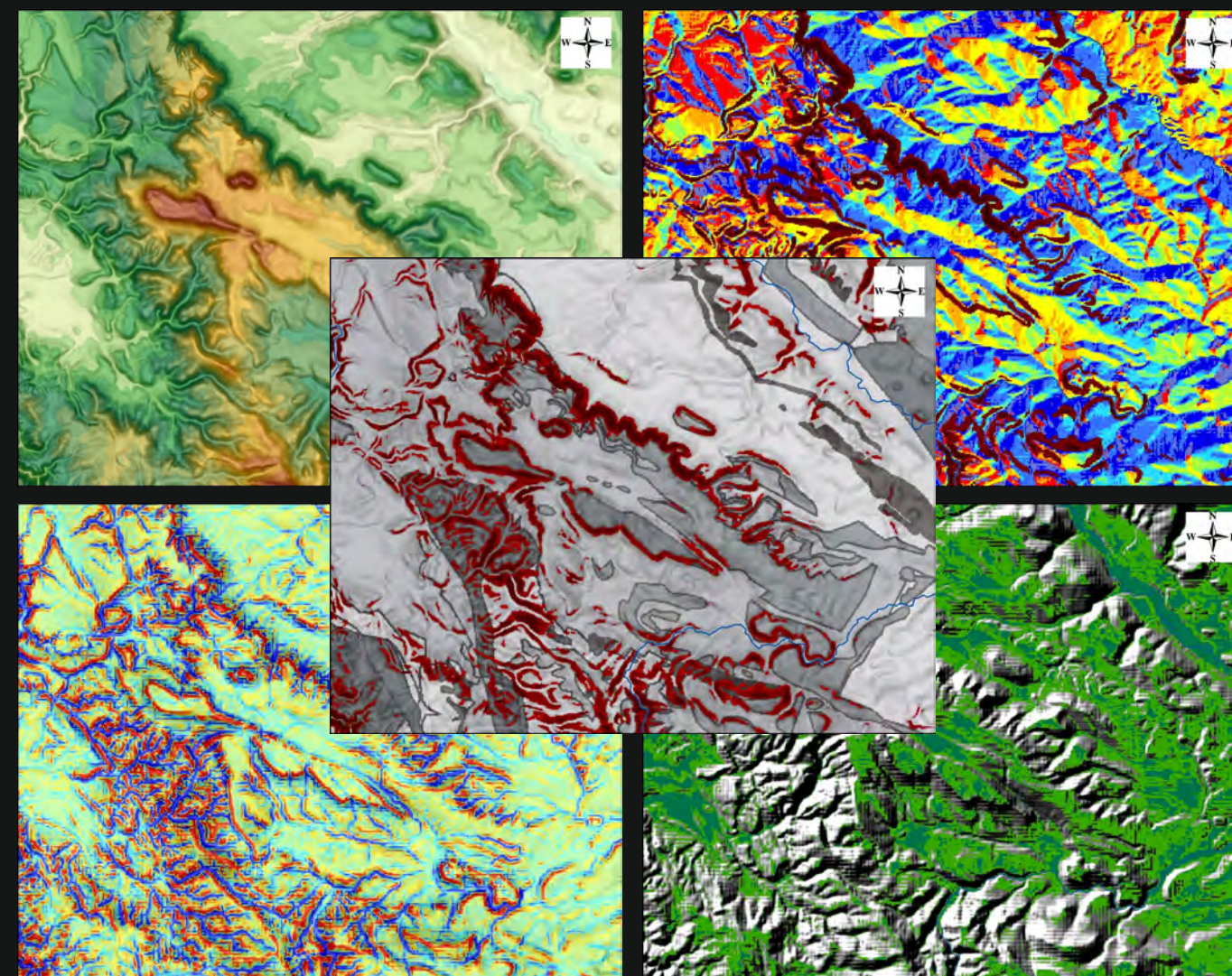




RZEŻBA STRUKTURALNA SUDETÓW W ŚWIEŹLE WYNIKÓW POMIARÓW WYTRZYMAŁOŚCI SKAŁ I ANALIZ NUMERYCZNEGO MODELU WYSOKOŚCI

Agnieszka Placek



Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości



ISBN 978-83-62673-03-2

Wrocław 2011

Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości

Agnieszka Placek

Serdecznie dziękuję promotorowi niniejszej rozprawy doktorskiej, prof. dr hab. Piotrowi Migoniowi, za cenne wskazówki merytoryczne, dyskusje oraz motywację.

Dr hab. Wiesławie Żyszkowskiej jestem wdzięczna za udostępnianie Pracowni Kartografii Komputerowej, przewodnictwo w zgłębianiu tajników ArcGis oraz zaufanie.

Szczególne podziękowania kieruję także w stronę recenzentów, prof. dr hab. Witolda Zuchewicza oraz dr hab. Radosława Dobrowolskiego, których uwagi pozwoliły mi uniknąć licznych błędów oraz udoskonalić ostateczny kształt publikacji.

Dziękuję także wszystkim, którzy okazując swoją życzliwość i wsparcie umożliwili powstanie niniejszej pracy. W szczególności zaś mojemu Mężowi Witkowi i Córeczce Ani.

A. Placek.

Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości

Agnieszka Placek

Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 16

Redaktor serii

Zdzisław Jary

Redaktor techniczny

Marek Kasprzak

Recenzenci tomu

Prof. dr hab. Witold Zuchiewicz

Dr hab. Radosław Dobrowolski

Skład komputerowy

Marek Kasprzak

Projekt graficzny okładki

Waldemar Spallek, Agnieszka Placek

Ilustracja na okładce:

seria map dla rejonu Gór Stołowych: numeryczny model wysokości (lewa górna ilustracja), mapa ekspozycji z naniesionymi spadkami $>15^\circ$ (prawa górna ilustracja), mapa krzywizny (lewa dolna ilustracja), mapa cieniowana z naniesionymi spadkami $<5^\circ$ (prawa dolna ilustracja), mapa potencjalnej wytrzymałości skał z naniesionymi spadkami $>15^\circ$ (w środku)

Publikacja finansowana ze środków na działalność statutową

Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

Zalecane cytowanie

Placek A., 2011. Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego 16, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.

©Copyright 2011 by Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego

ISBN 978-83-62673-03-2

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego
Plac Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław



Druk i oprawa

I-BiS s.c., ul. Lelewela 4, 53-505 Wrocław

Spis treści:

1. WSTĘP	9
2. CELE I METODY PRACY	13
2.1. CELE PRACY	13
2.2. METODY PRACY	13
2.2.1. <i>Prace przygotowawcze</i>	14
2.2.2. <i>Pomiary twardości skał</i>	14
2.2.3. <i>Prace analityczne</i>	16
3. OBSZAR BADAŃ	19
3.1. GRANICE OPRACOWANIA	19
3.2. FIZJOGRAFIA OBSZARU BADAŃ	20
3.3. BUDOWA GEOLOGICZNA	23
3.3.1. <i>Zarys rozwoju geologicznego</i>	23
3.3.2. <i>Główne jednostki geologiczne</i>	24
3.3.3. <i>Zróżnicowanie litologiczne</i>	26
4. ZARYS PROBLEMATYKI W ŚWIELE LITERATURY	29
4.1. DOTYCHCZASOWE KONCEPCJE ROZWOJU RZEŻBY SUDETÓW	29
4.1.1. <i>Pierwsze prace powojenne</i>	29
4.1.2. <i>Zalążki nowych koncepcji</i>	29
4.1.3. <i>Model pedyplanacyjny</i>	30
4.1.4. <i>Znaczenie głębokiego wietrzenia</i>	30
4.1.5. <i>Analizy morfotektoniczne</i>	32
4.1.6. <i>W stronę modelu dynamicznej etchplanacji</i>	33
4.1.7. <i>Morfogeneza czwartorzędowa</i>	34
4.2. BADANIA NAD RZEŻBĄ STRUKTURALNĄ	35
4.2.1. <i>Opracowania regionalne</i>	35
4.2.2. <i>Progi strukturalne</i>	37
4.2.3. <i>Kotliny śródgórskie</i>	38
4.2.4. <i>Wzgórza wyspowe</i>	38
4.2.5. <i>Twardzielcowe wzgórza wulkaniczne</i>	38
4.2.6. <i>Skałki</i>	39
4.3. ANALIZY MORFOMETRYCZNE RZEŻBY SUDETÓW Z UWZGLĘDNIENIEM ODPORNOŚCI SKAŁ	40
5. WYTRZYMAŁOŚĆ SKAŁ SUDECKICH – WYNIKI POMIARÓW	43
5.1. SKAŁY MOGMOWE	43
5.2. SKAŁY OSADOWE	47
5.3. SKAŁY METAMORFICZNE	50
5.4. PRZESTRZENNE ROZMIESZCZENIE KLAS WYTRZYMAŁOŚCI	53
6. WYBRANE PARAMETRY MORFOMETRYCZNE SUDETÓW NA TLE ZRÓŻNICOWANIA WYTRZYMAŁOŚCI SKAŁ 63	
6.1. EKSPOZYCJA	63
6.1.1. <i>Region zachodni</i>	69

6.1.2.	<i>Region środkowo-zachodni</i>	70
6.1.3.	<i>Region śródsudecki</i>	71
6.1.4.	<i>Region środkowo-wschodni</i>	71
6.1.5.	<i>Region wschodni</i>	72
6.1.6.	<i>Region przedgórski</i>	73
6.1.7.	<i>Tektoniczne i strukturalne uwarunkowania zróżnicowania ekspozycji</i>	73
6.2.	NACHYLENIA	76
6.2.1.	<i>Występowanie powierzchni słabo nachylonych</i>	77
6.2.1.1.	Powierzchnie słabo nachylone a wytrzymałość skał.....	80
6.2.1.2.	Zagadnienie chronologii spłaszczeń.....	83
6.2.2.	<i>Występowanie powierzchni silnie nachylonych</i>	84
6.2.2.1.	Interpretacja morfotektoniczna, znaczenie wytrzymałości i cech struktury skał.....	86
6.2.2.2.	Stoki bardzo strome.....	92
6.3.	ZAKRZYWIENIE POWIERZCHNI.....	94
6.3.1.	<i>Zakrzywienie poziome</i>	95
6.3.2.	<i>Zakrzywienie pionowe</i>	102
6.3.3.	<i>Zakrzywienie powierzchni a litologia – podsumowanie</i>	103
6.4.	WYSOKOŚCI WZGLĘDNE.....	103
6.4.1.	<i>Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m</i>	104
6.4.2.	<i>Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m</i>	110
6.4.3.	<i>Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m</i>	113
6.4.4.	<i>Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m</i>	116
6.4.5.	<i>Zróżnicowanie rzeźby Sudetów w świetle map wysokości względnych – podsumowanie...</i>	120
6.4.6.	<i>Uwagi metodyczne</i>	120
7.	FORMY STRUKTURALNE W SUDETACH – PRZYKŁADY POWIĄZAŃ MIĘDZY RZEŻBĄ TERENU A WYTRZYMAŁOŚCIĄ SKAŁ W MEZOSKALI	123
7.1.	FORMY STRUKTURALNE I TEKTONICZNE W SUDETACH.....	123
7.2.	RZEŻBA STRUKTURALNA NA SKAŁACH OSADOWYCH	123
7.2.1.	<i>Kuesty i stoliwa niecki północnosudeckiej</i>	125
7.2.1.1.	Zróżnicowanie wytrzymałości skał w niecce północnosudeckiej i morfometria kuest	125
7.2.1.2.	Wnioski	131
7.2.2.	<i>Porównanie wysokości progów strukturalnych niecek północnosudeckiej i śródsudeckiej</i>	132
7.3.	RZEŻBA STRUKTURALNA NA SKAŁACH WULKANICZNYCH	134
7.3.1.	<i>Wzgórza bazaltowe Pogórza Kaczawskiego</i>	135
7.3.1.1.	Morfometria wzgórz bazaltowych	135
7.3.1.2.	Właściwości bazaltów	140
7.3.1.3.	Wytrzymałość skał otoczenia.....	141
7.3.1.4.	Zależność między badanymi cechami	141
7.3.1.5.	Wnioski	144
7.4.	FORMY STRUKTURALNE NA SKAŁACH KRYSTALICZNYCH	146
7.4.1.	<i>Grzbiety odpornościowe</i>	146
7.4.1.1.	Granitoidowy masyw Karkonoszy i jego osłona.....	146
7.4.1.2.	Granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki	148
7.4.2.	<i>Wzgórza wypowe</i>	149
7.4.2.1.	Masyw Ślęży.....	150
7.4.2.1.1.	Wyniki pomiarów twardości skał.....	152
7.4.2.1.2.	Wnioski.....	156
8.	DYSKUSJA WYNIKÓW BADAŃ I PROBLEMÓW METODYCZNYCH.....	159
8.1.	PRZEWODNIE CECHY RZEŻBY SUDETÓW W ŚWIETLE ZRÓŻNICOWANIA WYTRZYMAŁOŚCI SKAŁ	159

8.2.	STRUKTURA A TEKTONIKA.....	161
8.3.	DYSKUSJA NAD PROBLEMAMI METODYCZNYMI	162
9.	PODSUMOWANIE I WNIOSKI	165
	LITERATURA:	169
	MATERIAŁY KARTOGRAFICZNE:	183
	SPIS ILUSTRACJI:	187
	SPIS TABEL:	190

1. Wstęp

Sudety stanowią szczególny obszar na terytorium Polski. O ich specyfice decydują trzy główne czynniki. Pierwszym z nich jest bardzo złożona, mozaikowa budowa geologiczna: sąsiadują tu ze sobą dziesiątki typów skał o zróżnicowanych właściwościach, a ich wiek datowany jest od proterozoiku po kenozoik. Drugim czynnikiem wyróżniającym Sudety na tle innych obszarów naszego kraju jest wyjątkowo długi okres ewolucji rzeźby. Większość tego zróżnicowanego litologicznie obszaru pozostawała pod wpływem oddziaływania procesów egzogenicznych co najmniej od schyłku kredy, czyli przez ostatnie 65 milionów lat. Trzeci czynnik, który zadecydował w ogromnym stopniu o dzisiejszym charakterze tego masywu górskiego stanowiły kenozoiczne (głównie neogeńskie) ruchy tektoniczne. Sztynne podłoże krystaliczne przykryte nieciągłą warstwą zlitfikowanych skał osadowych uległo potrzaskaniu na bloki, które zostały nierównomiernie wypiętrzone bądź obniżone. Dzisiejsza morfologia Sudetów jest zatem efektem współdziałania wszystkich wymienionych czynników. Względnie młode progi uskokowe rozdzielają tu fragmenty dawnej powierzchni denudacyjnej, w obrębie której uwidaczniają się wzniesienia i krawędzie o założeniach strukturalnych¹. Najmłodszy rys rzeźby stanowią formy plejstoceńskie i holo-

ceńskie, związane głównie z postępem wietrzenia, erozji i procesów stokowych działających w zróżnicowanych warunkach klimatycznych w obrębie istniejących już, starszych form rzeźby.

Mimo wielkiej różnorodności form spotykanych w Sudetach, długo przyjmowany model ewolucji tego górotworu, zakładający wielofazowy, cykliczny rozwój rzeźby denudacyjnej w trzeciorzędzie, oparty głównie na idealistycznych koncepcjach cyklu geograficznego Davisa i pedyplanacji Kinga, w znikomym stopniu uwzględniał znaczenie dużego zróżnicowania litologii i wytrzymałości budujących go skał. Za przewodnią cechę rzeźby Sudetów uznawano powierzchnie zrównań, których wiek uważano za zróżnicowany wyłącznie na podstawie ich dzisiejszej pozycji hipsometrycznej (Klimaszewski 1958, Jahn 1953a, Walczak 1968, 1972). Rewizja poglądów na temat roli niejednorodności geologicznej podłoża dokonywała się stopniowo, szczególnie w latach 80. i 90. XX w. Zwrócono uwagę na znaczenie długotrwałego głębokiego wietrzenia chemicznego, którego postęp warunkowany był głównie właściwościami podłoża (Jahn 1980, Migoń 1992a, 1993a, 1997a,b, 1998, 1999c, Jahn i in. 2000). Z czasem doceniono także rolę tektoniki w kształtowaniu progów morfologicznych (Sroka 1991, 1997, Migoń, 1991, 1996a, Krzyszkowski, Pijet, 1993, Migoń, Potocki 1996, Badura 1999, Badura i in. 2003, Ranoszek 1998, 1999, 2001). Obecnie waga czynnika strukturalnego nie jest już w zasadzie kwestionowana, a pewne obszary w Sudetach (np. Góry Stołowe, Kotlina Jeleniogórska) doczekały się szczegółowych opracowań podkreślających wpływ budowy geologicznej na ukształtowanie form rzeźby. Jednym z czynników wskazywanych jako kluczowy w rozwoju form strukturalnych jest wytrzymałość skał.

¹*Struktura* będzie w niniejszej pracy rozumiana jako zespół cech podłoża, które warunkują sposób i intensywność oddziaływania wietrzenia i erozji (Migoń, 2004), przez co mogą wpływać na kształt i wielkość form rzeźby. Należą do nich zróżnicowanie wytrzymałości sąsiadujących ze sobą skał, ale także układ i gęstość spękań, geometria intruzji, sposób zalegania warstw skalnych itp. czyli cechy pośrednio wynikające z przeszłości tektonicznej. Odrębnie traktowane są te formy rzeźby, które powstały bezpośrednio wskutek aktywności tektonicznej, takie jak progi uskokowe. W pewnym zakresie w pracy podniesione zostanie również zagadnienie wpływu wytrzymałości skał na ewolucję tych form.

Dotychczas nie wykorzystano jednak w pełni narzędzi pozwalających na obiektywne i całościowe ujęcie zagadnienia rzeźby strukturalnej Sudetów. W szczególności brak było szerokiej i jednolitej bazy danych ilościowych o wytrzymałości skał budujących ten obszar. W literaturze opublikowano jedynie fragmentaryczne informacje na temat zmierzonych laboratoryjnie fizycznych i geotechnicznych własności niektórych surowców skalnych podlegających eksploatacji (Kozłowski 1986, Sachanbiński 2005). Stąd też prace odnoszące się do znaczenia wytrzymałości względnej kompleksów skalnych dla rozwoju rzeźby Sudetów ukazywały się niezwykle rzadko. W 1954 r. Szczepankiewicz wykonał mapę odporności skał dla Sudetów Wałbrzyskich, opartą na bliżej nie sprecyzowanych „obserwacjach terenowych”, zaś Sroka w 1997 sklasyfikował typy skał okolic Kotliny Kłodzkiej według „potencjalnie zbliżonej odporności na czynniki niszczące”, za podstawę klasyfikacji przyjmując cechy morfometryczne rzeźby, nie zaś rzeczywiste cechy skał. Pierwsze próby kwantyfikacji wytrzymałości skał w kontekście geomorfologicznym podjęto w Sudetach pod koniec lat 90. i kontynuowano w latach następnych. Badania prowadzono jednak głównie na skalę lokalną, dla pojedynczych typów skał (Synowiec 1999, 2002, 2003, Synowiec, Migoń 2002, Adam 2004, Migoń, Zwiernik, 2006, Migoń, Placek 2007, Placek, 2007). W pracach tych wykazano stosunkowo dobrą korelację wysokości pozytywnych form rzeźby i wytrzymałości budujących je skał, co zdaje się przeczyć wyrażonemu przez Jahna (1980) pogładowi o całkowitej niezależności wietrzenia chemicznego, uznawanego za główny proces decydujący o rozwoju rzeźby Sudetów, od wytrzymałości mechanicznej skał. Warto zatem przyjrzeć się temu czynnikowi również w szerszej, ogólnosudeckiej skali. Pierwsze studia zmierzające do takiego ujęcia tematu były związane z realizacją niniejszej pracy doktorskiej (Placek, Migoń 2005, 2007, Placek 2006b).

W zakresie przestrzennych analiz rzeźby w ostatnich latach w sukurs badaniom geomor-

fologicznym przyszedł rozwój kartografii komputerowej oraz Geograficznych Systemów Informacji (GIS). Numeryczny model wysokości jest coraz częściej używany w geomorfologii oraz naukach pokrewnych (Hergarten, Neugebauer 1999, Willson, Gallant 2000, Pike 2000, Zhou i in. 2008). W geomorfologii strukturalnej znaczna część prac poświęcona jest studiom morfotektonicznym (np. Johansson i in. 1999, Jordan 2003, Jordan i in. 2003, ĽtĽpanĽikov i in. 2004, Ganas i in. 2005, Szekely i in. 2005, Badura, Przybylski 2005, Hui-Ping i in. 2006, Grohmann i in. 2007, Baroň i in. 2007), rzadziej ocenie podlegają zaleŹności między wytrzymałością skał a cechami morfometrycznymi rzeźby (Clayton, Shamon 1998a,b, Kuhni, Pfiffner 2001, Mills 2003, Puspoki i in. 2005, Placek i in. 2007). Obok plastycznego, trojwymiarowego przedstawienia obszaru badań numeryczny model wysokości pozwala na przeprowadzanie obliczeń morfometrycznych w sposób zautomatyzowany. Mapy pochodne generowane na jego podstawie umoŹliwiaj jednolite przedstawienie pewnych aspekt rzeźby (nachylenia, ekspozycji czy wysokości względnych). Programy GIS dają takŹe moŹliwoci jednoczesnej prezentacji roŹnych elementów przestrzeni geograficznej w postaci nałoŹonych na siebie warstw, a takŹe integracji tematycznych informacji przestrzennych za pomocą baz danych (Gustavsson i in. 2008).

Przedmiot badań niniejszej pracy stanowi zaleŹności pomiędzy odpornością skał, przybliŹon przez ich wytrzymało mechaniczną, a morfologię masywu Sudetów, opisaną za pomocą głoŹnych parametrów morfometrycznych. Podjęcie takiej proby uzasadniają nowe moŹliwoci w odniesieniu do wielko-przestrzennych badań geomorfologicznych, a mianowicie dostepnoci numerycznego modelu wysokości i oprogramowania umoŹliwiajcego generacj map pochodnych oraz analizy przestrzenne. Z drugiej strony duŹ przydatnością w zakresie pomiaru wytrzymało skał wykazuje się nie w pełni dotychczas wykorzystany na tym obszarze instrument jakim jest młotek Schmidta (Placek 2006a). Zastępując

kosztowne badania laboratoryjne, pozwala ona na stosunkowo szybkie określanie twardości skał w terenie i pozyskanie obszernej bazy danych w tym zakresie. Integracja danych pomiarowych z informacją o geometrii powierzchni przeprowadzona przy pomocy GIS umożliwia precyzyjniejsze określenie związków pomiędzy rzeźbą a strukturą.

Praca podzielona jest na osiem rozdziałów, z których trzy pierwsze zawierają uzasadnienie podjęcia tematu pracy, określenie głównych celów badań, opis postępowania badawczego, a także charakterystykę obszaru badań pod kątem zróżnicowania rzeźby i geologii. Rozdział czwarty stanowi przegląd literatury obejmujący prace odnoszące się do ogólnych koncepcji rozwoju rzeźby Sudetów, badań nad rzeźbą strukturalną masywu oraz prowadzonych w Sudetach analiz morfometrycznych uwzględniających odporność skał. Rozdział piąty został poświęcony prezentacji wyników pomiarów twardości 30 wyróżnionych typów skał sudeckich. Przedstawiono tu rezultaty ich rangowania oraz przestrzenne rozmieszczenie wyróżnionych klas wytrzymałości skał. Analizy map pochodnych z numerycznego modelu

wysokości skonstruowanych w dla całego obszaru Sudetów oraz ich interpretację z uwzględnieniem pozyskanych danych o twardości skał zawiera rozdział szósty. Szczegółowo rozpatrzono tu zróżnicowanie przestrzenne ekspozycji, nachyleń, średniej krzywizny powierzchni i wysokości względnych oraz możliwe związki uzyskanego obrazu ze strukturą podłoża. W rozdziale siódmym podjęto próbę precyzyjniejszego określenia znaczenia twardości skał w ewolucji wybranych typów form strukturalnych (progów strukturalnych, neków bazaltowych, grzbietów odpornościowych oraz wzgórz wyspowych występujący na obszarach zbudowanych ze skał krystalicznych). W ostatnim rozdziale dokonano podsumowania uzyskanych wyników oraz porównano je z rezultatami prac prowadzonych na innych obszarach, a wykorzystujących zbliżone techniki badawcze. Część konkluzji poświęcono ponadto problemom metodycznym napotkanym w trakcie pracy oraz przydatności zastosowanych metod.

Niniejszą pracę zrealizowano dzięki wsparciu finansowemu Komitetu Badań Naukowych (grant nr 3 P04E 021 23).

2. Cele i metody pracy

2.1. Cele pracy

Zgodnie z zarysowanymi we Wstępie okolicznościami podjęcia tematu niniejszej pracy, przeprowadzone badania miały za cel nadrzędny określenie wpływu zróżnicowania litologicznego podłoża na główne rysy rzeźby Sudetów. Za hipotezy robocze przyjęto stwierdzenia, że (I) wytrzymałość mechaniczna skał stanowi istotny czynnik determinujący ukształtowanie rzeźby tego masywu oraz (II) wytrzymałość skał aproksymuje ich generalną odporność w stopniu wystarczającym do przeprowadzania analiz zależności pomiędzy rzeźbą a tym elementem struktury. Osiągnięcie celu głównego wymagało zrealizowania następujących celów częściowych:

- zgromadzenie możliwie obszernej bazy danych o wytrzymałości mechanicznej (twardości) skał dla silnie zróżnicowanego litologicznie i morfologicznie terenu Sudetów;
- przypisanie wyodrębnionych typów skał do 5 klas wytrzymałości;
- konstrukcja zgeneralizowanej mapy potencjalnej twardości skał dla obszaru badań;
- charakterystyka rozkładu przestrzennego podstawowych parametrów morfometrycznych rzeźby Sudetów na podstawie numerycznego modelu terenu oraz porównanie obrazu kartograficznego wybranych wskaźników morfometrycznych z mapą twardości skał;
- określenie zależności pomiędzy twardością skał a cechami morfometrycznymi form rzeźby różnego typu, których geneza tradycyjnie wiązana jest ze strukturą (rewizja dotychczasowych poglądów na temat związku wytrzymałości skał z ich ukształtowaniem).

Dodatkowo przeprowadzono także ocenę przydatności zastosowanych metod w rozpoznawaniu wpływu odporności podłoża na rzeźbę powierzchni Ziemi.

Zakres terytorialny pracy obejmuje cały obszar Sudetów wraz z Przedgórzem Sudeckim, również w granicach Czech i Niemiec. Zaznaczyć jednak należy, że mapa wytrzymałości skał sporządzona na bazie danych uzyskanych w przewadze na terenie polskiej części Sudetów, na terenach nie objętych pomiarami ma charakter jedynie orientacyjny, z uwagi na niepewność towarzyszącą ekstrapolacji wyników.

2.2. Metody pracy

Działania podjęte w ramach realizacji niniejszej rozprawy można podzielić na trzy zasadnicze części. Prace przygotowawcze służyły opracowaniu cyfrowej wersji dostępnych materiałów kartograficznych. Druga część badań polegała na zebraniu w terenie danych na temat wytrzymałości różnych typów skał sudeckich. Trzecia część prac obejmowała opracowanie statystyczne pozyskanych danych, konstrukcję cyfrowej mapy wytrzymałości skał oraz analizy przestrzenne map pochodnych z numerycznego modelu terenu opracowanych z wykorzystaniem oprogramowania GIS, w integracji z mapą wytrzymałości skał. W przypadku bardziej szczegółowych badań nad wybranymi rodzajami form wykonano także profile terenowe i inne ilustracje w programie CorelDRAW oraz wykresy z wykorzystaniem arkusza kalkulacyjnego Excel.

2.2.1. Prace przygotowawcze

Przygotowawcze prace kameralne rozpoczęto od przetransponowania geologicznych map analogowych do formatu cyfrowego. Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000 pokrywające obszar badań (131 map różnego autorstwa) zostały zeskanowane i zarejestrowane zgodnie ze współrzędnymi geograficznymi w układzie Pułkowo 1942. Następnie przy użyciu programu ArcGIS 9.1. przeprowadzono digitalizację granic geologicznych pomiędzy wyróżnionymi typami skał litych występujących w podłożu, z pominięciem luźnych osadów czwartorzędowych. W północnej części obszaru badań, gdzie pokrywy czwartorzędowych osadów glacialnych i fluwioglacjalnych stanowiły stosunkowo duży obszar, przebieg granic skonfrontowano z Mapą Geologiczną Polski B – odkrytą, w skali 1:200 000 (Mojski 1995). Osobno wydzielono także nieskonsolidowane osady trzeciorzędu, których miąższość jest silnie zróżnicowana, a miejscami dochodzi do 90 m, wobec czego nie można było pominąć ich wpływu na współczesną topografię. Stanowią one element maskujący rzeźbę starszego podłoża. Cyfrową mapę geologiczną czeskiej (i niemieckiej) części Sudetów, gdzie badania terenowe prowadzone były w bardzo ograniczonym zakresie, przygotowano na bazie pięciu arkuszy Geologicznej Mapy ČSSR 1:200 000 (Čepěk 1990, Pouba 1990, Roth 1990, Svoboda 1990a, b) i Geologicznej Mapy Lausitz–Jizera–Karkonosze 1:100 000 (Krentz i in., 2000). Dane na temat tektoniki Sudetów i obszarów przyległych zaczerpnięto z Mapy Tektonicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego Cymermana (2004), Tektonicznej Mapy ČSSR 1:500 000 (Mahel i in. 1984), oraz czeskich map geologicznych 1:200 000.

Autorka wzięła także udział w przygotowaniu numerycznego modelu terenu Sudetów, który został wykonany w Pracowni Geograficznych Systemów Informacji i Kartografii Komputerowej Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego na Uniwersytecie Wrocławskim.

Numeryczna mapa wysokości o rozdzielczości rastra 50 m powstała na podstawie digitalizacji poziomic, rzek i punktów wysokościowych z topograficznych map analogowych w skali 1:25 000. Materiały kartograficzne stanowiące jej podstawę sporządzone były w układzie PUWG 1965, w związku z czym równoczesne przedstawienie na mapie warstw tematycznych dotyczących rzeźby i geologii wymagało sprowadzenia wszystkich danych do jednego układu współrzędnych (PUWG 1965). Powstały model został skalony z modelem dla terenów sąsiednich (DTED level 2).

2.2.2. Pomiary twardości skał

Równolegle na obszarze Sudetów prowadzone były badania terenowe mające na celu stworzenie bazy danych o twardości skał, będącej jednym z podstawowych parametrów określających ich wytrzymałość mechaniczną. Pomiary wykonano za pomocą młotka Schmidta (sklerometru) typu N (ryc. 1). Odczyty tego urządzenia są dobrze skorelowane między innymi z wytrzymałością na kompresję oraz modulem Younga, będącym miarą elastyczności ośrodka skalnego (Katz i in. 2000, Kahraman 2001, Dinçer i in. 2004, Aydin, Basu 2005, Çobanoğlu, Çelik 2008). Siła tych korelacji jest wprawdzie różna w zależności od typu testowanej skały, generalnie jednak wśród wyników podawanych przez kilkunastu autorów (zestawienie w pracy: Yagiz 2009) nie zanotowano wartości współczynnika korelacji $R < 0,7$, a w większości studiów $R > 0,9$.

Młotek Schmidta znalazł szerokie zastosowanie w geomorfologii. Wykorzystywano go zarówno do oceny kompleksowego wpływu odporności skał na rozwój rzeźby obszarów o zróżnicowanej litologii, jak i do określania różnic w stopniu zwiętrzenia jednorodnego litologicznie materiału skalnego. Badania nad rzeźbą strukturalną prowadzono w strefie litoralnej, gdzie ocenie podlegała podatność na abrazję morską różnych formacji skalnych (Yamanouchi 1964, za: Yatsu 1966, Andrade i in. 2002, Dickson i in. 2004, Thornton, Ste-

phenson 2006, Kennedy 2010), na obszarach tropikalnej rzeźby krasowej (Monroe 1966, Tang 1998, 2002, Haryono, Day 2004) oraz na terenach objętych procesami osuwiskowymi (Brideau i in. 2004, Schmidt 2005, Synowiec 2005). Pewna liczba prac dotyczyła także zagadnienia wpływu odporności skał na morfologię dolin (Duvall i in. 2004, Brook i in. 2004, Lifton i in. 2005, Dudley 2005, Mitchell i in. 2005). Od lat 80. ubiegłego wieku silnie rozwijają się badania z zastosowaniem sklerometru jako indykatora zwietrzenia powierzchni. Na podstawie stopnia zwietrzenia materiału skalnego oznaczano przede wszystkim względny wiek kolejnych generacji osadów polodowcowych (m.in. Matthews, Shakesby 1984, McCarroll 1989, Evans i in. 1999, Kotarba i in. 2002, Winkler 2005, Matthews, Owen 2009) lub też określano pionowy zasięg zlodowacenia (Traczyk, Engel 2005). Podejmowano także próby określenia względnego wieku stożków napływowych (White i in. 1998), teras skalnych (Grab i in. 2005) oraz kalibrowano wiek teras rzecznych (Eddleman, Morris 2005). Przy pomocy młotka Schmidta szacowano także wpływ niwacji na tempo wietrzenia skał (Ballantyne i in. 1989, 1990, Hall 1993). Ericson (2004) badała korelację pomiędzy wielkością odboju młotka i rodzajem procesu kształtującego powierzchnię form granitowych, zaś Burnett i in. (2008) oceniali wpływ ekspozycji na tempo wietrzenia i asymetrię stoków. Szerzej przykłady zastosowania młotka Schmidta przedstawione są w pracach Goudiego (2006) i Placek (2006a).

Zgodnie z procedurą zalecaną w literaturze (Day, Goudie 1977, Selby 1980, Mc Carroll 1989), w niniejszym studium do testów wybierano płaskie, pionowe powierzchnie skał o możliwie małym stopniu zwietrzenia. W przypadku nieznaczących odchyłań pozycji młotka korektę uzyskanych wartości odboju zaniebdywano zgodnie z uwagą Snydera i in. (2003), którzy uzasadniają takie postępowanie w przypadku dużej liczby pomiarów i rozpiętości uzyskanych wyników znacznie przekraczających wartość korekty. W razie potrzeby



Ryc. 1. Młotek Schmidta typu N. (fot. P. Migoń, za zgodą autora)

wierzchnią warstwę skały oczyszczano z zanieczyszczeń i materii organicznej za pomocą krążka ściernego (karborundum). Aby zminimalizować błędy potencjalnie wynikające z niedostatecznej ilości odczytów, podjęto decyzję o zwiększeniu liczby tych ostatnich względem zalecanej w większości opracowań. Na każdym stanowisku wykonanych zostało 40 odczytów z dala od krawędzi i spękań, a 5 najniższych wskazań zignorowano w dalszej analizie statystycznej, zakładając, że są one z dużym prawdopodobieństwem wynikiem lokalnie większego stopnia zwietrzenia badanej wychodni. Jak wykazały dalsze studia, zwiększenie ilości odczytów na każdym stanowisku jest szczególnie zasadne dla skał grubokrystalicznych oraz tych o stosunkowo wysokiej wytrzymałości (Niedzielski i in. 2009). Rekomendowana minimalna liczba odczytów dla tych skał wynosi 30.

Autorka jest świadoma, że cecha określona za pomocą tej procedury jest tylko jedną z wielu wpływających łącznie na rzeczywistą wytrzymałość skał na czynniki niszczące. Równie ważnym parametrem jest gęstość i orientacja spękań, które ukierunkowują migrację wód wewnątrz skały, a zarazem postęp wietrzenia. Wzrost gęstości spękań przekłada się na obniżenie całkowitej wytrzymałości masywu. Sama twardość skał, zmierzona w sposób wykluczający lub przynajmniej minimalizujący wpływ nieciągłości, wskazuje na

potencjalną odporność skał na czynniki niszczące. Dla pojedynczych stoków skalnych, w warunkach braku pokrywy stokowej, możliwa jest charakterystyka większej liczby czynników warunkujących lokalną wytrzymałość skał. Selby (1980) w swojej klasyfikacji wytrzymałości mas skalnych wyróżnił ich 7. Obok twardości, cztery parametry dotyczyły spękań, a dwa pozostałe określały stopień zwietrzenia skał i obecność wypływów wody. Należy tu podkreślić, że klasyfikacja ta została stworzona specjalnie dla potrzeb geomorfologicznych, stąd też w dalszej części pracy z niej właśnie zaczerpnięto wartości graniczne dla poszczególnych klas wytrzymałości skał. Równolegle istnieje bardzo wiele systemów klasyfikacji właściwości skał, które od blisko 100 lat tworzone są głównie na potrzeby geologii inżynierskiej. Obszerną pracę poświęconą ich porównaniu opublikowała m. in. Pinińska (2001). Większość z klasyfikacji inżynierskich wydzieliła od 5 do 7 klas wytrzymałości skał, jednak różnice pomiędzy granicami podobnie nazwanych klas mogą być znaczące. Do najbardziej znanych należą wskaźnikowe oceny masywów skalnych Deere i Millera (1966) i Bieniawskiego (1989), modyfikowane później przez kolejnych autorów (Palmström 1995, Hoek 1999). Większość twórców klasyfikacji inżynierskich, podobnie jak Palmström (1995) za najważniejsze cechy decydujące o odporności skał uznaje wytrzymałość na kompresję oraz zespół parametrów opisujących spękania (ich gęstość, szorstkość powierzchni, rozmiary i efekty zwietrzenia). W skali całych masywów górskich, gdzie, jak w przypadku Sudetów, wychodnie skalne występują tylko lokalnie, badania na tym poziomie szczegółowości są praktycznie niemożliwe. Jediną cechą, którą można stosunkowo szybko i bez dużych nakładów finansowych skwantyfikować w terenie na szerszą skalę pozostaje twardość skał. Jest to wprawdzie parametr wykazujący pewne wahania w obrębie tego samego typu skał, każda jednak litologia odznacza się wartościami dla niej charakterystycznymi (Chmura 1970). Dlatego w niniejszej pracy zdecydowano się oprzeć ocenę

wytrzymałości skał głównie na pomiarach tej cechy. Pozostałe parametry były natomiast traktowane pomocniczo podczas wybierania stanowisk pomiarowych, wspomagając ocenę ich reprezentatywności dla całych typów litologicznych. Powierzchnie skał noszące oznaki silnego zwietrzenia lub gęsto spękane eliminowano z testów, z wyjątkiem nielicznych przypadków, dla których stan ów uwzględniono w dalszej analizie. Należy tu również nadmienić, że pierwsze badania na terenie Sudetów z zastosowaniem tej metodyki (Synowiec, Migoń 2002, Placek, Migoń 2005) wykazały, że twardość możliwie niezwięzłych skał jest parametrem stosunkowo dobrze skorelowanym ze zróżnicowaniem wysokościowym wielu rodzajów form rzeźby.

Ze względu na konieczność generalizacji podyktowaną mnogością odmian litologicznych występujących na obszarze Sudetów, na wstępnym etapie badań dokonano wydzielenia głównych grup genetycznych skał, dla których zaplanowano przeprowadzenie testów polowych. Testy polowe twardości dla 30 wyróżnionych typów skał wykonano na kilkukilkudziesięciu stanowiskach, w zależności od powszechności występowania danego typu skał na obszarze badań. W miarę możliwości badano wychodnie tych samych typów litologicznych należące do różnych jednostek podziału geologicznego, a w przypadku skał osadowych także pięter stratygraficznych. Preferowane były pomiary w obrębie kamieniołomów, ze względu na to, że skały w nich dostępne mają przeważnie zbliżony i stosunkowo niewielki stopień zwietrzenia oraz płaskie, często nie wymagające oczyszczania powierzchnie. Tam, gdzie brak było wychodni sztucznych, pomiary wykonywane były na odsłonięciach naturalnych, głównie skałkach, ewentualnie skarpach przydolinnych.

2.2.3. Prace analityczne

Uzyskane w terenie wyniki pogrupowane zostały według typów skał, jednostek geologicznych oraz typów powierzchni (natural-

nych lub sztucznych), a następnie dla każdej z wydzielonych podgrup obliczono podstawowe parametry statystyczne, tj. średnią, odchylenie standardowe, wartość modalną oraz wartości ekstremalne zbioru danych. Na podstawie obliczonych wartości średnich przeprowadzono rangowanie wyróżnionych typów litologicznych z podziałem na jednostki geologiczne, nadając każdemu wartość liczbową od 1 do 5 zgodnie z przedziałami zaproponowanymi przez Selby'ego (1980) przedstawionymi w tab. 1. Podczas rangowania kierowano się zasadą, że bardziej wiarygodne są pomiary wykonane w kamieniołomach, podczas gdy wyniki uzyskane dla skałek mogą być zaniżone w związku z wyższym stopniem zwietrzenia i większą szorstkością testowanych powierzchni. Założenie to weryfikowano konfrontując rozbieżne wyniki z terenowym opisem stanowisk pomiarowych. Tam, gdzie rozbieżność średnich odczytów z poszczególnych stanowisk reprezentujących ten sam rodzaj litologii była bardzo duża, szczególnie dla skał osadowych, danemu typowi skały przyznawano różną rangę w zależności od wieku skał i obserwowanej zmienności litologicznej (np. zmiana rodzaju spoiwa od krzemionkowego do węglanowego, zmiana składu mineralnego szkieletu ziarnowego).

Tab. 1. Kryteria rangowania wytrzymałości skał, przedziały odczytów na młotku Schmidta za Selby'm (1980)

Wytrzymałość skał	Odczyty na młotku Schmidta typu N („R”)	Klasa wytrzymałości
bardzo duża	100–60	1
duża	60–50	2
umiarkowana	50–40	3
mała	40–35	4
bardzo mała	35–10	5

Kolejnym etapem prac było stworzenie syntetycznej i zgeneralizowanej mapy potencjalnej odporności skał. Powstała ona na bazie

cyfrowej mapy geologicznej sporządzonej w ramach prac przygotowawczych. Przeprowadzono topologię poligonową przyporządkowując poszczególnym jednostkom litologicznym w bazie danych właściwą im klasę odporności oraz nadając zgodne z nią zabarwienie. Sąsiednie jednostki należące do tej samej klasy połączono. Tam, gdzie w obrębie danej jednostki geologicznej brak było punktów pomiarowych, przyznawano klasę odporności odpowiadającą danej litologii i wynikającą z pomiarów dokonanych na innym obszarze Sudetów. W wyjątkowych przypadkach, kiedy brak było możliwości dokonania pomiarów w obrębie danej litologii, przede wszystkim dla skał najmniej wytrzymałych, np. margli ilasto-piaszczystych, które niezmiennie tworzą obniżenia terenu i nie są dostępne powierzchniowo, rangę przyznawano bazując na ogólnej znajomości właściwości skał oraz danych dostępnych w literaturze (np. Gökçeoğlu, Aksoy 2000). Mapę wykonano w dwóch wersjach, z podziałem na 5 klas wytrzymałości oraz w wersji uproszczonej, z podziałem na trzy klasy (połączone zostały dwie najwyższe oraz dwie najniższe klasy), aby zoptymalizować analizę pewnych zależności w skali regionalnej.

Parametry morfometryczne rzeźby zobrazowano za pomocą numerycznego modelu terenu oraz map pochodnych skonstruowanych w programie ArcGIS 9.2. Do map pochodnych należały: mapa spadków, mapa ekspozycji i mapa zakrzywienia powierzchni, mapa wysokości średnich oraz mapy wysokości względnych, generowane automatycznie za pomocą funkcji dostępnych w panelu Spatial Analyst i opartych na analizie sąsiedztwa każdego z rastrów. Mapy wysokości względnych otrzymano jako mapy różnicowe powstałe na bazie map wysokości maksymalnych i minimalnych. Ich konstrukcja, podobnie jak mapy wysokości średnich, polegała na nałożeniu ruchomego filtra o wybranej wielkości pola podstawowego (10x10, 20x20, 40x40 oraz 80x80 rastrów) wyszukującego w tym polu odpowiednio najniższą, najwyższą bądź średnią wysokość. Odnaleziona wartość była

w każdym przypadku przyporządkowana rastrowi centralnemu. Następnie wartości rastrow z mapy wysokości minimalnych zostały odjęte od wartości rastrow z mapy wysokości maksymalnych. Otrzymane mapy wysokości względnych obrazują zatem maksymalną różnicę wysokości zarejestrowaną na przestrzeni 500x500 m, 1000x1000 m, 2000x2000 m oraz 4000x4000 m. Mapa lineamentów (topolinea-

mentów), jako jedyna nie wygenerowana automatycznie, skonstruowana została na podstawie analizy wizualnej numerycznego modelu terenu oraz mapy cieniowanej. Przebieg lineamentów ustalono w miejscach identyfikacji dłuższych prostoliniowych obniżień terenu (dolin) oraz prostoliniowych załomów stoku kontynuujących się na znacznych odcinkach (Badura, Przybylski 2005).

3. Obszar badań

3.1. Granice opracowania

Sudety stanowią masyw górski położony na północno-wschodnim obrzeżeniu Masywu Czeskiego, na terytorium południowo-zachodniej Polski, północnej części Republiki Czeskiej i w niewielkim fragmencie wschodnich Niemiec. Rozciąga się on w kierunku północny zachód – południowy wschód; długość całego pasma wynosi około 300 km, a jego maksymalna szerokość około 80 km.

Przebieg granicy Sudetów, nawiązujący do prezentowanych w opracowaniach polskich (Kondracki 2000) i czeskich (Balatka i in. 1973, Demek 1987) przyjęty w niniejszym opracowaniu przedstawia ryc.2. Granicę południowo-wschodnią obszaru badań stanowi obniżenie Bramy Morawskiej rozciągające się pomiędzy Ostrawą a Přerovem, oddzielające Sudety od Karpat. Na zachód od Bramy Morawskiej granica Sudetów przebiega ponad 30-kilometrowym równoleżnikowym odcinkiem między Hlučinem a Opawą, a następnie skręca ku północy po okolice Prudnika, skąd biegnie na zachód podnóżem Gór Opawskich i Rychlebskich do Ľulovej. Północno-wschodnia krawędź Sudetów jest dobrze czytelna w terenie i ma założenia tektoniczne. Jest ona zgodna z przebiegiem sudeckiego uskoku brzeżnego, oddzielającego Sudety od Przedgórze Sudeckiego i biegnie od Ľulovej na południowym wschodzie po Złotoryję na północnym zachodzie (Walczak 1968, Gilewska 1986, Kondracki 2000). Na zachód od Złotoryi próg związany z uskokiem brzeżnym zanika, w związku z czym rozgraniczenie Sudetów i sąsiadującej z nimi od północy Niziny Śląsko-Łużyckiej jest trudne. Na potrzeby tej pracy przyjęto granicę przebiegającą w przybliżeniu wzdłuż linii Złotoryja – Bolesławiec – Zgorzelec.

Na terenie Niemiec, a później Czech kontynuuje się ona przechodząc w pobliżu miejscowości Königsbrück – Radeberg – Česká Kamenice – Jítrava. Dalej granica biegnie na południowy wschód wzdłuż wyraźnej, tektonicznej krawędzi Ještědsko-Kozakowskiego hřbetu i Krkonońskiego podhůří po Miletin. Pomiędzy Miletinem a Náchodem przybiera ona zatokowy, zbliżony do równoleżnikowego przebieg, a następnie między Česką Skalice i Náchodem skręca ponownie na południowy wschód i zgodnie z granicą Pogórza Orlickiego biegnie prawie prostoliniowo na odcinku około 110 km po południowy skraj Moravskotřebovskiej pahorkatiny i Zabřehňskiej vrhoviny w okolicy Letovic i Čelechovic na Hané. Szeroką zatoką wygiętą ku północy omija obniżenie w okolicach Olomouca – Uničova (Hornomoravský Úval) i zachodnią krawędzią Nížkiego Jeseníka biegnie w okolicy Přerova, do Bramy Morawskiej.

W zakres opracowania włączono także Przedgórze Sudeckie, będące makroregionem uznawanym w większości podziałów geograficznych za część Sudetów (Kondracki 2000). Sięga ono od 20 do 40 km na północny wschód od sudeckiego uskoku brzeżnego, pomiędzy Jaworem a Głucholazami. Jego wschodni zasięg pomiędzy Głucholazami a Nysą wyznacza Biała Głucholaska. Na północ od Nysy granica Przedgórze biegnie północnym i wschodnim skłonem Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, Masywu Ślęzy, Wzgórz Imbramowickich i Strzegomskich. W okolicach Jawora Przedgórze ustępuje miejsca równinnej rzeźbie Niziny Śląsko-Łużyckiej, początkowo oddzielonej od Sudetów wyraźną krawędzią.

3.2. Fizjografia obszaru badań

Orograficznie Sudety stanowią obszar generalnie wznoszący się powyżej 400 m n.p.m. (ryc. 2). Wyjątek stanowi północny skraj Pogórzy Zachodniosudeckich, które opadają łagodnie do około 200 m n.p.m. (najgłębsze obniżenie rozciąga się wokół doliny Nysy Łużyckiej), oraz dna kotlin śródgórskich leżące na wysokości 300–400 m n.p.m., z których największe stanowią Kotlina Jeleniogórska, Kotlina Kłodzka z Broumovską (Obniżeniem Ścinawki) i Kotlina Liberecka. Około połowa powierzchni Sudetów znajduje się w przedziale wysokościowym 400–600 m n.p.m. Powyżej 600 m wznoszą się izolowane obszary o różnym stopniu zwartości.

W Sudetach Zachodnich dominantę krajobrazową stanowi blok Karkonoszy i Gór Izerskich o prostokątnym zarysie i orientacji zbliżonej do równoleżnikowej. Wydłużoną ku północy odnogę tego obszaru stanowi grzbiet Rudaw Janowickich. Wierzchowinowe partie Gór Izerskich osiągają 800–1100 m n.p.m., podczas gdy grzbiety Karkonoszy wznoszą się na około 1200–1400 m, a wyjątkowo 1400–1600 m n.p.m. (Śnieżka – 1602 m n.p.m.). Najwyższe partie Rudaw, tworzące dosyć wąski grzbiet, wznoszą się do 800–900 m n.p.m. Doliny karkonoskie mają w przewadze układ południkowy, w wyższych partiach pojawia się kierunek równoleżnikowy, obecny także w Górach Izerskich. Południowe stoki Karkonoszy charakteryzują się znacznie głębszym rozcięciem erozyjnym niż stoki północne. Blok karkonosko-izerski otaczają kotlinowate obniżenia odwadniane przez największe rzeki regionu. Kotliny lepiej wykształcone są od północy i zachodu (Kotlina Jeleniogórska, Obniżenie Starej Kamienicy, Kotlina Mirska, Turoszowska i Liberecka). Na północnym wschodzie i południowym zachodzie zamknięcie tych obniżen tworzą stosunkowo wąskie grzbiety Gór Kaczawskich i Jeřnědsko-Kozakowskiego hřbetu, których wierzchowiny wznoszą się na wysokość średnio 600–800 m n.p.m, w najwyższych kulminacjach osiągając

niedu powyżej 1000 m (Jeřněd). Specyficzny charakter mają wysunięte ku zachodowi Góry Łużyckie wraz z rozległym Pogórzem, w których liczne izolowane wzgórza przekraczają 600 m n.p.m. (maksymalnie 792 m – Luň). Zbliżone krajobrazowo do Gór Łużyckich jest Pogórze Kaczawskie, zajmuje ono jednak generalnie niższe położenie (250–450 m n.p.m.), a izolowane kulminacje są znacznie mniejsze i rzadsze. Towarzyszą im natomiast niespotykane w Górach Łużyckich niskie ciągi wzgórz o charakterze kuest, występujące także w północno-wschodniej części Pogórza Izerskiego.

W Sudetach Środkowych największy zwarty obszar wznoszący się ponad 600 m n.p.m. stanowi masyw orlicko-bystrzycki. Jego wyższa część zachodnia – Góry Orlickie niemal na całej długości przekracza 800 m n.p.m., a najwyższy szczyt (Velká Deřná) osiąga 1115 m n.p.m. W niższym i łagodniej urzeźbionym paśmie Gór Bystrzyckich wysokość 800 m n.p.m. zostaje przekroczona w kilku mniejszych wypowatych obszarach. Podobny do Gór Bystrzyckich charakter ma także Bukovohorska hornatina, stanowiąca ich przedłużenie ku południowi, a według czeskich podziałów (Czudek 1976) zaliczana do Gór Orlickich. Niskie, południkowo rozciągające się Pogórze Orlickie (Podorlická pahorkatina) słabo wyróżnia się w krajobrazie. Granicząca z nim od wschodu Zabřenská vrhovina² na południu płynnie przechodzi w Drahańską vrchovinę, zaliczaną już do Brněnskiej vrchoviny (Česko-moravská soustava). Zbliżone wysokościowo do Gór Bystrzyckich są sąsiadujące z nimi od północy Góry Stołowe, przechodzące ku północnemu wschodowi w kuestę Broumovskich Stěn. O ich krajobrazowej odmienności decyduje wyjątkowa w Sudetach

² Ze względu na brak fragmentu numerycznego modelu terenu dla południowo zachodniego skraju omawianego obszaru Moravskotřebovskie podhůří, Zabřenská vrhovina i Mohelnická brázda będą wyłączone z analiz, mimo geograficznej przynależności do Sudetów. Z tych samych powodów z analizy wyłączono skrajnie wschodnią (koło Ostrawy) i skrajnie zachodnią (koło Königsbrück) część Sudetów (Ryc. 2).



plytowa budowa geologiczna. Trzon tego obszaru wznosi się powyżej 600 m n.p.m., a izolowane wyspy wznoszące się 800–900 m n.p.m. tworzą górny poziom morfologiczny ponad spłaszczoną wierzchowiną poziomu środkowego. Krajobraz progów strukturalnych związanych ściśle z obszarem występowania skał osadowych niecki śródsudeckiej kontynuuje się na północny wschód, gdzie krawędzie otaczają radialnie płaskowyż Adirpańsko-Teplickich Skal. Izolowany grzbiet Nacleřskiej vrchoviny zamyka ten obszar od południowego zachodu. Szerzej pojęte Góry Stołowe (*sensu* Potocki 1994) od północy otacza stosunkowo wysoko położona Kotlina Krzeszowska (powyżej 400 m n.p.m.), a od wschodu Kotlina Broumovska przechodząca w rozległe, słabo urzeźbione obniżenie Kotliny Kłodzkiej. Dno tej ostatniej w pobliżu ujścia Ścinawki do Nysy Kłodzkiej obniża się do 250–300 m n.p.m. Kotlina Kłodzka wraz z Broumovską stanowią największe powierzchniowo obniżenie w Sudetach, zbliżone obszarem do łącznych wymiarów bloku orlicko-bystrzyckiego wraz z Górami Stołowymi. Od północy wspomniane kotliny sąsiadują z dwoma istotnymi ciągami elewacji. Jeden stanowią łukowato wygięte Góry Kamienne sąsiadujące od północy z podobnymi krajobrazowo Górami Wałbrzyskimi. Tworzą one szereg kopulastych wzniesień, rzadziej wąskich grzbietów, a ich najwyższe kulminacje przekraczają 800 m n.p.m. Drugi wyniesiony obszar stanowi trójkątny w zarysie blok Gór Sowich, oddzielony od Gór Kamiennych obniżeniami Noworudzkim i Górnej Bystrzycy. Krawędzie tego bloku są silnie rozcinane gęstą siecią krótkich, prostych dolin. Kontrastuje z nimi łagodnie urzeźbiona kopuła Wielkiej Sowy (1015 m n.p.m.). Góry Sowie sąsiadują od południowego wschodu z nie przekraczającym 800 m n.p.m. masywem Gór Bardzkich rozciętym w połowie przełomową doliną Nysy Kłodzkiej.

Sudety Wschodnie wyraźnie różnicują się na dwa krajobrazowo odmienne obszary. Zachodnią ich część stanowi kilka zwartych, wysoko wznoszących się i lekko wydłużonych południkowo masywów. Należą do nich Ma-

syw Śnieżnika (1425 m n.p.m.), masyw orograficznie jednolitych Gór Bialskich i Żłotych (Rychlebskich), Keprnicka (1423 m n.p.m.), Pradědska i Medvědska hornatina tworzące razem Hrubý Jeseník, z najwyższym w tej części Sudetów Pradědem (1491 m n.p.m.), oraz kilka mniejszych masywów. Są one rozdzielone stosunkowo głębokimi dolinami Białej Łądeckiej, Białej Głucholaskiej, Moravy, Desny i Opavy. Południowo-wschodnią część Sudetów Wschodnich stanowi prostokątny w zarysie masyw Nízkiego Jeseníka. Jego zrównana wierzchowina osiąga 600–800 m n.p.m. na zachodzie, podczas gdy na wschodzie opada do około 400 m n.p.m. Krawędzie Nízkiego Jeseníka rozcinają dość głębokie doliny, krótkie na południowym zachodzie, a długie w części wschodniej (Moravice, Hvozdnice, Odra i Opava).

Przedgórze Sudeckie jest krajobrazowo odmienne. Większość Przedgórza leży w przedziale wysokościowym 150–300 m n.p.m. W części zachodniej ponad równinne tereny Obniżenia Podsudeckiego, Kotliny Dzierżoniowskiej i Równiny Świdnickiej wznoszą się izolowane wzgórza wypowe. Mniejsze, ale liczne wzniesienia tworzą Wzgórza Strzegomskie z Krzyżową Górą (353 m n.p.m.). Zdecydowaną dominantę krajobrazową stanowi Masyw Ślęży (718 m n.p.m.) wraz z niższymi wzniesieniami otaczającymi ją od południa i wschodu. Środkową część Przedgórza zajmuje zespół południkowo rozciągających się pasm rozdzielonych głębokimi dolinami (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie). Wysokość wzgórz w tej grupie maleje w miarę oddalania się od krawędzi Sudetów. Najwyższe są Wzgórza Bielawskie i Krzyżowe oraz izolowany masyw Grochowej, które jako jedyne przekraczają 400 m n.p.m. Południową część Przedgórza Sudeckiego stanowią dwie równoleżnikowo wydłużone jednostki: Obniżenie Otmuchowskie, którym przepływa Nysa Kłodzka, oraz Przedgórze Paczkowskie. Po czeskiej stronie to ostatnie przechodzi w Nulovską pahorkatinę, krajobrazowo zbliżoną do ukształtowania dna Kotliny Jeleniogórskiej, usianą drobnymi,

okrągłymi w zarysie wzniesieniami, z których najwyższe przekraczają 400 m n.p.m.

3.3. Budowa geologiczna

Długa historia geologiczna Sudetów, obejmująca kilka etapów orogenicznych z towarzyszącymi zjawiskami metamorficznymi i magmowymi oraz okresy zalewów morskich o zmiennych warunkach sedymentacji, ma swoją konsekwencję w ogromnej różnorodności budujących je utworów. Sąsiadujące ze sobą skały o różnej genezie, wieku, litologii, składzie mineralnym i teksturze tworzą tu złożoną mozaikę ponad dwudziestu większych jednostek strukturalnych (ryc. 3). Granice pomiędzy poszczególnymi elementami często mają ostry, tektoniczny charakter, a zróżnicowanie litologiczne niejednokrotnie przekłada się na kontrasty widoczne w sposobie ukształtowania powierzchni.

3.3.1. Zarys rozwoju geologicznego

Ewolucja poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów jest złożona i niekiedy asynchroniczna, nawet w przypadku tych fragmentów skorupy ziemskiej, których litologia jest obecnie zbliżona. Wspólny mianownik ich rozwoju można jednak ustalić zgrubnie, wyróżniając dwa główne piętra strukturalne (Oberc 1972, Don, Żelaźniewicz 1990, Stupnicka 1997). Piętro dolne obejmuje fundament krystaliczny, czyli wszystkie kompleksy skalne objęte waryscyjskimi ruchami górotwórczymi, dla których wiek protolitów datowany jest od proterozoiku po dolny karbon. Są to głównie skały metamorficzne reprezentujące różny stopień przeobrażenia oraz magmowe, w tym karbońskie intruzje granitoidów. Skały osadowe dewonu i dolnego karbonu występują lokalnie (struktura bardzka, depresja Świebodzic i śląsko-morawska strefa kulmu). Są one sfałdowane, ale przeważnie nie zmetamorfizowane. Według Mazura i in. (2006) deformacja i konsolidacja waryscydów sudeckich prze-

biegała wieloetapowo pomiędzy środkowym dewonem a górnym karbonem, obejmując liczne kolizje terranów związane z kolejnymi etapami zamykania Oceanu Rheickiego pomiędzy kontynentami Baltiki/Avalonii i Gondwany. W efekcie sąsiadujące ze sobą jednostki strukturalne noszą ślady odmiennych dróg stygnięcia i ekshumacji. Klimaks orogenezy waryscyjskiej i ostateczne ustalenie obecnej konfiguracji terranów sudeckich przypada na dolny karbon (Żelaźniewicz 2005). Górne piętro strukturalne związane jest z rozwojem paleozoiczno-mezozoicznych zbiorników sedymentacyjnych (niecka północnosudecka i śródsudecka wraz z rowem górnej Nysy i niecką podkarkonoską). W jego skład wchodzi zalegające poziomo lub słabo sfałdowane skały osadowe od karbońskich po górnokredowe, a także skały wulkaniczne wieku karbońskiego i permskiego.

Oba piętra strukturalne w kenozoiku, a głównie w neogenie, podlegały silnej tektonice blokowej (Oberc 1972, Dyjor 1975, 1993, Cwojdzński, Jodłowski 1978), która spowodowała strzaskanie sztywnego podłoża i jego nierównomierne wypiętrzenie, a lokalnie także wygięcie warstw osadowych. W wielu miejscach towarzyszył jej wulkanizm bazaltowy, szczególnie intensywny w części północno-zachodniej i przedgórskiej Sudetów. Powstałe wówczas skały przebijają starsze jednostki tektoniczno-stratygraficzne należące do obu pięter, przyczyniając się do wzrostu kontrastów litologicznych. Najbardziej aktywną strukturą z tego okresu jest sudecki uskoki brzeżny uważany za reaktywowaną dyslokację waryscyjską (Badura i in. 2003, 2007). Wielkość jej zrzutu liczona od podstawy warstw kenozoicznych wynosi od 100 do 1000 m (Badura i in. 2004). Znajduje ona odzwierciedlenie również w podziale geologicznym stosunkowo wysokiego rzędu: rozdziela blok dolnośląski na wypiętrzoną część sudecką i obniżony blok przedsudecki. Neogeńska (w przewadze miocenska) sedymentacja pozostawiła na bloku przedsudeckim luźne skały osadowe (piaski, iły) wypełniające głębokie tektoniczne rowy przedgórskie (rów Rostoki–Mokrzysz-

wa i Paczkowa–Kędzierzyna). Zapadliska tego wieku znajdują się również w rejonie Zgorzelca i Żytawy. Osadami o mniejszej miąższości zasypała została także znaczna część pozostałych rejonów Przedgórza.

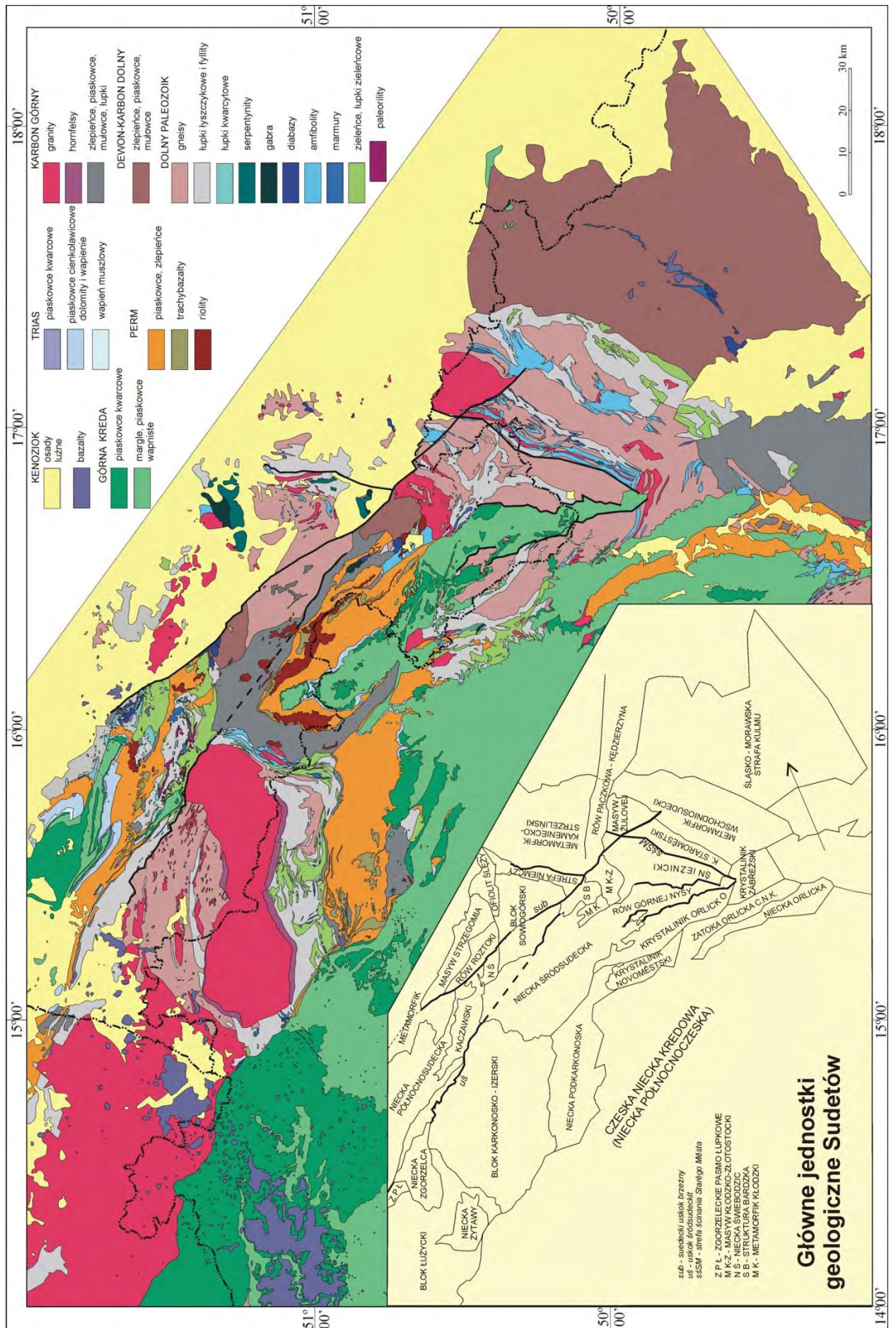
3.3.2. Główne jednostki geologiczne

Podział Sudetów na główne jednostki geologiczne nie jest w pełni zgodny z fizycznogeograficznym, nawiązuje bowiem do historii paleozoicznego (waryscyjskiego) podłoża krystalicznego i głębokich rozłamów tektonicznych w jego obrębie. W niewielkim stopniu uwzględnia on natomiast młode, trzeciorzędowe dyslokacje, których oddziaływaniu Sudety zawdzięczają blokowe wypiętrzenie, wyróżniające je na tle sąsiednich obszarów. Główne jednostki geologiczne zwykle obejmują obszar wykraczający poza geograficzne granice Sudetów.

Wydzielane w fizjografii Sudety Zachodnie (wraz z ich częścią łżycką) i Środkowe, Masyw Śnieżnika z Górami Złotymi oraz większość Przedgórza Sudeckiego znajdują się łącznie w granicach dużej jednostki zwanej blokiem dolnośląskim (Stupnicka, 1997), utożsamianej w geologii z Sudetami Zachodnimi (Żelaźniewicz 2005). W tej strefie mamy do czynienia z ekshumowanym waryscyjskim kompleksem krystalicznym, będącym integralną częścią masywu czeskiego (Mazur i in. 2006). Od południowego zachodu blok dolnośląski oddzielony jest nasunięciem łżyckim od niecki północnoczeskiej wypełnionej mezozoicznymi skałami osadowymi,

zaś jego granicę północno-wschodnią wyznacza strefa uskoków środkowej Odry, oddzielająca go od monokliny przedsudeckiej. W górskiej części Sudetów Zachodnich główne jednostki waryscyjskie stanowią: blok łżycki, blok karkonosko-izerski, zgorzeleckie pasmo łupkowe (synklinorium zgorzeleckie), niecka Świebodzie, metamorfik kłodzki, struktura bardzka, krystalinik orlicko-śnieżnicki, novoměstski i ząbřeński oraz dwie jednostki znajdujące swoje przedłużenie także na bloku przedsudeckim: metamorfik kaczawski i blok sowiogórski. W obrębie bloku przedsudeckiego w granicach Przedgórza wyróżnia się ponadto gabrowo-serpentynitowe kompleksy ofiolitowe (Masyw Ślęzy i Masyw Grochowej), metamorficzną strefę Niemczy i zachodnią część metamorfiku kamieniecko-strzelińskiego po nasunięciu strzelińskie na wschodzie (Cwojdzński, Żelaźniewicz 1995). Na terenie Sudetów Zachodnich znajdują się także późnowaryscyjskie masywy granitoidowe (karkonosko-izerski, strzegomski, kłodzko-złotostocki i Kudowy), których intruzje spowodowały lokalne przeobrażenie kontaktowe starszych skał. Obok nich występuje szereg mniejszych intruzji (granitoidy jawornickie, ząbżeżskie, staromiejskie i niemczańskie). W obrębie dwóch jednostek tektonicznych, depresji Świebodzie i struktury bardzkiej, występują sfałdowane i lokalnie lekko zmetamorfizowane skały osadowe dewońsko-karbońskie. Większy obszar zajmują młodsze niecki: podkarkonoska, orlicka, północnosudecka i śródsudecka wraz z rowem górnej Nisy.

Ryc. 3. Litologia i podział geologiczny Sudetów. Opracowanie na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000, Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, Mapy geologicznej Lausitz–Jizera–Karkonosze 1:100 000, Geologicznej mapy ČSSR 1:200 000, Tektonicznej Mapy ČSSR 1:500 000 oraz Mapy Tektonicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego 1:200 000, a także opracowań syntetycznych (m.in. Potocki, 1993; Stupnicka, 1997; Żelaźniewicz, 2005)



Obszar znajdujący się na wschód od przebiegającej w kierunku NNE–SSW strefy ścinania Starego Města (dawniej granicę tę lokowano w rejonie nasunięcia ramzowskiego), znajdującej przedłużenie ku północy na obszarze przedgórskim (Oberc 1972), to według podziału geologicznego Sudety Wschodnie (struktura śląsko-morawska). Należą do nich trzy główne jednostki: metamorfik wschodniosudecki (jego przedgórskim odpowiednikiem jest metamorfik kamieniecko-strzeliński) i przylegający doń krystalinik staroměstski oraz dolnokarbońska strefa kulmu (reprezentująca pasmo fałdowo-nasuwcze rozwinięte na obrzeżu masywu czeskiego o miąższości skał dochodzącej do 4000 m). Karbońskie intruzje granitoidowe odsłaniają się na powierzchni w okolicy Nulovej, gdzie tworzą zwarty masyw, oraz Strzelina, gdzie obejmują

szereg mniejszych ciał magmowych (Oberc-Dziedzic 1991, 1999). Skały kulmu budują szerokie antyklinorium, w którego osi na linii Ntánerberk – Horní Benešov występują wapienie i diabazy.

3.3.3. Zróżnicowanie litologiczne

Syntetyczny opis rozwoju tektoniczno-stratygraficznego poszczególnych jednostek geologicznych Sudetów zawarty jest między innymi w opracowaniach regionalnych (Chlupáč, Ntórch, 1992; Potocki, 1993; Stupnicka, 1997; Żelaźniewicz, 2005; Mazur i in., 2006). Poniżej zostanie przedstawione zróżnicowanie litologiczne głównych jednostek tektonicznych Sudetów, wynikające ze skomplikowanej ewolucji skorupy ziemskiej tego obszaru (Tab. 2).

Tab. 2. Zróżnicowanie litologiczne głównych jednostek geologicznych Sudetów.

Typ jednostki	Nazwa jednostki	Główne typy skał
Sudety Zachodnie		
Jednostki metamorficzne	Blok łużycki	Szarogłazy i granodioryty łużyckie, staropaleozoiczne granity rumburskie i izerskie
	Blok karkonosko-izerski	Fyllity, metawulkanity, wapienie krystaliczne i łupki; granity izerskie, rumburskie, kowarskie i południowokarkonoskie (strefowo zgnejsowane), amfibolity i gnejsy, hornfelsy
	Zgorzeleckie pasmo łupkowe	Słabo zmetamorfizowane skały węglanowe, piaskowce, wulkanity, łupki krzemionkowe, kwarcyty, ilowce, szarogłazy oraz flisz;
	Metamorfik kaczawski	Fyllity, metabazalty (zieleńce, łupki zieleńcowe i spility), metariolity (keratofiry), wapienie krystaliczne, zmetamorfizowane łupki graptolitowe i ilastokrzemionkowe (głównie serycytowe), zgnejsowane granity Wądroża Wielkiego
	Blok sowiogórski	Gnejsy i migmatyty z wkładkami granulitów, amfibolitów, serpentynitów i marmurów; lokalnie dolnokarbońskie zlepienie
	Metamorfik kłodzki	Amfibolity, gnejsy plagioklazowe; staropaleozoiczne metariolity, zieleńce, fyllity, łupki i kwarcyty grafitowe, wapienie i zlepienie
	Krystalinik orlicko-śnieżnicki	Gnejsy i łupki łuszczkowe, amfibolity, wapienie krystaliczne, kwarcyty, granulity, eklogity
	Krystalinik novoměstski	Fyllity, łupki zieleńcowe, amfibolity

Typ jednostki	Nazwa jednostki	Główne typy skał	
	Krystalinik ząbřežski	Gnejsy, migmatyty, amfibolity, kwarcyty i granitoidy (tonality, dioryty i granodioryty)	
	Strefa Niemczy	Łupki, szarogłazy i kwarcyty, kataklazyty i mylonity gnejsowe, intruzje granitoidów;	
Ofiolity	Ofiolit Ślęży	Gabro, amfibolity, serpentynity	
	Masyw Grochowej	Gabro, serpentynity	
	Masyw Szklar	Serpentynity	
	Masyw Nowej Rudy	Gabra i diabazy	
	Masyw na Špičáku	Gabra	
Karbońskie masywy granitoidowe	Masyw karkonoski	Granity równoziarniste, porfirowate i granofirowe, mikrogranity i granity aplitowe	
	Masyw kłodzko-złotostocki	Granodioryty, monzodioryty, sjenity, granity i dioryty, gnejsy i wapienie (ostańce stropowe)	
	Masyw Kudowy	Granodioryty, granity, leukogranity i tonality,	
	Intruzje Niemczy, Jawornika, Zábřehu i Stareho Města,	Granodioryty biotytowe, tonality, granodioryty hornblendowe, granity monzonitowe	
	Masyw strzegomski	Granodioryt biotytowy, granit biotytowy, dwułyżczykowy i hornblendowo-biotytowy	
Jednostki zbudowane ze skał osadowych sfałdowane i lokalnie słabo zmetamorfizowane	Niecka Świebodzic	zlepieńce i piaskowce, łupki i szarogłazy z wkładkami wapieni	
	Struktura bardzka	piaskowce szarogłazowe i łupki ilaste (graptolitowe), wapienie i mułowce, hornfelsy	
Niecki późnopalaeozoiczne i mezozoiczne	karbon-perm	Niecka orlicka (poorlická brázda)	Piaskowce wapniste, mułowce (aleurolity) i iłowce, w spągu zlepieńce i brekcje
		Niecka podkarkonoska	Piaskowce wapniste, mułowce, iłowce, zlepieńce, wkładki wapieni, mułowce i iłowce węglonośne, trachybazalty, podrzędnie riolity
	karbon-górna kreda	Niecka śródsudecka	Piaskowce glaukonitowe, zlepieńce, piaskowce arkozowe, mułowce i iłowce, węgle kamienne, andezyty, ryodacyty i riolity, trachyandezyty, tufy riolitowe, piaskowce kwarcowe i skaleniotowe, margle
		Niecka północnosudecka	Karbońsko – permskie piaskowce, zlepieńce, mułowce, riolity, andezyty i trachyandezyty; permskie wapienie, margle, piaskowce, anhydryty, dolomity i skały ilasto-piaszczyste triasowe piaskowce, zlepieńce, wapienie, dolomity, margle i mułowce; górnokredowe piaskowce kwarcowe i margle
		górna kreda	Rów Górnej Nysy
	Orlicka zatoka niecki czeskiej		margle, margle piaszczyste, spongiolity, piaskowce margliste i wapniste
	Zapadliska neogeńskie	Niecka żyławska i zgorzelecka	
Rów Rostoki-Mokrzyszowa i Paczkowa-Kedzierzyna		Osady luźne: piaski, żwiry, iły, gliny, mułki, iły kaolinowe, węgle brunatne i gliny zawęglone	

Typ jednostki	Nazwa jednostki	Główne typy skał
Sudety Wschodnie		
Jednostki metamorficzne	Metamorfik wschodniosudecki (silesikum)	Gnejsy, kwarcyty, erlany i marmury, łupki chlorytowo-serycytowe, migmatyty, mylonity i amfibolity (masywy Keprnika i Desny); Sfałdowane i częściowo słabo zmetamorfizowane zlepieńce, kwarcyty, fylity, radiolaryty i łupki grafitowe, łupki wapniste, wapienie i szarogłazy;
	Metamorfik kamieniecko-strzeliński	Gnejsy z wkładkami kwarcytów, erlanów i marmurów, łupki chlorytowo-serycytowe, migmatyty, mylonity i amfibolity
	Krystalinik Staroměstski	Gnejsy i amfibolity, wkładki wapieni krystalicznych, erlanów, kwarcytów i łupków grafitowych, granodioryty, tonality, serpentynity
Karbońskie masywy granitoidowe	Masyw Žulovej	Granity, granodioryty, dioryty
	Granitody strzelińskie	Granity biotytowe i dwutyszczykowe, tonality i dioryty kwarcowe
Jednostki zbudowane ze skał osadowych, sfałdowane	Strefa kulmu	łłowce, mułowce, szarogłazy i piaskowce, zlepieńce, lokalnie wapienie i diabazy.

4. Zarys problematyki w świetle literatury

4.1. Dotychczasowe koncepcje rozwoju rzeźby Sudetów

4.1.1. Pierwsze prace powojenne

Poglądy na temat genezy rzeźby Sudetów wyrażane w polskiej literaturze zmieniały się znacząco w ostatnich 60 latach. Pierwsze powojenne prace (Klimaszewski 1947, 1948, Walczak 1948) próbowały przede wszystkim przybliżyć czytelnikom morfologię Sudetów stanowiących w owym czasie w dużej mierze *terra incognita*. Obok szerokich opisów cytowano także poglądy geomorfologów i geologów niemieckich, czyniąc z nich punkt wyjściowy do rozważań na temat genezy pewnych rysów rzeźby. Wychodząc z założenia o bardzo długim czasie ewolucji rzeźby Sudetów, próbowano odnaleźć w ich współczesnej morfologii te elementy, których wiek można byłoby łączyć z najstarszymi etapami rozwoju. Klimaszewski, podobnie jak wcześniej badacze niemieccy, zwrócił uwagę na stosunkowo słabo urozmaicone obszary wododziałowe. Wyraził pogląd, że są to fragmenty starotrzeciorzędowej prawierówni, wydźwigniętej wskutek neogeńskiej tektoniki blokowej na różną wysokość. Konsekwentnie, sudeckie kotliny miały stanowić zapadliska tektoniczne. Równocześnie jednak podział na góry i wyżynne pogórza miał odzwierciedlać odmienną odporność budujących te obszary skał. Rozwój rozległego zrównania w paleogenie miał być poprzedzony fazą ruchów laramijskich na przełomie kredy i trzeciorzędu. Ruchy te miały doprowadzić nie tylko do wycofania morza kredowego, ale i znacznego wydźwignięcia Sudetów – jego amplitudę Dyjor (1993) szacował na 1500–2000 m – a następnie intensyfikacji procesów denudacyjnych. Rola zróżnicowanej odporności skał w modelowaniu po-

wierzchni zrównania nie była bliżej wyjaśniana. Z jednej strony podkreślano ścięcie różnowiekowych skał o różnych właściwościach, z drugiej zaś, ponad ściętą powierzchnię miały wznosić się nieliczne izolowane wzgórza o cechach twardzieli. Paleogeński wiek słabo urzeźbionych powierzchni domniemywany był w związku ze stosunkowo długim okresem tektonicznego spokoju w tym czasie, uważanym za niezbędny do tworzenia modelowej prawierówni, zgodnej z wizją schyłkowych faz rozwoju krajobrazu w modelu Davisa.

4.1.2. Załączki nowych koncepcji

Obserwacje morfologiczne w Sudetach Zachodnich poczynione przez Jahna w latach 50. XX w. dały podłoże do rozwoju kolejnych koncepcji ewolucji rzeźby Sudetów. Autor ten, nawiązując do teorii cyklicznego rozwoju krajobrazu, wyznaczył w Karkonoszach i na obszarach sąsiednich trzy położone na różnych wysokościach „horyzonty rzeźby” i uznał je za różnowiekowe. Rozwój niższych horyzontów miał się dokonywać w wyniku rozcinania starszych powierzchni (Jahn 1953a, 1953b). Najwyższą „morfologię” stanowiły powierzchnie szczytowe, drugą wyznaczały grzbiety położone pomiędzy wcięciami erozyjnymi, trzecią zaś zbocza i dna dolin. Niektóre powierzchnie zrównań degradacyjnych Jahn próbował ze sobą korelować, a ich wiek uznał za starotrzeciorzędowy. Odnośnie Kotliny Jeleniogórskiej wysunął przypuszczenie, że stanowiła ona u schyłku trzeciorzędu śródgórski bolson z wykształconym u podnóża Karkonoszy erozyjnym pedymem i postulował rozważenie analogicznej genezy niektórych zrównań śródgórskich i podgórskich w całych Sudetach. Szczególną rolę przypisywał Jahn rekonstrukcji warunków klimatycznych, które doprowa-

dziły do rozwoju poszczególnych rodzajów form rzeźby.

4.1.3. Model pedyplanacyjny

Teoria pedyplanacji, której pozycję w geomorfologii światowej ugruntował King (1953), znalazła w kolejnych latach znacznie szerszy oddźwięk w próbach wytłumaczenia genezy złożonego krajobrazu Sudetów. Fragmenty spłaszczeń położone na różnych wysokościach zgodnie z tym modelem uznano za różnowiekowe poziomy rozwijające się kosztem wyższych powierzchni jako zrównania podstokowe. Koncepcja ta znalazła swój pełny wyraz w ujęciach syntetycznych Klimaszewskiego (1958) i Walczaka (1968, 1972), a częściowo także Jahna (1980, 1993). Model cyklicznego rozwoju rzeźby, w którym na przemian występowały fazy tektonicznego podnoszenia (środkowy oligocen, środkowy miocen i późny pliocen) i zrównywania, miał obejmować wszystkie masywy górskie Sudetów, łącznie ze specyficznym obszarem rzeźby płytowej w Górach Stołowych. Datowanie poszczególnych faz dźwignia tektonicznego, a zatem także horyzontów rzeźby, dokonywane było głównie na podstawie tzw. osadów korelatnych na przedpolu Sudetów. Mimo niepewnych przesłanek, próby łączenia położonych na różnych wysokościach fragmentów położeń rzeźby, czy nawet szczytów o zbliżonej wysokości w poszczególne „poziomy” zdominowały na pewien czas podejście badawcze geomorfologów zajmujących się różnymi rejonami Sudetów (Szczepankiewicz 1954, Rogaliński, Słowiok 1958, Piasecki 1961, 1963, Pernarowski 1963, Kowalski 1973, 1976, 1978). W pracach tych wyraźnie zaznacza się imperatyw dowiązywania i wpasowywania obserwowanych fragmentów przestrzeni geograficznej do pewnych modelowych rozwiązań. Jeśli próby takie nie zdawały do końca egzaminu, obserwowaną różnorodność tłumaczono zmianami klimatycznymi, np. według Pernarowskiego (1963) tropikalny trzeciorzęd miał być okresem dominacji pedy-

planacji, zimny plejstocen przyniósł zwrot w kierunku penepłenizacji, podczas gdy umiarkowany holocen zaznaczył się rozcina-aniem erozyjnym, a każdy z wymienionych kierunków rozwoju miał znajdować odzwierciedlenie wyłącznie w określonym piętrze rzeźby. Warto w tym miejscu zauważyć, że w opracowaniach dotyczących czeskiej części Sudetów ustrzeżono się schematyzmu cechującego opisane podejście i pozostano przy interpretacji różnego położenia zrównań jako efektu przemieszczeń tektonicznych w obrębie jednej pierwotnej powierzchni, przy lokalnym tylko rozprzestrzenieniu młodszych pedymen-tów (Demek 1965, Demek 1982).

4.1.4. Znaczenie głębokiego wietrzenia

Od lat 60. zwrócono baczniejszą uwagę na występowanie różnych typów utworów zwietrzelinowych, przede wszystkim na obszarach granitowych Sudetów. Podjęto interpretację zwietrzelin jako wskaźnika paleoklimatycznego, a ich położenie względem form rzeźby posłużyło przybliżonemu datowaniu tych ostatnich. W 1962 Jahn zasygnalizował istotne znaczenie morfogenetyczne selektywnego podpowierzchniowego wietrzenia w ciepłym i wilgotnym klimacie, z którym wiązał pierwszy etap rozwoju skałek karkono-skich. Początek wietrzenia lokował Jahn pod koniec trzeciorzędu (na panowanie takich warunków w tym okresie wskazywały badania palinologiczne), odsłonięcie skałek zaś odnosił do okresu przed ostatnim zlodowaceniem. Również Dumanowski (1961, 1967) wskazywał na związek spotykanych na granitach zwietrzelin ziarnistych, noszących ślady rozkładu chemicznego, z klimatem ciepłym i wilgotnym, odróżniając je wyraźnie od zwietrzelin gruzowych uznawanych bezspornie za plejstoceńskie.

Pokrywy zwietrzelinowe wykształcone na skałach różnego typu zyskiwały coraz szerszą dokumentację (m. in. Kozłowski, Parachoniak 1960, Pendias 1961, Jahn 1962, Kuřvart 1965, Borkowska, Czerwiński 1973, Gajewski

1966, Kubicz 1966, Niškiewicz 1967, Prosová 1973, Budkiewicz 1971, 1974, Stoch i in. 1977, Kowalski 1977, Kural 1979, Ciuk, Piwocki 1979, Osika, Gajewski 1979, Kościółko 1982, Ivan 1983, Czudek 1983). Szczególnie licznie znajdowano pokrywy w rejonie Przedgórze Sudeckiego (kaoliny wykształcone na granitach i gnejsach, zwietrzeliny serpentynitów i bazaltów), gdzie ich miąższość (z wyjątkiem zwietrzelin bazaltowych) często przekracza 50 m. Zwietrzeliny na terenie wydźwigniętych Sudetów są znacznie mniej miąższe (zwietrzeliny ziarniste granitu zwykle nie przekraczają 5 m, a najlepiej wykształcone zwietrzeliny szarogłazów i łupków Niskiego Jesenika dochodzą do 50 m).

