

Litologiczno-strukturalne uwarunkowania rzeźby Sudetów

Piotr Migoń¹, Agnieszka Placek¹



P. Migoń

A. Placek

Lithological and structural control on the relief of the Sudetes. *Prz. Geol.*, 64: 36–43.

Abstract. The geomorphological landscape of the Sudetes consists of elements of diverse origin. While the gross features of relief are best attributed to up- and downfaulting in the late Cenozoic, landform diversity at a smaller scale results mainly from selective long-term denudation controlled by rock properties. The occurrence of rock- and structure-controlled landforms has long been noted in the Sudetes, but their identification remained at a rather descriptive level. Recent work involving an analysis of digital elevation models, combined with field-based determination of rock strength using Schmidt hammer helped to refine some previous concepts and to identify further relationships between rocks and relief at a medium scale. Many residual

convex landforms (hills, ridges) are associated with rocks of markedly higher strength than in the surroundings. Differences in elevations which may be attributed to rock factor, attain 400–500 m, which is a figure comparable with minor fault-bounded horsts. Extensive tracts of low relief are partly rock-controlled too, as they are best developed where adjacent rock complexes show similar strength, whether high or low. By contrast, the presence of escarpments cutting across rock masses of comparable strength on both sides appears to point to faulting as the topography-controlling factor.

Keywords: rock control, structural geomorphology, rock strength, the Sudetes

W geomorfologii strukturalnej, rozumianej jako badania relacji między budową geologiczną a formami rzeźby i procesami rzeźbotwórczymi, Sudety wraz z Przedgórzem Sudeckim zajmują miejsce szczególne. Nigdzie indziej w Polsce nie występuje tak duża różnorodność podłoża skalnego, zarówno ze względu na genezę i jej kontekst paleotektoniczny, jak i z uwagi na wiek (Żelaźniewicz, 2005). Równocześnie Sudety cechują się wybitnie urozmaiconą rzeźbą z dużymi kontrastami wysokościowymi, sięgającymi łącznie blisko 1500 m. Rzeźba ta jest kształtowana od kilkudziesięciu milionów lat, w zmieniających się warunkach środowiska zewnętrznego (Jahn, 1980; Migoń, 2011). Uzasadnione staje się więc przypuszczenie, że przynajmniej pewne rysy rzeźby Sudetów nawiązują wprost do strukturalno-litologicznego zróżnicowania podłoża i że występują tu elementy morfologiczne, które można uznać za formy rzeźby strukturalnej. Pod tym pojęciem rozumiane są te formy denudacyjne, które powstały wskutek selektywnego niszczenia przez procesy zewnętrzne podłoża o niejednakowej odporności. Formy takie mogą być zarówno wypukłe (stoliwa, kuesty, wzgórze twarzielcowe, skałki), jak i wklęsłe (kotliny, doliny). Z przeglądu literatury wynika, że na ich obecność wskazywano niemal od początku prowadzenia badań geomorfologicznych w Sudetach, aczkolwiek nie zawsze stwierdzenia takie były poparte odpowiednimi dowodami.

Niniejszy artykuł zawiera przegląd wyników dotychczasowych badań nad rzeźbą strukturalną Sudetów, wraz z komentarzem odnośnie do stosowanych podejść i metod badawczych. Przedstawiono w nim także najważniejsze wyniki badań geomorfologiczno-strukturalnych prowadzonych w ostatnich latach z wykorzystaniem niestosowanych wcześniej metod polowej oceny wytrzymałości skał i analiz przestrzennych w środowisku GIS, obszernie przedstawionych w innej publikacji (Placek, 2011).

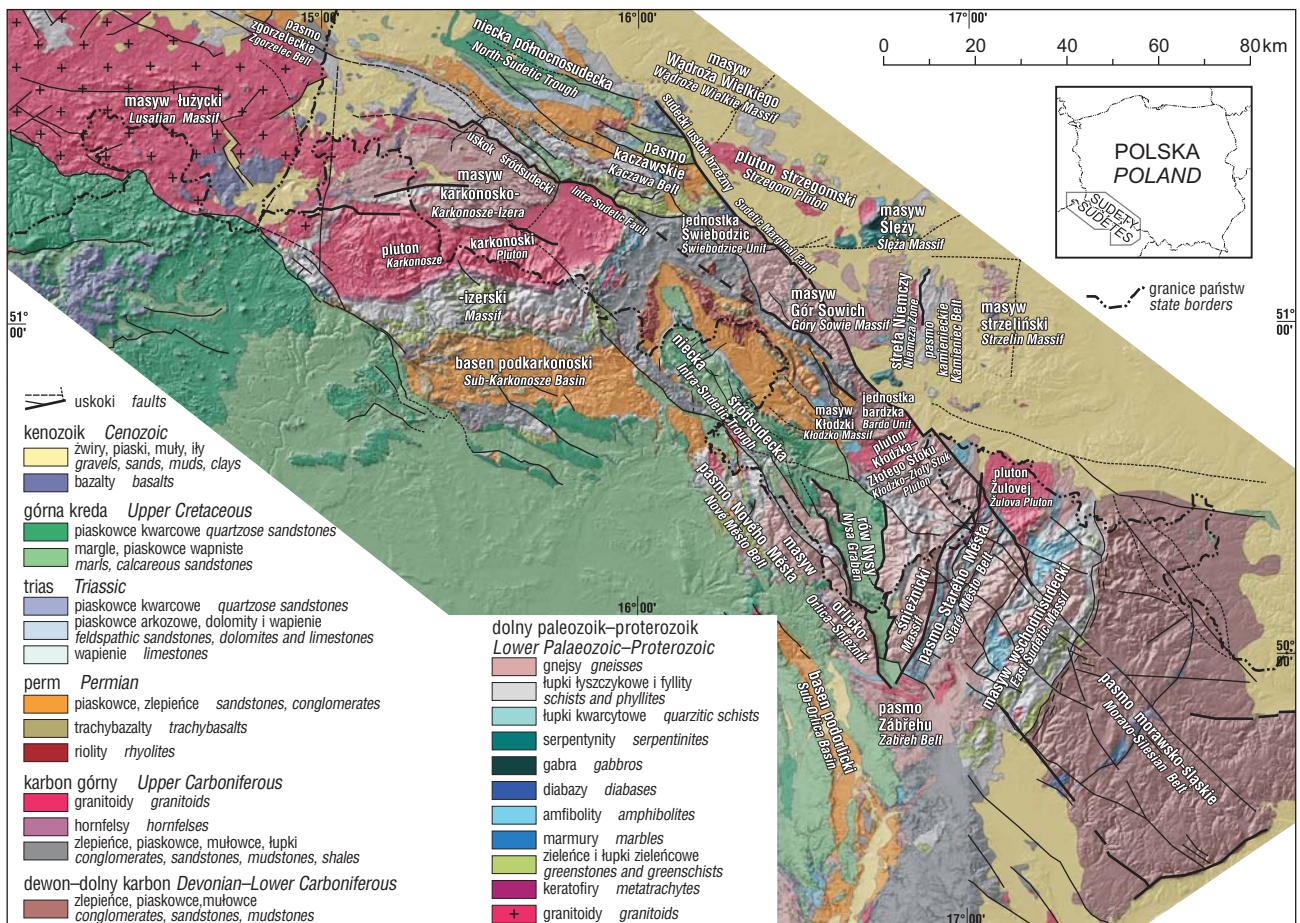
PRZEWODNIE CECHY BUDOWY GEOLOGICZNEJ SUDETÓW O ZNACZENIU GEOMORFOLOGICZNYM

W rozważaniach nad genezą i uwarunkowaniami rzeźby Sudetów trzy cechy ich budowy geologicznej mają kluczowe znaczenie: mozaikowość litologiczna i strukturalna, zróżnicowanie biegów i upadów warstw w skałach osadowych i foliacji w skałach metamorficznych oraz kenozoiczna tektonika uskokowa, której efektem było powstanie zarówno zrębu Sudetów jako całości, jak i licznych zrębów, rowów i zapadlisk niższego rzędu w ich obrębie (Dyjur, 1975; Zuchiewicz i in., 2007).

