

# Wybrane formy rzeźby terenu w sudeckiej części Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów (pd.-zach. Polska)

Selected Landforms in the Sudetic part of Land of Extinct Volcanoes Geopark (SW Poland)

Piotr Migon 

Institut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, piotr.migon@uwr.edu.pl

**Zarys treści:** Obszar Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów obejmuje część górską (sudecką) i przedgórską. W granicach geoparku znajdują się część Gór Kaczawskich, mających cechy gór niskich oraz część Pogórza Kaczawskiego. Mimo niewielkich wysokości bezwzględnych, rzeźba terenu jest różnorodna pod względem morfologicznym i genetycznym, a zróżnicowanie w dużej mierze nawiązuje do złożonej budowy geologicznej obszaru. Wyróżniające się zespoły form to wzniesienia i grzbiety twarżycelcowe, zbudowane ze skał wulkanicznych wieku permskiego i kenozoicznego oraz elementy rzeźby krawędziowej (kuesty) rozwiniętej na permskich i mezozoicznych skałach osadowych. Wśród wzniesień zbudowanych z bazaltów część ma charakter neków. Do odpornościowego zróżnicowania podłoża nawiązują także przełomy rzeczne. Georóżnorodność obszaru uzupełniają formy skałkowe i odziedziczone formy środowiska peryglacialnego, osuwiska, formy krasowe, przełomy rzeczne związane z reorganizacją sieci odwodnienia po zaniku lądolodu skandynawskiego oraz formy antropogeniczne, głównie związane z działalnością górniczą. Liczne miejsca wyróżniające się pod względem rzeźby mają charakter geostanowisk i są zagospodarowane geoturystycznie lub planowane do takiego zagospodarowania w przyszłości.

**Słowa kluczowe:** rzeźba strukturalna, przełomy rzeczne, skałki, kras, osuwiska, rzeźba antropogeniczna, geoturystyka, Góry Kaczawskie, Pogórze Kaczawskie, Sudety