W ważnej syntezie z 1980 roku, której dokonał Jahn, rozszerzone zostały znacznie wnioski na temat morfotwórczej roli intensywnego wietrzenia w warunkach tropikalnych i subtropikalnych. Jahn przypisał mu przede wszystkim modelowanie kotlin śródgórskich, których obecność uznał za przewodni rys rzeźby Sudetów, ale także wielkoskalową inwersję rzeźby w Sudetach Środkowych oraz znaczący udział w powstawaniu mniejszych form, tj. wzgórz wypowych i skałek. W podobny sposób genezę tych form interpretowali także badacze czescy (Czudek i in. 1964, Czudek 1983, Ivan 1982, 1983). Brak osadów korelatnych na przedpolu Sudetów, które można byłoby łączyć z paleogenem, Jahn tłumaczył przyjmując, iż w klimacie tropikalnym usuwanie masowo powstających zwietrzelin jest zahamowane, a uruchomienie tego procesu umożliwia dopiero zmiana klimatu. Z drugiej strony, mimo dostrzeżenia ważnej roli wietrzenia i nieco innego rozłożenia akcentów względem wcześniejszej teorii planacyjnej, koncepcje przedstawione przez Jahna trudno do końca nazwać nowym modelem rozwoju rzeźby Sudetów. Nadal wyróżnia on trzy różnowiekowe poziomy rzeźby, a rola tektoniki pozostaje sprowadzona do okresowego dźwignia wzdłuż uskoku ramowych. Nawet zgodność załamów profilu rzek z liniami tektonicznymi Jahn uznaje za niewystarczający powód do przyjęcia aktywnej tektoniki za

przyczynę tych załamów i opowiada się za ich czysto klimatycznymi uwarunkowaniami i paleogeńskim wiekiem (nie precyzuje jednak jasno mechanizmu ich powstawania). Rozcinanie erozyjne stopni dolinnych również interpretuje jako wyłącznie efekt zmian klimatycznych. Poglądy te w zasadniczo niezmienionej formie powtórzył Jahn w 1993 roku, podkreślając wiodącą rolę form paleogeńskich (zrównań i kotlin). Stwierdził on wprawdzie, że o specyfice form decyduje zróżnicowanie litologiczne Sudetów, jako „klasyczne” pod względem morfologii wyróżnił jednak tylko obszary zbudowane z granitów oraz skał węglanowych. O ile te pierwsze mają istotny udział w budowie masywu, te drugie występują zdecydowanie podrzędnie, trudno więc uznać je za charakterystyczne dla Sudetów.

Idąc za wskazaniem Jahna, w monograficznej pracy poświęconej rzeźbie Gór Stołowych Pulinowa (1989) podjęła się m. in. wyjaśnienia przyczyn inwersji rzeźby tego obszaru oraz odtworzenia jej rozwoju. Niewątpliwie podkreślała ona rolę tektoniki pisząc o Górach Stołowych jako o izolowanym zrębie o całkowitej amplitudzie neogeńskiego wydźwignięcia rzędu 200 m. Nie próbowała jednak doszukiwać się w ich rzeźbie zapisu oddziaływania kolejnych epizodów tektonicznych. W opozycji do wysuwanych wcześniej poglądów o gradacyjnym rozwoju kolejnych powierzchni zrównania w Górach Stołowych, wiązanych z etapami wynoszenia tektonicznego (m.in. Rogaliński, Słowiok 1958, Walczak 1968), zauważyła równoczesny rozwój różnych horyzontów wysokościowych i oddziaływanie zarówno procesów obniżających, jak horyzontalnie postępującego niszczenia skał o różnej odporności. Wskazywała na odmienny przebieg procesów wietrzeniowych i denudacyjnych w obrębie skał osadowych w porównaniu z sąsiednimi masywami krystalicznymi. Brak pokryw zwietrzeliny chemicznej w obrębie i na przedpolu Gór Stołowych Pulinowa tłumaczyła specyficzną reakcją piaskowców na ten rodzaj wietrzenia. Mimo wyraźnego ułokowania głównej fazy wietrzenia w paleogene, zwróciła także uwagę, że genezy poszcze-

gólnych form nie należy łączyć z jednym tylko klimatem, ich ewolucja postępuje bowiem w sposób ciągły. Podobnego zdania w kwestii istotności uwarunkowań strukturalnych był wcześniej Dumanowski (1961, 1967), który na podstawie przesłanek morfologicznych, osadów stokowych oraz współcześnie zachodzących procesów wnioskował o pierwszorzędny wpływ budowy geologicznej na formę stoku i jego rozwój. Dla rzeźby krawędziowej i granitowych wzgórz kopułowych postulował on wręcz wykształcenie form niezależne od warunków klimatycznych.

Z początkiem lat 90. zaczęły w badaniach nad rzeźbą Sudetów funkcjonować dwa równoległe nurty badawcze. Z jednej strony pogłębiano wiedzę na temat zależności pomiędzy cechami strukturalnymi skał, postępem wietrzenia a wykształceniem form rzeźby, co było kontynuacją i rozwinięciem prac zapoczątkowanych w poprzedniej dekadzie. Z drugiej zaś, pojawiły się liczne opracowania skupione na tektonicznych formach rzeźby, odwołujące się często do obiektywnych metod morfometrycznych, fotointerpretacji, a później także analizy numerycznych modeli terenu.

4.1.5. Analizy morfotektoniczne

W pierwszej kolejności zostanie omówiony ten drugi kierunek, który dostarczył argumentów przeciwko teorii cyklicznej planacji w Sudetach, mającej prowadzić do rozwoju regionalnych powierzchni zrównań. Rozpoznane zostały liczne krawędzie morfologiczne rozdzielające powierzchnie identyfikowane wcześniej jako różnowiekowe zrównania. Cechy morfometryczne tych załomów, w połączeniu ze stosunkami litologicznymi rozdzielanych przez nie powierzchni, zawieszeniem wylotów dolin, rozcięciem teras rzecznych i innymi zmianami hydrograficznymi stwierdzonymi w ich bezpośrednim sąsiedztwie wskazywały, że są to zdegradowane stoki uskokowe. W przypadku niektórych progów morfologicznych wysunięto hipotezę, że ruch odbywał się nie wzdłuż jednej, a wzdłuż

kilku równoległych powierzchni, dając w efekcie schodkową topografię. Taki model proponowany był głównie dla krawędzi o znacznych wysokościach, jak północny skłon Karkonoszy (Migoń 1991) czy też krawędź Sudetów wzdłuż sowiogórskiego odcinka sudeckiego uskoku brzeżnego (Krzyszowski, Pijet 1993). Na podstawie analizy materiałów kartograficznych (w tym map zagęszczonych poziomów oraz map powierzchni bazowych różnego rzędu) i dostępnych danych geologicznych wnioskowano przeważnie o zróżnicowanym przestrzennie rozbiciu tektonicznym jednej starszej powierzchni denudacyjnej na poszczególne bloki, których granice i wzajemną pozycję starano się ustalić. Badania z zastosowaniem opisanych technik bądź to w zakresie identyfikacji pojedynczych krawędzi, bądź też w ramach szerszych analiz morfostrukturalnych prowadzono w Karkonoszach (Sroka 1991, Migoń 1991, Mroczkowski 1993), w Górach Izerskich (Wiszniewska, Jarmolowicz-Szule 1988, Migoń, Potocki 1996), na Pogórzu Izerskim (Badura 1996), w Rudawach Janowickich (Mroczkowski 1992), czy szerzej w centralnej części Sudetów Zachodnich (Migoń 1996a), na Pogórzu Kaczawskim (Migoń, Łach 1998, Migoń 1999b), w Górach Sowich (Krzyszowski, Pijet 1993, Krzyszowski, Olejnik 1998), na Pogórzu Wałbrzyskim (Krzyszowski, Stachura 1993), na wschodnim skłonie Gór Bystrzyckich i zachodnich stokach Masywu Śnieżnika (Ranoszek 1998, 1999), w całym Masywie Śnieżnika (Migoń 1996b), w Rychlebskich horach (Ivan 1997) oraz – najobszerniej – w Sudetach Kłodzkich (Sroka 1993, 1997). Wykazano wyraźną, blokową morfostrukturę masywów krystalicznych Sudetów i zdecydowanie pod rządą rolę licznych ułożonych piętrowo horyzontów morfologicznych. W wielu miejscach wskazano na obecność znacznie liczniejszych lineamentów o genezie tektonicznej, niż wskazują starsze opracowania kartograficzne. Badania morfometryczne służyły także wnioskowaniu na temat amplitudy ruchów neotektonicznych w Sudetach i na ich przedpolu oraz określaniu stopnia aktywności tektonicznej

poszczególnych krawędzi i ich odcinków (m.in. Badura, Przybylski 1993, 1995, Dyjor 1993, Krzyszkowski, Stachura 1993, Krzyszkowski, Pijet 1993, Krzyszkowski i in. 1995, Migoń i in. 1998, Krzyszkowski i in. 2000, Badura i in. 2003). W pracach tych udowodniono, że aktywność niektórych uskokuw (przede wszystkim sudeckiego uskoku brzeżnego) miała miejsce również w plejstocenie i holocenie. Syntezę dotyczącą morfometrii 10 najwyraźniejszych krawędzi tektonicznych w Sudetach przeprowadził Ranoszek (2001).

4.1.6. W stronę modelu dynamicznej etchplanacji

Badania nad wzajemnymi powiązaniami struktury i rzeźby ze wskazaniem na procesy wietrzenia jako łączące te dwa istotne elementy systemu geomorfologicznego prowadzone były przede wszystkim przez Migonia. Szczegółowo rozwinął on zagadnienie uwarunkowań rozwoju wzgórz wyspowych, pierwsze obszerne studia z tego zakresu poświęcając tego typu formom wykształconym na granitach budujących dno Kotliny Jeleniogórskiej (1992a, 1993b), następnie zaś rozszerzył badania na wszystkie formy wzgórz wyspowych spotykane na skałach krystalicznych Sudetów i Przedgórze (1997a,c). Wzgórza te zostały początkowo uznane za rezydualne formy przedplioceńskie, związane z głębokim podpowierzchniowym wietrzeniem (paleogen) i stopniowym usuwaniem zwietrzelin (mio-cen). W późniejszej pracy Migoń (1997a) szerzej określił ramy czasowe formowania się wzgórz, sugerując, że mogły one powstawać już w mezozoiku, zbliżonym klimatycznie do paleogenu, a niektóre ze wzgórz Kotliny Jeleniogórskiej mogą rozwijać się do dnia dzisiejszego. Większość wzgórz ma według Migonia czytelne uwarunkowania strukturalne, które decydują o ich podwyższonej odporności na wietrzenie chemiczne. Powierzchniom cokołowym wzgórz towarzyszą zwykle utwory zwietrzelinowe, co pozwala jednoznacznie wiązać ich genezę z tym właśnie procesem.

Podobnie jak Jahn, Migoń (1993a) uznał wietrzenie za jeden z kluczowych procesów, które doprowadziły do rozwoju Kotliny Jeleniogórskiej. Sformułował on hipotezę, że w początkowym okresie rozwoju Kotliny Jeleniogórskiej zarysowała się jako płytki (do 150 m) basen śródgórski warunkowany zróżnicowaną odpornością skał na wietrzenie, a późniejsza tektonika powodująca wypiętrzanie przyległych masywów nadała jej regularną formę, aczkolwiek niektóre jej krawędzie mają nadal pochodzenie denudacyjne. O wietrzeniowej genezie także innych kotlin w Sudetach i na Przedgórzu świadczy według Migonia (1998) przede wszystkim obecność w ich dnach saprolitów. We wnętrzu Sudetów są one zachowane w niewielkim stopniu, z uwagi na dominację procesów erozyjnych. Oprócz kotliny Jeleniogórskiej i Mirskiej, na które zwrócił uwagę wcześniej Jahn (1980), nieciągłe pokrywy odnaleziono także w Obniżeniu Górnej Białej Łądeckiej w Górach Bialskich (Jahn i in. 2000), a najbardziej miękkie w Sudetach (do 50 m) w obniżeniu Bruntala w Nizkim Jeseniku (Czudek 1983). Tymczasem w obrębie pogrzebanego reliefu Przedgórze Sudeckiego stwierdzone zostało występowanie analogicznych kotlin z nieusuniętą pokrywą wietrzeniową (np. obniżenie Śmiałowic koło Świdnicy wypełnione jest około 80 metrową warstwą zwietrzliny kaolinitowej, produkty chemicznego rozkładu odnaleziono także w dnie Kotliny Dzierżoniowskiej, czy w liniowych obniżeniach Wzgórz Niemczańskich). Za wietrzeniową genezą kotlin przemawia także pośrednio nieregularne ukształtowanie ich dna, obecność wzniesień i skałek oraz przełomowy charakter dolin rzek opuszczających kotliny, które to cechy zostały uznane za typowe dla odsłoniętego frontu wietrzenia (Migoń 1992b, Migoń, Potocki 1996). Urozmaiconą konfigurację powierzchni podzwietrzelinowej ukształtowanej na drodze selektywnego wietrzenia obserwować można w dzisiejszej topografii wielu obszarów w Sudetach, podczas gdy silnie zróżnicowana rzeźba schyłku paleogenu na Przedgórzu Sudeckim uległa częściowemu pogrzebaniu pod młodszymi osadami i znana

jest głównie z wierceń (m.in. Kural 1979, Badura i in. 2004). Uznano (Jahn i in. 2000), że słabe zachowanie pokryw zwietrzelinowych w Sudetach wynikało z ich niestabilności tektonicznej w neogenie umożliwiającej ciągle odprowadzanie produktów wietrzenia w warunkach rosnącej energii rzeźby, podczas gdy wzrastaniu miąższości zwietrzelin sprzyjało tektoniczne obniżanie znacznych obszarów Przedgórza. Również tzw. osady korelatne, stanowiące produkty okresowo wzmożonej denudacji wyższych części zlewni, deponowane w przedgórskiej części bloku sudeckiego są przesłanką do uznania odrębnego rozwoju Sudetów i Przedgórza w młodszym trzeciorzędzie. Co istotne, wykazano związek urzeźbienia powierzchni podzwietrzelinowej z litologią podłoża. Na skałach intruzywnych typowe są góry wyspowe oraz asocjacje kotlin i szerokich elewacji podłoża na niektórych odmianach granitów, podczas gdy na skałach metamorficznych wykształciły się podłużne obniżenia i grzbiety nawiązujące do cech strukturalnych tych skał (Badura 1999, Migoń 1999b, 1999c).

Trzecim obok wzgórz wyspowych i kotlin elementem rzeźby, który wykazuje związki z głębokim wietrzeniem podłoża są krawędzie morfologiczne, których przebieg ściśle odpowiada granicom litologicznym. Niejednokrotne obniżanie powierzchni sąsiadujących ze sobą skał przedstawiono jako przyczynę powstawania krawędzi (Migoń 1993a, 1997b, 1999c). Zwrócono także uwagę, iż prostoliniowy przebieg takich krawędzi i ich pseudouskokowy charakter może wynikać z odpreparowywania starych, waryscyjskich dyslokacji oddzielających różne jednostki geologiczne (Migoń 1993c).

Usystematyzowanie wyników badań nad rozmieszczeniem i wykształceniem zwietrzelin oraz form rzeźby uwarunkowanych głębokim wietrzeniem w połączeniu z krytyką wcześniejszych teorii planacyjnych pozwoliło na wyprowadzenie nowego, spójnego modelu morfogenezy Sudetów (Migoń 1998, 1999c, Jahn i in. 2000, Migoń 2005c). Za koncepcję najlepiej tłumaczącą powstanie zróżnicowanej

wielkości form rzeźby związanych z głębokim wietrzeniem Migoń uznał dynamiczną etchplanację zaproponowaną przez Thomasa (1994). Od wcześniejszych modeli zakładających dwufazowy rozwój powierzchni wietrzniowych różni się ona tym, że przyjmuje równoczesne działanie wietrzenia i usuwania zwietrzelin, postępujące wielofazowo. Różny stopień odsłonięcia etchplen (powierzchni frontu wietrzenia) wynika z różnych proporcji pomiędzy procesami wietrzenia i denudacji, które również mogą się zmieniać w czasie w zależności od regionalnych tendencji do obniżania bądź podnoszenia oraz zmian klimatycznych. Koncepcja ta dobrze tłumaczy odmienność krajobrazową Sudetów i ich Przedgórza i pozostaje w zgodności z wynikami badań nad tektoniką tych obszarów. Zgodnie z nią, selektywne wietrzenie silnie zróżnicowanego litologicznie podłoża i denudacja zwietrzelin w warunkach rosnącej aktywności tektonicznej prowadziły do stałego wzrostu kontrastów rzeźby, osiągających niejednokrotnie 300–500 m, czyniąc ją w przeważającej części Sudetów przeciwieństwem powierzchni zrównania (Migoń 1999a, Jahn i in. 2000). Fragmenty reliefu o małej energii rozwijały się lokalnie, głównie w związku z względną homogenicznością podłoża, np. w mało zróżnicowanych, ale podatnych na wietrzenie kompleksach karbońskich w Nizkim Jeseniku, na równoziarnistych granitach głównego grzbietu Karkonoszy, bądź też na skałach osadowych zalegających poziomo, tj. piaskowce Gór Stołowych. Swoisty styl morfogenezy dla poszczególnych części Sudetów był ściśle uwarunkowany ich zróżnicowaniem litologicznym oraz historią piętrzenia poszczególnych struktur blokowych.

4.1.7. Morfogeneza czwartorzędowa

Pewnym uzupełnieniem przedstawionej powyżej koncepcji stawiającej na pierwszym miejscu proces głębokiego, podpowierzchniowego wietrzenia, związanego głównie z ciepłymi i wilgotnymi okresami klimatycznymi

są rozważania na temat roli procesów glacialnych i peryglacialnych oraz morfogenezy holoceniowej. Jahn (1980) zwrócił uwagę, że na zimny okres morfogenezy w Sudetach przypada zaledwie 3% czasu kształtowania współczesnej rzeźby, a „dominacja w cechach zewnętrznej powierzchni górskiej” elementów plejstoceniowych wynika ze świeżości tego epizodu klimatycznego. Nazywa on mezo- i mikroformy plejstoceniowe „makijażem” nałożonym na starszą, trzeciorzędową rzeźbę. Migoń (1999c) także uznaje, że wpływ morfogenezy plejstoceniowej w Sudetach był relatywnie niewielki. Uważa on, że plejstoceniowe prze-modelowanie wierzchołków masywów górskich było ściśle zależne od rzeźby preglacialnej i czynnika litologiczno-strukturalnego, a przekształcenia plejstoceniowe mimo odmiennego tempa i dominacji innych procesów, często miały kierunek zbieżny z dotychczasowymi trendami rozwoju rzeźby (Migoń 1998). Potwierdzenie tego wniosku przyniosły szczegółowe badania zwietrzelin, zauważono bowiem, że powstawanie niektórych pokryw związane jest jednoznacznie z czwartorzędem (Jahn i in. 2000), proces generowania zwietrzelin jest zatem ciągły w całym kenozoiku. W kolejnych opracowaniach poddających ocenie efektywność plejstoceniowych przekształceń rzeźby (Żurawek, Migoń 1999, Traczyk, Migoń 2003) podkreślono silne zróżnicowanie przestrzenne prze-modelowania rzeźby w tym okresie, obejmujące głównie mezorelief. Do form genetycznie związanych z zimnym klimatem peryglacialnym należą rumowiska skalne, pokrywy blokowe, klify mrozowe, terasy krioplanacyjne, jęzory soliflukcyjne, lodowce gruzowe i pokrywy eoliczne, zaś o istnieniu lodowców górskich świadczą kary (najbardziej wyraziste wśród form plejstoceniowych), przeobrażone glacialnie doliny oraz moreny (m.in. Baraniecki 1952, Badura 1979, Traczyk 1990, 1995, 1996, Chmał, Traczyk 1993, Leśniewicz 1996, Traczyk, Chmał 1998, Demek, Kopecký 1998, Żurawek 1999a,b, Żurawek, Migoń 1999, Synowiec, Jasińska 2002, Traczyk, Engel 2002, Traczyk, Migoń 2003, Traczyk 2005, 2006, Křínek i in. 2007). Lokalnie prze-

obrażeniom związanym z pobytami lądolodu kontynentalnego uległa sieć rzeczna (Michniewicz 1998, 2002), przy czym duże znaczenie w formowaniu epigenetycznych odcinków przełomowych miały właściwości skał podłoża. Wśród form postglacialnych warunkowanych strukturalnie wskazano na istotną rolę osuwisk w prze-modelowaniu rzeźby Gór Kamiennych (Synowiec 2003).

4.2. Badania nad rzeźbą strukturalną

Ponieważ oddziaływanie struktury podłoża na rzeźbę zaznacza się w bardzo różnej skali przestrzennej, a specyficzne zespoły form związane są z poszczególnymi typami skał występującymi w podłożu, literatura odnosząca się do tej tematyki w niezwykle złożonych litologicznie Sudetach jest bardzo bogata. Z uwagi na olbrzymią liczbę prac w tym zakresie, poniżej zostanie omówiona jedynie literatura powojenna dotycząca polskiej części masywu Sudetów. Opracowania dotyczące strukturalnych uwarunkowań rzeźby można najogólniej podzielić na te poświęcone pewnym szczególnym typom form (skałkom, wzgórzom wyspowym, krawędziom strukturalnym), oraz te odnoszące się do całokształtu rzeźby specyficznych obszarów. Wyjątkowo tylko stosowano podejście problemowe, jak w przypadku Dumanowskiego (1967), który rozpatrywał wpływ struktury na rzeźbę stoków o różnej litologii i w różnych obszarach. Podobny aspekt mają obecne badania nad rozpoznaniem wpływu twardości skał na rzeźbę w różnej skali i w różnych regionach Sudetów (Placek, Migoń 2007).

4.2.1. Opracowania regionalne

Wśród licznych studiów regionalnych najwięcej prac poświęcono obszarom granitowego masywu Karkonoszy i jego otoczenia oraz nieckom wypełnionym skałami osadowymi i wulkanicznymi. Nieliczne opracowania

odnoszą się do masywów obrzeżających Kotlinę Kłodzką.

W odniesieniu do pierwszego wymienionego obszaru, oprócz przybliżonych w rozdziale 4.2.3. prac Migonia, określających strukturalne uwarunkowania krajobrazu krystalicznych gór wyspowych oraz Kotliny Jeleniogórskiej, na uwagę zasługują prace Dumanowskiego (1963, 1968). Zauważa on, że skały osłony przylegające bezpośrednio do granitów zwykle tworzą grzbiety lub ich najwyższe części, co tłumaczy ich podwyższoną wskutek metamorfizmu kontaktowego odpornością (wzrost zawartości krzemionki). Genezę sąsiedniej strefy obniżen wykształconych w granicie wiąże z występowaniem szlirów biotytowych oraz stref wachlarzowatych spękań. Wskazuje także na zbieżność dolin dużych rzek ze strefą kontaktową oraz głębsze wcięcie w przypadku mniejszych dolin. Dumanowski (1967) głównym czynnikiem strukturalnym odpowiedzialnym za rozwój stoku Karkonoszy czyni spękania (rozwinęte na nich terasy skalne nadają górnej części stoku profil schodowy) i uznaje, że rozwój stoku następuje poprzez spłaszczanie i rozczłonkowanie liniowe. Jahn (1966), nawiązując do wcześniejszych poglądów Cloosa, podnosi kwestię wyższej odporności granitu równoziarnistego budującego grzbiet Karkonoszy względem granitów porfirowatych, budujących stoki tych gór, Pogórze oraz dno Kotliny Jeleniogórskiej. Obecność Karkonoskiego Padołu Śródgórskiego tłumaczy występowaniem w tej strefie szlirów biotytowych, zaś wznoszącą się ponad poziom grzbietu Karkonoszy Śnieżkę nazywa monadnockiem, za najtwardsze skały masywu uważając łupki metamorficzne. Zwraca uwagę na zgodność powierzchni morfologicznej Równi pod Śnieżką z poziomą oddzielnością ciosową granitu. Wpływ zmiennej odporności granitu oraz układu spękań ciosowych dostrzega także w morfologii ścian skalnych kotłów karkonoskich.

Część prac poświęconych rzeźbie nieck sudeckich skupia się na opisie morfologii krawędzi strukturalnych i form skalnych związanych głównie z górnokredowymi piaskowcami

ciosowymi, rzadziej utworami dolnego triasu, czerwonego spągowca i cechsztynu. Z niecki północnosudeckiej ten typ rzeźby opisali Maciejak i Migoń (1990) dla Pogórzy Izerskiego i Kaczawskiego oraz bardziej szczegółowo Placcek (1998) dla Pogórza Złotoryjskiego. Rzeźbę krawędziową okolic Zaworów w niecce śród-sudeckiej analizowali Tułaczyk (1992), Migoń (2005b) oraz Puc i Traczyk (2006). W pracach tych wskazywano generalnie na uwarunkowania rozwoju form krawędziowych i skałek omówione w rozdziałach 4.2.2. i 4.2.6. Niektóre opracowania objęły także całokształt form uwarunkowanych strukturalnie na wybranych obszarach, w tym również formy wulkaniczne (Synowiec, Migoń 2002, Synowiec, Traczyk 2004, Adam, 2004). W pracach tych pojawiły się pierwsze dane pomiarowe na temat zróżnicowania twardości poszczególnych kompleksów litologicznych.

Najwięcej opracowań dotyczy jednak Gór Stołowych. Pierwsze powojenne prace na temat rzeźby tego obszaru opublikował Czeppe (1951, 1952). Wyróżnił on 3 poziomy morfologiczne, które utożsamiał z różnowiekowymi powierzchniami zrównania, niemniej zamieścił także mapę odporności skał opartą częściowo na analizach składu chemicznego piaskowców opracowanych przez Lindnera (Frech, Kampers 1913), nie komentując jednak bliżej efektów morfologicznych zróżnicowania wytrzymałości skał. Dostrzegł on obok ekspozowanej od dawna roli spękań w rozwoju form skalnych, znaczenie wód podziemnych w kształtowaniu morfologii progów denudacyjnych (oddziaływanie chemiczne wody, podcinanie ścian piaskowca w wyniku działania źródeł warstwowych) oraz procesów osiadania i obrywania związanych z równoległym do krawędzi odprężaniem płyty kredowej. Zauważył, że formy skalne nie są całkowicie sfosylizowane, ale rozwijają się nadal. Stwierdził, że niszczenie stoliwa następuje zarówno poprzez obniżanie powierzchni, jak i przez równoległe cofanie krawędzi. Dumanowski (1961, 1967), podobnie jak Czeppe, stwierdza dominację rozwoju stoku Gór Stołowych przez równoległe cofanie krawędzi, przy stosunkowo

powolnym obniżaniu. Znaczący udział w niszczeniu stoku przypisuje sufozji mechanicznej warunkowanej budową geologiczną stoku. Również Pulinowa (1989) podkreśla w swojej pracy znaczenie czynnika strukturalnego, a przede wszystkim uwarunkowań hydrogeologicznych. Dużą rolę przypisuje denudacji chemicznej odbywającej się za pośrednictwem wód krążących wewnątrz masywu, procesom erozji źródłiskowej, sufozji oraz ruchom masowym na obrzeżach płyt piaskowcowych. Synowiec (1999) określa wytrzymałość trzech odcinków stoków skalnych Gór Stołowych zgodnie z klasyfikacją zaproponowaną przez Selby'ego (1980). Stwierdza on dodatnią korelację pomiędzy wytrzymałością a nachyleniem stoków, świadczącą o stanie równowagi tych ostatnich. Latocha (2003) porównuje rzeźbę dwóch obszarów występowania górnokredowych piaskowców – Góry Stołowe oraz północną część Gór Bystrzyckich, za główną przyczynę ich odmiennej morfologii uznając większy stopień zaangażowania tektonicznego Gór Bystrzyckich, przy stosunkowo małej amplitudzie przemieszczeń w Górach Stołowych. Podobnie jak Pulinowa, Latocha określa rzeźbę płytową Gór Stołowych jako typowo strukturalną, uzależnioną od litologii i ułożenia warstw, w której kształtowaniu główny udział mają wody podziemne. Rzeźba Gór Bystrzyckich ma według niej charakter tektoniczno-strukturalny. Granice litologiczne słabo odzwierciedlają się w rzeźbie stoków, które nawiązują przede wszystkim do linii uskoku. Rozbicie płyty kredowej i wyniesienie jej fragmentów na różną wysokość uruchomiło procesy erozji i zmywu powierzchniowego oraz powstawanie płytkich osuwisk na stokach. Zmiany w wytrzymałości mechanicznej wzdłuż północno-wschodniego progu Gór Stołowych zgodne ze zmianami wysokości i ciągłości ścian skalnych wykazali Migoń i Zwiernik (2006). Podobne zestawienie dla południowego progu Gór Stołowych przeprowadziła Remisz (2007).

Oberc (1955) analizował wpływ budowy geologicznej na morfologię w rejonie Gór Bardzkich. Oprócz odzwierciedlania się

w rzeźbie różnoskalowych struktur tektonicznych (fałdów, dyslokacji), podkreślił on także istotny wpływ zróżnicowania wytrzymałości skał, jednakże wnioskowanie oparł wyłącznie na ekspresji krajobrazowej poszczególnych kompleksów skalnych. W przeprowadzonym rangowaniu wytrzymałości skał granitoidom kłodzko-złotostockim przypisuje on wytrzymałość niższą od łupków ilastych, bazując wyłącznie na ich niskim położeniu morfologicznym. Kontakt tych granitoidów ze skałami struktury bardzkiej określa jako erozyjno-denudacyjny, w odróżnieniu od pozostałych, tektonicznych granic masywu. Podobny wniosek wyprowadza Sroka (1997) w odniesieniu do wspomnianego kontaktu. Uznaje go za jeden z nielicznych przykładów istotnego oddziaływania kontrastu wytrzymałości skał na zróżnicowanie wysokościowe Sudetów Kłodzkich. Czynnikiem temu przypisuje on generalnie drugorzędną rolę, podczas gdy główne krawędzie tego obszaru uznaje za uwarunkowane tektonicznie. Należy tu jednak zauważyć, że ze swych rozważań wyłączył on obszar Gór Stołowych.

4.2.2. Progi strukturalne

Wśród uwarunkowań strukturalnych kuest wielokrotnie wskazywano na rolę naprężeniowego zalegania warstw o różnej wytrzymałości mechanicznej oraz odmiennych właściwościach hydrogeologicznych. Wytrzymałość jest zwykle skorelowana z nachyleniem czoła progów (Synowiec 2002), podczas gdy kąt zapadania warstw skalnych decyduje o nachyleniu zaproży. Zmiany upadu warstw odzwierciedlają się w zmianie morfologii z płytowej na kuestową (Tułaczyk 1992). O wysokości krawędzi strukturalnych decyduje miąższość warstwy odpornej oraz jej wytrzymałość w stosunku do warstw sąsiednich. Odporność jest warunkowana głównie przez stopień lityfikacji skały (zależny od składu mineralnego szkieletu oraz spoiwa) oraz przepuszczalność, za którą odpowiada przede wszystkim istniejący system spękań (Adam

2004). Drugim czynnikiem wpływającym na stromość i wysokość czoła jest istnienie subsekwentnej doliny na przedprożu. Wskazywano także na zgodność układu hydrograficznego z przebiegiem kuest oraz obecność odcinków przełomowych dolin w miejscu rozcięcia wychodni skał odpornych.

4.2.3. Kotliny śródgórskie

Strukturalne uwarunkowania kotlin śródgórskich podsumował Migoń (1998). Zauważył on, że formy te wydają się być częściowo uwarunkowane litologicznie i są typowe dla skał magmowych i metamorficznych. Niektóre krawędzie kotlin nawiązują do kontaktów między różnymi skałami, w tym często jest to kontakt między granitem a jego osłoną metamorficzną, gdzie granit występuje w pozycji obniżonej (Dumanowski 1963, Migoń 1996a). Kotliny mogą także nawiązywać do stref gęstszego spękania, co jednak jest trudne do udowodnienia z uwagi na słabe odsłonięcie podłoża. Za cechę sprzyjającą rozwojowi kotlin Migoń uznaje osłabienie pierwotne związane z hydrotermalnymi zjawiskami pomagmowymi w strefie brzeżnej intruzji.

4.2.4. Wzgórza wyspowe

Wśród uwarunkowań strukturalnych wzgórz wyspowych Migoń (1997a) na pierwszym miejscu wymienia zróżnicowanie litologiczne pomiędzy wzgórzami a ich otoczeniem. Niektóre wzgórza nawiązują do punktowego występowania skał o drobnoziarnistej strukturze, bezładnej teksturze, niskiej porowatości, wzbogaconych w kwarc lub skalenie potasowe, np. mikrogranitów i aplogranitów wśród granitów porfirowatych. Podwyższoną twardość tych skał wykazały także najnowsze badania (Placek, Migoń 2007). Drugą cechą jest zróżnicowanie mineralogiczne: związek pomiędzy podwyższoną zawartością potasu w granitach a wysokością wzgórz wykazał Migoń (1997a, 1997c). Cechą wybitnie sprzy-

jającą tworzeniu granitowych wzgórz wyspowych jest gruboziarnista, porfirowata tekstura (Dumanowski 1968, Migoń 1993b). Jedną z ważniejszych cech decydujących o powstawaniu i kształcie wzgórz wyspowych są różnice w wykształceniu spękań w obrębie wzgórz i w ich otoczeniu, które decydują o ich podwyższonej odporności na wietrzenie chemiczne. Szczególnie dotyczy to granitowych wzgórz kopułowych, dla których charakterystyczny jest zamknięty cios kopułowy utrudniający dostęp wody do wnętrza kopuł oraz zależność zarysu wzgórz od geometrii struktur kolistych (Migoń 1997a, 1997c). Nie dla wszystkich wzgórz wyspowych udało się jednak ustalić czytelne związki między strukturą i rzeźbą. Przykładem może być Masyw Ślęzy, dla którego granice litologiczne nie wszędzie pokrywają się z zarysem wzgórz (Migoń 1997a), a różnice w wytrzymałości skał zdają się tłumaczyć zadowalająco jedynie mezoformy rzeźby stoku (Placek 2007).

4.2.5. Twardzielcowe wzgórza wulkaniczne

Zwykle akcentowano ich większą twardość od skał otoczenia, podkreślano także wpływ ułożenia i gęstości powierzchni spękań kontrakcyjnych na morfologię form skalnych w obrębie wzgórz bazaltowych (Maciejak 1988, Zygmunt 2000, Migoń i in. 2002). Na ekspresję krajobrazową duży wpływ ma także pierwotna forma wylewu. Rozległe płaskowyzę powstały na pokrywach bazaltowych, stożkowate wzniesienia o zarysie zależnym od geometrii dawnego komina wulkanicznego są nekami bazaltowymi, a kopuły i pasma riolitowe i trachybazaltowe wykazują często asymetrię nawiązującą do pierwotnego kierunku spływu law (Synowiec, Traczyk 2004, Adam 2004), zgodną także z układem głównych spękań w skale (Kowalczyk 1973). Lokalna zmienność tekstury zaznacza się w mezorzeźbie stoku niektórych wzgórz trachybazaltowych (Milewicz, Kozdrój 1994). Udowodniono zależność pomiędzy wielkością wychodni

a wysokością wzniesień bazaltowych, przy czym dla pokryw bazaltowych zależność ta jest dwukrotnie silniejsza niż dla neków (Kędzierska, 1999). Zależność wysokości riolitowych Gór Kruczych od wytrzymałości wykazali także Synowiec i Traczyk (2004), podkreślając 2–3 krotnie wyższą odporność skał wulkanicznych względem sąsiadujących z nimi karbońskich utworów klastycznych.

O twardzielcowej genezie wnioskowano także w przypadku wzgórz innych niż wulkaniczne. Z podwyższoną wytrzymałością mechaniczną tradycyjnie łączono wyniosłość hornfelsową Śnieżki (Klimaszewski 1948, 1958, Jahn 1953a, 1966, Walczak 1972). O twardzielcowej genezie wzgórz zbudowanych z masywnych zieleńców i keratofirów oraz wapieni krystalicznych w Górach Kaczawskich wypowiadano się także w bardziej ogólnych opracowaniach (Klimaszewski 1958, Dumanowski 1961, Walczak 1972, Pulina 1977).

4.2.6. Skalki

W literaturze geomorfologicznej Sudetów szereg pozycji poświęcono także wyłącznie drobnym formom strukturalnym, jakimi są skalki. Opisano je na granitach (Jahn 1962, 1974), gnejsach (Mazurski 1971, Migoń, Latocha 2005, Sobczyk 2005, 2006, Traczyk 2005), zieleńcach (Martini 1969), kwarcytach (Martini 1979), piaskowcach (Czeppe 1949, 1951, 1952, Rogaliński, Słowiok 1958, Dumanowski 1961, Walczak 1963, Jońca 1969, Wytyczak 1971, Pulinowa 1989, Tułaczyk 1992, Migoń 2005b, Migoń, Placek 2007), zlepieńcach (Wytyczak 1974), riolitach (Synowiec, Traczyk 2004), gabrze (Żurawek, Migoń 1999, Żurawek 2002) i bazaltach (Zygmunt 2000). W związku z relatywnie niewielkimi rozmiarami oraz dobrym stopniem odsłonięcia, możliwe było określenie stosunkowo dużej grupy czynników strukturalnych wpływających na formę skałek. Niemal wszyscy badacze podkreślali wpływ systemów spękań na ich morfologię, a za główne procesy kształtujące je

przyjmowano wietrzenie (chemiczne bądź fizyczne), zmyw powierzchniowy i sufozję oraz ruchy masowe (Dumanowski 1961, Pulinowa 1989, Migoń 2005b). Wielu autorów domniemywało różnicę w gęstości spękań pomiędzy masywnymi partiami podłoża wy-preparowanymi jako skałki a ich bardziej spękanym otoczeniem jako główną przyczynę wyodrębnienia się tych form (m.in. Jahn 1962, Migoń, Latocha 2005). Obserwowano także wpływ zmiennej gęstości spękań pionowych na wysokość piaskowcowych ścian skalnych w obrębie jednego ciągu wychodni (Puc, Traczyk 2006, Migoń, Placek 2007). Rozmieszczenie skałek gnejsowych w okolicach Łądką Zdroju Sobczyk (2005, 2006) wiąże z układem największych naprężeń w obrębie osi i przegubów fałdów tektonicznych odpowiadających morfologicznie grzbietom. Niektórzy (Czeppe 1952, Synowiec, Migoń 2002, Migoń 2005b) zwracali uwagę na różnice petrograficzne (skład mineralny, wielkość i zagęszczenie szkieletu ziarnowego, udział i rodzaj spoiwa), mineralogiczne (Dumanowski 1967) oraz teksturalne (Migoń 1998, Synowiec, Migoń 2002). Cechy te warunkują zróżnicowane tempo wietrzenia i znajdują odzwierciedlenie w zróżnicowanej wysokości lub formie skałek rozciągających się na dłuższych odcinkach. W przypadku skałek piaskowcowych większość badaczy podkreślała wpływ gęstości uławicenia i rodzaju warstwowania na morfologię poszczególnych form. Badania nad związkiem wykształcenia skałek ze zróżnicowaniem twardości budujących je ławic wykazały obniżoną odporność ławic budujących podstawy grzybów skalnych względem masywnych partii tworzących „kapelusze” grzybów (Synowiec, Migoń 2002, Migoń, Placek 2007). Stwierdzono także zależność pomiędzy średnią twardością skał a wysokością ścian sąsiadujących bastionów oraz obniżoną twardość podłoża w zatokach między bastionami (Migoń, Placek 2007).

4.3. Analizy morfometryczne rzeźby Sudetów z uwzględnieniem odporności skał

W Sudetach przeprowadzono stosunkowo niewiele studiów morfometrycznych, których wyniki odnoszono do wytrzymałości skał. Pierwsze próby kartometrycznego ujęcia pewnych parametrów rzeźby Sudetów poczynił Szczepankiewicz (1948), konstruując we współpracy z Steinhausem mapę intensywności urzeźbienia okolic Wałbrzycha. Za podstawowe pole obliczeniowe przyjęto kwadrat o boku 1 km. Uzyskany obraz stopnia rozcięcia erozyjnego względem zawartości poszczególnych elementów morfologicznych tego terenu interpretował on, wspierając się w pewnej mierze oceną wytrzymałości względnej poszczególnych kompleksów skalnych. Doszedł do wniosku, że silnie zróżnicowany pod względem wysokości krajobraz reprezentuje peneplenę w stadium późnej młodości. Nieco późniejsza praca tego samego autora (1954) wzbogacona była już o mapę odporności skał rejonu wałbrzyskiego, aczkolwiek podstawy metodyki zastosowanej przy jej konstrukcji nie zostały jasno określone. Szczepankiewicz wspomina wprawdzie o badaniach terenowych, nie precyzuje jednak, jakie cechy skał brane były pod uwagę. Ponadto praca ta była w dużym stopniu obciążona schematyzmem podejścia badawczego tego okresu. Obszerna jej część została poświęcona korelacji poszczególnych poziomów zrównań, podczas gdy zagadnienie roli utworów geologicznych w rzeźbie potraktowane jest marginalnie. Skałom o dużej wytrzymałości Szczepankiewicz przypisuje głównie większą zdolność do zachowania na pierwotnym poziomie regionalnych powierzchni zrównań, które na obszarach skał miękkich ulegają „wtórnej” degradacji. Stwierdza też, że linie dyslokacyjne, których według niego w rzeczywistości jest mniej niż na mapach geologicznych w skali 1:25 000, z wyjątkiem uskoku brzeżnego, nie odgrywają większej roli w krajobrazie.

W latach 70. XX w. wykonano dwa opracowania pojedynczych parametrów morfometrycznych dla Sudetów Kłodzkich. Gądziojanis i Plewniak (1974) skonstruowali mapę intensywności urzeźbienia opartą na analogicznych zasadach do mapy Szczepankiewicza (1954), z tym, że przyjęli pole podstawowe o wielkości 4 km², natomiast Mazurski (1975) analizował statystycznie mapę ekspozycji stoków (dla wielkości pola podstawowego 1 km²). Autorzy ci nie próbowali jednak wyciągać wniosków na temat zależności pomiędzy rzeźbą a geologią na podstawie uzyskanych obrazów kartograficznych.

Prace z lat 90., pomimo wykorzystania pewnych metod morfometrycznych (mapy zagęszczonych poziomów, mapy powierzchni bazowych), nie sięgają przeważnie po analizy wytrzymałości skał. Jedynie Sroka (1997) zamieszcza w swoim studium mapę odporności skał oraz tabelę zawierającą rangowanie zróżnicowanych kompleksów skał występujących wokół Kotliny Kłodzkiej. Potencjalną odporność skał oblicza on na podstawie cech morfometrycznych rzeźby (średniej wysokości względnej i miąższości strefy bezerozyjnej). Mapy powierzchni szczytowych i bazowych, którymi Sroka posługuje się w celu wydzielenia głównych bloków tektonicznych na obszarze badań oraz odtworzenia historii piętrzenia poszczególnych jego partii, zostały skonstruowane w oparciu o pole podstawowe 1 km². Zgodnie z uwagą poczynioną w poprzednim rozdziale, zasadniczo nie stwierdza on jednak zbieżności granic wyróżnionych morfostruktur z granicami litologicznymi, a nawet jeśli takowe występują, to w przypadku równoczesnej zbieżności z linią tektoniczną uznaje on czynnik tektoniczny za decydujący o powstaniu krawędzi. Należy jednak zauważyć, że obszar wybrany do badań przez Srokę jest w skali Sudetów istotnie wyjątkowo ubogi w formy uznawane za strukturalne. Charakteryzuje się on przewagą monotonnych kompleksów gnejsowych, podobnie mało urozmaicony i pozbawiony wychodni skał wulkanicznych jest przypadający na ten obszar wycinek pokrywy osadowej. Trudno uznać, że wnioski

prawdziwe dla tego obszaru można ekstrapolować dla całych Sudetów, tym bardziej zatem są uzasadnione badania porównawcze w innych rejonach tego silnie zróżnicowanego litologicznie masywu.

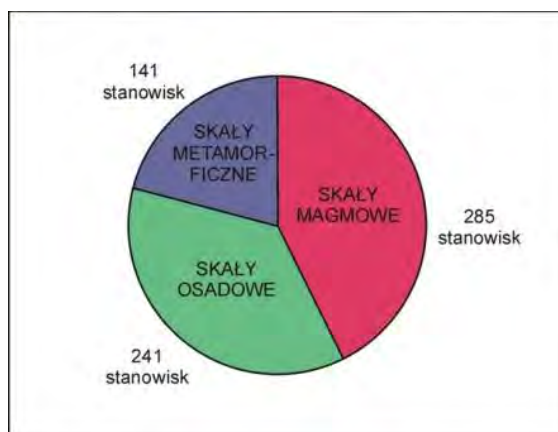
Wśród prac z ostatniej dekady na uwagę zasługują badania Ranoszka (2001), który rozpatrując przyczyny zróżnicowania morfometrii krawędzi uskokuwanych w Sudetach uwzględnia także litologiczne uwarunkowania ich rozwoju. Umownie dzieli on skały przecinane progami tektonicznymi na trzy klasy odpornościowe, odnotowując, że największe nachylenia stoków, zróżnicowanie wysokości i spadki dolin w strefie wododziałowej są typowe dla krawędzi na wychodniach granitów, które uznaje za najbardziej odporne. Krawędzie zbudowane z gnejsów i łupków metamorficznych wykazują wartości pośrednie, a morfometria krawędzi przecinających piaskowce, zlepieńce, łupki zieleńcowe i fyllity wskazuje na ich najmniejszą odporność.

Po raz pierwszy w skali regionalnej wnioski na temat rzeźby strukturalnej wspierały wyniki odczytów z młotka Schmidta Sy-

nowiec i Migoń (2002) dla okolic Lubawki w Sudetach Środkowych. Aby odpowiedzieć na pytanie, jak kształtuje się zależność między odpornością skał a wysokością względną form wypukłych, zestawili oni zróżnicowanie wytrzymałościowe trzech różnych litologii (karbońskich zlepieńców, permskich riolitów i górnokredowych piaskowców skaleniwych) z wysokościami względnymi osiąganymi przez grzbiety strukturalne zbudowane z tych skał. Najbardziej odporne riolity budujące najwyższy na tym obszarze grzbiet Gór Kruczych (osiągający 180–250 m) dawały wartości odboju młotka rzędu 58,7–68,0, podczas gdy zlepieńce Szczepanowskiego Grzbietu (średnio 60–100 m wysokości względnej, do 170 m dla grzbietu Zadziernej) osiągały wartości R 39,3–48,1, a najsłabsze pod względem odporności piaskowce, budujące grzbiety zaledwie 30-metrowe, osiągały wartości R rzędu 27,5–40,3. Odnotowane zostały także różnice pomiędzy odczytami dokonanymi na powierzchni poddanych wietrzeniu skałek oraz w kamieniołomach, w których były rejestrowane wyższe wartości.

5. Wytrzymałość skał sudeckich – wyniki pomiarów

Pomiary twardości głównych typów skał sudeckich przeprowadzono na 667 stanowiskach. Największej liczby pomiarów dokonano na skałach magmowych, nieznacznie mniej na skałach osadowych, najmniej zaś na skałach metamorficznych (ryc. 4). Stanowiska pomiarowe zlokalizowano przede wszystkim po polskiej stronie Sudetów, jednakże 34 stanowiska założono także na terytorium Republiki Czeskiej (ryc. 5).



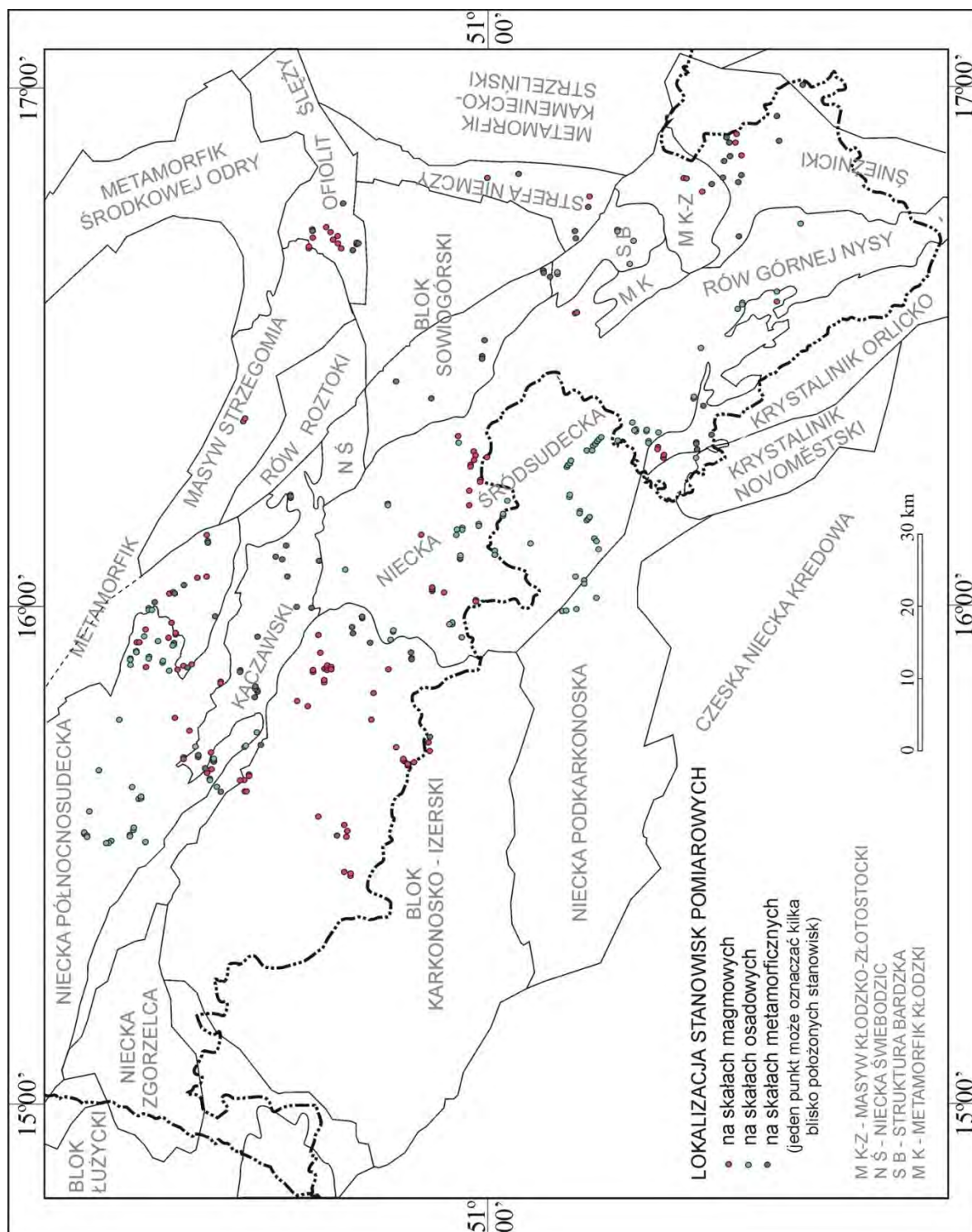
Ryc. 4. Udział głównych typów genetycznych skał wśród badanych wychodni

5.1. Skały magmowe

Sudeckie skały magmowe generalnie należą do dwóch klas o najwyższej wytrzymałości. Poszczególne typy skał tej grupy genetycznej zostały poddane testom na 279 stanowiskach (tab. 3, ryc. 6). Największą powierzchnię wśród nich zajmują różnego wieku intruzje granitowe. Często są one zróżnicowane wewnętrznie pod względem składu mineralnego i dominującej wielkości kryształów. Testy zostały wykonane dla 6 różnych masywów granitowych na 93 stanowiskach pomiarowych. Większość skał tej litologii należy do klasy bardzo wytrzymałych i wytrzymałych, przy czym wyższe wyniki uzyskiwały odmia-

ny średnio- i równoziarniste, natomiast granity porfirowate zawierające duże fenokryształy skaleni potasowych dawały niższe wartości odboju. Także aplogranity, charakteryzujące się zwykle gładką powierzchnią zewnętrzną, uzyskiwały wyniki plasujące je w najwyższej klasie wytrzymałości. Generalnie granity stanowią skałę stosunkowo trudną do jednoznacznej oceny wytrzymałości przy użyciu sklerometru, z uwagi na bardzo dużą szorstkość powierzchni wynikającą z ich tekstury. Problem ten jest szczególnie wyraźny na odsłonięciach naturalnych. Na stanowiskach zlokalizowanych powyżej 1500 m n.p.m. na silnie narażonych na procesy wietrzeniowe skałkach w obrębie głównego grzbietu Karkonoszy, pojedyncze stanowiska testowe osiągały średnie wyniki poniżej 35 punktów w skali młotka Schmidta (R), czyli charakterystyczne dla skał o najniższej wytrzymałości. Podobnie niskie wartości odboju podają również Traczyk i Engel (2005) dla naturalnych wychodni granitów północnej części Gór Izerskich: 13–35 R na północnych stokach i 18–21 R w położeniu wierzchowinowym. Na niższych wysokościach i na świeższych powierzchniach ten sam granit grzbietowy daje często odczyty bardzo wysokie, które zostały uznane za bardziej reprezentatywne. Prawdopodobnie ze względu na gładką teksturę umożliwiającą równomierne wietrzenie, granit aplitowy uzyskuje wysokie wartości odboju niezależnie od lokalizacji. Większość granitów wykazuje także bardzo wysokie odczyty maksymalne. Niemal dla każdego masywu przekraczają one wartość 70 punktów w skali młotka Schmidta.

Analogicznie duży rozrzut wartości średnich jak w przypadku granitów zanotowano dla gabra. Wykazuje ono największe wśród skał magmowych przeciętne odchylenie wyników od średniej, za co również częściowo może być odpowiedzialny znaczny stopień nierówności powierzchni tej grubokrystalicz-



Ryc. 5. Lokalizacja stanowisk pomiarowych na tle jednostek geologicznych Sudetów. Mapa podkładowa na podstawie materiałów kartograficznych wymienionych w podpisie ryc. 3

nej skały. Gabro zostało zbadane na 63 stanowiskach w dwóch masywach na Przedgórzu Sudeckim. Średnia odboju młotka Schmidta dla gabra odpowiada skałom wytrzymałym.

Wytrzymałość diabazów zmierzona została na 7 stanowiskach w masywie Dzikowca i w obrębie metamorfiku kaczawskiego, gdzie skały te uległy słabej metamorfozie (epidiaba-

Tab. 3. Wytrzymałość sudeckich skał magmowych w świetle odczytów na młotku Schmidta. Pogrubieniem wyróżniono wartości średnie powyżej 60 i maksymalne powyżej 70.

Litologia	Jednostki geologiczne	Liczba stanowisk	Rodzaj wychodni naturalne/sztuczne	Wytrzymałość (odczyty na młotku Schmidta)							Ranga
				śr. min	średnia	śr. max	średnie odchyl.	moda	min	max	
granity	masyw karkonoski	16	s	50,7	58,5	65,8	3,5	63	43	71	1–2
		42	n	34,3	53,6	65,8	3,5	56	29	71	
	masyw Kudowy	6	s	52,0	59,4	66,2	3,6	56	41	71	2
		2	n	54,7	60,0	65,3	4,9	58	45	70	
	masyw kłodzko-złotostocki	3	s	55,5	59,7	62,0	2,7	60	49	68	2
	blok karkonosko-izerski	6	n	54,1	61,5	64,2	3,8	65	46	72	1
	masyw Strzegom-Sobótka	11	s	54,0	62,6	69,6	3,3	63	45	74	1
		5	n	52,6	55,3	58,4	3,1	55	46	65	2
	masyw strzeliński	2	s	53,8	56,1	58,4	3,5	56	49	64	2
	gabro	60	n	38,9	51,8	63,1	5,0	55	30	69	2
		3	s	56,1	57,1	58,4	3,2	57	52	65	2
	diabazy	4	n	53,1	56,4	59,1	3,3	55	46	67	2
		3	n	53,4	57,7	62,1	2,9	60	48	67	2
bazały	metamorfik. Łądko-Śnieżnika	5	s	51,7	62,8	69,6	3	63	45	75	1
	niecka północno-sudecka	20	s	51,6	60,7	70	2,9	60	44	74	1
		6	n	59,2	61,5	68,5	2,2	60	57	74	
	blok karkonosko-izerski	2	s	60,9	62,0	63,0	3,2	64	56	71	1
	niecka śródsudecka	4	s	59,4	61,3	63,1	1,8	60	58	71	1
		14	n	61,7	64,7	67,3	1,9	64	58	70	
trachybazały	niecka północno-sudecka	6	s	51,6	57,7	63,3	2,2	61	46	66	1
		4	n	54,9	62,9	67,0	1,6	65	51	70	
	niecka północno-sudecka	8	s	56,4	61,6	64,9	2,3	64	52	70	1
		1	n	57,7	57,7	57,7	2,8	58	54	65	
	niecka śródsudecka	16	s	51,8	60,0	65,4	2,0	64	48	71	1/2
		36	n	41,6	55,2	66,2	1,8	56	40	68	
	riolity	16	s	51,8	60,0	65,4	2,0	64	48	71	1/2
		36	n	41,6	55,2	66,2	1,8	56	40	68	

fikujące je do klasy bardzo wytrzymałych. Średnia żadnego z 33 stanowisk nie spada poniżej klasy skał wytrzymałych. Do bazaltów należą także najwyższe z zanotowanych w Sudetach wartości maksymalnych odboju młotka Schmidta (74 i 75 punktów).

Permskie skały wulkaniczne należące do grup trachybazaltów i riolitów najczęściej można zaliczyć do skał bardzo wytrzymałych, za wyjątkiem odmian pęcherzykowatych, dla których odczyty są zwykle obniżone o jedną, a wyjątkowo nawet o dwie klasy. Niższe wartości średnie dla riolitów niecki śródsudeckiej wynikają właśnie z faktu większej liczby stanowisk pomiarowych dla odmian pęcherzykowatych. Obie grupy skał charakteryzują się ponadto stosunkowo niskimi wartościami odchylenia standardowego, które przeważnie nie przekracza 2 punktów.

5.2. Skały osadowe

Skały osadowe stanowią dość zróżnicowaną grupę, dla której testy przeprowadzono na 241 stanowiskach pomiarowych (tab. 4, ryc. 7) na obszarze niecki północnosudeckiej, śródsudeckiej i podkarkonoskiej oraz struktury bardziej. Większość zmierzonych wartości uśrednionych dla poszczególnych grup litologicznych pozwala zaliczyć skały osadowe do klasy wytrzymałych, średnio i słabo wytrzymałych. Dwa typy reprezentują skały najslabsze, brak natomiast skał należących do grupy bardzo wytrzymałych. Do skał osadowych należą także niektóre grupy skał, których wychodnie nie są powierzchniowo dostępne do pomiarów, a które zakwalifikowane zostały do najmniej wytrzymałych (margle ilaste i ilasto-piaszczyste).

Najliczniej reprezentowaną grupę skał osadowych stanowią piaskowce kwarcowe (102 stanowiska testowe na skałach wieku triasowego i kredowego). Górnokredowe piaskowce kwarcowe są przeważnie wytrzymałe (średnia odboju zwykle przekracza 50, a niekiedy nawet 60 punktów), jakkolwiek dla piaskowców niektórych pięter tego okresu zano-

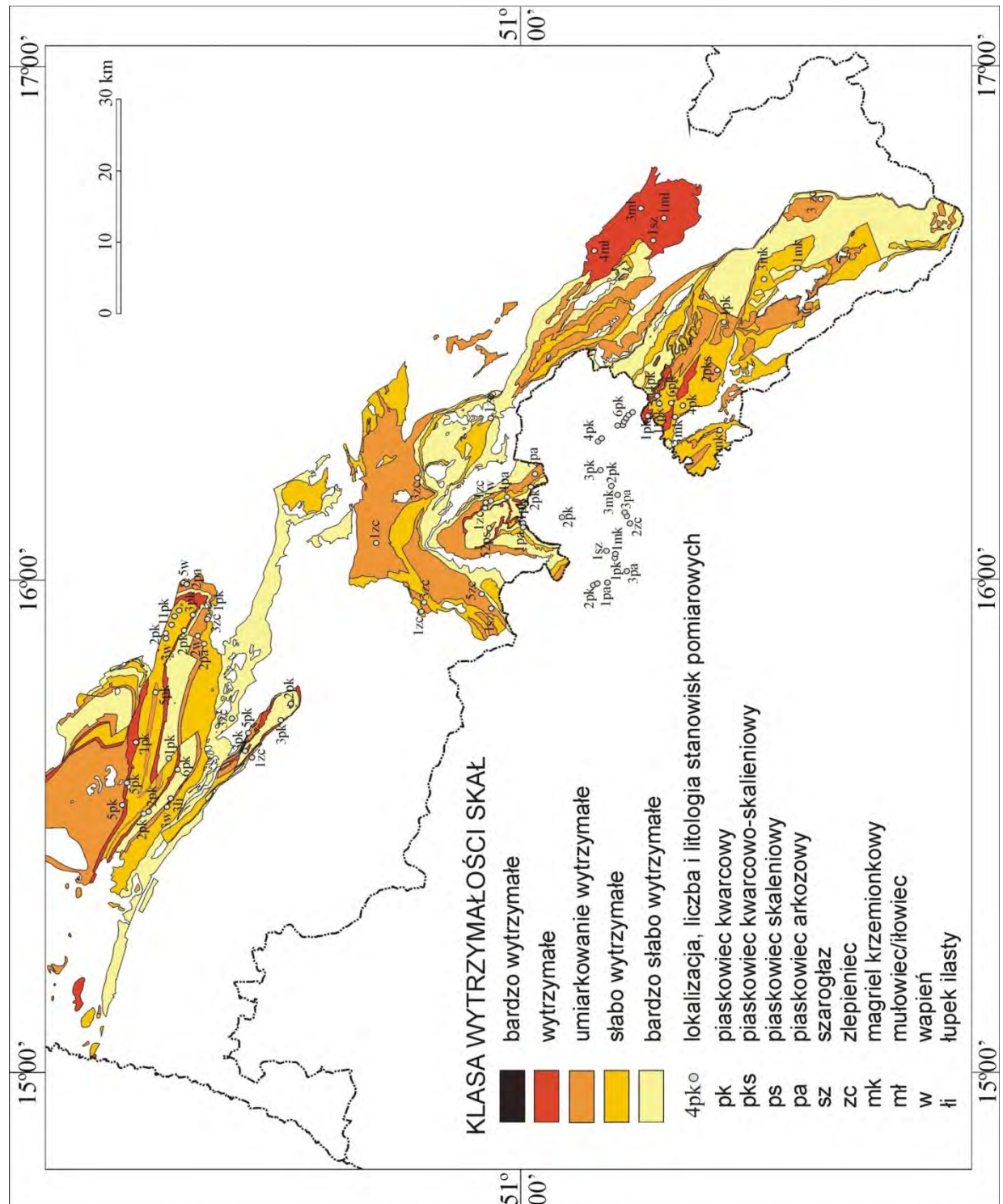
towano wyraźne regionalne obniżenie tych wartości. Przykładowo, turońskie piaskowce w niecce północnosudeckiej są wyraźnie słabsze w części wschodniej tej jednostki geologicznej i średnia ich wytrzymałość wynosi zaledwie 39,7, co rzutuje także na średnią uzyskaną dla wszystkich piaskowców kwarcowych niecki północnosudeckiej. Generalnie mniej wytrzymałe są także piaskowce triasowe (średnia 41,3), choć wśród nich także zaznacza się geograficzne zróżnicowanie uzyskiwanych wartości odboju.

Słabo wytrzymałe są kredowe piaskowce kwarcowo-skaleniowe (ale pomiary zostały przeprowadzone tylko na 2 stanowiskach w niecce śródsudeckiej) i stanowią one ogniwo przejściowe do należących do najslabszej klasy piaskowców skaleniowych (56 stanowisk, głównie w obrębie rezerwatu Głazy Krasnoludków koło Krzeszowa). Nieco wyższe odczyty charakteryzują permskie i triasowe piaskowce arkozowe oraz karbońskie piaskowce szarogłazowe (klasa skał słabo wytrzymałych i umiarkowanie wytrzymałych). Wytrzymałe natomiast są w przewadze gruboziarniste i zlepieńcowate piaskowce arkozowe karbonu. Większość stanowisk pomiarowych dla piaskowców charakteryzuje się średnimi wartościami odchylenia standardowego (od 2 do 3 punktów).

Specyficzną grupę skał osadowych stanowią zlepieńce (22 stanowiska pomiarowe), w szczególności karbońskie zlepieńce kulmowe, które przy stosunkowo niskich wartościach średnich (wytrzymałość słaba i umiarkowana) wykazują stosunkowo wysokie wartości maksymalne odczytów, dochodzące do 60 punktów. Często charakteryzuje je wysoka wartość odchylenia standardowego oraz rozkład bimodalny odczytów dla pojedynczych stanowisk, gdzie część reprezentująca partie spoiwa skupia się w przedziale wartości niższych, podczas gdy wartości odczytów dla większych otoczków (kwarcytowych, gnejsowych, riolitowych) należą do przedziału umiarkowanie wytrzymałych oraz wytrzymałych. Obiektywne dokonanie pomiaru twardości dla gruboziarnistych zlepieńców jest zatem

Tab. 4. Wytrzymałość sudeckich skał osadowych w świetle odczytów na młotku Schmidta. Pogrubieniem wyróżniono wartości maksymalne powyżej 70

Litologia	Jednostki geologiczne	Liczba stanowisk	Rodzaj wychodni naturalne/sztuczne	Wytrzymałość (odczyty na młotku Schmidta)							Ranga
				śr. min	średnia	śr. max	średnie odchyl. standard.	modalna	min	max	
piaskowce kwarcowe (trias i kreda)	niecka	2	s	53,1	54,3	55,4	2,8	50	50	62	2
	śródsudecka i podkarkonoska	41	n	38,1	52,2	64,4	2,6	50	32	70	
	niecka	45	s	25,5	45,9	60,8	3,1	50	23	65	2-4
	północnosudecka	14	n	24,1	39,8	51,1	3,0	44	20	59	
piaskowce kwarcowo-skaliowe (kreda)	niecka śródsudecka	2	s	34,9	39,8	44,8	2,6	45	30	48	4
piaskowce skaleniowe (kreda)	niecka śródsudecka	56	n	21,9	31,5	43,7	1,7	27	19	49	5
piaskowce arkozowe (perm, trias)	niecka śródsudecka i podkarkonoską (perm, trias)	10	n	29,5	33,5	43,0	2,2	30	26	46	4
	niecka północnosudecka (perm)	4	s	41,8	44,3	47,0	3,1	45	36	51	3
piaskowce arkozowe (karbon)	niecka śródsudecka	6	n	38,8	50,1	57,1	2,6	56	35	63	3
piaskowce szarogłazowe (karbon)	struktura bardzka	1	s	31,9	31,9	31,9	2,5	30	25	37	4/5
	niecka śródsudecka	3	s	31,9	37,2	47,7	1,8	30	29	51	
zlepierce (karbon, perm, kreda)	niecka północnosudecka	7	s	24,9	32,5	38,3	3,3	33	18	50	4
	niecka śródsudecka	3	s	34,2	36,8	40,9	5,2	36	21	60	3-4
		12	n	32,1	40,4	49,3	6,4	40	12	60	
margle krzemionkowe (kreda)	niecka śródsudecka	11	s	35,5	43,3	52,6	4,8	40	23	60	3
mułowce i iłowce (karbon)	Struktura bardzka	4	s	49,7	53,3	56,7	1,7	53	48	65	2
		4	n	39,5	53,0	61,6	1,8	60	50	65	
łupki ilaste	niecka północnosudecka	3	s	21,5	34,1	45,4	3,7	35	13	55	5
wapienie (perm, trias)	niecka śródsudecka	2	n	52,5	56,5	60,5	2,7	55	49	67	2
	niecka północnosudecka	13	s	41,0	50,7	62,7	3,3	53	33	71	



Ryc. 7. Skały osadowe – obszar występowania i wytrzymałość zmierzona w polskiej części Sudetów

trudne, ponieważ to, która partia skały znajdzie się w strefie kontaktu z odbojnikami, w znacznym stopniu determinuje wynik. Aydin (2009) sugeruje aby dla tego typu skał dokonywać osobno pomiarów twardości du-

zych ziaren oraz matrix, bez uśredniania wyników. Zabieg ten jednak sprawiłby, że pomiar nie dostarczyłby informacji na temat wytrzymałości zlepniaków jako typu litologicznego. Pojawia się zatem pytanie, czym jest reprezen-

tatywność pomiaru dla zlepieńców. Odpowiedź na nie można byłoby prawdopodobnie uzyskać dopiero porównując dużą liczbę pomiarów dokonanych za pomocą młotka Schmidta z pomiarami laboratoryjnymi wyćinków skały pobranych z tych samych wychodni.

Do najwytrzymalszych wśród sudeckich skał osadowych należą silnie zlitfikowane iłowce i mułowce struktury bardzkiej (7 stanowisk pomiarowych) oraz wapienie (13 stanowisk), dla których średnie wartości odczytów zwykle przekraczają 50, a lokalnie nawet 60 punktów. Maksymalna wartość zmierzona dla wapieni przekracza 70 punktów. Wyższe odczyty zostały uzyskane dla dolomitycznych wapieni cechsztyńskich (skały wytrzymałe i bardzo wytrzymałe), niższe zaś dla triasowych wapieni muszlowych (skały umiarkowanie wytrzymałe).

Margle krzemionkowe testowano na 8 stanowiskach w niecce śródsudeckiej. Zanotowano dla nich wartości wytrzymałości mieszczące się głównie w klasie skał umiarkowanie wytrzymałych. Wyższe wartości odczytów dla tej grupy skał występują zwykle tam, gdzie na powierzchni skały obecna jest cienka skorupa krzemionkowa. Powoduje ona także duży rozrzut wyników, odzwierciedlany przez wysokie odchylenie standardowe. Duże zróżnicowanie wytrzymałości mechanicznej margli krzemionkowych koresponduje z faktem, że w wielu miejscach tworzą one wklęsłe formy terenu, podczas gdy gdzie indziej (część pasma Zaworów) występują one na czołach progów strukturalnych.

Do najmniej wytrzymałych skał osadowych, obok piaskowców skalenkowych, należą również permskie łupki ilaste (3 stanowiska pomiarowe). Średnia twardość dla tej grupy wynosi zaledwie 34,1 punkta w skali młotka Schmidta.

5.3. Skały metamorficzne

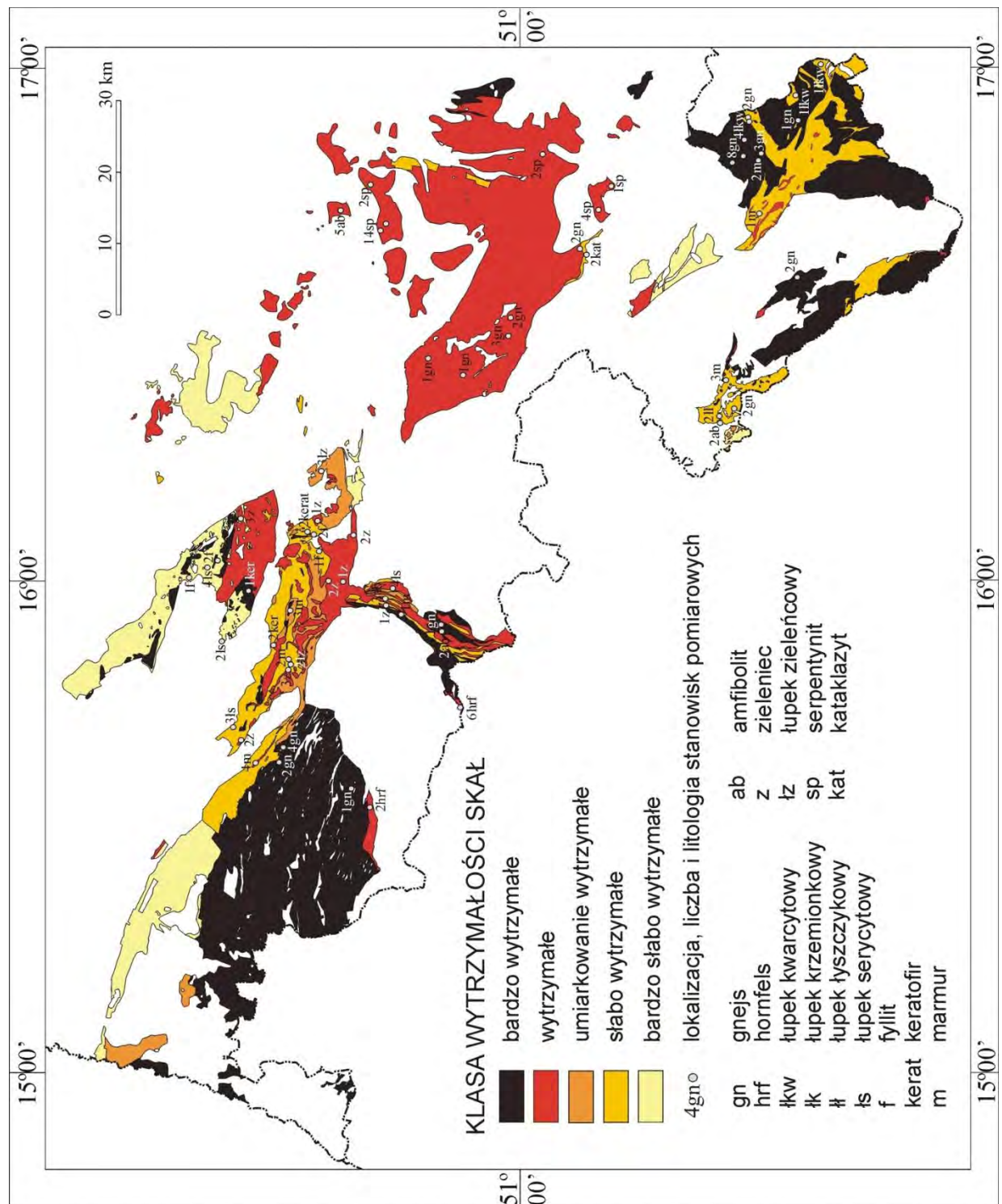
Skały metamorficzne stanowią grupę najbardziej zróżnicowaną pod względem wy-

trzymałości, reprezentowaną przez 141 stanowisk pomiarowych (tab. 5, ryc. 8). Pod względem średnich odczytów kwalifikują się one praktycznie do wszystkich klas wytrzymałości.

Podobnie jak granity w grupie skał magmowych, gnejsy – stanowiące często ich osłonę metamorficzną – należą przeważnie do skał bardzo wytrzymałych. Wyjątkowa jest sytuacja w przypadku gnejsów bloku sowiogórskiego, gdzie na 5 stanowiskach zarówno naturalnych jak i sztucznych położonych w najwyższej wyniesionych partiach tej jednostki geologicznej (700–923 m n.p.m.) zanotowano odczyty mieszczące się zaledwie w klasie właściwej dla skał umiarkowanie wytrzymałych. Ponieważ jednak dla tych samych gnejsów w okolicy niżej położonej Srebrnej Góry, Bystrzycy Górnej i Jugowic zmierzono wartości bardzo wysokie, wnioskować można, że anomalnie niskie odczyty w partiach szczytowych, podobnie jak w przypadku granitów karkonoskich, są wynikiem długotrwałego oddziaływania czynników wietrzeniowych. Takiej interpretacji odpowiada również odnotowany stan powierzchni wysoko położonych stanowisk, charakteryzujących się przeważnie dużą szorstkością, obecnością mikroform wietrzeniowych i znacznym rozwarciem spękań.

W analogicznych warunkach wysokościowych dokonano pomiarów twardości hornfelsów (6 stanowisk w Karkonoszach w obrębie najwyższego wzniesienia Sudetów i 3 stanowiska na Wysokim Grzbiecie w Górach Izerskich). Ich wyniki mogą być również zaniżone ze względu na stopień zwietrzenia oraz stosunkowo mały rozmiar bloków, aczkolwiek brak w tym przypadku pomiarów reperowych na stanowiskach położonych niżej. Hornfelsy zgodnie z pomiarem należą do skał wytrzymałych.

Oprócz gnejsów, do najwyższej klasy wytrzymałości należą łupki krzemionkowe występujące głównie w obrębie metamorfiku kaczawskiego (2 stanowiska) oraz wapienie krystaliczne metamorfiku orlicko-śnieżnickiego. Do skał wytrzymałych należą zaś pozostałe wapienie krystaliczne (13 stanowisk), amfibol-



Ryc. 8. Skąły metamorficzne – obszar występowania i wytrzymałość zmierzona w polskiej części Sudetów

lity (12 stanowisk), łupki kwarcytowe (6 stanowisk), serpentynity (23 stanowiska), keratofiry (6 stanowisk) i masywne zieleńce (15 stanowisk). Są to skąły w większości masywne, jednoznacznie mieszczące się w swojej

klasie wytrzymałości, o stosunkowo niedużym rozrzucie średnich dla poszczególnych stanowisk.

Z pozostałych skąły metamorficznych do klasy umiarkowanie wytrzymałych należą

Tab. 5. Wytrzymałość sudeckich skał metamorficznych w świetle odczytów na młotku Schmidta. Pogrubieniem wyróżniono wartości średnie powyżej 60 i maksymalne powyżej 70

Litologia	Jednostki geologiczne	Liczba stanowisk	Rodzaj wychodni naturalne/sztuczne	Wytrzymałość (odczyty na młotku Schmidta)							Ranga	
				śr. min	średnia	śr. max	śr. odchyl. stan-	modalna	min	max		
gnejsy	metamorfik wschodnich Karkonoszy	1	n	64,7	64,7	64,7	1,4	65	63	68	1	
	blok karkonosko-izerski	7	n	53,4	61,3	65,3	3,7	64	53	71	1	
	blok Gór Sowich (<600 m n.p.m.)	2	s	56,5	60,2	63,8	3,1	60	50	68	1	
		2	n	60,6	60,1	61,4	1,9	62	57	65		
	blok Gór Sowich (Wielka Sowa)	2	s	43,9	45,1	46,2	3,5	43	38	53	3	
		3	n	36,6	40,2	44,9	3,0	40	32	50		
	metam. Łądko-Śnieżnika	15	n	58,5	64,3	68,9	2,4	63	55	74	1	
	metam. orlicko-bystrzycki	4	n	60,7	61,2	61,8	2,0	60	55	68	1	
hornfelsy	metamorfik wschodnich Karkonoszy	6	n	53,7	56,9	59,7	2,8	55	50	66	2	
	blok karkonosko-izerski	1	s	54,3	54,3	54,3	3,6	52	48	63	2	
		2	n	50,5	53,1	55,7	3,1	50	46	62	2	
łupki kwarcytowe	metamorfik Łądko-Śnieżnika	6	n	45,8	54	58,5	3,1	54	39	65	2	
łupki łuszczkowe	metam. orlicko-bystrzycki	2	s	29,7	36,2	42,8	2,3	31	26	48	4	
keratofiry	metamorfik kaczawski	4	s	48,6	57,5	66,0	2,4	65	45	71	2	
		2	n	55,4	56,6	57,8	4,2	56	49	67		
marmury	metam. wsch. Karkonoszy	1	s	51,0	51,0	51,0	2,0	50	47	54	2	
	metam. Łądko-Śnieżnika	3	s	49,8	55,1	58,1	3,5	56	42	67	2	
	metam. orlicko-bystrzycki	3	s	59,3	61,9	65,7	1,8	60	57	67	1	
	metamorfik kaczawski	9	s	51,3	56,0	63,4	2,2	55	47	65	2	
amfibolity	ofiolit Ślęży	5	n	51,7	58,1	60,8	3,2	60	48	72	2	
	metamorfik wschodnich Karkonoszy	5	s	50,3	56,4	60,0	2,3	56	46	65	2	
	metam. orlicko-bystrzycki	2	s	58,2	59,9	61,6	2,1	59	54	66	2	
zieleńce	metamorfik kaczawski	15	n	53,3	54,8	64,9	2,7	56	43	69	2	
łupki zieleńcowe	metamorfik kaczawski	5	n	39,3	44,8	51,2	4,4	40	34	64	3	
łupki krzemionkowe	metamorfik kaczawski	2	n	61,4	62,1	62,9	2,1	62	58	69	1	
łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe	metamorfik kaczawski	7	s	26,8	33,5	37,7	2,6	36	23	45	5	
fyllity	metamorfik kaczawski	3	s	26,9	34,9	42,5	3,8	36	22	56	5	
katakazyty	blok Gór Sowich	2	s	37,9	38,3	38,8	3,7	40	32	45	4	
serpentynity	ofiolit Ślęży	5	s	51,1	55,2	58,6	3,8	50	46	64	2	
		11	n	39,9	52,7	61,2	3,1	55	36	66		
	Strefa Niemczy	4	s	52,8	55,7	59,5	2,8	55	44	63	2	
		3	n	48,3	53,6	56,7	2,7	55	41	60		

łupki zieleńcowe (5 stanowisk), a słabo wytrzymałych kataklazyty i łupki łyszczykowe (po 2 stanowiska), podczas gdy do skał najslabszych kwalifikują się łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe (7 stanowisk) oraz fyllity (3 stanowiska). Generalnie wytrzymałość skał metamorficznych w dużej mierze odpowiada stopniowi ich złupkowania i głębokości przebytej metamorfozy oraz jest modyfikowana przez zawartość krzemionki.

5.4. Przestrzenne rozmieszczenie klas wytrzymałości

Ze względu na to, że badania wytrzymałości skał prowadzone były prawie wyłącznie po polskiej stronie Sudetów, szczegółowa mapa rozmieszczenia przestrzennego klas wytrzymałości została wykonana dla tego właśnie obszaru. Dokonanie pewnej generalizacji (tab. 6) i porównanie uzyskanych wyników z danymi z literatury (tab. 7–9) pozwala jednak stwierdzić, że uzyskane w polskiej części Sudetów wartości wytrzymałości są w dużej mierze zgodne z niezależnie określonymi wartościami przeciętnego stopnia odporności morfologicznej skał należących do tych samych grup litologicznych. Uprawnia to do podjęcia ostrożnej próby określenia wytrzymałości skał dla całego obszaru Sudetów. Mapa przedstawiona poniżej (ryc. 9) jest wynikiem ekstrapolacji średnich wyników uzyskanych dla poszczególnych typów skał, wobec czego ma charakter orientacyjny i została celowo określona jako mapa potencjalnej wytrzymałości skał. Wytrzymałość niektórych typów skał (np. granitów karkonoskich i zlepieńców niecki śródsudeckiej) ze względu na mniej szczegółowe lub niezupełnie kompatybilne z polskimi wydzielenia po stronie czeskiej, została na niej przedstawiona w ujednoliconej, uśrednionej formie po obu stronach granicy.

Wprowadzanie generalizacji w przypadku obszarów badań tak dużych i tak niejednorodnych jak Sudety, ma pewne nieuniknione mankamenty. Po pierwsze, pomiary twardości niektórych typów skał wykazały, że ich wy-

trzymałość może zmieniać się w stosunkowo szerokich granicach. Drugą okolicznością utrudniającą jednoznaczną kwalifikację poszczególnych kompleksów skalnych do danej klasy wytrzymałości jest brak kartograficznego rozdzielenia kilku typów litologicznych. Łącznie kartowane są najczęściej zmetamorfizowane kompleksy skał wulkanicznych, przy czym problematyczny dla oznaczenia ich wytrzymałości jest brak rozdzielenia odmian masywnych i złupkowanych (głównie zieleńców i łupków zieleńcowych), które zgodnie z dokonanymi pomiarami różnią się średnio o jedną klasę wytrzymałości. Wśród skał osadowych często wspólnie kartowane są różnego rodzaju piaskowce i zlepieńce (np. karbon i perm w niecce śródsudeckiej), piaskowce, ilowce i różne facje skał marglistych (np. kredda w niecce północnosudeckiej i śródsudeckiej), a także piaskowce i łupki (np. skały fliaszowe struktury śląsko-morawskiej).

Z drugiej jednak strony, w wielu przypadkach określone typy skał charakteryzują się stosunkowo dużą stałością parametrów wytrzymałościowych (np. bazalty, riolity, amfibolity czy wapienie krystaliczne), pozwalającą jednoznacznie przypisać je do danej klasy wytrzymałości. Biorąc pod uwagę rozrzut średnich wyników uzyskiwanych na poszczególnych stanowiskach w obrębie jednej litologii, dla większości typów litologicznych potencjalny błąd oznaczenia wytrzymałości danej wychodni zwykle nie przekracza jednej klasy. Dokładność taka wydaje się być wystarczająca, aby skonstruowana mapa syntetyczna mogła mieć zastosowanie przy poszukiwaniu pewnych ogólnych zależności w skali całego masywu Sudetów. W połączeniu z analizą przestrzennego obrazu podstawowych parametrów morfometrycznych (wysokości względnych, nachyleń, zakrzywień oraz ekspozycji) może ona także stanowić podstawę dla wysuwania nowych hipotez, które mogą podlegać weryfikacji na tych obszarach, gdzie założona jest większa liczba stanowisk pomiarowych. Stąd też konstrukcja zgeneralizowanej mapy potencjalnej wytrzymałości skał, przy zachowaniu należytej ostrożności w interpretacji, wydaje

się uzasadniona. Przykłady bardziej szczegółowych studiów mezo- i mikroregionalnych nad wpływem zróżnicowania wytrzymałości skał na morfologię terenu zaprezentowane są w rozdziale 7.

Przestrzenne rozmieszczenie skał należących do najwyższych klas wytrzymałości w przybliżeniu odpowiada rozmieszczeniu jednostek geologicznych zbudowanych ze skał głębinowych i metamorficznych, z wyłączeniem obszarów występowania skał łupkowych. Zlokalizowane są one głównie w południowej i zachodniej części Sudetów Zachodnich, na obrzeżach Kotliny Kłodzkiej oraz wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego z wyłączeniem jego sektora północnego. Izolowane wzniesienia na Przedgórzu Sudeckim również zbudowane są w przewadze ze skał wytrzymałych. Wysoka wytrzymałość jest właściwa także dla rozproszonych wychodni skał wulkanicznych, przebijających skały osadowe niecki północnosudeckiej, śródsudeckiej i podkarkonoskiej oraz płytę piaskowców kredowych w Górach Łużyckich. Część wulkanitów występuje także wśród skał metamorfiku kaczawskiego. Stosunkowo niewielką powierzchnię zajmują wytrzymałe skały osadowe. Najbardziej zwarty obszar ich występowania stanowi struktura bardzka. W niecce północnosudeckiej są to

pasma piaskowców kwarcowych wydłużone równoleżnikowo lub zorientowane zgodnie z kierunkiem sudeckim (NW–SE), występujące naprzemian ze skałami słabszymi, natomiast na obszarze niecki śródsudeckiej, skały tej klasy występują wzdłuż północnego progu Gór Stołowych, na obrzeżach Kotliny Krzeszowskiej oraz w położonych na południe od niej Zaworach. Wysokie średnie wartości wytrzymałości mają również w większości ostańcowe płaskowyże tworzące najwyższe piętro Gór Stołowych.

Lokalizacja skał najmniej wytrzymałych w Sudetach Zachodnich pokrywa się z obszarami występowania piaskowców skaleńowych, arkozowych i szarogłazowych, łupków ilastych i margli wypełniających nieckę północnosudecką oraz podkarkonoską, a także silnie złupkowanych skał metamorfiku kaczawskiego w ich północnej części (włączając w to kontynuację tego typu skał na Przedgórzu Sudeckim). Zbliżone litologicznie i wytrzymałościowo skały (fyllity i łupki) występują także w południowej części Karkonoszy. W Sudetach Środkowych skały okruczowe o niskiej wytrzymałości występują w centralnej części i wzdłuż wschodniego i południowego obrzeżenia niecki śródsudeckiej oraz wypełniają rów tektoniczny górnej Nysy.