W Sudetach występują skały wszystkich trzech zasadniczych grup genetycznych skał (Żelaźniewicz, 2005; Żelaźniewicz & Aleksandrowski, 2008; ryc. 1). Skały magmowe są reprezentowane zarówno przez skały głębinowe, najczęściej granity wieku karbońskiego powstałe w schyłkowych fazach orogenezy warwicyjskiej (Mazur i in., 2007), jak i skały wylewne z kilku etapów rozwoju wulkanizmu.

Największym powierzchniowo masywem granitoidowym w Sudetach jest pluton łużycki wieku późnoproterozoicznego, tylko w niewielkim stopniu znajdujący się na terytorium Polski. Kolejne to plutony karkonoski (obejmujący także znaczną część Gór Izerskich) i kłodzko-złotostocki, a na Przedgórzu Sudeckim pluton Strzegom-Sobótka, pluton Żulovej oraz grupa mniejszych intruzji w okolicach Strzelina (nazewnictwo jednostek geologicznych głównie wg Żelaźniewicza & Aleksandrowskiego, 2008, częściowo za Mazurem i in., 2010), wszystkie wieku karbońskiego. Z pozostałych skał głębinowych na szczególną uwagę zasługują masywy gabrowe Ślęży, Braszowic i Nowej Rudy, wraz z towarzyszącymi im serpentynitami, będące częścią ofiolitu sudeckiego o wieku ok. 400–420 mln lat. Skały wulkaniczne powstały w wyniku wulkanizmu różnego typu,

¹ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; piotr.migon@uni.wroc.pl, agawitek@poczta.onet.pl.



Ryc. 1. Rzeźba terenu ukazana przez cieniowany model reliefu na tle budowy geologicznej Sudetów. Opracowanie własne na podstawie Čepka (1990), Pouby (1990), Rotha (1990), Svobody (1990a, b), Mojskiego (1995), Krentza i in. (2000) i Cymermana (2004). Aby uzyskać większą klarowność obrazu, na mapie pominięto osady czwartorzędowe. Określenie „pasma” w odniesieniu do jednostek geologicznych należy rozumieć jako „pasma fałdowo-nasuwcze”

Fig. 1. Geology of the Sudetes in relation to surface morphology shown through shaded relief model. Map constructed by the authors, based on Čepka (1990), Pouba (1990), Roth (1990), Svoboda (1990a, b), Mojski (1995), Krentz et al. (2000) and Cymerman (2004). To enhance clarity, Quaternary deposits are omitted on the map. The term "belt" should be understood as a "fold-and-thrust belt"

a pierwotne struktury wulkaniczne zostały w różnym stopniu zniszczone przez erozję, stąd duże zróżnicowanie form występowania. Jednymi z najbardziej charakterystycznych form są kopuły zbudowane z ryolitów karbońskich i permjskich, permjskie pokrywy trachybazaltowe, wypracowane kominy wulkaniczne w tzw. dolnośląskiej kenozoicznej formacji bazaltowej oraz pozostałości bazaltowych pokryw lawowych.

Skały metamorficzne, o protolitych wieku późnoproterozoicznego i paleozoicznego, a ostatecznie ukształtowane w orogenezie warwicyjskiej, tworzą na rozpatrywanym obszarze kilka dużych masywów. Wśród tych skał dominują ortognejsy i łupki łyszczykowe. W polskiej części Sudetów ze skał metamorficznych zbudowana jest metamorficzna część masywu karkonosko-izerskiego, odsłaniająca się na Pogórzu Izerskim, w Górach Izerskich i we wschodnich Karkonoszach, masyw orlicko-śnieżnicki oraz mniejszy, kłodzki masyw metamorficzny, na Przedgórzu Sudeckim: pasmo metamorficzne Kamieńca Ząbkowickiego, masyw gnejsowo-granitowy Strzelina i strefa ścinania Niemczy (tu obok gnejsów istotny udział mają kwarcyty i przeobrażone szarogłazy), a na granicy Sudetów i przedgórza – masyw gnejsowy Gór Sowich. Odmienne litologicznie jest kaczawskie pasmo łupkowo-zieleńcowe w zachodnich Sudetach, z dominującym udziałem zieleńców i fylitów, także konty-

nuujące się na Przedgórzu Sudeckim. W jednostkach metamorficznych podrzędnie występują kwarcyty, amfibolity, granitognejsy, a także wapień krystaliczny (marmury), będące podłożem procesów krasowych.

Skały osadowe w polskich Sudetach są obecne przede wszystkim w dwóch wielkich strukturach tektonicznych: w niecce śródsudeckiej wraz z jej południowym przedłużeniem – rowem górnej Nysy Kłodzkiej – oraz w niecce północnosudeckiej. Obie niecki powstały w różnych etapach orogenezy warwicyjskiej i były wypełniane syn- i postorogenicznymi osadami, od karbonu po późną kredę (z przerwami). Sedymentacja miała w różnych okresach charakter lądowy bądź morski, czego konsekwencją w zapisie geologicznym jest występowanie skał osadowych – zlepionców, piaskowców, mułowców, wapieni i dolomitów – zdeponowanych w różnych środowiskach sedymentacyjnych. Mniejszą powierzchnię zajmują dwa starsze baseny zdeformowane w orogenezie warwicyjskiej: niecka Świebodzie, w której duży udział mają zlepionce i szarogłazy, oraz struktura bardzka o skomplikowanej budowie wewnętrznej, również zdominowana przez szarogłazy, ale również o istotnym udziale iłowców i wapieni. Po czeskiej stronie Sudetów znajdują się baseny podkarkonoski i podorlicki, wypełnione osadami najwyższego karbonu i permu, a w Sudetach Wschodnich rozległe morawsko-śląskie

pasmo fałdowo-nasuwcze, utworzone w głównej mierze ze skał osadowych facji kulmowej, zwłaszcza szarogłazów i mułowców, w części zmetamorfizowanych.

W obszarach zbudowanych ze skał osadowych można wydzielić mniejsze jednostki, różniące się sposobem ułożenia warstw skalnych. Skrzydła niecki północnosudeckiej i śródsudeckiej to struktury monoklinalne. Oś pierwszej z nich ma ogólny bieg WNW-ESE, drugiej – NW-SE. Upady warstw są południowe lub południowo-zachodnie na skrzydle północnym (w niecce północnosudeckiej jest ono znacznie zredukowane) oraz północne bądź północno-wschodnie na skrzydle południowym, zmieniają się w zakresie 10–30° i z reguły stopniowo zmniejszają wraz z wiekiem serii osadowych i odległością od osi niecki. Mniejsze powierzchnie zajmują struktury o charakterze płytowym, z horyzontalnie zalegającymi warstwami skalnymi. Występują one w Górach Stołowych, w rowie Górnej Nysy Kłodzkiej i lokalnie w Górach Bystrzyckich, na pograniczu niecki śródsudeckiej i północnoczeskiego basenu permomezozoicznego.