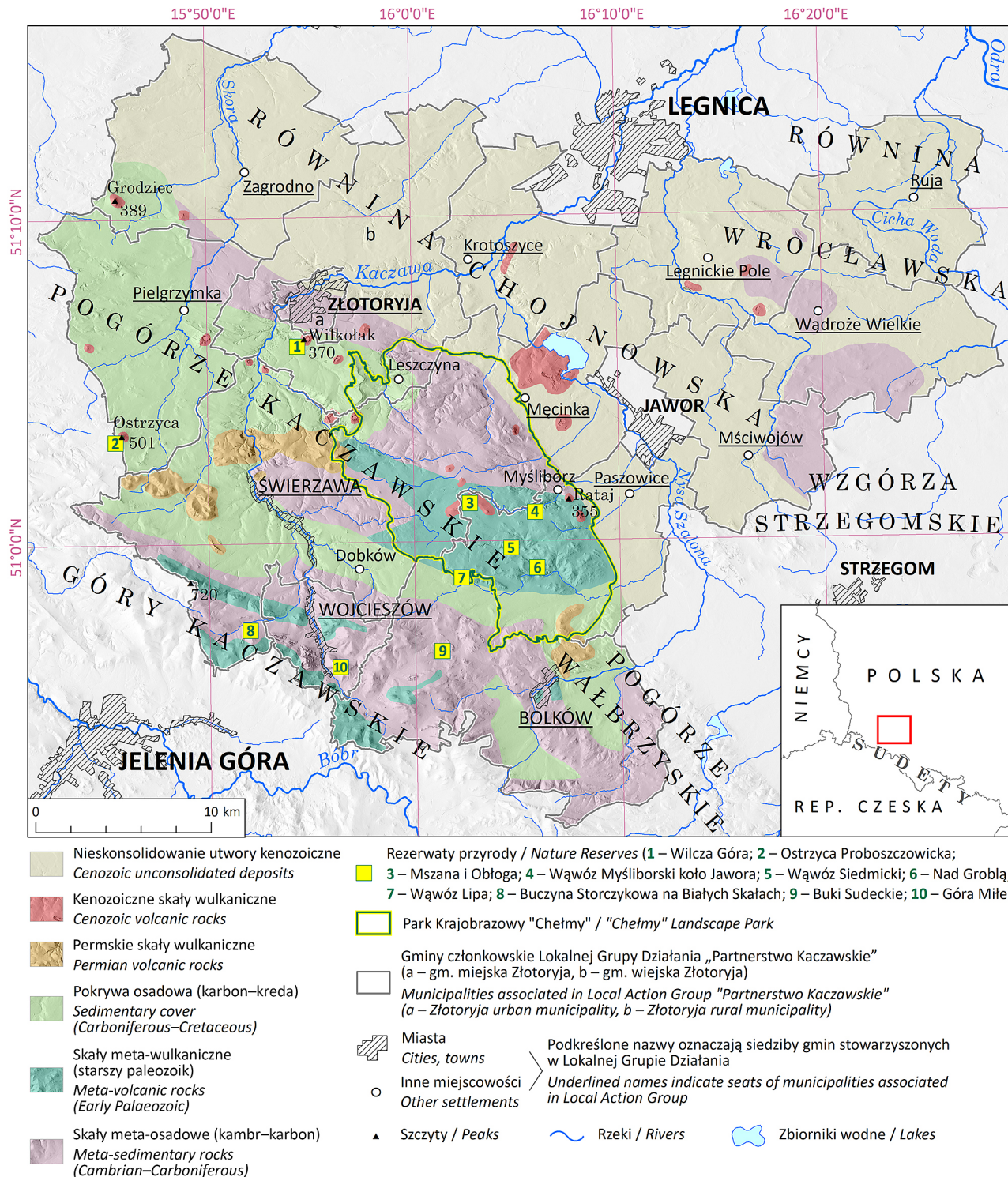
**Abstract:** The area of Land of Extinct Volcanoes Geopark can be divided into a mountainous (located in the Sudetes Mountains) and a fore-mountain part. Within the former are the low-altitude range of the Kaczawskie Mountains and the hilly land of the Kaczawskie Foothills. Despite their low altitude, morphology is very diverse in terms of both appearance and origin, reflecting to a large extent the complex geological structure of the region. The most distinctive landforms include lithologically-controlled hills and ridges built of Permian and Cenozoic volcanic rocks, as well as cuesta landforms developed on Permian and Mesozoic sedimentary rocks. Among basaltic hills many are necks. Variable rock resistance is also reflected by the occurrence of fluvial gorges. Further components of regional geodiversity are tors and crags, inherited periglacial landforms, landslides, karst phenomena, water gaps caused by drainage reorganization during Scandinavian ice-sheet decay, and anthropic landforms caused by mining activities. Numerous localities of geomorphological significance may play a role of geosites and are either already developed as local geotourist destinations or planned to be developed in the future.

**Key words:** structural relief, fluvial gorges, tors, karst, landslides, anthropogenic relief, geotourism, Kaczawskie Mts., Kaczawskie Foothills, Sudetes

## Wstęp

„Kraina Wygasłych Wulkanów” to nieformalna nazwa używana od kilkunastu lat w promocji turystycznej obszaru o powierzchni ok. 1200 km<sup>2</sup> w południowo-zachodniej Polsce, obejmującego fragmenty kilku sąsiadujących ze sobą mezoregionów geograficznych w Sudetach, na Przedgórzu Sudeckim i w przylegają-

cym do nich pasie nizin. Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski (Solon i in. 2018), są to Góry Kaczawskie, będące częścią Sudetów Zachodnich, Pogórze Kaczawskie położone w obrębie Pogórza Zachodniosudeckiego, Równina Chojnowska będąca częścią Niziny Śląsko-Łużyckiej, a także w niewielkich fragmentach Wzgórza Strzegomskie (część Przedgórza Sudeckiego) i Równina Wrocławska



Ryc. 1. Lokalizacja i główne elementy budowy geologicznej Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów w południowo-zachodniej Polsce (autor: K. Jancewicz)

Numeryczny model terenu opracowany na podstawie danych LiDAR, przepróbkowany do rozdzielczości 20×20 m (źródło danych: GUGiK)

Fig. 1. Location and main features of geology of the Land of Extinct Volcanoes Geopark in south-western Poland (author: K. Jancewicz)

Digital terrain model derived from LiDAR data, resampled to 20×20 m resolution (data source: GUGiK)

(część Niziny Śląskiej) (ryc. 1). Wybór hasła promocyjnego został podyktowany powszechną obecnością różnowiekowych skał pochodzenia wulkanicznego, wyróżniającą omawiany obszar na tle Polski. Równocześnie obszar Krainy Wygasłych Wulkanów ma wyraźne odniesienie do podziału administracyjnego Polski, obejmując 14 gmin – członków Lokalnej Grupy Działania „Partnerstwo Kaczawskie”, a także miasto Jawor, które ze względów formalnych nie może być członkiem LGD.