Tab. 6. Przeciętna wytrzymałość głównych typów skał sudeckich według pomiarów młotkiem Schmidta

Typ skały	Wytrzymałość
bazalty, trachybazalty, gnejsy, łupki krzemionkowe	bardzo duża
granity, riolity, marmury	bardzo duża/duża
gabro, diabazy, mułowce i iłowce (karbon), wapienie (perm, trias), hornfelsy, łupki kwarcytowe, keratofiry, amfibolity, zieleńce, serpentynity	duża
piaskowce kwarcowe (trias i kreda)	duża/ umiarkowana/ mała
margle krzemionkowe (kreda), piaskowce arkozowe (karbon), łupki zieleńcowe	umiarkowana
zlepieńce (karbon, perm, kreda)	umiarkowana/ mała
łupki tyszczkowe, kataklazyty, piaskowce arkozowe (perm, trias), piaskowce kwarcowo-skaleńowe (kreda),	mała
piaskowce szarogłazowe (karbon)	mała/bardzo mała
fyllity, łupki serycytowe i serycytowo-chlorytowe, łupki ilaste, piaskowce skaleńowe (kreda)	bardzo mała

Tab. 7. Zestawienie ważniejszych skał według ich przeciętnego stopnia odporności morfologicznej (według Maulla, 1958).

Rodzaj skały	Przeciętny stopień odporności geomorfologicznej
bazalt, kwarcyt	bardzo duży
melafir, gabro, porfir kwarcowy, granit	bardzo duży/duży
porfiry, andezyt, sjenit	duży
wapień, gnejs, piaskowiec, dolomit, trachit, porfir	duży/średni
łupek, łuszczak	średni
łupek ilasty, piaskowiec ilasty, tuf	mały

Tab. 8. Uproszczona klasyfikacja podstawowych rodzajów skał według ich odporności (według Klimaszewskiego, 1981).

	Rodzaj skały	Odporność
magmowe	wylewne: bazalty, diabazy, andezyty, porfiry, melafiry, trachity, riolity	bardzo duża
	głębiny: granity, dioryty, gabra, sjenity	bardzo duża
osadowe	klastyczne zwięzłe: brekcje, zlepki, piaskowce, kwarcyty, szarowaki, margle, łupki ilaste, iłolupki, mułowce	różna
	klastyczne luźne sypkie: gruz, piarg, rumosz, żwir, szuter, piasek	bardzo mała
	klastyczne luźne spójne: tufy, iły, muły, gliny, pyły, lessy	mała
	organiczne: wapienie, dolomity, rogowce	duża
	chemiczne: wapienie i dolomity nieorganiczne, gips, anhydryt, sól	różna
metamorficzne	gnejsy, łupki krystaliczne (łuszczakowe, amfibolitowe, chlorytowe, talkowe, zielenicowe, fylity), marmury, serpentynity	duża

Tab. 9. Opisowa klasyfikacja skał (według Selby'ego, 1980)

Opis skały	Wytrzymałość na kompresję [MPa]	Wytrzymałość na ścisnienie punktowe [MPa]	Odbiór młotka Schmidta typu N	Przykłady skał
Bardzo miękka	1–25	0,04–1,0	10–35	kreda, sól, lignit
miękka	25–50	1,0–2,0	35–40	węgiel, piaskowiec drobnoziarnisty, łupek
Średnio twarda	50–100	2,0–4,0	40–50	łupek, iłolupek, piaskowiec ilasty, iłowiec
twarda	100–200	4,0–8,0	50–60	marmur, wapień, dolomit, andezyt, gnejs
Bardzo twarda	>200	>8	>60	kwarcyt, doleryt, gabro

W Sudetach Wschodnich pasma łupków krystalicznych o zróżnicowanej wytrzymałości (od słabo wytrzymałych łupków łyszczykowych po wytrzymałe łupki kwarcytowe) tworzą wąskie strefy, często okalające lub rozdzielające wytrzymałe kopuły gnejsowo-migmatytowe. Ich lokalizacja nie zawsze jednak pokrywa się z występowaniem stref reliefu obniżonego względem kopuł gnejsowych, co było niegdyś sugerowane dla kompleksów łupkowych Masywu Śnieżnika (Walczak, 1948). O takiej zbieżności można mówić w zasadzie głównie w przypadku południowego i wschodniego obrzeżenia Wysokiego Jesenika.

Skały umiarkowanie wytrzymałe występują głównie w północnej, środkowej i najbardziej wschodniej części Sudetów. Do tej klasy wytrzymałości należą łupki zieleńcowe metamorfizmu kaczawskiego, permskie piaskowce arkozowe, piaskowce kwarcowe santonu, część piaskowców kwarcowych cenomanu i niektórych ogniów turonu w niecce północno-sudeckiej oraz niektóre serie zlepieńców, piaskowców kwarcowych oraz margle krzemionkowe niecki śródsudeckiej i podkarkonoskiej. W nawiązaniu do wyników otrzymanych dla analogicznych litologii po polskiej stronie Sudetów, umiarkowaną lub nieco wyższą średnią wytrzymałość przyjęto dla piaskowców kwarcowych Gór Łużyckich oraz kompleksów piaskowcowo-łupkowych Niskiego Jesenika.

Zestawienie uzyskanej mapy potencjalnej wytrzymałości skał z numerycznym modelem wysokości pozwala na rozpatrzenie zróżnicowania udziału poszczególnych klas wytrzymałości skał w różnych przedziałach wysokościowych. Wziąwszy pod uwagę zróżnicowanie morfologiczne Sudetów wydzielono umownie trzy przedziały wysokości:

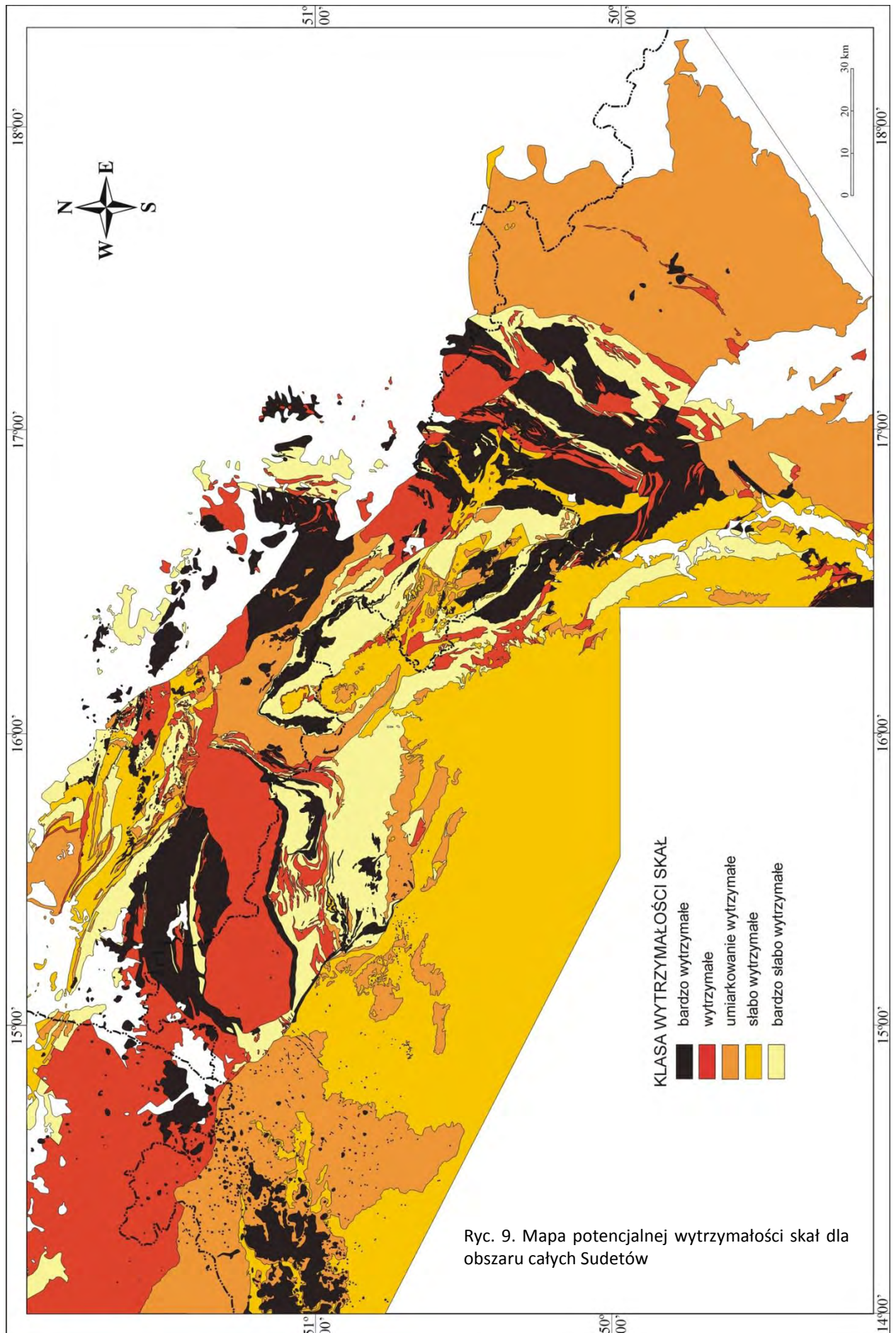
- powyżej 700 m, obejmujący najwyższe masywy sudeckie,
- 500–700 m n.p.m., w którym mieszczą się masywy średniej wysokości oraz obszary peryferyczne masywów wysokich,

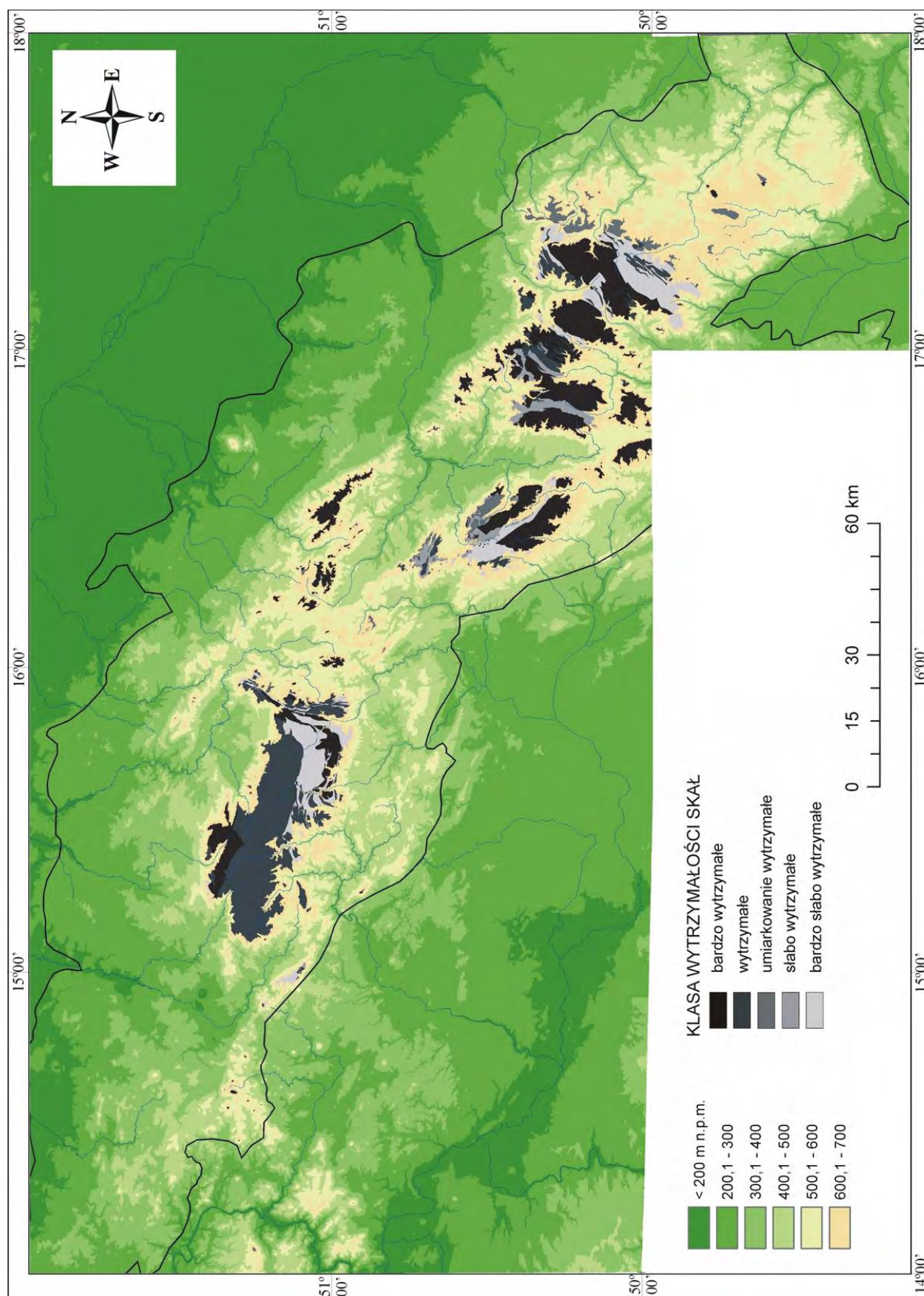
- poniżej 500 m n.p.m., obejmujący głównie tereny podgórskie i dna kotlin.

Na bazie niniejszego podziału poczyniono następujące obserwacje. Wysoko wypiętrzone masywy sudeckie, przekraczające 700 m n.p.m. (ryc. 10), są zbudowane w przewadze ze skał bardzo wytrzymałych i wytrzymałych (głównie gnejsów i granitów, miejscami także amfibolitów i riolitów), choć pewien udział w ich budowie mają także skały najmniej wytrzymałe mechanicznie, reprezentowane przez kompleksy łupkowe i metawulkaniczne.

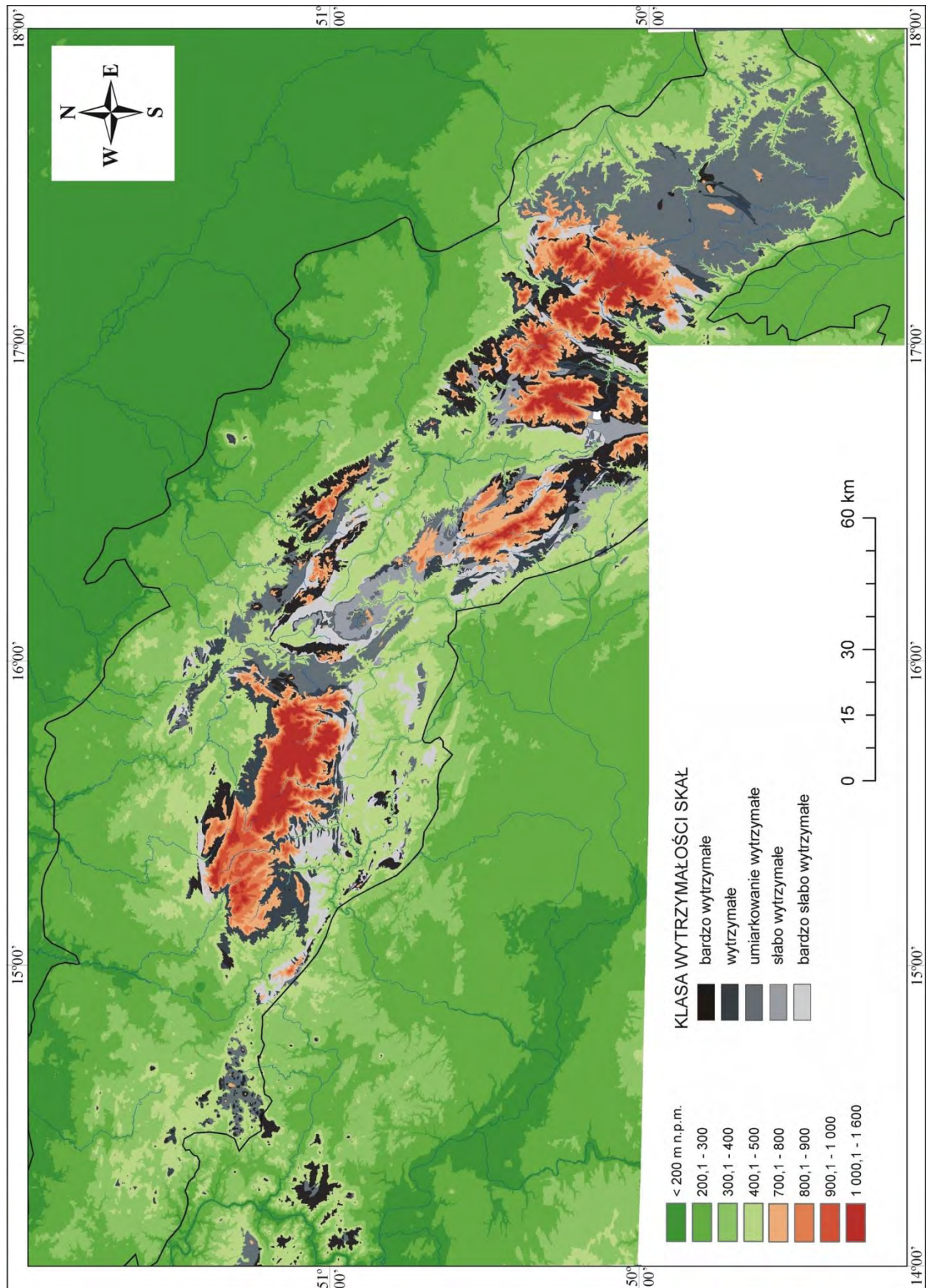
Przedział wysokościowy 500–700 m n.p.m. odpowiadający średnio wypiętrżonym masywom (ryc. 11) zajmują głównie skały umiarkowanie wytrzymałe, wśród których największy udział mają karbońskie skały osadowe, oraz (w drugiej kolejności) fragmenty górnokredowej płyty piaskowcowej (Góry Łużyckie, znaczna część Gór Stołowych). Pewien odsetek powierzchni w tym przedziale wysokościowym zajmują także skały o dużej wytrzymałości skupione na obrzeżach wysoko wyniesionych masywów, w wulkanicznych Górach Kamiennych oraz w zbudowanych w przewadze z metawulkanitów Górach Kaczawskich. Najmniejszą wytrzymałość mają łupkowe kompleksy obrzeży pasma Jeřteđu, południowej części Gór Izerskich i Pogórza Orlickiego oraz permskie skały osadowe występujące na obramowaniu niecki podkarkonoskiej i w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej.

Poniżej 500 m n.p.m. (ryc. 12) ponownie zaznacza się duży udział skał o wysokiej i bardzo wysokiej wytrzymałości, budujących niemal całe Pogórze Łużyckie, południową część Pogórza Izerskiego, Kotlinę Jeleniogórską i Libercką, wschodni skraj Pogórza Kaczawskiego, większość Pogórza Bolkowskiego oraz dużą część wzgórz na Przedgórzu Sudeckim. Pozostałą część tego przedziału wysokościowego zajmują w zbliżonym udziale skały słabo i średnio wytrzymałe. Do pierwszej grupy należą skały osadowe permu, triasu i kredy budujące w znacznej mierze trzy główne niecki sudeckie oraz łupkowe skały kompleksu kaczawskiego i metamorfizmu kamieniecko-

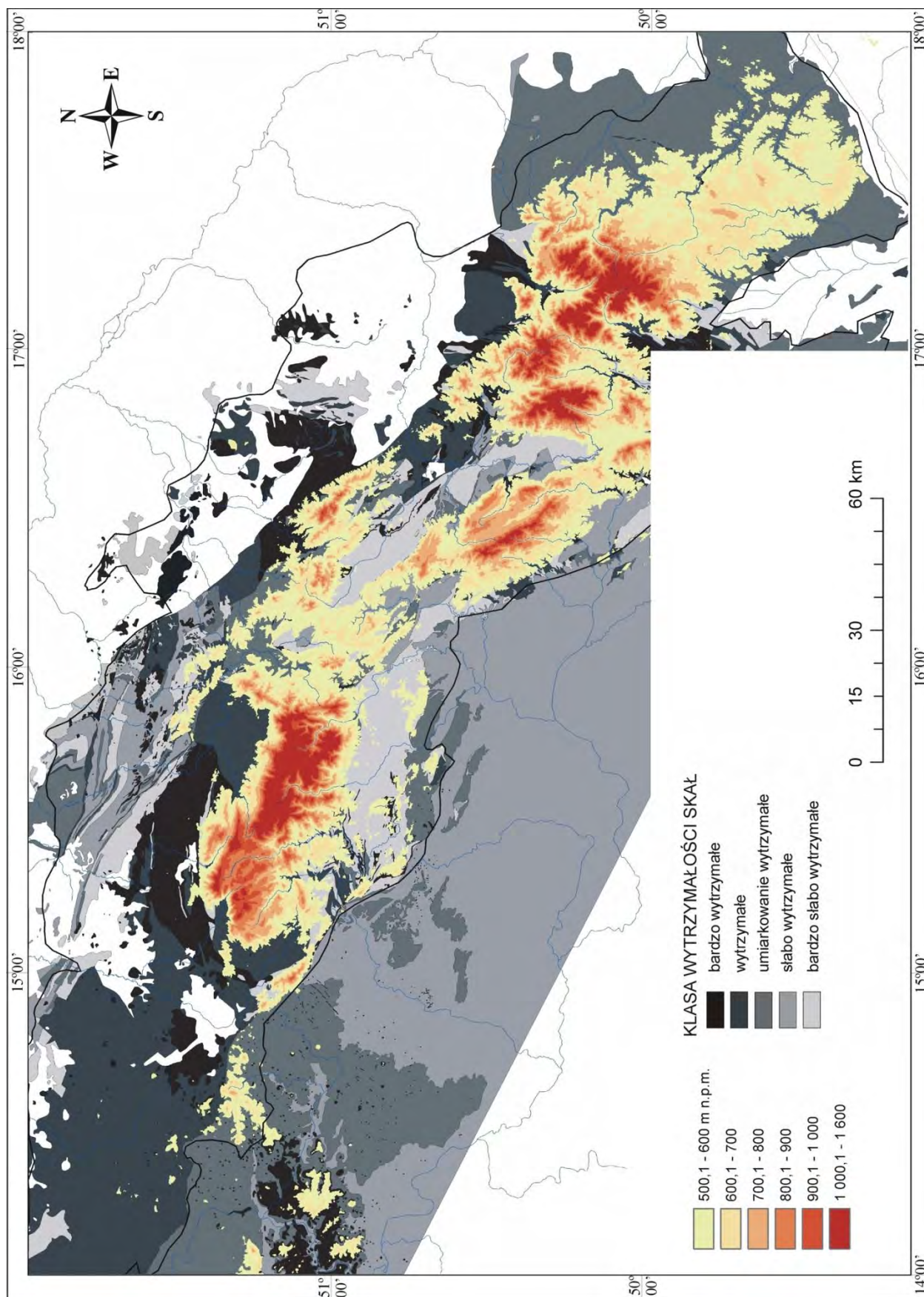




Ryc. 10. Wytrzymałość skał położonych powyżej 700 m n.p.m.



Ryc. 11. Wytrzymałość skał położonych w przedziale wysokościowym pomiędzy 500 a 700 m n.p.m.



Ryc. 12. Wytrzymałość skał położonych poniżej 500 m n.p.m.

-strzelińskiego. W drugiej grupie znajdują się zaś obrzeża obszarów zbudowanych ze skał karbońskich (Nizkiego Jesenika i Gór Bardzkich oraz północny skraj niecki śródsudeckiej).

Podsumowując, można stwierdzić, że skały o największej wytrzymałości dominują na obszarach wysoko położonych oraz mają znaczący udział na obszarach położonych nisko (przede wszystkim w zachodniej części Sudetów), skały o najmniejszej wytrzymałości występują głównie w niskich położeniach, ale spotykane są także na obszarach wysoko wydźwigniętych (kompleksy łupkowe w obrębie masywów metamorficznych), natomiast skały o umiarkowanej wytrzymałości zajmują głównie położenie pośrednie.

W pewnym zakresie związki te są zbliżone do obserwacji poczynionych przez Claytona i Shamoona (1998a,b, 1999) dla obszaru Wielkiej Brytanii, gdzie zbieżność wysokiej odporności na erozję i dużych wysokości nad poziomem morza tłumaczona była jako efekt największego wypiętrzenia izostatycznego obszarów występowania tego typu skał. Podobnych przyczyn nie można wykluczyć także na obszarze Sudetów, przy czym warto zwrócić uwagę, że duża wytrzymałość może jednocześnie opóźniać denudację wysoko wydźwigniętych obszarów, co sugerowałoby, że zmiany w krajobrazie przebiegające w ten sposób mogą mieć charakter dodatniego sprzężenia zwrotnego.

6. Wybrane parametry morfometryczne Sudetów na tle zróżnicowania wytrzymałości skał

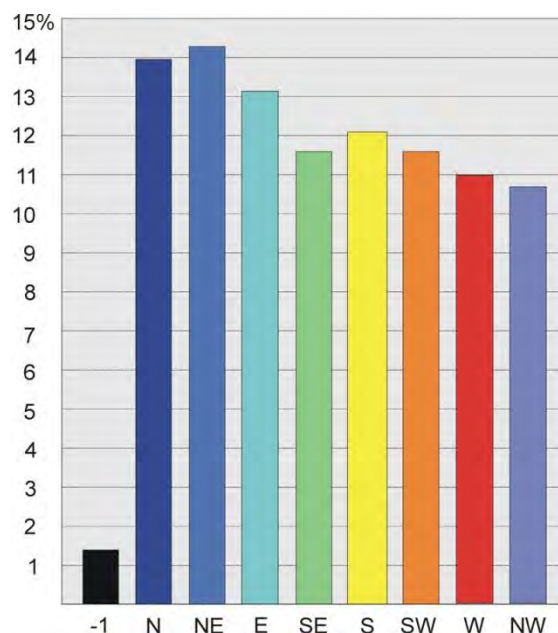
Badania morfometryczne rzeźby stanowią cenne źródło informacji geomorfologicznej. Mapy pochodne z numerycznego modelu terenu przedstawiające wybrane aspekty rzeźby mają kilka podstawowych zalet. Po pierwsze, automatyzacja ich konstrukcji pozwala na jednolite i obiektywne przedstawienie wybranej cechy. Po drugie, wykorzystanie programów GIS umożliwia tworzenie opracowań dla relatywnie dużych obszarów. Techniki komputerowe umożliwiają wprowadzenie zastosowanie stosunkowo skomplikowanych algorytmów obliczeniowych, jednakże mapy wyjściowe powstałe w wyniku bardzo złożonych procedur są często niejednoznaczne i trudne w interpretacji. Dlatego w ramach niniejszego opracowania wybrano parametry możliwie proste: ekspozycje, nachylenia, wysokości względne oraz zakrzywienie powierzchni.

6.1. Ekspozycja

Ekspozycja stoków na danym obszarze odzwierciedla kierunkowość oddziaływania czynników kształtujących rzeźbę terenu. Analiza zróżnicowania ekspozycji w Sudetach (ryc. 13 i 14) ujawnia następujące prawidłowości.

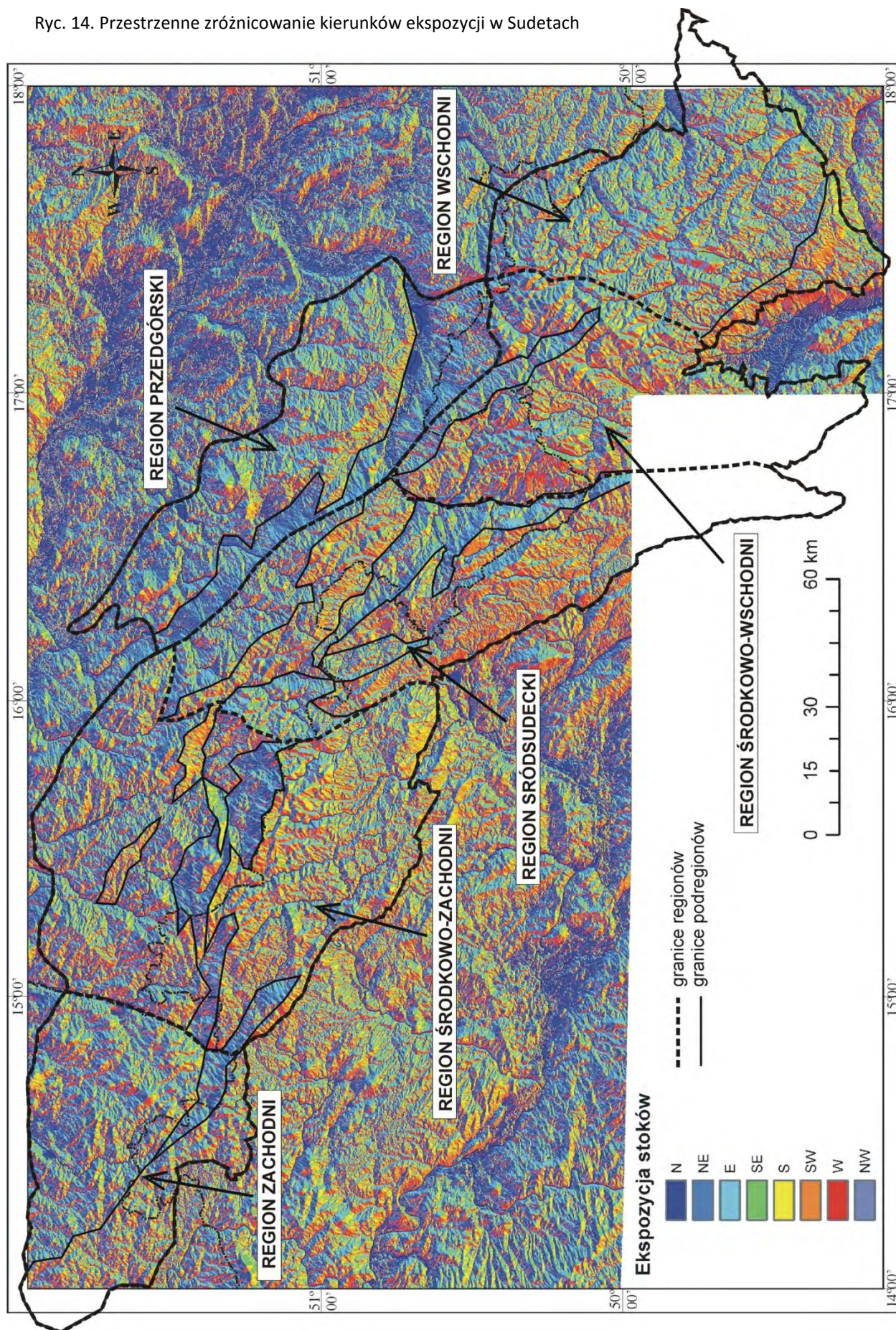
W obrębie całego masywu najczęstsza jest północno-wschodnia wystawa stoków. Nieco mniejszą frekwencję wykazują sąsiednie kierunki ekspozycji (północny i wschodni). Stosunkowo częste są także stoki o ekspozycji południowej. Mniej jest stoków opadających ku SE, SW i W, najmniej zaś – stoków północno-zachodnich (ryc. 13). Różnice w udziałach procentowych są jednak ogólnie niewielkie, a różnica między kierunkiem najczęściej i najrzadziej reprezentowanym wynosi 4%.

Każdy z kierunków ekspozycji jest reprezentowany przez powierzchnie cząstkowe występujące w dwóch postaciach: rozproszonej (przeważnie reprezentowanej w zbliżonym stopniu we wszystkich częściach Sudetów) oraz skupionej, rozciągającej się zwykle wzdłuż wyraźnych, liniowych stref (ryc.14). Pomocne w detekcji liniowych stref o jednolitej ekspozycji są mapy ekspozycji cząstkowej (ryc. 15 i 16), natomiast interpretację ich genezy ułatwiają mapa przebiegu głównych dyslokacji tektonicznych (ryc. 17) oraz sporządzona na podkładzie NMT i cieniowanego reliefu mapa toplineamentów (ryc. 18) – prostoliniowych elementów rzeźby widocznych często na znacznej rozciągłości i cechujących się dużą powtarzalnością reprezentowanych przebiegów (Badura, Przybylski 2005). Część toplineamentów czytelnych na numerycznym

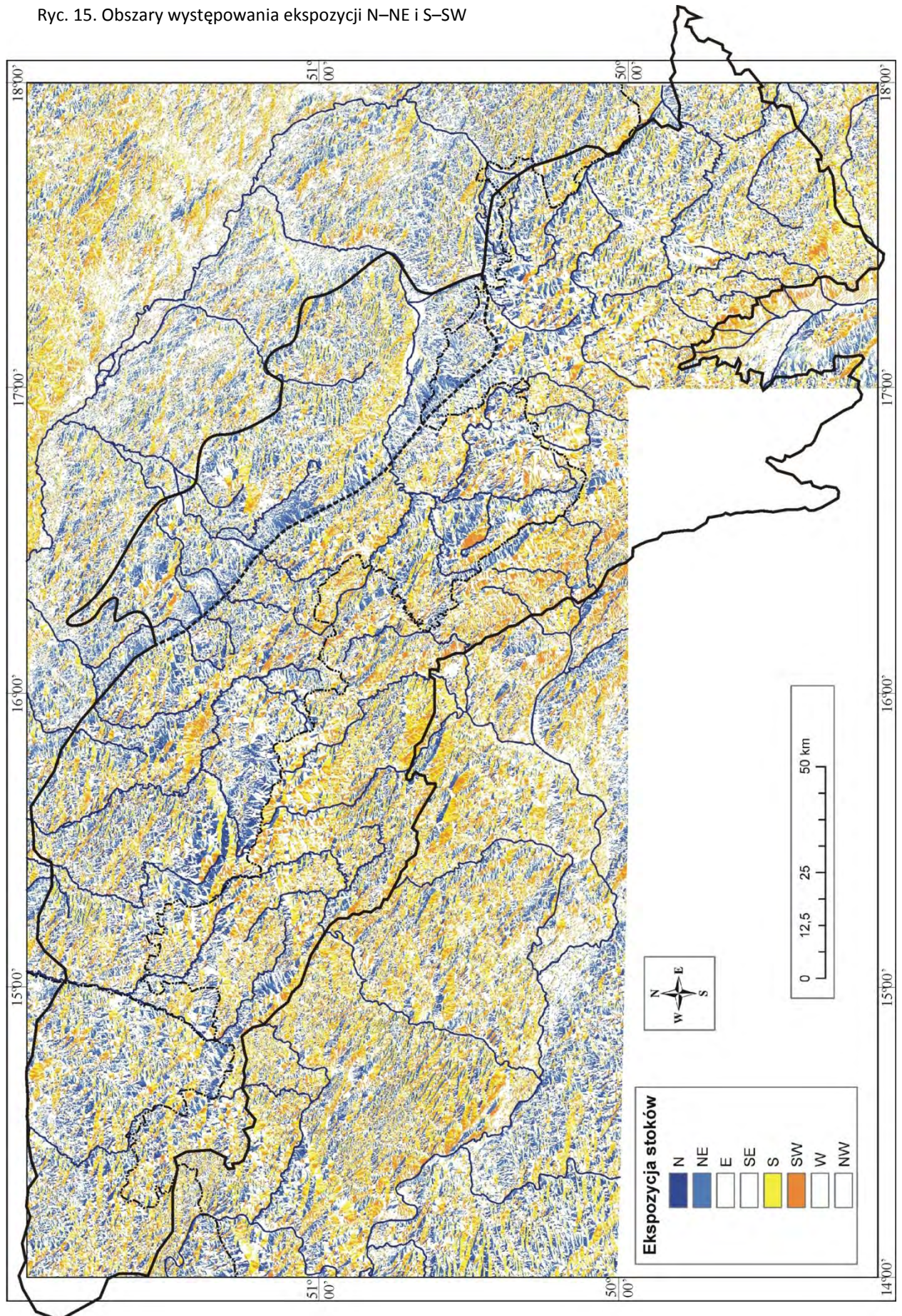


Ryc. 13. Procentowy udział poszczególnych kierunków ekspozycji w powierzchni Sudetów. Uwaga: ekspozycja -1 oznacza powierzchnie płaskie

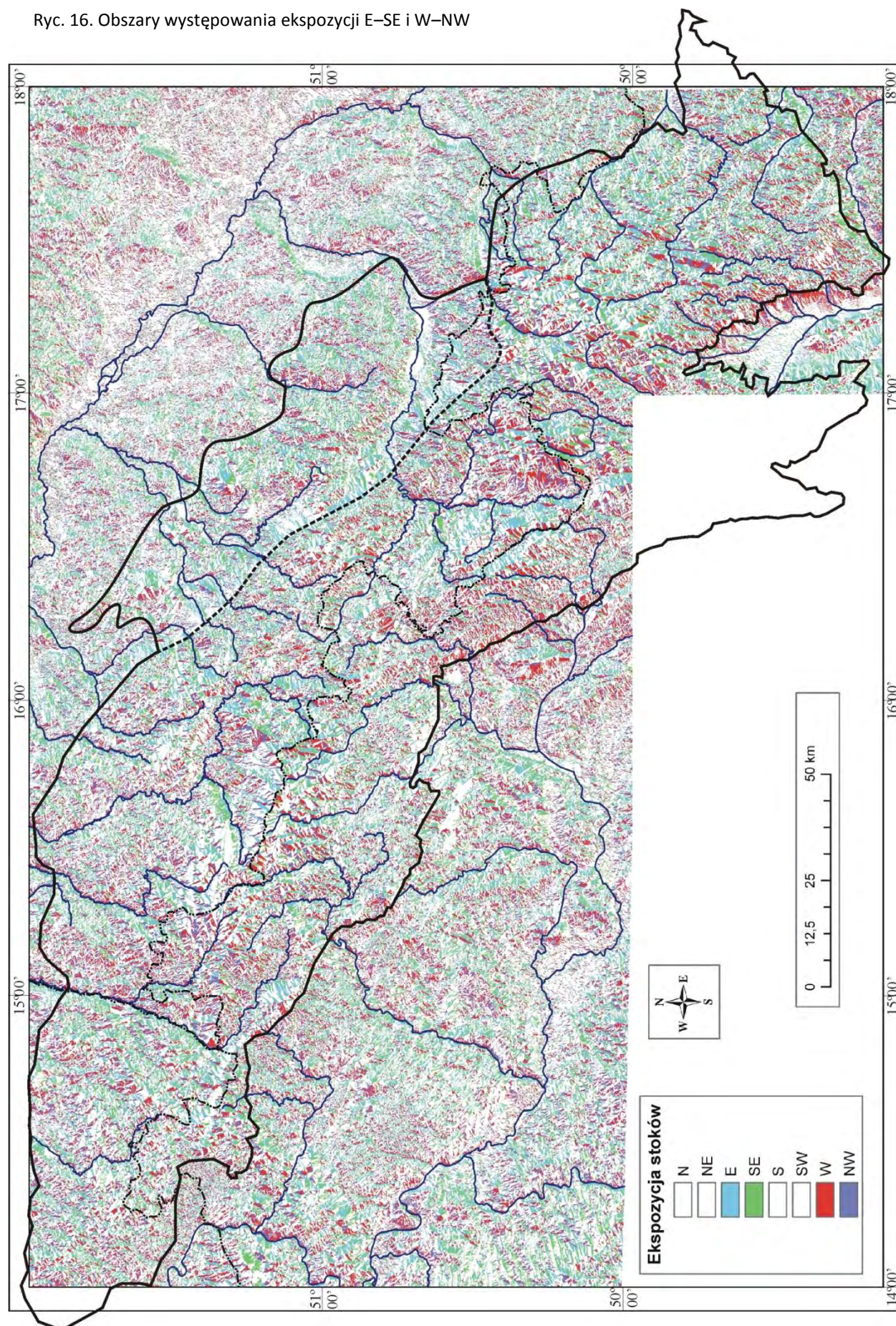
Ryc. 14. Przestrzenne zróżnicowanie kierunków ekspozycji w Sudetach

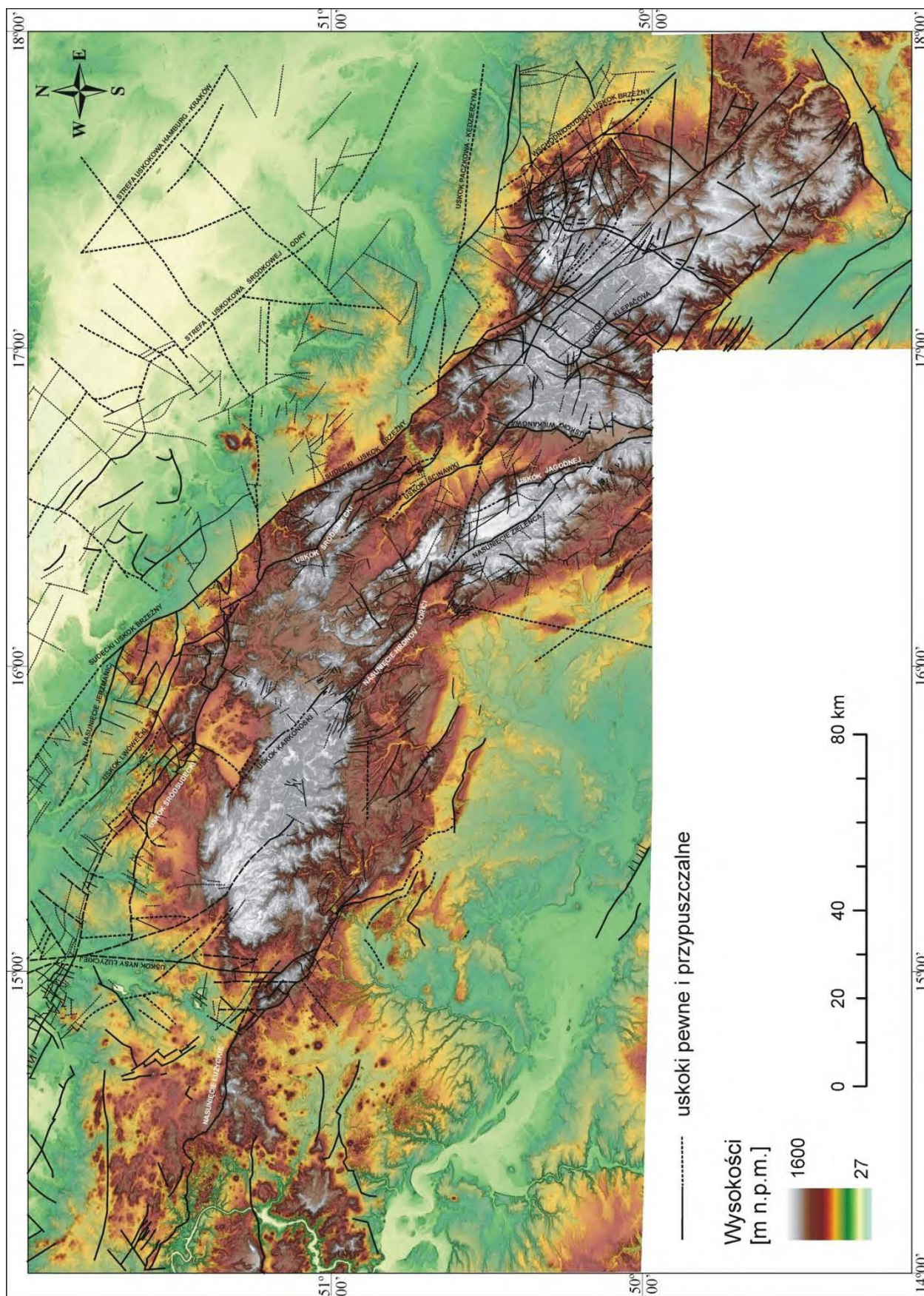


Ryc. 15. Obszary występowania ekspozycji N-NE i S-SW

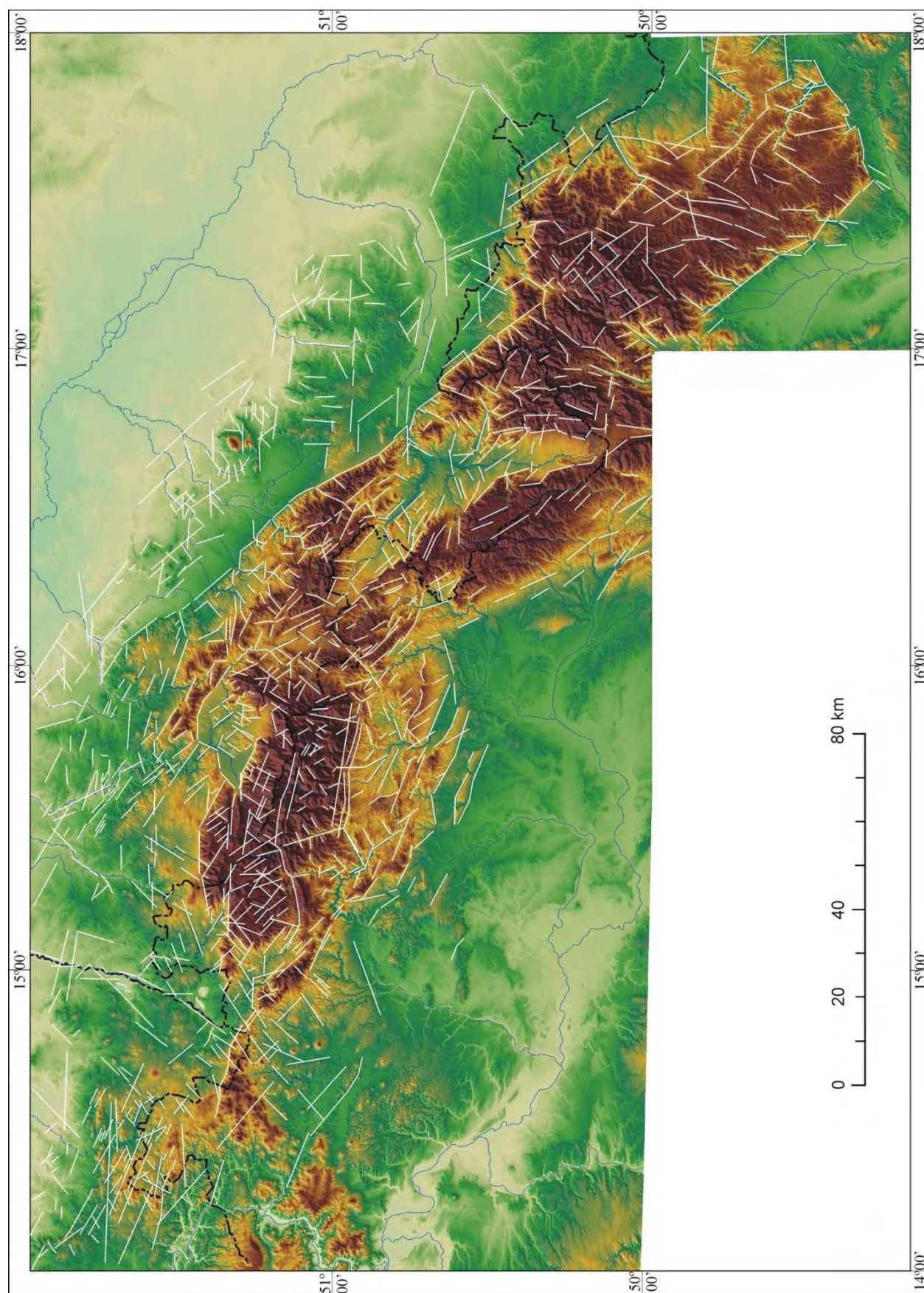


Ryc. 16. Obszary występowania ekspozycji E–SE i W–NW





Ryc. 17. Główne dyslokacje tektonicznych w Sudetach (na podstawie Mapa tektoniczna Sudetów 1:200 000 oraz Geologická mapa ČSSR 1:200 000 – ark. Děčín Liberec, Hradec Králove, Náchod, Jeseník, Olomouc)



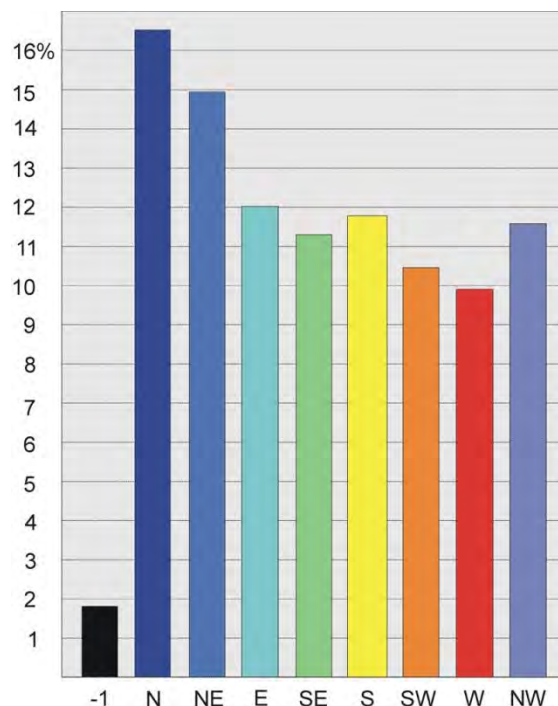
Ryc. 18. Mapa topolineamentów (oznaczone białymi liniami)

modelu wysokości nawiązuje swoim przebiegiem do uskoków zidentyfikowanych na mapach geologicznych, podkreślonych obecnością stoków uskokowych, podczas gdy inne z dużym prawdopodobieństwem są zbieżne z występowaniem stref zagęszczenia spękań, wzdłuż których nie zanotowano przemieszczeń. Te ostatnie strefy odzwierciedlone są w rzeźbie głównie poprzez prostoliniowe odcinki dolin. Topolineamenty mogą oznaczać także miejsca kontaktów litostrukturanych (Stelmaszczuk, Wołk-Musiał 2008).

Układ przestrzenny zwartych stref stoków o zbliżonej ekspozycji wykazuje istotne zróżnicowanie regionalne. W Sudetach można wydzielić sześć regionów charakteryzujących się odmienną częstością występowania poszczególnych kierunków ekspozycji. Są to: region zachodni, środkowo-zachodni, śródsudecki, środkowo-wschodni, wschodni i przedgórski. Granice ich są niezupełnie zgodne z tymi, które wynikają z map hipsometrycznych i geologicznych, jakkolwiek w niektórych miejscach są do nich zbliżone, starano się bowiem nie rozdzielać zwartych masywów górskich. Podział regionalny ze względu na zróżnicowanie kierunków ekspozycji jest zaznaczony liniami przerywanymi na ryc. 14. Cieńsze linie ciągłe wskazują granice mniejszych podregionów o bardziej jednolitych ekspozycjach. Większe znaczenie przy wyznaczaniu granic podregionów mają linie dolinne i grzbietowe, wzdłuż których następują gwałtowne zmiany ekspozycji. Każdy z sześciu wyodrębnionych regionów zostanie krótko omówiony poniżej, ze szczególnym uwzględnieniem liniowych stref stoków o zbliżonej wystawie.

6.1.1. Region zachodni

Na obszarze tym, obejmującym najbardziej na zachód wysuniętą część Sudetów, dominuje północny i północno-wschodni kierunek ekspozycji (ryc. 19). Stosunkowo słabe, drugorzędne wzrosty częstości występowania wiążą się z ekspozycjami o kierunkach E i S.



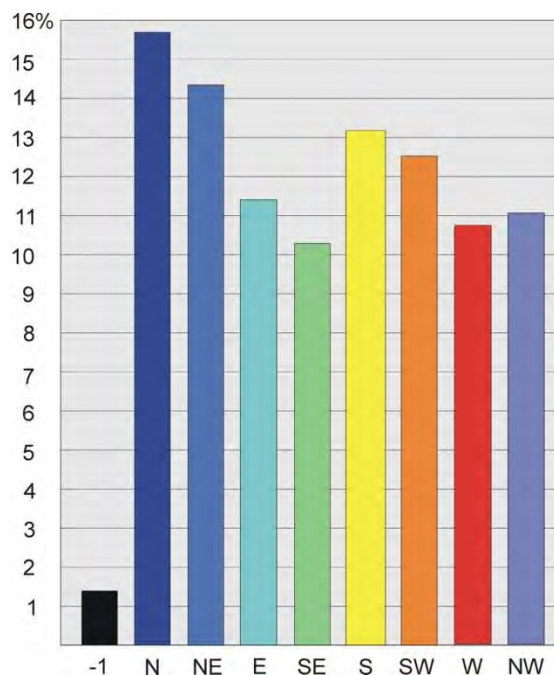
Ryc. 19. Udział kierunków ekspozycji w regionie zachodnim

Układ ten wynika z generalnego pochylenia obszaru Pogórza Łużyckiego ku północy. Najwyżej wyniesiony, wododziałowy blok Gór Łużyckich usytuowany jest w południowej części regionu. Mimo iż jego północne stoki, odzwierciedlające w dużej mierze przebieg nasunięcia łużyckiego, są stosunkowo krótkie, w obrazie kartograficznym stanowią wąską, zwartą strefę (podregion). Stoki przeciwne, choć dłuższe, są mniej wyraziste o bardziej mozaikowej ekspozycji i nie są w stanie zbilansować rozległego, opadającego ku północy Pogórza. Dominacja kierunków ekspozycji północ – południe (z odchyleniem w kierunku wschodnim) odzwierciedla także układ pozostałych dyslokacji tektonicznych (w tym wyraźnej linii uskokowej w centralnej części Pogórza Łużyckiego, zaznaczonej m. in. na Mapie geologicznej Lausitz – Jizera – Karkonosze w skali 1:100 000) oraz kierunków strukturalnych warunkowanych układem spękań w obrębie plutonu granodiorytowego. Są one dobrze czytelne na numerycznym modelu terenu jako długie, prostoliniowe obniżenia, (por. mapa topolineamentów ryc. 18) i rozciągają się głównie równoleżnikowo oraz w kierunku

ENE–WSW. Znaczna część stoków o ekspozycji wschodniej opada w kierunku doliny Nysy Łużyckiej stanowiącej wschodnią granicę regionu. Obniżenie morfologiczne Żytawa – Zgorzelec, na które składają się trzeciorzędowe zapadliska tektoniczne (niecka Żytawy i niecka Węglińca) jest uważana za kontynuację strefy wulkanicznego ryftu Ohře-Eger (Alibert i in. 1987, Ulrych i in. 1999, Badura i in. 2006), opisywanej jako istotna granica morfotektoniczna także w pracy Badury (1996).

6.1.2. Region środkowo-zachodni

Podobnie jak w przypadku sąsiedniego regionu zachodniego, dominuje tu ekspozycja północna i północno-wschodnia (ryc. 20). Wyraźne drugorzędne maksimum stanowią stoki eksponowane na południe i południowy zachód. Oba te kierunki ekspozycji odzwierciedlają generalny kierunek odwodnienia obszaru na północ i południe od głównego wododziału przebiegającego grzbietem Karkonoszy i Gór Izerskich. Na północ od tej linii zdecydowanie dominują stoki o ekspozycji północnej i północno-wschodniej. Wskazują one na kierunek pochylenia większości bloków podłoża, a także kierunek zapadania warstw w południowej, odsłoniętej części niecki północnosudeckiej. Stoki południowe i południowo-zachodnie tworzą w ich obrębie głównie wąskie, wydłużone enklawy obejmujące czoła i podnóża niewielkich progów strukturalnych na Pogórzu Kaczawskim i Izerskim. Szerszą strefę tworzą jedynie południowe stoki Gór Kaczawskich i Wzniesień Radoniowskich na Pogórzu Izerskim, które nawiązują do przebiegu uskoku śródsudeckiego i zamykają od północy kotliny Jeleniogórską i Mirską. Inne ważne dyslokacje tektoniczne rozciągające się równoleżnikowo oraz w kierunku WNW–ESE wyznaczają progi obramowujące od północy Karkonosze i Góry Izerskie (por. ryc. 17 i 18), tworząc odrębny podregion. Północne i północno-wschodnie stoki wyraźną strefą obecne są także na północnych skłonach grzbietów położonych



Ryc. 20. Udział kierunków ekspozycji w regionie środkowo-zachodnim

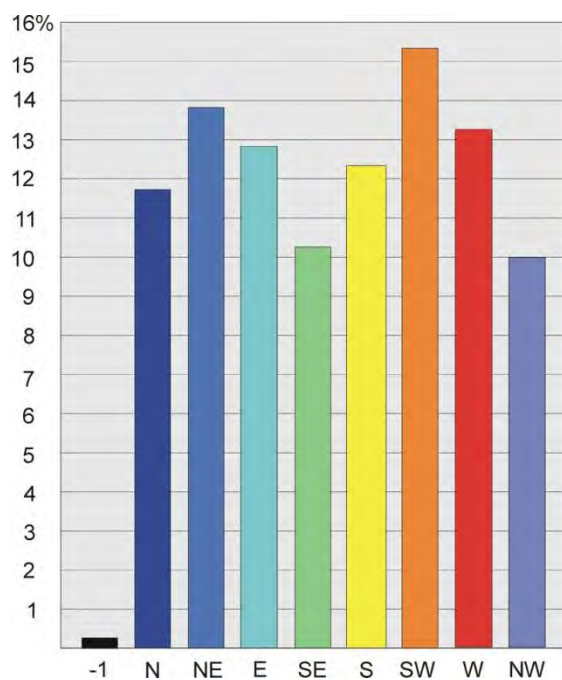
wzdłuż południowej granicy regionu (Jeřtédski, Kozakovski oraz Zvičinsko-kocleřovski hřbet). Pasma te mają jednocześnie relatywnie najmniej rozcięte erozyjnie stoki o ekspozycji przeciwnej. Dominujące po południowej stronie głównego wododziału stoki południowe i południowo-zachodnie są bowiem przeważnie silnie rozcięte, a ekspozycje w rejonie Krkonořských rozhřůw i Krkonořského podhůří – mozaikowe.

Na ten podporządkowany w znacznej mierze tektonice rozkład ekspozycji regionu środkowo-zachodniego nakłada się obecność istotnej granicy litologicznej w jego środkowej części, a mianowicie obrzeży granitoidowej intruzji Karkonoszy. Wykształcone równolegle do nich wąskie grzbiety zbudowane ze skał osłony metamorficznej (gnejsów, granitognejsów, hornfelsów i łupków) są dobrze czytelne na mapie ekspozycji, szczególnie po północnej i południowej stronie masywu granitoidowego. Na wschodnim jego obrzeżu widoczne są z kolei południkowo rozciągające się grzbiety (Rudawy Janowickie oraz wschodni skraj Karkonoszy), których ekspozycje odpowiadają kierunkom deformacji

wschodniej okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy (Mazur 1995, 2005).

6.1.3. Region śródsudecki

Region ten, o kształcie lekko pochylonego ku zachodowi rombu, obejmuje głównie obszar dawnego zbiornika sedymentacyjnego niecki śródsudeckiej oraz dwie jednostki silnie zmetamorfizowanego podłoża krystalicznego w części zachodniej (sowiogórska i orlicko-bystrzycka). Odmienne niż w pozostałych częściach Sudetów, obszar ten charakteryzuje się zdecydowaną przewagą stoków o ekspozycji południowo-zachodniej (ryc. 21). Na drugim miejscu znajdują się stoki o ekspozycji północno-wschodniej, o powierzchni prawie równej stokom zachodnim. Zbliżony udział, choć niższy względem tych ostatnich, mają także stoki południowe i wschodnie. Orientacja przestrzenna podregionów odpowiada w znacznym stopniu orientacji toplineamentów, które na tym obszarze rozciągają się w przeważnie w kierunku NW–SE.



Ryc. 21. Udział kierunków ekspozycji w regionie śródsudeckim

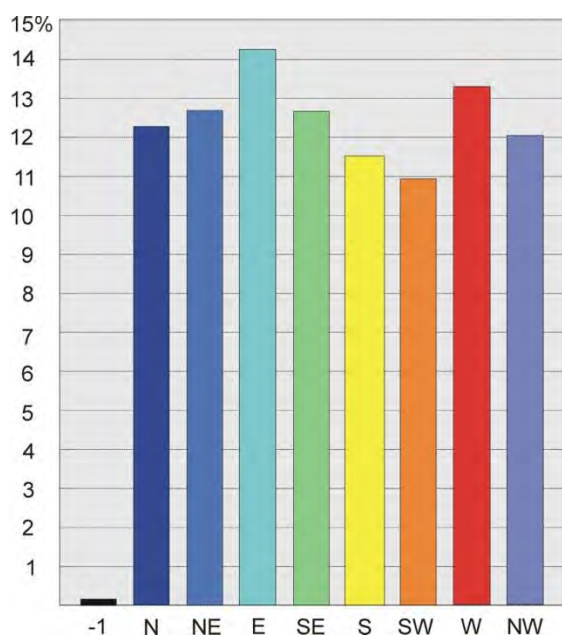
Stoki o wystawie południowo-zachodniej, którym często towarzyszą stoki zachodnie, występują najpowszechniej w południowej części regionu, obejmując swym zasięgiem Zacleńską vrchovinę, centralną część niecki śródsudeckiej (zaprosze kuesty Broumovskich stěn, po dolinę Metuji) oraz Góry Orlickie wraz z Pogórzem. Te ostatnie są ograniczone od wschodu wąskim pasmem stoków północno-wschodnich, co wskazuje na pochylenie tektoniczne bloku orlickiego ku SW. Do tego samego podregionu należą także Góry Bystrzyckie. Składają się one z dwóch wyraźnych bloków lekko pochylonych ku SW i ograniczone są wyraźną krawędzią tektoniczną od wschodu i północnego wschodu.

Pozostałe stoki południowo-zachodnie występują wspólnie ze stokami południowymi szerokim pasmem pomiędzy doliną Ścinawki (jest to przykład rzeki płynącej zgodnie z kierunkiem strukturalnym, równoległe do osi niecki) a grzbietem Gór Sowich, w Kotlinie Krzeszowskiej, na południowych skłonach Gór Wałbrzyskich oraz Kaczawskich.

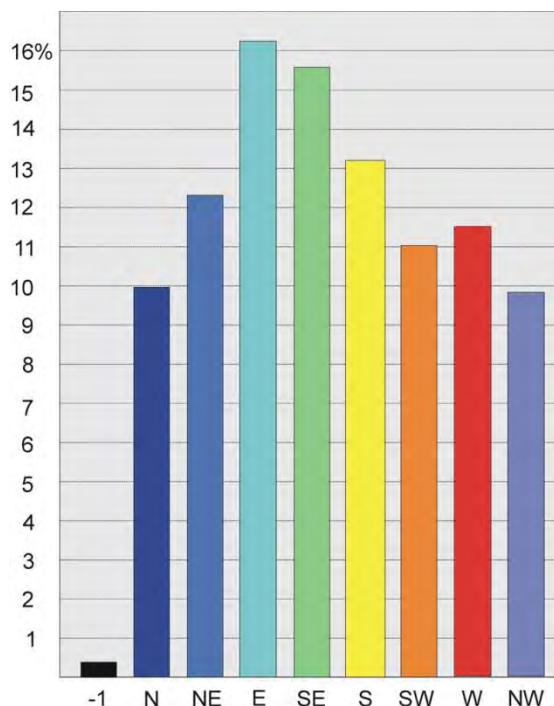
Stoki północno-wschodnie i wschodnie zaznaczają się głównie wzdłuż wspomnianych krawędzi uskoku w Górach Orlickich i Bystrzyckich i kontynuują się w dnie Kotliny Kłodzkiej aż po dolinę Nysy oraz wzdłuż północnej krawędzi Gór Stołowych. Dwa kolejne podregiony występują w otoczeniu doliny górnego Bobru, oraz wzdłuż krawędzi brzeżnej Sudetów (aż po linię grzbietową Gór Wałbrzyskich i Kaczawskich).

6.1.4. Region środkowo-wschodni

Obejmuje on najwyższe masywy Sudetów Wschodnich. Dominują tu dwa kierunki ekspozycji stoków: wschodni i zachodni, występujące na krawędziach każdego z masywów i odpowiadające głównym kierunkom strukturalnym budujących je skał metamorficznych (ryc. 22). Południkową orientację przyjmuje także większość dużych rzek tego obszaru, podkreślając przebieg stref stoków wschodnich i zachodnich. Ze względu na nieco wa-



Ryc. 22. Udział kierunków ekspozycji w regionie środkowo-wschodnim



Ryc. 23. Udział kierunków ekspozycji w regionie wschodnim

chlarzowaty (otwierający się ku północy) układ kierunków strukturalnych, duży udział mają kierunki NE, SE i NW, sąsiednie do reprezentowanych najczęściej, w większości współtworzące z nimi jednolite strefy. Niezbyt rozległa strefa koncentracji stoków północno-wschodnich, którym towarzyszą powierzchnie stoków o ekspozycji wschodniej, występuje wzdłuż sudeckiego uskoku brzeźnego i na jego wschodnim przedłużeniu. Wąskie pasma o ekspozycji północno-wschodniej i południowo-zachodniej zaznaczają się na północno-zachodnim krańcu Masywu Śnieżnika, w paśmie Krowiarek, odpowiadając swym przebiegiem kierunkowi wydłużenia soczew wapieni dolomitycznych i dolomitów występujących tu wśród skał łupkowych oraz nawiązując do ogólnego kierunku foliacji.

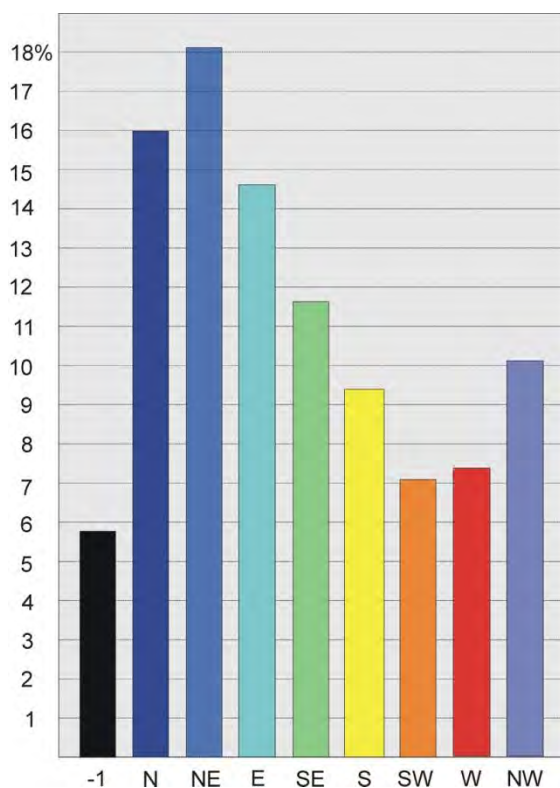
6.1.5. Region wschodni

Najczęściej reprezentowanym na obszarze wschodnim (odpowiadającym masywowi Nizkiego Jesenika) kierunkiem ekspozycji stoków jest kierunek wschodni. Nieco mniej jest stoków południowo-wschodnich, a następnie

południowych (ryc. 23). Pozostałe kierunki są reprezentowane znacznie słabiej. Taki rozkład ekspozycji odpowiada pochyleniu całego obszaru wschodniego en bloc w stronę SE. Stoki o tej ekspozycji przeważnie jednak występują w dość dużym rozproszeniu. Zwarte pasy o ekspozycji wschodniej i południowo-wschodniej występujące naprzemiennie z wąskimi pasami stoków zachodnich i północno-zachodnich są obecne w zachodniej części regionu, nawiązując do kierunków fałdów struktury śląsko-morawskiej strefy kulmu. Zwarta, prostoliniowa strefa stoków południowo-zachodnich występuje wzdłuż południowo-zachodniego skłonu Nizkiego Jesenika, mimo iż na mapach tektonicznych żadna dyslokacja nie rozcina podłoża skalnego zgodnie z przebiegiem tej krawędzi. Przebieg toplineamentów (ryc. 18) oraz badania morfometryczne przeprowadzone przez Ranoška (2001) wskazują na jej tektoniczną genezę. Stosunkowo wąski jest pas stoków o ekspozycji południowo-wschodniej wzdłuż uskoku oddzielających Sudety od Bramy Morawskiej.

6.1.6. Region przedgórski

Przedgórze Sudeckie charakteryzuje się największym udziałem stoków północno-wschodnich oraz mniejszym stoków północnych i wschodnich (ryc. 24). W regionie tym występują największe (przekraczające 10%) różnice pomiędzy udziałami ekspozycji występujących najczęściej i najrzadziej, co odpowiada znaczącym kontrastom rzeźby pomiędzy łagodnie nachyloną ku N–NE równiną, a urozmaicającymi ją, silniej zróżnicowanymi pod względem ekspozycji wzgórzami wyspowymi. Szerokie pasmo stoków o najczęstszej ekspozycji rozciąga się równolegle do krawędzi Sudetów, zajmując niemal całe Obniżenie Podsudeckie. Na niektórych odcinkach o większej zwartości tej strefy decydują rzeki płynące równolegle do progu Sudetów, ale w pewnej odległości od niego (Piława, Nysa Szalona oraz Nysa Kłodzka). Krawędzie o ekspozycji przeciwnej występują na obszarze Wzgórz Strzomskich (kilka równoległych



Ryc. 24. Udział kierunków ekspozycji w regionie przedgórskim

stref), wzdłuż południowo-zachodnich skłón Wzgórz Kielczyńskich, Masywu Raduni, Wzgórz Bielawskich, Masywu Grochowej oraz Wysoczyzny Ziębickiej. Wydzielenie stoków o kierunkach ekspozycji wschód – południowy wschód oraz zachód – południowy zachód (ryc. 16) ujawnia stosunkowo zwarte i szerokie strefy stoków ograniczające południkowo wydłużone bloki podłoża w obrębie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Rozdzielają je płynące ku północy Mała Ślęza, Oława i Krynka. Zwarte płaty stoków o tych kierunkach ekspozycji występują także na Ślęży.

6.1.7. Tektoniczne i strukturalne uwarunkowania zróżnicowania ekspozycji

Przebieg zwartych stref stoków o zbliżonej ekspozycji jest warunkowany głównie czynnikami geologicznymi, do których należą: przebieg głównych dyslokacji tektonicznych oraz cechy strukturalne podłoża (układ spękań w skałach magmowych, kierunki fałdów (fleksur) i foliacji w skałach metamorficznych, przebieg osi dawnych zbiorników sedimentacyjnych na obszarach zbudowanych ze skał osadowych). Niejednakowe szerokości stref o przeciwnej ekspozycji wskazują przeważnie na pochylenie tektoniczne bloków podłoża. Dominacja czynnika tektonicznego w kształtowaniu większych stref o zbliżonej ekspozycji jest wyraźna. Zróżnicowanie wytrzymałości skał nie ma istotnego wpływu na przebieg granic regionów i podregionów wyróżnionych ze względu na ekspozycję (ryc. 25). Tylko niektóre granice pomiędzy skałami o kontrastowych parametrach wytrzymałościowych są odzwierciedlane, głównie w przypadku zgodności tych granic z przebiegiem dyslokacji i nasunięć (np. granica pomiędzy regionem środkowo-wschodnim i wschodnim).

Zróżnicowanie litologiczno-wytrzymałościowe odzwierciedlane jest przez ekspozycje w wyjątkowych przypadkach i na poziomie niższym niż jednostki wyróżniane w niniejszej pracy. Najwyraźniejsze strefy stoków o ekspozycji

zycji odmiennej od otoczenia występują na południowym obrzeżeniu karkonoskiego masywu granitoidowego: grzbiety zbudowane ze zmetamorfizowanych kontaktowo skał osłony granitu mają tu znaczną ciągłość i stosunkowo stałą orientację. Mniejsza wyrazistość cechuje krawędzie strukturalne wykształcone na skałach osadowych: są to albo formy drobne (niecka północnosudecka), albo też przebieg progów jest kręty, co warunkuje dużą zmienność ekspozycji (niecka śródsudecka). Wybitne strefy liniowe stoków o jednorodnym kierunku ekspozycji na tym obszarze stanowią północny próg Gór Stołowych wraz z Broumovskimi stěnami oraz Zaclefská vrchovina. W ich powstaniu jednak (zwłaszcza tej ostatniej jednostki, która uległa wypiętrzeniu w postaci zrębu) istotny udział miały dyslokacje tektoniczne, nie można zatem mówić o ich czysto litologiczno-strukturalnych założeniach.

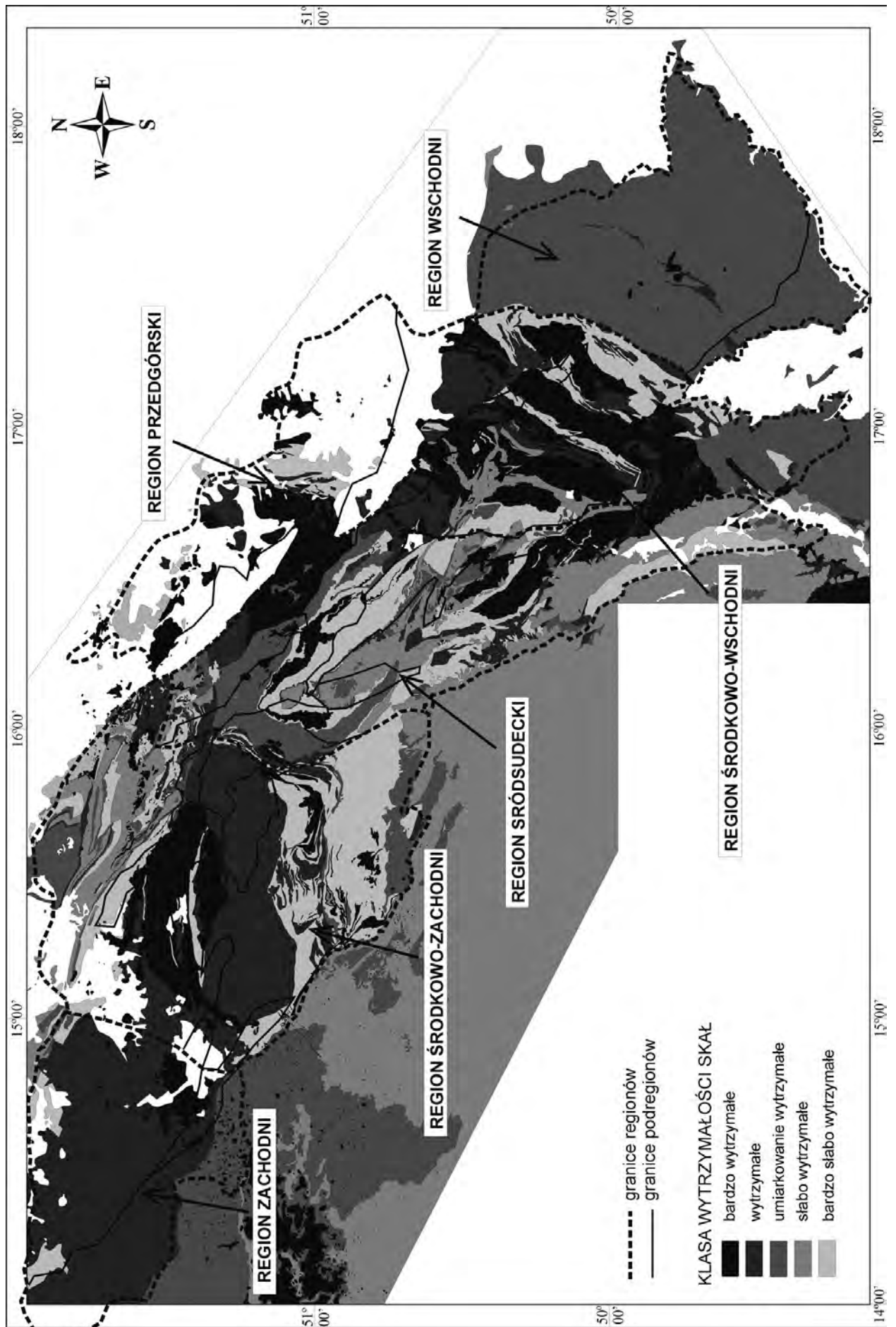
Pierwotny, warunkowany tektonicznie i strukturalnie układ stref o określonej ekspozycji ulega stopniowej modyfikacji pod wpływem rozcinania erozyjnego obszaru. Nowe kierunki ekspozycji widoczne są na znacznych obszarach, choć cechują się większym rozproszeniem. Wyznaczają je duże doliny rzeczne biegnące prostopadłe do przebiegu dyslokacji tektonicznych, zgodnie z nachyleniem bloków podłoża (np. Nysa Łużycka, Kwisa i Kaczawa). Część dolin rzecznych przebiega zgodnie z kierunkami uwarunkowanymi strukturalnie, wzdłuż podnóża krawędzi, powodując rozszerzenie, a nie rozcinanie strefy stoków o ekspozycji prostopadłej do krawędzi. Taka sytuacja jest wyraźna przede wszystkim dla rzek płynących u podnóża północnego progu Sudetów oraz zgodnie z kierunkiem osi niecki śródsudeckiej (Ścinawka) i rowu Górnej Nysy (Nysa Kłodzka).

Jako przyczynę regionalnego zróżnicowania dominujących kierunków zwartych stref o jednolitej ekspozycji można wskazać przede wszystkim odmienny układ głównych dyslokacji tektonicznych. Dyslokacje dominujące w regionie zachodnim i środkowo-zachodnim mają układ w przewadze równoleżnikowy oraz NNE–ESW. Taki przebieg głównych morfo-

struktur sudeckich przed powstaniem sudeckiego uskoku brzeżnego na przełomie oligocenu i miocenu sugeruje Sroka (1997). Dla środkowej części Sudetów charakterystyczny jest układ struktur NW–SE, zgodny z tzw. kierunkiem sudeckim, ale także odzwierciedlający przebieg osi starszej od niego depresji śródsudeckiej. Wschodnie regiony Sudetów mają orientacje dyslokacji oraz struktur fałdowych od południkowych do NE–SW, wskazujące na istotny wpływ kolizji z orogenezą karpacką na ich formowanie. Ich krawędzie brzeżne nawiązują natomiast częściowo także do kierunku sudeckiego bądź równoleżnikowego (północny próg Niskiego Jesenika).

Różnice między regionami mogą wskazywać na asynchroniczność piętrzenia tektonicznego poszczególnych bloków podłoża. Ranoszek (2001), nawiązując do wcześniejszych poglądów Kopeckiego (1972), rekonstruuje chronologię powstawania dyslokacji w Sudetach, za najstarsze uznając uskoki w Sudetach Zachodnich. Z kolei morfometria krawędzi tektonicznych Niskiego Jesenika według tego autora wskazuje na ich najmłodszą, prawdopodobnie początkową fazę rozwoju. W przypadku niektórych progów tektonicznych w Sudetach możliwe jest dokładniejsze datowanie ich powstania. Na podstawie osadów zachowanych w rowach tektonicznych na przedpolu sudeckiego uskoku brzeżnego jego wiek określono na przełom oligocenu i miocenu, a czas powstania krawędzi morfologicznej z nim związanej na pliocen (Oberc, Dyjor 1969). Tektoniczne zapadliska przy krawędziach ograniczających Niski Jesionik wypełniają osady mioceńskie (Czudek, Dvořák 1990) lub tylko plioceńskie i czwartorzędowe (Růžička 1989), co daje podstawy do datowania tych krawędzi jako najmłodszych. Brak jednak rowów zawierających osady możliwe do datowania u podnóża krawędzi w Sudetach Zachodnich.

Pośrednio kolejność piętrzenia masywów sudeckich (względnie odnawiania starszych dyslokacji istniejących w podłożu) od zachodu ku wschodowi można próbować odtwarzać na podstawie korelacji z datowaniami



Ryc. 25. Przebieg granic regionów i podregionów wyróżnionych ze względu na ekspozycję na tle zróżnicowania potencjalnej wytrzymałości skał

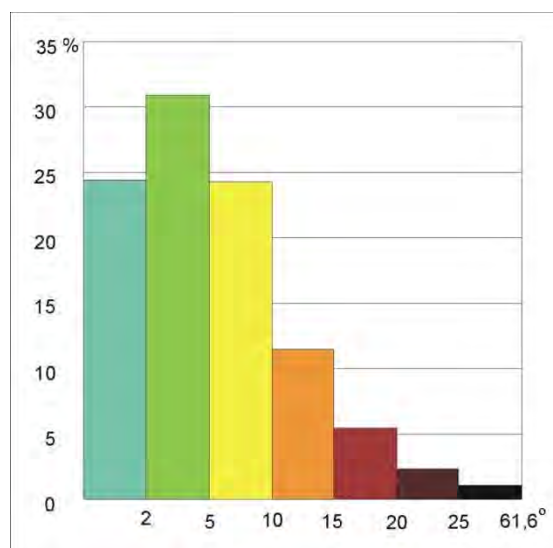
aktywności wulkanicznej w poszczególnych rejonach Sudetów (Ranoszek 2001). O ile wzmożona aktywność wulkaniczna w oligocenie zaznacza się na obszarze całego Dolnego Śląska, wczesnomiocencki epizod wulkaniczny jest powszechny w Sudetach Zachodnich, zaś najmłodszy wulkanizm, datowany na przełom pliocenu i czwartorzędu jest ograniczony terytorialnie do Sudetów Wschodnich (Nitra, Havlíček 1980, Birkenmajer i in. 2004, Badura i in. 2006). Najstarsze datowania bazaltoidów uzyskane niedawno przez Badurę i in. (2006), wskazujące na paleocen i oligocen, pochodzą ze skał nawierconych w Sudetach Zachodnich (w Jeżowie Sudeckim w pobliżu uskoku śródsudeckiego) oraz w rowie Roztoki-Mokrzyszowa.

6.2. Nachylenia

Nachylenie powierzchni jest cechą wskaźnikową określającą aktualny stan równowagi pomiędzy oddziaływaniem sił endo- i egzogenicznych. Podczas gdy te pierwsze, przede wszystkim procesy tektoniczne, prowadzą do wzrostu energii rzeźby i średniego nachylenia powierzchni morfologicznej, a w następstwie ożywienia procesów wietrzeniowych, erozyjnych i grawitacyjnych powodujących rozcinanie, a później zrównywanie zestromionej powierzchni, długotrwały spokój tektoniczny jest uważany za sprzyjający rozwojowi rozległych powierzchni zrównania. W warunkach sudeckich próbowano dotąd wskazywać przede wszystkim na istnienie reliktyw dawnej, paleogeńskiej powierzchni zrównania w obrębie obszarów wododziałowych (Jahn 1953a,b, Klimaszewski 1958, Walczak 1972, Kopecký 1972, Král 1985). Strome stoki analizowano również pod kątem wpływu neotektoniki, badania te ograniczone były jednak do szczegółowych studiów nad wybranymi krzywymi morfologicznymi (Krzyszkowski i in. 1995, Migoń 1996a, Sroka 1997, Badura i in. 2003), a regionalne zróżnicowanie morfologicznej ekspresji ruchów pionowych w Sudetach pozostawało słabo rozpoznane. W wię-

kszości studiów morfotektonicznych zakładało, że różnice nachylenia sąsiednich odcinków skarp uskokowych są wynikiem odmiennej amplitudy i tempa przemieszczeń bądź wieku ruchów. Wpływ zróżnicowania litologicznego i wytrzymałościowego jest rozpatrywany od niedawna (Ranoszek 2001).

Klasyfikacje nachylenia stoków są czysto umowne i mogą przyjmować różne wartości graniczne klas, w zależności od celów, którym są podporządkowane (Migoń 2006). Przykładowo Klimaszewski (1981) proponuje podział stoków na słabo nachylone ($0,3-2^\circ$), umiarkowanie nachylone ($2-7^\circ$), silnie nachylone ($7-15^\circ$), strome ($15-40^\circ$), bardzo strome ($40-60^\circ$) i urwiste ($60-90^\circ$) wskazując na różną intensywność procesów stokowych dominujących w tych przedziałach nachyleń, a zarazem na zróżnicowane możliwości użytkowania gospodarczego. W związku z 50-metrową rozdzielczością modelu cyfrowego wykorzystywanego w tej pracy, przy której średnie nachylenia analizowane w oczku filtra o długości boku 150 m (obejmującym 3×3 sąsiednie rastry) na obszarze Sudetów nie przekraczają 60° , a powyżej 25° występują sporadycznie (1,1%, por. ryc. 26). Na potrzeby niniejszego opracowania przyjęto zatem następujące przedziały klasowe: $0-2^\circ$, $2-5^\circ$, $5-10^\circ$,



Ryc. 26. Procentowy udział poszczególnych klas nachyleń stoków w Sudetach

10–15°, 15–20°, 20–25° i powyżej 25°. Średnie nachylenie stoków na obszarze całych Sudetów wynosi 7,74°. Udział poszczególnych klas nachyleń w różnych częściach Sudetów jest silnie zróżnicowany (ryc. 27).

Z punktu widzenia uwarunkowań strukturalnych rzeźby oraz w celu ustosunkowania się do istniejących koncepcji morfogenezy Sudetów, zasadne wydaje się przede wszystkim rozpatrzenie rozmieszczenia powierzchni nachylonych najslabiej (poniżej 2°) oraz stoków stromych (o nachyleniu przekraczającym 15°).

6.2.1. Występowanie powierzchni słabo nachylonych

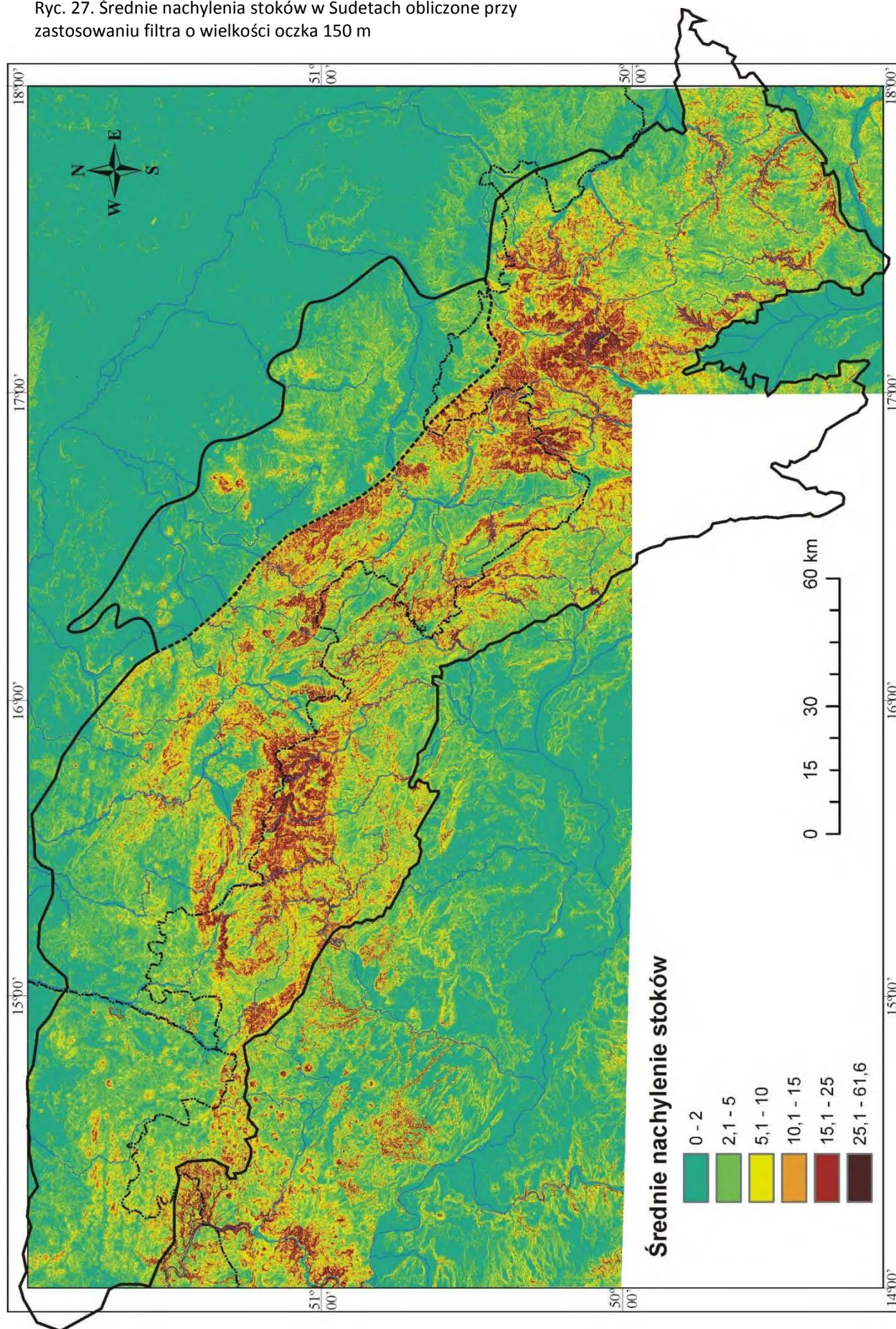
Stoki o nachyleniu mniejszym niż 2° zajmują 24% powierzchni całego obszaru badań. Dotychczas ich obecność podkreślano głównie w wysoko położonych obszarach wododziałowych (np. wierzchowiny Karkonoszy), a z niżej położonych obszarów – na Przedgórzu Sudeckim. Tymczasem analiza mapy nachyleń wskazuje, że większe rozprzestrzenienie mają one prawie wyłącznie na terenach położonych najniżej (ryc. 28). Najwięcej powierzchni płaskich istotnie przypada na obszar Przedgórza Sudeckiego. Teren ten, będący od początków neogenu obszarem o przewadze procesów akumulacji jest obecnie silnie zrównany, szczególnie tam, gdzie zalega pokrywa plejstoceńskich osadów glacialnych.