Tektonika blokowa jest w licznych opracowaniach przeglądowych wskazywana jako główny czynnik odpowiedzialny za zróżnicowanie współczesnej rzeźby Sudetów pod względem wysokościowym (m.in. Dyjor, 1975; Sroka, 1997; Badura i in., 2004; Zuchiewicz i in., 2007; a także Demek, 1975; Demek i in., 2007 dla czeskiej części Sudetów). Sieć uskoków zrzutowych miałyby być przyczyną niejednakowego podniesienia lub obniżenia poszczególnych bloków, a zewnętrznym przejawem obecności tych uskoków byłyby progi morfologiczne o charakterze frontów górskich (ang. *mountain fronts*). Typowymi strukturami zrębowymi są: zrąb Karkonoszy – Gór Izerskich, zrąb Gór Sowich, zrąb Gór Orlickich i Gór Bystrzyckich z wewnętrznym zapadliskiem doliny górnej Dzikiej Orlicy oraz zrąb Masywu Śnieżnika, a strukturą o największej rozciągłości jest sudecki uskok brzeżny, wyznaczający północno-wschodnią morfologiczną granicę Sudetów. Progi tektoniczne są w różnym stopniu przekształcone przez erozję i denudację, a na ich wyrazistość wpływa czynnik litologiczny (Krzyszowski i in., 1995; Ranoszek, 1999). Dlatego też identyfikacja progów tektonicznych o małej wysokości czy rozciągłości bywa problematyczna, a w przeszłości podejmowano próby wskazania kryteriów geomorfologicznych identyfikacji takich form (Migoń, 1995). Na podstawie modeli cieniowanego reliefu czy map zagęszczonych poziomicy wyznaczano toplineamenty, ale ich interpretacja pozostawała zwykle w mniejszym lub większym stopniu dyskusyjna (Migoń, 1996; Badura & Przybylski, 1999).

FORMY RZEŻBY STRUKTURALNEJ

W przeszłości badania nad rzeźbą strukturalną Sudetów prowadzono przeważnie w małej bądź średniej skali, koncentrując się na pojedynczych formach, ewentualnie mezoregionach. Głównym podejściem badawczym była klasyczna analiza geomorfologiczna, oparta na interpretacji mapy topograficznej (rzadziej zdjęć lotniczych) w połączeniu z analizą mapy geologicznej oraz na obserwacjach terenowych, rzadko jednak popartych systematycznymi pomiarami takich elementów jak cechy morfometryczne (np. spadki terenu) czy geometryczne cechy układu spękań. Dopiero pod koniec lat 90. XX w. zaczęto wykorzystywać cyfrowe modele wysokości, początkowo głównie do identyfikacji

tektonicznych form rzeźby (Badura & Przybylski, 2005). W świetle literatury do typowych form rzeźby strukturalnej w obszarze sudeckim należą:

1. Rzeźba płytowa z płaskowyzami na poziomo zalegających warstwach skalnych i z progami denudacyjnymi (ryc. 2 – patrz str. 59). Silne uwarunkowania strukturalne rzeźby Gór Stołowych dostrzeżono już we wczesnym etapie badań geologicznych prowadzonych w Sudetach (np. Petrascheck, 1907, patrz Pulinowa, 1989) i potwierdzono je w kolejnych publikacjach (m.in. Dumanowski, 1961; Pulinowa, 1989). Kluczowe znaczenie mają warstwy piaskowców kredy, będące elementami progotwórczymi. Tworzą one wysokie ściany skalne (do 40 m) w górnych odcinkach progów denudacyjnych. Bardziej złożone są relacje z budową geologiczną w przypadku powierzchni o niewielkich nachyleniach – tzw. horyzontów morfologicznych (Pulinowa, 1989). Część z nich nawiązuje do poziomego zalegania warstw piaskowca (np. szczytowa powierzchnia Szczelińca Wielkiego i Skalniaka), część występuje w skałach drobnoziarnistych (mułowcach, marglach). Zróżnicowanie litologiczne w profilu pionowym (masywne piaskowce na przemian z miękkimi mułowcami) ma zasadniczy wpływ na rozwój stoku i decyduje o jego długotrwałym cofaniu wskutek ruchów masowych różnego typu (Dumanowski, 1961). Udowodniono też związek występowania małych form rzeźby – skałek, jarów, rozpadlin – z przebiegiem struktur nieciągłych w piaskowcach (Walczak, 1963; Pulinowa, 1989; Wojewoda i in., 2011).

2. Ostańcowe formy rzeźby w masywach granitowych (ryc. 3 – patrz str. 59). Zależność formy od układu spękań podkreślono przede wszystkim dla skałek (Berg, 1927; Jahn, 1962), a w późniejszym czasie także dla większych form – rezydualnych wzgórz kopułowych występujących powszechnie w Kotlinie Jeleniogórskiej (Migoń, 1993). Podobnie, z rzadko spękanymi partiami granitu są związane góry wyspowe okolic Żulovej w czeskiej części Przedgórze Sudeckiego (Ivan, 1983; Štěpančíková & Rowberry, 2008). Niektóre wzgórza ostańcowe mają uwarunkowania litologiczne i są zbudowane z drobnoziarnistych lub aplitowych odmian granitu występujących w obrębie granitów porfirowatych, np. Góry Sokole w Kotlinie Jeleniogórskiej (Migoń, 1997). Na innego rodzaju relacje rzeźby do budowy geologicznej zwrócił uwagę Dumanowski (1963) w odniesieniu do plutonu karkonoskiego. Podkreślił on występowanie granitu w pozycji morfologicznie obniżonej niemal wzdłuż całego obwodu intruzji, co miało wskazywać na jego zmniejszoną odporność w strefie brzeżnej, zarówno względem skał osłony, jak i w stosunku do wewnętrznych części masywu granitowego.

3. Kuesty w obrębie struktur monoklinalnych. Mimo znacznego rozprzestrzenienia tych struktur w Sudetach kuestom poświęcano niewiele uwagi i dopiero w latach 90. XX w. stały się one przedmiotem pierwszych dokładniejszych opisów (Maciejak & Migoń, 1990; Tułaczyk, 1992). Ich występowanie opisano z obszaru niecki północnosudeckiej, zwłaszcza z okolic Lwówka Śląskiego, oraz z północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Nowszym opracowaniem dotyczącym rzeźby kuestowej pierwszego z wymienionych obszarów jest publikacja Adam (2004). Wykorzystano w niej wyniki pomiarów wytrzymałości skał i udowodniono wyraźną zależność wysokości i wyrazistości progów morfologicznych od wytrzymałości podłoża.