Intencja rozwoju turystyki eksponującej zasoby środowiska abiotycznego, w szczególności pozostałości zjawisk i procesów wulkanicznych, była obecna w działalności LGD praktycznie od początku jej istnienia. Jej odzwierciedleniem były różnorodne inicjatywy i projekty geoturystyczne i geodukacyjne, których adresatami byli zarówno turyści, jak i mieszkańcy regionu. Miały one wymiar inwestycji infrastrukturalnych, z udostępnieniem w 2015 r. Sudeckiej Zagrody Edukacyjnej w Dobkowie na czele, działań edukacyjnych (warsztaty, wizyty studyjne, seminaria) i publikacyjnych (Pijet-Migoń 2016). W połowie drugiej dekady XXI w. wśród lokalnych liderów istniało już silne przekonanie, że region ma odpowiedni potencjał do funkcjonowania jako geopark w rozumieniu ideowych założeń geoparków określonych na przełomie XX i XXI w. (Zouros 2008, Brilha 2018), a długofalowym celem działania powinno być uzyskanie statusu Globalnego Geoparku UNESCO i włączenie Krainy Wygasłych Wulkanów do sieci światowej (Pijet-Migoń, Migoń 2019). Aplikacja została formalnie złożona w 2019 r. i oczekuje na ewaluację. Ze względów formalnych końcowy wniosek nie objął wszystkich gmin zrzeszonych w LGD, natomiast akces do geoparku złożyła jedna z gmin sąsiednich, niebędąca członkiem LGD. Projekt obejmuje także miasto Jawor.

Przedstawienie geomorfologicznej różnorodności Krainy Wygasłych Wulkanów jest podstawowym celem niniejszego artykułu, przy czym jego zakres przestrzenny uwzględnia także obszary gmin, które nie weszły w obręb proponowanego geoparku. Uznano bowiem, że względy merytoryczne są ważniejsze niż decyzje administracyjne, a obszar geoparku może w przyszłości ulec zmianie. Bardziej dokładnie zostaną przedstawione wybrane zagadnienia (formy rzeźby), przy czym ich wybór odzwierciedla zarówno stan poznania rzeźby regionu, jak i wyrazistość krajobrazową. Sprawilo to, że uwaga będzie skoncentrowana na tej części obszaru geoparku, która geograficznie leży w Sudetach – Górach i Pogórzu Kaczawskim. W konsekwencji, stosunkowo niewielką uwagę poświęcono historii zlodowaceń skandynawskich, których chronologia na obszarze Krainy Wygasłych Wulkanów pozostaje słabo udokumentowana. Równocześnie należy zaznaczyć, że formy rzeźby glacialnej są mocno zatarte i trudne do interpretacji,

a dobre odsłonięcia utworów czwartorzędowych są nieliczne i nietrwale, stąd trudne do geoturystycznego udostępnienia.

## Historia badań geomorfologicznych

Rozproszenie niemieckich materiałów źródłowych z okresu poprzedzającego II wojnę światową nie pozwala na pełne udokumentowanie ówczesnego stanu poznania rzeźby obszaru, jednak wydaje się, że zainteresowanie genezą form powierzchni ziemi było niewielkie, a publikacje – nieliczne. Część z nich miała zresztą charakter przyczynków o bardziej krajoznawczym niż naukowym charakterze. Wzmianki o ukształtowaniu powierzchni i rozwoju rzeźby można znaleźć w objaśnieniach do szczegółowych map geologicznych w skali 1:25 000, które niekiedy zawierają interesujące, ale trudne do zweryfikowania informacje. Przykładowo, Zimmermann i Kühn (1936) opisali występowanie porwaków piaskowców kredowych w bazalcie pod Rosochą na Pogórzu Złotoryjskim, w miejscu gdzie skały wieku kredowego obecnie nie występują. Na tej podstawie mogli ocenić skalę cofnięcia kuesty kredowej od czasu powstania komina wulkanicznego na przynajmniej 1,8 km, przy równoczesnym obniżeniu powierzchni o przynajmniej 180 m. Znacznie wcześniej Kühn (1916) interpretował obłe kształty wzgórz piaskowcowych w północnej części Pogórza Kaczawskiego, koło Raciborowic, jako efekt erozji glacialnej i przyrównywał je do wygładów lodowcowych. Wśród bardziej systematycznych, monograficznych opracowań na uwagę zasługuje praca Wocke'go (1927), poświęcona skałom bazaltoidowym i ich znaczeniu geomorfologicznemu. Genieser (1936) badał historię rozwoju sieci rzecznej w obszarze kaczawskim, rekonstruując dawne przepływy Bobru i Kaczawy, jednak praca nie jest znana autorowi niniejszego opracowania.