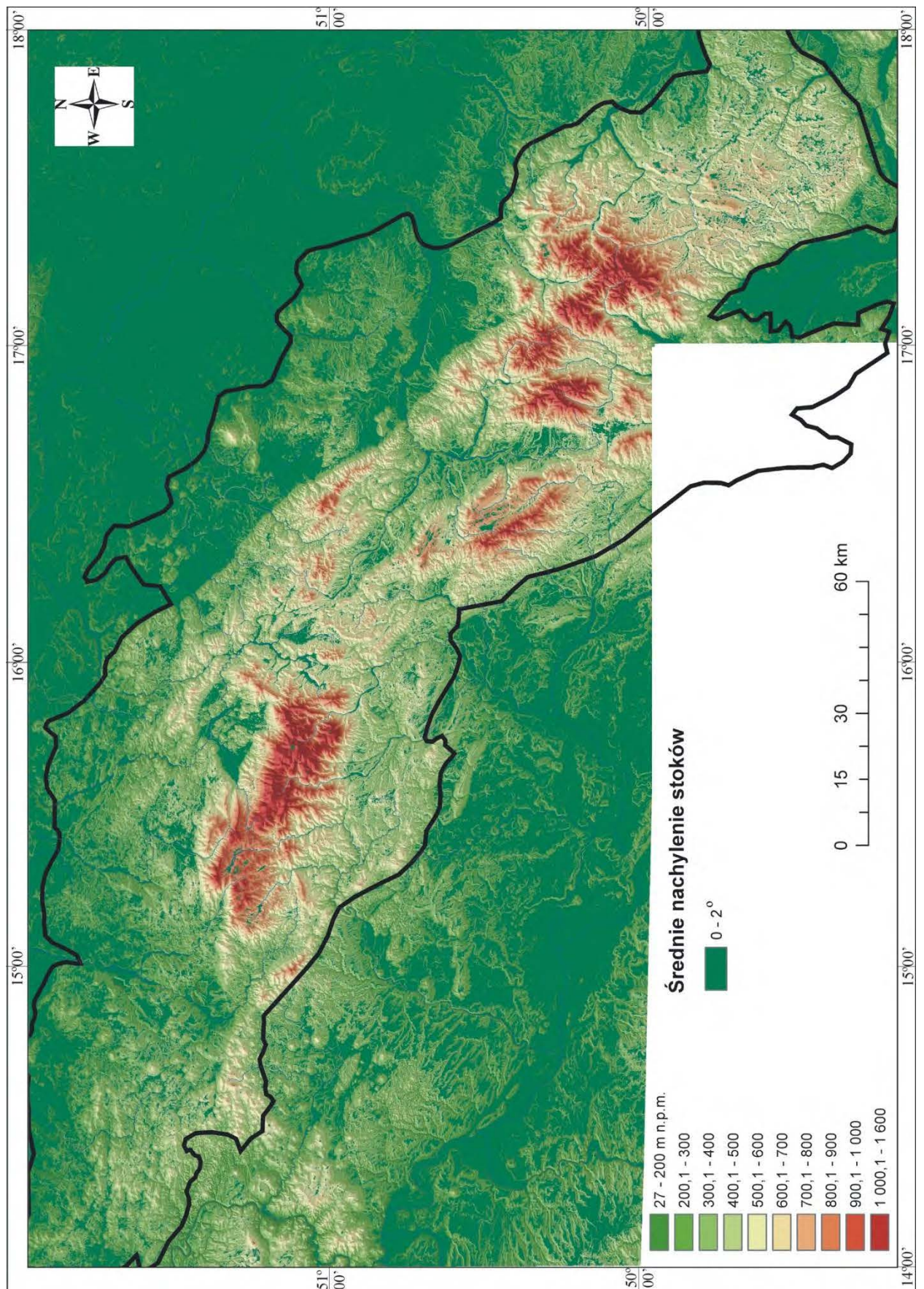
W górskiej części Sudetów, gdzie udział powierzchni płaskich jest znacznie niższy (około 15%), koncentrują się one przede wszystkim w granicach Pogórza Zachodniosudeckich. Są to tereny trzeciorzędowych zapadlisk tektonicznych (Obniżenie Żytawa-Zgorzelec), bądź też te partie podłoża, które nie uległy silniejszemu wydźwignięciu (Płaskowyż Budziszyński, północny skraj Pogórza Izerskiego i zachodnia część Pogórza Kaczawskiego) i były miejscem akumulacji osadów mioceńskich, a następnie glacialnych. Ponadto na silnie zróżnicowanym pod względem wytrzymałości podłoża obszarze dawnego zbior-

nika niecki północnosudeckiej można wskazać zależność pomiędzy nachyleniem powierzchni a zmierzoną twardością skał. Najsilniej na mapie słabo nachylonych powierzchni zaznaczają się te obszary, których podłoże stanowią słabo odporne skały margliste górnej kredy, cienkoławicowe piaskowce triasu oraz podatne na erozję permskie skały klastyczne (np. zachodnia część Kotliny Lwóweckiej, Kotlina Proboszczowska, Obniżenie Świerzawskie i Obniżenie Wolbromka). W obrębie nieco wyżej położonego, choć przeważnie nie przekraczającego 400–450 m n.p.m. podłoża krystalicznego w zachodniej części Sudetów największą powierzchnię płaską stanowi znaczna część dna Kotliny Jeleniogórskiej, a także podobne do niej w zarysie obniżenie u podnóża Gór Izerskich obejmujące Kotlinę Mirską oraz przylegające do niej fragmenty Pogórza Izerskiego. Obok liniowo wydłużonych płaskich den dolin dużych rzek (Bóbr, Kwisa, Nysa Łużycka), w środkowej części Pogórza Łużyckiego zaznacza się także wyraźna, równoleżnikowa linia spłaszczeń nawiązująca do głębokiej struktury podłoża (uskok główny zaznaczony na Geologicznej Mapie Lausitz – Iżera – Karkonosze w skali 1:100 000).

W Sudetach Środkowych powierzchnie płaskie ograniczone są głównie do kotlin śródgórskich (Kotlina Kłodzka, Kotlina Krzeszowska, Kotlina Broumowska, Policka vrchovina, Obniżenie Kudowy). W większości są one związane genetycznie z obszarem występowania słabo wytrzymałych skał osadowych niecki śródsudeckiej, przy czym zwykle nawiązują do osi brachysynklin i brachyantyklin (np. antyklina Ścinawki, synklina Krzeszowa, główna synklina śródsudecka) lub centralnych partii rowów tektonicznych (rów górnej Nysy), gdzie nachylenie warstw skalnych jest najslabsze. Wyjątkowy pod względem litologii w tej strefie spłaszczeń jest obszar północnej części Kotliny Kłodzkiej, gdzie w podłożu odsłaniają się skały metamorficzne oraz zachodni skraj intruzji granitoidów kłodzko-złotostockich. Wyraźniejsze pasy obniżen znaczą również rozszerzenia den dolinnych (dolina górnego

Ryc. 27. Średnie nachylenia stoków w Sudetach obliczone przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 150 m





Ryc. 28. Rozmieszczenie stoków nachylonych poniżej 2° na tle mapy hipsometrycznej

Bobru, Lesku, Ścinawki, Białej Łądeckiej, Desny, Opavice i Opavy). Dość często założone są one w skałach o stosunkowo małej odporności, lub też (jak w przypadku dolnego biegu Ścinawki), mogą one rozcinać całkowicie pokrywę osadową, aż do starszych skał metamorficznych.

Podkreślić należy, że płaskie powierzchnie w obszarach wierzchwinowych występują sporadycznie. Pewien udział mają one w Górach Izerskich, gdzie nawiązują głównie do liniowych obniżień przebiegu NW–SE³. W Karkonoszach zaznacza się wyłącznie Równia pod Śnieżką, niewielki płat występuje w zachodniej, wyżynnej części Gór Sowich. W Górach Stołowych zaznacza się poziom morfologiczny Karłowa wraz z doliną Czerwonej Wody, a w Górach Bystrzyckich głównie ich północno-zachodnia część przykryta pokrywą skał osadowych. Jedyne większe spłaszczenie w obrębie wysokich masywów wschodniosudeckich występuje w zachodniej części Zlatohorskiej vrchoviny (Rejvízská hornatina). Niewielkie, silnie rozproszone powierzchnie płaskie występują w obrębie wierzchoviny Nížkiego Jeseníka. W pozostałych masywach, przy zastosowaniu 50-metrowej rozdzielczości numerycznego modelu terenu, spłaszczenia o nachyleniu $<2^\circ$ nie ujawniają się.

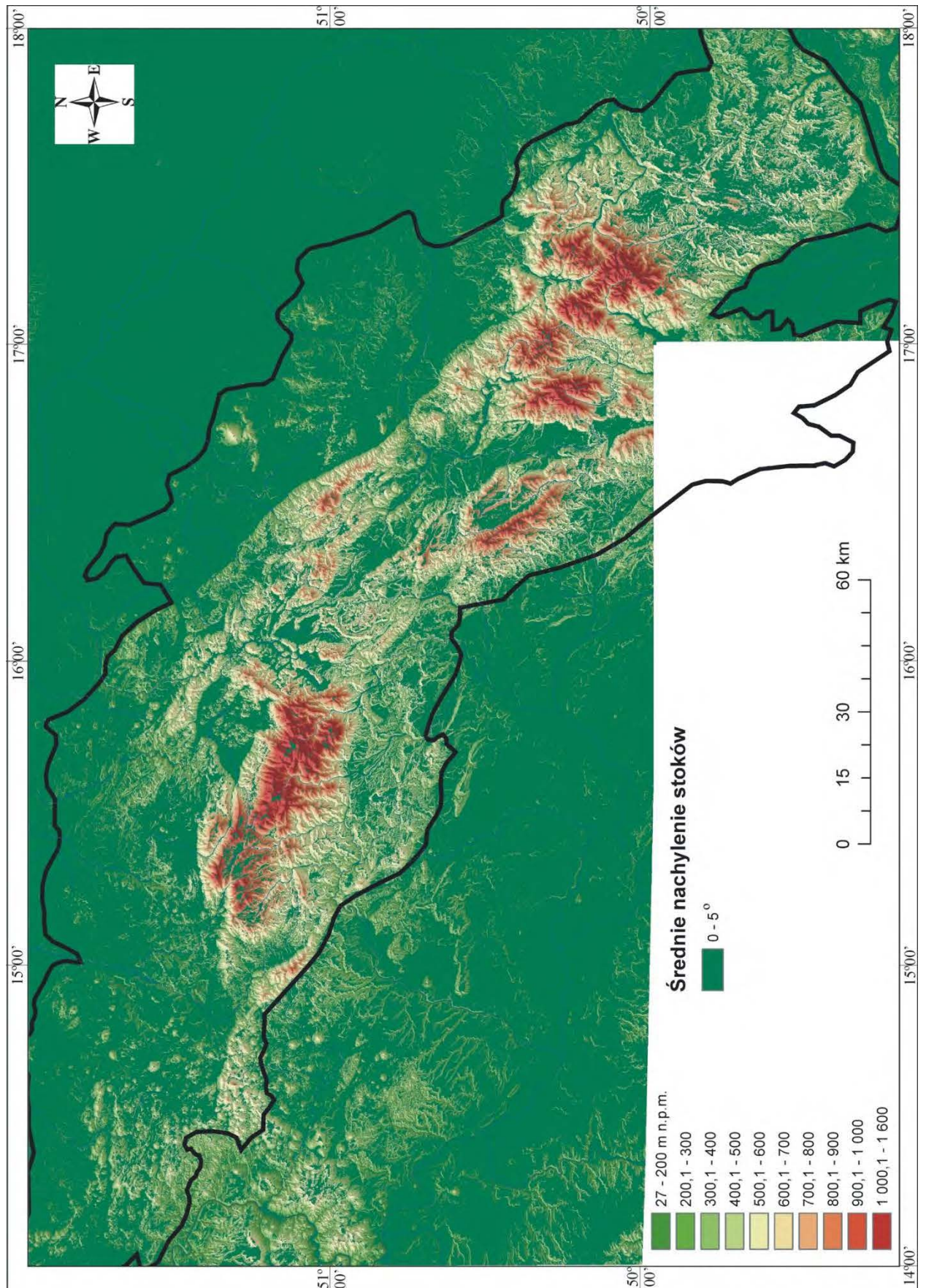
Uwzględnienie obok powierzchni płaskich także stoków słabo nachylonych ($2\text{--}5^\circ$) rozszerza i konsoliduje zasięg wskazanych powyżej obszarów spłaszczonych (ryc. 29). Niemal całe Pogórze Sudeckie, z wyjątkiem masywów Ślęzy i Grochowej oraz innych niższych wzgórz wypowych znajduje się w tym właśnie przedziale nachyleń. Podobnie zaznaczają się Pogórze Zachodniosudeckie, z niewielkimi tylko „wyspami” stoków o większych nachyleniach. Na podłożu granitowym pojawia się niewidoczna dotychczas Kotlina Liberecka, znacznie większe powierzchnie zaznaczają się w obrębie Gór Izerskich oraz (mniej

powszechnie) na głównym grzbiecie Karkonoszy. Uwidacznia się obszar Krkonońskiego podhůří, geologicznie związanego z niecką podkarkonoską wypełnioną słabo i umiarkowanie odpornymi osadami permokarbońskimi. Rzeźba rozwinięta na skałach karbonu również w północnej części niecki śródsudeckiej na znacznej powierzchni cechuje się bardzo małą energią. Na obszarze występowania skał kredowych oprócz wspomnianej już Kotliny Kłodzkiej, Krzeszowskiej, Obniżenia Kudowy i Polickiej vrchoviny zarysowują się także: synklina Hronova, tworząca płaskie obniżenie po zachodniej stronie Jestřebich hor, powierzchnie wierzchwinowe w Górach Stołowych i północna część Gór Bystrzyckich. Skały kredowe na tych dwóch ostatnich obszarach zalegają w przewadze pod niewielkim kątem, upodabniając pod pewnymi względami ich morfologię (Latocha, 2003). Małe nachylenie warstw oraz duża przepuszczalność w przypadku piaskowców, są czynnikami strukturalnymi ułatwiającymi rozwój i przetrwanie powierzchni płaskich. Ponadto znaczące powierzchnie o niewielkich spadkach rozciągają się także u podnóża Gór Orlickich na podłożu epimetamorficznym i piaskowcowym oraz w Nížkim Jeseníku, zbudowanym ze średnio odpornych skał fliszowych. Na skałach metamorficznych w Sudetach Wschodnich oprócz Rejvízskiej hornatiny zaznaczają się także większe powierzchnie w Hanušovické vrchovinie: Kotlina Ľumperska, oraz spłaszczenia w okolicach Kralíků i na NW od Rymařova.

6.2.1.1. Powierzchnie słabo nachylone a wytrzymałość skał

Powierzchnie słabo nachylone w Sudetach korespondują głównie z obszarami niżej położonymi. Geologicznie w wielu miejscach pokrywają się z zasięgiem występowania mało wytrzymałych i słabo zdeformowanych skał osadowych, co może wskazywać na istotną rolę zarówno denudacji jak i struktury w ich powstawaniu. Z drugiej jednak strony, również wiele powierzchni o małych spadkach ma

³ Jest to przebieg topolineamentów zaznaczający się na obszarze całej intruzji granitoidowej Karkonoszy, por. ryc. 18.



Ryc. 29. Rozmieszczenie stoków o nachyleniach z przedziału 0-5° na tle mapy hipsometrycznej

w podłożu bardzo wytrzymałe skały krystaliczne (przede wszystkim granity oraz gnejsy zachodniej części Sudetów). Obszary te, niezbyt silnie rozcięte erozyjnie z racji nieznacznego wypiętrzenia lub obniżenia tektonicznego, znacznie bardziej odpowiadają definicji rozległej powierzchni zrównania niż niewielkie fragmenty słabo urozmaiconych obszarów wododziałowych.

W myśl klasycznych paradygmatów powierzchni zrównania ścinają skały bez względu na ich twardość i strukturę. W Sudetach większe powierzchnie płaskie rozwinięte są na skałach o względnej homogeniczności cech podłoża. Tam, gdzie w obrębie bloków o takich cechach skały podłoża są lokalnie bardziej zróżnicowane, np. w miejscach, w których sąsiadują ze sobą różne odmiany litologiczne granitu lub podłoże przecinają skały żyłowe, morfologia nabiera wyraźnego urozmaicenia, a wychodniom skał odporniejszych towarzyszą wzgórza wypowe. Potwierdza to rolę selektywności denudacji i jej zależność od litologii i wytrzymałości, podkreślaną w koncepcji etchplanacji. Na skałach krystalicznych horyzontalny front wietrzenia może także odzwierciedlać wewnętrzne cechy skał, np. spękania pokładowe, naśladujące pierwotny strop intruzji. Na znaczenie ciosu pokładowego dla morfologii Karkonoszy zwracali uwagę m.in. Jahn (1953a) i Dumanowski (1967), Migoń zaś (2005a) podkreślał znaczenie homogeniczności cech i regularności spękania w granicie równoziarnistym dla równomierności przebiegu denudacji w obrębie jego wychodni.

Splaszczczenia wyraźnie zarysowujące się w obrębie den kotlin śródgórskich mogą być częściowo warunkowane tektonicznie, jako elementy zrzucanych i słabiej podlegających erozji bloków podłoża. Z drugiej jednak strony prawdopodobne wydają się być także uwarunkowania strukturalne niewielkich nachyleń, możliwe do zidentyfikowania zarówno w kotlinach podścielonych przez poziomo zalegające skały osadowe, jak i tych założonych w skałach krystalicznych.

W przypadku obszarów wierzchowinowych istotne jest stwierdzenie, że obecność splaszczeń nie jest zjawiskiem powszechnym. Przeważnie wyższe partie maszyn górskich wykazują znaczny stopień rozcięcia erozyjnego. Tym bardziej interesujące są wyjątki od tej reguły. Największe zrównania obserwowane są w masywach Gór Izerskich, Bystrzyckich, Stołowych oraz w Nizkim Jeseníku. W przypadku Gór Stołowych nie budzi zastrzeżeń wiodąca rola struktury, głównie poziomego zalegania warstw skał osadowych, w rozwoju splaszczonych horyzontów rzeźby. Podobna jest budowa najsłabiej nachylonych partii wierzchowin północnej części Gór Bystrzyckich (Latocha 2003). Także w południowej części Gór Bystrzyckich, w której obecnie na powierzchni odsłaniają się gnejsy, prawdopodobne jest stosunkowo niedawne usunięcie pokrywy skał kredowych. Mogła ona przez dłuższy czas konserwować starszą, zrównaną powierzchnię mezozoiczną wykształconą w skałach krystalicznych. Z drugiej strony zachowanie powierzchni zrównań zarówno w Górach Bystrzyckich jak i w Górach Izerskich w obrębie skał o dużej twardości (granitów i gnejsów) może wskazywać na dużą zdolność do przetrwania starszego, zrównanego reliefu właśnie dzięki podwyższonej odporności skał (Placek i in. 2007). Dla porównania, sąsiadujące z Górami Izerskimi Góry Kaczawskie, zbudowane z mniej wytrzymałych i bardziej zróżnicowanych litologicznie skał metamorficznych nie zachowały żadnych powierzchni splaszczeń, o ile takie w ogóle były rozwinięte na tym obszarze na etapie poprzedzającym wypiętrzenie.

Sytuacja jest jednak bardziej złożona. Zważywszy, że pozostałe masywy sąsiednie, choć zbudowane ze skał krystalicznych analogicznych do spotykanych w Górach Bystrzyckich czy Izerskich, mają splaszczczenia zachowane słabo (np. Karkonosze), bądź wcale (Masyw Śnieżnika). Ich znaczny stopień rozcięcia wskazuje, że duża wytrzymałość skał nie jest czynnikiem wystarczającym do zachowania znacznych powierzchni splaszczeń na wododziałach. Wytłumaczenie tej sytuacji

może dostarczyć porównanie wysokości wymienionych grup górskich. Karkonosze i masywy gnejsowe Sudetów Wschodnich są średnio o 400–500 m wyższe od Gór Bystrzyckich i Izerskich, zatem za czynnik modyfikujący tempo erozji można uznać zróżnicowaną amplitudę wydzwignięcia poszczególnych zrębów. Za taką interpretacją przemawia również przetrwanie rozległych słabo urzeźbionych powierzchni w najsłabiej wydzwigniętym Nizkim Jeseníku. Według Czudka (1997) wierzchowina Nizkiego Jeseníka ma charakter typowej powierzchni zrównania, gdzie powierzchnia topograficzna nie wykazuje zależności od zróżnicowania litologicznego skał. Według przekrojów morfologicznych zamieszczonych przez tego autora powierzchnia podzwietrzelinowa tego masywu jest bardziej urozmaicona i silniej nawiązuje do cech strukturalnych podłoża. Nizki Jeseník jest jednocześnie tym rejonem w górskiej części Sudetów, gdzie spotykane są relatywnie największe miąższości zwietrzelin (Jahn i in. 2000), małe urozmaicenie wierzchowiną zawdzięcza zatem niewielkiemu zaawansowaniu procesu ich rozcinania i usuwania.

Dodatkowe informacje przynosi także bliższa analiza morfologii wierzchowin masywów posiadających spłaszczenia. Cechą gdzie indziej należącą do rzadkości jest obecność w ich obrębie szerokich płaskodennych dolin zawieszonych, których pogłębianie erozyjne rozpoczyna się dopiero przy krawędziach obramowujących masywy. To właśnie owe szerokie obniżenia, a nie grzbiety wododziałowe, zaznaczają się na mapie spadków jako największe spłaszczenia. W Górach Izerskich niektóre z tych obniżeń zostały zinterpretowane jako śródgórskie rowy tektoniczne (Oberc 1975). Na słaby stopień rozcięcia wskazuje także dobrze zachowana pokrywa skał osadowych górnej kredy w północnej części Gór Bystrzyckich. Południowa część tego masywu, gdzie na powierzchni ukazują się gnejsy, jest już nieco bardziej urzeźbiona, choć również znacząco mniej niż Masyw Śnieżnika i Wysocki Jeseník.

Godne uwagi wytłumaczenie tej różnicy urzeźbienia wierzchowin proponuje Ranošek (2001). Wskazuje on, że kluczowe znaczenie dla przebiegu posttektonicznej denudacji ma kierunek pochylenia wydzwigniętej powierzchni względem kierunku zrzutu uskoku tektonicznego. Zarówno Góry Bystrzyckie jak Izerskie wykazują nachylenie wierzchowin przeciwne do kierunku zrzutu uskoku wzdłuż których zostały podniesione, co potwierdza mapa ekspozycji omówiona w rozdziale 6.1. Nachylenie to, zgodnie z prezentowaną mapą spadków, jest niewielkie, podobnie jak energia rzeźby na wierzchowinie, stąd też erozja nie ma tak gwałtownego charakteru jak w przypadku tych zrębów, które opadają stopniami nachylonymi w kierunku zrzutu uskoku, jak to jest np. w Masywie Śnieżnika (Sroka 1997), na północno-wschodnim progu Gór Sowich (Krzyszkowski, Pijet 1993, Krzyszkowski, Olejnik 1998), czy na Pogórzu Karkonoskim (Migoń 1991).

6.2.1.2. Zagadnienie chronologii spłaszczeń

Odrębny problem stanowi określenie wieku zidentyfikowanych powierzchni spłaszczeń. We wcześniejszych pracach (Klimaszewski 1958, Walczak 1968, 1972, Jahn 1980) postulowano istnienie trzech głównych horyzontów rzeźby, które datowano na paleogen, oligocen/miocen i miocen/pliocen. Ogromna fragmentaryczność powierzchni występujących najwyżej (zgodnie z założeniami cytowanych prac stanowiących pozostałość powierzchni najstarszej) oraz brak możliwości wiarygodnej korelacji poziomów tych niewielkich w skali Sudetów fragmentów stawia jej istnienie i wiek pod znakiem zapytania. Kwestia wieloetapowości ruchów tektonicznych była podnoszona przez wielu autorów (m. in. Oberc, Dyjor 1969, Don 1993), zwykle jednak opowiadano się za synchronicznością ruchów w całych Sudetach, choć sugerowano zróżnicowaną amplitudę dzwigniania wzdłuż różnych uskoku lub nawet różnych sektorów tej samej dyslokacji (Badura i in. 2003). Alter-

natywne poglądy zakładają postęp dźwigania tektonicznego z zachodu na wschód, na co wskazują zarówno datowania kenozoicznych skał wulkanicznych, jak i odmienność kierunków strukturalnych wykazana w rozdziale 6.1. Brak jest możliwości do datowania osadów na dużych wysokościach (Ivan 1990). Znacznie bardziej wiarygodne jest określenie wieku nisko położonych zrównań, które po czeskiej stronie Sudetów od dawna interpretowano jako relikty rzeźby wczesnomioceńskiej (Prosová, 1974 Czudek, 1983). Na podobny wiek analogicznych powierzchni po północnej stronie Sudetów wskazują także datowania kenozoicznych bazaltów (Badura i in. 2006). Jaki jest jednak wiek wyżej wydźwigniętych powierzchni? Czy są one częścią tego samego, dyslokowanego (być może w różnym czasie?) i w różnym stopniu rozciątego erozyjnie horyzontu mioceńskiego, czy też lokalnie zachowały się relikty starszych powierzchni? Starszy wiek mogłyby mieć np. powierzchnie odsłonięte spod osadów kredowych w Górach Bystrzyckich. Jeżeli zaś prawdziwe są wnioski odnośnie najmłodszego czasu dźwigania masywu Nizkiego Jesenika, rozwój zrównań na tym obszarze mógł trwać dłużej niż we wcześniejszej wypiętrzonych Sudetach Zachodnich. Dla rozwiązania przedstawionego problemu z pewnością konieczne są dalsze badania z wykorzystaniem metod umożliwiających bardziej precyzyjne datowanie powierzchni. Przeprowadzone niedawno (Danińik i in. 2010) datowania termochronologiczne próbek pochodzących z wierzchołiny Karkonoszy wskazują na dwa możliwe schematy rozwoju wydarzeń w tym rejonie. Zrównanie wierzchołowe stanowi bądź to pozostałość permskiej penepłeny pogrzebanej pod osadami mezozoicznymi i odsłoniętej ponownie w późnej kredzie, lub też rozwinęło się ono później niż 75 mln lat temu, po okresie intensywnej erozji udokumentowanej datowaniem termochronologicznym i osadami w sąsiednich basenach sedymentacyjnych. Kenozoiczna ewolucja rzeźby, w tym etapy dźwigania tektonicznego, nie znajduje odzwierciedlenia w datowaniach wykonanych tą metodą. Przytoczone wyniki ba-

dań nie dają wprowadzić precyzyjnej odpowiedzi na pytanie o wiek powierzchni zrównań w Karkonoszach, a tym bardziej w całych Sudetach, pozwalają jednak zawęzić nieco listę możliwych scenariuszy ich powstawania. Z pewnością zatem warto kontynuować badania z wykorzystaniem tej metodyki także w innych częściach Sudetów.

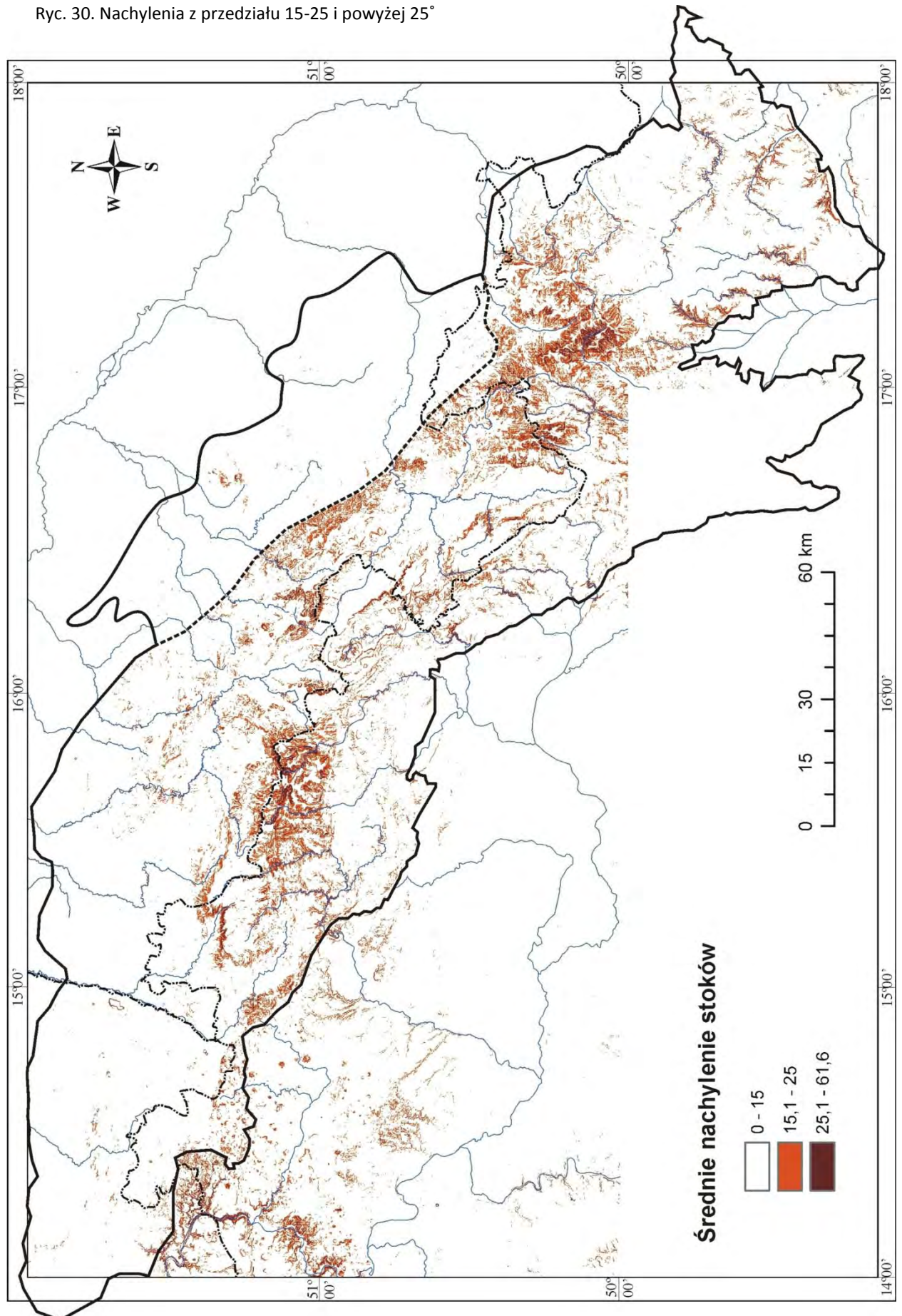
6.2.2. Występowanie powierzchni silnie nachylonych

Strome stoki (powyżej 15°) zajmują niecałe 9% powierzchni obszaru badań i są rozmieszczone nierównomiernie (ryc. 30). Ich koncentracje przybierają kilka specyficznych układów przestrzennych. Dwa podstawowe stanowią zwarte obszary oraz strefy liniowe o zróżnicowanej długości (10–50 km) i szerokości oraz różnym stopniu krętości.

Największy obszar zwarty o stromych stokach stanowi masyw Karkonoszy w zachodniej części Sudetów. Niewiele ustępuje mu powierzchnią Hrubý Jeseník w Sudetach Wschodnich, rozczłonkowany na kilka mniejszych bloków. Trzecim obszarem pod względem wielkości jest Masyw Śnieżnika, czwartym zaś Góry Bialskie wraz z południową częścią Gór Złotych (Rychlebskich hor.). Wszystkie wymienione obszary należą do najwyższej wznoszących się partii Sudetów (Karkonosze – 1602 m n.p.m., Hrubý Jeseník – 1491 m n.p.m., Śnieżnik – 1524 m n.p.m., Góry Złote – 1125 m n.p.m.). Nieco mniej rozległe i niższe są Jeřábski hřbet (1012 m n.p.m.), Góry Sowie (1015 m n.p.m.) łącznie z Górami Bardzkimi oraz południowe partie Gór Kamiennych, szczególnie ich południowo-wschodnia odnoga z najwyższym szczytem osiagającym 936 m n.p.m.

Wśród stref liniowych najsilniej zaznaczają się zygzakowate w przebiegu północne obramowanie Gór Izerskich (w tym północna granica Wysokiego Grzbietu; obramowanie Grzbietu Kamienieckiego prawie nie zaznacza się), wschodnia krawędź Gór Bystrzyckich, oraz północna krawędź Hrubego Jesenika

Ryc. 30. Nachylenia z przedziału 15-25 i powyżej 25°



(Pradědskiej i Keprnickiej hornatiny oraz zachodni skłon Medvědskiej hornatiny). Prostoliniowo przebiegają strefy dużych spadków związane z zachodnią krawędzią masywu Śnieżnika, zachodnim obrzeżeniem Rudaw Janowickich oraz nieco szerszy, choć mniej wyraźny pas wzdłuż północnej krawędzi Pogórza Karkonoskiego i zachodniej krawędzi Gór Izerskich. Słabo widoczne jest obramowanie najwyższej partii Gór Orlickich oraz południowo-wschodnia krawędź Nizkiego Jeseníka. Stosunkowo krótkie, nie przekraczające 10 km, prostoliniowe odcinki stromych stoków występują na zachodnim i północno-zachodnim skłonie Gór Kaczawskich. Z kolei liczne wąskie kręte i równoległe do siebie pasy stromych stoków zaznaczają się w obrębie Gór Stołowych i Broumovskiej vrchoviny, aż po pasmo Zaworów, przy czym najwyraźniejsza jest północno-wschodnia krawędź tego obszaru, w rejonie wydźwigniętych tektonicznie Gór Stołowych. Warto również odnotować, że podobny charakter wąskiej, krętej linii stoków o stromym nachyleniu ma także wschodnia krawędź południowej części Pogórza Orlickiego (Třebovské stěny), widoczna na mapie jedynie w jej NW części (brak jednak numerycznego modelu terenu dla tego fragmentu Sudetów).

Dwa pozostałe układy przestrzenne stromych stoków stanowią układ dendrytyczno-liniowy i układ wyspowy.

Układ dendrytyczno-liniowy jest bezpośrednio związany ze wzmożoną erozją rzeczną. Głęboko wcięte doliny w oddaleniu od zwartych obszarów o dużych nachyleniach występują przede wszystkim wzdłuż południowo-zachodniej krawędzi Nizkiego Jeseníka. Są to doliny Oslavy, Oskavy, Sitki, Trusovického potoku i Bystřice, których przegłębione odcinki układają się wzdłuż jednej wyraźnej linii. Z południowo-wschodnią krawędzią tego masywu związane są wcięcia Jezernice, Velički, Odry i Moravice. U podnóża Gór Orlickich najwyraźniejsze wcięcia mają Divoka Orlice, Zdobnice, Běla i Metuje, a na zachodnim skraju Krkonošského podhůří rozległy dendryt tworzy Jízera wraz z mniejszymi dopływami.

Południowo-zachodni skraj Pogórza Łużyckiego rozcina rzeka Polenz. Po północnej stronie Sudetów głęboko wcięte doliny występują rzadziej, na krótszych odcinkach i w znacznej części nie wykazują powiązania z krawędziami poszczególnych masywów. Odcinki przełomowe w środkowej i wschodniej części Pogórza Zachodniosudeckich tworzą: Nysa Łużycka w rejonie przewężenia Worka Turoszowskiego, Kwisa, Bóbr i Kaczawa. Przy północnej krawędzi Sudetów krótkie, głębokie wcięcia tworzą Strzegomka i Pelcznica. Swoisty dendryt tworzy także rzeka Metuje z dopływami w rejonie swojego obszaru źródłowego.

Układ wyspowy zaznacza się w kilku obszarach występowaniem pojedynczych, często okrągłych w zarysie „plam” stromych stoków. Powszechne są one w Górach Łużyckich, gdzie nie przekraczają zwykle średnicy 1 km. Mniej liczne, ale o większej powierzchni (2–3 km²) „wyspy” występują też w Górach Wałbrzyskich, w południowej części Pogórza Kaczawskiego i na Przedgórzu Sudeckim.

6.2.2.1. Interpretacja morfotektoniczna, znaczenie wytrzymałości i cech struktury skał

Strome stoki z reguły traktowane są jako wyznacznik wzmożonej aktywności procesów tektonicznych. Zróznicowanie układów przestrzennych stromych stoków w Sudetach wskazuje jednak na znacznie większą złożoność rzeczywistych przyczyn powstawania tych powierzchni.

Strefy zwartych powierzchni stromych stoków określić można przede wszystkim jako silnie rozcięte obszary najwyżej położonych masywów górskich. W tym przypadku wzmożona erozja może być wskaźnikiem największej amplitudy wydźwignięcia (tempo dźwigania przekroczyło znacznie średnie tempo denudacji). Dodatkowym argumentem przemawiającym za tektonicznym wydźwignięciem bloków podłoża jako przyczyną takiego rozwoju rzeźby jest możliwość wyznaczenia wyraźnie prostoliniowych krawędzi dla większo-

ści tych obszarów. Taka sytuacja ma miejsce w przypadku masywu Karkonoszy, Jeřtedskiego hřbetu, Gór Sowich, masywu Śnieżnika, Gór Bialskich oraz masywów Praděda i Keprnika w Hrubym Jeseníku. Część uskoku ograniczających zręby tych masywów zaznaczona jest na mapach tektonicznych (Cymerman 2004, Maheľ i in. 1984), więcej zaś krawędzi uwidacznia się po nałożeniu mapy lineamentów odczytanych z modelu terenu na mapę spadków (ryc. 31, por. także ryc. 17 i 18).

Drugą przyczyną istnienia stromych stoków o podobnym wyrazie kartograficznym jest występowanie rozległych wychodni skał wulkanicznych. W zbudowanych z riolitów i trachybazaltów Górach Kamiennych ważnym czynnikiem decydującym o dużej koncentracji stromych stoków jest wysoka odporność skał, przy równoczesnym występowaniu w sąsiedztwie mało odpornych skał osadowych. Na wielkość i zwartość obszaru wpływa z kolei rozprzestrzenienie oraz pierwotny kształt kopuł i pokryw lawowych odreparowanych erozyjnie spod pokrywy młodszych skał osadowych.

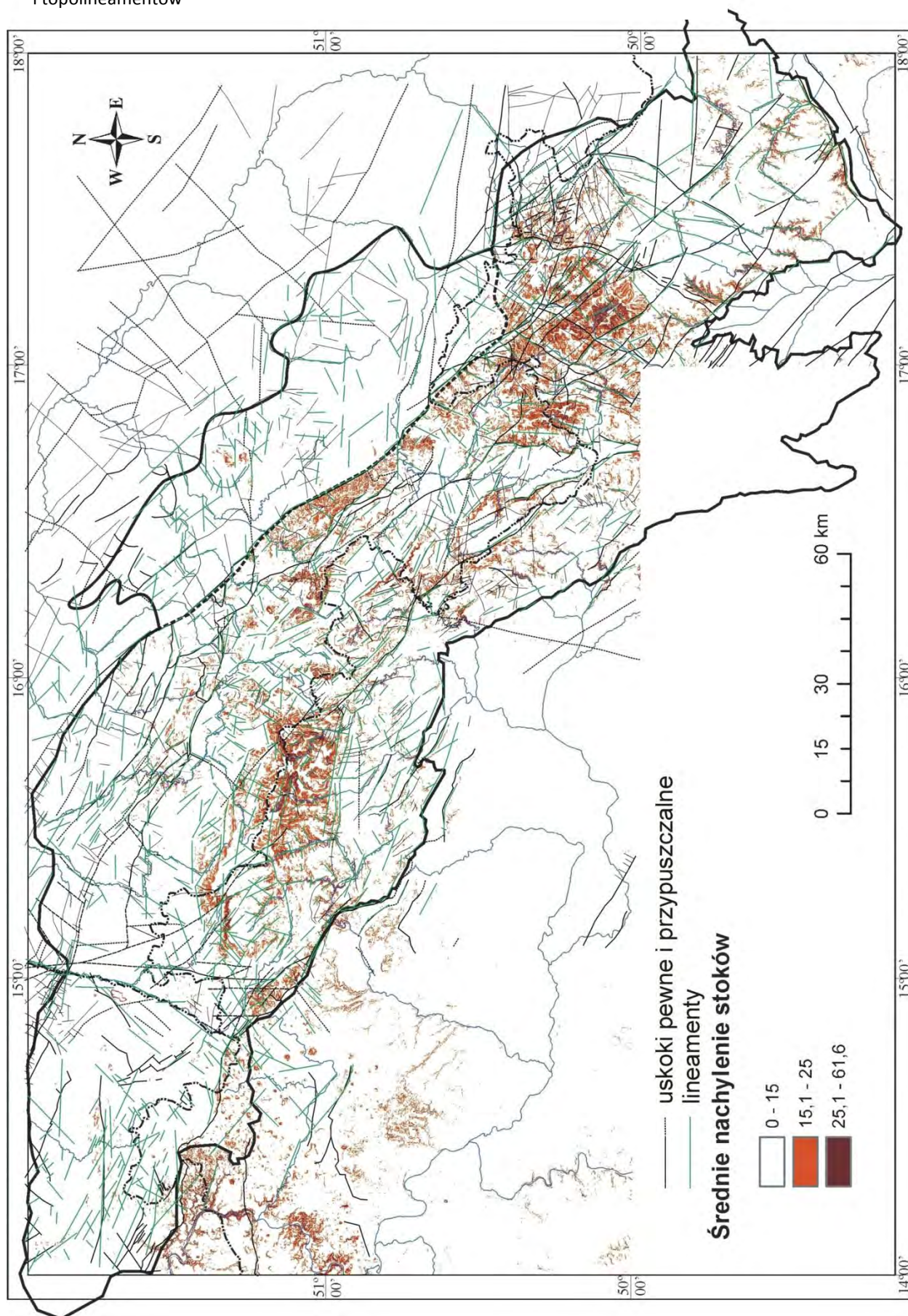
Dwojaka może być także interpretacja liniowych stref silnie nachylonych powierzchni. Klasycznymi formami rzeźby o genezie tektonicznej są prostoliniowe lub zygzakowate krawędzie obramowujące wyniesione masywy górskie. Jako strefy liniowe objawiają się one tam, gdzie przylegające partie wierzchowiny nie są zbyt silnie urzeźbione lub gdzie wypiętrzone tektonicznie bloki są stosunkowo wąskie i wydłużone. Wśród rozpoznanych stref liniowych tektoniczną genezę mają: północna krawędź Gór Izerskich, krawędzie obramowujące Kotlinę Kłodzką (uskok Wilkanowa ograniczający od zachodu masyw Śnieżnika zaznacza się jako strefa liniowa ze względu na oddzielenie silnie rozciętej kopuły szczytowej tego masywu i jego obrzeża wyraźną strefą o mniejszych nachyleniach), zachodni skłon bloku Orlika w Hrubym Jeseníku, zachodni skłon Gór Kaczawskich, Pogórze Karkonoskie (wąski blok, oddzielony zapadliskowym rowem śródgórskim od głównego masywu Kar-

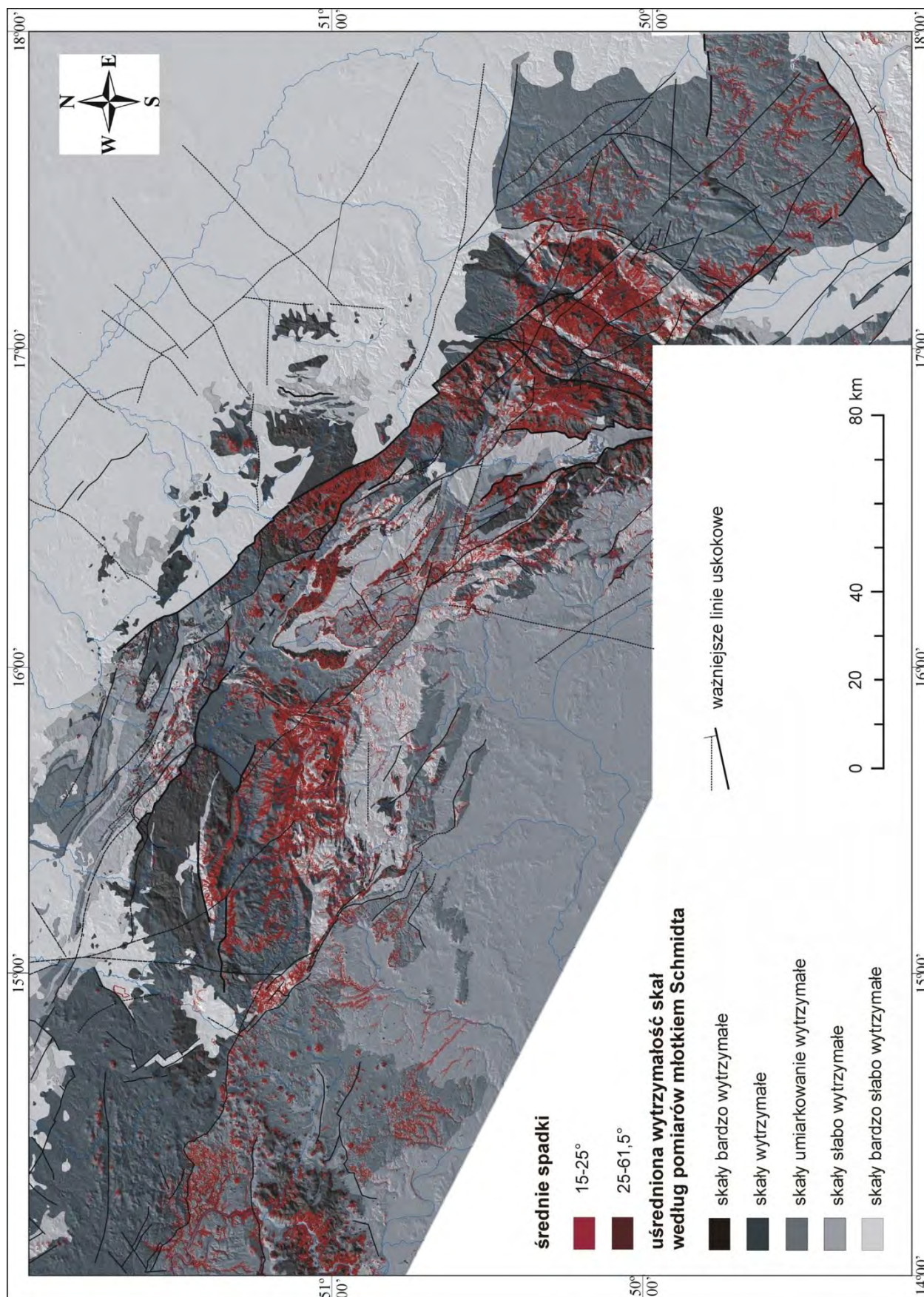
konoszy), wschodnia krawędź Gór Orlickich (asymetryczny grzbiet ograniczony od wschodu nasunięciem Zieleńca) oraz część wschodniego skłonu Nizkiego Jeseníka. Podobne cechy wykazuje także zachodnie obrzeżenie Rudaw Janowickich.

Czytelność progów tektonicznych (zarówno tych ograniczających masywy o słabo rozciętych wierzchowinach, jak i tych silniej urzeźbionych) w morfologii jest niejednakowa i w większości przypadków może być tłumaczona na gruncie zróżnicowania litologicznego (ryc. 32). Największa jest frekwencja dużych nachyleń na krawędziach rozcinających twarde skały gnejsowe (wschodnia część Gór Izerskich, Góry Bystrzyckie, Orlickie, Masyw Śnieżnika, część południowej krawędzi Karkonoszy, zachodnia część południowo-zachodniej krawędzi Gór Sowich) oraz większość krawędzi granitowych (zachodnia część Gór Izerskich, północna krawędź Karkonoszy, zachodni skłon Rudaw Janowickich, północny skłon Sokolskiego hřbetu należącego geograficznie do Rychlebskich hor). Wyjątkiem pod tym względem jest odcinek sudeckiego uskoku brzeżnego ograniczający od wschodu granitoidy kłodzko-złotostockie, który na mapie dużych spadków zaznacza się słabo – tylko rozcinające próg doliny mają tu zbocza o nachyleniach przekraczających 15°.

Generalnie słabo na mapie spadków zaznaczają się krawędzie wykształcone w obrębie pozostałych skał metamorficznych (np. sudecki uskok brzeżny i uskoc Świerzawy ograniczające zieleńcowo-łupkowy blok Pogórza Złotoryjskiego). W przypadku masywów metamorficznych, na skłonach których obok twardych gnejsów występują skały łupkowe, część stoku wykształcona w obrębie łupków bywa wyraźnie łagodniejsza lub tworzy odrębny stopień. Tak jest w przypadku wschodniej części Gór Izerskich (Grzbiet Wysoki i Kamieniecki opadają ku północy z wyraźnym stopniem tam, gdzie występuje kontakt gnejsów i łupków). W obrębie podobnego stopnia leży miejscowość Zieleniec w Górach Orlickich. W Masywie Śnieżnika brak podobnej zbieżności, tam jednak ostro zarysowane prog

Ryc. 31. Rozmieszczenie stromych stoków a przebieg dyslokacji i topolineamentów





Ryc. 32. Rozmieszczenie stromych stoków na tle zróżnicowania wytrzymałości skał i przebiegu ważniejszych dyslokacji

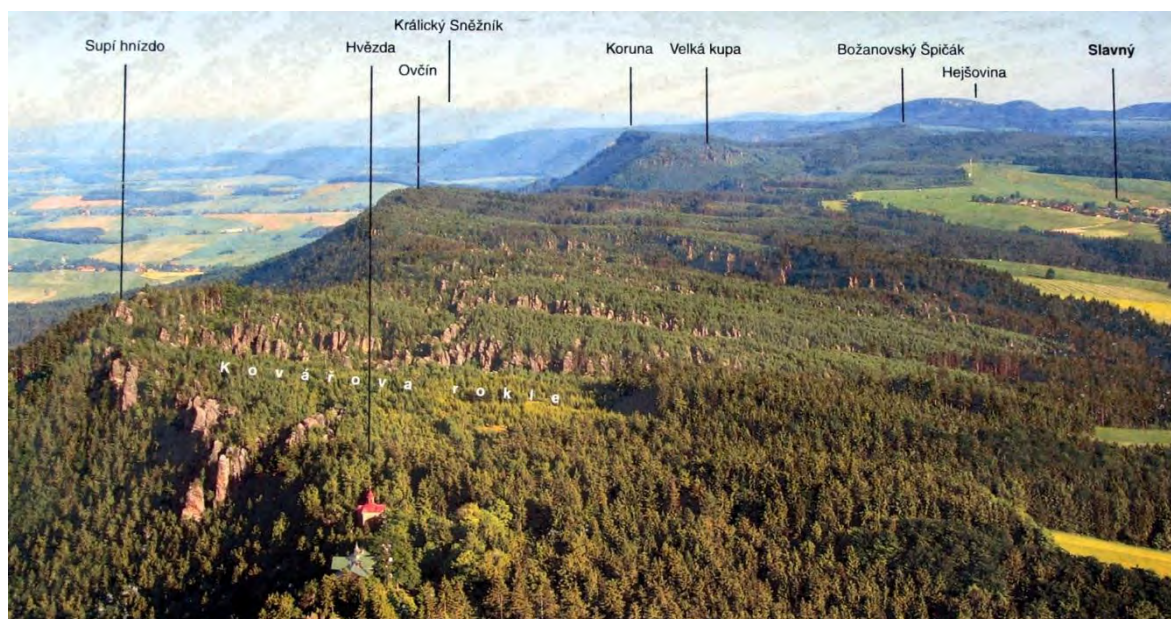
tektoniczne wykształcone są generalnie w całości w obrębie gnejsów. Dalej na wschód w łupkach założone jest szerokie obniżenie Ramzovskiego sedła pomiędzy gnejsowymi masywami Rychlebskich hor i Keprnika. Podobnie jest w przypadku Červenohorského sedla pomiędzy Keprnikiem i Pradziadem, nie jest ono jednak tak szerokie i pozbawione stromych stoków jak przełęcz Ramzowska. Wzdłuż całego wschodniego skłonu Hrubego Jeseníka występuje szerokie pasmo łupków kończące się nasunięciem Andělskiej hory. Na mapie spadków kontakt łupków i skał karbonu wzdłuż tego nasunięcia nie zaznacza się wcale, bądź też (w północnej jego części) w łupkach założone jest pozbawione dużych nachyleń obniżenie, jak pomiędzy gnejsowym Masywem Orlika a zbudowanym ze skał karbonu masywem Gór Opawskich. W obrębie łupków wyrasta tu jedynie wzniesienie Příčného vrchu, w budowie którego udział mają także zieleńce. Także w morfologii najwyższego w tej części Sudetów Masywu Pradziada należy odnotować większą stromość zachodnich stoków gnejsowych, względem łagodniej urzeźbionych stoków wschodnich wykształconych w łupkach. Rozwój obniżień bądź słabo nachylonych powierzchni w skałach łupkowych nie jest jednak niezłomną regułą. Wyjątkowo czytelne w rzeźbie mimo wykształcenia w tych relatywnie mało wytrzymałych skałach jest obramowanie Jeřitédtského hřbetu.

Obok opisanych wyżej przypadków, dobrą ilustracją wpływu zróżnicowania litologicznego na morfologię progu tektonicznego jest również sudecki uskok brzeżny. Mimo iż jest on jedną z najczytelniejszych stref deformacji tektonicznej w Sudetach (Badura i in. 2003), na mapie stromych stoków zaznacza się wyraźniej jedynie na odcinku Gór Sowich oraz północno-wschodniego skłonu Rychlebskich hor, czyli tam, gdzie przecina on podłoże gnejsowe. Na pozostałych odcinkach średnie nachylenie krawędzi Sudetów wzdłuż tego uskoku jest niższe niż 15° . Podobnie przedstawia się sytuacja większości uskoków sudeckich rozcinających skały o średniej i małej wytrzymałości. Nasunięcie łużyckie ograniczające od

północy blok Gór Łużyckich jest na mapie największych spadków ledwie rozpoznawalne. Istnieją także linie uskokowe zaznaczone na mapach tektonicznych w obrębie skał wytrzymałych, a nie znajdujące odzwierciedlenia na mapie dużych spadków (np. znaczna część uskoku śródsudeckiego). Wy tłumaczeniem tej sytuacji może być mniejsza amplituda przemieszczeń na tych uskokach. Rozwiązanie to było proponowane dotychczas dla wyjaśnienia większości różnic w wyrazie morfologicznym uskoków, bez uwzględniania wpływu wytrzymałości skał.

Część pasów powierzchni o dużym nachyleniu odzwierciedla obecność krawędzi denudacyjnych na obszarach zbudowanych ze skał osadowych. Stoki takie w obrazie kartograficznym stanowią pasma z reguły węższe i bardziej kręte niż w przypadku stoków o genezie tektonicznej. Występują one na czołach progów strukturalnych założonych na wychodniach wytrzymałych piaskowców kwarcowych wieku kredowego, głównie w Górach Stołowych. Kuesty takie, na wielu odcinkach podwójne, ułożone są radialnie wokół ostańca denudacyjnego Adršpachsko-Teplickich skał. Niekiedy progi denudacyjne pokrywają się z przebiegiem dyslokacji tektonicznych. Przykładem takiej kuesty jest próg Broumovských stěn (ryc. 33). Brak odzwierciedlenia na mapie dużych spadków większości kuest w północnej części Sudetów (z wyjątkiem krótkiego odcinka kuesty zbudowanej z piaskowców koniaków oraz najwyższego fragmentu kuesty cenomanu na Pogórzu Złotyryjskim) może być wynikiem zbyt małego wydźwignięcia podłoża w północnej części Sudetów, a co za tym idzie zbyt małej siły erozyjnej rzek, będących głównym czynnikiem denudacji w tej strefie klimatycznej. Nachylenia mogą być także łagodzone w związku z przykryciem tego obszaru pokrywą osadów glacialnych w plejstocenie, której usuwanie nie zostało jeszcze zakończone (Adam 2004, Migoń 2005c).

Izolowane owalne wystąpienia stromych stoków mają podłoże litologiczne. Korespondują one z wychodniami skał wulkanicznych,



Ryc. 33. Kuesta Broumovských stěn, widok od zachodu (zdjęcie tablicy dydaktycznej w Národní přírodní rezervace Broumovské stěny, fot. A. Placek)

przede wszystkim bazaltów (głównie Góry Łużyckie), ale także riolitów i trachybazaltów (Góry Wałbrzyskie, Pogórze Kaczawskie) występujących wśród mało odpornych skał osadowych. Ważne w tym przypadku są także rodzaj i powierzchnia wystąpienia wymienionych skał. Silnie nachylone są stoki wzgórz założonych na wychodniach bazaltoidów występujących w formie neków, kopuł riolitowych, dużych soczew wapiennych. Dla odmiany bazaltoidy oraz trachybazalty tworzące pokrywy lawowe oraz wychodnie zbyt małych rozmiarów nie zaznaczają się na mapie dużych spadków.

Ostatnim typem form rzeźby zaznaczającym się wyraźnie na mapie dużych nachyleń są głęboko wcięte doliny. Wiele z nich wykazuje związek z niedawną aktywnością tektoniczną i rozcina powstałe w ten sposób progi. Ich wyraz zależy zarówno od amplitudy wydźwignięcia jak i od wytrzymałości rozcinańskich kompleksów skalnych. Przegłębione odcinki dolin pojawiają się jako indywidualne pasma stromych stoków głównie w przypadku progów niezbyt wysokich. Tak jest w przypadku głęboko wciętych dolin wzdłuż południowej krawędzi Sudetów oraz wcięć Strze-

gomki i Pełcznicy przy sudeckim uskoku brzeżnym.

Większość rzek tworzących odcinki przełomowe w południowych Sudetach rozcina średnio odporne skały osadowe, względnie fyllitowo-zieleńcowe kompleksy metamorficzne (Jizera, Běla i Metuje). Jedynie Polenz wcina się w twardsze podłoże granitowe. W przypadku tego potoku zwraca uwagę duża deniwelacja, jaką pokonuje on uchodząc do głęboko wciętej w podłoże piaskowcowe doliny Łaby. Przełomy północnosudeckie częściej wykazują związki z obszarami skał o wyższej wytrzymałości. Ich obecność niekoniecznie zależy bezpośrednio od występowania krawędzi tektonicznych. Nysa Łużycka rozcina wyraźną elewację podłoża granitowego, Kwisawcina się w wytrzymałe gnejsy, Kaczawa tworzy dwa wąskie odcinki przełomowe, jeden pomiędzy wysoko wytrzymałymi wapiennymi masywami Połomu i Miłka, drugi – w obrębie twardej pokrywy riolitowej. Z kolei Bóbr rozcina skały o bardzo zróżnicowanej wytrzymałości. Pierwotną przyczyną powstania części z tych głębokich wcięć (np. w przypadku Kwisy oraz niektórych odcinków przełomowych Bobru) były plejstocenyjskie zmiany sieci hy-

drograficznej. Epigenetyczne, wymuszone przełomy powstały w czasie, gdy lądolód uniemożliwiał odpływ wód ku północy, a starsze, szersze dna dolin zostały zasypane osadami glacialnymi (Michniewicz 2002). Postglacialne rozcinanie postępowało gwałtownie, a szczególnie wąskie i stromościenne doliny powstawały tam, gdzie duża odporność podłoża utrudniała erozję boczną.

Odmienne są przyczyny głębokiego wcięcia rzeki Metuje i jej dopływów: Adrůpańskiego i Skalnego potoku. Rozczłonkują one ostaniec denudacyjny Adrůpańsko-Teplickich skał. Na tym obszarze piaskowce o silnie rozwartym systemie głębokich spękań umożliwiają infiltrację wód opadowych aż do spągu warstwy przepuszczalnej. Powierzchnią, po której płyną ciekі staje się strop utworów nieprzepuszczalnych, a najłatwiejszą drogę migracji wód stanowią szczeliny powstałe wzdłuż spękań. Głębokość wcięcia warunkowana jest miąższością piaskowców, która w tym miejscu dochodzi do około 100 m. Krótkie, głębokie doliny (często suche) o podobnej genezie występują także w górnej czę-

ści zaproży największych kuest tego obszaru. Jedną z licznych stromościennych dolin konsekwentnych rozczłonkowujących zaproże Broumovskich stěn jest Kovářova rokle (ryc. 34). Najważniejszymi czynnikami wpływającymi na rozwój tych dolin jest duża przepuszczalność piaskowców oraz silne rozwarcie pionowych spękań. Relatywnie duża wytrzymałość tych skał umożliwia z kolei utrzymanie w równowadze stromych ścian, jakkolwiek ruchy masowe na zboczach dolin są powszechne.

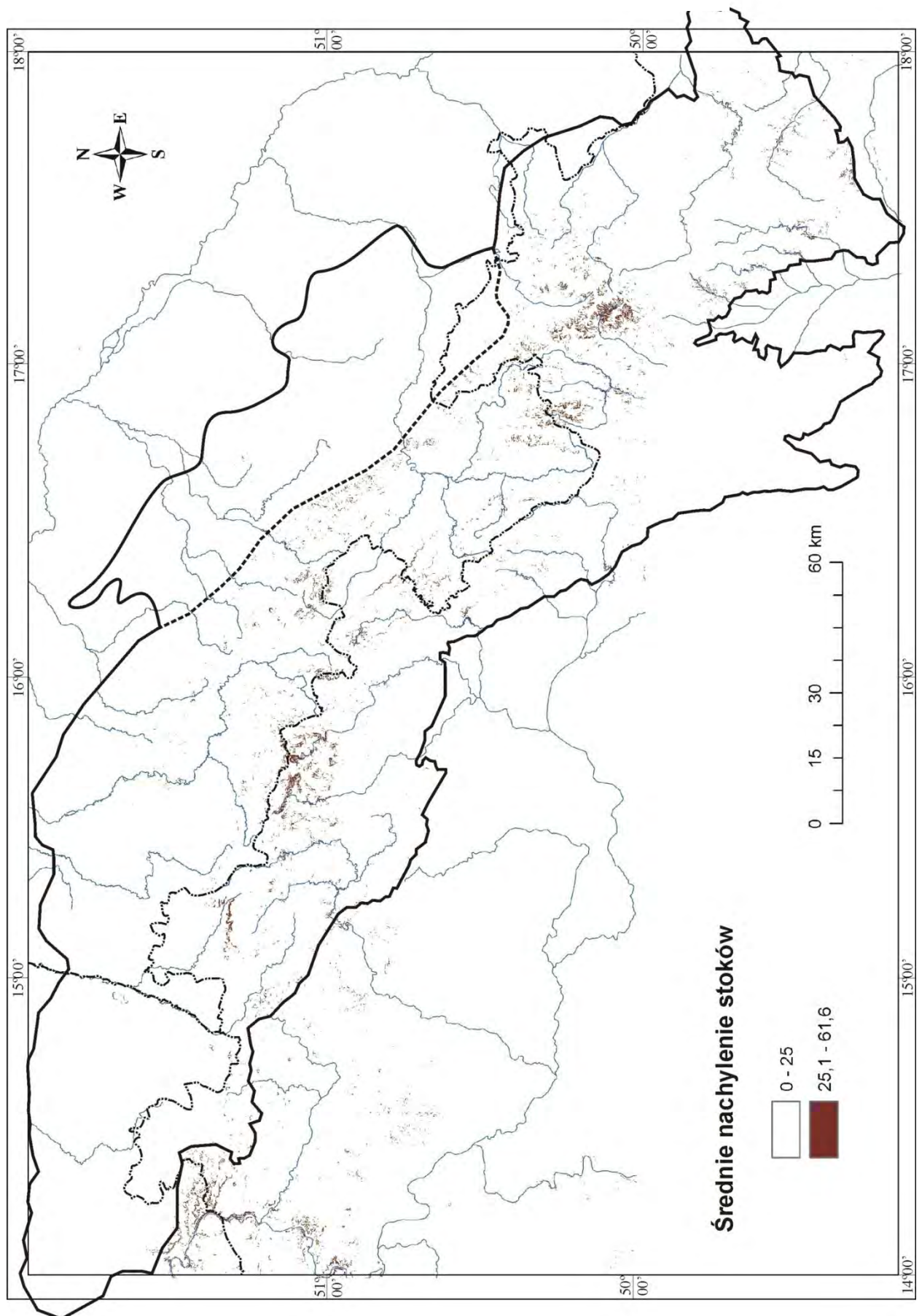
6.2.2.2. Stoki bardzo strome

Na mapie rozmieszczenia stoków o spadkach przekraczających 25° (1,1% powierzchni Sudetów) wiele z wyróżnionych wcześniej obszarów zanika (ryc. 35). Najwyraźniej zaznaczają się przemodelowane glacialnie zbocza dolin w północnej części Karikonoszy, obramowanie kopuły szczytowej masywu Pradziada w Hrubym Jeseníku, oraz Kralickiego Śnieżnika, a także północna kra-



Ryc. 34. Kovářova rokle – stromościenna dolina założona na zaprożu Broumovskich stěn. (Źródło fotografii po lewej stronie <http://www.mapy.cz>, fot. po prawej stronie A. Placek)

Ryc. 35. Występowanie nachyleń powyżej 25°



wędrz Gór Izerskich. Słabiej zaznacza się północny próg Gór Stołowych, południowa część Gór Kamiennych, stoki najwyższych neków, oraz niektóre partie zboczy głęboko wciętych dolin.

Znacznie mniejsze powierzchnie zajmują stoki ekstremalnie strome (powyżej 40°). W Sudetach Zachodnich widać je głównie na ścianach kotłów polodowcowych w Karkonoszach (ryc. 36). Niewielkie fragmenty bardzo stromych stoków wiążą się też z dolinami rozcinającymi górny załom północnych stoków Gór Izerskich na południe od Hejnic. W tym miejscu Králík (1989) zaznacza na swojej mapie geomorfologicznej formy karów, choć ich obecność nie jest powszechnie przyjmowana (Traczyk, Engel 2005). Żadna ze znaczących krawędzi tektonicznych nie charakteryzuje się tak dużymi spadkami. W Sudetach Środkowych powierzchnie o nachyleniu powyżej 40° najliczniej spotykane są na obszarze ostańca denudacyjnego Adirpańsko-Teplickich skał (ryc. 37). Lokalnie występują także wzdłuż północnego progu Gór Stołowych. Prawie nie zaznaczają się nachylenia w tej klasie w obrębie górnych partii Masywu Śnieżnika. Więcej można ich zauważyć na obrzeżach masywu Pradziada, szczególnie na zboczach doliny Divokiej Desny i jej dopływów. Bardzo strome zbocza mają także doliny Bílego i Vrchovińskiego Potoku wcinające się w masyw Orlika. W Nizkim Jeseníku lokalnie bardzo duże nachylenie zboczy mają silnie wcięte doliny Moravice, Bystřice i Sítki, rozcinające jego południowo-wschodnią krawędź tektoniczną. Generalnie stoki ekstremalnie strome spotykane są tam, gdzie skały podłoża cechują się stosunkowo wysoką wytrzymałością.

Podsumowując, stoki najstromsze związane są przede wszystkim ze strefami czwartorzędowej erozji glacialnej oraz towarzyszą zdegradowanym stoliwom piaskowcowym. W dolinach rzek rozcinających krawędzie tektoniczne występują głównie w południowo-wschodniej części Sudetów. Generalnie stoki ekstremalnie strome spotykane są tam, gdzie skały podłoża cechują się stosunkowo wysoką wytrzymałością.

6.3. Zakrzywienie powierzchni

Pewnym uzupełnieniem charakterystyki stoków jest informacja na temat stopnia i sposobu zakrzywienia ich powierzchni. Parametr ten znajduje zastosowanie przede wszystkim w kompleksowym modelowaniu procesów geomorfologicznych zachodzących na stokach, takich jak erozja, akumulacja, czy odpływ powierzchniowy, umożliwiając między innymi określanie procesów dominujących na danym obszarze (Tarolli, Dalla Fontana 2009). Często jest wykorzystywany w wyznaczaniu obszarów potencjalnego zagrożenia procesami osuwiskowymi (Carrara i in. 1991, Ohlmacher 2007, Claessens i in. 2007; Santini i in. 2009, Clerici i in. 2010) czy też lawinami (McClung 2001, Maggioni i in. 2002, Chrustek 2008). Był też rozpatrywany wśród zespołu uwarunkowań występowania lodowców górskich (López-Moreno i in. 2006). W geomorfologii strukturalnej krzywizna jest analizowana stosunkowo rzadko.

W Sudetach formy stoków pod względem geometrii badała Chvátalová (2000). Celem jej opracowania była charakterystyka zróżnicowania morfometrycznego Gór Łużyckich. Wyróżniła ona 6 typów form pod względem krzywizny i wskazała najczęstsze powiązania między litologią podłoża a ich występowaniem. Formy wklęsło-wklęsłe Chvátalová łączy z występowałam relatywnie mało odpornych piaskowców turonu i koniak. Formy wypukło-wklęsłe w Górach Łużyckich podścielają przede wszystkim piaskowce ilaste koniak, częściowo także granitoidy i skały metamorficzne. Formy wypukło-wypukłe powstają głównie na podłożu skał wulkanicznych oraz stosunkowo wytrzymałych piaskowców kwarcowych i ilastych środkowego turonu. Formy wypukło-wklęsłe podścielają głównie piaskowce turonu i koniak, rzadziej intruzje trachitowe i fonolitowe oraz granity, brak ich zaś na bazaltoidach. Słabo rozpowszechnione formy wypukło-proste oraz wklęsło-proste powstają na mało odpornych piaskowcach koniak, względnie odporniejszych gra-

nitoidach i skałach metamorficznych. Chvátalová nie podaje jednak przesłanek, którymi się kierowała określając odporność kompleksów skalnych, ani też nie dokonuje syntezy w zakresie obserwowanych związków pomiędzy litologią a krzywizną stoków.

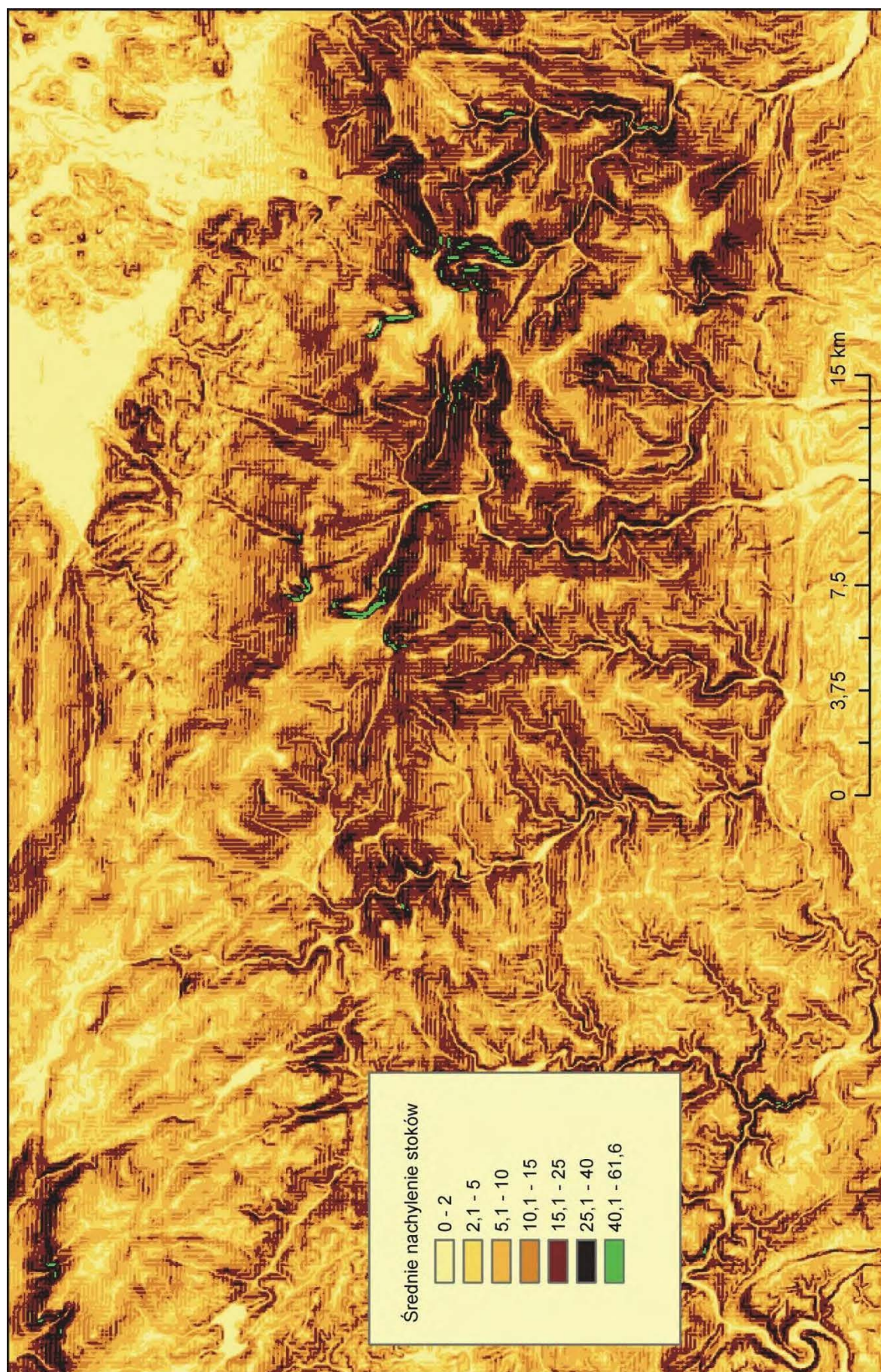
Kartograficzny obraz krzywizny można konstruować w trzech wariantach: jako mapę krzywizny poziomej (określającą zakrzywienie w planie, czyli gradient ekspozycji wzdłuż poziomicy), mapę krzywizny pionowej (oddającą zakrzywienie stoków w profilu pionowym, na podstawie gradientu zmian nachylenia wzdłuż linii spływu) oraz mapę średniej krzywizny. Każda z tych map bazuje na analizie sąsiedztwa 9 przylegających do siebie rastrów i jest drugą pochodną numerycznej mapy wysokości. Dodatnie wartości zakrzywienia (z wyjątkiem krzywizny pionowej) oznaczają powierzchnie wypukłe w górę stoku, ujemne – powierzchnie wklęsłe, a wartość bliska 0 – powierzchnie proste. Jednostki, w których podawana jest wartość krzywizny to 1/100 m przewyższenia. Przyjmuje się, że dla obszaru umiarkowanego pagórkowatego wartości średniego zakrzywienia zmieniają się zwykle w przedziale od $-0,5$ do $+0,5$ podczas gdy obszary górskie osiągają wartości z przedziału od -4 do $+4$ (Minami, 2000). Obliczone dla Sudetów wartości średniej krzywizny przy rozdzielczości modelu 50 m zamykają się w granicach $-6,08$ do $+8,76$, z tym, że 99,998% powierzchni zamyka się w przedziale -4 do $+4$, co dobrze odpowiada ich pozycji jako gór średnich. W rzeczywistości stosunkowo niewielki odsetek powierzchni charakteryzują także zakrzywienia silne: zaledwie po około 4,4% stoków jest zakrzywionych silniej niż wartości graniczne $-0,5$ i $+0,5$. Po blisko 30% stoków jest zakrzywionych umiarkowanie dodatnio bądź umiarkowanie ujemnie (wartości z przedziału $0,05$ – $0,5$), a prawie 32% stoków charakteryzuje się zakrzywieniem minimalnym (są to stoki proste, przyjmujące wartości w granicach od $-0,05$ do $+0,05$).

Na mapie średniego zakrzywienia powierzchni (ryc. 38) obszary o największej koncentracji stoków silnie wypukłych i silnie

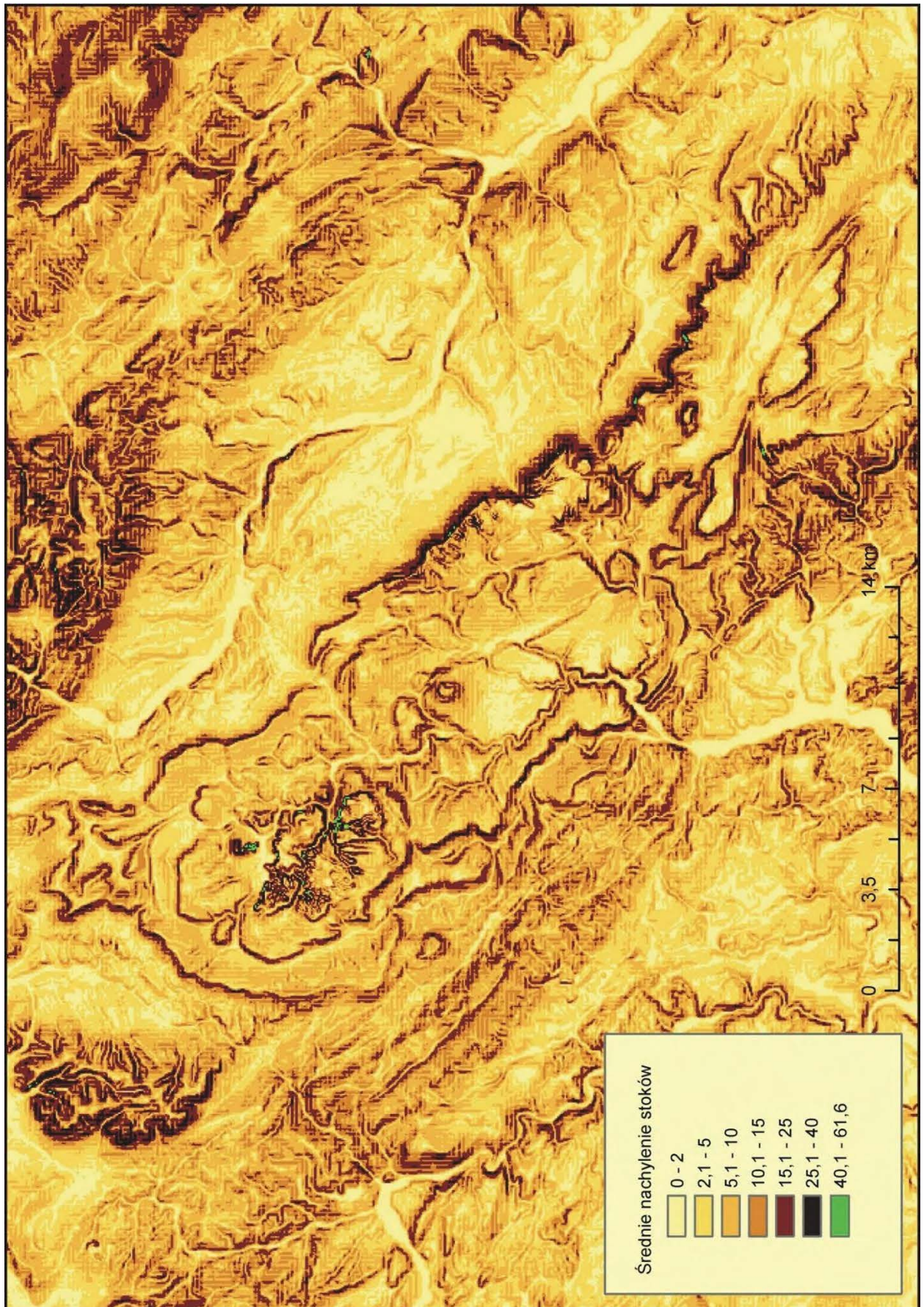
wklęsłych w znacznej mierze pokrywają się z obszarami występowania stoków o dużych nachyleniach, omówionymi w poprzednim rozdziale. Rozdzielczość modelu (50 m) sprawia, że zakrzywienia obliczane są dla stosunkowo krótkich odcinków stoków, wobec czego mapa dla całego masywu Sudetów jest słabo czytelna. Dość dobrą generalizację tego obrazu można uzyskać stosując filtr uśredniający (w programie ArcInfo operację taką umożliwia funkcja FocalStatistics dostępna w panelu analiz przestrzennych). Ryc. 39–41 przedstawia trzy warianty mapy zakrzywień wygenerowane przy zastosowaniu filtra uśredniającego o boku 500 m. Poniżej zostaną omówione bliżej zakrzywienia poziome i pionowe, niosące bardziej precyzyjną informację o sposobie zakrzywienia powierzchni.