4. Wzgórza i grzbiety twarżielcowe. Na ich obecność wskazywano przede wszystkim w odniesieniu do skał wulkanicznych, zwłaszcza ryolitów karbońskich i permskich w niecce śródsudeckiej (Szczepankiewicz, 1954) oraz kenozoicznych kominów bazaltowych Pogórza Kaczawskiego, powszechnie interpretowanych jako neki (Walczak, 1968). Jako wystarczające kryterium identyfikacji form twarżielcowych traktowano często samą tylko obecność pozytywnej formy rzeźby, nie podejmując bardziej wnikliwej analizy relacji rzeźby do budowy geologicznej. Dobrym przykładem jest Ślęża na Przedgórzu Sudeckim, często przedstawiana jako twarżielec zbudowany z gabra, podczas gdy w rzeczywistości granice litologiczne są dyskordantne do granic morfologicznych, a w gabrze zostały też wypreparowane sąsiadujące ze Ślężą obniżenia (Migoń, 1997). Należy przy tym zauważyć, że na przeglądowym szkicu geomorfologicznym Sudetów z przedgórzem zamieszczonym w pracy Walczaka (1968) zaznaczono elementy twarżielcowe tylko w odniesieniu do wybranych neków bazaltowych. W pozostałych przypadkach ostańcowe wzniesienia opisano jako „góry wyspowe” bądź pozostałości „horyzontu rzeźby II o założeniach miocenijskich”, co nie implikuje przyczynowo-skutkowych zależności między budową geologiczną a rzeźbą terenu.

5. Formy rzeźby krasowej na wapieniach krystalicznych, w tym kopuły krasowe, skałki wapienne oraz systemy jaskiniowe z korytarzami wyraźnie nawiązującymi do biegu i upadu warstw (Pulina, 1977). Należy przy tym jednak nadmienić, że kras sudecki był przede wszystkim interpretowany w kontekście zmieniających się warunków klimatycznych, a wpływu struktury doszukiwano się głównie w małych formach.

WYTRZYMAŁOŚĆ SKAŁ SUDECKICH W ŚWIETLE WYNIKÓW BADAŃ TERENOWYCH

Metody badawcze

Jednym z głównych czynników mających wpływ na odporność skały na erozję jest jej mechaniczna wytrzymałość, której wyznacznik stanowi twardość (Palmström, 1995). Jest to jednocześnie jedyny parametr możliwy do oszacowania w rozległym i różnorodnym litologicznie terenie, gdzie wychodnie skalne występują w sposób rozproszony. Podczas badań zmierzono twardość 30 najczęściej występujących w Sudetach typów skał, łącznie na 667 stanowiskach testowych. Jako przyrządu pomiarowego użyto młotka Schmidta typu N. Niemiłowane wartości odczytów, mieszczące się dla wychodni skalnych w przedziale 20–70 (w skali 0–100), są dobrze skorelowane m.in. z wytrzymałością na ściskanie oraz modułem Younga (Katz i in., 2000; Kahraman, 2001; Aydin & Basu, 2005). Zgodnie z procedurą zalecaną w literaturze (Day & Goudie, 1977; Selby, 1980) do testów wybierano gładkie, pionowe powierzchnie skał o możliwie małym stopniu zwietrzania. Na każdym stanowisku wykonano 40 odczytów, przy czym 5 najniższych wskazań odrzucano przed dalszą analizą statystyczną. Największej liczby pomiarów dokonano w skałach magmowych (285 stanowisk), w skałach osadowych założono 241 stanowisk, zaś w skałach metamorficznych – 141. Większość testów przeprowadzono po polskiej stronie Sudetów. Więcej informacji na temat metodyki pomiarów

zamieszczono w pracach Placek (2006, 2011) oraz Niedzielskiego i in. (2009).

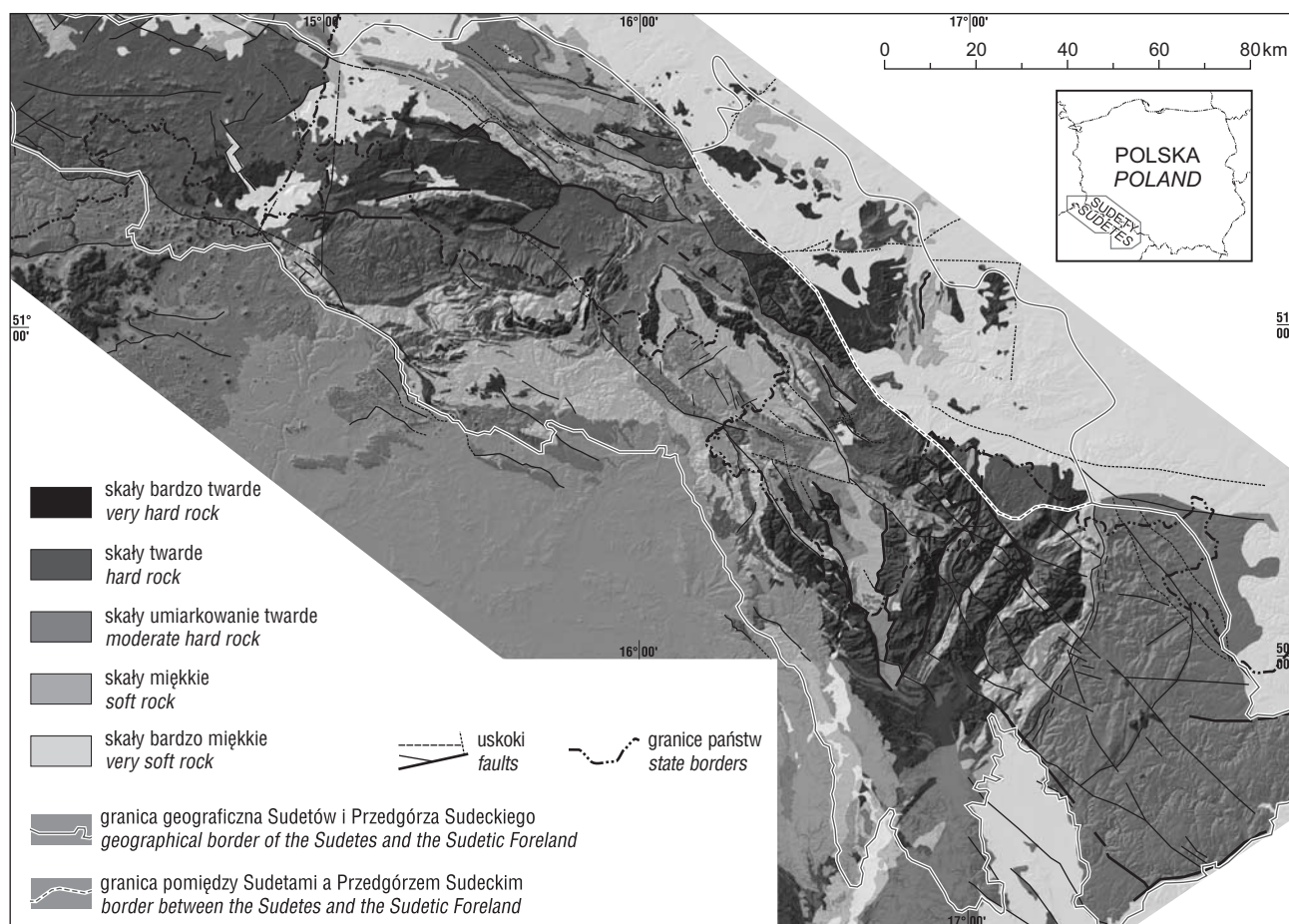
Na podstawie obliczonych wartości średnich każdy badany typ skały przyporządkowano do jednej z pięciu klas twardości (wytrzymałości), zgodnie z przedziałami, które zaproponował Selby (1980). W rzadkich przypadkach, ze względu na różnicowanie regionalne, niektóre typy skał zakwalifikowano do różnych klas.