W okresie powojennym badania geomorfologiczne na Pogórzu Kaczawskim prowadził przede wszystkim Hieronim Piasecki z Uniwersytetu Wrocławskiego, jednak tylko niewielka część wyników badań została opublikowana, a oryginał obronionej w 1963 r. rozprawy doktorskiej jest niedostępny. Autor ten udokumentował kilka stanowisk z grubymi seriami utworów czwartorzędowych w północnej części Pogórza, na podstawie których wnioskował o dwukrotności zlodowacenia (Piasecki 1961), a także krótko scharakteryzował osady i formy środowiska peryglacialnego we wschodniej części Pogórza, wspierając to szkicem geomorfologicznym (Piasecki 1956). O pokrywach glazowych (gołoborzach) na bazaltowej Ostrzycy wspominał wcześniej w dość lakonicznej notatce Baraniecki (1952). Jahn

(1952) zwrócił uwagę na powszechne występowanie nagromadzeń głazów pochodzenia skandynawskiego na Pogórzu Kaczawskim, określając te bruki głazowe jako „moreny typu Baffina”. Kilka odsłoneń utworów glacialnych we wschodniej części Gór Kaczawskich opisali Chachaj i in. (1984), interpretując je jako pozostałości teras kemowych. Dostrzeżono również strukturalne uwarunkowania rzeźby i obecność form odzwierciedlających zróżnicowaną odporność skał – strukturalnych przełomów rzecznych (Dylikowa 1952) oraz kuest w skałach osadowych wieku kredowego (Jahn 1966, Maciejak, Migoń 1990). Twardzielcowy charakter wzniesień zbudowanych ze skał bazaltowych został podkreślony przez Birkenmajera (1967) i Walczaka (1968, 1972).

Nieco obszerniejsza jest historia badań form krasowych, głównie jaskiń. Inwentaryzacyjne opisy kilkunastu jaskiń krasowych i kilku niewielkich obiektów niekrasowych znalazły się w pierwszym powojennym katalogu jaskiń Polski (Kowalski 1954), a następnie kras Gór Kaczawskich został obszernie potraktowany w monograficznym ujęciu zjawisk krasowych w Sudetach autorstwa Puliny (1977). Oprócz jaskiń i ich osadów Pulina opisał także niektóre formy powierzchniowe i rezydualne utwory środowiska krasowego odsłonięte w kamieniołomach wschodniej części Gór Kaczawskich. Zaproponował również schemat morfochronologiczny rozwoju krasu, ściśle nawiązujący do przyjmowanego wówczas dla całych Sudetów modelu koncepcyjnego, zakładającego naprzemienną faz planacji i dźwignia tektonicznego. W najbardziej obfitującej w jaskinie górze Połom wyróżnił trzy horyzonty korytarzy jaskiniowych, które korelował z trzema wyróżnianymi w Sudetach powierzchniami zrównania różnego wieku. Dalsze prace w kamieniołomach Połomu i odkrycie kolejnych jaskiń nie przyniosły jednak potwierdzenia tego modelu i nie dały podstaw do wyróżnienia kilku faz rozwoju krasu (Rogała 2003).

