. Uśrednione wskazania młotka Schmidta na wychodniach gabry w szczytowej części kopuły i na większości stoków Ślęży wynoszą blisko 52 punkty, podczas gdy średnia twardość amfibolitów na skałkach Gozdnicy i Wieżycy w północnej części masywu wynosi około 58, granitów zachodnich stoków masywu do wysokości 400–500 m n.p.m. nieco ponad 55, a serpentynitów Masywu Raduni — około 53 punktów.

2. Zakładając, że twardość skał występujących w otoczeniu Masywu Ślęży nie odbiega znacząco od średniej twardości tego typu skał w Sudetach bądź na Przedgórzu Sudeckim, nie ma przesłanek do tego, by uznać zróżnicowanie twardości za główny czynnik decydujący o stosunkach wysokościowych w Masywie Ślęży i powstaniu deniwelacji, osiagających nawet 500 m.

3. Porównanie twardości gabry na szczytowej kopule Ślęży i na jej stokach (60 stanowisk pomiarowych) prowadzi do konkluzji, że zróżnicowana wytrzymałość mechaniczna tej skały jest odpowiedzialna za wykształcenie mezo-rzeźby stoków Ślęży. Podwyższoną twardość skał zanotowano na grzbietach oraz na kopule szczytowej Ślęży, podczas gdy mniejszą twardość skał stwierdzono w miejscach spłaszczeń śródstokowych.

4. Nie odnotowano stopniowego obniżania się twardości gabry w miarę oddalania się od kontaktu z granitem, które mogłoby sugerować wyraźnie mniejszą wytrzymałość gabry na wschodnim przedpołu Ślęży.

5. Zróżnicowanie siły odboju młotka Schmidta w profilu pionowym przejawia się większymi wartościami odboju i mniejszymi odchyleniami standardowymi poniżej wysokości 450 m n.p.m., niezależnie od litologii, oraz większym rozrzutem średnich wartości odczytów powyżej tej wysokości. Za to zróżnicowanie, obok uwarunkowań wynikających z budowy geologicznej, odpowiedzialne jest najprawdopodobniej egzaracyjne odświeżenie powierzchni skalnych w dolnych partiach stoków podczas zlodowacenia środkowopolskiego.

Autorka pragnie wyrazić wdzięczność wszystkim osobom, które przyczyniły się do powstania niniejszego artykułu, a w

szczególności Iwonie Chomiak za udział w badaniach terenowych oraz prof. Piotrowi Migoniowi za dyskusję nad wynikami. Praca została wykonana w ramach grantu KBN 3 P04E 021 23.