Opierając się na wynikach pomiarów terenowych, wykreślono mapę twardości skał (ryc. 4), która przedstawia również przybliżoną potencjalną odporność podłoża na czynniki niszczące. Należy pamiętać, że pomiary zostały wykonane w sposób minimalizujący wpływ nieciągłości wewnętrznych skały na odczyty. Gęstość, orientacja i charakter spękań, które ukierunkowują migrację wód wewnątrz skały, a zarazem postęp wietrzenia, są bardzo ważnymi parametrami oddziałującymi na lokalne różnicowanie wytrzymałości masywu skalnego, ujawniające się w skali przestrzennej pojedynczego stoku, czego jednak mapa wykonana w tej skali i tak dobraną metodyką nie jest w stanie odzwierciedlić. Dalsze analizy przestrzenne przeprowadzono z wykorzystaniem oprogramowania ArcGIS, a szczegółowe wyniki zawierają prace Migonia i in. (2009) oraz Placek (2011).

Przestrzenne różnicowanie wytrzymałości skał

Zróżnicowanie wytrzymałości mechanicznej skał sudeckich jest znaczne. Średnia twardość zmierzona na stanowiskach pomiarowych różni się ponad trzykrotnie dla poszczególnych typów skał: zanotowano od 21,5 punktu (piaskowce skaleniowe) do 70 punktów w skali młotka Schmidta (bazalty). Szczegółowe wyniki pomiarów przedstawiono w pracy Placek (2011). Największą średnią twardość mają skały magmowe (bazalty, trachybazalty, ryolity, granity) oraz silnie i średnio zmetamorfizowane (gnejsy, keratofiry, marmury). Skały osadowe (tj. piaskowce, zlepieńce) i słabiej zmetamorfizowane (np. łupki zieleńcowe) są przeważnie umiarkowanie bądź słabo wytrzymałe, jakkolwiek w każdej z tych grup zdarzają się również skały o wyższej twardości (np. wapień, silnie zlitfikowane mułowce, niektóre piaskowce kwarcowe, masywne zieleńce, łupki krzemionkowe, serpentytyny). Najmniejszymi wytrzymałymi skałami są piaskowce skaleniowe, arkozowe i szarogłazowe, fyllity i łupki ilaste. Wyniki przeprowadzonych badań są zasadniczo zbliżone z wartościami przybliżonej wytrzymałości skał publikowanymi w literaturze (np. Attewell & Farmer, 1976).

W rozmieszczeniu przestrzennym skał należących do poszczególnych klas twardości można dostrzec pewną prawidłowość. Skały dwóch najwyższych klas twardości (gnejsy, granity, amfibolity, ryolity) budują większość najwyższych masywów górskich w Sudetach i mają dominujący udział na obszarach położonych powyżej 700 m n.p.m. Skały o niskiej twardości (piaskowce skaleniowe, arkozowe i szarogłazowe, łupki ilaste i margle oraz silnie złupkowane skały metamorficzne) tworzą dwa łukowato wygięte pasy przebiegające w peryferycznych partiach Sudetów po ich północno-zachodniej i południowo-zachodniej stronie, odpowiadające rozmieszczeniu znacznej części obniżenia morfologicznych i pogórzy. Skały umiarkowanie twarde (skały osadowe wieku karbońskiego oraz fragmenty górnokredowych płyt piaskowcowych Gór Łużyckich i Gór



Ryc. 4. Zróżnicowanie twardości skał w Sudetach według pomiarów młotkiem Schmidta

Fig. 4. Variability of rock hardness within the Sudetes according to Schmidt hammer rebound values

Stołowych) zajmują położenie pośrednie i budują głównie obszary położone między 500 m n.p.m. a 700 m n.p.m.

Zależność pomiędzy twardością skał a wysokością bezwzględną w Sudetach nie jest jednak ścisła, ponieważ skały o dużej twardości mają także znaczący udział na obszarach położonych poniżej 500 m n.p.m. (np. granitoidy łużyckie i strzegomskie, gnejsy izerskie, peryferyczne partie granitowego plutonu karkonoskiego oraz wschodnia część masywu gnejsowego Gór Sowich). Ponadto wysoką twardością charakteryzują się rozproszone wychodnie skał wulkanicznych oraz niektóre skały osadowe (piaskowce kwarcowe), występujące m.in. w nisko położonym synklinorium północnosudeckim. Z kolei skały o najniższej twardości są spotykane nie tylko w niskich położeniach, lecz także na dużych wysokościach bezwzględnych (kompleksy łupkowe i meta-wulkaniczne w masywach metamorficznych, np. w południowej części Karkonoszy i w Sudetach Wschodnich). Wiele obszarów zbudowanych z umiarkowanie twardych skał karbonu również nie wznosi się wyżej niż 500 m n.p.m.

RELACJE LITOLOGIA–WYTRZYMAŁOŚĆ–RZEŻBA

Zróżnicowanie twardości skał a główne cechy rzeźby Sudetów

Przedstawione w poprzednim rozdziale rozmieszczenie klas twardości skał i brak jednoznacznych związków między wysokością bezwzględną i wytrzymałością skał potwier-

dzają pierwszoplanową rolę tektoniki blokowej w kształtowaniu stosunków wysokościowych w Sudetach. Poszczególne jednostki geologiczne podczas generalnego wypiętrzania zostały w zróżnicowanym stopniu przemieszczone w pionie, czego efektem jest występowanie skał należących do tej samej klasy twardości w kontrastowych położeniach morfologicznych i wysokościowych. Największe deniwelacje w Sudetach występują na obszarze względnie jednorodnych masywów zbudowanych ze skał o wysokiej twardości (blok sowiogórski, pluton karkonoski, metamorfik izerski). Wyniki badań wytrzymałości potwierdziły także wpływ czynnika litologicznego na wyrazistość rzeźby progowej o założeniach tektonicznych.

Makroformy tektoniczne (zręby, rowy, zapadliska) współwystępują jednak z makroformami o ewidentnych uwarunkowaniach litologicznych, których obecność decyduje o znacznym urozmaiceniu krajobrazu Sudetów i które w związku z dużą twardością budujących je skał można określić jako twardzielcowe. Są one szczególnie wyraziste, gdy znaczne kontrasty wytrzymałościowe zachodzą między skałami sąsiadującymi ze sobą, a wychodnie skał o dużej twardości są przy tym odpowiednio rozległe. Do takich makroform należą grzbiety i wzniesienia ze skał wulkanicznych występujących w otoczeniu skał osadowych, w tym pasmo Gór Kamiennych, kopuły Chełmca, Trójgarbu i inne wzniesienia Gór Wałbrzyskich zbudowane z bardzo twardych ryolitów i trachyandezytów. Wysokości względne form twardzielcowych dochodzą tu do 400 m, a średnie nachylenia stoków nierzadko przekraczają 30°.

Pod względem wysokości są to wielkości porównywalne z niektórymi strukturami zrębowymi (np. Góry Bardzkie, Góry Kaczawskie).