Intensyfikacja badań geomorfologicznych w regionie kaczawskim przypadła na lata 90. XX w., a impulsem do tego było ustanowienie w 1992 r. Parku Krajobrazowego „Chełmy” we wschodniej części Pogórza, a następnie kilku rezerwatów przyrody. Wprawdzie głównym przedmiotem ochrony są w nich zbiorowiska roślinne, niemniej nietypowy kontekst geomorfologiczny (głęboko wcięte odcinki dolin ze skalistymi zboczami) również stał się przedmiotem zainteresowania. Genezę odcinków jarowych powiązano z zanikiem łądolodu skandynawskiego (Migoń 1999, 2000), bliżej opisano także pokrywy gruzowo-głazowe na zboczach w obrębie jarów (Synowiec, Jasińska 2002). Obszerniej scharakteryzowano również stoki i utwory pokrywowe na twardzielcowych wzniesieniach bazaltowych (Migoń, Zygmunt 2001, Migoń

i in. 2002), uwzględniając również obecną dynamikę pokryw gruzowych (Remisz, Bijak, 2011). Morfometryczne studium wzgórz bazaltowych przedstawiła Placek (2007). Osobnych opracowań doczekały się kaczawski odcinek tektonicznego progu Sudetów związanego z sudeckim uskokiem brzeżnym (Migoń, Łach 1998), wybrane formy skałkowe w Górach Kaczawskich (Traczyk, Kasprzak 2009, Michniewicz 2016, Michniewicz i in. 2020), przełom Kaczawy przed Nowym Kościołem (Traczyk 2011) i pokrywy blokowe na kueście piaskowcowej koło Wilkowa (Duszyński i in. 2017). Udostępnienie danych LiDAR stworzyło nowe możliwości analizy rzeźby terenu, wykorzystane już w kilku pracach z regionu kaczawskiego. Rozpoznane zostały liczne osuwiska w wyżej wspomnianym, przełomowym odcinku doliny Kaczawy (Kowalski, Wojewoda 2017, Kowalski i in. 2019), a w bazaltowym masywie Muchowskich Wzgórz określono skalę przemodelowania stoków w warunkach peryglacialnych (Migoń i in. 2020). Udokumentowano także zakres przekształceń antropogenicznych związanych z dawną działalnością górniczą (Kowalski, Maciejak 2016, Kowalski i in. 2017). Opracowania z zakresu geologii czwartorzędu, oparte na badaniach osadów i struktur deformacyjnych są natomiast nieliczne (Kida, Jary 2003, Kowalski i in. 2018), co w znacznej mierze wynika z ubóstwa odpowiednio dużych odsłoneń.

Z ożywieniem badań geomorfologicznych w Górach i na Pogórzu Kaczawskim kontrastuje bardzo skromna liczba publikacji z części przedgórskiej obszaru geoparku. Odnotować należy rozpoznanie systemu teras rzecznych i stożków aluwialnych Nysy Szalonej (Migoń i in. 1998) i udokumentowanie sekwencji utworów glacialnych w okolicach Mściwojowa (Krzyszkowski, Czech 1995).

## Kontekst geologiczny

Góry i Pogórze Kaczawskie cechują się złożoną i urozmaiconą budową geologiczną, przejawiającą się w różnorodności litologicznej i wiekowej skał ich podłoża oraz skomplikowanych formach ich zalegania. Omawiany obszar wchodzi w skład dwóch wielkich jednostek strukturalnych: kaczawskiego łupkowo-zieleńcowego pasma fałdowego oraz synklinorium północnosudeckiego (nazewnictwo za: Żelaźniewicz i Aleksandrowski 2008). Geograficznie pierwsza z nich występuje w obrębie Gór Kaczawskich i wschodniej części Pogórza Kaczawskiego (Pogórze Złotoryjskie), natomiast skały wchodzące w skład drugiej z nich występują wyłącznie na Pogórzu Kaczawskim, głównie w jego zachodniej i środkowej części (ryc. 1). Obie jednostki strukturalne wykraczają swym zasięgiem terytorialnym poza ob-

szar Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów, a także poza obszar mezoregionów Gór Kaczawskich i Pogórza Kaczawskiego.