6.3.1. Zakrzywienie poziome

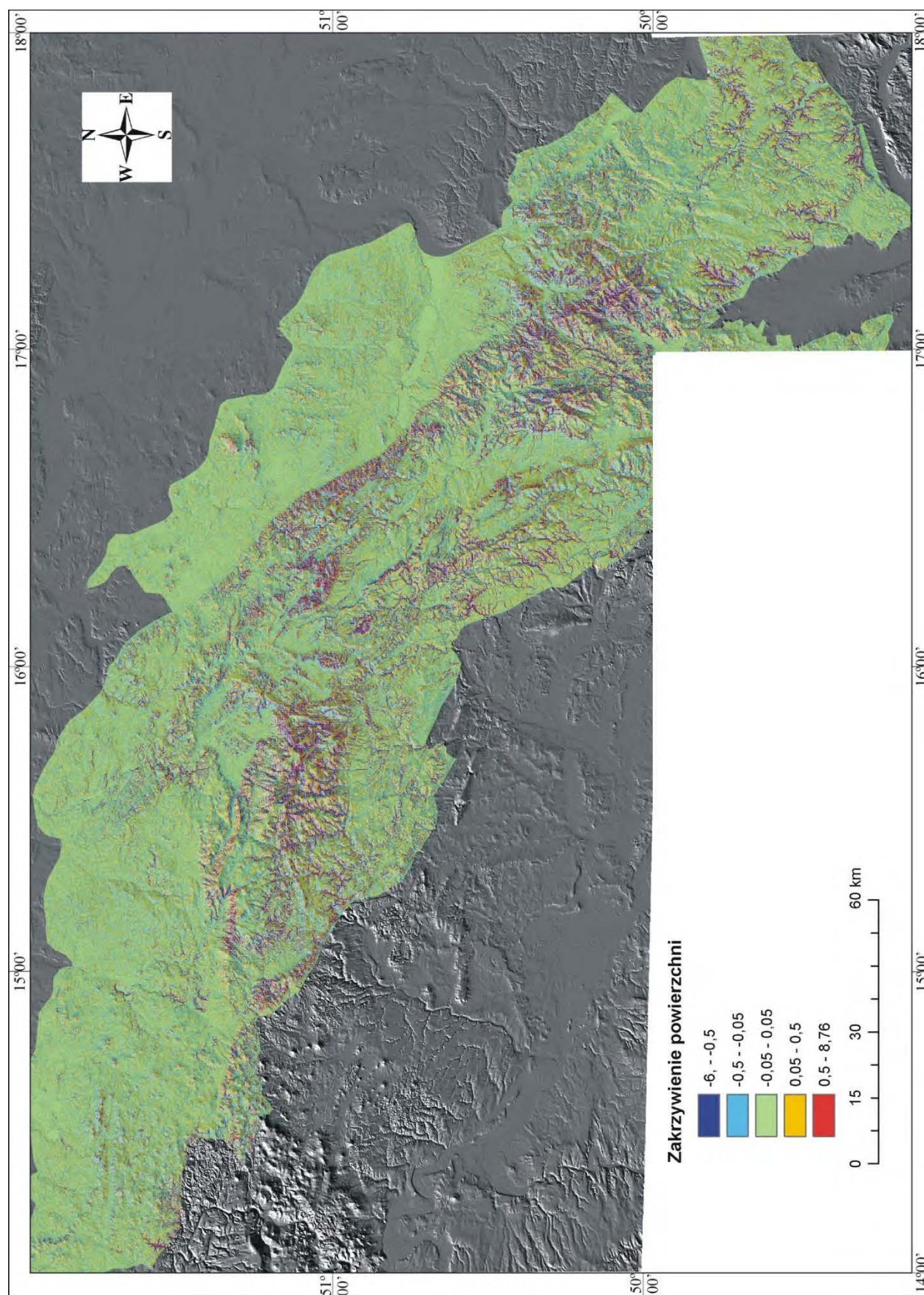
Mapa zakrzywienia poziomego (ryc. 40) podkreśla różnice pomiędzy tymi elementami rzeźby, które są uwypuklone bądź wklęsłe w planie. Jako formy silnie wypukłe zaznaczają się wszelkie owalne w zarysie kulminacje (np. wzgórza wyspowe w Kotlinie Jeleniogórskiej czy neki wulkaniczne), natomiast silnie wklęsło podkreślone są nisze źródłiskowe i górne odcinki dolin. Interesujący jest obraz progów morfologicznych o różnej genezie. Sudecki uskoki brzeżny, zachodnie obramowanie masywu Śnieżnika oraz SE obramowanie Nizkiego Jesenika są w planie silnie wypukłe. Podobnie zaznacza się północno-wschodni próg Gór Łużyckich, a także obrzeża wulkanicznych Gór Kamiennych. Tymczasem bardziej sinusoidalny w zarysie północny próg Gór Stołowych ma dobrze zaakcentowane zarówno wypukłe jak i wklęsłe odcinki profilu poziomego, a w obrazie południowego progu tego masywu dominują elementy umiarkowanie wklęsłe. Świadczy to o różnej szerokości dolin rozcinających te progi. Rozcięcia erozyjne w dolnej partii stoków uskokowych, a także doliny rozcinające twarde kopuły lawowe są na tyle wąskie, że zastosowanie filtra uśrednia-



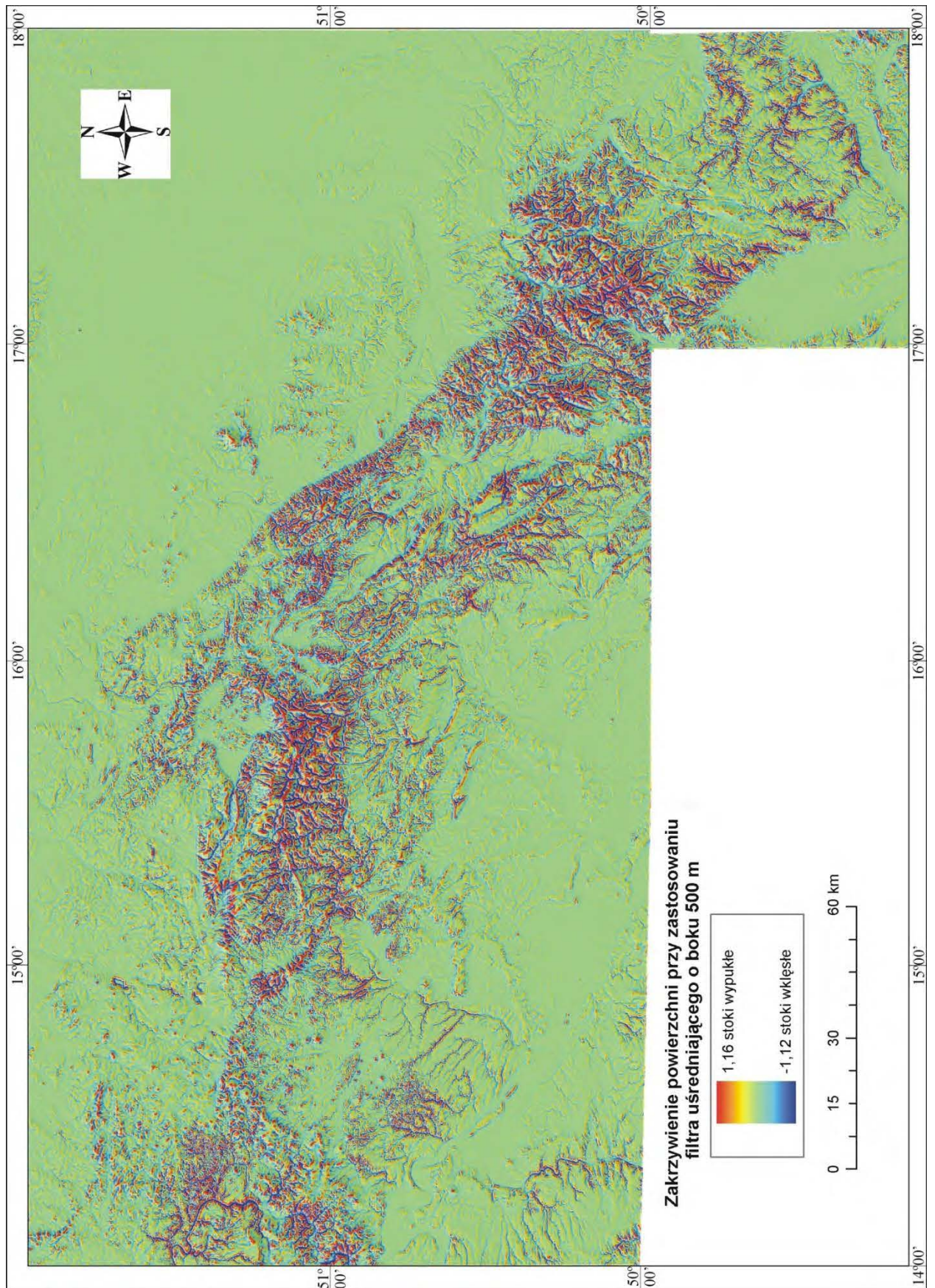
Ryc. 36. Nachylenia ekstremalne (powyżej 40°) w regionie karkonoskim



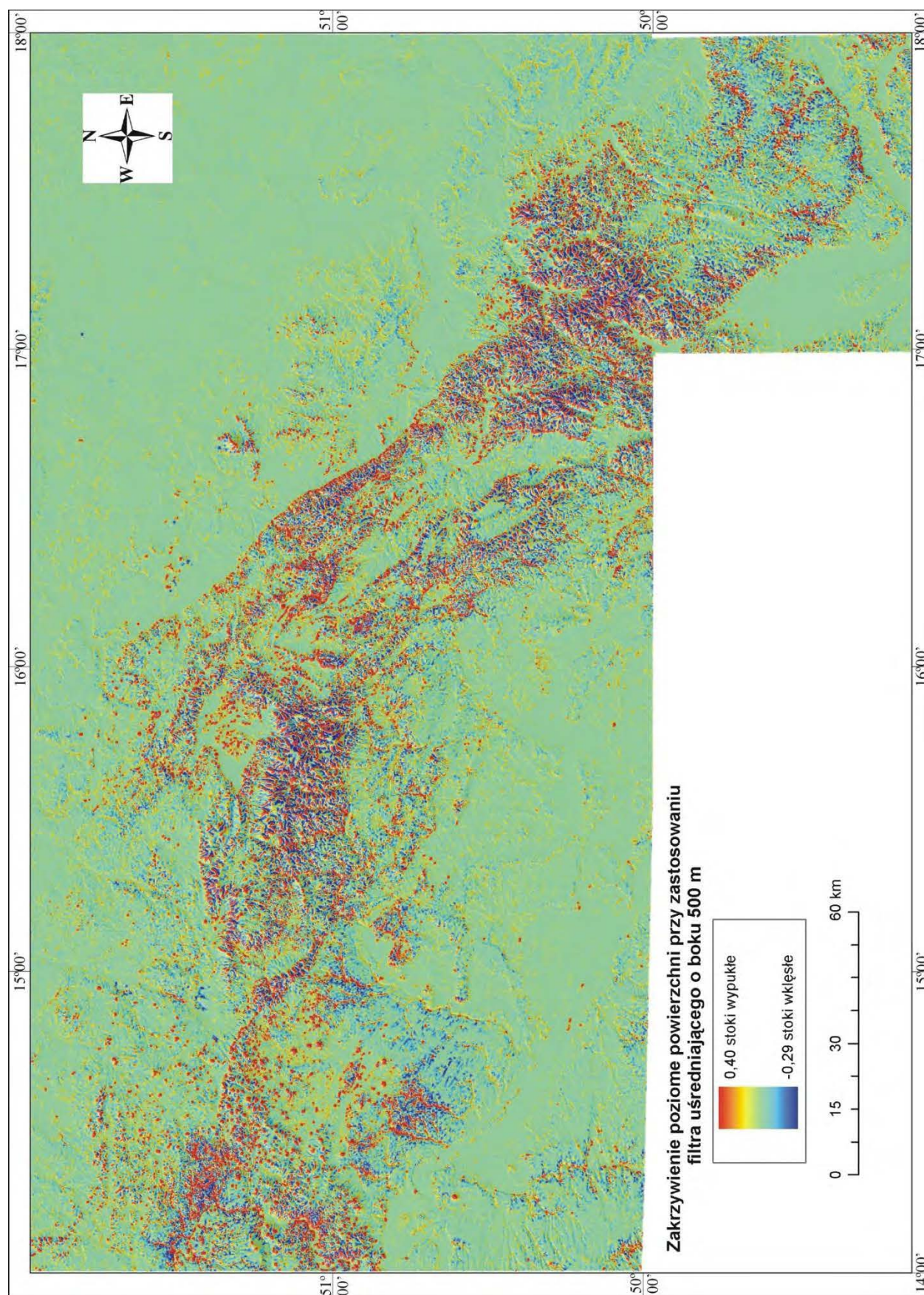
Ryc. 37. Nachylenia ekstremalne (powyżej 40°) w Sudetach Środkowych



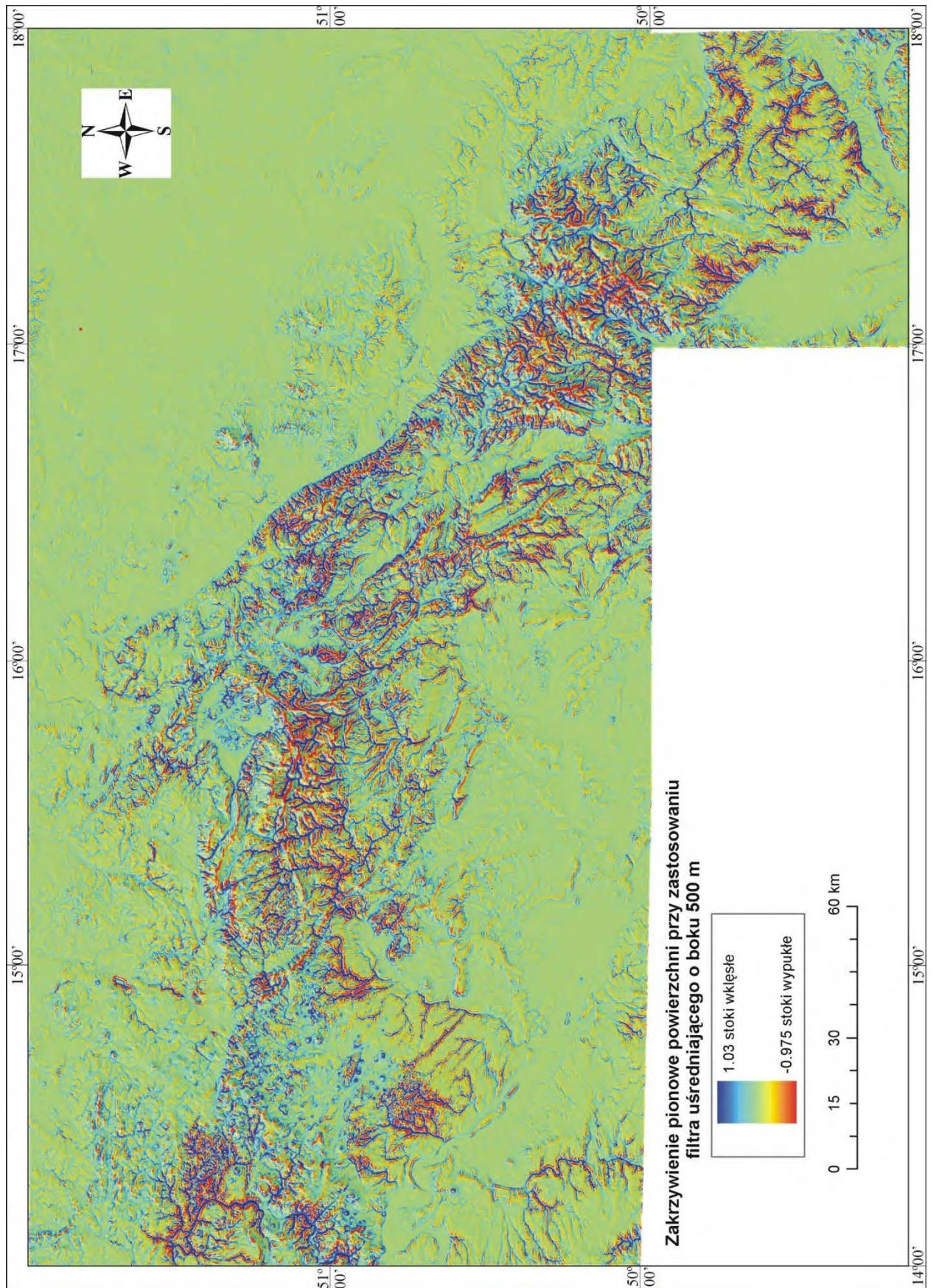
Ryc. 38. Zróżnicowanie średniego zakrzywienia powierzchni dla rozdzielczości 50 m



Ryc. 39. Mapa średniego zakrzywienia powierzchni przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m



Ryc. 40. Mapa zakrzywienia poziomego powierzchni uśredniona przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m



Ryc. 41. Mapa zakrzywienia pionowego powierzchni uśredniona przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m

jącego praktycznie eliminuje je z obrazu kartograficznego, podczas gdy szerokie amfiteatry skalne w obrębie stoków piaskowcowych są widoczne mimo tej generalizacji. Znaczna szerokość dolin może wskazywać na dość szybkie tempo degradacji stoków piaskowcowych, podczas gdy wąskie, wciosowe doliny zgodne są z dużą zmierzoną wytrzymałością skał (riolity), jak również mogą wskazywać na stosunkowo młody wiek progów uskokowych. Silnie wypukło w planie zaznaczają się także zbocza głębokich dolin rzecznych, np. tych rozcinających słabo urzeźbioną wierzchowinę Nizkiego Jesenika, oraz drobnych wąwozów rozwiniętych w obrębie zdegradowanych stoliw piaskowcowych.

6.3.2. Zakrzywienie pionowe

Zakrzywienie pionowe powierzchni (ryc. 41) znacznie bardziej odpowiada tradycyjnej percepcji profilu stokowego. Jako elementy wklęsłe jawią się tu dna dolin, a grzbiety i górne załomy wierzchowin zaznaczają się jako elementy wypukłe. Silnie wypukło-wklęsłe są profile większości progów strukturalnych oraz wzniesień riolitowych i trachybazaltowych, podczas gdy neki bazaltowe mają bardziej zaakcentowany dolny, wklęsły odcinek profilu stokowego. Silnie wypukło zaznaczają się grzbiety okalające intruzję granitoidową Karkonoszy. Progi uskokowe mają obraz zróżnicowany: odcinki słabo wypukło-słabo wklęsłe odpowiadają niskim fragmentom progów rozcinających skały słabo wytrzymałe (NE sektor sudeckiego uskoku brzeżnego), tam zaś, gdzie wysoka krawędź rozcina skały o dużej wytrzymałości spotykane są profile silnie wypukło-wklęsłe (wschodni skłon Gór Bystrzyckich, czy silnie rozcięty próg brzeżny Sudetów na odcinku Gór Sowich i Bardzkich), bądź też występuje profil schodowy. W Sudetach Wschodnich schodowy jest profil zachodniego skłonu Masywu Śnieżnika, który jest silnie wypukły w górnym odcinku, prosty w części środkowej i wypukło-wklęsły w dolnych partiach. Podobny jest profil północnego

skłonu Karkonoszy, którego górny załom jest słabo zarysowany wypukło, stoki poniżej tego załomu są proste, a rozciągające się poniżej Pogórze Karkonoskie jest wypukło-wklęsłe i silnie rozcięte. Trójdzielny – choć już nie tak wyraźnie – jest także wschodni odcinek północnego progu Gór Izerskich. Wschodni skłon Hrubego Jesenika jest prosty, choć rozczłonkowany przez rzeki.

Profil stokowy progów denudacyjnych na obszarach o budowie płytowej jest zawsze silnie wypukły w górnej części, w dolnej zaś przeważnie silnie wklęsły, choć dla niższych krawędzi bywa także umiarkowanie lub słabo wklęsły. Najwyższe w Sudetach wartości krzywizny (zarówno ujemne jak i dodatnie) występują w północno-zachodniej części niecki śródsudeckiej w rejonie Adirpańsko-Teplickiego skalnego miasta. Charakteryzują one wysokie, pionowe ściany skalne powstałe w wyniku poszerzania szczelin ciosowych w mięjszych piaskowcach kwarcowych niecki polickiej.

Wśród pozostałych skał osadowych stosunkowo rzadko silnie wypukłe grzbiety strukturalne tworzą także zlepińce (wzgórza Bramy Lubawskiej i Pogórze Świebodzickiego, wzgórza na NW od Trutnova w Krkonošskim podhůři, Wzgórza Włodzickie, Wyrębińskie i Ścinawskie). Podkreślają one przebieg silniej wygiętych fałdów i nasunięć, (np. nasunięcie Strugi na Pogórze Świebodzickim) lub wiążą się z wyższą zawartością ziaren kwarcowych i bardziej krzemionkowym spoiwem. Odcinek wklęsły w dolnej części stoków jest zwykle słabiej zaznaczony niż dla krawędzi zbudowanych z piaskowców kwarcowych.

Riolitowe Góry Kamienne mają stoki silnie zakrzywione wypukło w górnej części profilu, natomiast załom silnie wklęsły występuje głównie po zewnętrznej stronie łuku tego pasma górskiego, podkreślając asymetrię pokryw wulkanicznych.

Przedmiotem dyskusji w literaturze był kształt stoków najwyższego wzniesienia na Przedgórzu Sudeckim – zbudowanej z gabra i granitu Ślęzy. Wypukłość stoków zbudowanych z gabra i wklęsłość stoków granitowych

miała być jednym z argumentów świadczących o większej wytrzymałości tej pierwszej skały (Szczepankiewicz 1958). Dumanowski (1967) twierdził, że stoki w ogólnym zarysie mają kształt lekko wklęsły, przy czym spadki w obrębie gabra są mniej wyrównane. Żurawek (2002) przeprowadziwszy większą ilość linii profilowych stwierdził, że stoki wykształcone w gabrze mogą być nie mniej wklęsłe niż na wychodniach granitów. Na mapie krzywizny pionowej tego obszaru (ryc. 42) niezbyt silnie wypukło zaznacza się strefa grzbietowa Ślęży przebiegająca w całości w obrębie gabra. Stoki po obu jej stronach, zarówno w gabrze jak i w granicie, mają profil na znacznej powierzchni prosty lub nieznacznie tylko zakrzywiony (słabo wklęsły w górnej części i słabo wypukły w dolnej części). Znacznie silniej wypukło-wklęsły profil mają natomiast amfibolitowy i serpentynitowy człon masywu Ślęży. Badania twardości skałek stokowych tego rejonu (Placek, 2007) wykazały, że najwyższa twardość cechuje amfibolity, nieco niższa granity i serpentynity, najniższa zaś gabra, co koresponduje z wyrazistością kontrastów zakrzywień.

6.3.3. Zakrzywienie powierzchni a litologia – podsumowanie

Podsumowując, rola zróżnicowania litologicznego oraz wytrzymałości skał w kształtowaniu krzywizny profilu stokowego jest podobna jak w przypadku nachylenia powierzchni. W uproszczeniu zarysowuje się zależność, zgodnie z którą skały o dużej wytrzymałości są bardziej podatne na formowanie stoków o profilu silniej zakrzywionym, o ile zaistnieją warunki sprzyjające wzmożonej erozji. Niektóre formy rzeźby, takie jak neki wulkaniczne czy też wysokie progi strukturalne mają tendencję do tworzenia specyficznych profili stokowych, bądź też obrazu planarnego krzywizny. Nie jest to jednak reguła, która pozwalałaby przewidywać krzywiznę stoków na podstawie znajomości litologii i wytrzymałości skał. Zakrzywienie pionowe może także

wskazywać na złożoność powierzchni uskokowych, na których rozwinęły się poszczególne progi morfologiczne.

6.4. Wysokości względne

Mapa spadków, choć wskazuje obszary o dużej energii rzeźby, nie daje odpowiedzi na pytanie o pionową skalę wielkości różnych rodzajów form. Takie dane pozwalają uzyskać innego rodzaju mapy pochodne numerycznego modelu terenu – mapy wysokości względnej. Wysokość względną liczymy od podstawy formy do jej górnej krawędzi bądź szczytu, a dla form wklęsłych od krawędzi do punktu o największym przegłębieniu. O ile punkty najwyższe i najniższe są łatwe do zidentyfikowania, podstawa formy jest zwykle wyznaczana subiektywnie. W przypadku niewielkich obszarów wyznaczanie jej, obok samego modelu terenu, ułatwiają mapy zakrzywienia i nachyleń. Jednak dla dużych i wyjątkowo zróżnicowanych obszarów, takich jak Sudety, procedura ręcznej delimitacji form rzeźby jest wyjątkowo skomplikowana. Pewnym uproszczeniem umożliwiającym automatyczne szacowanie wysokości względnych jest zastosowanie ruchomego filtra kwadratowego o wybranej wielkości oczka. Wewnątrz oczka wyszukiwana jest najniższa i najwyższa wysokość, a ich różnica przyporządkowywana rastrowi centralnemu.

Na duże znaczenie wielkości przyjmowanego oczka filtra dla wynikowego obrazu mapy zwrócił uwagę Szumowski (1967), konkludując, że zastosowanie różnych wielkości oczek dla tego samego obszaru byłoby korzystne, umożliwiłoby bowiem dokładniejszą ocenę tej metodyki. Nie podjął on jednak tak zaplanowanej próby metodycznej, stąd w odniesieniu do Sudetów, a być może i w szerszym aspekcie, niniejsza praca ma charakter pionierski.

Z uwagi na zróżnicowaną wielkość form występujących w Sudetach, mapy wysokości względnych skonstruowano z zastosowaniem czterech różnych filtrów (500x500 m,

1000x1000 m, 2000x2000 m oraz 4000x4000 m). Obrazują one maksymalną różnicę wysokości zarejestrowaną w oczku o takich wymiarach. Przykładowo, wysokość względna 200 m w danym punkcie przy zastosowaniu filtra o oczku 1000x1000 m oznacza, że maksymalna różnica wysokości w odległości 500 m w głównych kierunkach od danego rastra wynosi 200 m. Jeśli zatem wartość 200 m powtarza się dla kilkunastu – kilkudziesięciu sąsiednich rastrów, sumaryczna różnica wysokości dla obszaru pokrytego przez te rastry przekracza 200 m. W przypadku drobnych form terenu, których pozioma rozciągłość jest mniejsza niż 1 km, wysokość ta w przybliżeniu odpowiada wysokości całej formy. Dla większych form lub krawędzi oznacza ona minimalną wysokość względną osiąganą na danym odcinku. Im większe jest oczko zastosowanego filtra, tym większe powierzchniowo formy terenu można mierzyć za pomocą tej metody. Z drugiej strony duże oczko powoduje utratę informacji o formach drobnych, które często zlewają się ze sobą.

Zestawienie wszystkich czterech map wysokości względnych sporządzonych dla różnych filtrów, ale z zachowaniem tej samej skali barw (ryc. 43) pozwala stwierdzić, że filtry 500 i 1000 m są w stanie wychwycić formy pojedynczych wzgórz, głębszych dolin oraz wąskich stref krawędzi morfologicznych. Na mapie z zastosowaniem filtra 2000 m pojedyncze wzniesienia zaznaczają się rzadziej. Bardziej widoczne są zarysy całych masywów z wyodrębnieniem ich najsilniej urzeźbionych partii szczytowych. Krawędzie natomiast w niektórych przypadkach zanikają (część niewysokich progów strukturalnych), podczas gdy w innych miejscach (np. południowo-wschodnie obrzeże Sudetów) zaczynają się uwypuklać. Przy zastosowaniu filtra 4000 m widoczne są formy wyższego rzędu – masywy górskie i kotliny. Jedynie największe pojedyncze wzniesienia są nadal widoczne, częściej jednak ich skupienia zlewają się ze sobą.

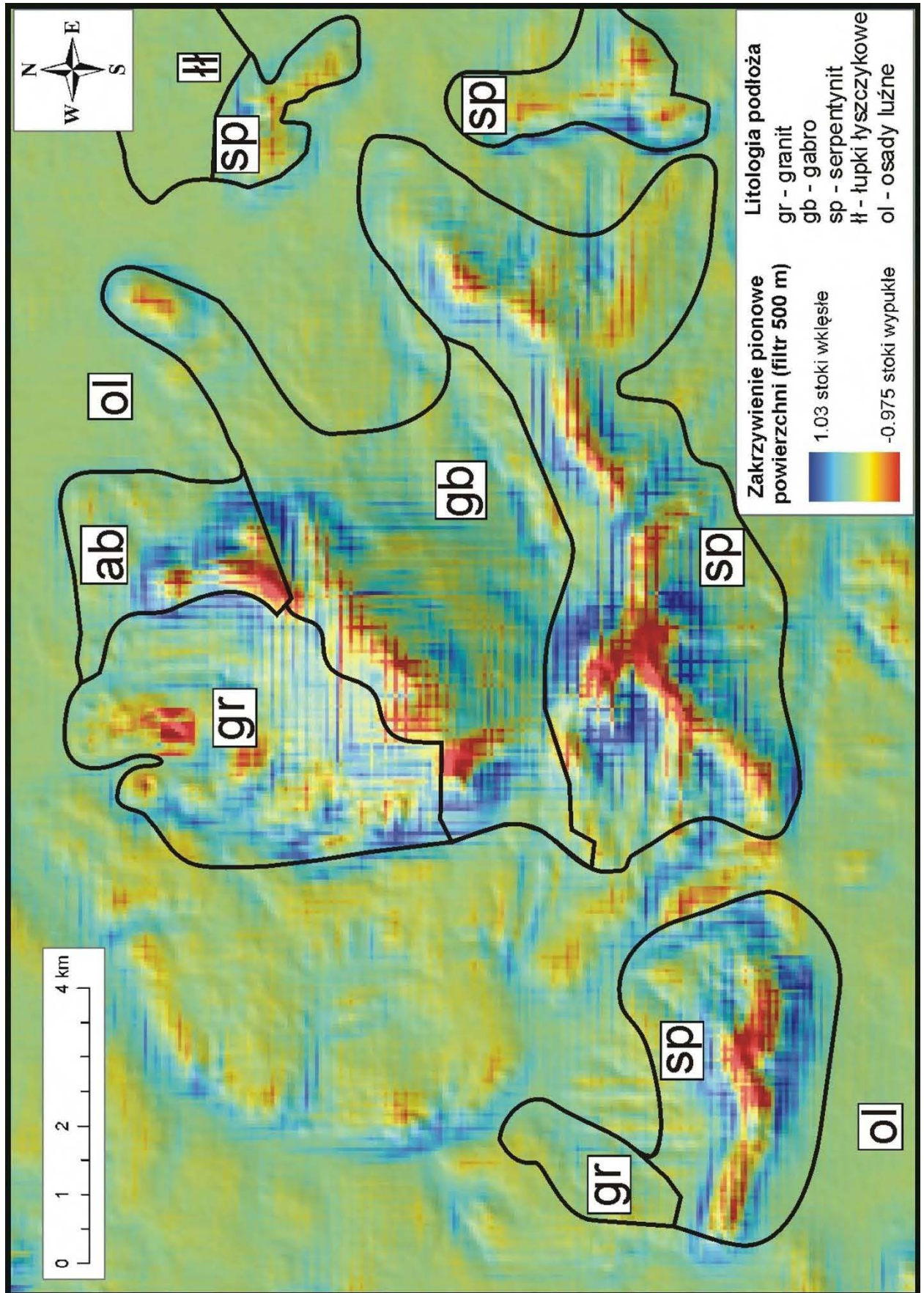
W kolejnych podrozdziałach przedstawiona będzie bliższa charakterystyka zróżnicowania wysokości względnych różnych

typów form rzeźby, względnie większych obszarów o charakterystycznym sposobie urzeźbienia. Rozmieszczenie oraz związki z litologią i wytrzymałością najważniejszych typów form zostaną szerzej omówione w rozdziale 7. Tym razem nacisk będzie położony na porównanie skali pionowej i poziomej form o zróżnicowanej genezie. Podniesiony będzie także aspekt metodyczny i rozważona efektywność zastosowanej metody.

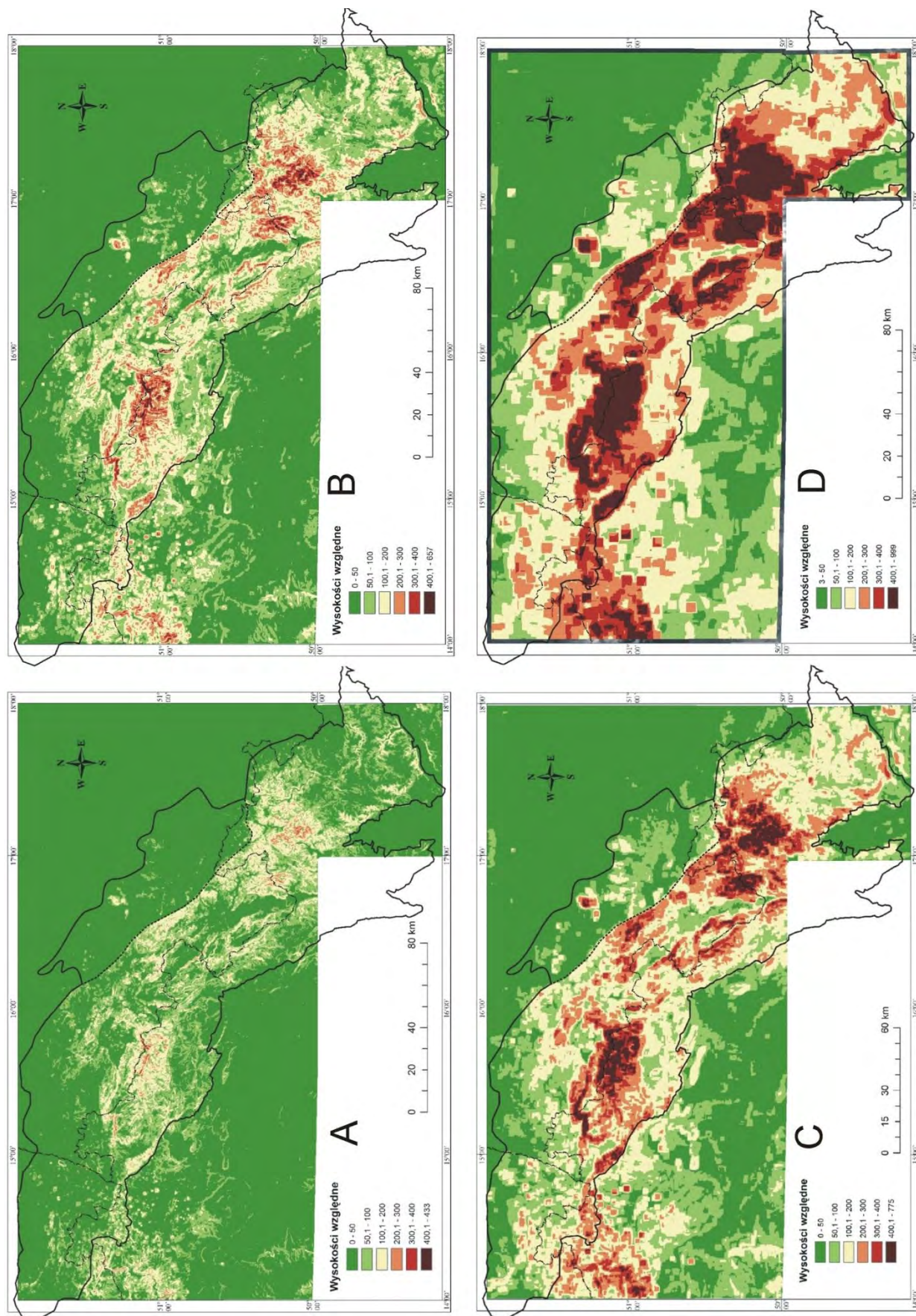
6.4.1. Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m

Na mapie z zastosowaniem filtra o boku oczka 500 m (ryc. 44) wysokości względne dochodzą maksymalnie do 433 m. Najwyraźniej zaznaczają się zwarte obszary o wysokościach nie przekraczających 50 m (ryc. 45) oraz nieco bardziej rozczłonkowane powierzchnie o deniwelacjach z przedziału 100–200 m (por. tab. 10). Te pierwsze pokrywają się w znacznej mierze ze wskazanymi w rozdziale 6.2. obszarami o małych nachyleniach i obejmują niemal całe Przedgórze Sudeckie, większość pogórzy i kotliny sudeckie, a także mniejsze obniżenia śródgórskie, zwykle związane z rozszerzeniami dolin rzek (np. Obniżenie Górnej Bystrzycy i Noworudzkie, czy Dolinę Białej Łądeckiej). W położeniu wierzchowinowym wysokości względne rzędu 0–50 m występują najpowszechniej w Górach Bystrzyckich, Stołowych, Nizkim Jeseníku i Górach Izerskich (tu wspólnie z deniwelacjami 50–100). Wyraźne, choć mniej rozległe jest także spłaszczenie wierzchowinowe Rejvizkiej hornatiny w zachodniej części Zlatohorskiej vrchoviny. Kilka płatów o deniwelacjach 0–100 m występuje w obrębie wierzchowiny Karkonoszy, na wierzchowinie Gór Bialskich oraz w masywach Hrubego Jesenika.

Obszary, na których dominują deniwelacje przekraczające 100 m stanowią głównie najwyższe masywy sudeckie (osiągające ponad 1000 m n.p.m.): Karkonosze, Jeřteński hřbet, południowo-wschodnia część Gór So-

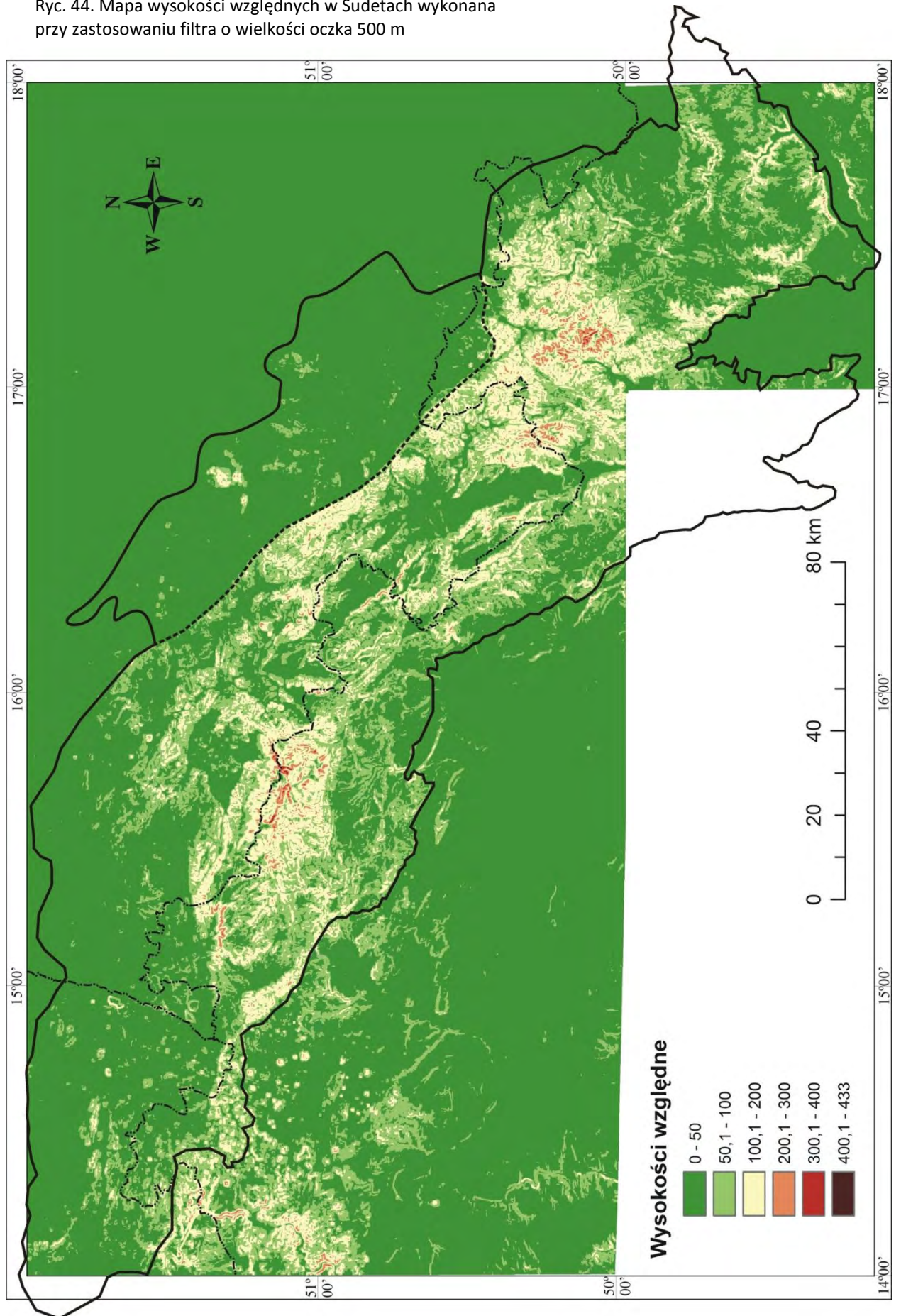


Ryc. 42. Średnia krzywizna pionowa powierzchni w Masywie Śnieżnym na tle wydzieli litologicznych



Ryc. 43. Mapy wysokości względnych w Sudetach wykonane przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m (A), 1000 m (B), 2000 m (C) i 4000 m (D)

Ryc. 44. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m





Ryc. 45. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m

Tab. 10. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 500 m

Obszar / typ formy		0–50 m	50– 100 m	100– 200 m	200– 300 m	300– 400 m	>400 m
Przedgórze Sudeckie		x					
pogórza		x	x				
dna kotlin		x					
szerokie doliny		x					
spłaszczone wierzchowiny	Góry Izerskie	x	x				
	Góry Bystrzyckie	x					
	Nížký Jeseník	x					
	Rejvizká hornatina	x					
	Góry Stołowe	x					
średnio wysokie masywy (400–950 m n.p.m.)			x	x			
krawędzie strukturalne			x	x	x		
ostańce górnego piętra piaskowców kredowych				x			
krystaliczne wzgórza wypowe			x	x	(x)		
twardziele bazaltowe			x	x	(x)		
twardziele wapienne				x	x		
twardziele zbudowane z wulkanitów permo- karbonu				x	x		
głęboko wcięte doliny na obszarze wysokich masywów				x	x	x	(x)
głęboko wcięte doliny na obszarze niskich masywów				x	(x)		
wysokie masywy (>1000 m n.p.m.)				x	(x)		
progi tekto- niczne	masywy o			x	x		
	spłaszczonych			x	(x)		
	wierzchowi- nach:		x (SW)	x (SE)			
	krawędź brzeżna Sudetów		x (NW)	x (SE)			
	północny próg Karkonoszy			x	x		

x – dominacja lub powszechne występowanie danego przedziału wysokości

(x) – pojedyncze formy lub niewielki odsetek powierzchni z danego przedziału wysokości

wich, najwyższe partie Gór Orlickich, Masyw Śnieżnika, Góry Bialskie, południowa część Rychlebskich hor i Hrubý Jeseník oraz dwa masywy umiarkowanie wysokie (600–900 m n.p.m.): południowa część Gór Kamiennych i-wschodni grzbiet Gór Bardzkich. Masywy najwyższe (Karkonosze, a przede wszystkim Hrubý Jeseník oraz czeska część Masywu Śnieżnika) charakteryzują się także relatywnie dużym udziałem deniwelacji 200–300 m, szczególnie w partiach brzeźnych.

Zbliżonym udziałem przewyższeń rzędu 50–100 i 100–200 m charakteryzują się masywy osiągające średnie wysokości bezwzględne w skali Sudetów (400–950 m n.p.m.).

Obszary mieszane, gdzie smugi lub plamy deniwelacji z trzech klas (0–50 m, 50–100 i 100–200) przeplatają się ze sobą stanowią: Góry Łużyckie, Pogórze Karkonoskie, środkowo-wschodnia część Pogórza Izerskiego oraz Broumovská vrchovina, której wschodni próg osiąga wysokość 200–300 m.

W ten regionalny obraz wkomponowane są poszczególne formy o genezie strukturalnej, tektonicznej i erozyjnej. Najdrobniejsze z nich, nie przekraczające 50 m, nie są widoczne z uwagi na przyjęte granice klas, jakkolwiek są one czytelne na numerycznym modelu terenu i innych mapach pochodnych. Większe krystaliczne wzgórza wypowiadają dla filtra 500 m osiągają 50–100 lub 100–200 m i bardzo lokalnie 200–300 m (Ślęza i Radunia na Przedgórzu Sudeckim). Podobna jest wysokość względna neków bazaltowych, gdzie jedynie najwyższy szczyt Gór Łużyckich, Luň, przekracza 200 m. Duże (powyżej 200 m) wysokości są częstsze wśród wzgórz zbudowanych ze skał wulkanicznych permokarbonu. Zanotowano je dla licznych wzniesień w Górach Kamiennych i Wałbrzyskich. Przewyższenia ponad 200 m osiągają także twardestwowe wzniesienia wapienne Miłka i Połomu rozcięte głęboką doliną Kaczawy. Krawędzie strukturalne osiągają bardzo zróżnicowaną wysokość. W północnej części Sudetów jest to maksymalnie 50–100 m, zaś w Sudetach Środkowych 50–100, 100–200,

a nawet 200–300 m (północny próg Gór Stołowych z Broumovskimi stěnami).

Przewyższenia przekraczające 200 m lokalnie osiągają także głęboko wcięte doliny rzeczne wzdłuż południowej granicy Sudetów (głównie rzeki Nizkiego Jeseníka oraz rejon zbiegu Oleńki i Metuje na Pogórzu Orlickim). Najgłębsze formy erozyjne (przekraczające 300 m, a lokalnie nawet 400 m) występują w obrębie najwyższych partii Karkonoszy i Hrubego Jeseníka i związane są częściowo z przemodelowaniem glacialnym górnych odcinków dolin. Deniwelacje na zboczach dolin rzecznych w obrębie pozostałych masywów nie przekraczają 100 m dla omawianej wielkości filtra.

Wśród form o genezie tektonicznej wyraźnie wyodrębniają się krawędzie tych masywów, których wierzchowiny są spłaszczone. Północna krawędź Gór Izerskich osiąga do 300 m wysokości względnej na odcinku zachodnim oraz do 200 w części wschodniej. Progiem o wysokości 200 m zaznacza się także zachodnie obramowanie Gór Izerskich oraz północny próg Karkonoszy (zbyt szeroki, aby filtry o mniejszym oczku uchwyciły tę formę w całości – lokalnie tylko osiąga on 200–300 m). Także krawędzie obramowujące południową część Kotliny Kłodzkiej osiągają przeważnie 100–200 m, lokalnie przekraczając tę wysokość. Sudecki uskok brzeźny na północno-zachód od Gór Sowich zaznacza się nieciągłą strefą wysokości względnych rzędu 50–100 m. Na odcinku południowo-wschodnim krawędź ta nie jest możliwa do rozdzielenia od wnętrza wysoko wyniesionych masywów, które w całości wykazują dominację deniwelacji rzędu 100–200 m. Jedynie odcinek krawędzi pomiędzy Górami Bardzkimi a Złotymi charakteryzują deniwelacje z przedziału 50–100 m. Podobna jest wysokość względna południowo-zachodniego obramowania Nizkiego Jeseníka, które słabo odróżnia się od wysokości występujących w głębi masywu. Jego krawędź południowo-wschodnia jest bardziej czytelna i dochodzi do 100–200 m.

6.4.2. Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m

Mapa wysokości względnych utworzona przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000x1000 m (ryc. 46) wyraźnie różni się od poprzedniej stopniem rozprzestrzenienia większych deniwelacji. Maksymalna wysokość względna dochodzi do 657 m.

Klasa obejmująca deniwelacje najmniejsze, mimo iż wciąż ma największy procentowy udział w powierzchni obszaru badań (ryc. 47), nieznacznie tylko przewyższa powierzchnię zajmowaną przez klasę o różnicach wysokości rzędu 50–100 m, co w znacznej mierze jest wynikiem obejmowania przez oczko filtra niewielkich form wypukłych i wklęsłych równocześnie. Wprawdzie na Przedgórzu Sudetkim, na pogórzach usytuowanych w północnej części Sudetów, a także w obrębie największych kotlin nadal dominują wysokości względne nie przekraczające 50 m, jednak pozostałe pogórze, mniejsze kotliny i wąskie obniżenia śródgórskie charakteryzują się już dominacją wysokości względnych 50–100 m (por. tab. 11). Także masywy o spłaszczonych wierzchołkach wykazują silnie zredukowany zasięg klasy o najmniejszych deniwelacjach, a w przypadku niewielkich spłaszczeń filtr 1000-metrowy jest często już zbyt duży, wobec czego wierzchołki te (np. w Górach Bialskich i Hrubym Jeseníku) wykazują deniwelacje 100–200 m.

Wysokie masywy wskazane w poprzednim podrozdziale cechuje dominacja wysokości względnych 200–300 m, a rozcinające je doliny oraz zewnętrzne krawędzie masywów osiągają przewyższenia 300–400 m oraz powyżej 400 m. Te zewnętrzne obramowania widoczne są zwłaszcza w masywach wschodniosudeckich i w najwyższej części Gór Sowich. W Karkonoszach sytuacja jest odmienna. Nadal słabo zarysowuje się północny skłon masywu, najgłębsze doliny zaś znajdują się we wnętrzu Karkonoszy i rozdzielają główny grzbiet zbudowany z granitu oraz równoległy do niego grzbiet zbudowany ze skał zmeta-

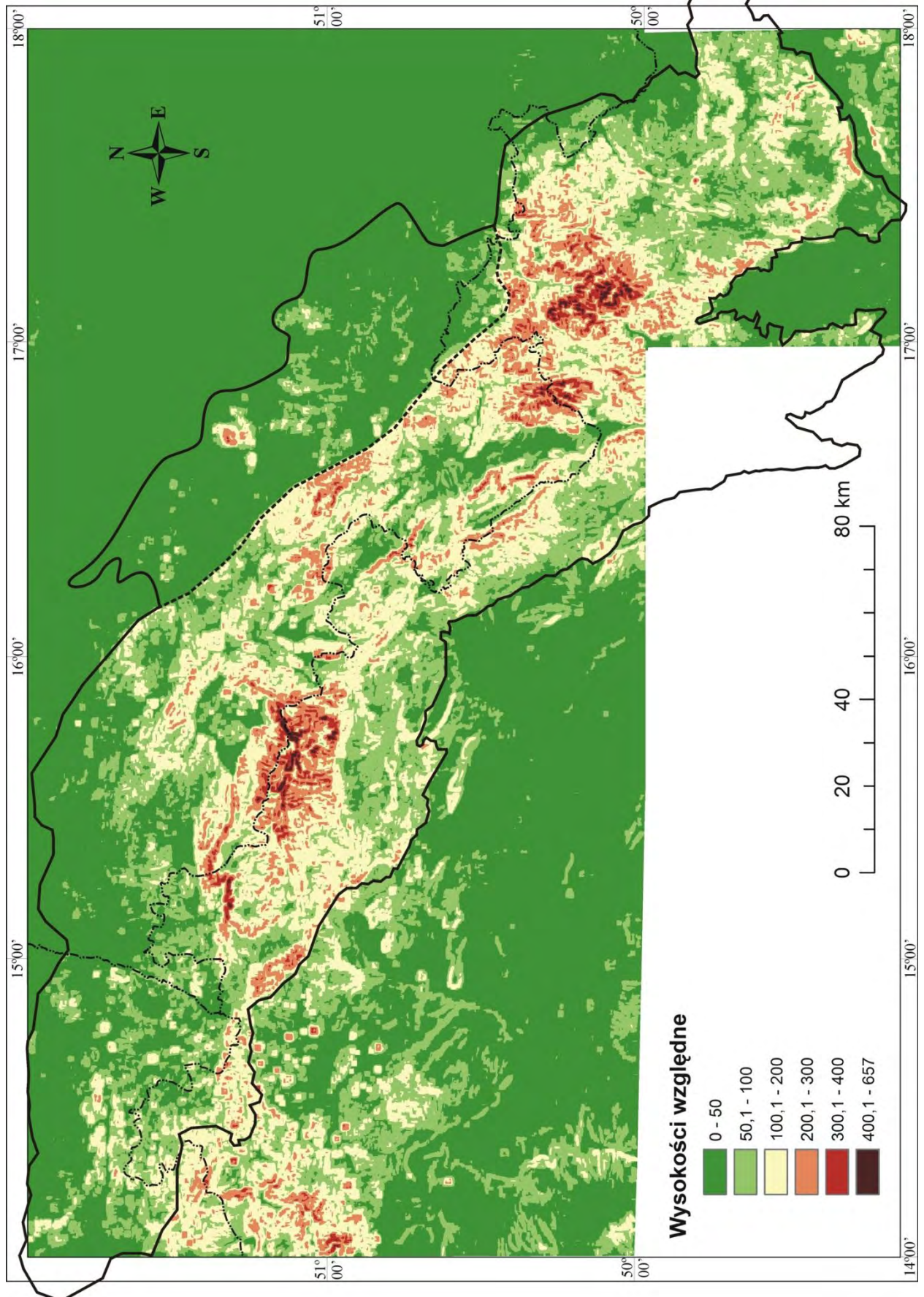
morfizowanych kontaktowo. Zewnętrzna krawędź masywu podkreślona jest większymi różnicami wysokości tylko na jego południowo-wschodnim krańcu.

Masywy o średnich wysokościach bezwzględnych cechuje dominacja deniwelacji z przedziału 100–200 m, przy przeważnie dużym udziale wysokości względnych 200–300 m (w Rudawach Janowickich sięga on 30%). Obszary, które na mapie z zastosowaniem filtra 500 m wykazywały obecność trzech dolnych klas wysokości względnych, przy filtrze 1000 m zachowują się w zróżnicowany sposób. W Górach Łużyckich wyraźnie zaznaczają się najwyższe kulminacje bazaltowe osiągające często 200–300 m, a niekiedy przekraczające tę wysokość. Pogórze Karkonoskie upodabnia się pod względem deniwelacji do masywów średnio wysokich, podczas gdy środkowo-wschodnia część Pogórza Izerskiego, podobnie jak wschodnia część Pogórza Kaczawskiego, zaznacza się zbliżonym udziałem wysokości względnych 50–100 i 100–200 m. Z kolei Broumovska vrchovina obok dużego udziału wysokości 50–100 i 100–200 m obejmuje także krawędzie strukturalne osiągające 200–300, a lokalnie 300–400 m wysokości względnej. Bliższą charakterystykę wysokości różnych form strukturalnych zawiera tab. 11.

Warto zaznaczyć, że niektóre z form strukturalnych, np. znaczna część krystalicznych wzgórz wyspowych oraz krawędzi strukturalnych mimo zmiany wielkości oczka filtra nie zwiększa już swych rozmiarów pionowych. Granitowe wzgórza wyspowe pozostają przeważnie w klasach wielkości 50–100 i 100–200 m, podczas gdy w Masywie Ślęży powszechne są deniwelacje 200–300. Podobnie prezentują się najwyższe wzniesienia riolitowe Gór Wałbrzyskich i Kamiennych, oraz wapienne wzgórza Gór Kaczawskich.

Głębokie doliny rzeczne w obrębie wysokich masywów w swych górnych odcinkach osiągają 300–400 m głębokości (lokalnie powyżej 400 m), zaś w obrębie niższych masywów i pogórzy pozostają w klasie 100–200 m lub zlewają się z otoczeniem. Jedynie wzdłuż

Ryc. 46. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m





Ryc. 47. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m.

Tab. 11. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 1000 m.

Obszar / typ formy			0–50 m	50– 100 m	100– 200 m	200– 300 m	300– 400 m	>400 m
Przedgórze Sudeckie			x					
pogórza			x (N)	x (S)	(x)			
dna kotlin			x	(x)				
szerokie doliny			(x)	x				
spłaszczone wierzchowiny	Góry Izerskie		(x)	x	x			
	Góry Bystrzyckie		x	x				
	Nížký Jeseník		x	x	(x)			
	Rejvizká hornatina		(x)	x				
	Góry Stołowe		(x)	x				
średnio wysokie masywy (400-950 m n.p.m.)				(x)	x	x		
krawędzie strukturalne				x	x	x	(x)	
ostańce górnego piętra piaskowców kredowych					x	x		
krystaliczne wzgórza wyspowe				x	x	x	(x)	
twardziele bazaltowe				x	x	x	(x)	
twardziele wapienne					x	x		
twardziele zbudowane z wulkanitów permo- karbonu					x	x	(x)	
głęboko wcięte doliny na obszarze wysokich masywów						(x)	x	(x)
głęboko wcięte doliny na obszarze niskich masywów					x	(x)		
wysokie masywy (>1000 m n.p.m.)					(x)	x	x	
obrzeża wysokich masywów							x	x
progi tekto- niczne	masywy o spłaszczonych wierzchowi- nach:	Góry Izerskie				x	x	(x)
		Góry Bystrzyckie				x	(x)	
		Nížký Jeseník			x (SW)	x (SE)		
		krawędź brzeżna Sudetów		x (NW)	x	x		
		północny próg Karkonoszy				x	x	

x – dominacja lub powszechne występowanie danego przedziału wysokości

(x) – pojedyncze formy lub niewielki odsetek powierzchni z danego przedziału wysokości

południowo-wschodniej granicy Sudetów zachowują silną indywidualność i osiągają głębokości rzędu 200–300 m.

Progi tektoniczne osiągają wysokości od 50–100 i 100–200 m (północna część progu rozdzielającego Sudety i Przedgórze), poprzez 200–300 m (ten sam próg na odcinku Gór Sowich i południowej części Rychlebskich hor, wschodni próg Gór Orlickich, część wschodniego progu Gór Bystrzyckich i zachodniego obramowania Masywu Śnieżnika, zachodni próg Gór Izerskich) po 300–400 m (północny próg Gór Izerskich – tu miejscami >400 m, niektóre odcinki wschodniego obramowania Gór Bystrzyckich i północnego progu Karkonoszy). Jako wyraźna strefa liniowa o deniwelacji 200–300 m jawi się również zachodni skłon Rudaw Janowickich oraz Gór Kaczawskich, a także fragment południowo-wschodniego obramowania Nizkiego Jesenika. Południowo-zachodni skłon tego ostatniego masywu osiąga 100–200 m.

6.4.3. Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m

Na mapie dla filtra o wielkości oczka 2000x2000 m największy udział mają wysokości względne z przedziału 100–200 m (ryc. 48 i 49). Jedynym obszarem, gdzie wysokości względne poniżej 50 m wciąż jeszcze dominują jest Przedgórze Sudeckie (ryc. 48). Nawet tam jednak coraz większy jest udział wysokości 50–100 m zaznaczających zasięg cokołu rozległych Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich, czy mniejszej Ľulovskiej pahorkatiny. Na obszarze pogórzy małe deniwelacje występują jedynie na północnym skraju Sudetów. Poza nim przeważają wysokości 50–100 i 100–200 m. Wnętrza kotlin są zdominowane przez wysokości rzędu 50–100 m. Spłaszczone wierzchowiny zachowują lokalnie deniwelacje 50–100 m (najwięcej jest ich w obrębie Nizkiego Jesenika). Szerokie doliny zaznaczają się szczytkowo jako pasma deniwelacji 100–200 m pomiędzy masywami góorskimi, we-

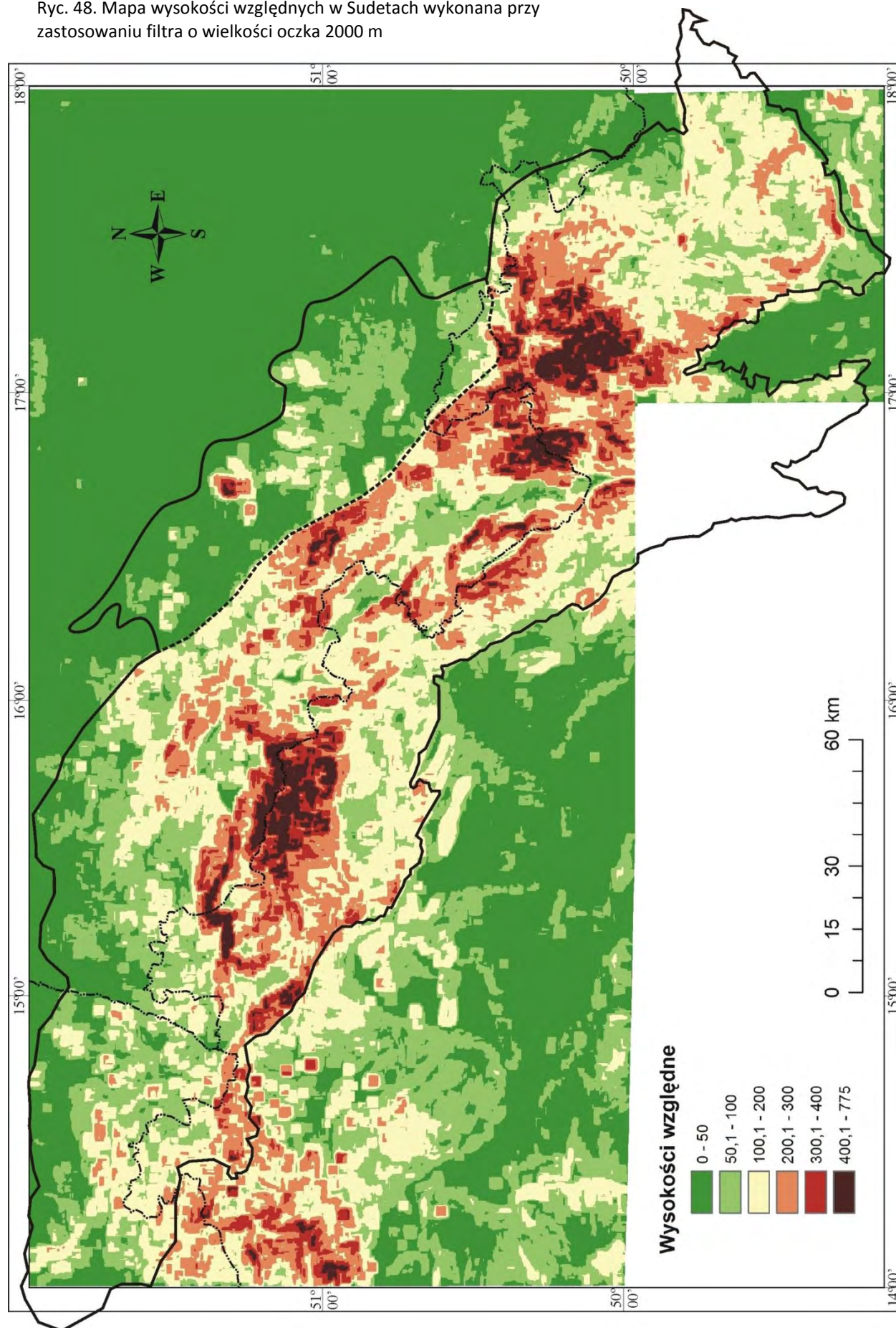
wnątrz których dominują wysokości 200–300 m (masywy średnie) i 300–400, 400–775 m (masywy wysokie).

Drobne formy strukturalne zanikają (tab. 12). Jedynie nieliczne wzgórza granitowe w obrębie Przedgórza Sudeckiego nie przekraczające 50 m są nadal widoczne. Większe krystaliczne góry wyspowe osiągają od 100 do ponad 400 m, jest to zatem dla filtra 2-kilometrowego typ formy o największym spektrum wysokości względnych (por. tab. 12). Wzgórza wapienne przestają być odróżnialne na tle całego masywu Gór Kaczawskich. Wzniesienia wulkaniczne osiągają zróżnicowaną wysokość, od 100 do 400 m. Wprawdzie niektóre szczyty Gór Łużyckich zaznaczają się jako przekraczające 400 m, jest to jednak efekt położenia ich w przykrawędziowej strefie zrębu. Podobnie jest z ostańcami górnego piętra piaskowców kredowych: w położeniu „normalnym” osiągają one 200 do 300 m wysokości względnej, podczas gdy bliskie sąsiedztwo zewnętrznych progów Gór Stołowych sprawia, że deniwelacje na przestrzeni 2 km lokalnie przekraczają 400 m (Szczeliniec Wielki). Indywidualne krawędzie strukturalne osiągające 100–200 m są rzadko kiedy widoczne, bardziej wyodrębniają się progi wyższe, osiągające 200–300 i 300–400 m (północny próg Gór Stołowych i Broumovské stěny, Ľacleřská vrchovina).

Głębokie formy erozyjne można wyróżnić w zasadzie tylko w obrębie niskich masywów, gdzie osiągają one 200–300, rzadziej do 400 m.

Progi tektoniczne zaznaczają się w sposób silnie zróżnicowany. Podczas gdy północny odcinek sudeckiego uskoku brzeżnego manifestuje się w rzeźbie obecnością pasa deniwelacji 100–200 m, podobnie jak pewne odcinki południowo-wschodniego i południowo-zachodniego obramowania Nizkiego Jesenika, północny próg Gór Izerskich i Karkonoszy przekraczają wysokość 400 m. Pozostałe krawędzie o genezie tektonicznej osiągają zwykle 200–300 i 300–400 m, a 400 m przekraczają lokalnie (progi Gór Bystrzyckich, Masywu Śnieżnika i Bukovohorskiej hornatiny).

Ryc. 48. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m





Ryc. 49. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m

Tab. 12. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 2000 m.

Obszar / typ formy		0–50 m	50– 100 m	100– 200 m	200– 300 m	300– 400 m	>400 m
przedgórze Sudeckie		x	x				
pogórza		x (N)	x	x (S)			
dna kotlin		(x)	x				
szerokie doliny				x			
spłaszczone wierzchowiny	Góry Izerskie		x	x			
	Góry Bystrzyckie		x	x			
	Nížký Jeseník		x	x			
	Rejvizká hornatina		x	x			
	Góry Stołowe		x	x			
średnio wysokie masywy (400-950 m n.p.m.)				(x)	x	(x)	
krawędzie strukturalne				(.)	x	x	
ostańce górnego piętra piaskowców kredowych					x	(x)	
krystaliczne wzgórza wyspowe			x	x	x	x	x
twardziele bazaltowe				x	x	x	(x)
twardziele wapienne				(.)	(.)		
twardziele zbudowane z wulkanitów permokarbonu				x	x	x	
głęboko wcięte doliny na obszarze wysokich masywów						(.)	(.)
głęboko wcięte doliny na obszarze niskich masywów				(.)	x	(x)	
wysokie masywy (>1000 m n.p.m.)					x	x	x
obrzeża wysokich masywów							x
progi tektoniczne	masywy					x	x
	o spłaszczonych wierzchołkach:					x	x
	Góry Bystrzyckie					x (SE)	
	Nížký Jeseník			x	x		
	krawędź brzeżna Sudetów			x	x	x	
północny próg Karkonoszy							x

x – dominacja lub powszechne występowanie danego przedziału wysokości

(x) – pojedyncze formy lub niewielki odsetek powierzchni z danego przedziału wysokości

(.) – formy zanikające, przeważnie zlewają się z otoczeniem o danej klasie wysokości

6.4.4. Wielkość deniwelacji przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m

Na mapie z zastosowaniem filtra 4000x4000 m większe obszary o deniwelacjach poniżej 50 m zachowują się prawie wyłącznie na Przedgórzu Sudeckim (ryc. 50). Poza tym obszarem takie wysokości względne występują również na północnych obrzeżach Pogórza Izerskiego i Łużyckiego, ale ich udział procentowy w powierzchni tych jednostek nie jest znaczący (poniżej 15%), a biorąc pod uwagę całą powierzchnię Sudetów – wręcz znikomy (ryc. 51).

Wysokości rzędu 50–100 m dominują na Przedgórzu Sudeckim, wyraźnie odróżniając ten obszar od przylegającej doń Równiny Wrocławskiej. Znaczący jest udział tej klasy także w obrębie Pogórzy Zachodniosudeckich. Tylko niektóre dna kotlin zachowują w swych centralnych partiach wysokości względne nie przekraczające 100 m (Kotlina Kłodzka, Bromowska, Mirska i Turoszowska, w mniejszym stopniu Jeleniogórska).

Pozostałe kotliny, podobnie jak zdecydowana większość pogórzy oraz spłaszczone wierzchowiny, zdominowane są przez wysokości względne 100–200 m (tab. 13). Widoczna jest tu przede wszystkim wierzchowina Nizkiego Jesenika. Nieczytelna jest większość drobnych form strukturalnych, tj. wzgórza wypowe i twardzielce wulkaniczne, które przeważnie zlewają się w większe obszary. W obrębie pogórzy i Przedgórza Sudeckiego strefy występowania tych form zdominowane przez deniwelacje 100–200 m z pojedynczymi plamami 200–300 m (z wyjątkiem masywu Ślęży osiagającego ponad 400 m), zaś w Górach Łużyckich, Kamiennych i Wałbrzyjskich dominują wysokości względne 300–400 m z pojedynczymi formami (lub zespołami form) osiagającymi >400 m, z tym, że jest to w przewadze efekt obejmowania przez oczko filtra jednocześnie form wypukłych jak i są-

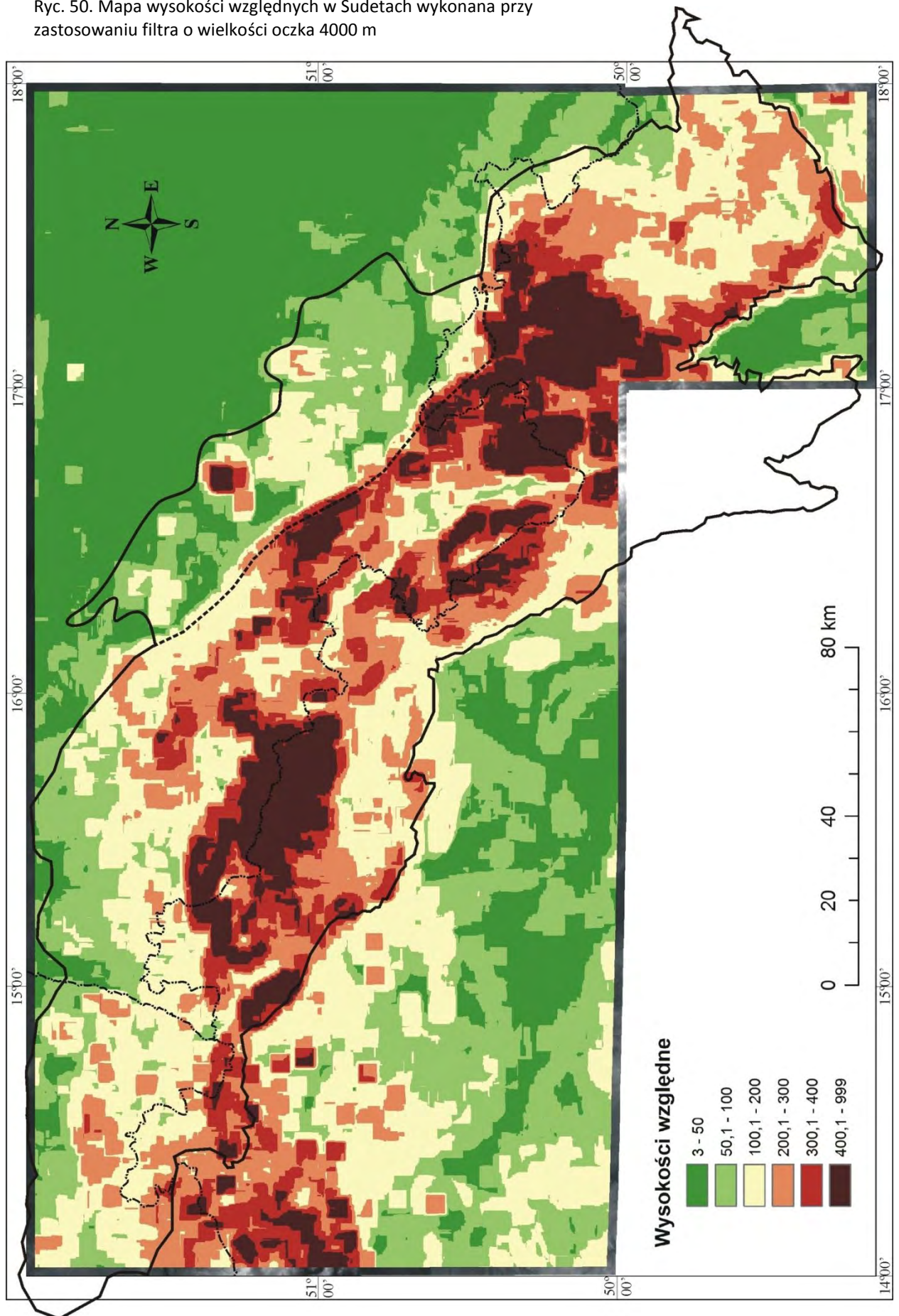
siednich form wklęsłych, nie zaś wysokości względnej pojedynczych wzniesień.

Na obszarach zbudowanych ze skał osadowych czytelne są jedynie najwyższe krawędzie i ostańce, osiagające od 200–300 do 300–400 m. Podobne wysokości osiagają średnie masywy górskie, lokalnie przekraczające 400 m. Natomiast wszystkie wysokie masywy sudeckie oraz większość progów tektonicznych charakteryzuje się dominacją wysokości powyżej 400 m. Wyjątki stanowią południowa krawędź Nizkiego Jesenika, która przy tej wielkości zastosowanego filtra stanowi w zasadzie ciągłą, choć krętą linię i osiaga wysokość 300–400 m, oraz północny sektor krawędzi brzeżnej Sudetów, w większości o wysokości 100–200 m.

Co ciekawe, w tej skali dobrze czytelne są również wybitne formy wklęsłe pochodzenia antropogenicznego, czyli kopalnie odkrywkowe w rejonie Turoszowa i dawna kopalnia w Berzdorfe. Przy filtrach o mniejszym oczku widać było jedynie wąskie zarysy ich krawędzi, nie dające pełnego wyobrażenia o głębokości tych obniżen osiagających do 200–300 m.

Bardzo duża jest rozpiętość wysokości w ostatniej klasie (od 400 do prawie 1000 m) dla filtra 4000x4000 m, podyktowana zachowaniem tej samej skali barw i ilości klas na wszystkich rycinach. Z tego względu skonstruowano dodatkowo ryc. 52, głównie aby sprecyzować zróżnicowanie wysokościowe najwyższych masywów sudeckich. Wynika z niej, że wysokości 600–800 m występują przede wszystkim w szczytowych partiach Karkonoszy i Hrubego Jesenika, na obrzeżach najwyższych partii Masywu Śnieżnika oraz na północnej krawędzi Gór Izerskich. Wysokości rzędu 800–999 m cechują północny skłon Karkonoszy (najwyższy a zarazem najszerszy próg tektoniczny z Sudetach), oraz północne i południowe obrzeża masywów Keprnika i Praděda w Hrubym Jeseniku.

Ryc. 50. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m





Ryc. 51. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m

Tab. 13. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 4000 m

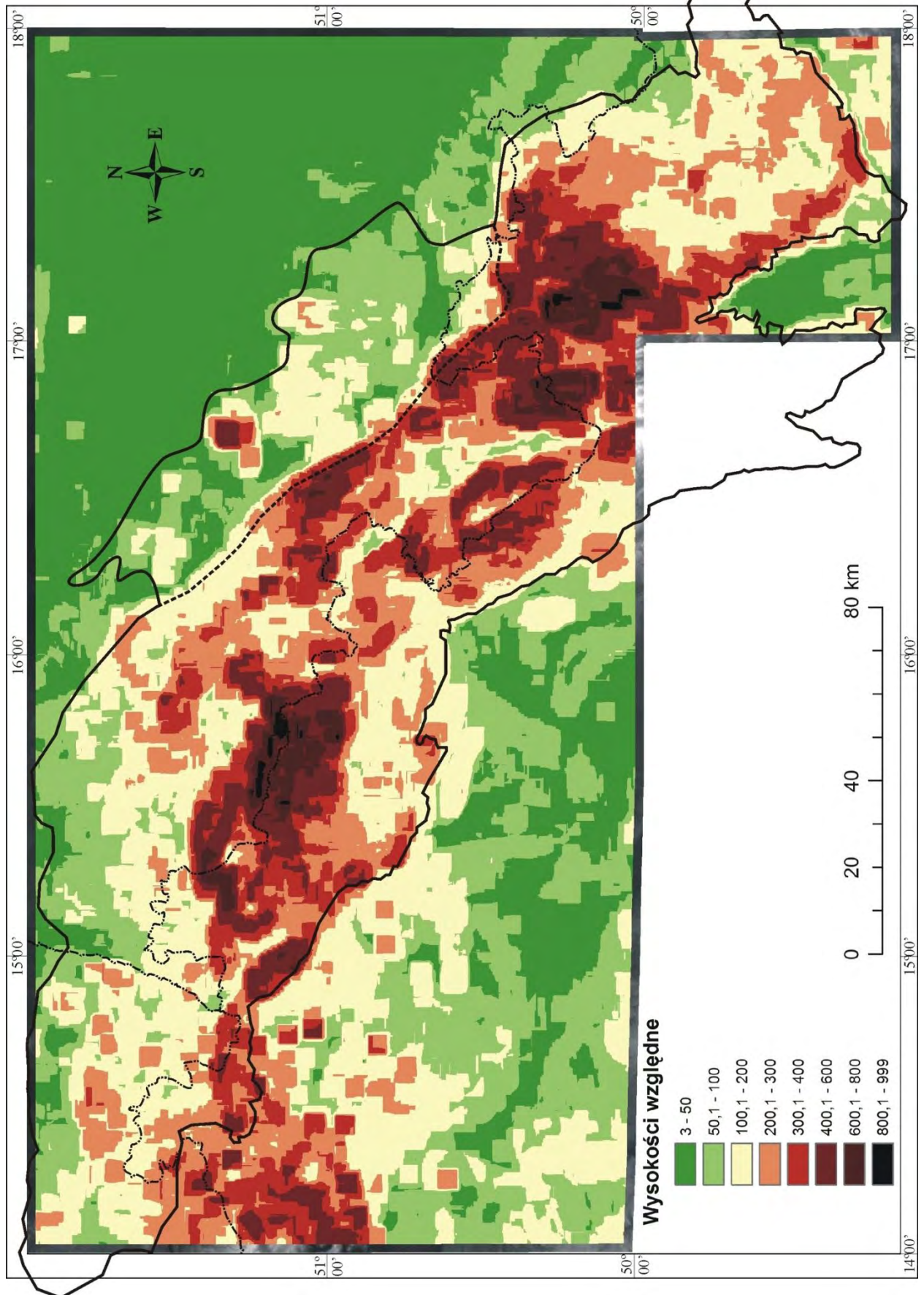
Obszar / typ formy		0–50 m	50– 100 m	100– 200 m	200– 300 m	300– 400 m	>400 m
przedgórze Sudeckie		x	x	x			
pogórza		(x)	x	x	x		
dna kotlin			x	x			
szerokie doliny					(.)		
spłaszczone wierzchowiny	Góry Izerskie			x			
	Góry Bystrzyckie			x			
	Nížký Jeseník			x			
	Rejvizká hornatina				(.)		
	Góry Stołowe				(.)		
średnio wysokie masywy (400–950 m n.p.m.)					x	x	(x)
krawędzie strukturalne				(.)	x	x	
ostańce górnego piętra piaskowców kredowych					(.)	x	
krystaliczne wzgórza wyspowe				(.)	x	x	(x)
twardziele bazaltowe				(.)	x	x	(x)
twardziele wapienne				(.)	(.)		
twardziele zbudowane z wulkanitów permokarbonu				(.)	x	x	(x)
głęboko wcięte doliny na obszarze wysokich masywów						(.)	(.)
głęboko wcięte doliny na obszarze niskich masywów				(.)	x	(x)	
wysokie masywy (>1000 m n.p.m.)					(x)	x	x
obrzeża wysokich masywów							x
progi tekto- niczne	masywy	Góry Izerskie				x	x
	o spłaszczonych	Góry Bystrzyckie				x	x
	wierzchowinach	Nížký Jeseník			x	x (SE)	
	krawędź brzeżna Sudetów			x	x	x	
	północny próg Karkonoszy						x

x – dominacja lub powszechne występowanie danego przedziału wysokości

(x) – pojedyncze formy lub niewielki odsetek powierzchni z danego przedziału wysokości

(.) – formy zanikające, przeważnie zlewają się z otoczeniem o danej klasie wysokości

Ryc. 52. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m, przy podziale na 8 klas wysokości



6.4.5. Zróżnicowanie rzeźby Sudetów w świetle map wysokości względnych – podsumowanie

Zastosowanie kilku filtrów o różnej wielkości ujawnia pewne prawidłowości dotyczące wysokości względnych poszczególnych obszarów Sudetów: wyraźnie widać podobieństwo Przedgórz Sudeckiego oraz Pogórza Zachodniosudeckich, szczególnie ich północnych części, podczas gdy pogórza zlokalizowane po południowej stronie Sudetów na każdej z map charakteryzują się dominacją deniwelacji o 50–100 m wyższych, zbliżonych do spłaszczonych obszarów wierzchwinowych Gór Izerskich, Bystrzyckich czy Nizkiego Jesenika. Krawędzie tektoniczne z reguły wykazują większe rozmiary poziome (tj. szerokość) niż krawędzie denudacyjne obszarów płytowych, stąd filtry o mniejszym oczku nie są w stanie wychwycić pełnej wysokości tych pierwszych. Filtr 4-kilometrowy wykazuje, że wysokość progów tektonicznych jest bardzo silnie zróżnicowana (od 100 do 1000 m), zatem najwyższe progi strukturalne osiągające wysokości z przedziału 300–400 m są porównywalne ze średniej wielkości krawędziami tektonicznymi.

Zastosowanie tradycyjnych metod morfometrycznych z bardziej precyzyjnym wyznaczeniem podstawy i górnej krawędzi tych form daje zbliżone wyniki. Przykładowo dla północnych stoków Karkonoszy deniwelacje sięgają 1000 m na odcinku 6–7 km, dla Gór Izerskich 600 m na 4 km, a dla Gór Bystrzyckich 450 m na odcinku niecałych 2 km. Najbardziej zróżnicowany jest wyraz morfologiczny najdłuższego spośród sudeckich uskoku – uskoku brzeżnego. Deniwelacje osiągane na niektórych jego odcinkach nie przekraczają 50 m (północna część Pogórza Bolkowsko-Wałbrzyskiego) podczas gdy na innych dochodzą do 500 m (w Górach Sowich). Dla porównania, krawędź strukturalna północnego progu Gór Stołowych swą maksymalną wysokość (około 320 m) osiąga przy odległości poziomej 800 m, najwyraźniejsza spośród

kopuł wulkanicznych – Chelmiec – wysokość 300 m osiąga już na 700 m, a bazaltowy Klić – 330 m na 1000 m. Krystaliczne wzgórza wyspowe generalnie stanowią typ form bardzo zróżnicowany pod względem wysokości i osiągają od 50 do 500 m. Podobnie jak wzniesienia wulkaniczne są to w większości formy niewielkie, nie przekraczające poziomych rozmiarów 2x2 km (najwybitniejszym wyjątkiem od tej reguły jest Masyw Ślęży). Również pozostałe formy strukturalne, a także erozyjne, z reguły mają stosunkowo niewielkie rozmiary poziome, wobec czego największe deniwelacje osiągają na mapach o dużej rozdzielczości filtra, podczas gdy zastosowanie większego oczka filtra prowadzi do ich stopniowego zaniku.

Wielkość filtra, przy której pewne typy form zanikają w wyniku zlewania się z otoczeniem, można w przybliżeniu uznać za wielkość graniczną określającą rozmiary poziome tych form. Dotyczy to przede wszystkim form drobnych, których zagęszczenie na danym obszarze jest znaczne. Przykładowo, neki bazaltowe mają dość dobrze czytelne granice na mapach o boku oczka 500 i 1000 m, podczas gdy większe filtry powodują ich łączenie się. Także dna najmniejszych kotlin oraz rozszerzonych odcinków dolin na mapach o filtrze 2 i 4-kilometrowym nie dają się już wyodrębnić – wysokości względne na tych obszarach wskazują już na głębokość całej formy, nie zaś na ukształtowanie jej dna. Uogólniając można stwierdzić, że większość form strukturalnych ma rozmiary poziome nie przekraczające wielkości 1000x1000 m, podczas gdy progi tektoniczne przeważnie ujawniają się w pełni na mapach skonstruowanych z użyciem filtra o większym oczku, jakkolwiek są one silnie zróżnicowane pod tym względem.

6.4.6. Uwagi metodyczne

Analiza pojedynczej mapy wysokości względnych o zadanym filtrze ma stosunkowo ograniczone zastosowanie, gdyż dobrze odzwierciedla wysokość względną jedynie tych

form, które w całości znajdują się w oczku filtra, a jednocześnie nie są zbyt małe i nie zlewają się z formami sąsiednimi. Dopiero zastosowanie kilku filtrów o różnej wielkości umożliwia porównanie skali poziomej form i w pełni ukazuje ich zróżnicowanie wysokościowe.

Pewne ograniczenie stanowią także przyjęte granice klas. Przykładowo „wymykają się” analizie formy najmniejsze, o wysokości nie przekraczającej 50 m, jednak testowe mapy wykonane z uwzględnieniem form o wysokości 25–50 m wykazały, że wprowadzenie takiego wydzielenia zwiększa ilość „szumów” powodowanych głównie przez drobne formy

erozyjne, w niewielkim stopniu uwidaczniając mniejsze formy o genezie strukturalnej, istotne z punktu widzenia tematu niniejszej rozprawy. Z kolei zastosowanie tych samych przedziałów klas dla różnych wielkości filtra, choć z jednej strony ułatwia porównywanie map, to z drugiej sprawia, że klasa najwyższych wysokości, z założenia jednostronnie otwarta, przy stałym powiększaniu filtra obejmuje coraz większy przedział. W efekcie na ostatniej omawianej mapie rozpiętość tej klasy przewyższa rozpiętość wszystkich pozostałych klas łącznie. Aby uzyskać szczegółowe informacje na temat zróżnicowania wysokości objętych nią form, konieczna jest konstrukcja mapy pomocniczej.

7. Formy strukturalne w sudetach – przykłady powiązań między rzeźbą terenu a wytrzymałością skał w mezoskali

W poprzednim rozdziale wskazano na ogólne zależności pomiędzy parametrami morfometrycznymi rzeźby a wytrzymałością skał, widoczne w skali regionalnej, przyjmując uśrednione wartości twardości dla poszczególnych typów litologicznych. Rozdział 5 sygnalizuje jednak, że wytrzymałość skał w obrębie danej grupy litologicznej jest często dość zróżnicowana, co również może znajdować odzwierciedlenie w rzeźbie. Poniżej rozpatrzonych zostanie kilka przykładów klasycznych form strukturalnych, dla których wpływ zróżnicowania wytrzymałości skał określono w skali bardziej szczegółowej. Z uwagi na przeważnie nieduże rozmiary pojedynczych form strukturalnych rozpatrywanych w tym rozdziale numeryczny model terenu o rozdzielczości 50 m okazał się mniej przydatny niż w analizach wielkoskalowych prezentowanych wcześniej.

7.1. Formy strukturalne i tektoniczne w Sudetach

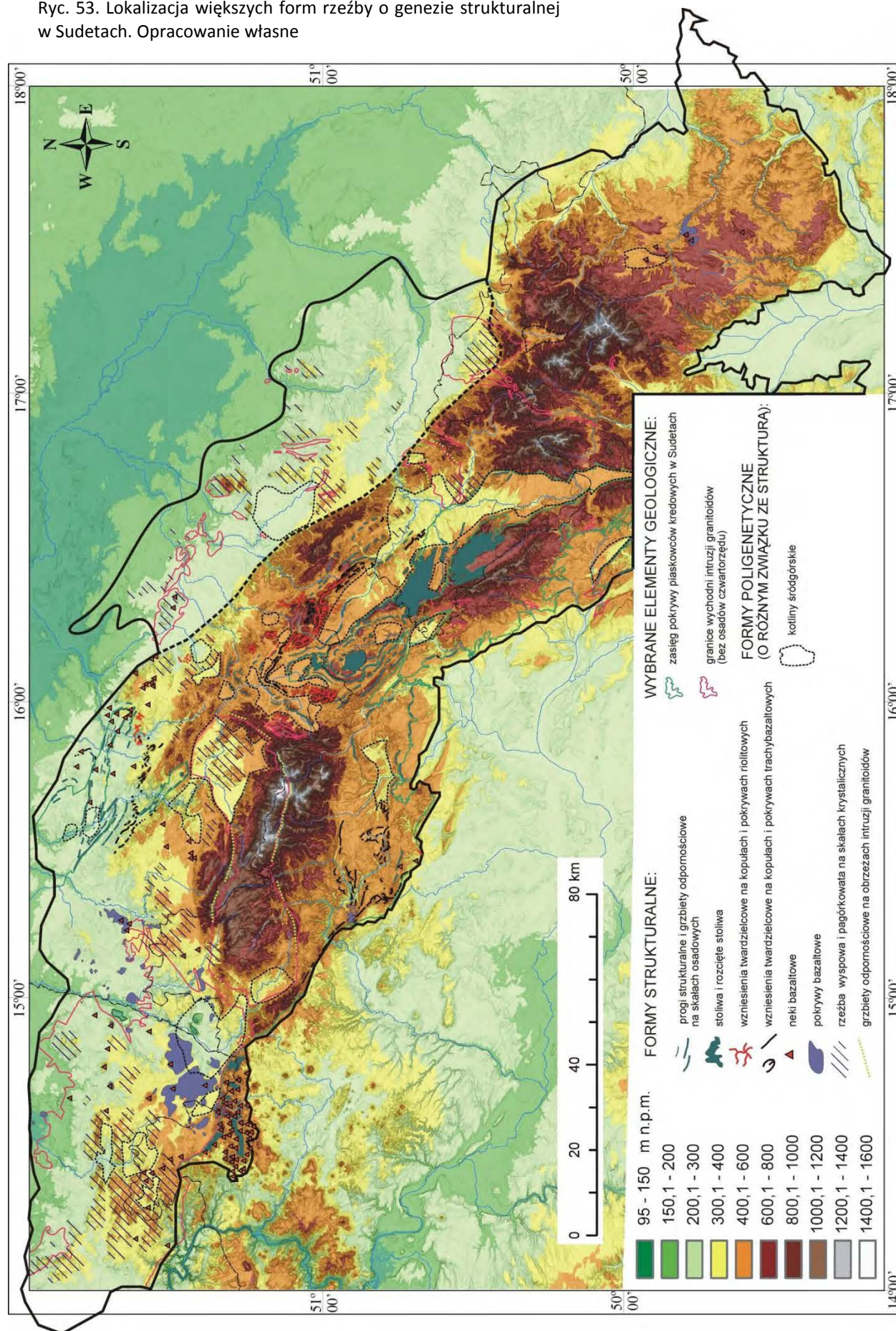
Spotykane w Sudetach formy rzeźby można pod względem związków z budową geologiczną podłoża podzielić w uproszczeniu na pięć grup. Dla trzech z nich zróżnicowanie względnej wytrzymałości mechanicznej skał (rozumianej jako wypadkowa twardości oraz sposobu spękania) jest uznawane w literaturze za jeden z pierwszoplanowych czynników warunkujących ich powstawanie i rozwój (*vide* rozdział 4.2). Należą do nich formy rzeźby powstające na skałach osadowych (rzeźba krawędziowa i płytowa), formy strukturalne założone na skałach wulkanicznych (neki, kopuły i pokrywy lawowe) oraz formy typowe dla skał krystalicznych (wzgórza wypowe, grzbiety odpornościowe).

Czwartą, odmienną genetycznie grupę stanowią formy, o powstaniu których zdecydowały deformacje tektoniczne. Należą do nich progi uskokowe, a w szerszym rozumieniu także formy rzeźby odpowiadające geologicznym strukturom typu fałdów, synklin i antyklin oraz zrębów, które w przypadku Sudetów stanowią struktury wyższego rzędu względem drobniejszych zwykle form strukturalnych. Jak wskazano w rozdziale 6.2, rozwój, a w szczególności tempo degradacji form tektonicznych, nie pozostają bez związku z wytrzymałością skał. Ostatnią grupę stanowią formy o złożonych przyczynach powstawania i ewolucji, a mianowicie kotliny śródgórskie. Mogą one powstawać na skutek tektonicznego obniżania podłoża względem obszarów przyległych, w związku ze specyficznym nachyleniem warstw skalnych (w strefach osiowych synklin), jak też w wyniku relatywnie szybszej denudacji mniej odpornych skał. Większość kotlin sudeckich jest uważana za poligenezytyczne. Z uwagi na złożoność zagadnienia i znaczny wpływ tektoniki na powstawanie kotlin sudeckich, związki tych form z wytrzymałością skał nie będą bliżej rozpatrywane w dalszej części tego rozdziału. Rozmieszczenie większych form rzeźby o genezie strukturalnej i strukturalno-tektonicznej (kotliny) w Sudetach obrazuje ryc. 53.