Brak znaczących kontrastów w twardości skał skutkuje natomiast stosunkowo zrównanym reliefem, niezależnie od tego, czy twardość ta jest wysoka (jak w południowej części Pogórza Izerskiego zbudowanej ze skał metamorficznych) czy średnia bądź niska (np. Nizkiy Jeseník zbudowany głównie ze skał okruchowych: szarogłazów, mułowców, zlepieńców, po części zmetamorfizowanych). Przetwanie zrównanego reliefu w obrębie megazrębu Sudetów było jednak możliwe w szczególnych sytuacjach morfotektonicznych. Korzystniejsze warunki istniały w nieznacznie wydzwigniętych brzeżnych partiach masywu, w kotlinach śródgórskich oraz w dużych strukturach zrębowych, które zostały nierównomiernie podniesione i pochylone. Dlatego na większych wysokościach rozległe spłaszczenia występują tylko w górach Izerskich, Bystrzyckich, Stołowych i Nizkim Jeseníku. Pochylenie górnej powierzchni tych zrębów jest bardzo małe, a w dwóch pierwszych masywach przeciwne do kierunku zrzutu uskoku, co nie sprzyja intensywnemu rozcinaniu erozyjnemu (np. Migoń & Potocki, 1996). Ponadto w Górach Stołowych i w północnej części Gór Bystrzyckich wierzchowiny budują dobrze przepuszczalne piaskowce, umożliwiające podpowierzchniowy odpływ wód, co również opóźnia rozcinanie wierzchowin.

Mezoformy rzeźby

Wyniki badań nad litologiczno-strukturalnymi uwarunkowaniami mezoform rzeźby wskazują na istotny wpływ twardości (wytrzymałości) skał na kształtowanie się obrazu morfologicznego Sudetów.

W przypadku progów strukturalnych (kuest, krawędzi płaskowyzów zbudowanych ze skał osadowych) wykazano, że ich wysokość odzwierciedla wytrzymałość warstw progotwórczych. Zależność taką stwierdzono zarówno dla kuest niecki północnosudeckiej (Adam, 2004; Placek, 2011), jak i dla krawędzi denudacyjnych płyty piaskowcowej Gór Stołowych w niecce śródsudeckiej (Migoń & Zwiernik, 2006). Dla progów piaskowcowych w okolicach Krzeszowa oraz po południowej stronie stoliwa Gór Stołowych potwierdzono zależność pomiędzy wysokością ścian skalnych a gęstością rozcinających je spekań (Migoń & Placek, 2007; Remisz, 2007). Ekspresja krajobrazowa kuest jest ponadto zależna od wielkości kontrastu twardości między warstwami progotwórczymi i skałami, które je podścielają, a miąższość warstwy progotwórczej ogranicza wysokość krawędzi w strukturach monoklinalnych. W przypadku rzeźby płytowej Gór Stołowych miąższość progotwórczej warstwy twardych, a równocześnie przepuszczalnych piaskowców kwarcowych decyduje nie tyle o wysokości poszczególnych progów, ile o wyrazie morfologicznym ich górnych odcinków o charakterze ściany skalnej. Wydzwignięcie tego obszaru było bowiem na tyle duże, że progi morfologiczne obramowujące poszczególne stoliwa są zbudowane w dolnej części także ze skał drobnoziarnistych podścielających piaskowce. Nie bez znaczenia dla rozwoju struktur monoklinalnych i płytowych pozostaje zatem amplituda wydzwignięcia tektonicznego. Rzeźba krawędziowa najlepiej rozwija się na obszarach silnie wydzwigniętych. W słabo podniesionej niecce północnosudeckiej klasyczna rzeźba kuestowa rozwinęła się głównie w sąsiedztwie dolin

dużych rzek tranzytowych, takich jak Kaczawa i Bóbr, których energia sprzyja bardziej efektywnemu uwypukleniu elementów strukturalnych podłoża.

W przypadku wzgórz i grzbietów założonych na skałach wulkanicznych wyniki badań wytrzymałości skał potwierdziły ich twardzielcową genezę. Dla neków bazaltowych udowodniono na przykładzie zróżnicowanego litologicznie obszaru Pogórza Kaczawskiego silny dodatni związek między wielkością kontrastu wytrzymałości skał przebijanych przez intruzje a wysokością względną wzgórz bazaltowych (Placek, 2007a, 2011). Występowanie intruzji bazaltoidów na styku skał o odmiennej litologii i zróżnicowanej twardości skutkuje z reguły morfologiczną asymetrią założonych na bazaltach wzgórz, które są znacznie wyższe i bardziej strome po stronie skał o niskiej twardości (np. neki na progu piaskowcowym na południowy wschód od Złotoryi). Ważnym czynnikiem modyfikującym siłę tego związku jest wielkość wychodni bazaltów. Dla neków o powierzchni <5 ha współczynnik korelacji między wysokością wzniesienia a wytrzymałością skał otoczenia wynosi $-0,64$. W przypadku wychodni o wielkości 5–10 ha współczynnik wzrasta do $-0,75$, a dla tych z przedziału 10–15 ha dochodzi do $-0,78$. Dla neków o największej powierzchni (>20 ha) relacja ta nieco słabnie i wynosi $-0,73$.

Mniej jednoznaczny jest wpływ zróżnicowania twardości skał na morfologię obszarów, które budują skały krystaliczne. Przykładowo, wyniki badań terenowych nie potwierdziły twardzielcowego charakteru grzbietów okalających intruzje granitoidowe plutonu karkonoskiego i Kłodzka–Złotego Stoku. Podobnie trudna do rozstrzygnięcia jest kwestia litologiczno-strukturalnych uwarunkowań wzgórz wyspowych. Zbieżność podwyższonej twardości skał z występowaniem wzgórz jest ewidentna tylko w przypadku drobnoziarnistych granitów aplitowych. Nie stwierdzono podwyższonej względem otoczenia twardości gabra budującego najwyższe wzniesienie wyspowe na Przedgórzu Sudeckim, czyli Ślężę, a jedynie pozytywną korelację między występowaniem wypukłych mezoform stoku a podwyższoną twardością skał (Placek, 2007b). Elementem struktury, który prawdopodobnie odgrywa pierwszoplanową rolę w powstawaniu rezydualnych wzgórz wyspowych, jest zróżnicowanie gęstości oraz układ spekań podłoża skalnego, jak to wykazano dla wzgórz rezydualnych na granitach (Migoń, 1993, 1997), jednak geneza najwyższych wzgórz wyspowych regionu – Ślęży i Raduni – pozostaje niejasna.

Wapienie krystaliczne tworzące kopułowate wzgórza pod względem geologicznym stanowią zwykle soczewy zlokalizowane w skałach łupkowych. Wyniki badań wytrzymałości wykazały wyraźnie wyższą twardość wapieni w stosunku do otaczających je łupków, co znajduje odzwierciedlenie w morfologii największych soczew spotykanych w Górach Kaczawskich czy paśmie Krowiarek w Masywie Śnieżnika. W tej sytuacji doszukiwanie się analogii między wzgórzami wapiennymi Sudetów a tropikalnymi mogotami i tłumaczenie ich obecności specyfiką morfogenezy tropikalnej w paleogenie i neogenie (Pulina, 1977) nie wydaje się uzasadnione.