Kaczawskie pasmo fałdowe wchodzi w skład waryscyjskiego fundamentu Sudetów i obejmuje skały o wieku od kambryjskiego po karboński, oryginalnie osadowe i wulkaniczne, objęte płytka metamorfozą. Ma ono złożoną i nie w pełni rozpoznaną strukturę wewnętrzną, będącą od kilkudziesięciu lat przedmiotem ożywionych geologicznych dyskusji (Teisseyre, 1963, 1967, Haydukiewicz 1987, Baranowski i in. 1990, Kryza, Muszyński 1992, Kryza i in. 2007, Żelaźniewicz 2015). Według współczesnych poglądów (por. np. Mazur i in. 2006, 2010), osadowo-wulkaniczna sukcesja dolnego piętra strukturalnego Gór Kaczawskich i ich przedgórze obejmuje skały dokumentujące pełny cykl otwarcia ryftu oceanicznego w obrębie skorupy kontynentalnej (w kambrze i ordowiku), następnie rozwoju (w ordowiku, sylurze i dewonie) domeny oceanicznej i jej kolizyjnego zamknięcia podczas późnego dewonu i karbonu, w trakcie orogenezy waryscyjskiej. W trakcie paleozoicznej sedymentacji rozwinęły się na dużą skalę zjawiska redepozycji osadów, których efekty zachowane są dziś w postaci kompleksów melanżowych (olistostromowych; Haydukiewicz 1987, Baranowski et al. 1990).

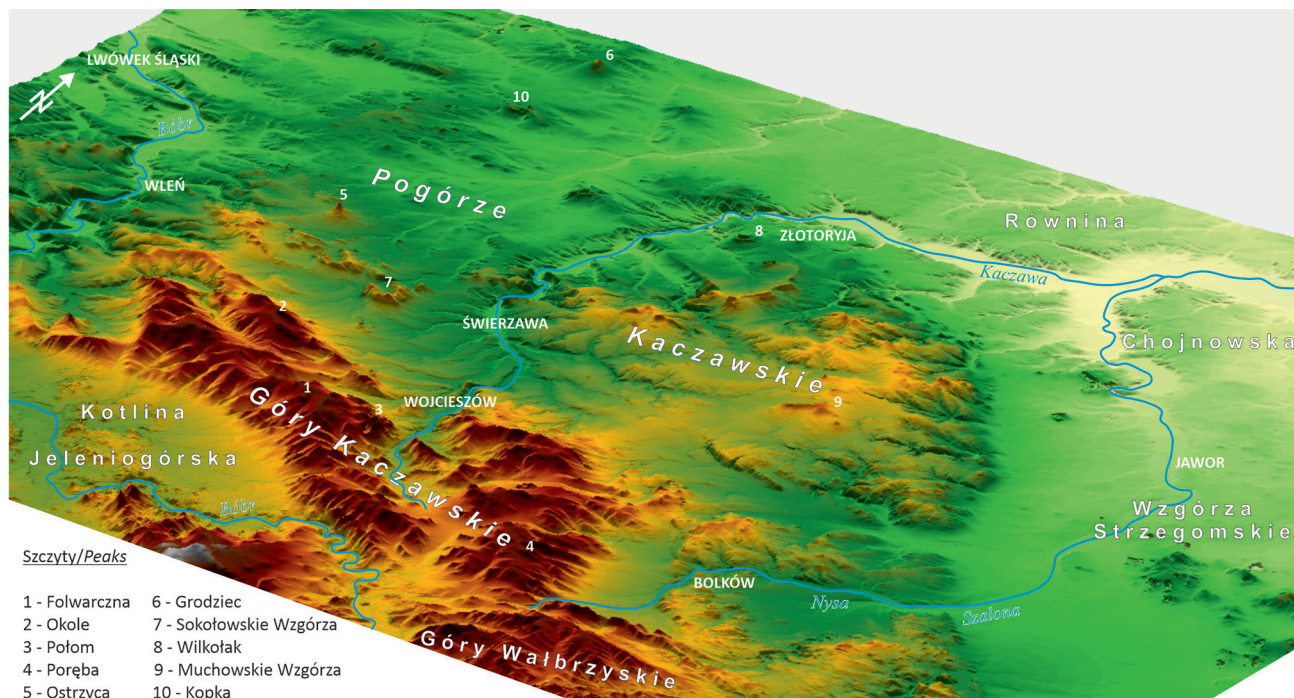
Pod względem litologicznym, wśród skał na obszarze geoparku powszechnie reprezentowane są zieleńce, będące produktem przeobrażenia pierwotnych skał bazaltoidowych wulkanizmu podmorskiego (Kryza, Muszyński 1992), ponadto pospolicie występują fyllity i łupki serycytowe (meta-iłowce i -mułowce), lidyty (przeobrażone osady krzemionkowe) i meta-piaszkowce. Z geomorfologicznego punktu widzenia bardzo ważnym składnikiem kaczawskiego pasma fałdowego są wapienie krystaliczne (np. Lorenc 1983), o wieku co najmniej częściowo kambryjskim (Białek i in. 2007), wyróżniające się relatywnie wyższą odpornością na wietrzenie niż skały otaczające i podatne na rozwój zjawisk krasowych, a także będące przedmiotem przemysłowego wydobycia. Lokalnie występują też produkty kwaśnego i obojętnego wulkanizmu (meta-trachity i riolity; Kryza, Muszyński 1992).