7.2. Rzeźba strukturalna na skałach osadowych

Skały osadowe o mało zaburzonym układzie warstw występują w Sudetach w obrębie niecki północnosudeckiej i śródsudeckiej. Osady permu i karbonu w niecce podkarkonoskiej są lekko sfałdowane. Pozostałe obszary występowania skał osadowych

Ryc. 53. Lokalizacja większych form rzeźby o genezie strukturalnej w Sudetach. Opracowanie własne



(tj. niecka Świebodzic, struktura bardzka i struktura śląsko-morawska) cechują się dość silnym tektonicznym zaburzeniem pierwotnego ułożenia warstw. Struktura fałdowa w znacznym stopniu decyduje o urzeźbieniu powierzchni tych terenów (por. wnioski dotyczące rozkładu ekspozycji w Nizkim Jeseníku przedstawione w rozdziale 6.1) i nakłada się na zależności strukturalne wynikające ze zróżnicowanej wytrzymałości skał. Metody badawcze przyjęte w niniejszej pracy nie są wystarczające dla śledzenia tych zależności, wobec czego obszary o zaburzonym układzie warstw nie będą szczegółowo analizowane.

7.2.1. Kuesty i stoliwa niecki północnosudeckiej

Dotychczasowe prace uwzględniające wpływ zróżnicowania twardości skał osadowych na morfologię denudacyjną budowanych przez nie obszarów skupiały się niemal wyłącznie na identyfikacji efektów morfologicznych owego zróżnicowania wzdłuż wybranych krawędzi zbudowanych z piaskowców górno-kredowych niecki śródsudeckiej (Synowiec, 2002; Migoń, Zwiernik, 2006; Migoń, Placek 2007; Remisz 2007). W badaniach tych stwierdzano dodatnią korelację pomiędzy twardością skał a wysokością względną krawędzi oraz samych ścian skalnych, odnotowując jednocześnie istotny wpływ modyfikujący gęstości spękań. Pierwsze obserwacje dotyczące wpływu względnego zróżnicowania twardości skał odnoszące się do większej liczby kuest o bardziej różnorodnej litologii i wieku opublikowała autorka w odniesieniu obszaru niecki północnosudeckiej (Adam, 2004).

Na obszarze niecki północno-sudeckiej rzeźba krawędziowa wykształciła się najlepiej w dwóch rejonach: we wschodniej części Pogórza Izerskiego, w okolicach Lwówka Śląskiego, oraz w środkowej części Pogórza Kaczawskiego, na południe od Złotoryi (ryc. 54). Ważną cechą morfologii tego terenu jest występowanie licznych kuest i grzbietów odpornościowych na skałach o zróżnicowanej litolo-

gii (piaskowce kwarcowe, wapienie dolomityczne oraz utwory wulkaniczne) i wieku (dolny perm, trias, liczne ogniwa górnej kredy). Obszar ten jest słabo wypiętrzony, dominują wysokości z zakresu 200–300 m n.p.m. Słabe nachylenie warstw ku północnemu wschodowi warunkuje asymetrię występujących tu wzniesień. Poszczególne progi i grzbiety odpornościowe charakteryzują wysokości względne od 20 do 150 m (tab. 11). Czoła kuest nachylone są od 10 do 30–40° i nie posiadają ścian skalnych, charakterystycznych dla wyższych krawędzi spotykanych w Górach Stołowych. Nieliczne odcinki skaliste występują w rejonie przełomów rzecznych i na zboczach większych dolin.

7.2.1.1. Zróżnicowanie wytrzymałości skał w niecce północnosudeckiej i morfometria kuest

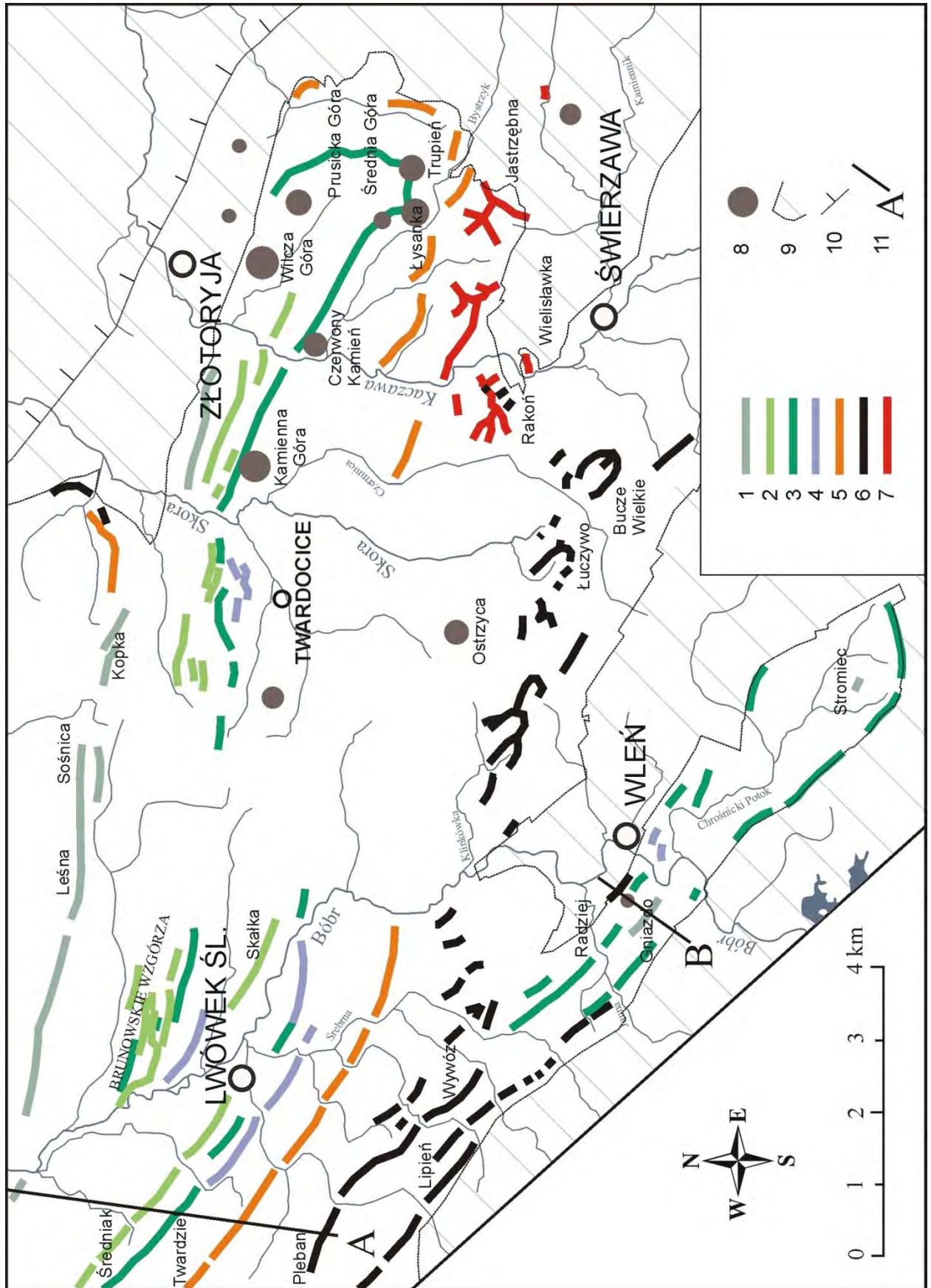
Liczba dostępnych odkrywek nie pozwala na regularną obserwację zróżnicowania wytrzymałości skał wzdłuż poszczególnych kuest, jednak zebrany materiał badawczy umożliwia porównanie regionalnego zróżnicowania twardości poszczególnych typów skał z wysokością budowanych przez nie grzbietów oraz wykreślenie profili terenowych przebiegających w pobliżu stanowisk pomiarowych. Tab. 14 zawiera dane o maksymalnych wysokościach kuest założonych na wychodniach skał różnego wieku oraz o średniej twardości tych skał zmierzonej na stanowiskach pomiarowych w niecce północnosudeckiej. Piaskowce kwarcowe o najwyższej średniej twardości (piaskowce cenomanu i koniak) budują kuesty osiągające największą wysokość maksymalną. Przeważnie duże wysokości osiągają także grzbiety odpornościowe założone na wytrzymałych mechanicznie trachybazaltach, zaś niższe kuesty są zbudowane ze średnio odpornych cienkoławicowych piaskowców dolnego triasu oraz piaskowców kwarcowych turonu. Wyraźne niedopasowanie wysokości kuest do wytrzymałości skał zauważyć można dla permskich wapieni dolomitycznych, które

Tab. 14. Wybrane parametry form krawędziowych Pogórza Kaczawskiego i Izerskiego oraz średnia twardość skał progotwórczych według pomiarów młotkiem Schmidta

Wiek warstwy	Dominująca litologia	Typy form	Maksymalna wysokość względna	Maksymalne nachylenie czoła	Średnia wartość odboju młotka Schmidta (R)	
górnym perm (cechsztyń)	wapienie dolomityczne	progi strukturalne, grzbiety odpornościowe (na kontakcie z metamorfikiem i w strefie dużego upadu warstw)	35–40 m w okolicy Lwówka Śl. 60 m na Pogórzu Złotoryjskim	15–20° w okolicy Lwówka Śl. 20–23° na Pogórzu Złotoryjskim	54,7	
	trachybazalty	grzbiety odpornościowe*	80–90m w okolicy Lwówka Śl. 40–60 m na E od Wlenia	20–40° w okolicy Lwówka Śl.	59,1	
dolny trias	piaskowce	progi strukturalne, grzbiety monoklinalne	40–80 m w okolicy Lwówka Śl. 50 m koło Twardocic, na W od doliny Skorej	10–15° na W od doliny Bobru 20–30° na E od doliny Bobru 10–15° koło Twardocic	41,7	
górną kreda	cenoman	progi strukturalne i denudacyjne (Radziej), grzbiety odpornościowe	70–80 m w okolicy Lwówka Śl. 120–150 m na Pogórzu Złotoryjskim do 90 m w rowie Wlenia	20–25° koło Lwówka 12–17° koło Twardocic do 30° na Pogórzu Złotoryjskim do 28° w rowie Wlenia (Radziej)	49,0	
	turon	progi strukturalne, grzbiety odpornościowe monoklinalne i symetryczne	40–60 m w okolicy Lwówka Śl., 15–20 m Brunowskie Wzgórza 50 m koło Twardocic 20 m na Pogórzu Złotoryjskim	15–20° na W od Bobru, 20–25o na E od Bobru 10° Brunowskie Wzgórza 17–20° koło Twardocic 18° w okolicy Złotoryi	39,6	
	koniak	piaskowce	progi strukturalne, grzbiety odpornościowe, ostańce typu stoliw (Gniazdo i Stromiec w S części obszaru)	25m na W od Bobru, do 90 m w centrum 15 m w okolicy Złotoryi 100–150 m dla ostańców typu stoliw (rów Wlenia)	20–23° dla większości progów, 8–14° w okolicy Złotoryi 30–40° dla stoliw	48,8

* w tabeli nie uwzględniono parametrów morfometrycznych trachybazaltowych kopuł lawowych, a jedynie te formy, których morfologia zbliżona jest do klasycznych progów strukturalnych

Ryc. 54. Lokalizacja progów strukturalnych we wschodniej części niecki północnosudeckiej. 1–5 – kuesty i grzbiety odpornościowe na skałach osadowych (piaskowce kwarcowe: 1 – koniak, 2 – turonu, 3 – ceno-manu, 4 – dolnego triasu; 5 – wapienie dolomityczne górnego permu), grzbiety odpornościowe o morfologii kuest oraz kopulaste wzniesienia na skałach wulkanicznych permu (6 – trachybazalty, 7 – riolity), 8 – większe nieki bazaltowe, 9 – wychodnie skał metamorficznych podłoża niecki, 10 – próg tektoniczny Sudetów, 11 – lokalizacja linii profilowych z ryc. 56. Opracowanie własne



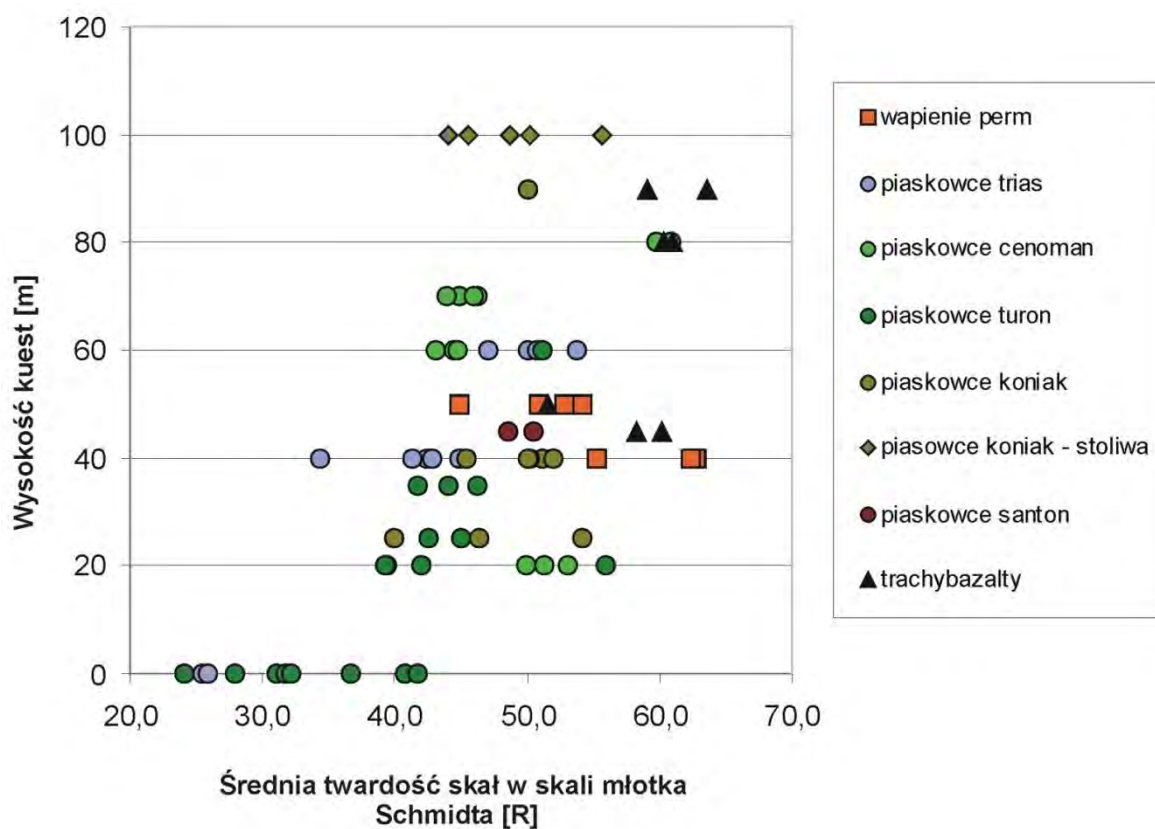
mimo wysokiej wytrzymałości budują progi stosunkowo niskie.

Bardziej szczegółowy obraz zależności pomiędzy wysokością progów a zmierzoną twardością skał obrazuje ryc. 55. Przedstawia ona wysokość względną krawędzi w rejonie konkretnych stanowisk pomiarowych oraz średnią twardość zmierzoną na każdym stanowisku.

Dla kuest zbudowanych z piaskowców triasu i turonu wskazana wyżej zależność jest dobrze czytelna. Dodatkowo dla tych litologii zaznaczono na wykresie wyniki pomiarów twardości zmierzonej w miejscach, gdzie skały te nie tworzą progów strukturalnych (są to punkty dla których wysokość kuest oznaczona jest jako zero). Na większości stanowisk zlokalizowanych poza kuestami odnotowano twardość skał poniżej 35 punktów w skali młotka Schmidta, czyli niższą niż na stanowiskach w obrębie kuest. Wyjątkowo dla piaskowców turonu występujących na zaprożu

wysokiej kuesty cenomańskiej koło Wilkowa, zmierzono wartości wytrzymałości >40 punktów. Prawdopodobnie podwyższona wytrzymałość tych skał ma charakter lokalny, za czym przemawia fakt, iż twardość piaskowców turonu w nieodległej dolinie Drażnicy jest już znacząco niższa (średnio 30,6).

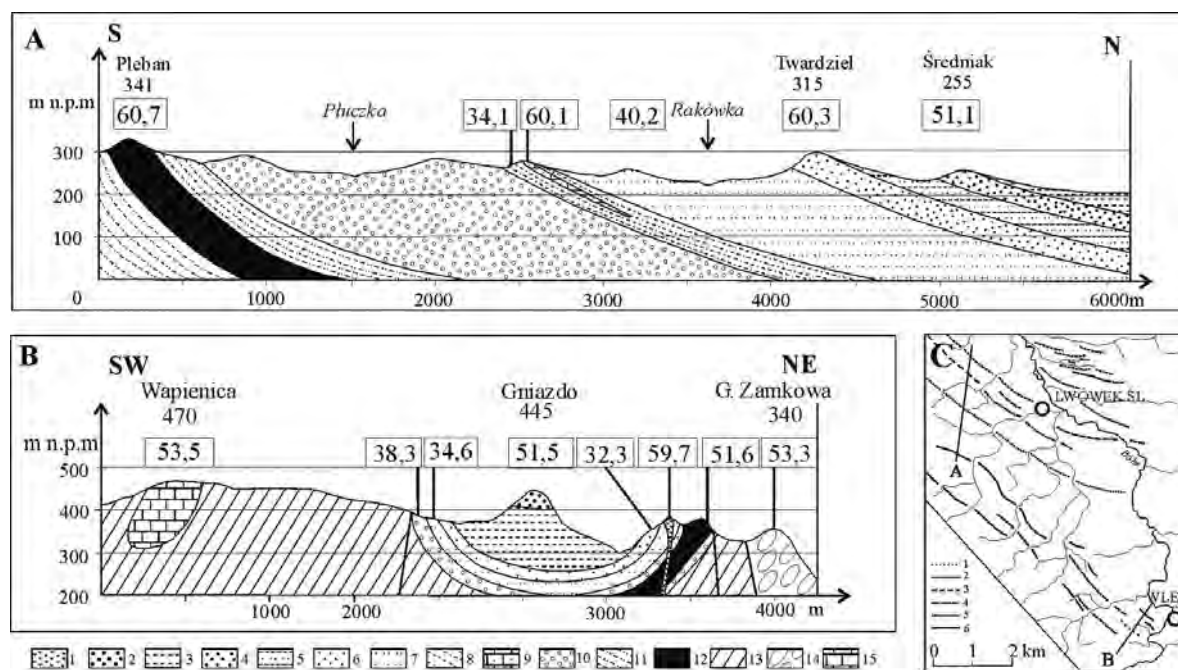
Osady turonu są generalnie silnie zróżnicowane litologicznie. Margle, które dominują w zachodniej części niecki północnosudeckiej, na północ i wschód od Lwówka Śląskiego tworzą cienkie, szybko wyklinowujące się ławice zazębiające się z piaskowcami (Milewicz 1997). Przejawem tego zazębiania się, bądź też zróżnicowania petrograficznego wewnątrz ławic piaskowcowych jest lokalne występowanie wielu drobnych, równoległych progów założonych na wychodniach skał o wyższej odporności. Występują one w rejonie Brunowskich Wzgórz oraz w środkowej części obszaru badań, na północ od Twardocic. W tym ostatnim rejonie, pomimo iż wysokość



Ryc. 55. Zależność pomiędzy wysokością względną kuest, krawędzi stoliw i grzbietów odpornościowych a zmierzoną twardością skał w niecce północnosudeckiej

względna wzniesień jest niewielka (35–50 m), przy umiarkowanej twardości skał (41,7–46,2 punktów odboju) występują niewysokie ściany skalne (do 2,5 m wysokości). Sytuacja ta jest tym bardziej nietypowa, że brak jest cieków w bezpośrednim sąsiedztwie skał. Za słabe wykształcenie progów na tym obszarze przypuszczalnie odpowiedzialny jest właśnie niedorozwój sieci rzecznej. Obszar ten znajduje się w pobliżu wododziału, w obrębie zlewni rzeki Skorej. W przeciwieństwie do Kaczawy i Bobru, w sąsiedztwie których progi są wykształcone najlepiej, Skora nie jest rzeką transytową. Bierze ona początek w południowej części Pogórza Kaczawskiego, płynąc stale w obrębie jednego bloku podłoża. Jej spadek i siła erozyjna jest niewielka i zwiększa się dopiero po przekroczeniu progów zewnętrznego Sudetów.

Bliższego wyjaśnienia wymaga niezbyt klarowna sytuacja dla progów założonych na piaskowcach cenomanu i koniaku oraz perm-skich wapieniach dolomitycznych. Te ostatnie skały w zachodniej części omawianego obszaru, choć występują wśród słabo odpornych łupków ilastych, co podkreśla kontrast wytrzymałości względnej (ryc. 56 A), tworzą dość cienkie ławice. Wysokość progów w tym przypadku zdecydowanie ograniczona jest właśnie miąższością warstwy progotwórczej. We wschodniej części niecki północnosudeckiej mimo iż miąższość serii wapiennej jest generalnie większa, skały otaczające stanowią średnio odporne piaskowce arkozowe, wobec czego wysokość progów także jest niewielka i wzrasta tylko w pobliżu doliny Kaczawy. Podobna zależność od miąższości warstw jest obserwowana w przypadku twardych pokryw



Ryc. 56. A i B – średni odbiór młotka Schmidta wzdłuż wybranych przekrojów we wschodniej części Pogórza Izerskiego; kenozoik: 1 – bazalty, górna kreda: 2 – piaskowce ciosowe koniak, 3 – margle koniak, 4 – piaskowce ciosowe turonu, 5 – piaskowce wapieniste i margle turonu, 6 – piaskowce ciosowe cenomanu, dolny trias: 7 – piaskowce kwarcowe cienkoławicowe, górny perm: 8 – łupki ilaste, 9 – wapień dolomityczny, dolny perm: 10 – zlepińce drobnoziarniste i piaskowce, 11 – łupki ilasto-piaszczyste, 12 – trachybazalty, dolny paleozoik: 13 – łupki kwarcowo-serycytowe, 14 – zieleńce i spillity, 15 – wapień krystaliczny. C – lokalizacja przekrojów na tle przebiegu krawędzi strukturalnych założonych na wychodniach: piaskowców ciosowych górnej kredy (1 – koniak, 2 – turonu, 3 – cenomanu) i dolnego triasu (4) oraz na wapieniach górnego permu (5) i trachybazaltach dolnego permu (6). Opracowanie własne na podstawie przekrojów geologicznych zamieszczonych na Szczegółowej Mapie Geologicznej Sudetów 1:25 000 w arkuszach Wleń i Lwówek Śląski

ławowych o składzie zbliżonym do trachybazaltów, które w południowo-zachodniej części omawianego obszaru spełniają rolę progową zbliżoną do wytrzymałych skał osadowych. W okolicach Lwówka Śląskiego wysokość grzbietów odpornościowych związanych z wychodniami wulkanitów dochodzi do 80–90 m (profil A na ryc. 56). Tymczasem na wschód od Wlenia, gdzie miąższość trachybazaltów jest mniejsza, a ponadto występują one w mniej wytrzymałej odmianie pęcherzykowatej, progi osiągają już tylko 40–60 m.

W przypadku piaskowców koniaku anomalnie duże wysokości względne odnotowano dla ostańców denudacyjnych występujących w osiowej strefie grawitacyjnej struktury geologicznej tzw. rowu Wlenia (Gorczyca-Skała 1977). Warstwy skalne zalegają tu niemal poziomo, w związku z czym wzniesienia te należy zakwalifikować jako szczątkowe pozostałości rzeźby płytowej. Zmierzona twardość skał, szczególnie w obrębie ostańca

Stromca (około 45 punktów w skali młotka Schmidta), nie jest szczególnie wysoka. Duże deniwelacje na tym obszarze (ryc. 57) mogą wiązać się ze znaczną wytrzymałością względną, brak jednak odkrywek umożliwiających zmierzenie twardości margli podścielających piaskowce, dzięki czemu można byłoby zweryfikować tę hipotezę. Drugą prawdopodobną przyczyną większych deniwelacji na tym obszarze jest wyższe wyniesienie tektoniczne bloku obejmującego rów Wlenia względem położonych dalej na północ obszarów niecki północnosudeckiej. Duża energia rzeźby oraz stosunkowo mała odległość od głęboko wciętej doliny Bobru (około 6 km), w stronę której pochylona jest oś rowu Wlenia, powodują szybką erozję wypełniających go skał. Jeszcze bliżej Bobru leży stoliwo Gniazda, którego wschodnie stoki opadają bezpośrednio do doliny tej rzeki. Wysokość względna Gniazda mierzona od tej strony przekracza nawet 150 m (ryc. 56 B), choć w pozostałych



Ryc. 57. Stromiec – ostatniec denudacyjny piaskowców koniaku w rowie Wlenia (fot. A. Placek)

kierunkach deniwelacji od podstawy do szczytu wzniesienia wynoszą 50–100 m.

Z kolei relatywnie niska wysokość jednego z grzbietów odpornościowych założonych na wytrzymałych piaskowcach cenomanu (około 50 punktów odboju) wynika stąd, że grzbieć ów (z kulminacją Skowrona, 472 m n.p.m.) występuje wzdłuż południowego obrzeżenia rowu Wlenia, na stromo zapadających warstwach fleksury brzeżnej rowu o dość wąskich wychodniach wzdłuż kontaktu ze skałami podłoża metamorficznego. Skały podłoża stanowią w tym rejonie zieleńce o wytrzymałości zbliżonej do piaskowców. W rzeczywistości linia grzbietowa przebiega tu raz po stronie piaskowców, raz po stronie zieleńców i próg cenomanu miejscami zanika, a lokalnie dochodzi do 20 m wysokości względnej.

Ostatnią kwestią dotyczącą wpływu zróżnicowania wytrzymałości skał na rzeźbę krawędziową omawianego obszaru jest odnotowywane już wcześniej przez innych autorów (Jahn 1961, Piasecki 1963, Placek 1998) wzrastanie wysokości kuest w sąsiedztwie przebiegów twardszych skał bazaltowych w jego wschodniej części.

7.2.1.2. Wnioski

Zróżnicowanie wytrzymałości mechanicznej skał wpływa istotnie na możliwość powstawania progów strukturalnych oraz ich maksymalną wysokość – skały o niskiej wytrzymałości (poniżej 35 punktów w skali młotka Schmidta) na badanym obszarze nie tworzą progów, podczas gdy najwyższe kuesty (osiągające 80–150 m) budują skały o stosunkowo dużej twardości (średnio około 50 punktów w skali młotka Schmidta). Samo zróżnicowanie wytrzymałości skał nie jest jednak cechą wystarczającą, aby wytłumaczyć wszystkie wariacje morfologiczne progów strukturalnych. Innymi czynnikami, co najmniej tak samo istotnymi w rozwoju rzeźby krawędziowej jak wytrzymałość skał, są:

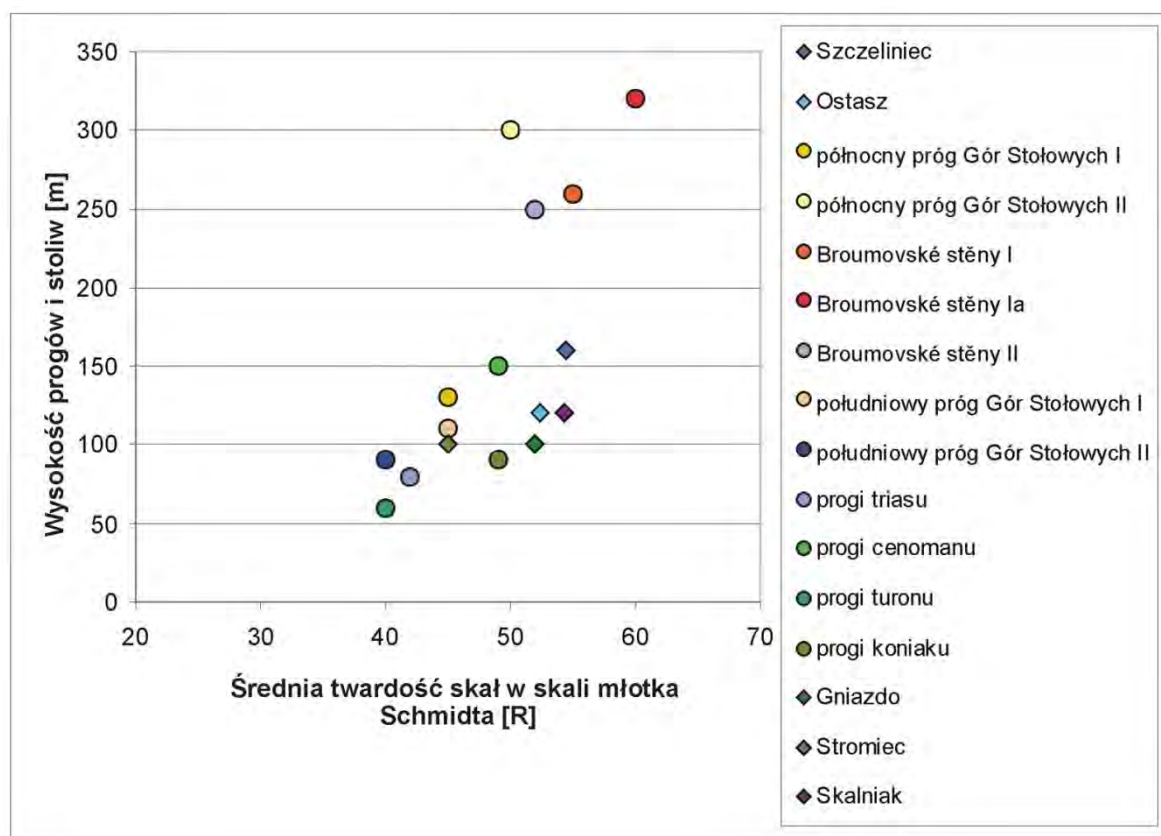
- miąższość warstw progotwórczych – niedostateczna może skutkować znacznym obniżeniem maksymalnej wysokości progów, mimo dużej bezwzględnej i względnej wytrzymałości skał;
- występowanie ławic o różnej petrografii wewnątrz warstwy należącej do danego ogniwa stratygraficznego lub zazębienie się skał o różnej litologii, które może powodować zwielokrotnianie progów;
- morfotektonika podłoża – najlepsza jest korelacja pomiędzy wysokością progów a wytrzymałością skał w obrębie jednolitych morfostruktur. Nawet nieznaczne różnice w wypiętrzeniu i pochyleniu sąsiednich bloków mogą powodować różnice w rozwoju kuest;
- rozwój sieci rzecznej warunkowany tektoniką podłoża i związana z nim intensywność erozji wgłębnej – decyduje o zaakcentowaniu niektórych progów: najwyższe odcinki progów występują w relatywnie niewielkiej odległości od największych rzek (zasięg ten w przypadku Kaczawy i Bobru wynosi 5–6 km); duże znaczenie ma tu tranzytowość rzek: te, które płyną z obszarów wyżej położonych i mają większą energię są znacznie bardziej efektywne w erozyjnym uwypuklaniu elementów strukturalnych podłoża, niż rzeki biorące początek w obrębie danej morfostruktury; lokalnie rozwój sieci rzecznej doprowadza do powstania przełomów strukturalnych;

Dodatkowym czynnikiem lokalnie zwiększającym wysokość progów mogą być intruzje twardych skał wulkanicznych w rejonie czoła progów. Prawdopodobnie także gęstość spękań stanowi istotny czynnik modyfikujący wysokość kuest. Dostępność wychodni skalnych w obrębie niecki północno-sudeckiej jest jednak zbyt mała, aby potwierdzić to przypuszczenie, które opiera się jedynie na analogii do obserwacji poczynionych dla lepiej odsłoniętych czoł progów strukturalnych w niecce śródsudeckiej (Migoń, Placek 2007).

7.2.2. Porównanie wysokości progów strukturalnych niecek północnosudeckiej i śródsudeckiej

Interesujących obserwacji dostarcza porównanie zależności pomiędzy twardością skał i wysokością progów strukturalnych niecki północnosudeckiej z analogicznymi wynikami uzyskanymi w niecce śródsudeckiej. Pozwalają na to przeprowadzone niedawno badania wytrzymałości skał budujących poszczególne krawędzie ograniczające płaskowyż Gór Stołowych. Na podstawie wskazań młotka Schmidta oraz pomiarów morfometrycznych Migoń i Zwiernik (2006) wyróżnili na północno-wschodnim progu Gór Stołowych dwa odcinki. Niższy odcinek wschodni, którego wysokość względna wynosi w przybliżeniu 100 m, wykazywał średnią twardość skał niecałe 45 punktów w skali sklerometru, podczas

gdy dla wyższego odcinka zachodniego, którego wysokość dochodzi do 300 m, średnia twardość jest o 5 punktów wyższa. W kierunku północno-zachodnim wzrasta także wysokość ścian skalnych. Badania prowadzone przez autorkę w obrębie kuesty Broumovskich stěn, stanowiącej zachodnie przedłużenie północnego progów Gór Stołowych, wykazały utrzymywanie się podobnej tendencji (ryc. 58). Wyższy (wschodni) odcinek tego progów uzyskał średnio 55 punktów w skali młotka Schmidta, przy czym wartości odboju zmierzone w obrębie najwyższej kulminacji progów (około 320 m wysokości względnej) osiągnęły średnio nawet 60 punktów. Twardość skał zmierzona dla niższego (zachodniego) sektora kuesty osiągającego 250 m wysokości względnej wynosiła średnio 52 punkty w skali młotka Schmidta.



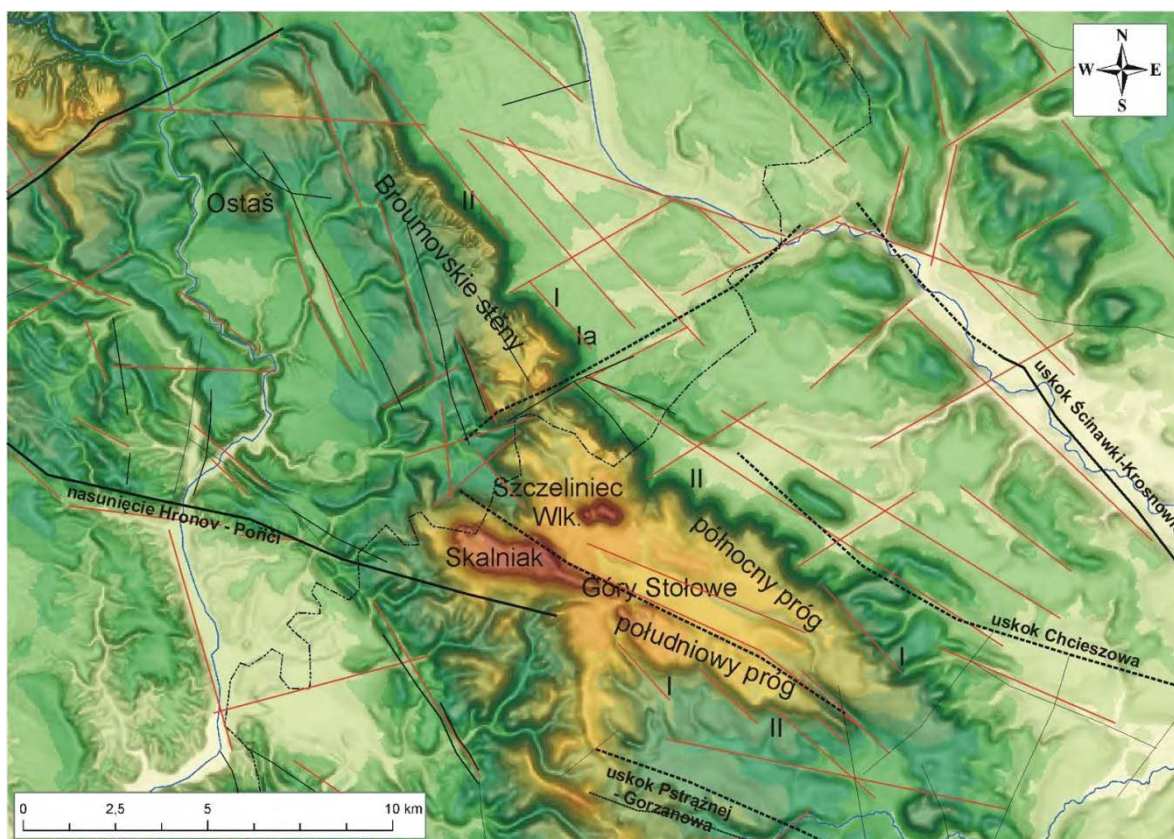
Ryc. 58. Zależność pomiędzy średnią twardością skał a maksymalną wysokością względną krawędzi strukturalnych (oznaczone symbolem kółka) i ostańców denudacyjnych o charakterze stoliw (oznaczone symbolem rombu) w niecce północnosudeckiej i śródsudeckiej. Numery nadane poszczególnym odcinkom progów w Górach Stołowych zaznaczone są na ryc. 59

Zróznicowanie wysokościowe południowego progu Gór Stołowych jest znacznie mniejsze. Jego wysokość wynosi około 100 m na całej długości: od 70–95 m na odcinku wschodnim, po 110–130 m na odcinku zachodnim. Twardość skał zmierzona przez Remisz (2007) zamyka się zwykle w przedziale 40–45 punktów w skali młotka Schmidta. Ściany skalne nie wykazują regularnego wzrostu wysokości: odcinki 30–40 m ścian przeplatają się z niskimi urwiskami skalnymi (do 10 m). Remisz zanotowała tu wyraźną zależność wysokości ścian skalnych od gęstości spękań, które przy niewielkim zróżnicowaniu twardości skał mają wiodącą rolę w kształtowaniu morfologii i tempie niszczenia progu.

Średnia wartość wytrzymałości skał zmierzona dla ostańcowego stoliwa Szczelińca o wysokości względnej około 160 m wynosi

54,4 punktu, a dla stoliwa Ostasza, który osiąga około 120 m – 52,3 punktu.

Relacje wytrzymałości skał i wysokości krawędzi dla południowego progu Gór Stołowych, ostańców denudacyjnych ich górnego piętra oraz dla wschodniego odcinka północnego progu Gór Stołowych są porównywalne z zależnościami obserwowanymi pomiędzy średnią twardością skał a maksymalnymi wysokościami progów piaskowcowych w niecce północnosudeckiej (ryc. 59). Jednakże wysokość pozostałych sektorów północnego progu Gór Stołowych, mimo relatywnie dużej wytrzymałości budujących go piaskowców, znacznie odbiega od wysokości pozostałych kuest i jest przeciętnie około 100–150 m wyższa. Wskazuje ona raczej na istotny udział kenozoicznego wydzwignięcia tektonicznego w kształtowaniu tej krawędzi płaskowyżu.



Ryc. 59. Góry Stołowe. Zaznaczono przebieg lineamentów (kolor czerwony) oraz uskoków (kolor czarny) skartowanych na polskich i czeskich mapach geologicznych w skali 1:200 000

⁴ Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000 zawiera mniej danych na temat tektoniki omawianego terenu niż mapy w skali 1:200 000, dlatego posłużono się mapami o mniejszej skali.

Pulinowa (1989) zakładała wydźwignięcie zrębu Gór Stołowych o około 200 m wzdłuż uskoku Ścinawki-Krosnowic, przebiegającego około 6–10 km na NE od obecnego progu, a następnie denudacyjne cofanie krawędzi. Według czeskiej mapy geologicznej 1:200 000 (arkusz Náchod, Svoboda 1990b) jedna z linii uskokowych biegnie zgodnie z obecnym przebiegiem progu (na polskiej mapie geologicznej brak kontynuacji tego uskoku). Tymczasem toplineamenty czytelne na numerycznym modelu terenu wskazują na istnienie kilku linii równoległych do obecnej krawędzi (ryc. 59). Sama obecność lineamentów nie jest dowodem na istnienie uskoku w podłożu, sugeruje jednak większą złożoność tektoniczną niż uwzględniają dostępne mapy geologiczne.

7.3. Rzeźba strukturalna na skałach wulkanicznych

W Sudetach skały wulkaniczne pochodzą z trzech okresów:

- ze starszego paleozoiku – różnorodne wulkanity zmetamorfizowane w facji zieleńcowej o różnym stopniu złupkowania. Na ogół słabo zaznacza się indywidualność wzniesień założonych na tych skałach; najbardziej czytelne w rzeźbie są wzgórza założone na masywnych zieleńcach i keratofirach Pogórza Bolkowskiego we wschodniej części Pogórzy Zachodniosudeckich oraz w Górach Kaczawskich;
- z karbonu i permu – skały umownie określane tu łącznie jako trachybazalty (według nowszego rozpoznania andezyty i trachy-andezyty bazaltowe) oraz riolity i tufy riolito-we, występujące w obrębie niecki północnosudeckiej, śródsudeckiej i podkarkonoskiej (Kozłowski, Parachoniak 1967, Awdankiewicz 1999, 2006). Ich wystąpienia są wynikiem postkolizyjnej ekstensji i mają charakter pokryw lawowych o różnej miąższości, mniejszych intruzji subwulkanicznych oraz wulkanów tarczowych. W rzeźbie zaznaczają się jako izolowane kopulaste wzgórza, grzbiety

odpornościowe o morfologii zbliżonej do progów założonych na skałach osadowych (por. rozdział 7.2), wzniesienia o spłaszczonych wierzchołkach (dwie ostatnie formy są typowe dla trachybazaltów) oraz silnie urzeźbione masywy górskie, z których największy stanowią Góry Kamienne w Sudetach Środkowych. O morfologii wzniesień założonych na tych skałach w znacznym stopniu decyduje pierwotna geometria intruzji (Awdankiewicz 1999) oraz dawna topografia, do której dopasowywały się wydostające się na powierzchnię lawy. Wpływ na mezorzeźbę stoków może mieć także zmienność petrograficzna dawnych potoków lawowych. Skały wnętrza potoków są masywne, średnioporfirowe do afanitowych i zwykle stosunkowo świeże, podczas gdy odmiany migdałowate i pęcherzykowate, charakterystyczne obrzeży potoków, wykazują zawsze silną metamorfozę hydrotermalną (Awdankiewicz 2006). Dane sedimentologiczne wskazują na silną erozję wulkanitów permskich w początkowym okresie ich istnienia, a następnie szybkie pogrzebanie ich pod młodszymi osadami, których miąższość nadkładu przekracza miejscami 1000 m (Milewicz, Kozdrój 1994). Obecne formy mają zatem charakter częściowo ekshumowanych dawnych centrów erupcji i pokryw lawowych (Synowiec, Migoń 2002, Adam 2004, Migoń 2006);

- z kenozoiku – skały określane łącznie jako bazaltoidy. Powstały one podczas kontynentalnego wewnątrzpłytkowego epizodu wulkanicznego (Grocholski, Jerzmański 1975, Awdankiewicz 2004). Najbardziej czytelne we współczesnej rzeźbie są pozostałości kominów wulkanicznych stanowiące zwykle izolowane, stożkowate wzgórza o stromych stokach (neki), typowe dla Gór i Pogórza Łużyckiego oraz Pogórza Kaczawskiego, a także pokrywy lawowe tworzące często rozleglejsze lecz niewysokie wzgórza o spłaszczonych wierzchołkach, spotykane głównie w rejonie Obniżenia Żytawsko-Zgorzeleckiego.

7.3.1. Wzgórza bazaltowe Pogórza Kaczawskiego

Niniejszy rozdział poświęcony będzie uwarunkowaniom wytrzymałościowym wzgórz zbudowanych ze skał wieku kenozoicznego, należących do dolnośląskiej formacji bazaltowej. Wzgórza bazaltowe są zwykle zaliczane do podręcznikowych przykładów form strukturalnych zawdzięczających swój kształt wysokiej twardości budujących je skał (np. Klimaszewski 1981, Fairbridge 1968, Gerrard 1988, Migoń 2004, 2006). Istotnie, większość wychodni bazaltów zaznacza się w krajobrazie jako formy wypukłe, a liczne badania potwierdzają wysoką wytrzymałość mechaniczną tych skał (Aggistalis i in. 1980, Kozłowski 1986, Selby 1993, Kahraman i in. 2002, Sumer, Nel 2002, Dickson i in. 2004, Dinçer i in. 2004, Sachanbiński 2005). Zróżnicowanie morfologiczne wzgórz bazaltowych było dotychczas wyjaśniane na dwa sposoby. Zwrócono uwagę na wielkość wychodni bazaltów oraz na różną wytrzymałość skał otaczających. Kędzierska (1999) dowiodła statystycznie pozytywnej korelacji pomiędzy wielkością wychodni a wysokością wzgórz bazaltowych dla obszaru Dolnego Śląska. Odnotowała ona, że związek ten jest dwukrotnie silniejszy dla pokryw lawowych (współczynnik korelacji Pearsona $r=0,61$) niż dla neków ($r=0,33$). Zauważyła także, że wytrzymałość skał otoczenia ma istotny wpływ na wysokość neków, podczas gdy dla pokryw lawowych wydaje się bez znaczenia, jakkolwiek wnioski te nie były poparte żadnymi badaniami ilościowymi dotyczącymi wytrzymałości skał.

Obszarem szczególnie dogodnym dla przetestowania postulowanych związków jest Pogórze Kaczawskie. Wzgórza bazaltowe, z których najbardziej znany jest nek Ostrzycy (ryc. 60) stanowiący najwyższy szczyt regionu, od dawna są tu postrzegane jako dominanta krajobrazowa (Wocke 1927, Walczak 1972). Ten relatywnie mały, ale zróżnicowany litologicznie obszar obejmuje ponad 80 z 314 wystąpień bazaltów udokumentowanych przez

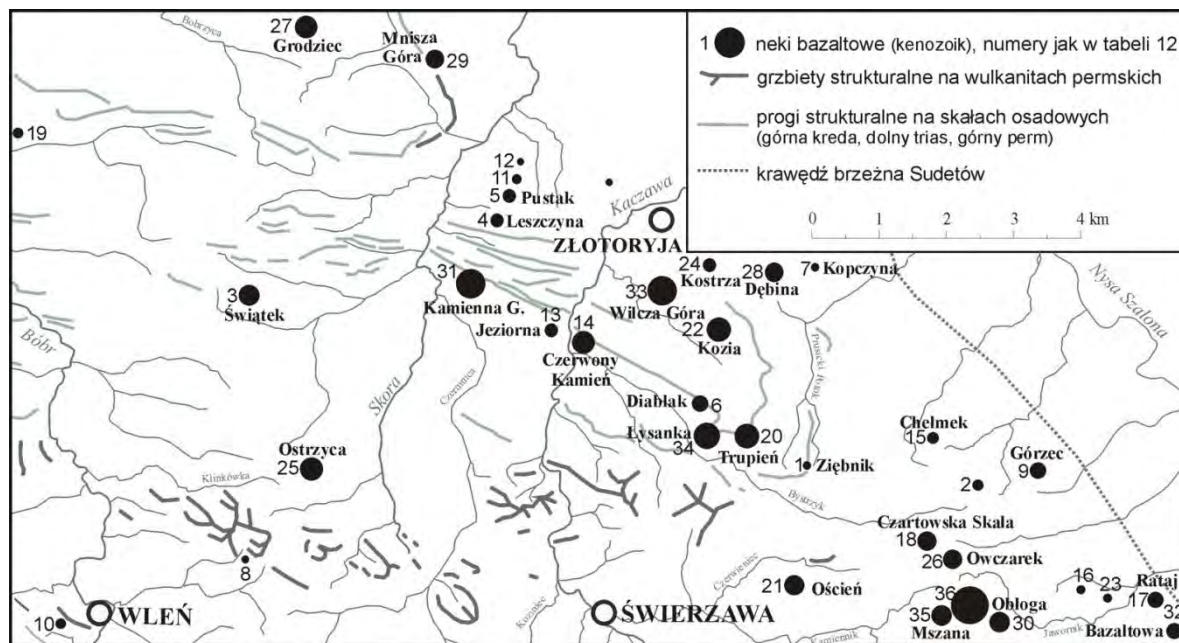
Jerzmańskiego i Śliwę (1979) na Dolnym Śląsku. Najważniejsze z nich zostały zaznaczone na ryc. 61. Przecinają one różne typy skał: piaskowce o zróżnicowanej wytrzymałości, starsze wulkanity permskie, epimetamorficzne łupki i fyllity oraz masywne zieleńce (ryc. 62). Dominującym typem form są neki. Największa aktywność wulkaniczna wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, z którym związane są wystąpienia bazaltów na Pogórzu Kaczawskim (większość wychodni tych skał znajduje się w odległości nie większej niż 4 km od uskoku), przypada na okres od późnego oligocenu do wczesnego miocenu (Birkenmajer i in. 1977, 2002, Birkenmajer, Pécskay 2002, Badura i in. 2004, 2006). Ewolucja geomorfologiczna większości wzgórz tego obszaru trwa zatem przynajmniej od środkowego miocenu, w związku z czym denudacja poprzedzona głębokim selektywnym wietrzeniem zdołała na tym wyniesionym zrębie podłoża usunąć niemal cały materiał piroklastyczny budujący pierwotne stożki wulkaniczne (Wocke 1927, Birkenmajer 1967). Przyczyniło się to do zwiększenia jednorodności bazaltoidów pod względem wytrzymałości, dzięki czemu pewne uproszczenia dotyczące ich cech mechanicznych można uznać za akceptowalne.

7.3.1.1. Morfometria wzgórz bazaltowych

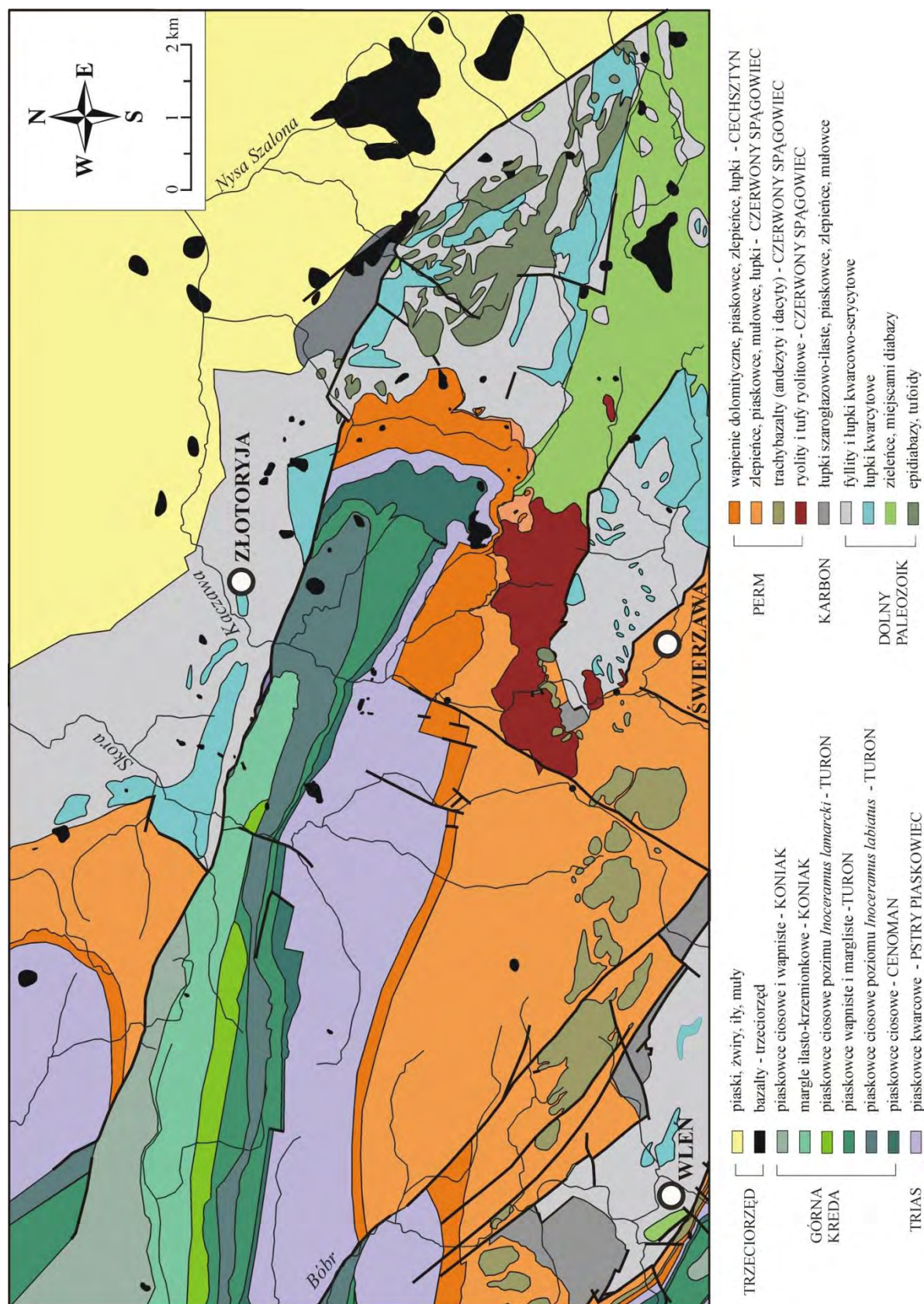
Do badań wybrano 36 wychodni bazaltów (pominięto żyły zbyt małe by mogły odzwierciedlać się w rzeźbie). Powierzchnię wystąpień zmierzono na Szczegółowej Mapie Geologicznej Sudetów 1:25 000, wyniki zaokrąglając z dokładnością do 0,5 ha (tab. 15). Dla każdego z wystąpień określono litologię skał otoczenia i zgodnie z pomiarami terenowymi obliczono ich średnią twardość. Jeśli bazalty występowały na granicy dwóch różnych typów skał podłoża, obie litologie odnotowano osobno. Pomiarów morfometrycznych wzniesień dokonano na podstawie map topograficznych w tej samej skali. Dla wzgórz o profilu asymetrycznym zaznaczono osobno maksymalną i minimalną wysokość względną



Ryc. 60. Nek bazaltowy Ostrzycy – najwyższy szczyt Pogórza Kaczawskiego (fot. W. Placek, za zgodą autora)



Ryc. 61. Szkic lokalizacyjny neków Pogórza Kaczawskiego uwzględnionych w badaniu na tle głównych form rzeźby tego obszaru. Opracowanie własne



Ryc. 62. Szkic geologiczny Pogórze Kaczawskiego. Opracowanie na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000 oraz Mapy Geologicznej Polski 1:200 000

Tab. 15. Parametry morfometryczne wybranych wzgórz bazaltowych i właściwości skał podłoża. Dla wzgórz asymetrycznych każda ze stron wzniesienia jest zaznaczona osobno.

Nr na ryc. 60	Nazwa wzgórza	Wysokość m n.p.m.	Wysokość względna (m)	Pow. Wychodni (ha)	skały otoczenia		Rzeka będąca przyczyną asymetrii	Odległość od rzeki
					Litologia	Średnia twar- dość		
Wychodnie o powierzchni mniejszej niż 5 ha								
1	Ziębnik	386	5	0,5	wapienie (perm)	50,6		
2	k. Pomocnego	446	25	1,0	zieleńce	59,1	Bystrzyk	300m
2	k. Pomocnego	446	10	1,0	zieleńce	59,1		
3	Świątek	331	70	1,0	piaskowce (trias)	35,4	bez nazwy	300m
3	Świątek	331	40	1,0	piaskowce (trias)	35,4		
4	Leszczyna	268	5	1,0	łupki kwarcytowe	62,1		
4	Leszczyna	268	30	1,0	piaskowce (koniak)	49,9		
5	Pustak	285	5	1,0	łupki kwarcytowe	62,1		
5	Pustak	285	35	1,0	fyllity	33,0		
6	Diablak	391	30	1,0	piaskowce (cenoman)	50,0		
6	Diablak	391	130	1,0	piaskowce (trias)	25,7	Bystrzyk	250m
7	Kopczyna	257	10	1,5	fyllity	33,0		
8	k. Sołtysiej Czuby	428	10	1,5	trachybazalty	57,7		
9	Górzec	445	20	1,5	zieleńce	59,1		
9	Górzec	445	30	1,5	fyllity	33,0		
10	k. Wlenia	375	10	1,5	trachybazalty	57,7		
10	k. Wlenia	375	40	1,5	piaskowce (trias)	25,7		
11	na N od Pustaka	270	5	2,0	łupki kwarcytowe	62,1		
12	na N od Pustaka	258	10	2,0	fyllity	33,0		
13	Jeziorna	293	38	2,0	piaskowce (trias)	25,7		
13	Jeziorna	293	80	2,0	piaskowce (trias)	25,7	Kaczawa	350m
14	Czerwony Kamień	325	50	2,0	piaskowce (cenoman)	50,0		
14	Czerwony Kamień	325	115	2,0	piaskowce (trias)	25,7	Kaczawa	150m
15	Chełmek	443	25	2,0	fyllity	33,0		
16	Wysoka	384	20	2,0	zieleńce	59,1		
17	Rataj	350	30	3,0	zieleńce	59,1		
17	Rataj	350	50	3,0	fyllity	33,0		
18	Czartowska Skała	468	35	3,0	zieleńce	59,1		
18	Czartowska Skała	468	90	3,0	fyllity	33,0	Bystrzyk	400m
19	k. Zbylutowa	241	10	3,5	piaskowce (koniak)	49,9		
19	k. Zbylutowa	241	25	3,5	piaskowce (turon)	30,6	bez nazwy	200m

Nr na ryc. 60	Nazwa wzgórza	Wysokość m n.p.m.	Wysokość względna (m)	Pow. Wychodni (ha)	skały otoczenia		Rzeka będąca przyczyną asymetrii	Odległość od rzeki
					Litologia	Średnia twar- dość		
Wychodnie o powierzchni 5-10 ha								
20	Trupień	481	57	5,0	piaskowce (cenoman)	50,0		
20	Trupień	481	190	5,0	piaskowce (trias)	25,7	Bystrzyk	350m
21	Oścień	412	60	5,0	łupki kwarcytowe	62,1	Czerwieniec	350m
21	Oścień	412	30	5,0	łupki kwarcytowe	62,1		
22	Kozia	375	45	5,0	piaskowce (cenoman)	50,0		
22	Kozia	375	115	5,5	piaskowce (turon)	41,2		
23	k. Myśliborza	351	25	5,5	zieleńce	59,1		
24	Kostrza	312	27	6,5	łupki kwarcytowe	62,1		
24	Kostrza	312	45	6,5	fyllity	33,0		
25	Ostrzyca	501	160	6,5	złepieńce (perm)	30,3		
25	Ostrzyca	501	180	6,5	złepieńce (perm)	30,3	bez nazwy	500m
26	Owczarek	448	50	9,0	fyllity	33,0		
26	Owczarek	448	25	9,0	zieleńce/łupki kwarc.	60,5		
27	Grodziec	389	100	9,5	złepieńce (perm)	30,3		
27	Grodziec	389	140	9,5	złepieńce (perm)	30,3	bez nazwy	500m
Wychodnie o powierzchni 10-20 ha								
28	Dębina	310	30	12,0	łupki kwarcytowe	62,1		
28	Dębina	310	35	12,0	fyllity	33,0		
29	Mnisza Góra	310	60	13,0	trachybazalty	57,7		
29	Mnisza Góra	310	80	13,0	fyllity/ złepieńce	31,7	bez nazwy	350m
30	Obłoga	445	85	15,0	zieleńce	59,1		
31	Kamienna Góra	356	65	17,0	piaskowce (cenoman)	50,0		
31	Kamienna Góra	356	115	17,0	piaskowce (trias)	25,7		
32	Bazaltowa	367	50	17,0	zieleńce	59,1		
Wychodnie o powierzchni większej niż 20 ha								
33	Wilcza Góra	373	100	20,0	piaskowce (turon)	30,6		
33	Wilcza Góra	373	145	20,0	piaskowce (turon)	30,6	bez nazwy	300m
34	Łysanka	444	85	38,0	piaskowce (cenoman)	45,2		
34	Łysanka	444	175	38,0	piaskowce (trias)	25,7	Bystrzyk	250m
35	Mszana1	462	87	41,0	zieleńce	59,1		
36	Mszana 2	475	100	90,0	zieleńce	59,1		

i obie te wartości uwzględniono w dalszych obliczeniach.

Zmierzona wysokość wzgórz bazaltowych wynosi od 5 do 190 m (ryc. 63). Dominują wzniesienia niskie (<50 m). Wiele neków wykazuje znaczącą asymetrię, która zwykle odzwierciedla ich lokalizację na granicy pomiędzy dwoma różnymi typami skał podłoża o odmiennej litologii lub bliskie (poniżej 500 m) sąsiedztwo doliny po jednej ze stron neku.

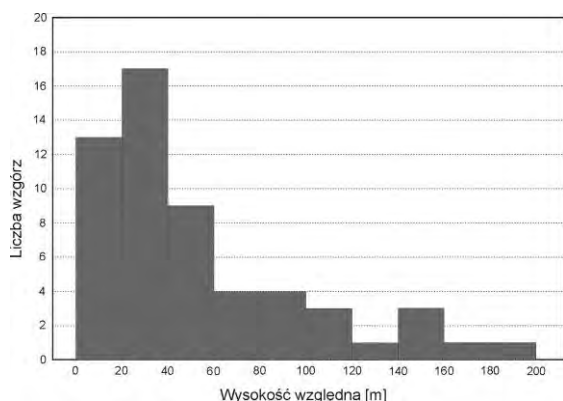
Podobnie jak w przypadku wysokości neków, wykres wielkości wychodni wskazuje na silną asymetrię rozkładu tej cechy (ryc. 64). Najwięcej jest wychodni, których powierzchnia nie przekracza 5 ha. Neki o powierzchni >20 ha występują rzadko. Tylko bazalty Muchowskich Wzgórz, gdzie można wyróżnić trzy szczyty z najwyższym wzniesieniem Mszany, mają wychodnie przekraczające 40 ha. Grocholski i Jerzmański (1975) wyrazili pogląd, że w przypadku Wzgórz Muchowskich oprócz wypełnień kominów wulkanicznych częściowo mogła przetrwać także pokrywa lawowa.

7.3.1.2. Właściwości bazaltów

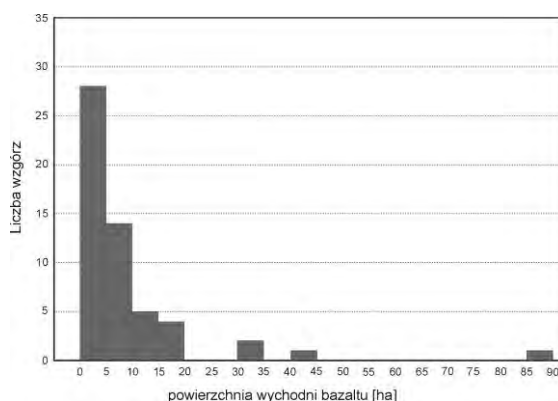
Zgodnie z klasyfikacją zaproponowaną przez Le Basa i in. (1986), alkaliczne bazaltoidy kaczawskie obejmują przede wszystkim

bazanity, a także bazalty, trachybazalty i foidyty (Łatkiewicz i in. 2002). Laboratoryjne testy, których wyniki podaje Kozłowski (1986), wskazują że sudecka formacja bazaltowa charakteryzuje się znaczną gęstością (zwykle >3 g/cm³), niską porowatością (0,97–2,9%) i wysoką wytrzymałością na ściskanie (116–267 MPa). Sachanbiński (2005) podaje dla bazanitów Wilczej Góry (nr 33 na ryc. 60) wartość porowatości nawet niższą (0,92%) i dość wysoką wytrzymałość kompresyjną (213 MPa), podczas gdy bazanity Trupienia (nr 20 na ryc. 50) mają parametry nieco gorsze (porowatość 1,8%, wytrzymałość na ściskanie 187 MPa). Jerzmański i Śliwa (1979) podają, że bazalty neków wulkanicznych mają generalnie lepsze właściwości techniczne niż te tworzące pokrywę lawowe. Ponadto o dużej wytrzymałości bazaltów decyduje także powszechny w tych skałach cios termiczny, przeważnie prostopadły do powierzchni terenu.

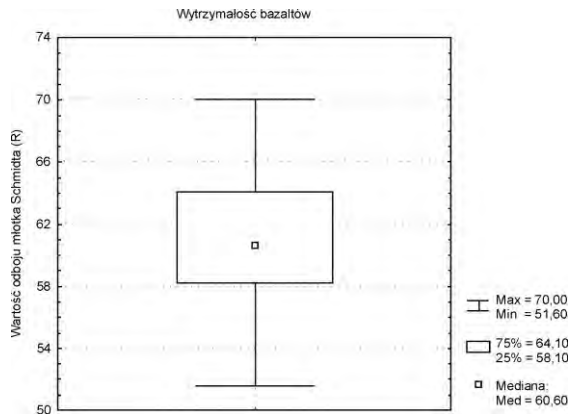
Polowe pomiary wytrzymałości bazaltów wykonane w niecce północnosudeckiej i w obrębie metamorfiku kaczawskiego potwierdzają wysoką wytrzymałość mechaniczną tych skał (ryc. 65). Średnia twardość bazaltu na 16 spośród 26 stanowiskach pomiarowych była większa niż 60 punktów w skali młotka Schmidta, co klasyfikuje je do skał bardzo wytrzymałych. Twardość skał zmierzona na



Ryc. 63. Wysokość wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego z uwzględnieniem wszystkich pozycji z tabeli 15 (dla wzgórz asymetrycznych osobno zaznaczono wysokość maksymalną i minimalną)



Ryc. 64. Powierzchnia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego z uwzględnieniem wszystkich pozycji z tabeli 15



Ryc. 65. Średnia wartość odboju młotka Schmidta dla bazaltów Pogórza Kaczawskiego

poszczególnych stanowiskach różni się stosunkowo niewiele. Podobnie odchylenie standardowe dla każdego ze stanowisk jest małe. Twardość niższa niż średnia dla całej populacji (60,9 punktów odboju młotka Schmidta) została zmierzona na tych stanowiskach, gdzie stopień zwiertzenia skał lub gęstość spękań były wyższe niż przeciętnie, ale na żadnym stanowisku nie zanotowano twardości niższej niż 50 punktów.

7.3.1.3. Wytrzymałość skał otoczenia

Wytrzymałość skał przebijanych przez intruzje bazaltowe jest silnie zróżnicowana (ryc. 66 i 67). Szczególnie w przypadku skał osadowych zmienia się ona nie tylko wraz z typem skał, ich wiekiem, ale także w poziomie, w obrębie tej samej jednostki stratygraficznej. Wobec powyższego, w przypadku neków zlokalizowanych wśród skał o tej samej litologii, ale przestrzennie odległych, średnią twardość skał otoczenia obliczono na podstawie stanowisk pomiarowych najbliższych nekowi.

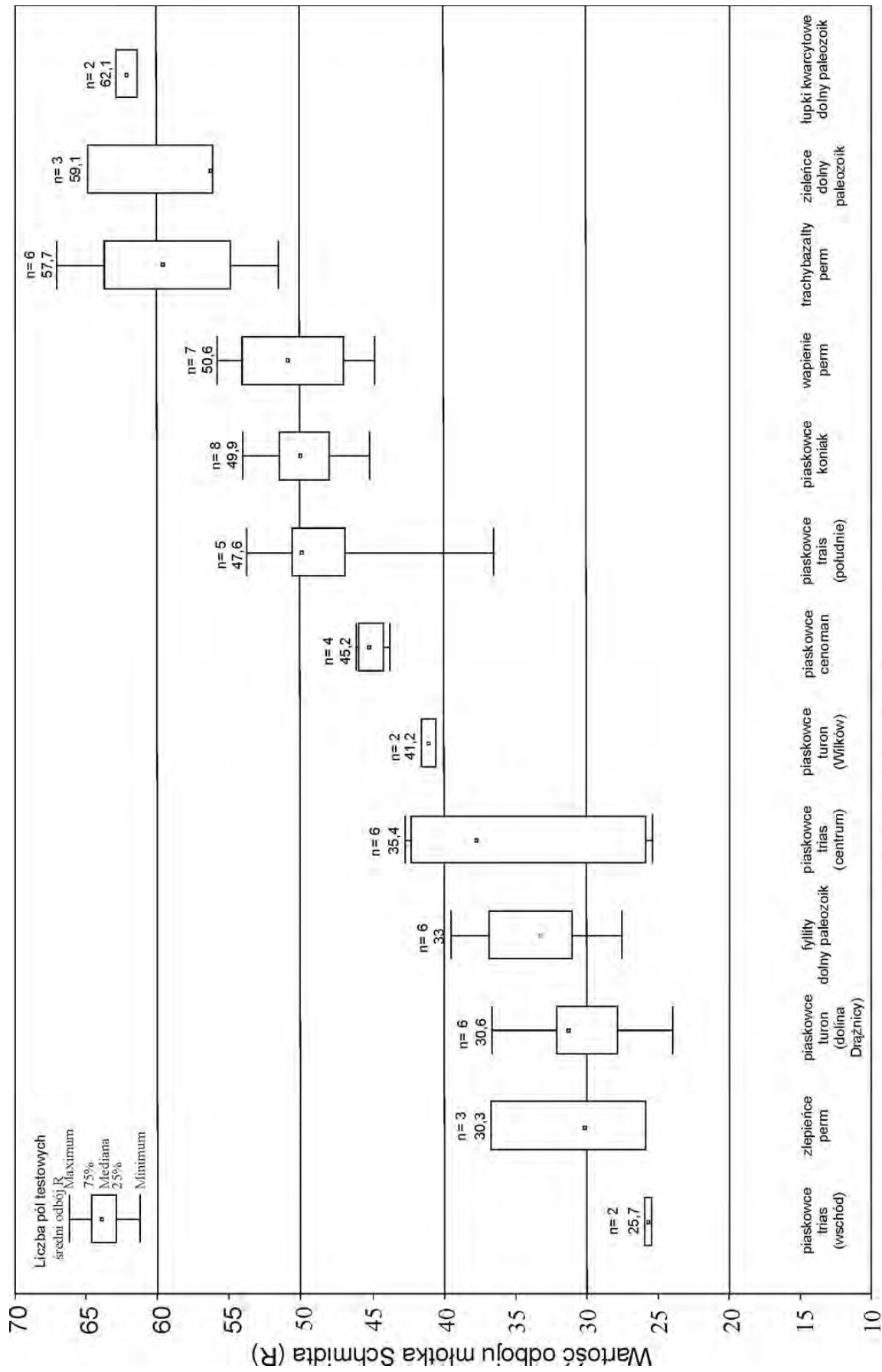
Najniższa średnia twardość (poniżej 35 punktów w skali młotka Schmidta) została zmierzona dla piaskowców triasowych we wschodniej części obszaru badań, dla permskich zlepieńców, piaskowców turońskich w dolinie Drażnicy oraz staropaleozoicznych fylitów. Wytrzymałość umiarkowana (pomiędzy

35 a 45 punktów) charakteryzowała piaskowce triasowe w środkowej części obszaru i piaskowce turońskie z Wilkowa. Wartości wytrzymałości pomiędzy 45 a 50 punktów uzyskały piaskowce cenomanu i koniak oraz triasu w południowej części obszaru. Najwyższe średnie wartości wytrzymałości (powyżej 50) zmierzono dla permskich wapieni i trachy-bazaltów, paleozoicznych zieleńców i łupków kwarcytowych. Ryc. 67 wskazuje, że nawet przy bardziej zgeneralizowanym obrazie wytrzymałości, zróżnicowanie właściwości podłoża przekłada się także na średnie nachylenia powierzchni.

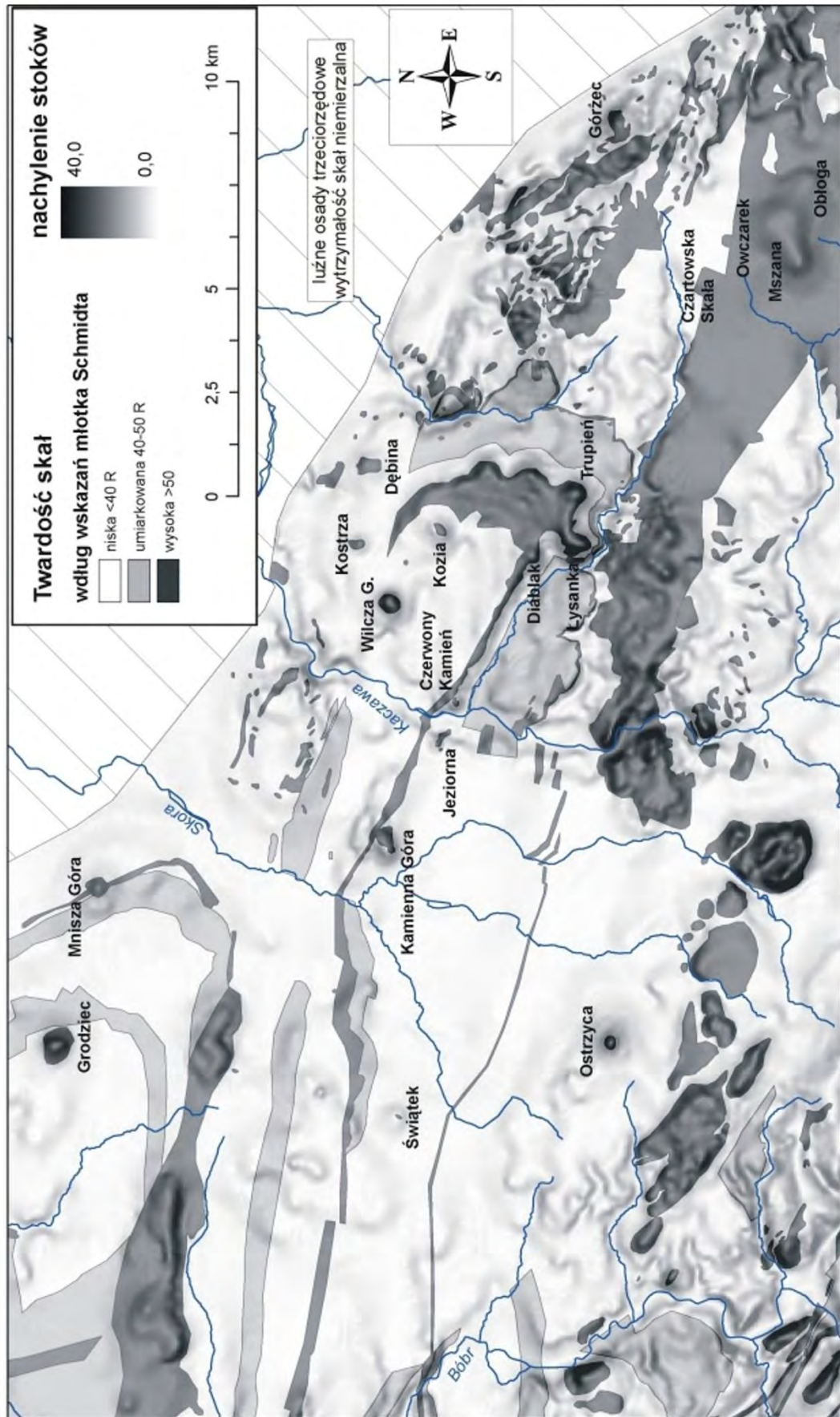
7.3.1.4. Zależność między badanymi cechami

Przyjmując uproszczenie, że wytrzymałość bazaltu jest stała, pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych a wytrzymałością skał otoczenia zarysowuje się następująca relacja (ryc. 68). Zależność pomiędzy tymi cechami jest generalnie odwrotna, a współczynnik korelacji Pearsona „ r ” wynosi $-0,57$. Jednakże siła korelacji obliczona dla wychodni bazaltowych w czterech oddzielnych przedziałach wielkości wychodni (w odstępach co 5 ha) jest generalnie silniejsza. Dla wychodni o powierzchni poniżej 5 ha wynosi $-0,64$. Dla wychodni o wielkości 5–10 ha wzrasta do $-0,75$, a dla przedziału 10–15 ha osiąga $-0,78$. Dla największych powierzchniowo neków zajmujących ponad 20 ha relacja jest znów nieco słabsza ($r = -0,73$). W świetle tych faktów, pomimo, że sama korelacja pomiędzy wielkością wychodni a wysokością wzgórz bazaltowych nie jest zbyt silna ($r = 0,38$), wielkość wychodni może być postrzegana jako istotny czynnik wpływający na zależność pomiędzy wytrzymałością skał otoczenia a wysokością wzgórz.

Jedną z prawdopodobnych przyczyn najsłabszej siły badanego związku zanotowanej dla małych wychodni jest fakt, że w grupie tej licznie występują bazalty przebijające fylity. Na skałach tych, ze względu na silne złupkowanie, dość trudno jest wykonać jedno-



Ryc. 66. Wartość odbiłu młotka Schmidta dla skał otaczających bazalty



Ryc. 67. Średnia twardość skał i nachylenie stoków na obszarze Pogórza Kaczawskiego

znaczne pomiary twardości młotkiem Schmidta. Prawdopodobnie uzyskują one niższe wyniki niż ich rzeczywista wytrzymałość mechaniczna. Ponadto niewiele jest wychodni fyllitów, których stopień zwietrzenia pozwala w ogóle na wykonanie pomiarów. Wykluczenie neków występujących pośród fyllitów sprawia, że współczynnik korelacji dla wychodni >5 ha wzrasta do $r=-0,77$, a dla wychodni o wielkości 5–10 ha do $r=-0,88$.

Innym interesującym zagadnieniem jest asymetria wzgórz bazaltowych (ryc. 69). Jak wskazano w tab. 15, sytuacja taka zwykle występuje gdy nek znajduje się na granicy pomiędzy skałami podłoża o różnej litologii i wytrzymałości. Niektóre z neków są zlokalizowane bezpośrednio na takiej granicy (np. Kamienna Góra, Łysanka, Mnisza Góra), podczas gdy inne leżą w niewielkiej odległości od niej (do 100 m). Najbardziej znacząca asymetria występuje w przypadku dużych kontrastów wytrzymałościowych podkreślonych przez erozję rzeczną: we wszystkich obserwowanych przypadkach linia cieków znajduje się po stronie skał o mniejszej wytrzymałości. W takich przypadkach różnica wysokości pomiędzy dwiema stronami neku zwykle przekracza 50 m, a maksymalnie może osiągnąć nawet około 100 m, jak dla Trupienia, Diablaka i Łysanki usytuowanych w obrębie czoła kuesty piaskowców cenomanu na południe od Złotoryi, podkreślonej płynącą u podnóża doliną Bystrzyka. W niektórych przypadkach asymetria występuje dla neków tam, gdzie brak jest różnic wytrzymałości podłoża wynikających ze zróżnicowania litologicznego. Sama jednostronna erozja powoduje asymetrię np. dla Ostrzycy, Świątki i Grodzca. Ten rodzaj asymetrii wiąże się generalnie z różnicami wysokości mniejszymi niż 50 m, jedynie dla neku Koziej asymetria sięga 70 m, jednakże od północnej strony tego neku w odległości około 300 m występują wytrzymałe piaskowce cenomanu, w stronę których teren łagodnie się wznosi. Ich obecność może prawdopodobnie wpływać na geometrię neku.

Dla bliższego sprawdzenia roli erozji rzecznej przeprowadzono następujący test.

Spośród wszystkich pozycji w tab. 15 wybrane zostały dwie grupy neków. Pierwsza objęła te strony neków asymetrycznych, dla których odnotowano wyłącznie erozję rzeczną jako przyczynę asymetrii. Do drugiej włączone zostały te strony neków, gdzie erozja towarzyszyła obniżonej wytrzymałości skał. Maksymalną odległość cieków od geometrycznego środka neku ustalono na 500 m (najczęściej występowała odległość 350 m).

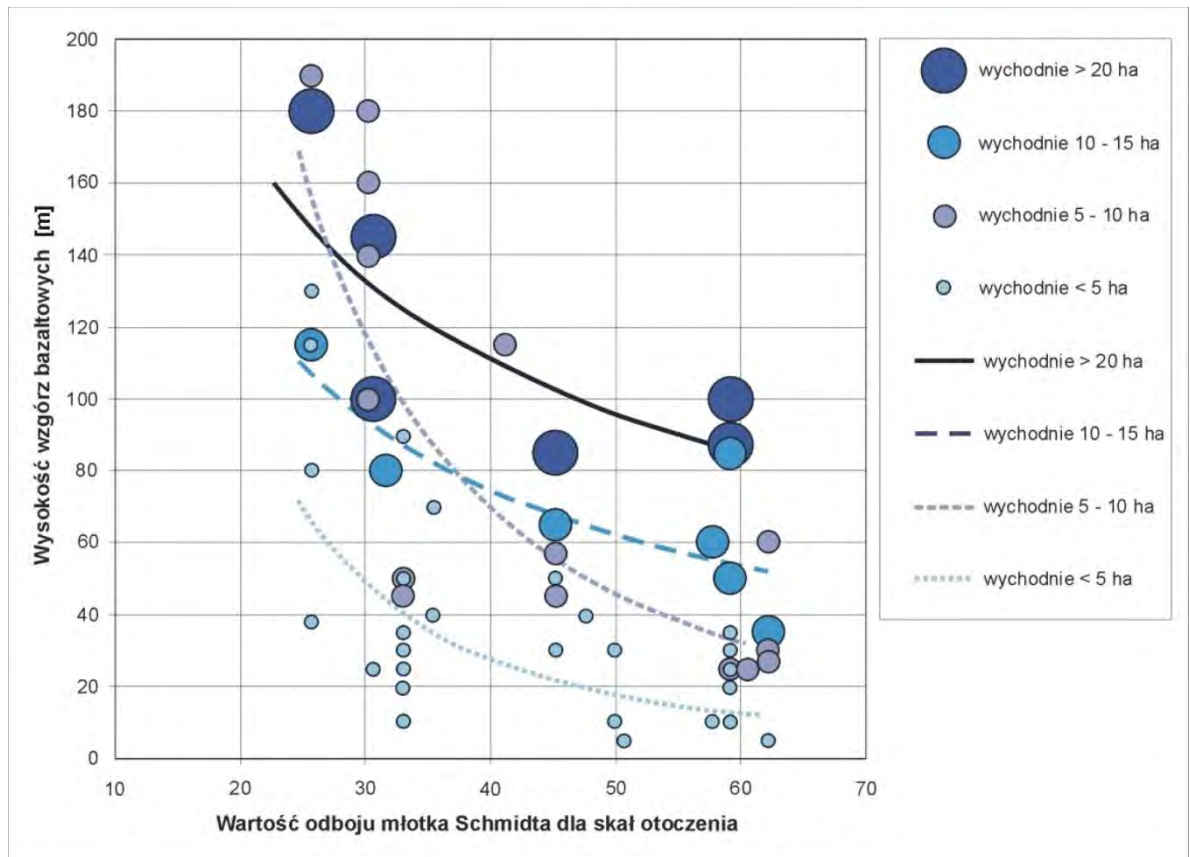
Dla obu wyróżnionych podgrup obliczony współczynnik korelacji pomiędzy wysokością a wytrzymałością skał otoczenia bez uwzględnienia wielkości wychodni był znaczący ($r_1=-0,69$, $r_2=-0,71$), podczas gdy dla pozostałych neków (symetrycznych i asymetrycznych, ale oddalonych od linii cieków) współczynnik korelacji był znacznie niższy $r_3=-0,33$. Wynik testu sugeruje, że rola erozji rzecznej w podkreślaniu wpływu wytrzymałości skał na topografię jest istotna. Bliskie sąsiedztwo rzeki sprawia, że siłą zależności pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych a wytrzymałością skał otoczenia wzrasta.

7.3.1.5. Wnioski

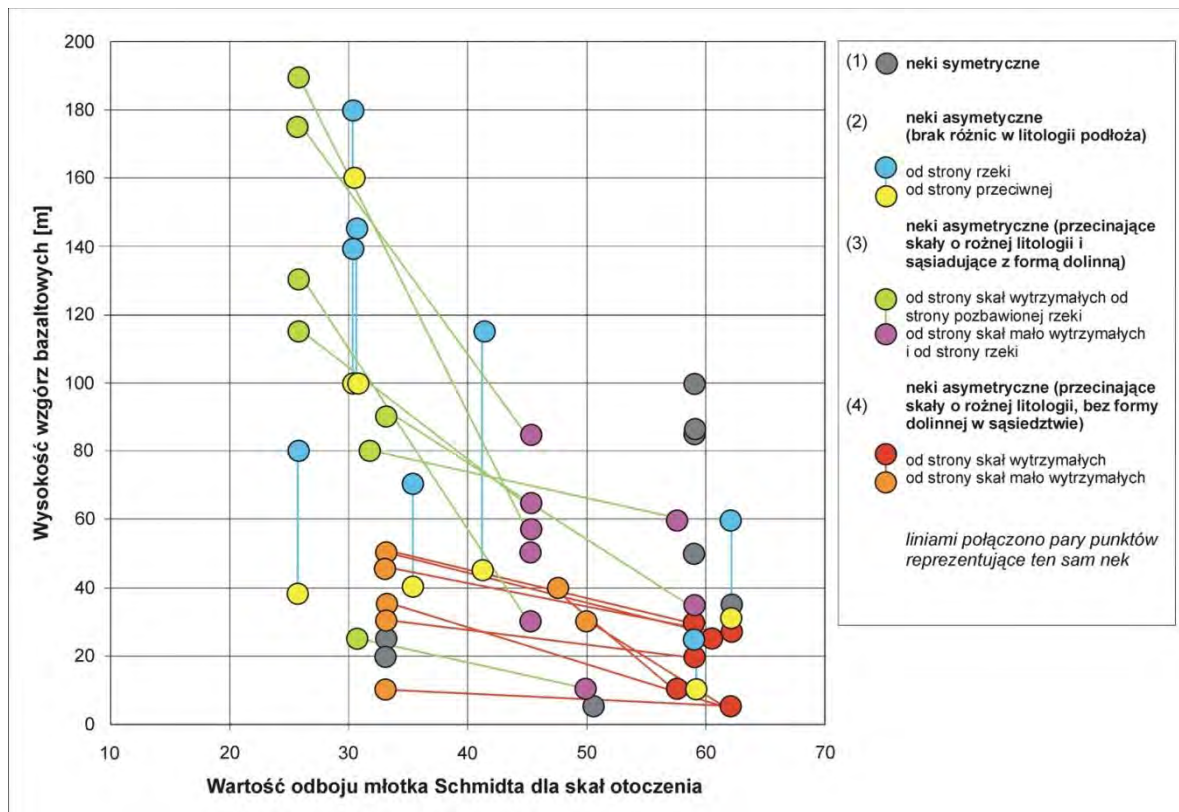
Korelacja pomiędzy wielkością wychodni a wysokością neków bazaltowych jest pozytywna, ale niezbyt silna. Współczynnik korelacji Pearsona ($r=0,38$) jest zbliżony do tego, który obliczyła Kędzierska (1999) dla neków z terenu Dolnego Śląska.

Wytrzymałość bazaltów jest wysoka (średnio 60,9 punktów w skali młotka Schmidta) i zmienia się w stosunkowo niewielkim zakresie, podczas gdy twardość skał otoczenia zmienia się od 25,7 do 62,1.

Wysokość wzgórz jest odwrotnie proporcjonalna do wytrzymałości otaczających je skał. Współczynnik korelacji Pearsona wynosi $-0,57$, ale jest znacząco wyższy, jeśli oblicza się go osobno dla różnych przedziałów wielkości wychodni. Siła korelacji dla jest niższa dla wychodni <5 ha ($r=-0,64$), podczas gdy dla większych wychodni wynosi od $-0,73$ do $-0,78$.



Ryc. 68. Związek pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych i wytrzymałością skał otoczenia wraz z zaznaczonymi liniami trendu dla każdego z przedziałów wielkości wychodni



Ryc. 69. Związek pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych i wytrzymałością skał otoczenia z uwzględnieniem przyczyn asymetrii neków

Związek ten jest odzwierciedlony także przez asymetrię wzgórz położonych na granicy skał podłoża o różnych właściwościach.