PODSUMOWANIE I WYZWANIA NA PRZYSZŁOŚĆ

Dane literaturowe w połączeniu z wynikami badań nad regionalnymi zależnościami między rzeźbą, budową geologiczną a twardością (wytrzymałością) pozwalają na

sformułowanie pewnych uogólnień dotyczących głównych cech morfologii Sudetów i roli czynnika strukturalnego w ich kształtowaniu, a także wniosków metodycznych:

1. Rzeźba Sudetów wraz z przedgórzem ma strukturę hierarchiczną. Występowanie obok siebie wysokich masów i obniżeń śródgórskich jest wynikiem zróżnicowanej tektoniki blokowej w kenozoiku, aczkolwiek niektóre duże formy pasm górskich i obniżeń, zwłaszcza w niecce śródsudeckiej, nawiązują do ułożenia warstw bądź są związane z czynnikami odpornościowym. Formy rzeźby niższego rzędu (mezofomy) są uwarunkowane przede wszystkim litologicznie, wśród drobnych form znajdujemy liczne przykłady dopasowania ich kształtu do cech lokalnych systemów spękań.

2. Długotrwała denudacja silnie zróżnicowanego litologicznie i strukturalnie górotworu sudeckiego doprowadziła do powstania znacznych różnic wysokościowych, rzędu 400–500 m, porównywalnych z wielkościami zrzutu na wielu uskockach aktywnych w młodszym kenozoiku.

3. Przecistawianie sobie podejść badawczych geomorfologii tektonicznej, strukturalnej i klimatycznej jest niewłaściwe. Rzeźbotwórcze procesy zewnętrzne, których występowanie i natężenie ma związek z warunkami klimatycznymi, uwypuklają kontrasty wytrzymałościowe i wynikające z cech systemów spękań i prowadzą do powstania rezydualnych form wypukłych i wklęsłych.

4. Analiza regionalnych zależności między wytrzymałością kompleksów skalnych a rzeźbą terenu powinna być składnikiem każdej analizy morfotektonicznej, ponieważ pozwala z jednej strony na wykrycie obszarów, gdzie duże różnice wysokości nie wynikają ze zróżnicowanej wytrzymałości, z drugiej na wykazanie obecności form niewątpliwie uwarunkowanych strukturalnie.

Można także wskazać wyzwania badawcze i problemy do rozwiązania w przyszłości. Po pierwsze, wytrzymałość mierzona punktowo w litej skale (ang. *intact strength*) jest tylko jednym z parametrów określających odporność skał na działanie procesów zewnętrznych. Warto byłoby przeprowadzić bardziej kompleksową ocenę wytrzymałości, uwzględniającą także cechy systemu spękań (ang. *rock mass strength*), problemem będzie jednak brak odpowiednich, wystarczająco dużych odsłonięć. Dotychczasowe doświadczenia wskazują, że gęstość spękań i ich orientacja – będące kluczowymi elementami w kompleksowej ocenie – zmieniają się w znacznie większym zakresie niż wytrzymałość mierzona punktowo. Po drugie, nie podejmowano dotąd oceny odporności skał sudeckich na wietrzenie chemiczne, co jest o tyle istotne, że w długich przedziałach czasu w kenozoiku właśnie ten rodzaj wietrzenia odgrywał ważną rolę morfotwórczą (Jahn, 1980; Migoń, 1999). Być może uwzględnienie tego elementu pomoże wytłumaczyć niektóre niejasne sytuacje morfologiczne wskazane w tym opracowaniu, jak np. brak uzasadnienia wytrzymałościowego dla obniżonej pozycji skał granitowych wzdłuż granic plutonów. Po trzecie wreszcie, przeprowadzona analiza związków przestrzennych między rzeźbą, budową geologiczną a wytrzymałością ma charakter jakościowy i warto ją wzbogacić przez zastosowanie metod geostatystycznych.

Autorzy składają serdeczne podziękowania prof. Pawłowi Aleksandrowskiemu i prof. Jerzemu Żabie za wnikliwe i konstruktywne uwagi do pierwszej wersji artykułu.

LITERATURA

- ADAM A. 2004 – Rzeźba strukturalna Pogórza Kaczawskiego i północno-wschodniej części Pogórza Izerskiego. *Prz. Sud.*, 7: 175–190.
- ATTEWELL P.B. & FARMER I.W. 1976 – Principles of engineering geology. Chapman and Hall, London, s. 1045.
- AYDIN A. & BASU A. 2005 – The Schmidt hammer in rock material characterization. *Eng. Geol.*, 81: 1–14.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 1999 – Examples of young tectonic activity from the Sudetic Foreland, SW Poland – application of condensed contour map. *Techn. Poszuk. Geol.*, 38: 38–45.
- BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2005 – Application of digital elevation models to geological and geomorphological studies – some examples. *Prz. Geol.*, 53: 977–983.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B. & ZUCHIEWICZ W. 2004 – Cainozoic evolution of Lower Silesia, SW Poland: a new interpretation in the light of sub-Cainozoic and sub-Quaternary topography. *Acta Geodyn. Geomater.*, 1 (3): 7–29.
- BERG G. 1927 – Zur Morphologie des Riesengebirges. *Z. Geomorph.*, 2: 1–20.
- ČEPEK L. 1990 – Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-XVI, Hradec Králové. Ústř. ústav geol., Kolin.
- CYMERMAN Z. 2004 – Mapa tektoniczna Sudetów i bloku przed-sudeckiego 1 : 200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DAY M.J. & GOUDIE A.S. 1977 – Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *Brit. Geomorph. Res. Group, Tech. Bull.*, 18: 19–29.
- DEMEK J. 1975 – Planation surfaces and their significance for the morphostructural analysis of the Czech Socialist Republic (CSR). *Stud. Geogr. ČSAV*, 54: 133–164.
- DEMEK J., KIRCHNER K., MACKOVČIN P. & SLAVÍK P. 2007 – The map of morphostructures of the Czech Republic. *Geomorph. Slov. Bohem.*, 7 (1): 5–14.
- DUMANOWSKI B. 1961 – Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czas. Geogr.*, 32: 311–324.
- DUMANOWSKI B. 1963 – Stosunek rzeźby do struktury w granicę Karkonoszy. *Acta Univ. Wratisl.*, 9, Stud. Geogr., 1: 27–35.
- DYJOR S. 1975 – Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przed-sudeckim. [W:] Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. Materiały I-go Krajowego Sympozjum, Warszawa, listopad 1975, t. 1. Wyd. Geol., Warszawa: 121–132.
- IVAN A. 1983 – Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. *Zprávy Geogr. ústavu ČSAV*, 20 (4): 49–69.
- JAHN A. 1962 – Geneza skałek granitowych. *Czas. Geogr.*, 33: 19–44.
- JAHN A. 1980 – Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czas. Geogr.*, 51: 129–154.
- KAHRAMAN S. 2001 – Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38: 981–994.
- KATZ O., RECHES Z. & ROEGIERS J.-C. 2000 – Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt hammer. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 37: 723–728.
- KRENTZ O., WALTER H., BRAUSE H., HOTH K., BERGER H.-J., KEMNITZ H., LOBST R., KOZDRÓJ W., CYMERMAN Z., OPLETAL M., MRÁZOVÁ Š., VALEČKA J., PROUZA V., KACHLIK V. & CAJZ V. 2000 – Mapa geologiczna Lausitz–Jizera–Karkonosze (bez osadów kenozoicznych) 1 : 100 000. Państw. Inst. Geol., Sächs. Landesamt für Umwelt und Geol., Český geol. ústav, Warszawa.
- KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P. & SROKA W. 1995 – Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quat.*, 66: 73–98.
- MACIEJAK K. & MIGOŃ P. 1990 – Rzeźba krawędziowa Pogórza Izerskiego i Kaczawskiego. *Chr. Prz. Ojcz.*, 46 (4–5): 73–81.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P. & SZCZEPAŃSKI J. 2010 – Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Prz. Geol.*, 58: 133–145.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., TURNIAK K. & AWDANKIEWICZ M. 2007 – Geology, tectonic evolution and Late Palaeozoic magmatism of Sudetes – an overview. [W:] Kozłowski A. & Wiszniewska J. (red.) *Granitoids in Poland. Arch. Miner. Monogr.*, 1: 59–87.
- MIGOŃ P. 1993 – Kopułowe wzgórze granitowe w Kotlinie Jeleniogórskiej. *Czas. Geogr.*, 64: 3–23.
- MIGOŃ P. 1995 – Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. *Prz. Geol.*, 43: 21–26.