Synklinorium północnosudeckie wykształcone jest w obrębie pokrywy epiwaryscyjskiej, która zaczęła powstawać w schyłkowych fazach orogenezy waryscyjskiej. Obejmuje ona skały tworzące się od najwyższego karbonu po górną kredę, przy czym największe rozprzestrzenienie w Krainie Wygasłych Wulkanów mają skały wieku permskiego i kredowego (Mastalerz 1983, Milewicz 1997, Śliwiński i in. 2003, Chrząstek i Wojewoda 2011; Biernacka 2012, Chrząstek, Wypych 2018). Oprócz skał osadowych pochodzenia lądowego (górnny karbon, dolny perm – czerwony spągowiec, dolny trias) i morskimi (górnny perm – cechsztyn,

środkowy trias, górna kreda), to piętro strukturalne tworzą również skały wulkaniczne – riolity i andezyty wieku wczesnopermskiego (w starszej literaturze określane, odpowiednio, jako porfiry i melafiry). Litologicznie przeważają skały klastyczne, od zlepieńców po iłowce w dolnym permie, przez piaskowce w dolnym triasie po piaskowce kwarcowe, kwarcowo-skalenkowe, wapieniste i margle w górnej kredzie. Morskie skały górnego permu i środkowego triasu są reprezentowane głównie przez skały węglanowe: wapienie, podrzędnie dolomity i margle.

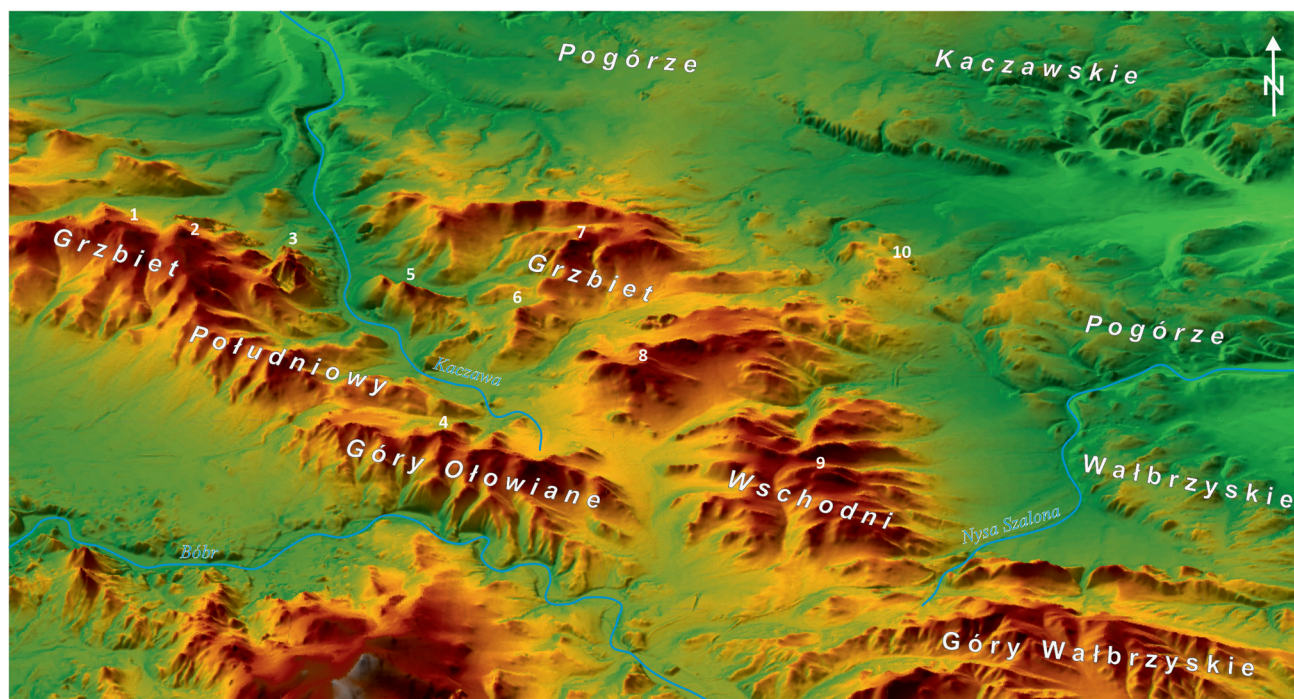
Najmłodszy etap ewolucji geologicznej obszaru rozpoczął się regresją morską pod koniec okresu kredowego i inwersją tektoniczną na przełomie kredy i paleogenu, w efekcie której powstały szerokie fałdy synklinalne i uskoki odwrócone, wzdłuż których waryscyjski fundament był lokalnie nasuwany na młodsze skały osadowe (Solecki 2011). W ten sposób zostały stworzone ramy kształtowania się współczesnej rzeźby krawędziowej na obszarze synklinorium śródsudeckiego. Kenozoik był czasem długotrwałej denudacji, a jedyne serie osadowe wieku przedczwartorzędowego pochodzą ze schyłku neogenu i mają genezę fluwialną (Grodzicki 1972). Znacznie bogatszy jest natomiast zapis sedymentacyjny kenozoiku w części przedgórskiej, zwłaszcza w tektonicznym rowie Roztoki – Mokrzeszowa, gdzie miąższość osadów oligocenu i miocenu przekracza 150 m (Kowalski 1977, Kural 1979, Badura i in. 2004). Tektoniczne dźwiganie, które w neogenie objęło całe Sudety, w Krainie Wygasłych Wulkanów zaznaczyło się w stosunkowo skromny sposób. Kaczawski odcinek progu tektonicznego Sudetów sięga tylko około 100 m wysokości i zanika w kierunku północno-zachodnim (Migoń, Łach 1998).