Równoległą przyczyną asymetrii może być bliskość doliny rzecznej. Neki lub ich strony, które nie podlegają aktywnej erozji mają wysokość skorelowaną z wytrzymałością podłoża słabiej ($r = -0,36$) niż te zlokalizowane w zasięgu erozji (r od $-0,67$ do $r = -0,71$).

Sama erozja może przyczynić się do asymetrii sięgającej do 50 m, jeśli jednak współwystępuje erozja i różnica wytrzymałości skał, różnica wysokości może osiągnąć 100 m.

7.4. Formy strukturalne na skałach krystalicznych

Na obszarach krystalicznych związki pomiędzy formami rzeźby a wytrzymałością skał są bardziej złożone niż w przypadku obszarów, których podłoże stanowią skały osadowe i wulkaniczne. Niejednoznaczna jest przede wszystkim rola wytrzymałości skał w powstawaniu typowych dla skał krystalicznych form strukturalnych – wzgórz wyspowych. Wśród cech podłoża wskazywanych jako sprzyjające powstaniu gór wyspowych znalazły się wprawdzie zróżnicowanie litologiczne lub mineralogiczne pomiędzy wzgórzami a ich otoczeniem, ale nie jest ono konieczne aby powstało wzgórze, a równie ważne są różnice w wykształceniu spękań w obrębie tych form i poza nimi (Migoń 1997a,c). Ponadto badania Greco i Sorriso-Valvo (2005) wykazały, że wytrzymałość skał badana za pomocą młotka Schmidta spada w sąsiedztwie spękań i uskoków.

Drugi typ form rzeźby spotykanych w Sudetach na skałach krystalicznych, dla którego przyjmuje się związek z różnicą wytrzymałości sąsiadujących ze sobą skał stanowią grzbiety okalające niektóre intruzje granitoidowe. Dotyczy to przede wszystkim masywu karkonoskiego (Dumanowski 1963). Grzbiety te umownie nazwane są tu odpornościowymi. Na geomorfologiczne znaczenie

kontrastu litologicznego pomiędzy intruzją a skałami osłony wskazywano także w przypadku granitoidów kłodzko-złotostockich (Oberc 1955, Sroka 1997).

7.4.1. Grzbiety odpornościowe

7.4.1.1. Granitoidowy masyw Karkonoszy i jego osłona

Grzbiety towarzyszące obrzeżeniu granitoidów karkonoskich zbudowane są z kontaktowo zmetamorfizowanych skał osłony (gnejsów, granitognejsów, hornfelsów i łupków andaluzytowych). Wznoszą się one o 100–200 m (maksymalnie do 400 m) wyżej ponad średni poziom granitoidów i miejscami są oddzielone wyraźnymi obniżeniami od horyzontów rzeźby wykształconych w granitach. Są doskonale czytelne na mapie ekspozycji (por. rozdział 6.1.2.). W ciągu tych wzniesień znajduje się między innymi najwyższy szczyt Sudetów – hornfelsowa Śnieżka (1602 m n.p.m.), nazywana powszechnie twardzielem (Berg 1927, Dumanowski 1963, Jahn 1953a, Migoń 2005a), oraz jedyny w Sudetach odcinek grzbietowy o charakterze grani – Kozi hřebety.

Badania twardości skał tego rejonu nie potwierdzają jednak twardzielowego charakteru wszystkich opisanych grzbietów, nie stwierdzono bowiem w ich obrębie oczekiwanego podwyższenia wytrzymałości mechanicznej skał. Wyniki pomiarów twardości dla czterech odmian litologicznych – równoziarnistych granitów średnioziarnistych budujących głównie wierzchowinę Karkonoszy, gruboziarnistych granitów porfirowatych podścielających głównie dno kotliny Jeleniogórskiej, hornfelsów, których twardość mierzono na Śnieżce i w obrębie Grzbietu Kamienieckiego w Górach Izerskich oraz gnejsów i granitognejsów izerskich – przedstawiają tab. 16 i ryc. 70.

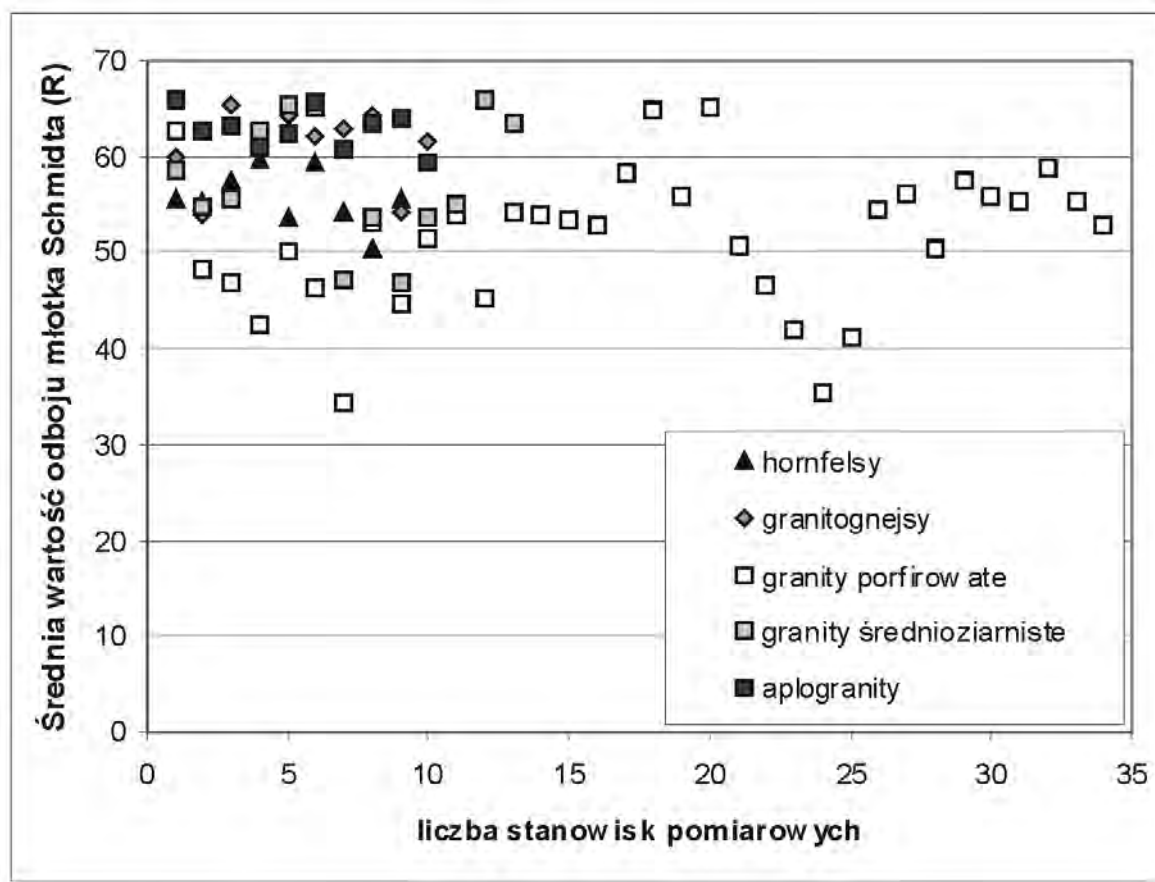
Wśród nich najwyższą średnią twardość stwierdzono dla gnejsów i granitognejsów

izerskich. Skały te wzdłuż kontaktu z granitem tworzą przeważnie grzbiety łagodnie opadające w kierunku granitoidów (np. zachodnia część Wysokiego Grzbietu Gór Izerskich) lub progi morfologiczne (pomiędzy dnem Kotliny Jeleniogórskiej a gnejsowym Pogórzem Izerskim). Hornfelsy, które znacznie powszechniej budują ostro zaznaczające się grzbiety okalające granity i uznawane były dotąd za wyjątkowo odporne, okazują się być wytrzymałe me-

chanicznie w stopniu zbliżonym do granitów równoziarnistych, a nawet nieco niższym. Liczba stanowisk pomiarowych nie jest niestety wystarczająca, aby uznać problem wytrzymałości hornfelsów za ostatecznie rozstrzygnięty. Wskazane są dalsze badania w tym zakresie, zwłaszcza, że w przypadku skał złupkowanych precyzja wyników uzyskanych za pomocą młotka Schmidta jest wątpliwa (Selby 1980). Uzyskane dane nie skłaniają do

Tab. 16. Średni odbój młotka Schmidta dla różnych odmian litologicznych regionu karkonosko-izerskiego

Litologia	Liczba stanowisk	Średni odbój młotka Schmidta
Granity równoziarniste	13	57,5
Granity porfirowate	34	51,5
Hornfelsy	9	55,7
Gnejsy i granitognejsy izerskie	10	60,9



Ryc. 70. Średnia twardość granitoidów karkonoskich i skał otoczenia zmierzona na poszczególnych stanowiskach

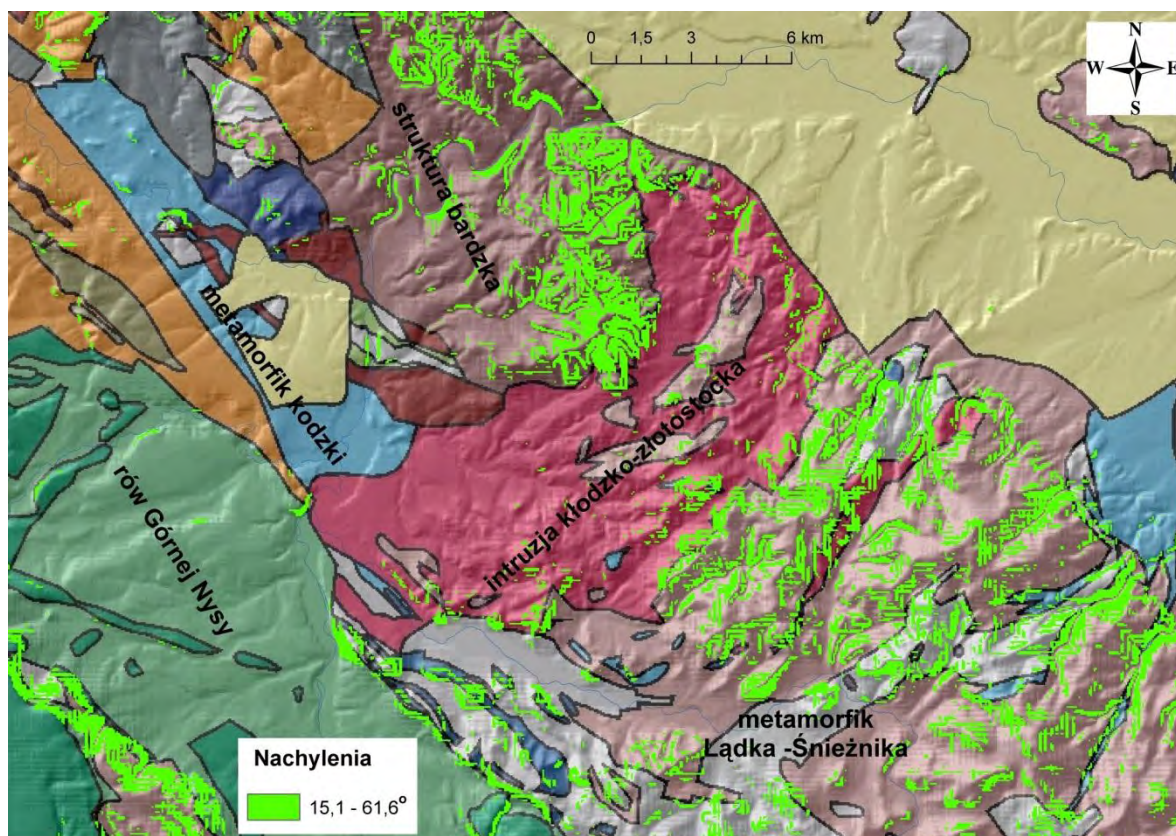
poddawania w wątpliwość znaczenia zróżnicowania odporności skał w kształtowaniu morfologii obrzeża granitoidów w ogólności, zastanawia jednak fortunność używania określenia „twardzielec” w odniesieniu do wzniesień takich jak Śnieżka. Należy raczej przypuszczać, że w przypadku hornfelsów bardziej istotne od twardości skał mogą być inne parametry techniczne decydujące łącznie o wytrzymałości tej skały na erozję.

Porfirowata odmiana granitów ma średnią twardość najniższą wśród wymienionych litologii i największy rozrzut zanotowanych wartości, który częściowo tylko można uzasadnić dużą liczbą stanowisk pomiarowych. Około 100-metrowej wysokości próg morfologiczny Pogórza Izerskiego obramowujący od zachodu Kotlinę Jeleniogórską, podścieloną przez granity porfirowate, jest ściśle zgodny w przebiegu z granicą litologiczną pomiędzy tymi skałami a gnejsami izerskimi. Kontrast wytrzymałości pomiędzy tymi dwoma typami skał jest stosunkowo duży i wynosi około 9 punktów na młotku Schmidta. W świetle uzyskanych danych jest prawdopodobne, że różnica wytrzymałości skał jest istotnym czynnikiem odpowiedzialnym za istnienie tego progu, co jest zgodne z rekonstrukcją rozwoju Kotliny Jeleniogórskiej proponowaną przez Migonia (1993a). Za denudacyjną genezę przemawia także brak przesłanek morfologicznych wskazujących na tektoniczną genezę tej krawędzi: nie ma tu dolin zawieszonych, a w profilu stokowym występują nieregularne poziomy spłaszczeń. Na niektórych mapach geologicznych wzdłuż części tej krawędzi zaznaczana jest wprawdzie obecność uskoku, nie jest ona jednak tak powszechnie akceptowana jak w przypadku północnego i południowego obramowania Kotliny Jeleniogórskiej (Oberc 1975, Dyjor 1975, Sroka 1991, Migoń, Potocki 1996).

7.4.1.2. Granitoidowy masyw kłodzko-złotostocki

Zbliżona do obrzeża masywu karkonoskiego jest sytuacja morfologiczna granitoidów kłodzko-złotostockich i ich okrywy. Istnieje silny kontrast pomiędzy urzeźbieniem powierzchni granitoidów a otaczających je skał metamorficznych, głównie gnejsów należących do metamorfiku Łądko-Śnieżnika (od południa) i karbońskich skał osadowych struktury bardzkiej (od północy). Od wschodu intruzja obcięta jest sudeckim uskokiem brzeżnym, od zachodu zaś skały osłony metamorficznej zapadają pod granitoidy ku NE (Cwojdzński 1979). Granitoidy charakteryzują łagodne nachylenia (poniżej 15°) i dominacja wysokości bezwzględnych z przedziału 300–500 m n.p.m. Obszary z nimi sąsiadujące od północy i południa wznoszą się przeciętnie na wysokość 500–700 m n.p.m. i wyżej, a nachylenia stoków >15° mają na tych terenach znaczący udział (ryc. 71). W obrębie skał osłony wzdłuż niektórych odcinków granicy z granitoidami można wyróżnić grzbiety naśladowujące jej przebieg. Tu również występują skały zmetamorfizowane kontaktowo (różne odmiany hornfelsów, kwarcyty), nie wyróżniają się one jednak tak silnie w krajobrazie jak w rejonie karkonoskim.

Danych na temat wytrzymałości skał tego obszaru zebrano stosunkowo niewiele z powodu braku odpowiednich odsłonień skał. Twardość granodiorytów, dominujących w obrębie intruzji kłodzko-złotostockiej, została zmierzona na tylko trzech stanowiskach, nie odbiega ona jednak od przeciętnej twardości granitoidów i jest stosunkowo wysoka (średnio 59,7). Podobnie jak w przypadku gnejsów izerskich, skały metamorficzne sąsiadujące od południa z granitoidami kłodzko-złotostockimi są generalnie bardziej wytrzymałe (średnio 64,3 punktu odboju dla 15 stanowisk). Mniejsza twardość cechuje skały fliszowe struktury bardzkiej (53,2 dla 6 stanowisk) i piaskowce szarogłazowe (39,1 – jedno stanowisko). Twardość skał w tych trzech sąsiadujących



Ryc. 71. Rozmieszczenie stromych stoków na tle granic litologicznych w rejonie granitoidowej intruzji kłodzko-złotostockiej. Oznaczenia barwne litologii jak na ryc. 3

jednostkach wzrasta zatem z północy na południe, niezgodnie zarówno ze zmianami nachyleń jak i wysokości względnych.

Wnioski na temat małej wytrzymałości granitów, wysnute przez Oberca (1955) i Srokę (1997) na podstawie ich niskiego położenia i słabego urzeźbienia względem otoczenia nie znajdują potwierdzenia, przynajmniej względem skał struktury bardzkiej. Poczynione tu obserwacje są oczywiście stosunkowo skąpe i ograniczają się tylko do danych na temat twardości wybranych odmian litologicznych, bez uwzględnienia innych cech podłoża, przypuszczalnie jednak na współczesnej topografii tego obszaru zaważyły bardziej pozycja tektoniczna granitoidów i skał sąsiednich oraz czynnik czasu, aniżeli różnice wytrzymałości względnej skał. O tym, że intruzja kłodzko-złotostocka jest w mniej zaawansowanym stadium odpreparowania niż np. granitoidy karkonoskie, świadczą lokalnie zachowane

ostańce stropowe skał okrywy występujące w osiowej części intruzji (Oberc 1995). Mało urozmaicona topografia granitoidów może w pewnym stopniu odzwierciedlać geometrię stropu intruzji magmowej (lub też powierzchni ciosu pokładowego równoległych do jej dawnego stropu). Zdaniem Cloosa (za Obercem 1995) masyw kłodzko-złotostocki ma postać harpolitu lub fakolitu. Oberc (1995) kształt granitoidów określa jako „płytę”, zaś według Wojciechowskiej (1975) intruzja ta zapada stosunkowo płasko pod skały osłony.

7.4.2. Wzgórza wypowe

Formy te są typowe dla słabo wypiętrzonych obszarów krystalicznych, przede wszystkim zbudowanych z granitów (Kotlina Jeleniogórska, Nulovská pahorkatina, Pogórze Łużyckie, Wzgórza Strzegomskie), ale także gnejsów (zachodnia część Wzgórz Niemczań-

sko-Strzelińskich), gabr, serpentynitów, rzadziej innych skał metamorficznych. Zagadnienie genezy krystalicznych wzgórz wyspowych było przedmiotem szczegółowych badań Migonia (1993b, 1997a,c). Jak zaznaczono w rozdziale 4.2.4., wykazał on, że formy te należy wiązać z obniżaniem powierzchni wskutek selektywnego, głębokiego wietrzenia. Za nierównomierność tego procesu odpowiadają zróżnicowanie litologiczne (w szczególności występowanie skał żyłowych), lokalne podwyższenie zawartości kwarcu, zmiany proporcji pomiędzy udziałem skałeni potasowych i plagioklazów, lub też zróżnicowanie przestrzenne w sposobie i gęstości spękania podłoża skalnego. Zróżnicowana twardość skał jest zatem tylko jednym z wielu czynników mogących decydować o powstawaniu wzgórz wyspowych.

Pod względem twardości skały krystaliczne w obrębie których obserwowany jest relief wyspowy należą w przewadze do klasy wytrzymałych lub bardzo wytrzymałych. Kontrasty wytrzymałościowe sąsiadujących ze sobą litologii są tu często mniejsze niż na obszarach, gdzie sąsiadują ze sobą skały wulkaniczne i okrucowe. Najbardziej czytelny jest związek występowania form wyspowych z podwyższoną twardością budujących je skał w przypadku aplogranitów, występujących wśród granitów porfirowatych, co stwierdzono na podstawie pomiaru twardości tych skał na obszarze Kotliny Jeleniogórskiej (Placek, Migon 2007). Odczyty sklerometru dokonywane na powierzchni aplogranitów są o 5–7 punktów wyższe niż dla skał występujących w ich otoczeniu.

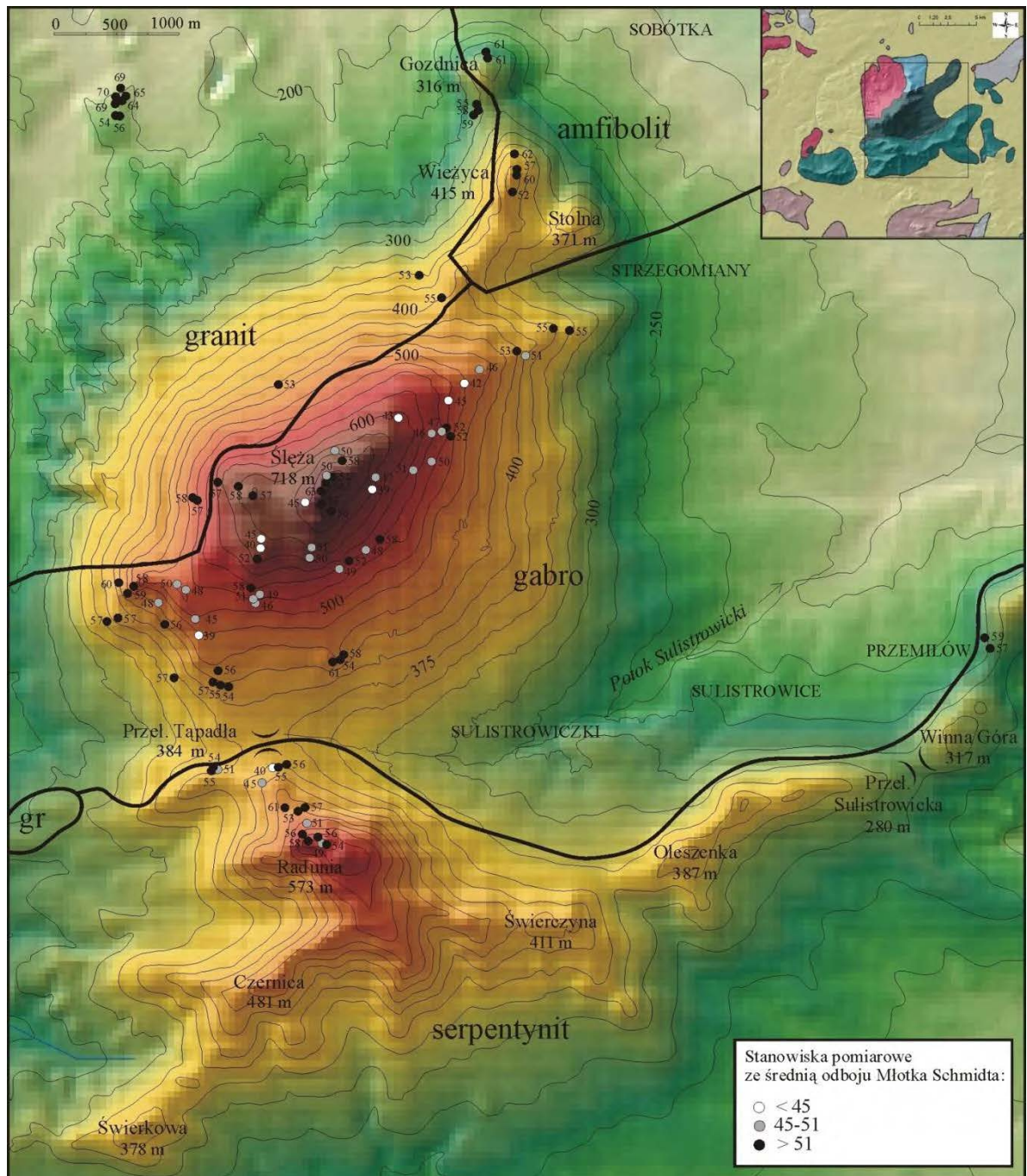
7.4.2.1. Masyw Ślęży

Do bardziej szczegółowych badań wybrano najwyższy na Przedgórzu Sudeckim zespół wzgórz o charakterze wyspowym – Masyw Ślęży (ryc. 72)⁵. Większa część masy-

wu zbudowana jest z przeobrażonych w różnym stopniu skał zasadowych i ultrazasadowych, interpretowanych najczęściej jako kompleks ofiolitowy (Pin i in. 1988, Majerowicz, Pin 1992, Majerowicz 1994, 2006). Trzon masywu, w tym partie szczytowe, południowe i wschodnie stoki oraz podnóże sięgające około 500 m wysokości względnej Ślęży (718 m n.p.m.) buduje grubo- i średnioziarniste gablo diallagowe. Wzgórza satelitarne, znajdujące się na NE przedłużeniu strefy osiowej Ślęży, wznoszące się 100–200 m ponad poziom cokołowy masywu, budują skały potocznie zwane amfibolitami, uznawane za zmetamorfizowane hydrotermalnie bazalty i diabazy (Majerowicz 1994). Amfibolity kontynuują się w podłożu północnego przedpola Ślęży po Rogów Sobócki, gdzie sąsiadują z łupkami metamorficznymi i fyllitami. Od południa znajduje się równoleżnikowy pas średniej wysokości (100–370 m) serpentynitowych wzniesień, oddzielony od grupy Ślęży głęboką przełęczą. Od południa i wschodu serpentynity sąsiadują z gnejsami bloku sowiogórskiego i ich wschodniego obrzeżenia. Zachodnie i północne stoki Ślęży poniżej wysokości 400–550 m n.p.m. budują granity (głównie granit dwułuszczykowy) masywu Strzegom-Sobótka.

Charakterystycznym elementem morfologii wzgórz Masywu Ślęży są spłaszczenia szczytowe i śródstokowe (ryc. 73). Na terenie całego masywu występują formy skalne, szczególnie liczne w partiach podszczytowych Ślęży, który to fakt od dawna interpretowano jako dowód nunatakowego charakteru jej wierzchołka (Frech, Kampers 1913, za Finkiem 1928). Osady glacialne, zaliczane do zlodowacenia środkowopolskiego (Finckh 1928, Gaździk 1969, Badura, Przybylski 1998), zalegają płatami do wysokości około 300 m n.p.m., a maksymalnie gliny lodowcowe stwierdzone są na wysokości 525 m n.p.m. (Szczepankiewicz 1958). Przesłanki geomorfologiczne oraz zasięg osadów lodowcowych wskazują, że zasięg pionowy lądolodu podczas ostatniego na tym obszarze zlodowacenia przebiegał w przybliżeniu na wysokości 500–

⁵ Poniższy fragment pracy pokrywa się zasadniczo z treścią artykułu autorki zamieszczonego na łamach Przeglądu Geologicznego (Placek, 2007).



Ryc. 72. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych i wartości odboju młotka Schmidta na tle głównych typów skał Masywu Śnieżnego (w prawym górnym rogu mapa geologiczna okolic Masywu Śnieżnego z zaznaczonym zasięgiem luźnych osadów trzeciorzędowych na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000)

550 m n.p.m. (Żurawek, Migoń 1999). Według Badury i Przybylskiego (1998) pionowy zasięg lądolodu zlodowacenia południowopolskiego w pobliskich Sudetach Środkowych mógł sięgać 550–580 m n.p.m., podczas gdy zlodowacenie odry sięgnęło niżej (około 300 m n.p.m.). Trudno jednak stwier-

dzić, czy miąższość lodu w okolicy położonej na Przedgórzu Śnieżnym nie była większa również podczas zlodowacenia odry. Spłaszczenia i stopnie skalne w pobliżu kulminacji Śnieżnej interpretowano jako terasy krioplanacyjne i klify mrozowe (Żurawek 1997), zaś w dolnych partiach gabrowych stoków udokumen-

towano obecność lodowców gruzowych (Żurawek 1999b).

Większość autorów współczesnych opracowań odnoszących się do genezy rzeźby Ślęży (np. Gilewska 1991, Kondracki 2000, Czarnecka, Janiec 2003, Majerowicz 2006) podkreśla duże znaczenie odporności skał w jej ewolucji, często nazywając ją twardzielą i przypisując w domyśle najwyższą odporność gabra budującemu trzon 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. Słabe punkty twardzielcowej teorii genezy Ślęży wskazał Migoń (1997a), zwracając uwagę, że gabra występuje nie tylko w szczytowych partiach Ślęży, lecz także buduje od wschodu cokół, z którego poziomu ona wyrasta. Brak jest odzwierciedlenia w rzeźbie przebiegu granicy między gabrem i granitem. Jedynie obrys serpentynitowych wzgórz masywu w znacznej mierze pokrywa się z zasięgiem wychodni tej skały. Migoń zaproponował dla Ślęży schemat rozwoju zakładający jej wielofazowe odsłanianie z miększych pokryw zwietrzelinowych powstałych w mezozoiku i paleogenie. Spłaszczenia śródstokowe stanowiłyby relikty dawnych poziomów powierzchni terenu, a zróżnicowanie odporności nie odgrywałoby istotnej roli. Większe znaczenie miałoby natomiast położenie masywu w centrum jednostki morfo-tektonicznej.

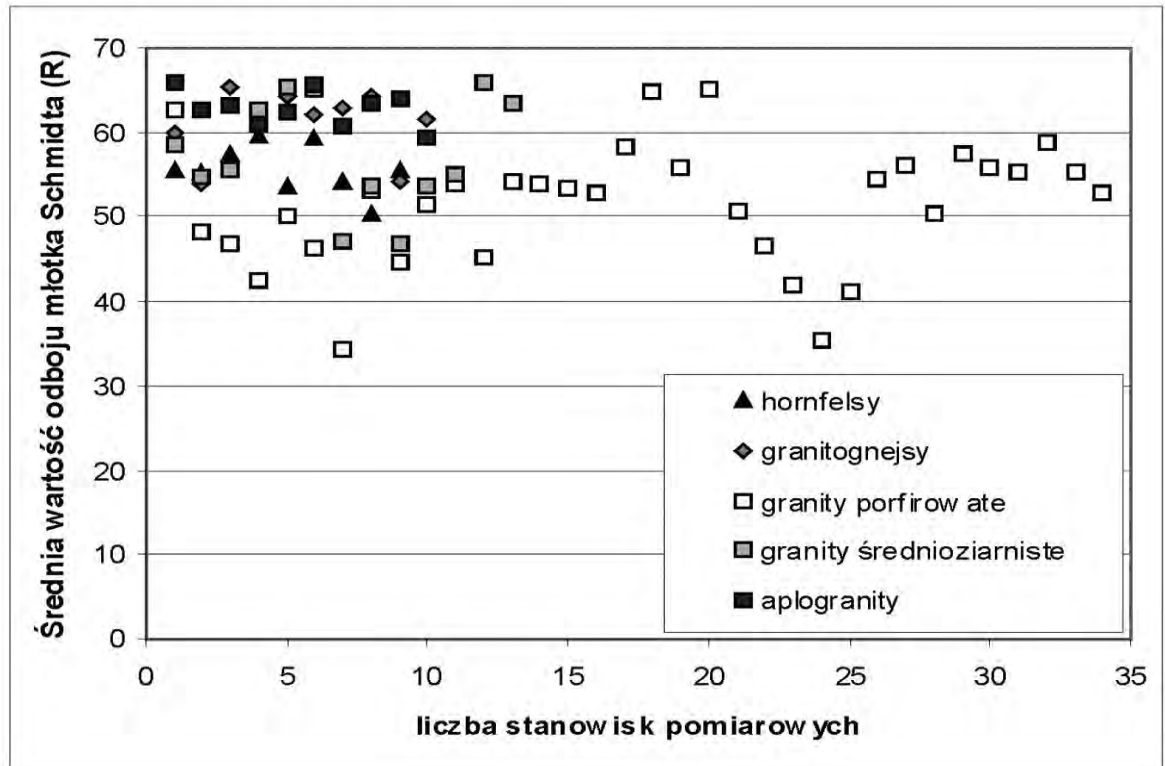
Inaczej przedstawiono kwestię znaczenia zróżnicowania odporności skał w pracy Żurawka i Migonia (1999), w której wskazano na możliwą niejednorodność petrograficzną gabra i jej ewentualny wpływ na morfologię Ślęży. Myśl tę rozwinął następnie Żurawek (2002). Odrzucił on teorię przypisującą duże znaczenie w wykształceniu głównych cech rzeźby Masywu Ślęży tektonice, a następnie na podstawie danych zaczerpniętych z pracy Majerowicza i Pina (1992) i niepublikowanych materiałów Majerowicza przyjął za prawdopodobne kierunkowe zróżnicowanie udziału plagioklazów w składzie mineralnym gabra, które

uznał za czynnik odpowiedzialny za zróżnicowanie odporności tej skały na wietrzenie chemiczne. Udział plagioklazów miałby zmieniać się prostopadle do kontaktu z intruzją granitoidową w ten sposób, że skały najbardziej odporne występowałyby wzdłuż kontaktu z granitem, w strefie osi morfologicznej Ślęży, a wytrzymałość skał stopniowo obniżałaby się w stronę doliny Sulistrowickiego Potoku. Z danych Majerowicza i Pina (1992) analizowanych przez Żurawka (2002) wynika jednak, że względna zawartość mało stabilnego skaleńia wapniowego wzrasta od kontaktu z amfibolitami ku granicy z serpentynitami, czyli prostopadle do sugerowanego kierunku. Jednocześnie Żurawek zauważył, że skład mineralny plagioklazów może zmieniać się w szerokich granicach nawet na przestrzeni kilkudziesięciu metrów.

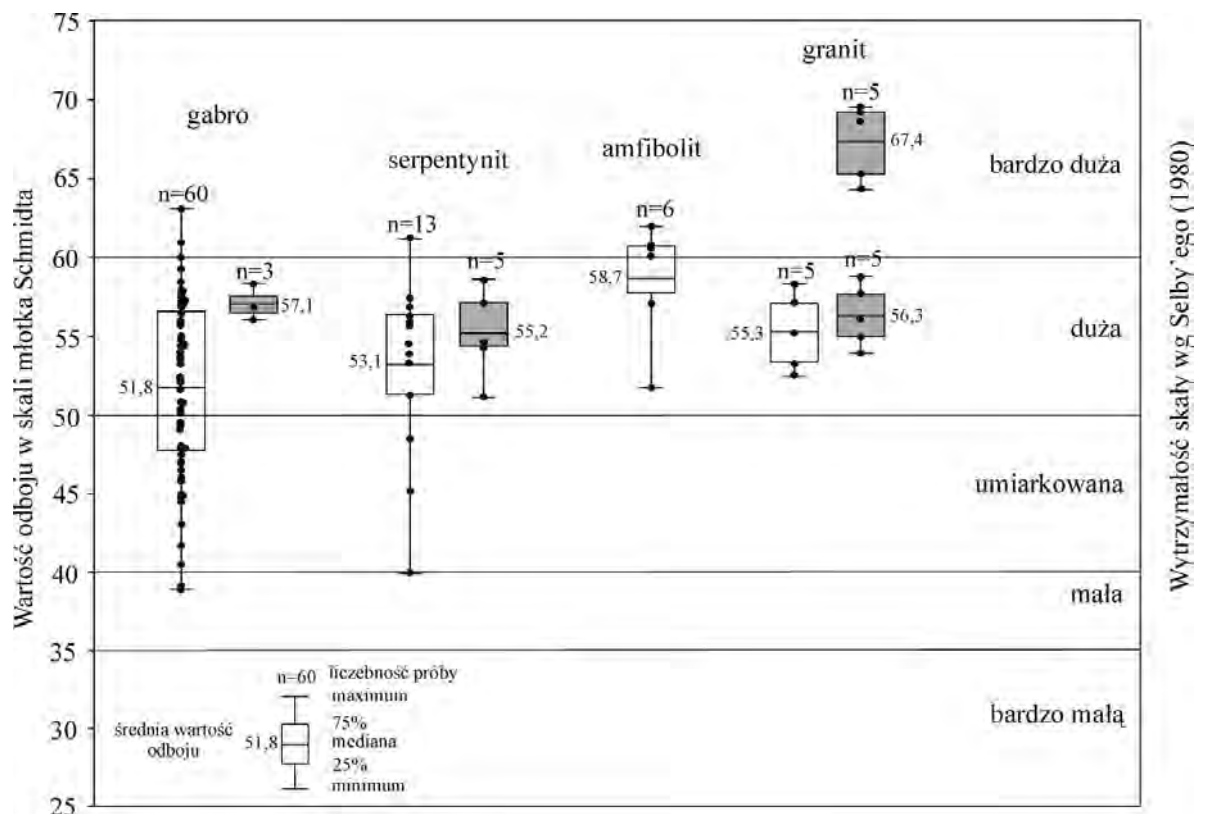
Nieco bardziej przemawiają na korzyść teorii Żurawka niepublikowane dane Majerowicza. Wskazują one, że w podszczytowych partiach Ślęży zawartość anortytów może być istotnie niższa, niż w niższych partiach stoków, jednak ilość przedstawionych danych terenowych jest stosunkowo skąpa (badaniu poddano 12 prób, w tym tylko dwie spośród siedmiu pobranych w górnych partiach stoków wykazały obniżoną zawartość anortytów). Hipoteza wysunięta przez Żurawka wydaje się godna uwagi, lecz przedstawione przez niego dane nie są jednoznaczne.

7.4.2.1.1. Wyniki pomiarów twardości skał

Oceny wytrzymałości mechanicznej dokonano dla czterech typów skał występujących w Masywie Ślęży. Oprócz testów na naturalnych powierzchniach skałek starano się wykonać także pomiary na powierzchniach sztucznych, których wyniki potraktowano w dalszej analizie jako reperowe (ryc. 74). Pomiarów takich nie udało się wykonać jedynie dla amfibolitów, z uwagi na brak kamieniołomów tej skały. Pomiarów kontrolnych dla gabra dokonano w czynnym kamieniołomie w nieodległym od Ślęży Masywie Grochowej-Braszo-



Ryc. 73. Wytrzymałość skał na tle elementów mezoreliefu Ślęży



Ryc. 74. Wytrzymałość skał Masywu Ślęży przedstawiona na diagramach pudełkowych (szare dla powierzchni sztucznie odsłoniętych, białe dla naturalnych odsłonięć skalnych). Dla granitów górny szary diagram reprezentuje świeże powierzchnie w czynnym kamieniołomie, dolny - odczyty na ścianach od dawna nie eksploatowanych. Pomiary twardości serpentynitów wykonano w kamieniołomach nieczynnych, a gabra na świeżo wydobytych blokach

wie, a dla granitów w dwóch kamieniołomach w NE części masywu, na powierzchniach o różnej świeżości odsłonięcia. Ponieważ granity masywu Ślęży nie tworzą form skałkowych, pomiary na powierzchniach naturalnych wykonano dla tej skały na głazach dużych rozmiarów, interpretowanych jako bloki rezydualne pozostałe po przemyciu pokrywy zwietrzelinowej (Migoń 1997a).

Najniższe średnie wartości twardości zostały zanotowane dla gabra, dla którego średnia z 60 stanowisk pomiarowych założonych na wychodniach naturalnych wynosi 51,8 punktu w skali młotka Schmidta, czyli nieznacznie powyżej granicy między klasami skał umiarkowanie odpornych i odpornych. Pomiary reperowe dla trzech stanowisk na świeżo odsłoniętych, gładkich powierzchniach w czynnym kamieniołomie w Braszowicach zgodnie z oczekiwaniami dały istotnie wyższą wartość średnią (57,1). Różnica między wartościami uzyskanymi dla powierzchni naturalnych (13 stanowisk) i sztucznych (5 stanowisk) dla serpentynitów jest znacznie mniejsza i wynosi jedynie 2,1 punktu w skali młotka Schmidta na korzyść stanowisk założonych w kamieniołomach. Przyczyną niewielkiej różnicy pomiędzy odczytami dla stanowisk różnego typu może być generalnie mniejsza nierówność powierzchni serpentynitów względem gabra, a także relatywnie starszy wiek powierzchni sztucznych (żaden z wykorzystanych kamieniołomów nie jest czynny). Zarówno w przypadku gabra, jak i serpentynitu zanotowano bardzo duży rozrzut wartości ekstremalnych, chociaż odchylenia standardowe dla pojedynczych stanowisk są przeważnie znacznie mniejsze dla serpentynitu (średnio 3,1) niż dla gabra (średnio 5,6). Wyższymi wartościami średnich oraz mniejszym rozrzutem ekstremów charakteryzują się amfibolity. Twardość tej skały wynosi średnio 58,1 punktu w skali młotka Schmidta, przy średnim odchyleniu standardowym o wysokości 3,2. Godne uwagi są maksymalne odczyty dla amfibolitów sięgające 72 punktów. Średnia twardość zmierzona dla naturalnych powierzchni granitowych (5 stanowisk) wynosi 55,3, jest więc

najwyższą obok amfibolitów średnią dla odkrywek naturalnych. Niewiele wyższe wartości zanotowano dla powierzchni odsłoniętych w od dawna nie eksploatowanych partiach kamieniołomów (średnio 56,3). Powierzchnie te makroskopowo charakteryzują się zbliżonym stopniem zwietrzenia do badanych powierzchni naturalnych. Znacznie wyższe wartości (średnio 67,4 – najwyższe wśród zmierzonych) zarejestrowano dla stanowisk założonych na świeżych powierzchniach bloków pocho-dzących z głębokich partii czynnego kamieniołomu. Dla nich także zmierzono najwyższe wartości ekstremalne (73 i 74 punkty).

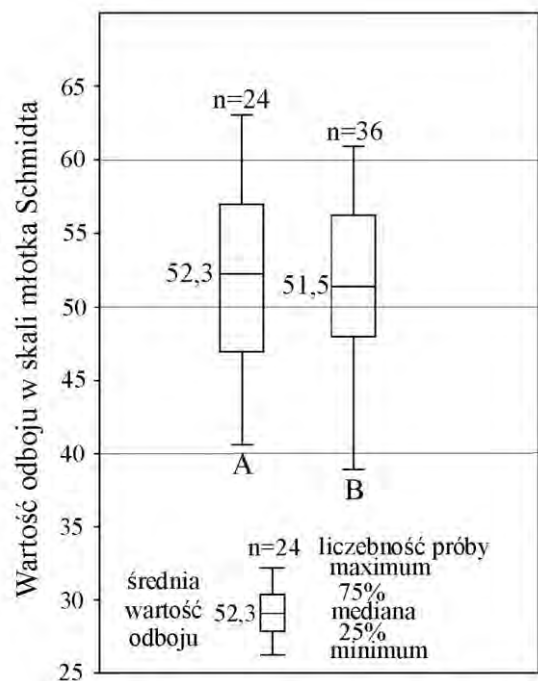
Z uwagi na brak odpowiednich odkrywek trudno jest dokonać oceny twardości skał występujących w podłożu w bezpośrednim sąsiedztwie wzniesień Masywu Ślęży. O twardości podścielających obniżenia skał możemy wnioskować w przybliżeniu na podstawie znajomości cech tych samych skał odsłoniętych w obrębie elewowanych masywów. Wyniki pomiarów twardości granitów przedstawione powyżej wskazują, że jest to skała o dużej wytrzymałości. Na bardziej oddalonych stanowiskach pomiarowych na odmianie biotytowej granitu w okolicy Strzegomia również zarejestrowano wysokie wartości odboju (średnio 62,1 punktu w skali młotka Schmidta). Testy przeprowadzone na 31 stanowiskach w różnych masywach gnejsowych w Sudetach wykazały, że skały te generalnie należą do klasy bardzo odpornych (średnie wartości z reguły przekraczają 60 punktów w skali młotka Schmidta), można zatem założyć, że również gnejsy obrzeżające od południa i wschodu Masyw Ślęży reprezentują stosunkowo wysoką twardość. Twardości gabra i amfibolitów w niskim położeniu nie udało się zmierzyć, brak zatem dowodów na to, by była ona niższa niż w obrębie wzniesień. Jedynie skały metamorficzne typu łupków i fyllitów sąsiadujące od północy z amfibolitami mogą mieć twardość istotnie niższą od twardości pozostałych wymienionych typów litologicznych. Twardość analogicznych kompleksów łupkowych na Pogórzu Kaczawskim wynosi średnio 35,7, fyllitów – 33, natomiast łupków

krzemionkowych wyraźnie więcej (średnio 62).

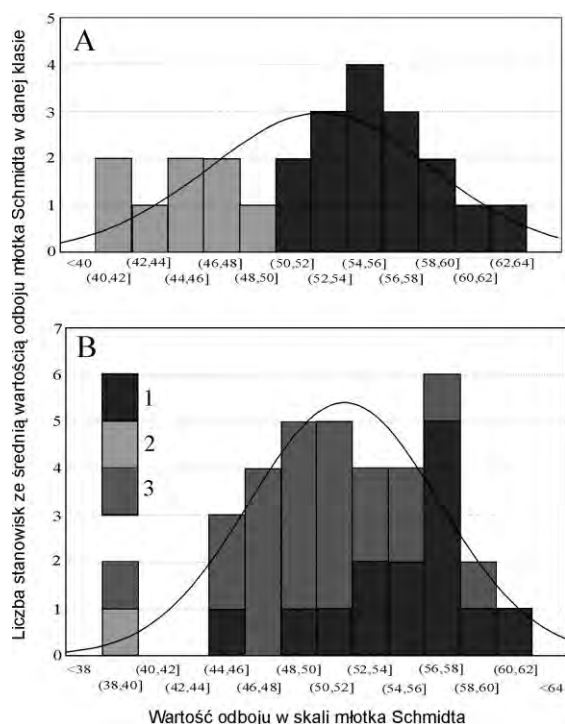
Zestawienie wyników testów przeprowadzonych dla skałek gabrowych z podziałem na stanowiska zlokalizowane w strefie osi morfologicznej Ślęży i poza nią (ryc. 73) prowadzi do następujących rezultatów (ryc. 75). Oba zbiory posiadają zbliżone średnie (51,5 i 52,3), z których wyższa należy do stanowisk w obrębie osi. Odmiennie natomiast przedstawiają się rozkłady zanotowanych wartości (ryc. 76). Określenie lokalizacji poszczególnych stanowisk względem mezoform rzeźby stoku (spłaszczeń śródstokowych i wyraźniej zarysowanych linii grzbietowych) pozwala stwierdzić, że w przypadku strefy osi morfologicznej Ślęży (24 stanowiska) mamy do czynienia z rozkładem przypominającym bimodalny (ryc. 76a), gdzie wartości zmierzone na wychodniach w obrębie spłaszczeń zamykają się w przedziale 40–50 punktów w skali młotka Schmidta, podczas gdy średnia twardość skał zmierzona dla skałek występujących na stromych odcinkach stoku w obrębie grzbietu i kopuły szczytowej Ślęży wynosi od 50 do 63. Na pozostałych stokach, mimo istotnie większej liczby stanowisk (36), słabe rozczłonkowanie morfologiczne znajduje odzwierciedlenie w mniejszym zróżnicowaniu uzyskiwanych wartości. Skały na większości stanowisk mają średnią twardość w granicach 44–61 punktów, przy czym najwyższe wartości występują głównie w obrębie drobnych grzbietów bądź wieloprzestrzennych form wypukłych na stoku (szeroki grzbiet Olbrzymek na zachód od szczytu Ślęży). Najliczniejsza grupa stanowisk cechuje się wartościami z przedziału 56–58, czyli wyższymi niż modalna dla strefy osi morfologicznej Ślęży. Dwie wyjątkowo niskie wartości średnie (około 39) zanotowano na krawędzi spłaszczenia śródstokowego oraz na pozbawionym mezoform odcinku stoku.

Interesująco przedstawia się także pionowe zróżnicowanie twardości skał rozpatrywane dla Ślęży i jej północnych satelitów (ryc. 77). Po pierwsze, można zauważyć wyraźne obniżenie wartości odczytów oraz wzrost odchyleń standardowych na wysokości 600–

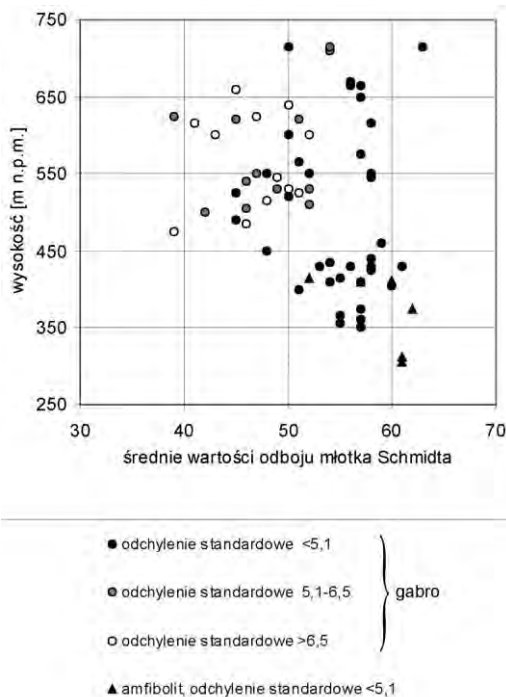
660 m n.p.m. Większość średnich wartości odbiory Młotka Schmidta w tym przedziale wysokościowym nie przekracza 50. Morfolo-gicznie jest to strefa występowania największych powierzchniowo spłaszczeń stokowych i to w ich obrębie właśnie zmierzono relatywnie niską twardość skał. Podobna sytuacja występuje w przedziale wysokościowym 470–550 m n.p.m., choć tu związek obniżonej twardości skał ze strefami spłaszczeń śródstokowych jest mniej czytelny. Po drugie, bez względu na litologię, twardość zmierzona na 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 nierzadko przekraczają 6,5. W partiach szczytowych Ślęży twardość skał ponownie nieznacznie wzrasta (nie



Ryc. 75. Zestawienie obliczonych parametrów statystycznych dla stanowisk pomiarowych na skałkach gabrowych usytuowanych w obrębie osi morfologicznej Ślęży (A) i poza nią (B)



Ryc. 76. Histogramy średnich wartości odbiłu zmierzonych dla gabra Ślęży w obrębie osi morfologicznej (A) i na poza nią (B). Lokalizacja stanowisk względem mezoform stoku: 1 – grzbiety, 2 – spłaszczenia śródstokowe, 3 – pozostałe powierzchnie



Ryc. 77. Zmiany wartości odczytów z młotka Schmidta i ich odchylenia standardowego z wysokością n.p.m. dla gabra i amfibolitu Ślęży

są notowane wartości twardości poniżej 50), zaś na najwyższej położonej skałce, zmierzono maksymalną średnią twardość dla gabra.

7.4.2.1.2. Wnioski

Uwzględniając różnice wynikające z typu testowanych powierzchni (odsłonięcia naturalne i sztuczne) mogące modyfikować ich szorstkość i stopień zwietrzenia można wnioskować, że uśredniona twardość wszystkich występujących w masywie Ślęży skał w stanie niezwiędziały jest zbliżona, przy czym najwyższa dla amfibolitów i granitów. Także twardość skał występujących w otoczeniu Masywu Ślęży, poza łupkami i fylitami występującymi na północy, prawdopodobnie nie różni się znacząco od twardości skał budujących masyw. Tradycyjne poglądy o twardzielcowym charakterze najwyższego wzniesienia Masywu i najwyższej wytrzymałości gabra nie znajdują potwierdzenia. Można zatem przyjąć, że o różnicy w wysokości względnej Ślęży i jej wzgórz satelitarnych zdecydowały przyczyny inne niż względna twardość skał.

Porównanie twardości gabra zmierzonej dla skałek zlokalizowanych w obrębie grzbietów i spłaszczeń rozdzielających strome odcinki stoków prowadzi do wniosku, że zróżnicowana wytrzymałość mechaniczna tej skały jest odpowiedzialna za wykształcenie mezo-rzeźby stoków Ślęży. Podwyższoną twardość skał zanotowano w obrębie grzbietów oraz kopuły szczytowej, podczas gdy niższe wartości występowały głównie w obrębie spłaszczeń. Za prawdziwością hipotezy o strukturalnej genezie spłaszczeń śródstokowych i grzbietów przemawia stosunkowo ostre rozgraniczenie pomiędzy wartościami notowanymi w obrębie tych elementów morfologii stoków.

Nie odnotowano stopniowego obniżania się twardości gabra w miarę oddalania się od kontaktu z granitem. Wychodnie gabra o podwyższonej odporności występują także poza osią morfologiczną, w obrębie mało zróżnicowanych południowych i wschodnich stoków.

Trudno zatem upatrywać różnicy wytrzymałości gabra jako czynnika odpowiedzialnego za genezę całej formy Ślęży. Niestety, porównanie twardości skał szczytowych partii i stoków Ślęży z twardością skał występujących u jej wschodniego podnóża nie jest możliwe z uwagi na brak odsłonień na tym ostatnim obszarze.

Interpretacja pionowego zróżnicowania wartości odboju Młotka Schmidta jest złożona. Jedna z możliwych dróg wyjaśnienia generalnie wyższych odczytów i mniejszych odchyień standardowych poniżej wysokości 450 m n.p.m. zakłada czysto strukturalne podłoże zjawiska. Poniżej 450 m n.p.m. stanowiska założone są prawie wyłącznie w obrębie grzbietów, a ponadto w grupie tej znajdują się amfibolity generalnie charakteryzujące się wyższą twardością niż średnia dla gabra. W przedziale 450–660 m n.p.m. występuje przeważająca część spłaszczeń śródstokowych, na których zanotowano obniżone odczyty. W obrębie kopuły szczytowej twardość skał jest zbliżona do tej zmierzonej w dolnych partiach stoków.

Możliwe jednak, że pomimo lokalizacji stanowisk pomiarowych na powierzchniach jak najświeższych, pewien wpływ na uzyskane wyniki ma zróżnicowanie stopnia zwietrzenia skał z wysokością. Podwyższenie wartości odczytów w dolnych partiach stoków może odzwierciedlać wpływ egzaracyjnej działalności lądolodu i uprzątńnięcie materiału zwietrzelinowego w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. Świeżo odsłonięte powierzchnie skalne w późniejszych chłodnych okresach

plejstocenu ewoluowałyby w nową generację skałek, a postęp wietrzenia ich powierzchni byłby jeszcze stosunkowo niewielki. Za słuszością tej hipotezy 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. W analogicznej sytuacji dane z Młotka Schmidta wspierały hipotezy robocze o istotnym zróżnicowaniu stopnia zwietrzenia powierzchni skalnych znajdujących się w zasięgu zlodowacenia i poza nim w Norwegii (McCarroll, Nesje 1993, Nesje i in. 1994), Szkocji (McCarroll i in. 1995), Irlandii (Rae i in. 2003), a także w Górach Izerskich (Traczyk, Engel 2005). Dotychczas pionowy zasięg lądolodu rekonstruowano na około 500–550 m n.p.m. (Żurawek, Migoń 1999), a zatem na zbliżonej do wyznaczonej na podstawie odczytów z młotka Schmidta, choć nieco większej wysokości. 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 przykryte były lądolodem południowopolskim, zaś dolna, odzwierciedlona w wynikach pomiarów twardości skał, odnosiłaby się do pionowego zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego. Na podstawie przeprowadzonych badań nie można jednak jednoznacznie wnioskować na ten temat.

8. Dyskusja wyników badań i problemów metodycznych

Dyskusję nad materiałem zaprezentowanym w niniejszej dysertacji można prowadzić na dwóch płaszczyznach. Pierwszą z nich stanowi odniesienie wyników badań nad cechami morfometrycznymi rzeźby Sudetów i ich związkiem z pomierzoną wytrzymałością skał do wcześniej wyrażanych poglądów na temat przewodnich cech rzeźby tego obszaru i ich uwarunkowań strukturalnych. Druga grupa problemów wymagających rozważenia obejmuje zagadnienia metodyczne. Zasadne jest postawienie pytań, czy zastosowana metodyka spełniła oczekiwania? czy jest ona różna czy podobna do metodyki stosowanej w analogicznych badaniach na świecie? jakie są jej ograniczenia?

8.1. Przewodnie cechy rzeźby Sudetów w świetle zróżnicowania wytrzymałości skał

Przegląd literatury przedstawiony w rozdziale czwartym pozwala zorientować się, że poszczególni autorzy kładli nacisk na różne elementy rzeźby Sudetów, traktując je za przewodnie. Za ważne cechy morfologii sudeckiej uważano powierzchnie zrównania, rozległe kotliny, liczne formy strukturalne (wzgórza wyspowe, twardejce wulkaniczne i krawędzie na skałach osadowych) oraz tektoniczne (zręby, rowy i progi uskokowe). Wśród badaczy Sudetów nie było także zgodności w poglądach na rolę zróżnicowania wytrzymałości skał w ewolucji rzeźby tego obszaru. W zależności od rodzaju form lub też fragmentów masywu, które podlegały badaniu, niektórzy autorzy skłonni byli przypisywać jej znaczenie bardzo istotne (np. Dumanowski 1967, Migoń 1993a,b, 1997c, Ranoszek 2001), podczas gdy inni uznawali ją za czynnik drugo-

rzędny (Jahn 1980, Sroka 1997). Wyprowadzając uogólnienia cechy strukturalne podłoża często traktowano łącznie, pisząc o jego odporności. Przeważnie także odporność skał określano intuicyjnie, bazując na ogólnej wiedzy na temat cech skał, bez odniesienia do warunków lokalnych, lub na podstawie samej tylko morfometrii. W najnowszych opracowaniach syntetycznych (Migoń 2005c) wskazuje się na istotność zarówno uwarunkowań tektonicznych, jak i strukturalnych w ewolucji rzeźby Sudetów.

Wyniki uzyskane w niniejszej pracy stanowią potwierdzenie i uszczegółowienie tej ogólnej konstatacji, dostarczając – po raz pierwszy w tak szerokim zakresie – konkretnych, empirycznych dowodów na bardzo ważną rolę czynnika litologiczno-wytrzymałościowego. Ujawnia się ona w różnych skalach przestrzennych, w odniesieniu do różnych form rzeźby, różnych procesów rzeźbotwórczych i z różną siłą. Odzwierciedleniem zróżnicowania wytrzymałościowego jest zróżnicowanie morfometrycznych cech powierzchni terenu, w szczególności nachyleń powierzchni i wysokości względnych, w mniejszym stopniu krzywizny powierzchni.

Wśród odnotowanych zależności w skali ogólnosudeckiej należy podkreślić dużą zgodność występowania nachyleń przekraczających 15° oraz skał o dużej i bardzo dużej twardości, niezależnie od rodzaju procesu dominującego w kształtowaniu rzeźby. Wykazano, że stoki o dużych nachyleniach występują zarówno wzdłuż stref dla których postulowana jest aktywność neotektoniczna – progów tektonicznych (tj. sudeckiego uskoku brzeżnego, uskoku obramowujących rów Górnej Nysy czy uskoku brzeżnego Karkonoszy), w obrębie najwyższych masywów, gdzie wynikiem dużej amplitudy wydźwignięcia jest wzmożona erozja, jak również towarzyszą one formom denudacyjnym założonym na skałach o dużych

kontrastach wytrzymałości (wzgórza i masywy wulkaniczne w otoczeniu skał słabo wytrzymałych, krawędzie strukturalne na skałach osadowych o zróżnicowanej twardości).

W przypadku powierzchni o niewielkich nachyleniach związek ze strukturą jest zróżnicowany. Wyłączając z rozważań obszary, których zrównanie jest pochodną akumulacji osadów, można zauważyć, że rozwojowi spłaszczeń sprzyja przede wszystkim małe zróżnicowanie twardości skał, podczas gdy wytrzymałość bezwzględna ma mniejsze znaczenie. Stosunkowo wiele zrównań wykształconych jest w granitach. Skała ta charakteryzuje się dużą wytrzymałością, a także posiada dobrze rozwinięty system ciosu horyzontalnego, który w przypadku niewielkiego zróżnicowania litologicznego predysponuje rozwój powierzchni o małych spadkach. Szczątkowo zachowały się one nawet na obszarach tak wysoko wydmwionych jak wierzchowina Karkonoszy. Spłaszczenia wierzchowinowe występują powszechnie również tam, gdzie na powierzchni zalega, lub zalegała do niedawna, pokrywa przepuszczalnych skał osadowych. Część powierzchni o małym nachyleniu na obszarach o budowie płytowej nawiązuje do poziomych powierzchni strukturalnych.

Przeprowadzone pomiary wytrzymałości pozwoliły stwierdzić, że nie wszystkie dotychczasowe przypuszczenia oparte na samych zestawieniach morfologia–litologia są poprawne. Przykładowo, twierdzenie o niskiej odporności granitów kłodzko-złotostockich wynikające z ich niskiego położenia i niewielkich nachyleń w ich obrębie (Oberc 1955, Sroka 1997) nie znalazło potwierdzenia w pomiarach wytrzymałości tych skał. Z kolei często spotykane w literaturze określenie „twardzielec” (Klimaszewski 1947, 1958, Szczepankiewicz 1954, Walczak 1968, 1972) nie wydaje się adekwatne w odniesieniu do szczytów Ślęży i Śnieżki, jako że twardość budujących je skał nie jest wyższa od tej zmierzonej dla skał sąsiednich. W przypadku innych form, takich jak neki bazaltowe czy progi strukturalne, potwierdzono dotychczasowe

hipotezy sugerujące duże znaczenie wytrzymałości skał w ich powstawaniu, a także sprecyzowano zależności pomiędzy wysokością wzniesień a wytrzymałością względną sąsiadujących skał oraz wielkością wychodni.

Także pogląd Jahna (1980) o całkowitej niezależności selektywnego wietrzenia chemicznego od wytrzymałości skał nie znajduje pełnego potwierdzenia w wynikach przeprowadzonych badań. Istotnie, na obszarach krystalicznych, które nie są silnie zróżnicowane pod względem twardości skał, wytrzymałość ma znaczenie drugorzędne, prymat zaś ma zróżnicowanie parametrów spękań. Tam jednak, gdzie kontrasty wytrzymałości są znaczne, występują całe zespoły krajobrazowe, dla powstania których zróżnicowana twardość skał była niewątpliwie kluczowa (przykładem może być rzeźba krawędziowa Broumovskiej vrchoviny i Gór Stołowych oraz pogranicza Pogórza Kaczawskiego i Izerskiego, krajobraz twarżelcowych Gór Łużyckich, czy masyw wulkaniczny Gór Kamiennych górujący nad obniżeniami wypreparowanymi w skałach osadowych o niskiej wytrzymałości). Szczególne bogactwo form strukturalnych zależnych od wytrzymałości skał występuje na obszarach zbudowanych ze skał osadowych i wulkanicznych.

Z kolei przypisywanie zróżnicowaniu odpornościowemu podziału Sudetów na góry i wyżynne pogórza (Klimaszewski 1947) również nie znajduje potwierdzenia. W Sudetach Zachodnich, gdzie masywów posiadających przedgórze jest najwięcej, bardzo często zbliżone lub wręcz tożsame pod względem litologii i wytrzymałości kompleksy skalne występują w obrębie obu jednostek morfologicznych, a granice między nimi są typowo tektoniczne. Zdarza się także, że skały w wyższej pozycji morfologicznej nie są bardziej wytrzymałe niż te, które budują podłoże obszarów obniżonych. Tak jest w przypadku piaskowców Gór Łużyckich i granitów budujących pogórze tego masywu, czy też w przypadku łupkowego pasma Jeřnědu wznoszącego się ponad granitową Kotliną Liberecką. Są oczywiście także przypadki odwrotne, jak np.

wzdłuż południowej granicy Karkonoszy, gdzie część wyniesionych skał (np. gnejsów okrywy masywu granitowego) przewyższa wytrzymałością skały osadowe permu budujące Krkonošské podhůří.

Całokształt wykonanych badań potwierdza hipotezę mówiącą, że wytrzymałość mechaniczna skał, a przede wszystkim kontrast twardości pomiędzy sąsiadującymi skałami, stanowi istotny czynnik wpływający na ukształtowanie rzeźby Sudetów. Zróżnicowana twardość skał z jednej strony modyfikuje tempo denudacji form endogenicznych, z drugiej zaś (współ z innymi cechami) prowadzi do powstawania nowych jakościowo form niezależnych od tektoniki.

8.2. Struktura a tektonika

Jakie są relacje pomiędzy formami tektonicznymi a strukturalnymi? Porównanie pionowych i poziomych rozmiarów form o różnej genezie, dokonane na podstawie map wysokości względnych z zastosowaniem filtrów o różnej wielkości oczka, prowadzi do konkluzji, że formy tektoniczne z reguły wykazują większą rozciągłość i wysokość względną niż formy denudacyjne. Z uwagi na dużą dysproporcję w rozmiarach można zaproponować ich hierarchizację, w której pozycję nadrzędną z racji wielkości mają formy tektoniczne. W obrębie dużych zrębów, nazywanych także makroblokami, mogą występować liczne drobniejsze formy strukturalne, a także mniejsze progi tektoniczne.

Często jednak formy strukturalne są tak dużych rozmiarów, bądź tak liczne, że to ich obecność determinuje charakter rzeźby w obrębie danego bloku. Tak jest w przypadku wielu form założonych na skałach wulkanicznych, a także obszarów o rzeźbie krawędziowej. Duże wychodnie skał wulkanicznych mogą tworzyć grzbiety odpornościowe o randze masywów górskich (Góry Kamienne). W Sudetach występuje zatem swoiste przenikanie form pomiędzy poszczególnymi stopniami hierarchii. Niekiedy formy o różnej ge-

nezie nakładają się na siebie w sensie dosłownym. Tak jest w przypadku północnego progu Gór Stołowych, który stanowi krawędź strukturalną, jednak jej wysokość jest częściowo uwarunkowana tektonicznym podniesieniem tego obszaru górskiego względem przedpola. W świetle przeprowadzonych badań amplituda tego wydzwignięcia wynosi w przybliżeniu około 100–150 m.

Z drugiej strony czynnik strukturalny zaznacza się także w rozwoju samych form tektonicznych, poprzez wpływ na tempo ich degradacji. Wytrzymałość skał w dużej mierze determinuje kąt nachylenia progów tektonicznych i może mieć wpływ na ich wysokość, na co wskazywał również Ranoszek (2001).

Amplituda wydzwignięcia tektonicznego, od której zależy tempo denudacji, ma niewątpliwie wpływ na rozwój form strukturalnych. Nieliczne są wypukłe formy strukturalne w obrębie najwyższych masywów sudeckich. Wyjątkiem pod tym względem są grzbiety odpornościowe na obrzeżach granitoidowej intruzji Karkonoszy. W większości przypadków o urzeźbieniu silnie wydzwigniętych obszarów decyduje erozja. Wpływ struktury pozostaje jednak czytelny, ponieważ dużą rolę w ukierunkowywaniu sieci dolinnej mają główne kierunki spękań, na co wskazuje mapa toplineamentów. Na obszarach umiarkowanie wyniesionych, do których należy znaczna część Sudetów Środkowych, występuje największe bogactwo form strukturalnych. Są one w dużym stopniu zależne od litologii i wytrzymałości względnej skał. Z kolei słabe wydzwignięcie może powodować mierny rozwój form strukturalnych (przykładem mogą być relatywnie słabo wykształcone progi strukturalne niecki północnosudeckiej). Zależności pomiędzy strukturą i tektoniką są zatem obustronne i mocno złożone. Ujęcie całościowe tak różnorodnego terenu umożliwia stwierdzenie, że wnioski przedstawiane dla mniejszych obszarów niekoniecznie muszą być prawdziwe dla całości Sudetów. O ile Sroka (1997) słusznie wnioskował o dominującej roli tektoniki w wykształceniu cech rzeźby obszaru otoczenia rowu Górnej Nysy, o tyle stwierdze-

nie o braku związku granic morfostruktur z wytrzymałością skał w Sudetach Środkowych nie oddaje wiernie rzeczywistości.

Reasumując, za główną cechę rzeźby Sudetów należałoby uznać jej genetyczną różnorodność, wynikającą zarówno ze złożoności tektonicznej jak i strukturalnej. Wielorakość relacji pomiędzy tymi dwoma czynnikami, wzajemne przenikanie i zazębianie się między sobą różnych genetycznie form sprawia, że próby ścisłego, ilościowego określenia ich udziału w tworzeniu morfologii Sudetów wydają się skazane na niepowodzenie.

8.3. Dyskusja nad problemami metodycznymi

Odniesienie przeprowadzonych badań do podobnych studiów z innych obszarów nie jest proste. Mimo rosnącej liczby analiz rzeźby wykorzystujących numeryczne modele wysokości, w warstwie interpretacji związków pomiędzy topografią i geologią ograniczają się one przeważnie do określenia morfologicznego wyrazu dyslokacji czy przebiegu dużych struktur geologicznych, względnie rekonstrukcji rozwoju rzeźby bez uwzględniania czynnika odporności skał (McKeown i in. 1988, Golts, Rosentahl 1993, Johannsson i in. 1999, Székely, Karátson 2004, Hui-Ping i in. 2006, Baroň i in. 2007). W aktywnych tektonicznie obszarach podejmowano wprawdzie studia mające na celu rozdzielenie oddziaływania tektoniki i wytrzymałości skał na przebieg profili podłużnych rzek (Snyder i in. 2000, 2002, VanLaningham i in. 2006), były one jednak skupione na analizie wpływu odporności na wybrany element liniowy krajobrazu, nie zaś na ogólne ukształtowanie powierzchni.

Nieliczne prace podejmujące problematykę podatności skał na erozję na dużych obszarach zwykle nie opierały się na pomiarach terenowych, ale jako źródła danych wykorzystywały inne opracowania. Przykładowo Kühni i Pfiffner (2001) analizując związki topografii Alp Szwajcarskich z właściwościami strukturalnymi podłoża oparli się na

uproszczonej mapie geotechnicznej Szwajcarii, natomiast Püspöki i in. (2005) badając zależności między nachyleniem stoków a wytrzymałością skał na ściskanie dane dla 10 typów petrofizycznych wyróżnionych na obszarze ok. 1500 km² w północnych Węgrzech zaczerpnęli z narodowej bazy danych geologicznych i geofizycznych dla tego kraju. Wnioski dotyczące podatności skał na erozję wyprowadzano także na podstawie danych morfometrycznych obliczonych dla obszarów zbudowanych z danego typu skał (Clayton, Shamon 1998a,b, 1999, Mills 2003, Bíl 2003). Autorzy wymienionych prac wnioskowali o podatności skał na erozję m. in. na podstawie rozkładu wysokości względnych, bezwzględnych i średnich nachyleń stoków, litologii, wieku skał i odległości od bazy erozyjnej. Jedynie Mills (2003) podjął próbę sprawdzenia poprawności dokonanego rangowania skał konfrontując uzyskane wyniki z subiektywną oceną odporności wyróżnionych jednostek przeprowadzoną przez doświadczonego geologa, jednakże nie popartą pomiarami terenowymi.

Z drugiej strony badania terenowe nad uwarunkowaniami strukturalnymi rzeźby z zastosowaniem młotka Schmidta prowadzono zazwyczaj dla niewielkich obszarów, względnie testy były ograniczone do kilku typów skał będących przedmiotem oddziaływania określonego procesu, np. krasowienia (Day 1981, Tang 1998, Haryono, Day 2004), osuwania (Brideau i in. 2004, Schmidt 2005, Synowiec 2005) czy abrazji morskiej (Andrade i in. 2002, Dickson i in. 2004, Thornton, Stephenson 2006). Od kilku do kilkunastu formacji geologicznych poddawali testom badacze, których studia obejmowały zależności między odpornością skał podłoża i morfometrią dolin (Duvall i in. 2004, Dudley 2005, Mitchell i in. 2005), badania te były jednak ograniczone do rozpoznania wpływu wytrzymałości na kształtowanie wyłącznie form erozyjnych. Z kolei Szypuła (2006) w badaniach nad rzeźbą strukturalną stosunkowo rozległej Wyżyny Śląskiej wykonał wprawdzie pomiary wytrzymałości skał należących do kilku typów litologicznych, uzyskane wyniki potraktował jednak głównie

jako informację cząstkową, uzupełniającą dane o właściwościach skał tego obszaru zaczerpnięte z literatury, a wnioski o wpływie podłoża na rzeźbę oparł niezbyt fortunnie także na wytrzymałości luźnych utworów powierzchniowych maskujących w znacznym stopniu lite skały podłoża.

Reasumując, zastosowana kombinacja metod badawczych według wiedzy autorki nie miała dotychczas precedensu. Nieznane są jednocześnie próby analizy numerycznego modelu terenu oraz pozyskanych w terenie danych o wytrzymałości kilkudziesięciu typów skał dla rozległego obszaru (ponad 21 tys. km², w tym polska część masywu Sudetów, na obszarze której wykonano większość pomiarów twardości skał, obejmuje 9,2 tys. km²). Ocena podjętej próby jest generalnie pozytywna. Zaletą zastosowanego podejścia jest oparcie skonstruowanej mapy wytrzymałości skał na realnych, weryfikowalnych danych ilościowych. Pomiary przeprowadzone w różnych częściach masywu i na wielu stanowiskach dla każdej z badanych litologii umożliwiły uwzględnienie zarówno zmienności regionalnej wytrzymałości badanych typów skał, jak też zróżnicowania wewnątrzlitologicznego. Szczególnie przydatne są dane lokalne, uzyskane dla konkretnych form i ich otoczenia. Zweryfikowano poglądy na rolę zróżnicowania wytrzymałości skał w kształtowaniu morfologii różnych typów form strukturalnych, oraz całych zespołów krajobrazowych, jak również zidentyfikowano generalne tendencje dotyczące powiązań pomiędzy twardością skał a sposobem niszczenia dyslokowanych tektonicznie bloków podłoża. Konstrukcja wielu map pochodnych z numerycznego modelu wysokości umożliwiła dokładniejsze prześledzenie geometrii poszczególnych masywów, stopnia ich rozcięcia, kierunku ekspozycji i nachylenia stoków. Wiele informacji na temat rozciągłości poziomej i pionowej różnych form rzeźby dostarczyły mapy wysokości względnej o różnej wielkości filtra. Istotnym walorem wykorzystanego oprogramowania GIS jest także możliwość plastycznej wizualizacji danych geologicznych oraz nakładanie

wybranych warstw tematycznych (np. stoków o określonej morfometrii na mapę potencjalnej wytrzymałości skał).

Skonstruowane mapy można ponadto wykorzystać w dalszych analizach. Obiecujące jest między innymi przeprowadzenie szerszych badań z zastosowaniem mapy toplineamentów, która tu została wykorzystana jedynie posiłkowo. Zestawienie uzyskanych z numerycznego modelu wysokości lineamentów z analogicznymi danymi publikowanymi dotychczas w literaturze (m.in. Bażyński i in. 1984, 1986, Doktor i in. 1992, Dyjor 1993, Zuchiewicz 1995, Zuchiewicz i in. 2007, Stelmaszczyk i Wołk-Musiał 2008, Něpančíková i in. 2008), a także zastosowanie automatycznych metod ekstrakcji lineamentów (por. Jordan 2003) może przyczynić się do lepszego rozpoznania historii tektonicznej Sudetów.

Prezentowana metodyka nie pozostaje jednak bez wad. Poniżej przedstawione zostaną zidentyfikowane problemy oraz – w miarę możliwości – proponowane drogi ich rozwiązań.

Jak wskazano w rozdziale 5, oznaczanie wytrzymałości niektórych rodzajów skał może być dość trudne. Dotyczy to po pierwsze skał grubokrystalicznych o chropowatych powierzchniach, takich jak gabra i granity, dla których przeważnie odnotowuje się duży rozrzut odczytów dla pojedynczych stanowisk, co ujawnia się szczególnie w przypadku skał zwietrzałych. Rozwiązaniem poprawiającym wiarygodność pomiaru jest stosowanie krążka ściernego oraz dokonywanie odczytów na gładkich powierzchniach ciosowych, dość powszechnych w granitach. Korzystne jest także porównywanie odczytów uzyskiwanych na powierzchniach odsłoniętych naturalnie z odczytami dokonywanymi na świeższych i gładkich ścianach kamieniołomów. Aydin i Basu (2005) sugerują, że zwiększenie energii uderzenia oraz średnicy odbojnika powinno istotnie zredukować ilość zaniżonych wartości odczytów dla zwietrzałych skał gruboziarnistych. Tym samym wnioskuje o większej wiarygodności testów wykonanych młotkiem typu

N względem typu L rekomendowanego dla skał przez International Society for Rock Mechanics. W prezentowanych badaniach nie prowadzono porównań pod tym kątem, tym nie mniej wykorzystano młotek typu N, o większej energii odboju⁶. Drugi typ skał, dla którego ocena wytrzymałości jest niepewna, stanowią gruboklastyczne skały osadowe, szczególnie karbońskie zlepieńce kulmowe, zawierające w swoim składzie otoczaki skał odpornych i stosunkowo słabe lepiszcze. Wysokość odczytów zależy w dużej mierze od tego, które partie zlepieńca znajdują się w strefie kontaktu z odbojnikiem młotka Schmidta. Obiektywizacja pomiaru może polegać na dokonywaniu odczytów w równych odległościach, bądź w przypadkowo rozmieszczonych punktach, obejmujących zarówno partie spoiwa jak i duże otoczaki. Poprawność oznaczenia twardości wskazanych skał wspomaga także duża liczba odczytów dokonywanych dla każdego stanowiska.

Niekiedy zróżnicowanie właściwości mechanicznych w obrębie jednego typu skały bywa znaczne, w związku z czym niektóre typy skał trudno jest bezspornie zakwalifikować do jednej klasy odporności. Zdarzają się także istotne różnice pomiędzy wynikami notowanymi dla skał o jednakowej litologii, ale na odległych przestrzennie wychodniach. Wskazuje to, że ekstrapolacja wyników powinna mieć ograniczony zasięg przestrzenny, w związku z czym nasuwa się dość oczywisty postulat odnośnie tworzenia możliwie gęstej sieci punktów pomiarowych.

W warunkach sudeckich, które są reprezentatywne także dla pozostałych obszarów Średniogórza Europejskiego, istotne ograniczenie rozbudowy bazy danych pomiarowych stanowi dostępność potencjalnych powierzchni testowych. W wielu miejscach miąższe pokrywy zwietrzelinowe utrudniają dostęp do powierzchni skalnych. Problem wychodni odpowiednich do przeprowadzenia testów częściowo rozwiązują kamieniołomy, względ-

nie dość liczne w Sudetach skałki. Nie wszystkie jednak typy skał podlegają eksploatacji. Szczególnie dotkliwy jest problem braku wychodni w przypadku skał o małej wytrzymałości, podścielających obniżenia terenu. Niektóre z nich, jak np. margle w niecce północnosudeckiej, znane są do tej pory tylko z wierceń, podczas gdy w przypadku innych, odsłonięcia mogą się wiązać z lokalnie podwyższoną wytrzymałością, dając fałszywe wyobrażenie o wytrzymałości całego kompleksu.

Kolejne utrudnienie w poprawnej ocenie względnej wytrzymałości badanych skał może stanowić zróżnicowany stopień zwietrzenia testowanych powierzchni, dlatego wskazany jest celowy dobór badanych miejsc pod kątem porównywalności otrzymanych wyników. Najkorzystniejsza sytuacja pod tym względem panuje w przypadku badania pojedynczych form o małym zasięgu przestrzennym i jednolitym stopniu zwietrzenia wychodni. Znacznie większą ostrożność w interpretacji wyników należy zachować w badaniach regionalnych, gdzie wpływ zróżnicowania wieku badanych powierzchni na odczyty urządzenia pomiarowego jest prawdopodobny.

⁶ Młotek typu N uwalnia energię 2.207 Nm. Typ L uwalnia 1/3 wartości tej energii.

9. Podsumowanie i wnioski

Przeprowadzone badania 30 typów skał sudeckich wykazały znaczne zróżnicowanie ich wytrzymałości mechanicznej. Średnie wartości twardości dla poszczególnych stanowisk pomiarowych różnią się między sobą ponad trzykrotnie: zanotowano od 21,5 punkta w skali młotka Schmidta (piaskowce skałeniowe) po 70 (bazalty). Generalnie największe średnie wartości twardości osiągają skały z grupy magmowych (bazalty, trachybazalty, riolity, granity) oraz silnie i średnio zmetamorfizowane (gnejsy, keratofiry, marmury), podczas gdy skały osadowe i słabiej zmetamorfizowane są przeważnie słabo bądź umiarkowanie wytrzymałe, jakkolwiek w każdej z tych grup zdarzają się również skały o wyższej wytrzymałości (np. wapienie, silnie zlitfikowane mułowce, piaskowce kwarcowe, masywne zieleńce, łupki krzemionkowe, serpentynity). Niektóre typy skał, takie jak piaskowce, wykazują ponadto istotne zróżnicowanie lokalne wytrzymałości. Wyniki przeprowadzonych badań są generalnie zbieżne z wartościami przybliżonej wytrzymałości skał publikowanymi w literaturze (np. Attewell, Farmer 1976).

Mimo iż tektoniczna geneza większości masywów sudeckich nie ulega wątpliwości, ich rozmieszczenie w dużym stopniu pokrywa się z występowaniem skał o największej twardości. Skały te występują głównie w zachodniej, środkowo-zachodniej, i środkowo-wschodniej części Sudetów, oraz wzdłuż sudeckiego uskoku brzeżnego, przy czym mają dominujący udział na obszarach położonych powyżej 700 m n.p.m. Skały słabo wytrzymałe tworzą dwa łukowato wygięte pasy przebiegające w peryferycznych obszarach Sudetów i odpowiadają rozmieszczeniu znacznej części obniżień. Skały umiarkowanie wytrzymałe zajmują położenie pośrednie budując głównie obszary położone pomiędzy 500 a 700 m n.p.m. Przedstawiona zależność nie jest jednak

doskonała, bowiem skały o dużej wytrzymałości mają także znaczący udział na obszarach położonych poniżej 500 m n.p.m., a te o najmniejszej wytrzymałości spotykane są także na obszarach wysoko wydźwigniętych (głównie są to kompleksy łupkowe w obrębie masywów metamorficznych).

Analiza numerycznego modelu wysokości i jego map pochodnych oraz danych na temat litologii, tektoniki i potencjalnej wytrzymałości skał pozwala na ogólne stwierdzenie, że o ile za rozmieszczenie wielkoskalowych form rzeźby w Sudetach odpowiedzialna jest głównie tektonika, to zróżnicowana wytrzymałość skał stanowi istotny czynnik modyfikujący urzeźbienie powierzchni. Jako główna cecha rzeźby Sudetów jawi się przede wszystkim jej różnorodność wynikająca zarówno ze złożoności tektonicznej jak i strukturalnej. Porównanie obrazu przestrzennego ekspozycji, nachylenia i krzywizny stoków oraz wysokości względnych z mapą potencjalnej wytrzymałości skał prowadzi do następujących wniosków:

Regionalne zróżnicowanie częstości występowania poszczególnych kierunków ekspozycji w Sudetach nawiązuje przede wszystkim do dominujących orientacji dyslokacji i topolineamentów, które zmieniają się z zachodu na wschód. Zróżnicowanie wytrzymałości skał nie ma istotnego wpływu na przebieg granic regionów i podregionów wyróżnionych ze względu na ekspozycję, a więc de facto – na spójność ich obrazu morfotektonicznego.

W świetle mapy nachyleń, powierzchnie o małych spadkach (0–5°) występują przede wszystkim w nieznacznie wydźwigniętych brzeżnych partiach Sudetów oraz w obrębie kotlin śródgórskich, czyli na obszarach, gdzie skały nie wykazują dużych kontrastów wytrzymałości. W wielu miejscach słabo nachy-

lone powierzchnie podścielają mało wytrzymałe i słabo zaburzone skały osadowe, co wskazuje na istotną rolę zarówno denudacji jak i struktury w powstawaniu spłaszczeń. Na innych obszarach zrównany relief rozwinął się na wytrzymałych skałach krystalicznych. Horyzontalny front wietrzenia w przypadku granitów może odzwierciedlać wewnętrzne cechy skał, np. spękania pokładowe, naśladujące pierwotny strop intruzji.

W przypadku obszarów wierzchowinowych obecność spłaszczeń nie jest zjawiskiem powszechnym. Szerzej występują one tylko w Górach Izerskich, Bystrzyckich, Stołowych i Nizkim Jeseniku. Masywy posiadające spłaszczenia wierzchowinowe nie są do siebie podobne pod względem litologii i wytrzymałości skał, zatem przyczyn rozwoju i przetrwania tych powierzchni nie można upatrywać bezpośrednio w specyfice konkretnej litologii. Jest to raczej cały zespół uwarunkowań, wśród których kluczowe znaczenie ma historia tektoniczna tych masywów. Po pierwsze pochylenie górnej powierzchni ich zrębów jest bardzo małe, a ponadto w Górach Izerskich i Bystrzyckich – przeciwne do kierunku zrzutu uskoku, co nie sprzyja intensywnemu rozcinaniu erozyjnemu. Dodatkowo w Górach Stołowych i w północnej części Gór Bystrzyckich wierzchowiny buduje pokrywa dobrze przepuszczalnych piaskowców ciosowych umożliwiających podpowierzchniowy odpływ wód, co również opóźnia rozcinanie wierzchowiny. Z kolei Nizki Jeseník jest wypiętrzony najsłabiej i przypuszczalnie stosunkowo niedawno, w związku z czym postęp rozcinania jego wierzchowiny jest jeszcze niewielki.

W Sudetach strome stoki (powyżej 15°) występują w kilku układach przestrzennych i wiążą się zarówno z elementami tektonicznymi jak i strukturalnymi rzeźby. Zdecydowana większość stromych stoków wykształcona jest w obrębie skał wytrzymałych i bardzo wytrzymałych. Jedynie łupki metamorficzne o małej wytrzymałości stanowią istotny wyjątek od tej reguły (np. południowa część Karkonoszy, Jeřtédsko-Kozakovski Grzbiet). Lokalnie niska odporność skał jest przyczyną

większego tempa denudacji i braku dużych nachyleń pomimo wpływu aktywnej tektoniki (np. północny sektor sudeckiego uskoku brzeżnego, uskoki poprzeczne w obrębie rowu górnej Nysy). Stoki najbardziej strome ($>40^\circ$) występują przede wszystkim w kotłach polodowcowych i towarzyszą krawędziom i wnętrzom zdegradowanych stoliw piaskowcowych.

Krzywizna stoków może być rozpatrywana w pionie bądź w poziomie.

- w profilu pionowym większość stoków sudeckich jest wypukło-wklęsła. Tylko skłony najwyższych masywów mają także znaczące odcinki stoków prostych. Skały o dużej wytrzymałości są bardziej podatne na formowanie stoków o profilu silniej zakrzywionym, jakkolwiek sposób zakrzywienia powierzchni jest uwarunkowany także innymi cechami skał, m.in. układem istniejących w skale nieciągłości. Zakrzywienie pionowe jest także indykatorem złożoności powierzchni uskokowych, na których rozwinęły się poszczególne progi morfologiczne. Na mapach krzywizny pionowej dobrze widoczny jest schodowaty profil północnych stoków Karkonoszy oraz zachodniego obramowania masywu Śnieżnika.

- na mapie zakrzywienia poziomego główne krawędzie tektoniczne, wzgórza wyspowe i wulkaniczne są w planie wypukłe, podczas gdy krawędzie piaskowcowe są w planie wklęsłowypukłe lub umiarkowanie wklęsłe. Odmienność ta może wskazywać na szybsze tempo degradacji stoków piaskowcowych, podczas gdy wąskie, wciosowe doliny nie zaznaczające się w planie pozostałych form mogą być wynikiem dużej wytrzymałości skał, jak i wskazywać na stosunkowo młody wiek progów uskokowych.

Konstrukcja czterech map wysokości względnych z zastosowaniem różnej wielkości oczka filtra pozwala stwierdzić, że:

- większość form strukturalnych ma rozmiary poziome nie przekraczające wielkości 1000×1000 m: wzgórza wyspowe, neki wulkaniczne i krawędzie strukturalne z reguły

maksymalną wysokość (rzadko przekraczającą 300 m) osiągają przy zastosowaniu filtra o takiej wielkości oczka.

wysokość progów tektonicznych oraz ich rozmiary poziome są silnie zróżnicowane: niższe krawędzie osiągające 50–100 m wysokości ujawniają się w pełni przy filtrze o boku oczka 1000 m, podczas gdy skłony najwyższych masywów, mające niekiedy schodową morfologię i przekraczające wysokość 600 metrów, osiągają właściwe dla siebie przewyższenia dopiero przy zastosowaniu filtra 4-kilometrowego.