- MIGOŃ P. 1996 – Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomów. *Czas. Geogr.*, 67: 233–244.
- MIGOŃ P. 1997 – The geologic control, origin and significance of inselbergs in the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. *Z. Geomorph. N.F.*, 41: 45–66.
- MIGOŃ P. 1999 – Znaczenie głębokiego wietrzenia w morfogenezie Sudetów. *Prz. Geogr.*, 71: 59–75.
- MIGOŃ P. 2011 – Geomorphic diversity of the Sudetes – effects of structure and global change superimposed. *Geogr. Pol.* 84, Sp. Issue 2: 93–105.
- MIGOŃ P. & PLACEK A. 2007 – Rock control and geomorphology of a small rocky sandstone scarp, Middle Sudetes Mountains, SW Poland. *Z. Geomorph. N.F.*, 51: 41–55.
- MIGOŃ P., PLACEK A. & ŻYSZKOWSKA W. 2009 – Steep slopes in the Sudetes and their morphotectonic interpretation. *Geol. Quart.*, 53: 219–232.
- MIGOŃ P. & POTOCKI J. 1996 – Rozwój morfotektoniczny centralnej części Gór Izerskich. *Acta Univ. Wratisl.*, 1808, Pr. Geogr., A8: 69–80.
- MIGOŃ P. & ZWIERNIK M. 2006 – Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Prz. Geogr.*, 78: 319–337.
- MOJSKI J.E. (red.) 1995 – Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000. B – mapa geologiczna odkryta, bez utworów czwartorzędowych, ark. Kłodzko, Wałbrzych, Jelenia Góra. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NIEDZIELSKI T., MIGOŃ P. & PLACEK A. 2009 – A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements. *Earth Surf. Proc. Landf.*, 34: 1713–1725.
- PALMSTRÖM A. 1995 – RMI – a rock mass characterization system for rock engineering purposes. Oslo University, Norway [rozprawa doktorska].
- PLACEK A. 2006 – Młotek Schmidta w badaniach geomorfologicznych – ewaluacja i przykłady zastosowania. *Czas. Geogr.*, 77: 182–205.
- PLACEK A. 2007a – Basaltic hills as structural landforms – morphology versus rock strength (a study from the Kaczawskie upland, SW Poland). *Acta Facult. Rerum Natur. Univ. Ostrav.*, 237, Geogr.-Geol., 10: 111–127.
- PLACEK A. 2007b – Rola zróżnicowania wytrzymałości skał w genezie rzeźby Masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie). *Prz. Geol.*, 55: 861–869.
- PLACEK A. 2011 – Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości. *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. Rozw. Reg. Univ. Wroc.*, 16: 1–190.
- POUBA Z. 1990 – Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-XVIII, Jeseník. Ústř. ústav geol., Kolin.
- PULINA M. 1977 – Zjawiska krasowe w Sudetach polskich. *Dok. Geogr.*, 2–3: 1–116.
- PULINOWA M.Z. 1989 – Rzeźba Gór Stołowych. *Pr. Nauk. Univ. Śl.*, 1008: 1–218.
- RANOSZEK W. 1999 – Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progu tektonicznego na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Śnieżnika. *Prz. Geol.*, 47: 1027–1031.
- REMISZ J. 2007 – Strukturalne uwarunkowania rzeźby południowego progu Gór Stołowych. *Przyr. Sud.*, 10: 253–268.
- ROTH Z. 1990 – Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXIV, Olomouc. Ústř. ústav geol., Kolin.
- 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.
- SROKA W. 1997 – Ewolucja morfometryczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Univ. Wratisl.*, 1939, Pr. Geol.-Miner., 58: 1–97.
- ŠTĚPANČÍKOVÁ P. & ROWBERRY M. 2008 – Rock landforms that reflect differential relief development in the north-eastern sector of the Rychlebské Hory and the adjacent area of Žulovská Pahorkatina (SE Sudeten Mts, Czech Republic). *Acta Geodyn. Geomater.*, 5: 297–321.
- SVOBODA J. 1990a – Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-X, Liberec. Ústř. ústav geol., Kolin.
- SVOBODA J. 1990b – Geologická mapa ČSSR 1 : 200 000, M-33-XVII, Náchod. Ústř. ústav geol., Kolin.
- SZCZEPANKIEWICZ S. 1954 – Morfologia Sudetów Wałbrzyskich. *Pr. Wroc. Tow. Nauk.*, Ser. B, 65: 1–152.
- TUŁACZYK S. 1992 – Cuesta landscape in the middle part of the Sudetes Mts. *Geogr. Pol.*, 60: 137–151.
- WALCZAK W. 1963 – Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych. *Acta Univ. Wratisl.*, 9, Stud. Geogr., 1: 191–200.
- WALCZAK W. 1968 – Sudety. PWN, Warszawa, s. 384.
- WOJEWODA J., BIAŁEK D., BUCHA M., GLUSZYŃSKI A., GOTOWAŁA R., KRAWCZEWSKI J. & SCHUTTY B. 2011 – Geologia Parku Narodowego Gór Stołowych – wybrane zagadnienia. [W:] Chodak T. i in. (red.) *Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych*. WIND, Wrocław: 53–96.
- ZUCHIEWICZ W., BADURA J. & JAROSIŃSKI M. 2007 – Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. *Stud. Quat.*, 24: 5–20.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 2005 – Przeszłość geologiczna. [W:] Fabiszewski J. (red.) *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN, Oddz. Wroc., Wrocław: 61–134.
- ŻELAŻNIEWICZ A. & ALEKSANDROWSKI P. 2008 – Regionalizacja tektoniczna Polski – Polska południowo-zachodnia. *Prz. Geol.*, 56: 904–911.

Praca wpłynęła do redakcji 4.02.2013 r.
Akceptowano do druku 24.07.2013 r.

Litologiczno-strukturalne uwarunkowania rzeźby Sudetów (patrz str. 36)
Lithological and structural control on the relief of the Sudetes (see p. 36)



Ryc. 2. Szczeliniec Wielki w Górach Stołowych – przykład piaskowcowego ostańca wystającego ponad strukturalne zrównanie w utworach drobnoziarnistych
Fig. 2. Szczeliniec Wielki in the Góry Stołowe (Table) Mountains – example of a sandstone outlier rising above the structural levelling in fine-grained deposits



Ryc. 3. Granitowe wzgórza Kotliny Jeleniogórskiej. Obie fot. P. Migoń
Fig. 3. Granitoid hills of the Jelenia Góra Basin. Photo by P. Migoń