Literatura

- CYMERMAN Z. 1987 — Connection of the Ślęza ophiolite with the Variscan structure of the Sowie metamorphic rocks. *Prz. Geol.*, 35: 304–312.
- CZARNECKA B. & JANIEC B. (red.) 2003 — *Sudety. Przewodnik dydaktyczny dla przyrodników*. Wyd. UMCS Lublin.
- DAY M.J. & GOUDIE A.S. 1977 — Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *British Geomorphological Research Group, Technical Bull.*, 18: 19–29.
- DUBIŃSKA E., BYLINA P., KOZŁOWSKI A., DÖRR W. & NEJBERT K. 2004 — U-Pb dating of serpentinitization: hydrothermal zircon from a metasomatic rodingite shell (Sudetic ophiolite, SW Poland). *Chem. Geol.*, 203: 183–203.
- DUMANOWSKI B. 1967 — Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej. *Acta Univ. Wratisl.* 61, *Stud. Geogr.*, 9: 122.
- FINCKH L. 1928 — Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. *Blatt Zobten*, 1–95.
- FRECH F. & KAMPERS F. 1913 — *Schlesische Landeskunde. Naturwissenschaftliche Abteilung*, Leipzig.
- GAJEWSKI Z. 1970 — Występowanie i własności magnezytów masywu serpentynitowego Gogołów–Jordanów na tle budowy geologicznej obszaru. Z badań złóż surowców skalnych w Polsce. *Biul. Inst. Geol.* 240: 55–156.
- GAŹDZIK J. 1969 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów, arkusz Sobótka (M 33–46 Ad), 1 : 25 000. *Wyd. Geol.*
- GELLERT J. 1931 — Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 83: 431–447.
- GILEWSKA S. 1991 — Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. [W:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, 37–80.
- KLIMASZEWSKI M. 1946 — Podział morfologiczny południowej Polski. *Czas. Geogr.*, 17: 133–182.
- KLIMASZEWSKI M. 1958 — Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Prz. Geogr.*, 30: 3–43.
- KONDRACKI J. 1998 — *Geografia regionalna Polski*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- KOTARBA A., KRÓL K. & RUTKOWSKI J. 2000 — Wietrzenie granitów tatrzańskich w świetle badań młotkiem Schmidta. *Sprawozdania z posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 42: 142–144.
- MAJEROWICZ A. 1994 — Textural features and symptoms of ocean floor metamorphism in the top part of the Ślęza ophiolite (SW Poland). *Arch. Miner.*, 50: 97–136.
- MAJEROWICZ A. 2006 — Krótki przewodnik terenowy po skałach ofiolitowego zespołu Ślęży oraz ich petrologicznej i geologicznej historii. *Acta Univ. Wratisl.*, 2830: 62.
- MAJEROWICZ A. & PIN C. 1992 — The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. *Zbl. Geol. Paläont.*, 1: 989–1018.
- MATTHEWS J. & SHAKESBY R. 1984 — The status of the Little Ice Age in southern Norway: relative age-dating of neoglacal moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas*, 13: 333–346.
- MC CARROLL D. 1989 — Potential and limitations of the Schmidt hammer for relative age dating: field tests on Neoglacal moraines, Jotunheimen, southern Norway. *Arctic Alpine Res.*, 21: 268–275.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., KRYZA R. & OBERC-DZIEDZIC T. 2006 — The Variscan Orogen in Poland. *Geol. Quart.*, 50: 89–118.
- MIGOŃ P. 1997 — Crystalline rock inselbergs in southwestern Poland. Origin and paleoenvironmental significance. *Acta Univ. Wratisl.* 1872, *Stud. Geogr.*, 56: 102.
- MIGOŃ P. 2004a — *Inselberg*. [W:] Goudie A.S. (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. 1, Routledge, London: 564–566.
- MIGOŃ P. 2004b — *Structural landform*. [W:] Goudie A.S. (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, vol. 2, Routledge, London: 1007–1009.
- OLIVER G.J.H., CORFU F. & KROGH T.E. 1993 — U-Pb ages from SW Poland: evidence for a Caledonian suture zone between Baltica and Gondwana. *J. Geol. Soc.*, 150: 355–369.
- PIN C., MAJEROWICZ A. & WOJCIECHOWSKA I. 1988 — Upper paleozoic oceanic crust in the Polish Sudetes: Nd-Sm isotope and trace element evidence. *Lithos*, 21: 195–209.
- PLACEK A. & MIGOŃ P. 2005 — Zastosowanie młotka Schmidta w badaniach geomorfologicznych — potencjał, ograniczenia i wstępne wyniki badań w Sudetach. [W:] Kotarba A., Krzemień K. & Świąchowicz J. (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich, 19–22 września 2005, Kraków*: 367–371.
- PLACEK A. 2006 — Młotek Schmidta w badaniach geomorfologicznych — ewaluacja i przykłady zastosowania. *Czas. Geogr.*, 77: 182–205.
- PLACEK A. & MIGOŃ P. 2007 — Rock-landform relationships in the Sudetes in the light of rock strength assessment using the Schmidt hammer. [W:] Goudie A. S. & Kalvoda J. (red.), *Geomorphological variations, Nakladatelství P3K, Prague*: 287–311.
- PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1998 — Zasięgi lodolodów plejstoceńskich i deglacja obszaru między Sudetami i Wałem Śląskim. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 385: 9–28.
- PUZIEWICZ J. & OBERC-DZIEDZIC T. 1995 — Wiek i geneza granitoidów bloku przedsudeckiego. *Wycieczka L. Przewodnik LXVI Zjazdu PTG, Wrocław*: 273–284.
- SELBY M.J. 1980 — A rock-mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Z. Geomorph. N.F.*, 24: 31–51.
- SYNOWIEC G. & MIGOŃ P. 2002 — Rzeźba strukturalna Sudetów Środkowych. *Przyroda Sudetów Zachodnich, Zesz. Spec.*, Jelenia Góra: 57–76.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1958 — Peryglacjalny rozwój stoków Masywu Ślęży. *Biul. Perygl.*, 6: 8–92.
- TRACZYK A. & ENGEL Z. 2005 — Przyczynek do problematyki zlodowacenia kontynentalnego północnych Czech: zagadnienie maksymalnego zasięgu lodolodu na północnych stokach Jizerskich hor w okolicy Hejnic. [W:] Rypł J. (red.), *Geomorfologický sborník 4, České Budějovice*: 141–144.
- TWIDALE C.R. & BOURNE J.A. 1975 — Episodic exposure of inselbergs. *Geol. Soc. America, Bull.*, 86: 1473–1481.
- WALCZAK W. 1970 — *Obszar Przedsudecki*. PWN, Warszawa: 1–414.
- WINKLER S. 2005 — The Schmidt hammer as a relative-age dating technique: potential and limitations of its application on Holocene moraines in Mt Cook National Park, Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journ. Geol. Geoph.*, 48: 105–116.
- ŻURAWEK R. 1997 — Wpływ procesów rzeźbotwórczych na kształtowanie się gleb Masywu Ślęży. *Arch. Wyd. Nauk Przyrodniczych Univ. Wrocławskiego*.
- ŻURAWEK R. 1999 — Reliktowe lodowce skalne — nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Prz. Geogr.*, 71: 77–94.
- ŻURAWEK R. 2002 — Geneza głównych rysów rzeźby Masywu Ślęży. *Prz. Geogr.*, 74: 41–59.
- ŻURAWEK R. & MIGOŃ P. 1999 — Peryglacjalna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby. *Acta Geogr. Lodz.*, 76: 133–153.

Praca wpłynęła do redakcji 21.12.2006 r.
Akceptowano do druku 23.07.2007 r.