Badania w skali bardziej szczegółowej pozwoliły na sprecyzowanie wpływu zróżnicowania wytrzymałości skał na morfologię klasycznych form strukturalnych, jakimi są kuesty i neki wulkaniczne.

Badania kuest niecki północnosudeckiej wykazały, że skały o niskiej wytrzymałości (poniżej 35 punktów w skali młotka Schmidta) na tym obszarze nie tworzą progów, podczas gdy najwyższe kuesty (osiągające 80–150 m) budują skały o stosunkowo dużej twardości (średnio około 50 punktów w skali młotka Schmidta). Relacje pomiędzy twardością skał a wysokością progów strukturalnych nie są jednak uniwersalne i zależą od wielu różnych czynników. Obok zróżnicowania względnej wytrzymałości skał wpływ na wariacje morfologiczne progów mają: miąższość warstw progotwórczych (mała miąższość może skutkować znacznym obniżeniem wysokości progów), wewnętrzne zróżnicowanie ich petrografii (które może powodować zwielokrotnianie progów), uwarunkowana tektoniką podłoża intensywność erozji wgłębnej (najwyższe odcinki progów na Pogórzu Kaczawskim występują w niewielkiej odległości od największych, tranzytowych rzek; zasięg ten w przypadku Kaczawy i Bobru wynosi 5–6 km). Ponadto porównanie wysokości kuest występujących na obszarze niecki północnosudeckiej i śródsudeckiej wskazuje, że, abstrahując od samej intensyfikacji erozji rzecznej, udział tektoniki w kształtowaniu wysoko-

ści progów na tym ostatnim obszarze może sięgać do 150 m.

Dla wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego stwierdzono występowanie słabej pozytywnej korelacji pomiędzy wielkością wychodni a wysokością neków (współczynnik korelacji Pearsona $r=0,38$). Wysoka wytrzymałość bazaltów na tym obszarze (średnio 60,9 punktów w skali młotka Schmidta) zmienia się w niewielkim zakresie i silnie kontrastuje z wytrzymałością skał otoczenia, która zmienia się od 25,7 do 62,1 punktu. Wysokość wzgórz jest odwrotnie proporcjonalna do wytrzymałości otaczających je skał. Współczynnik korelacji Pearsona wynosi $-0,57$, ale jest znacząco wyższy, jeśli oblicza się go osobno dla różnych przedziałów wielkości wychodni. Dla wychodni <5 ha $r=-0,64$, podczas gdy dla większych wychodni wynosi od $-0,73$ do $-0,78$. Związek ten jest odzwierciedlony także przez asymetrię wzgórz położonych na granicy skał podłoża o różnych właściwościach. Asymetrię (do 50 m) może powodować także występowanie doliny rzecznej po jednej stronie neku. Neki lub ich strony, które nie podlegają aktywnej erozji mają wysokość skorelowaną z wytrzymałością podłoża słabiej ($r=-0,36$) niż te zlokalizowane w zasięgu erozji (od $r=-0,67$ do $r=-0,71$). Współwystępowanie jednostronnej erozji oraz różnicy wytrzymałości skał może prowadzić do różnicy wysokości obliczanej dla każdej strony neku sięgającej 100 m. Nie bez znaczenia dla rozwoju tych form pozostaje także amplituda wydzwignięcia tektonicznego obszarów w obrębie których one występują. Rozwojowi form twardzielcowych najbardziej sprzyja umiarkowane wydzwigniecie bloku skorupy ziemskiej.

Mniej jednoznacznie jawi się wpływ zróżnicowania twardości skał na morfologię obszarów krystalicznych. Badania terenowe nie potwierdziły twardzielowego charakteru większości grzbietów okalających intruzje granitoidowe masywów karkonoskiego i kłodzko-złotostockiego. O ile relacja granit – gnejs jest zgodna z oczekiwaniami (twardość mierzona dla gnejsowej osłony granitów jest wyższa względem tych ostatnich), nie udoku-

mentowano większej wytrzymałości mechanicznej hornfelsów. Wskazane są jednak dalsze badania wytrzymałości tej skały z uwagi na stosunkowo małą liczbę stanowisk pomiarowych. Jest również prawdopodobne, że dla współczesnej topografii otoczenia intruzji granitoidowych (szczególnie kłodzko-złotostockiej) większe znaczenie niż wytrzymałość względna skał mają pozycja tektoniczna granitoidów i skał sąsiednich oraz stopień odpreparowania intruzji spod skał osłony (łupinowa budowa granit-osłona).

Podobnie trudna do rozstrzygnięcia jest kwestia uwarunkowań strukturalnych wzgórz wyspowych. Zbieżność podwyższonej twardości skał z występowaniem wzgórz jest ewidentna tylko w przypadku granitów aplitowych, dla których odczyty na młotku Schmidta są o 5–7 punktów wyższe niż dla skał występujących w ich otoczeniu.

Badania przeprowadzone w obrębie najwyższego na Przedgórzu Sudeckim zespołu wzgórz wyspowych nie potwierdziły większej twardości gabra budującego Ślężę względem skał budujących pozostałe wzniesienia masywu. Średnia twardość gabra wynosi 51,8 punktu i jest nieco niższa niż średnia twardość zmierzona dla granitów, serpentynitów i amfibolitów. O różnicy w wysokości względnej Ślęży i jej wzgórz satelitarnych musiały zatem zdecydować przyczyny inne niż względna twardość skał. Ustalono natomiast pozytywną korelację pomiędzy występowaniem wypukłych mezoform stoku a podwyższoną twardością skał (wartości zmierzone na wychodniach w obrębie grzbietu i kopuły szczytowej Ślęży wynoszą od 50 do 63 punktów w skali młotka Schmidta), podczas gdy spłaszczenia w Masywie Ślęży rozwinięte są w tych miejscach, gdzie zmierzona twardość skał jest niższa niż przeciętnie (40–50 punktów). Na pionowe zróżnicowanie odczytów młotka Schmidta mogły mieć wpływ zarówno uwarunkowania strukturalne (np. obniżona wytrzymałość skał w strefie największej frekwencji spłaszczeń na wysokości 450–660 m n.p.m.), jak i egzara-

cyjne odświeżenie powierzchni skalnych w dolnych partiach stoków w czasie zlodowacenia środkowopolskiego (poniżej 450 m nie zanotowano twardości skał poniżej 50 punktów).

Przydatność zastosowanych metod badawczych jest oceniana generalnie pozytywnie. Mapy pochodne z numerycznego modelu wysokości pozwalają na dość precyzyjne, obiektywne i całościowe przedstawienie charakterystyki morfometrycznej obszaru badań, a mapa potencjalnej wytrzymałości skał jest praktyczną formą prezentacji zebranych danych terenowych. Integracja wielu warstw tematycznych w oprogramowaniu GIS jest trudna do przecenienia. Zastosowana rozdzielczość modelu wysokości 50 m wydaje się optymalna dla generowania wskaźników morfometrycznych w skali całego masywu. W przypadku badań prowadzonych na mniejszych obszarach wskazana jest konstrukcja modelu o większej rozdzielczości. Ponadto mapy skonstruowane na potrzeby niniejszej pracy mogą zostać wykorzystane w dalszych opracowaniach.

Wśród zidentyfikowanych obszarów problemowych dotyczących zastosowanej metodyki pomiarów terenowych znalazły się: duży rozrzut odczytów urządzenia pomiarowego dla skał grubokrystalicznych oraz zlepieńców, problem ograniczonych możliwości ekstrapolacji punktowych danych pomiarowych, kwestia ograniczonego dostępu do wychodni skalnych oraz zróżnicowanego stopnia ich zwieterzenia. Problemy te można jednak wyeliminować lub istotnie zmniejszyć, poprzez dokonywanie dużej liczby odczytów na każdym stanowisku, stosowanie możliwie gęstej sieci punktów pomiarowych oraz celowy dobór stanowisk pod kątem niewielkiego stopnia zwieterzenia badanych wychodni. Niewątpliwym atutem zebranej bazy danych cyfrowych jest możliwość jej łatwego uzupełniania. W przyszłości korzystna będzie z pewnością rozbudowa sieci pomiarowej, szczególnie po czeskiej stronie masywu.

Literatura:

- Adam A., 2004. Rzeźba strukturalna Pogórza Kaczawskiego i południowo-wschodniej części Pogórza Izerzkiego. *Przyroda Sudetów* 7, Jelenia Góra, 175–190.
- Aggastalis G., Alivizatos A., Stamoulis D., Stournaras G., 1980. Correlating uniaxial compressive strength with schmidt hardness, point load index, Young's modulus, and mineralogy of gabbros and basalts (Northern Greece). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 22, 1, 3–11.
- Alibert C., Letierrier J., Panasiuk M., Zimmermann J. L., 1987. Trace and isotope geochemistry of the alkaline Tertiary volcanism in southwestern Poland. *Lithos* 20, 311–321.
- Andrade C., Marques F., Freitas M.C., Cardoso R., Madureira P., 2002. Shore Platform Downwearing and Cliff Retreat in the Portuguese West Coast. *Littoral 2002, The Changing Coast. EUROCOAST / EUCC, Porto – Portugal* Ed. EUROCOAST – Portugal, 423–431.
- Attewell P.B., Farmer I.W., 1976. Principles of engineering geology. Chapman and Hall, London.
- Awdankiewicz M., 1997a. Permski wulkanizm bazaltowy w środkowej części niecki śródsudeckiej. *Acta Wratislaviensis 1917, Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 55, 43–70.
- Awdankiewicz M., 1997b. Permski wulkanizm, sedymentacja i tektonika w zachodniej części niecki śródsudeckiej. *Prace Specjalne Polskiego Towarzystwa Mineralogicznego* 9, 65–67.
- Awdankiewicz M., 1999. Volcanism in a late Variscan intramontane trough: Carboniferous and Permian volcanic centres of the Intra-Sudetic Basin, SW Poland. *Geologia Sudetica* 32, 1, 13–47.
- Awdankiewicz M., 2004. Petrology and geochemistry of Cenozoic basalts from Targowica (Fore-Sudetic Block). *Mineralogical Society of Poland – Special Papers* 24, 61–64.
- Awdankiewicz M., 2006. Fractional crystallization, mafic replenishment and assimilation in crustal magma chambers: geochemical constraints from the Permian post-collisional intermediate-composition volcanic suite of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *Geologia Sudetica* 38, 39–61.
- Aydin A., Basu A., 2005. The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology* 81, 1–14.
- Aydin A., 2009. ISRM Suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: Revised version. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 46, 627–634.
- Badura J., 1979. Pokrywy blokowe Śnieżki i Czarnego Grzbietu w Karkonoszach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20, 185–201.
- Badura J., 1996. Morfotektonika obniżenia żyławsko-zgorzeleckiego. *Przegląd Geologiczny* 44, 1239–1243.
- Badura J., 1999. The influence of Cainozoic tectonic movements on geomorphological development of the Niemcza-Strzelin Hills. *Quaternary Studies in Poland, Special Issue*, 219–225.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Przegląd Geologiczny* 54, 2, 145–153.
- Badura J., Przybylski B., 1993. Próba zastosowania wybranych metod morfometrycznych dla określenia wielkości ruchów neotektonicznych w Sudetach i na ich przedpolu. *Folia Quaternaria* 64, 43–53.
- Badura J., Przybylski B., 1995. Neotektoniczne aspekty rzeźby przedpola Sudetów Wschodnich. *Przegląd Geologiczny* 43, 762–765.
- Badura J., Przybylski B., 1998. Zasięgi lądolodów plejstocenyckich i deglacja obszaru między Sudetami i Wąłem Śląskim. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 385, 9–28.
- Badura J., Przybylski B., 2005. Application of digital elevation models to geological and geomorphological studies. *Przegląd Geologiczny* 53, 10/2, 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 Geodynamica et Geomaterialia* 1, 3 (135), 7–29.
- Badura J., Zuchiewicz W., Górecki A., Sroka W., Przybylski B., 2003. Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeżnego między Żłotym Stokiem a Dobromierzem. *Przegląd Geologiczny* 41, 12, 1048–1057.
- Badura J., Zuchiewicz W., Štěpančíková P., Przybylski B., Kontny B., Cacoń S., 2007. The Sudetic Marginal Fault: A young morpho-tectonic feature at the NE margin of the Bohemian Massif, Central Europe. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 4, 4 (148), 7–29.
- Ballantyne C. K., Black N. M., Finlay D. P., 1989. Enhanced boulder weathering under late-lying snow patches. *Earth Surface Processes and Landforms* 14, 745–750.

- Ballantyne C. K., Black N. M., Finlay D. P., 1990. Use of the Schmidt test hammer to detect enhanced boulder weathering under late-lying snow patches. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 471–474.
- Balatka B., Czudek T., Demek J., Sládek J., 1973. Regionální členění reliéfu ČSR. *Sborník ČSSZ* 78, 2, Praha, 81–96.
- Baraniecki L., 1952. Gołoborza Ostrzycy i Sobótki. *Czasopismo Geograficzne* 21-22, 439–440.
- Baroň I., Kopačková V., Metelka V., 2007. Morfostrukturní a kinematická analýza vývoje části Západních Karpat na základě digitálního modelu reliéfu SRTM. W: J. Hradecký, T. Pánek (red.), *Geomorfologický sborník 6, Sborník abstraktů a exkurzní průvodce, Stav geomorfologických výzkumů v roce 2007, Mezinárodní geomorfologická konference Malenovice 2–4.04.2007*, 8.
- Bażyński J., Doktor S., Graniczny M., 1984. Mapa fotogeologiczna Polski w skali 1:1 000 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Bażyński J., Graniczny M., Oberc J., Wilczyński M., 1986. Mapa fotogeologiczna Sudetów 1:200 000. Państwowy Instytut Geologiczny.
- Berg G., 1927. Zur Morphologie des Riesengebirges. *Z. Geomorphologie* 2, 1–20.
- Bieniawski Z., T., 1989. *Engineering Rock Mass Classifications*. New York, Wiley.
- Bíl M., 2003. Spatial (GIS) analysis of relief and lithology of the Vsetínské vrchy Mountains (Outer West Carpathians, Czech Republic). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 73, 55–66.
- Birkenmajer K., 1967. Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Ochrona Przyrody* 32, 225–276.
- Birkenmajer K., Jeleńska M., Kądziołko-Hofmokr M., Kruczyk J., 1977. Age of deep-seated fracture zones in Lower Silesia (Poland) based on K-Ar and palaeomagnetic dating of Tertiary basalts. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 47, 545–552.
- Birkenmajer K., Pécsekay Z., 2002. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland I. Alkali basaltic rocks of the Opole region. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 50(1), 31–50.
- Birkenmajer K., Pécsekay Z., Grabowski J., Lorenc M. W., Zagożdżon P. P., 2002. Radio-metric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. III. K-Ar and palaeomagnetic data from Early Miocene basaltic volcanics near Jawor, Fore-Sudetic Block, *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 72, 241–253.
- Birkenmajer K., Lorenc M. W., Pécsekay Z., Zagożdżon P., 2004. Wiek, cykle i kierunek migracji trzeciorzędowego bazaltowego wulkanizmu Dolnego Śląska w świetle datowań K–Ar. W: M. Michalik, K. Jacher-Sliwczynska, M. Skiba, J. Michalik (red.) — VIII Ogólnopolska Konferencja Naukowa „Datowanie minerałów i skał”, Kraków, 18–19 listopada 2004. Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Kraków, 9–10.
- Borkowska I., Czerwiński J., 1973. On some mineralogical and textural features of granite regolith in the Karkonosze Mts. *Studia Geographica*, 33, 43–52.
- Brideau M-A., Stead D., Huscroft C., Fecova K., 2004. Quaternary, structural and engineering geology of the Aishihik River landslide, Cracker Creek area (NTS 115A/15), Yukon. W: D.S. Emond, L.L. Lewis, G.D. Bradshaw (red.), *Yukon Exploration and Geology 2004*. Yukon Geological Survey, 83–94.
- Budkiewicz M., 1971. Złoże kaolinu z Kamienia koło Mirska. *Kwartalnik Geologiczny* 15, 345–357.
- Brook M.S., Kirkbride M.P., Brock B.W., 2004. Rock strength and development of glacial valley morphology in the Scottish Highlands and northwest Iceland. *Geografiska Annales* 86 A, 3, 225–234.
- Budkiewicz M., 1974. Niektóre złoża kaolinu okolic Świdnicy na Dolnym Śląsku. *Prace Geologiczne PAN* 87.
- Burnett B. N., Meyer G. A., McFadden L. D., 2008. Aspect-related microclimatic influences on slope forms and processes, northeastern Arizona. *Journal of Geophysical Research* 113, F03002, doi:10.1029/2007JF000789.
- Carrara A., Cardinali M., Detti R., Guzzetti F., Pasqui V., Reichenbach P., 1991. GIS Techniques and Statistical Models in Evaluating Landslide Hazard. *Earth Surface Processes and Landform* 16, 427–445.
- I. Chlupáč, P. Štorch (red.), 1992. Regionálně geologické dělení Českého masívu na území České republiky. *Čas. Mineral. Geol.* 37, 4, 258–275.
- Chmal H., Traczyk, A., 1993. Plejstocénské lodowce gruzowe w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 64, 3–4, 253–263.
- Chmura K., 1970. Własności fizyko-termiczne skał niektórych polskich zagłębi górniczych. Wydawnictwo Śląsk, Katowice.
- Chrutek P., 2008. Using GIS to estimate the avalanche release hazard level: the case of Kasprowy Wierch, Tatra Mts. *Roczniki Geomatyki* 6, 1, 41–48.

- Chvátalová A., 2000. Geologické a geomorfologické poměry Lužických hor. *Acta Universitatis Purkynianae* 59, *Studia Geographica* 3, Ústí nad Labem.
- Ciuk E., Piwocki M., 1979. Trzeciorzęd w rejonie Ząbkowic Śląskich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 320, 27–56.
- Claessens L., Knapen A., Kitutu M.G., Poesen J., Deckers J.A., 2007. Modelling landslide hazard, soil redistribution and sediment field of landslides on the Ugandan footslopes of Mount Elgon. *Geomorphology* 90, 23–35.
- Clayton K., Shamoon N., 1998a. A new approach to the relief of Great Britain I. The machine-readable database. *Geomorphology* 25, 31–42.
- Clayton K., Shamoon N., 1998b. A new approach to the relief of Great Britain II. A classification of rocks based on relative resistance to denudation. *Geomorphology* 25, 155–171.
- Clayton K., Shamoon N., 1999. A new approach to the relief of Great Britain III. Derivation of the contribution of neotectonic movements and exceptional regional denudation to the present relief. *Geomorphology* 27, 173–189.
- Clerici A., Perego S., Tellini C., Vescovi P., 2010. Landslide failure and runout susceptibility in the upper T. Ceno valley (Northern Apennines, Italy). *Natural Hazards* 52, 1, 1–29.
- Çobanoğlu İ., Çelik S. B., 2008. Estimation of uniaxial compressive strength from point load strength, Schmidt hardness and P-wave velocity. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 67, 491–498.
- Cwojdzinski S., 1979. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologiczne Sudetów 1:25 000. Arkusz Krosnowice. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Cwojdzinski S., Jodłowski S., 1978. Ukształtowanie powierzchni podłoża i geologia kenozoiku południowo-wschodniej części bloku przedsudeckiego. *Kwartalnik Geologiczny* 22, 1, 145–162.
- Cwojdzinski S., Żelaźniewicz A., 1995. Podłoże krystaliczne bloku przedsudeckiego, *Annales Societas Geologorum Poloniae*, Wydanie specjalne, Przewodnik LXVI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego „Geologia i ochrona środowiska bloku przedsudeckiego”, 11–28.
- Czarnecka B., Janiec B. (red.), 2003. Sudety. Przewodnik dydaktyczny dla przyrodników. Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Czeppe Z., 1949. Labirynt skalny na szczycie Gór Stołowych. *Wierchy* 19, 44–57.
- Czeppe Z., 1951. Góry Stołowe, kartowanie morfologiczne (powierzchnie strukturalne). Sprawozdanie Komitetu Badań Fizjograficznych za rok 1948, PAU, Kraków, 23–24.
- Czeppe Z., 1952. Z morfologii Gór Stołowych. *Ochrona Przyrody* 20, 236–252.
- Czudek T. (red.), 1976. Regionální členění reliéfu ČSR. Geografický ústav ČSAV, Brno.
- Czudek T., 1983. Relief a fosilní zvětraliny v okolí Bruntálu. *Sborník Československé Geografické Společnosti* 88, 289–297.
- Czudek T., 1997. Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Sursum, Tišnov.
- Czudek T., Demek J., Morvan P., Panoš V., Raušer J., 1964. Verwitterungs und Abtragungsformen des Granits in der Böhemischen Massiv. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft* 3.
- Czudek T., Dvořák J., 1990. Vznik morfo-struktury Moravské brány. *Sborník Česko-slovenské Geografické Společnosti* 94, 241–248.
- Danišík M., Migoń P., Kuhlemann J., Evans N. J., Dunkl I., Frisch W., 2010. Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. *Geomorphology* 117, 78–89.
- Day M.J., 1981. Rock Hardness and Land-form Development in the Gunong Mulu National Park. Sarawak. E. Malaysia. *Earth Surface Processes and Landforms* 6, 165–172.
- Day M. J., Goudie A. S., 1977. Field assessment of rock hardness using the Schmidt test hammer. *British Geomorphological Research Group, Technical Bulletin*, 18, 19–29.
- Deere D. U., Miller R. P., 1966. Engineering classification and index properties for intact rock. *Air Force Weapons Laboratory Technical Report AFWL-TR-65-116*, University of Illinois, Urbana.
- Demek J. (red.), 1965. Geomorfologie českých zemí, Nakladatelství Československé Akademie věd, Praha.
- Demek J. (red.), 1987. Zeměpisný lexikon ČSR, Hory a nížiny. Praha, Nakladatelství Československé Akademie věd.
- Demek J., 1982. Zarovnané povrchy České vysočiny. W: Geomorfologická konference, Univerzita Karlova, Praha, 37–46.
- Demek J., Kopecký J., 1998. Mt. Kralický Sněžník (Czech Republic): landforms and problem of Pleistocene glaciation. *Moravian Geographical Reports* 6, 2, 18–37.

- Dickson M. E., Kennedy D. M., Woodroffe C. D., 2004. The influence of rock resistance on coastal morphology around Lord Howe Island. *Southwest Pacific, Earth Surface Processes and Landforms* 29, 629–643.
- Dinçer I., Acar A., Çobanoğlu I., Uras Y., 2004. Correlation between Schmidt hardness, uniaxial compressive strength and Young's modulus for andesites, basalts and tuffs. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 63, 2, 141–148.
- Doktor S., Graniczny M., Łysenko V., 1992. Kompleksowa analiza fotogeologiczna Sudetów Zachodnich na obszarze Polski i Czech. *Technika Poszukiwań Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia* 6, 53–60.
- Don J., Żelaźniewicz A., 1990. The Sudetes-boundaries, subdivision and tectonic position. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen* 179, Stuttgart, 121–127.
- Don J., 1993. Metamorfik Śnieżnika oraz górnokredowy rów Nysy na tle blokowego wypiętrzania Sudetów. W: H. Chmał, A. Traczyk (red.), II Zjazd Geomorfologów Polskich, Łądek Zdrój 4-7 10 1993, "Morfolo-gia Gór średnich". Streszczenia referatów i przewodnik wycieczkowy, Instytut Geograficzny Uniwer-sytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Wydawnictwo Uniwersytetu Wro-cławskiego, 9–11.
- Dudley P., 2005. The effects of rock hardness and stream power on channel width, in Arroyo Seco, Monte-rey Country, California, Cordilleran Section – 101st Annual Meeting (April 29–May 1, 2005). *Geologi-cal Society of America Abstracts with Programs* 37, 4, s. 78.
- Dumanowski B., 1961. Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej na przykładzie Gór Stołowych, *Czasopismo Geograficzne* 32, 3, 311–323.
- Dumanowski B., 1963. Stosunek rzeźby do struktury w granicie Karkonoszy. *Acta Wratislaviensis* 9, *Studia Geograficzne* 1, 27–35.
- Dumanowski B., 1967. Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej. *Acta Univer-sitas Wratislaviensis* 61, *Studia Geograficzne* 9.
- Dumanowski B., 1968. Influence of petro-graphical differentiation of granitoids on land forms. *Geographia Polonica*. 14, 93–98.
- Duvall A., Kirby E., Burbank D., 2004. Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and pro-cesses in coastal California. *Journal of Geophysical Research* 109, F03002.
- Dyja S., 1975. Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. W: Współ-czesne i młodotrzecio-rzędowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 121–132.
- Dyja S., 1993. Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. *Folia Quaternaria* 64, 25–41.
- Eddleman J. L., Morris T. H., 2005. Elevation, longitudinal profile, and Schmidt hammer analysis of strath terraces through Capitol Reef National Park, Utah: bedrock channel response to climate forcing? Salt Lake City Annual Meeting (October 16–19, 2005), *Geological Society of America Abstracts with Pro-grams* 37, 7, s. 295.
- Ericson K., 2004. Geomorphological surfaces of different age and origin in granite landscapes: an evaluation of the Schmidt hammer test. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 495–509.
- Evans D. J.A., Archer S., Wilson D. J. H., 1999. A comparison of the lichenometric and Schmidt hammer da-ting techniques based on data from the proglacial areas of some Icelandic glaciers. *Quaternary Sci-ence Reviews* 18, 13–41.
- Fairbridge R. W., 1968. Volcanic neck and diatremes. W: R. W. Fairbridge (red.), *The Encyclopedia of Geo-morphology*. Reinhold Book Corporation, New York, 1200–1208.
- Finckh L., 1928. Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preussen. Blatt Zobten, 1–95.
- Frech F., Kampers F. (red.), 1913. *Geologie von Schlesiens (Schlesische Landeskunde)*, Verlag Veit & Compa-ny, Leipzig, 40–103.
- Gajewski Z., 1966. Serpentyt Grochowej-Braszowic i związana z nimi mineralizacja magnezytowa, W: *Z geologii ziem zachodnich*. PWN, Wrocław, 451–458.
- Gajewski Z., 1970. Występowanie i własności magnezytów masywu serpentynitowego Gogołów – Jordanów na tle budowy geologicznej obszaru. *Z badań złóż surowców skalnych w Polsce*. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 240, 5, 55–156.
- Gaździk J., 1969. Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, Arkusz Sobótka (M 33 – 46 Ad) 1:25 000. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Gellert J., 1931. Geomorphologie des mittelschlesischen Inselberglandes, *Zeitschrift der Deutschen Geolo-gischen Gesellschaft* 83, 431–447.
- Gadzojanis A., Plewniak W., 1974. Mapa intensywności urzeźbienia Sudetów Kłodzkich, *Acta Universitas Wratislaviensis* 236, *Prace Instytutu Geograficznego A*, 79–83.

- Ganas A., Pavlides S., Karastathis V., 2005. DEM-based morphometry of range-front escarpments in Attica, central Greece, and its relation to fault slip rates. *Geomorphology* 65, 301–319.
- Gerrard A. J., 1988. *Rocks and Landforms*, Unwin Hyman, London.
- Gilewska S., 1986. Podział Polski na jednostki geomorfologiczne, *Przegląd Geograficzny* 58, 1-2, 15–40.
- Gilewska S., 1991. Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze*. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, 37–80.
- Gökçeoğlu C., Aksoy H., 2000. New approaches to the characterization of clay-bearing, densely jointed and weak rock masses. *Engineering Geology* 58, 1, 1–23.
- Golts S., Rosentahl E., 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology* 7, 305315.
- Goudie A.S., 2006. The Schmidt hammer in geomorphological research. *Progress in Physical Geography* 30, 703–718.
- Gorczyca-Skała J., 1977. Budowa Geologiczna Rowu Wlenia. *Geologia Sudetica* 12, 1, 71–100.
- Grab S., Van Zyl C., Mulder N., 2005. Controls on basalt terrace formation in the eastern Lesotho highlands. *Geomorphology* 67, 473–485.
- Greco R., Sorriso-Valvo M., 2005. Relationships between joint apparent separation, Schmidt hammer rebound value, and distance to faults, in rocky outcrops, Calabria, Southern Italy. *Engineering Geology* 78, 309–320.
- Grocholski A., Jerzmański J., 1975. Zabytki paleowulkanizmu na Dolnym Śląsku w świetle ochrony przyrody. *Ochrona Przyrody* 40, 291–342.
- Grohmann C.H., Riccomini C., Alves F. M., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers and Geosciences* 33, 1, 10–19.
- Gustavsson M., Seijmonsbergen A.C., Kolstrup E., 2008. Structure and Contents of a New Geomorphological GIS Database Linked to a Geomorphological Map, with an example from Liden, central Sweden. *Geomorphology* 95, 335–349.
- Hall K., 1992. Enhanced bedrock weathering association with late-lying snow patches: evidence from Livingston Island, Antarctica. *Earth Surface Processes and Landforms* 18, 121–129.
- Haryono E., Day M., 2004. Landform differentiation within the Gunung Kidul Kegelkarst, Java, Indonesia. *Journal of Cave and Karst Studies* 66, 2, 62–69.
- Hergarten S., Neugebauer H. J., (red.) 1999. *Process Modelling and Landform Evolution*. Lecture Notes in Earth Science 78, Springer Verlag.
- Hoek E., 1999. Putting numbers to geology – an engineer's viewpoint. *Quarterly Journal of Engineering Geology* 32, 1, 1–19.
- Hui-Ping Z., Shao-Feng L., Nong Y., Yue-Qiao Z., Guo-Wei Z., 2006. Geomorphic characteristics of the Minjiang drainage basin (eastern Tibetan Plateau) and its tectonic implications: New insights from a digital elevation model study. *Island Arc* 15, 2, 239–250.
- Ivan A., 1982. Někteřé morfostrukturní rysy reliéfu na granitoidech Českého maslu. W: *Geomorfologická konference*, Univerzita Kralova, Praha, 53–59.
- Ivan A., 1983. Geomorfologické poměry Žulovské pahorkatiny. *Zprávy Geogr. Úst. ČSAV* 20, 4, 49–69.
- Ivan A., 1990. K charakteru neotektonických pochyb a vývoji reliéfu v oblasti Hrubého Jeseníku a východní části Orlických hor. *Časopis Slezského Muzea* A, 39, 277–281.
- Ivan A., 1997. Topography of the marginal Sudetic Fault in the Rychlebské hory (Mts.) and geomorphological aspects of epiplat-form orogenesis in the NE part of the Bohemian Massif. *Moravian Geographical Reports* 5, 1, 3–17.
- Jahn A., 1953a. Karkonosze – rys morfologiczny. *Czasopismo Geograficzne* 23/24, 107–121.
- Jahn A., 1953b. Morfologiczna problematyka Sudetów Zachodnich. *Przegląd Geograficzny* 25 51–59.
- Jahn A., 1961. The Sudetes. W: *Guide-Book of Excursion B*. VI Congress of INQUA, Poland, Warsaw, 5–47.
- Jahn A., 1962. Geneza skałek granitowych. *Czasopismo Geograficzne* 33, 1, 19–44.
- Jahn A., 1966. Sudety Zachodnie i ich przedpole. *Przewodnik wycieczkowy IX Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego*.
- Jahn A., 1974. Granite tors in the Sudeten Mountains. *The Institute of British Geographers, Special Publication* 7, 53–61.
- Jahn A., 1980. Główne cechy i wiek rzeźby Sudetów. *Czasopismo Geograficzne* 51, 2, 129–154.
- Jahn A., 1993. Paleogeograficzne problemy Sudetów. W: H. Chmał, A. Traczyk, (red.), *II Zjazd Geomorfologów Polskich, Łądek Zdrój 4-7 10 1993, "Morfologia Gór średnich"*, Streszczenia referatów i przewodnik wycieczkowy. Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, 5–6.

- Jahn A., Chodak T., Migoń P., August C., 2000. Utwory zwietrzelinowe Dolnego Śląska. Nowe stanowiska, wiek i znaczenie geomorfologiczne, *Acta Wratislaviensis* 2238, *Studia Geograficzne* 72.
- Jerzmański J., Śliwa Z., 1979. Bazalty, W: K.Dziedzic, P.Kozłowski, A. Majerowicz, L. Sawicki (red.). Surowce mineralne Dolnego Śląska, Ossolineum, Wrocław, 259–269.
- Johannsson M., Olvomo M., Söderström M., 1999. Application of digital elevation and geological data in studies of morphotectonics and relief – a case study of the sub-Cambrian peneplain on southwestern Sweden. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 43, 4, 505–520.
- Jońca E., 1969. Formy skalne Zaworów w Sudetach. *Chrońmy Przyrodę* 25(5), 18–25.
- Jordan G., 2003. Morphometric analysis and tectonic interpretation of digital terrain data: A case study. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 807–822.
- Jordan G., Csillag G., Szucs A., Qvarfort U., 2003. Application of digital terrain modelling and GIS methods for the morphotectonic investigation of the Káli Basin, Hungary. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 47, 145–169.
- Kahraman S., 2001. Evaluation of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock. *International Journal of Rock Mechanics* 38, 7, 981–994.
- Kahraman S., Fener M., Gunayidin O., 2002. Predicting the Schmidt hammer values of in-situ rock from core sample values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 39, 395–399.
- Katz O., Reches Z., Roegiers J.-C., 2000. Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 37, 723–728.
- Kennedy D.M., 2010. Geological control on the morphology of estuarine shore platforms: Middle Harbour, Sydney, Australia. *Geomorphology* 114, 71–77.
- Kędzierska, J., 1999. Wulkanity trzeciorzędowe w rzeźbie Sudetów i ich znaczenie dla oceny długookresowej denudacji. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- King L. C., 1953. Canons of landscape evolution. *Geological Society of America Bulletin* 64, 721–752.
- Klimaszewski M., 1946. Podział morfologiczny południowej Polski. *Czasopismo Geograficzne* 17, 3–4, 133–182.
- Klimaszewski M., 1947. Sudety. *Wierchy* 17, 39–57.
- Klimaszewski M., 1948. Krajobraz Sudetów. W: *Oblicze Ziemi Odzyskanych Dolny Śląsk*. Książnica-Atlas, Wrocław-Warszawa 1, 113–164.
- Klimaszewski M., 1958. Rozwój terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. *Przegląd Geograficzny* 30, 1, 3–43.
- Klimaszewski M., 1981. *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Kondracki J., 2000. *Geografia regionalna Polski*. PWN, Warszawa.
- Kopecký A., 1972. Hlavní rysy neotektoniky Československa. *Sborník geologických věd. Antropozoikum* 6, 77–155.
- Kościółko H., 1982. Rozwój zwietrzelin kaolinowych na przedpolu Sudetów Wschodnich. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 336, 7–59.
- Kotarba A., Król K., Rutkowski J., 2002. Zastosowanie młotka Schmidta do badania granitów Tatrzańskich. W: VI Zjazd Geomorfologów Polskich „Środowiska górskie – ewolucja rzeźby”, Jelenia Góra 11–14 września 2002, Streszczenia referatów i posterów, 79–80.
- Kowalczyk J., 1973. Morfologia wzgórz melafirowych i porfirowych w okolicy Świerzawy. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytet Wrocławski.
- Kowalski B., 1973. Rozwój krawędzi brzeżnej wschodniej części kaledonidów kaczawskich w trzeciorzędzie, *Dokumentacja Geograficzna* 6.
- Kowalski B., 1976. Trzeciorzędowa rzeźba Wzgórz Strzegomskich *Wszehświat* 4, 94–96.
- Kowalski B., 1977. Podłoże trzeciorzędu przedpola Sudetów Zachodnich w rejonie Jawora. *Przegląd Geograficzny* 49, 99–118.
- Kowalski B., 1978. Osady cykliczne na przedpolu kaledonidów kaczawskich a rozwój powierzchni zrównania i sudeckiego uskoku brzeżnego na odcinku ich wschodniej części. *Prace Geograficzne WSP w Kielcach* 1, 34–50.
- Kozłowski S., 1986. *Surowce skalne Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Kozłowski S., Parachoniak W., 1960. Produkty wietrzenia bazaltów w rejonie Lubania na Dolnym Śląsku. *Acta Geologia Polonica* 10, 285–318.
- Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północno-sudeckiej. *Prace Muzeum Ziemi, Prace Petrograficzne i Geologiczne* 11, 191–221.
- Král V., 1985. *Zároveň povrchy České vysočiny*. Studie ČSAV 10, Akademie, Praha.

- Králík F., 1989. Nové poznatky o kontinentálním zalednění severních Čech. Sborník geologických ved, Antropozoikum 19, 9–74.
- Křížek M., Tremel V., Engel Z., 2007. Zákonitosti prostorového rozmístění periglaciálních tvarů v Krkonoších nad alpskou hranicí lesa. Opera Corcontica 44, 1, 67–80.
- Krzyszowski D., Pijet E., 1993. Morphological effects of Pleistocene fault activity in the Sowie Mountains, Sudeten, Southwestern Poland. Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Supplement-Band 94, 243–259.
- Krzyszowski D., Przybylski B., Badura J., 2000. The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (south-western Poland). Geomorphology 33, 149–166.
- Krzyszowski D., Stachura R., 1993. Morfologiczne efekty ruchów neotektonicznych na Pogórzu Wałbrzyjskim w Sudetach Środkowych. Quaternaria 64, 71–82.
- Krzyszowski D., Migoń P., Sroka W., 1995. Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault. Folia Quaternaria 66, Kraków, 73–98.
- Krzyszowski D., Olejnik W., 1998. The role of neotectonics in the Quaternary evolution of the landscape of the Sowie Mts., Sudetes, southwestern Poland. Geologia Sudetica 31, 221–239.
- Kubicz A., 1966. Zmienność petrograficzna skał serpentynitowych okolicy Grochowej i Braszowic. Archiwum Mineralogiczne 26, 397–472.
- Kühni A., Pfiffner O. A., 2001. The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. Geomorphology 41, 285–307.
- Kural S., 1979. Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego 313, 9–68.
- Kužvart M., 1965. Geologické poměry moravskoslezských kaolínů. Sborník Geologických Věd, Ložisková Geologie 6, 87–146.
- Latocha A., 2003. Uwarunkowania rozwoju rzeźby struktur płytowych na przykładzie Gór Stołowych i Gór Bystrzyckich. Przegląd Geograficzny 75, 2, 231–250.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkalisilica diagram. Journal of Petrology 27, 745–750.
- Leśniewicz S., 1996. Morfologia peryglacialna północnych stoków Łabskiego Szczytu w Karkonoszach. Acta Wratislaviensis 1808, Prace Instytutu Geograficznego A8, 81–92.
- Lifton Z. M., Thackray G. D., Glenn N. F., Link P., Van Kirk R., 2005. Bedrock strength controls on the valley morphometry of Big Creek, Idaho and Valley Counties, Central Idaho, 2005 Salt Lake City Annual Meeting (October 16–19, 2005). Geological Society of America Abstracts with Programs 37, 7, s. 305.
- López-Moreno J. I., Nogues-Bravo D., Chueca-Cia J., Julián-Andrés A., 2006. Glacier development and topographic context. Earth Surface Processes and Landforms 31, 12, 1585–1594.
- Łatkiewicz A., Michalik M., Zych B., 2002. Opaque minerals in Tertiary basalts from the Lower Silesia. Polskie Towarzystwo Mineralogiczne – Prace Specjalne 20, 133–136.
- Maciejak K., 1988. Morfologia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytet Wrocławski.
- Maciejak K., Migoń P., 1990. Rzeźba krawędziowa Pogórza Izerskiego i Kaczawskiego. Chrońmy Przyrodę Ojczystą 46 (4–5), 73–81.
- Maggioni M., Gruber U., Stoffel A., 2002. Definition and characterisation of potential avalanche release areas. Proceedings of the 2002 ESRI International User Conference, July 8–12 2002. URL: <http://proceedings.esri.com/library/userconf/proc02/pap1161/p1161.htm>.
- Majerowicz A., 1960. Granit okolic Sobótki i jego stosunek do osłony w świetle badań petrograficznych. Archiwum Mineralogiczne 24, 2, 127–237.
- Majerowicz A., 1994. Textural features and symptoms of ocean floor metamorphism in the top part of the Ślęza ophiolite (SW Poland). Archiwum Mineralogiczne 50, 2, 97–136.
- Majerowicz A., 2006. Krótki przewodnik terenowy po skałach ofiolitowego zespołu Ślęzy oraz ich petrologicznej i geologicznej historii. Acta Wratislaviensis 2830.
- Majerowicz A., Pin C., 1992. The main petrological problems of the Mt. Ślęza ophiolite complex, Sudetes, Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie 1, 9/10, 989–1018.
- Martini A., 1969. Sudetic tors formed under periglacial conditions. Biuletyn Peryglacjalny 19, 351–369.
- Martini A., 1979. Peryglacjalny charakter wierzchowiny Masywu Śnieżnika Kłodzkiego. Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich, 20, 203–217.
- Matthews J. A., Owen G., 2009. Schmidt hammer exposure-age dating: developing linear age-calibration curves using Holocene bedrock surfaces from the Jotunheimen–Jostedalbreen regions of southern Norway. Boreas 39, 1, 105–115.

- Matthews J. A., Shakesby R., 1984. The status of the Little Ice Age in southern Norway: relative age-dating of neoglacial moraines with Schmidt hammer and lichenometry. *Boreas* 13, 333–346.
- Maull, O., 1958. *Handbuch der Geomorphologie*. Verlag Franz Deuticke, Wiedeń.
- Mazur S., 1995. Strukturalna i metamorficzna ewolucja wschodniej okrywy granitu Karkonoszy w południowej części Rudaw Janowickich i Grzbiecie Lasockim. *Geologia Sudetica* 29, 31–98.
- Mazur S., 2005. Geologia okrywy metamorficznej granitu Karkonoszy. W: M. Mierzejewski (red.), *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2823, 133–159.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly*, 50, 1, 89–118.
- Mazurski K. R., 1971. Skałki Łądeckie. *Wszechświat* 7–8, 202–205.
- Mazurski K. R., 1975. Morfometryczno-statystyczna ocena ekspozycji stoków otoczenia Kotliny Kłodzkiej. *Czasopismo Geograficzne* 46, 1, 79–86.
- McCarroll D., Ballantyne C. K., Nesje A., Dahl S. O., 1995. Nunataks of the last ice sheet in northwest Scotland. *Boreas* 24, 4, 305–323.
- McCarroll D., Nesje A., 1993. The vertical extent of ice sheets in Nordfjord, western Norway: measuring degree of rock surface weathering. *Boreas* 22,3, 255–265.
- McCarroll D., 1989. Potential and limitations of the Schmidt hammer for relative age dating: field tests on Neoglacial moraines, Jotunheimen, southern Norway. *Arctic Alpine Research* 21, 268–275.
- McClung, D.M., 2001. Characteristics of terrain, snow supply and forest cover for avalanche initiation caused by logging. *Annals of Glaciology* 32, 1, 223–229.
- McKeown F.A., Jones-Cecil M., Askew B.L., McGrath M.B., 1988. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. *U. S. Geological Survey Bulletin* 1807, 1–39.
- Michniewicz M., 1998. The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geologia Sudetica* 31, 2, 317–328.
- Michniewicz M., 2002. Czwartorzędowe doliny kopalne w Sudetach Zachodnich i stan ich rozpoznania hydrogeologicznego. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 403, 63–100.
- Migoń P., 1991. The origin of stepped topography in the northern part of the Karkonosze granite massif. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 39, 3, 267–276.
- Migoń P., 1992a. Inherited landforms in the crystalline areas of the Sudetes Mts. A case study from the Jelenia Góra Basin, SW Poland. *Geographia Polonica* 60, 123–136.
- Migoń P., 1992b. Rola podpowierzchniowego wietrzenia chemicznego w ewolucji krajobrazu. *Czasopismo Geograficzne* 63, 2, 169–172.
- Migoń P., 1993a. Geneza Kotliny Jeleniogórskiej. *Opera Corcontica* 30, 85–115.
- Migoń P., 1993b. Kopułowe wzgórza granitowe w Kotlinie Jeleniogórskiej. *Czasopismo Geograficzne* 64, 1, 3–22.
- Migoń P., 1993c. Znaczenie rzeźby inicjalnej w rekonstrukcjach neotektonicznych na wybranych przykładach z Sudetów. *Folia Quaternaria* 64, 55–70.
- Migoń P., 1996a. Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomicy. *Czasopismo Geograficzne* 67, 233–244.
- Migoń P., 1996b. Zarys rozwoju geomorfologicznego Masywu Śnieżnika. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.), *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*. Polska Agencja Ekologiczna S. A., Wyd. PAE, Warszawa, 35–45.
- Migoń P., 1997a. Crystalline rock inselbergs in southwestern Poland. Origin and Palaeoenvironmental significance. *Acta Wratislaviensis* 1872, *Studia Geograficzne* 64.
- Migoń P., 1997b. Tertiary etchsurfaces in the Sudetes Mountains, SW Poland – a contribution to the pre-Quaternary morphology of Central Europe. W: M. Widdowson, (red.), *Palaeosurfaces: recognition, reconstruction, and palaeoenvironmental interpretation*. *Geological Society* 120, 187–202.
- Migoń P., 1997c. The geologic control, origin and significance of inselbergs in the Sudetes, NE Bohemian Massif, Central Europe. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N. F. 41, 1, 45–66.
- Migoń P., 1998. Długookresowa ewolucja rzeźby denudacyjnej środkowej i zachodniej Europy. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 2080, *Studia Geograficzne* 70.
- Migoń P., 1999a. Inherited landscapes of the Sudetic Foreland (SW Poland) and implications for reconstructing uplift and erosional histories of upland terrains in Central Europe. *Geological Society, Special Publications* 162, 93–107.
- Migoń P., 1999b. Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). *Przegląd Geologiczny* 47, 10, 946–950.

- Migoń P., 1999c. Znaczenie głębokiego wietrzenia w morfogenezie Sudetów. *Przegląd Geograficzny* 71, 59–75.
- Migoń P., 2004. Structural landform. W: A. S. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology* 2. Routledge, London, 1007–1009.
- Migoń P., 2005a. Karkonosze – rozwój rzeźby terenu. W: M. P. Mierzejewski (red.), *Karkonosze. Przyroda nieożywiona i człowiek*. Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Acta Universitatis Wratislaviensis 2823, 323–351.
- Migoń P., 2005b. Piaskowcowe formy skalne w okolicach Krzeszowa w Sudetach Środkowych. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzn* 61, 2, Kraków, 79–90.
- Migoń P., 2005c. Rozwój rzeźby terenu. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław, 135–170.
- Migoń P., 2006. *Geomorfologia*. PWN, Warszawa.
- Migoń P., Krzyszkowski D., Gogół K., 1998. Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas, with particular reference to the fluvial systems. *Geologia Sudetica* 31, 2, 289–305.
- Migoń P., Latocha A., 2005. Skałki Gór Sowich (część 2) Masyw Kalenicy, Grabiny i okolice Przełęczy Walimskiej. *Przyroda Sudetów* 8, Jelenia Góra, 133–146.
- Migoń P., Łach J., 1998. Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Geologia Sudetica* 31, 307–316.
- Migoń P., Maciejak K., Zygmunt M., 2002. Peryglacialna rzeźba wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego (Sudety Zachodnie). *Przegląd Geograficzny* 74, 4, 491–508.
- Migoń P., Placek A., 2007. Rock control and geomorphology of a small rocky sandstone scarp, Middle Sudetes Mountains, SW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F.* 51, Supplement-Band, 1, 44–55.
- Migoń P., Potocki J., 1996. Rozwój morfotektoniczny centralnej części Gór Izerskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8, 69–79.
- Migoń P., Zwiernik M., 2006. Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Przegląd Geograficzny* 78, 3, 319–338.
- Milewicz J., Kozdrój W., 1994. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000*, arkusz Pielgrzymka. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 58 s.
- Mills H., 2003. Inferring erosional resistance of bedrock units in the east Tennessee mountains from digital elevation data. *Geomorphology* 55, 1–4, 263–281.
- Minami M., 2000. *Using ArcMap*. Esri, New York.
- Mitchell K. J., Mackley R. D., Pederson J. L., 2005. Quantifying bedrock strength with respect to fluvial erodibility along the Colorado River: comparing in situ and laboratory methods. 2005 Salt Lake City Annual Meeting (October 16–19, 2005), *Geological Society of America Abstracts with Programs* 37, 7, 295.
- Monroe W.H., 1966. Formation of tropical karst topography by limestone solution and reprecipitation. *Caribbean Journal of Science* 6, 1–7.
- Mroczkowski J., 1992. A N-trending photolineament in the Rudawy Janowickie Mts., (West Sudetes, Poland) and its tectonic significance. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 62, 63–73.
- Mroczkowski J., 1993. Fotolineamenty i dyslokacje tektoniczne w Karkonoszach i obszarach sąsiednich. W: *Geoekologiczne problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Karpaczu*, 11–13. X. 1991, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław, 143–147.
- Nesje A., McCarroll D., Dahl S. O., 1994. Degree of rock surface weathering as an indicator of ice-sheet thickness along an east–west transect across southern Norway. *Journal of Quaternary Science* 9, 4, 337–347.
- Niedzielski T., Migoń P., Placek A., 2009. A minimum sample size required from Schmidt hammer measurements. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 13, 1713–1725.
- Niśkiewicz J., 1967. Budowa Geologiczna Masywu Szklarskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 37, 387–415.
- Oberc J., 1955. Wpływ budowy geologicznej na morfologię w regionie bardzkim. *Czasopismo Geograficzne* 24 (1–2), 339–359.
- Oberc J., 1972. Sudety i obszary przyległe. Budowa geologiczna Polski 4, *Tektonika* 2, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Oberc J., 1975. Neotektoniczny rów Rozdroża Izerskiego. W: *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce* 1. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 157–170.
- Oberc J., 1995. Powstanie i likwidacja przedgranitoidowego sinistralnego uskoku przesuwczego na granicy struktury bardzkiej z metamorfikiem Gór Złotych (Sudety). *Przegląd Geologiczny* 43, 1, 15–20.

- Oberc J., Dyjor S., 1969. Uskok sudecki brzeżny. Marginal Sudetic fault. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 236, 41–142.
- Oberc-Dziedzic T., 1991. Pozycja geologiczna granitoidów strzelińskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1375, *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 29, 295–324.
- Oberc-Dziedzic T., 1999. The geology of the Strzelin granitoids (Fore-Sudetic Block, SW Poland). *Mineralogical Society of Poland, Special Papers* 14, 22–31.
- Ohlmacher G. C., 2007. Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering geology* 91, 2–4, 117–134.
- Osika R., Gajewski Z., 1979. Magnezyty, W: K. Dziedzic, S. Kozłowski, A. Majerowicz, L. Sawicki (red.), *Surowce Mineralne Dolnego Śląska*. Ossolineum, Wrocław, 326–335.
- Palmström A., 1995. RMI – a rock mass characterization system for rock engineering purposes. Niepublikowana rozprawa doktorska, Oslo University, Norway.
- Pendias H., 1961. Uwagi o wietrzeniu bazaltów w rejonie Legnicy i Lubania Śląskiego. *Kwartalnik Geologiczny* 5, 429–443.
- Pernarowski L., 1963. Morfogeneza północnej krawędzi Wzgórz Niemczańskich. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 10, *Prace Geograficzne* 2.
- Piasecki H., 1961. The Kaczawa upland, the edge of the Sudetes in the Złotoryja region. *Guidebook of Excursion B, The Sudetes, INQUA, VIth Congress, Łódź*.
- Piasecki H., 1963. Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego. Niepublikowana rozprawa doktorska, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski.
- Pike R. J., 2000. Geomorphometry – diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography* 24, 1, 1–20.
- Pin C., Majerowicz A., Wojciechowska I., 1988. Upper paleozoic oceanic crust in the polish Sudetes: Nd-Sm isotope and trace element evidence. *Lithos* 2, 195–209.
- Pinińska J., 2001. Systemy geologiczno-inżynierskiej oceny skał i maszywów skalnych. *Przegląd Geologiczny* 49, 9, 804–814.
- Placek A., 2006a. Młotek Schmidta w badaniach geomorfologicznych – ewaluacja i przykłady zastosowania. *Czasopismo Geograficzne* 77, 3, 182–205.
- Placek A., 2006b. Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle odporności skał, W: I. Smolová (red.), *Geomorfologické výzkumy v roce 2006*, Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc, 230–235.
- Placek A., 2007. Rola zróżnicowania wytrzymałości skał w genezie rzeźby Masywu Ślęży (Przedgórze Sudeckie). *Przegląd Geologiczny* 55, 10, 861–869.
- Placek A., Migoń P., 2005. Zastosowanie młotka Schmidta w badaniach geomorfologicznych – potencjał, ograniczenia i wstępne wyniki badań w Sudetach. W: A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich*, Kraków, 19–22 września 2005, Kraków, 367–371.
- Placek A., Migoń P., 2007. Rock–landform relationships in the Sudetes in the light of rock strength assessment using Schmidt hammer. W: A. Goudie, J. Kalvoda (red), *Geomorphological Variations*. Prague, 287–311.
- Placek A., Migoń P., Żyszkowska W., 2007. Low-gradient surfaces in the Sudetes – insights from the digital elevation model. *Universitatis Ostravensis Acta Facultatis Rerum Naturalium* 237, *Geographia–Geologia*, 10, 94–110.
- Placek W., 1998. Rzeźba krawędziowa okolic Złotoryi. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Potocki J., 1993. Sudety, część I. Karkonosz. *Sudeckie materiały krajoznawcze* 1(8), 12–29.
- Potocki J., 1994. Uwagi do fizjograficznej regionalizacji Sudetów. *Czasopismo Geograficzne* 65 2, 189–197.
- Prosová M., 1973. Fossil weathering products in the foothills of the West-Sudeten. *Acta Universitatis Carolinae, Geologia* 3, 213–226.
- Prosová M., 1974. Geneze reliktního terciéru. *Univerzita Karlova, Praha*.
- Puc B., Traczyk A., 2006. Rzeźba strukturalna Zaworów w okolicach Chełmska Śląskiego (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów* 9, 169–178.
- Pulina M., 1977. Zjawiska krasowe w Sudetach Polskich. *Dokumentacja Geograficzna* 2–3.
- Pulinowa M. Z., 1989. Rzeźba Gór Stołowych. *Prace Uniwersytetu Śląskiego. Seria Geografia* 1008, Katowice.
- Püspöki Z., Szabó S., Demeter G., Szalai K., McIntosh R.W., Vincze L., Németh G. Kovács I., 2005. The statistical relationship between unconfined compressive strengths and the frequency distributions of slope gradients — A case study in northern Hungary. *Geomorphology* 71, 3–4, 424–436.

- Rae A. C., Harrison S., Mighall T., Dawson A. G., 2003. Periglacial trimlines and nunataks of the Last Glacial Maximum: the Gap of Dunloe, southwest Ireland. *Journal of Quaternary Science* 19, 1, 87–97.
- Ranoszek W., 1998. Morfologia progów tektonicznych obramowujących Rów Górnej Nysy. *Acta Wratislaviensis* 2061, Prace Instytutu Geograficznego A9, 23–36.
- Ranoszek W., 1999. Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progów tektonicznych na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Śnieżnika. *Przegląd Geologiczny* 47, 1027–1031.
- Ranoszek W., 2001. Krawędzie morfologiczne o genezie tektonicznej w Sudetach w świetle parametrów ilościowych. Niepublikowana rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Remisz J., 2007. Strukturalne uwarunkowania rzeźby południowego progów Gór Stołowych. *Przyroda Sudetów* 10, 253–268.
- Rogalinski J., Słowiak G., 1958. Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pediplanacji. *Czasopismo Geograficzne* 29, 4, 473–497.
- Růžička M., 1989. Pliocén Hornomoravského úvalu a Mohelnické brázdy. *Sborník geologických věd, Antropozoikum* 19, 129–151.
- Sachanbiński M., 2005. Surowce mineralne. W: J. Fabiszewski (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*. PAN Oddział we Wrocławiu, Wrocław, 213–264.
- Santini M., Grimaldi S., Nardi F., Petroselli A., Rulli M. C., 2009. Preprocessing algorithms and landslide modelling on remotely sensed DEMs. *Geomorphology* 113, 1–2, 110–125.
- Schmidt K., 2005. Rock strength controls on landsliding along the Big Sur Coast, CA. *Cordilleran Section – 101st Annual Meeting* (April 29–May 1, 2005), Geological Society of America Abstracts with Programs 37, 4, s. 78.
- Selby M. J., 1980. A rock-mass strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 24, 31–51.
- Selby M. J., 1993. *Hillslope Materials and Processes*. Oxford University Press, Oxford.
- Šibrava V., Havlíček P., 1980. Radiometric age of Plio-Pleistocene volcanic rocks of the Bohemian Massif. *Věstník Ústředního ústavu geologického* 55, 129–139.
- Snyder N.P., Whipple K.X., Tucker G.E., Merritts D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *GSA Bulletin* 112, 1250–1263.
- Snyder N.P., Whipple K.X., Tucker G.E., Merritts D.J., 2002. Interactions between onshore bedrock-channel incision and nearshore wave-base erosion forced by eustasy and tectonics, *Basin Research* 14, 105–127.
- Snyder N., Whipple K., Tucker G., Merritts D., 2003. Channel response to tectonic forcing: field analysis of stream morphology and hydrology in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geomorphology* 53, 97–127.
- Sobczyk A., 2005. Rzeźba skałkowa środkowej części Gór Złotych. *Przyroda Sudetów* 8, 147–162.
- Sobczyk A., 2006. Skałki gnejsowe okolic Łądko Zdroju w Sudetach Wschodnich. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzn* 1, 62, 8–16.
- Sroka W., 1991. Tektoniczny charakter krawędzi Pogórza Karkonoskiego. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1375, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 29, 239–249.
- Sroka W., 1997. Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1939, Prace Geologiczno-Mineralogiczne 58.
- Stelmaszczyk M., Wołk-Musiak E., 2008. Metodyka przetwarzania oraz ocena przydatności zdjęć termalnych wykonanych przez satelitę Landsat w badaniach geologicznych. *Teledetekcja Środowiska* 39, 48–58.
- Štěpančíková P., Stemberk J., Košťák B., 2004. Morphostructural analysis of the NE part of the Rychlebské hory Mts. and monitoring of the tectonic displacements. W: *Czech-Polish Workshop On recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas*, Łężyce, 04.11.04–04.11.06, Wrocław, s. 35.
- Štěpančíková P., Stemberk J., Vilímk V., Košťák B., 2008. Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacements (Czech Republic). *Geomorphology* 102, 68–80.
- Stoch L., Dyjor S., Kalmus M., Sikora W., 1977. *Zwierzczeliny bazaltowe Dolnego Śląska*. Prace Mineralogiczne PAN 56.
- Stupnicka E., 1997. *Geologia regionalna Polski*, Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Sumner P., Nel W., 2002. The effect of rock moisture on Schmidt hammer rebound: tests on rock samples from Marion Island and South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 1137–1142.

- Synowiec G., 1999. Ocena wytrzymałości mas skalnych dla celów geomorfologicznych i jej zastosowanie dla stoków piaskowcowych Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne* 70, 351–361.
- Synowiec G., 2002. Rzeźba strukturalna Gór Stołowych w świetle klasyfikacji wytrzymałości mas skalnych. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 32, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze 109, 215–223.
- Synowiec G., 2003. Formy osuwiskowe w Górach Kamiennych. *Przegląd Geologiczny* 51, 1, 59–65.
- Synowiec G., 2005. Formy i procesy osuwiskowe w Górach Kamiennych. Niepublikowana rozprawa doktorska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Synowiec G., Jasińska M., 2002. Rumowiska skalne w dolinach jarowych na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów Zachodnich* 5, 175–184.
- Synowiec G., Migoń P., 2002. Rzeźba strukturalna Sudetów Środkowych. *Przyroda Sudetów Zachodnich, Zeszyt Specjalny*, 57–76.
- Synowiec G., Traczyk A., 2004. Z morfologii Gór Kruczych w Sudetach Środkowych. *Przyroda Sudetów* 7, Jelenia Góra, 191–204.
- Szczepankiewicz S., 1948. Intensywność urzeźbienia krajobrazu okolic Wałbrzycha. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Geografia, Seria B* 8.
- Szczepankiewicz S., 1954. Morfologia Sudetów Wałbrzyskich. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego, Geografia, Seria B* 65.
- Szczepankiewicz S., 1958. Peryglacialny rozwój stoków Masywu Ślęży. *Biuletyn Peryglacialny* 6, 8–92.
- Székely B., Danišík M., Kuhlemann J., Frisch W., 2005. The real face of Corsica: evaluation of local slope histograms reveals hidden structural features. *Geophysical Research Abstracts* 7, 05861.
- Székely B., Karátson D., 2004. DEM-based morphometry as a tool for reconstructing primary volcanic landforms: examples from the Börzsöny Mountains, Hungary. *Geomorphology* 63, 1–2, 25–37.
- Szumowski A., 1967. Rozwój głównych kierunków morfometrii. *Czasopismo Geograficzne* 38, 37–54.
- Szypuła B., 2006. Rzeźba strukturalna Wyżyny Śląskiej w świetle badań geostatystycznych. Niepublikowana rozprawa doktorska, Katedra Geomorfologii, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec.
- Tang T., 1998. Field testing of rock hardness and its relationship to limestone dissolution in Guilin, southern China. *Middle States Geographer* 31, 15–22.
- Tang T., 2002. Surface sediment characteristics and tower karst dissolution, Guilin, southern China. *Geomorphology* 49, 231–254.
- Tarolli P., Dalla Fontana G., 2009. Hillslopeto-valley transition morphology: New opportunities from high resolution DTMs. *Geomorphology* 113, 1/2, 47–56.
- Thomas M. F., 1994. *Geomorphology in the Tropics. A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester.
- Thornton L., Stephenson W., 2006. Rock strength: A control of shore platform elevation. *Journal of Coastal Research* 22, 224–231.
- Traczyk A., 1990. Zlodowacenie doliny Łomnicy w Karkonoszach oraz poglądy na ilość zlodowaceń plejstoceńskich w średnich górach Europy. *Czasopismo Geograficzne* 60, 3, 267–286.
- Traczyk A., 1995. Morfologia peryglacialna Śnieżki i Czarnego Grzbietu w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 66, 2, 157–173.
- Traczyk A., 1996. Formy i osady peryglacialne w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8, 111–119.
- Traczyk A., 2005. Formy peryglacialne masywu Skalnika (945 m) w Rudawach Janowickich. *Przyroda Sudetów* 8, 117–132.
- Traczyk A., 2006. Pokrywy głazowoblokowe Sudetów Zachodnich w świetle badań jakościowych i ilościowych. W: I. Smolová (red.), *Geomorfologické výzkumy v roce 2006*, Vydavatelství Univerzity Palackého v Olomouci, Olomouc, 282–287.
- Traczyk A., Chmal H., 1998. Postglacialny rozwój rzeźby Karkonoszy i Gór Izerskich w świetle analizy osadów rzecznych, jeziornych i stokowych, W: J. Sarosiek, J. Štursa (red.), *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy. Materiały z sesji naukowej w Przesiece*, 15–18.10.197, wydawnictwo Acarus, Poznań, 81–87.
- Traczyk A., Engel Z., 2002. Glacialna i peryglacialna geomorfologia Karkonoszy. W: P. Migoń (red.), *Geomorfologia Sudetów Zachodnich. Przyroda Sudetów Zachodnich (Numer specjalny, przygotowany z okazji VI Zjazdu Geomorfologów Polskich Jelenia Góra 11–14 IX 2002)*, Supplement 1, 5–22.
- Traczyk A., Engel Z., 2005. Przyczynek do problematyki zlodowacenia kontynentalnego północnych Czech: zagadnienie maksymalnego zasięgu lądolodu na północnych stokach Jizerských hor w okolicy Hejnic. W: J. Rypl (red.), *Geomorfologický sborník* 4, České Budějovice, 141–144.

- Traczyk A., Migoń P., 2003, Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history. W: J. Kalvoda (red.), Global change in geomorphology. Acta Universitatis Carolinae, Geographica 35, Supplementum, 185–210.
- Tułaszyk S., 1992. Cuesta landscape in the middle part of the Sudetes Mts. Geographia Polonica 60, 137–150.
- Ulrych J., Pivec E., Lang M., Balogh K., Kropek V., 1999. Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif. GeoLines 9, 123–129.
- VanLaningham S., Meigs A., Goldfinger Ch., 2006. The effects of rock uplift and rock resistance on river morphology in a subduction zone forearc, Oregon, USA. Earth Surface Processes and Landforms 31, 10, 1257–1279.
- Walczak W., 1948. Rzeźba Ziemi Kłodzkiej i jej geneza. Rocznik Kłodzki 1, 5–24.
- Walczak W., 1963. Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych. Acta Universitatis Wratislaviensis 9, Studia Geograficzne 1, 191–200.
- Walczak W., 1968. Sudety. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1970. Obszar Przedśudecki. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1972. Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: M. Klimaszewski (red.), Geomorfologia Polski 1. PWN, Warszawa, 167–231.
- White K., Bryant R., Drake N., 1998. Techniques for measuring rock weathering: application to a dated fan sequence in southern Tunisia. Earth Surface Processes and Landforms 23, 1031–1043.
- Willson J. P., Gallant J. C., 2000. Terrain Analysis: Principles and Applications. New York, John Wiley & Sons.
- 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 Journal of Geology and Geophysics 48, 105–116.
- Wiszniewska J., Jarmołowicz-Szulc K., 1988. Analiza struktur liniowych w południowej części metamorfiku izerskiego. Biuletyn Instytutu Geologicznego 358, 25–44.
- Wocke M. F., 1927. Der Basalt in der schlesischen Landschaft. Veröffentlichungen der schlesischen Gesellschaft für Erdkunde 5, 1–51.
- Wojciechowska I., 1975. Tektonika kłodzko-złotostockiego masywu granitoidowego i jego osłony w świetle badań mezostrukturalnych. Geologia Sudetica 10, 61–121.
- Wytyczak R., 1971. Głazy Krasnoludków. Wierchy 40, 258.
- Wytyczak R., 1974. Skały Pasterskie w Kotlinie Kłodzkiej. Wierchy, 43, 226–227.
- Yagiz S., 2009. Predicting uniaxial compressive strength, modulus of elasticity and index properties of rocks using the Schmidt hammer. Bulletin of Engineering Geology and the Environment 68, 55–63.
- Yamanouchi H., 1964. On the retreat of the sea cliff along the Pacific Coast at Haranomachi, Japan. Geogr. Rev. Japan 37, 138–146.
- Yatsu E., 1966. Rock control in geomorphology. Sozosha, Tokyo.
- Zhou Q., Lees B. G., Tang G. A., (red.), 2008. Advances in Digital Terrain Analysis, Lecture Notes in Geoinformation and Cartography. Springer.
- Zuchiewicz W., 1995. Neotectonics of Poland: a state-of-the-art review. Folia Quaternaria 66, 7–37.
- Zuchiewicz W., Badura J., Jarosiński M., 2007. Neotectonics of Poland: an overview of active faulting. Studia Quaternaria 24, 5–20.
- Zygmunt M., 2000. Rzeźba neków bazaltowych w Parku Krajobrazowym „Chełmy”. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytet Wrocławski.
- Żelaźniewicz A., 2005. Przeszłość geologiczna. W: J. Fabiszewski (red.), Przyroda Dolnego Śląska. Polska Akademia Nauk, Wrocław, 61–134.
- Żurawek R., 1997. Wpływ procesów rzeźbotwórczych na kształtowanie się gleb Masywu Ślęży. Niepublikowana praca magisterska, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytet Wrocławski.
- Żurawek R., 1999a. Relict rock glaciers in the Central European Mid-Mountains. State-of-the-art., Biuletyn Peryglacjalny 38, 163–192.
- Żurawek R., 1999b. Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. Przegląd Geograficzny 71, 77–94.
- Żurawek R., 2002. Geneza głównych rysów rzeźby Masywu Ślęży. Przegląd Geograficzny 74, 1, 41–59.
- Żurawek R., Migoń P., 1999. Peryglacjalna morfogeneza Ślęży w kontekście długotrwałej ewolucji rzeźby. Acta Geographica Lodziensia 76, 133–153.

Materialy kartograficzne:

Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000:

- Badura J., 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Stolec.
- Badura J., 1990. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kamiennik.
- Badura J., Bossowski A., 1987. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lipniki.
- Badura J., Dziemiańczuk E., 1983. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ząbkowice Śląskie.
- Baraniecki L., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kamieniec Ząbkowicki.
- Baraniecki L., Grocholski A., Mydlarski T., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Iwiny.
- Berezowska B., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wykroty.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1963. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Zgorzelec.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1963. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Siekierczyn.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Grabiszycy Górne.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ręczyn.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Żalipie.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Zawidów.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wądroże Wielkie.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1986. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mietków.
- Berezowska B., Berezowski Z., 1990. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wiązów.
- Berezowska B., Berezowski Z., Cwojdzński S., 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jegłowa.
- Berezowska B., Berezowski Z., Milewicz J., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Nowogrodziec.
- Berezowska B., Grocholski W., Trepka S., 1974. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Łagiewniki.
- Berezowski Z., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lubań Śląski.
- Berezowski Z., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mściszów.
- Berezowski Z., 1972. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Turoszów.
- Berezowski Z., 1972. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wigancice Żytawskie.
- Berezowski Z., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Bogatynia.
- Berezowski Z., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Zittau (Porajów).
- Bobiński W., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Tkacze (Jakuszyce).
- Bossowski A., Cymerman Z., Grocholski A., Ihnatowicz A., 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jedlina Zdrój.
- Bossowski A., Czerski M., 1987. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Boguszów.
- Buksiński S., 1963. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Żarów.
- Cwojdzński S., 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Złoty Stok.
- Cwojdzński S., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Krosnowice.
- Cwojdzński S., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Trzebieszowice.
- Cwojdzński S., 1983. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Stronie Śląskie.
- Cwojdzński S., Kozdrój W., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wojcieszków.
- Cwojdzński S., Walczak-Augustyniak M., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Niemcza.
- Cymerman Z., 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Duszniki Zdrój.
- Cymerman Z., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lewin Kłodzki.
- Cymerman Z., Cwojdzński S., 1986. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Strachocin, Bielice.
- Cymerman Z., Mastalerz K., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Marciszów.

- Cymerman Z., Walczak-Augustyniak M., 1988. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Dzierżoniów.
- Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A. K., Wojciechowska I., 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lubawka.
- Emerle-Tubielewicz H., 1981. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kłodzko.
- Fistek J., Gierwielaniec J., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Bystrzyca Nowa.
- Frąckiewicz W., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Świerzawa.
- Frąckiewicz W., Teisseyre H., 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Międzygórze.
- Frydrychowicz M., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Gronów.
- Frydrychowicz M., Frydrychowicz E., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pieńsk.
- Gawroński O., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jugów.
- Gawroński O., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pieszyce.
- Gawroński O., 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Żarek.
- Gaździk J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Sobótka.
- Gaździk J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Przyłęk.
- Gierwielaniec J., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kudowa Zdrój.
- Gierwielaniec J., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Łądek Zdrój.
- Gierwielaniec J., Radwański S., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jeleniów.
- Grocholski A., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mieroszów.
- Grocholski A., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kraszowice.
- Grocholski A., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mostowice.
- Grocholski W., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Walim.
- Haydukiewicz A., Olszewski S., Porębski S., Teisseyre A., 1984. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wałbrzych.
- Jerzmanski J., Walczak-Augustyniak M., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Krotoszyce.
- Jerzmański J. Kural S., 1962. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jawor.
- Jerzmański J., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Chełmiec.
- Jerzmański J., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Złotoryja.
- Jerzmański J., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Strzelin.
- Kasza L., 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Nowa Morawa.
- Kisielewski F., Krechowicz J., 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ludwikowice Kłodzkie.
- Kornaś J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pobiedna.
- Kozdrój W., 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lesica.
- Kozdrój W., 1994. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Poręba.
- Krechowicz J., 1964. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Radków.
- Krechowicz J., 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Golińsk.
- Kural K., 1970. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Leśna.
- Kural S., 1982. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Strzegom.
- Kural S., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Udanin.
- Kural S., 1989. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mrowiny.
- Kural S., Jerzmański J., 1974. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Goczałków.
- Kural S., Teisseyre H., 1978. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Rostoka.
- Lisiakiewicz S., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Uniemyśl.
- Maciejewski S., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mirsk.
- Mastalerz K., Awdankiewicz M., Cymerman Z., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kamienna Góra.
- Mazur J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Gryfów Śląski.
- Mierzejewski M. P., 1982. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Szklarska Poręba.
- Milewicz J., 1561. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Skorzynice.
- Milewicz J., 1595. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lwówek Śląski.
- Milewicz J., 1970. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Lubomierz.
- Milewicz J., Frąckiewicz W., 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wleń.
- Milewicz J., Jerzmański J., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pielgrzymka.
- Milewicz J., Kozdrój W., 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Proboszczów.

- Oberc J., Badura J., Przybylski B., Jamrozik L., 1996. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Bardo Śląskie.
- Radwański S., 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Wambierzyce.
- Rembocha L., 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Paczków.
- Sawicki L., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kamienica.
- Sawicki L., 1968. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Międzylesie.
- Sawicki L., 1968. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Potoczek.
- Sławińska-Kralisz S., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Radziechów.
- Szałamacha J., 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jelenia Góra Zachód.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Rozdroże Izerskie.
- Szałamacha J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Janowice Wielkie.
- Szałamacha J., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kowary.
- Szałamacha J., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Szczepanów.
- Szałamacha J., 1972. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Piechowice.
- Szałamacha J., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Stara Kamienica.
- Szałamacha J., 1977. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Siedlęcin.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1984. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Świeradów Zdrój.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1991. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pisarzowice.
- Szałamacha J., Szałamacha M., 1993. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Dziwiszów.
- Szałamacha J., Tucholska K., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jelenia Góra Wschód.
- Szałamacha J., Walczak-Augustyniak M., 1978. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jażwina.
- Szałamacha M., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Sosnówka.
- Szałamacha M., 1960. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Stare Bogaczowice.
- Szałamacha M., 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Czepiel.
- Teisseyre H., Sawicki L., 1959. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Zagórze Śląskie.
- Teisseyre H., 1972. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Stare Bogaczowice.
- Teisseyre H., 1976. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Bolków.
- Teisseyre H., Gawroński O., 1966. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Świebodzice.
- Trepka S., Mierzejewski M. P., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Jordanów Śląski.
- Trepka S., Gawroński O., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ostroszowice.
- Walczak-Augustyniak M., 1977. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kondratowice.
- Walczak-Augustyniak M., 1982. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Pszenno.
- Walczak-Augustyniak M., Szałamacha J., 1980. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Mościsko.
- Walczak-Augustyniak M., Wroński J., 1982. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Domaszków.
- Walczak-Augustyniak M., 1991. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Świdnica.
- Wójcik L., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Nowa Ruda.
- Wójcik L., 1961. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Polanica Zdrój.
- Wójcik L., 1965. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Kuropatnik.
- Wójcik L., 1973. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ciepłowody.
- Wójcik L., Gaździk J., 1956. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Szalejów Górny.
- Wroński J., 1971. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Szklary.
- Wroński J., 1974. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Ziębice.
- Wroński J., 1983. Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów 1:25 000 Arkusz Bystrzyca Kłodzka.

Pozostałe mapy:

- Mojski J. E. (red.), 1995. Mapa Geologiczna Polski B – odkryta, w skali 1:200 000. Arkusze: Kłodzko, Wałbrzych, Jelenia Góra.

- Čepek L., 1990. Geologická mapa ČSSR 1:200 000, arkusz Hradec Králove, Ústřední ústav geologický, Kolin.
- Pouba Z., 1990. Geologická mapa ČSSR 1:200 000, arkusz Jeseník, Ústřední ústav geologický, Kolin.
- Roth Z., 1990. Geologická mapa ČSSR 1:200 000, arkusz Olomouc, Ústřední ústav geologický, Kolin.
- Svoboda J., 1990 a, Geologická mapa ČSSR 1:200 000, arkusz Liberec, Ústřední ústav geologický, Kolin.
- Svoboda J., 1990 b, Geologická mapa ČSSR 1:200 000, arkusz Náchod, Ústřední ústav geologický, Kolin.
- Cymerman Z., 2004. Mapa Tektoniczna Sudetów i bloku przedsudeckiego 1:200 000, Państwowy Instytut Geologiczny.
- Maheľ M., Kodým O., Malkovský M., 1984. Tektonická Mapa ČSSR 1:500 000, Geologický Ústav Dioniza Štura, Bratislava.
- 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, arkusz zachodni, środkowy i wschodni, PIG, Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Český Geologický Ústav.
- Mapa topograficzna w skali 1:25 000 układ 1965. opracowana w latach 1975–1986 GUGiK, Warszawa

Spis ilustracji:

Ryc. 1. Młotek Schmidta typu N. (fot. P. Migoń, za zgodą autora)	15
Ryc. 2. Granice i fizjografia obszaru badań. Linia przerywana wyznacza granicę między Sudetami i Przedgórzem Sudeckim	21
Ryc. 3. Litologia i podział geologiczny Sudetów	24
Ryc. 4. Udział głównych typów genetycznych skał wśród badanych wychodni	43
Ryc. 5. Lokalizacja stanowisk pomiarowych na tle jednostek geologicznych Sudetów.	44
Ryc. 6. Skały magmowe – obszar występowania i wytrzymałość zmierzona w polskiej części Sudetów	45
Ryc. 7. Skały osadowe – obszar występowania i wytrzymałość zmierzona w polskiej części Sudetów	49
Ryc. 8. Skały metamorficzne – obszar występowania i wytrzymałość zmierzona w polskiej części Sudetów	51
Ryc. 9. Mapa potencjalnej wytrzymałości skał dla obszaru całych Sudetów	57
Ryc. 10. Wytrzymałość skał położonych powyżej 700 m n.p.m.	58
Ryc. 11. Wytrzymałość skał położonych w przedziale wysokościowym pomiędzy 500 a 700 m n.p.m.	59
Ryc. 12. Wytrzymałość skał położonych poniżej 500 m n.p.m.	60
Ryc. 13. Procentowy udział poszczególnych kierunków ekspozycji w powierzchni Sudetów. Uwaga: ekspozycja –1 oznacza powierzchnie płaskie	63
Ryc. 14. Przestrzenne zróżnicowanie kierunków ekspozycji w Sudetach	64
Ryc. 15. Obszary występowania ekspozycji N–NE i S–SW	65
Ryc. 16. Obszary występowania ekspozycji E–SE i W–NW	66
Ryc. 17. Główne dyslokacje tektonicznych w Sudetach	67
Ryc. 18. Mapa toplineamentów (oznaczone białymi liniami)	68
Ryc. 19. Udział kierunków ekspozycji w regionie zachodnim	69
Ryc. 20. Udział kierunków ekspozycji w regionie środkowo-zachodnim	70
Ryc. 21. Udział kierunków ekspozycji w regionie śródsudeckim	71
Ryc. 22. Udział kierunków ekspozycji w regionie środkowo-wschodnim	72
Ryc. 23. Udział kierunków ekspozycji w regionie wschodnim	72
Ryc. 24. Udział kierunków ekspozycji w regionie przedgórskim	73
Ryc. 25. Przebieg granic regionów i podregionów wyróżnionych ze względu na ekspozycję na tle zróżnicowania potencjalnej wytrzymałości skał	75
Ryc. 26. Procentowy udział poszczególnych klas nachyleń stoków w Sudetach	76
Ryc. 27. Średnie nachylenia stoków w Sudetach obliczone przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 150 m	78
Ryc. 28. Rozmieszczenie stoków nachylonych poniżej 2° na tle mapy hipsometrycznej	79
Ryc. 29. Rozmieszczenie stoków o nachyleniach z przedziału 0-5° na tle mapy hipsometrycznej	81
Ryc. 30. Nachylenia z przedziału 15-25 i powyżej 25°	85
Ryc. 31. Rozmieszczenie stromych stoków a przebieg dyslokacji i toplineamentów	88
Ryc. 32. Rozmieszczenie stromych stoków na tle zróżnicowania wytrzymałości skał i przebiegu ważniejszych dyslokacji	89
Ryc. 33. Kuesta Broumovskich stěn, widok od zachodu (zdjęcie tablicy dydaktycznej w Národní přírodní rezervace Broumovské stěny, fot. A. Placek)	91
Ryc. 34. Kovářova rokle – stromościenna dolina założona na zaprożu Broumovskich stěn.	92
Ryc. 35. Występowanie nachyleń powyżej 25°	93
Ryc. 36. Nachylenia ekstremalne (powyżej 40°) w regionie karkonoskim	96
Ryc. 37. Nachylenia ekstremalne (powyżej 40°) w Sudetach Środkowych	97
Ryc. 38. Zróżnicowanie średniego zakrzywienia powierzchni dla rozdzielczości 50 m	98
Ryc. 39. Mapa średniego zakrzywienia powierzchni przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m	99

Ryc. 40. Mapa zakrzywienia poziomego powierzchni uśredniona przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m	100
Ryc. 41. Mapa zakrzywienia pionowego powierzchni uśredniona przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m	101
Ryc. 42. Średnia krzywizna pionowa powierzchni w Masywie Ślęży na tle wydzieleni litologicznych	105
Ryc. 43. Mapy wysokości względnych w Sudetach wykonane przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m (A), 1000 m (B), 2000 m (C) i 4000 m (D)	106
Ryc. 44. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m	107
Ryc. 45. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 500 m.....	108
Ryc. 46. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m	111
Ryc. 47. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 1000 m.....	112
Ryc. 48. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m	114
Ryc. 49. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 2000 m.....	115
Ryc. 50. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m	117
Ryc. 51. Udział poszczególnych klas wysokości względnych dla mapy wykonanej przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m.....	118
Ryc. 52. Mapa wysokości względnych w Sudetach wykonana przy zastosowaniu filtra o wielkości oczka 4000 m, przy podziale na 8 klas wysokości	119
Ryc. 53. Lokalizacja większych form rzeźby o genezie strukturalnej w Sudetach.....	119
Ryc. 54. Lokalizacja progów strukturalnych we wschodniej części niecki północnosudeckiej.	126
Ryc. 55. Zależność pomiędzy wysokością względną kuest, krawędzi stoliw i grzbietów odpornościowych a zmierzoną twardością skał w niecce północnosudeckiej	128
Ryc. 56. A i B – średni odbój młotka Schmidta wzdłuż wybranych przekrojów we wschodniej części Pogórza Izerskiego.	129
Ryc. 57. Stromiec – ostaniec denudacyjny piaskowców koniaków w rowie Wlenia	130
Ryc. 58. Zależność pomiędzy średnią twardością skał a maksymalną wysokością względną krawędzi strukturalnych (oznaczone symbolem kółka) i ostańców denudacyjnych o charakterze stoliw (oznaczone symbolem rombu) w niecce północnosudeckiej i śródsudeckiej.....	132
Ryc. 59. Góry Stołowe. Zaznaczono przebieg lineamentów (kolor czerwony) oraz uskoków (kolor czarny) skartowanych na polskich i czeskich mapach geologicznych w skali 1:200 000	133
Ryc. 60. Nek bazaltowy Ostrzycy – najwyższy szczyt Pogórza Kaczawskiego.	136
Ryc. 61. Szkic lokalizacyjny neków Pogórza Kaczawskiego uwzględnionych w badaniu na tle głównych form rzeźby tego obszaru.	136
Ryc. 62. Szkic geologiczny Pogórza Kaczawskiego. Opracowanie na podstawie Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów 1:25 000 oraz Mapy Geologicznej Polski 1:200 000	137
Ryc. 63. Wysokość wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego z uwzględnieniem wszystkich pozycji z tabeli 15 (dla wzgórz asymetrycznych osobno zaznaczono wysokość maksymalną i minimalną).....	140
Ryc. 64. Powierzchnia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego z uwzględnieniem wszystkich pozycji z tabeli 15	140
Ryc. 65. Średnia wartość odboju młotka Schmidta dla bazaltów Pogórza Kaczawskiego	141
Ryc. 66. Wartość odboju młotka Schmidta dla skał otaczających bazalty	142
Ryc. 67. Średnia twardość skał i nachylenie stoków na obszarze Pogórza Kaczawskiego	143

Ryc. 68. Związek pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych i wytrzymałością skał otoczenia wraz z zaznaczonymi liniami trendu dla każdego z przedziałów wielkości wychodni	145
Ryc. 69. Związek pomiędzy wysokością wzgórz bazaltowych i wytrzymałością skał otoczenia z uwzględnieniem przyczyn asymetrii neków.....	145
Ryc. 70. Średnia twardość granitoidów karkonoskich i skał otoczenia zmierzona na poszczególnych stanowiskach.....	147
Ryc. 71. Rozmieszczenie stromych stoków na tle granic litologicznych w rejonie granitoidowej intruzji kłodzko-złotostockiej.	149
Ryc. 72. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych i wartości odboju młotka Schmidta na tle głównych typów skał Masywu Ślęży.....	151
Ryc. 73. Wytrzymałość skał na tle elementów mezoreliefu Ślęży	153
Ryc. 74. Wytrzymałość skał Masywu Ślęży przedstawiona na diagramach pudełkowych.....	153
Ryc. 75. Zestawienie obliczonych parametrów statystycznych dla stanowisk pomiarowych na skałkach gabrowych usytuowanych w obrębie osi morfologicznej Ślęży (A) i poza nią (B).....	155
Ryc. 76. Histogramy średnich wartości odboju zmierzonych dla gabra Ślęży w obrębie osi morfologicznej (A) i na poza nią (B). Lokalizacja stanowisk względem mezoform stoku.....	156
Ryc. 77. Zmiany wartości odczytów z młotka Schmidta i ich odchylenia standardowego z wysokością n.p.m. dla gabra i amfibolitu Ślęży	156

Spis tabel:

Tab. 1. Kryteria rangowania wytrzymałości skał, przedziały odczytów na młotku Schmidta za Selby'm (1980)	17
Tab. 2. Zróżnicowanie litologiczne głównych jednostek geologicznych Sudetów	26
Tab. 3. Wytrzymałość sudeckich skał magmowych w świetle odczytów na młotku Schmidta	46
Tab. 4. Wytrzymałość sudeckich skał osadowych w świetle odczytów na młotku Schmidta	48
Tab. 5. Wytrzymałość sudeckich skał metamorficznych w świetle odczytów na młotku Schmidta	52
Tab. 6. Przeciętna wytrzymałość głównych typów skał sudeckich według pomiarów młotkiem Schmidta	54
Tab. 7. Zestawienie ważniejszych skał według ich przeciętnego stopnia odporności morfologicznej	55
Tab. 8. Uproszczona klasyfikacja podstawowych rodzajów skał według ich odporności	55
Tab. 9. Opisowa klasyfikacja skał	55
Tab. 10. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 500 m	108
Tab. 11. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 1000 m	112
Tab. 12. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 2000 m	115
Tab. 13. Charakterystyka wysokości względnych różnych rodzajów form dla mapy z zastosowaniem filtra o wielkości oczka 4000 m	118
Tab. 14. Wybrane parametry form krawędziowych Pogórza Kaczawskiego i Izerskiego oraz średnia twardość skał progotwórczych według pomiarów młotkiem Schmidta	126
Tab. 15. Parametry morfometryczne wybranych wzgórz bazaltowych i właściwości skał podłoża. Dla wzgórz asymetrycznych każda ze stron wzniesienia jest zaznaczona osobno.	138
Tab. 16. Średni odbój młotka Schmidta dla różnych odmian litologicznych regionu karkonosko-izerskiego	147