Z erą kenozoiczną jest też związana najmłodsza epoka wulkaniczna w dziejach Gór i Pogórza Kaczawskiego, w efekcie której powstała tzw. dolnośląska formacja bazaltowa, aczkolwiek skały wulkaniczne reprezentują szersze spektrum litologiczne (Birkenmajer 1967, Badura i in. 2006), które można określać zbiorowym terminem bazaltoidów. Na terenie Sudetów Zachodnich rozpoznano kilkaset osobnych miejsc ich występowania, z czego znaczna część znajduje się w granicach Geoparku Krainy Wygasłych Wulkanów, zarówno w sudeckiej, jak i przedsudeckiej części. Datowanie młodych skał wulkanicznych metodami radiometrycznymi i paleomagnetycznymi wykazało, że tworzyły się one w szerokim przedziale czasowym, od późnego eocenu po środkowy miocen (około 15 mln lat temu) (Badura i in. 2005, 2006; Birkenmajer i in. 2007). Geologiczne formy ich występowania to kominy/pnie wulkaniczne, pokrywy lawowe oraz dajki wulkaniczne i subwulkaniczne (Birkenmajer 1967). W części przedgórskiej pokrywy lawowe występują miejscami pod osadami rzecznyymi i jeziornymi wieku miocenijskiego.



Ryc. 2. Ukształtowanie rzeźby na obszarze Gór Kaczawskich, Pogórza Kaczawskiego i w regionach przyległych. Numeryczny model terenu opracowany na podstawie danych LiDAR, przepróbkowany do rozdzielczości 20×20 m (źródło danych: GUGiK)

Fig. 2. Morphological features of Kaczawskie Mountains, Kaczawskie Foothills and adjacent regions. Digital terrain model derived from LiDAR data, resampled to 20×20 m resolution (data source: GUGiK)



Ryc. 3. Główne rysy rzeźby wschodniej części Gór Kaczawskich  
Ważniejsze kulminacje: 1 – Folwarczna, 2 – Baraniec, 3 – Połom, 4 – Turzec, 5 – Miłek, 6 – Osełka, 7 – Żeleźniak, 8 – Lubrza, 9 – Poręba, 10 – Wąpniki. Numeryczny model terenu opracowany na podstawie danych LiDAR, przepróbkowany do rozdzielczości 20×20 m (źródło danych: GUGiK)

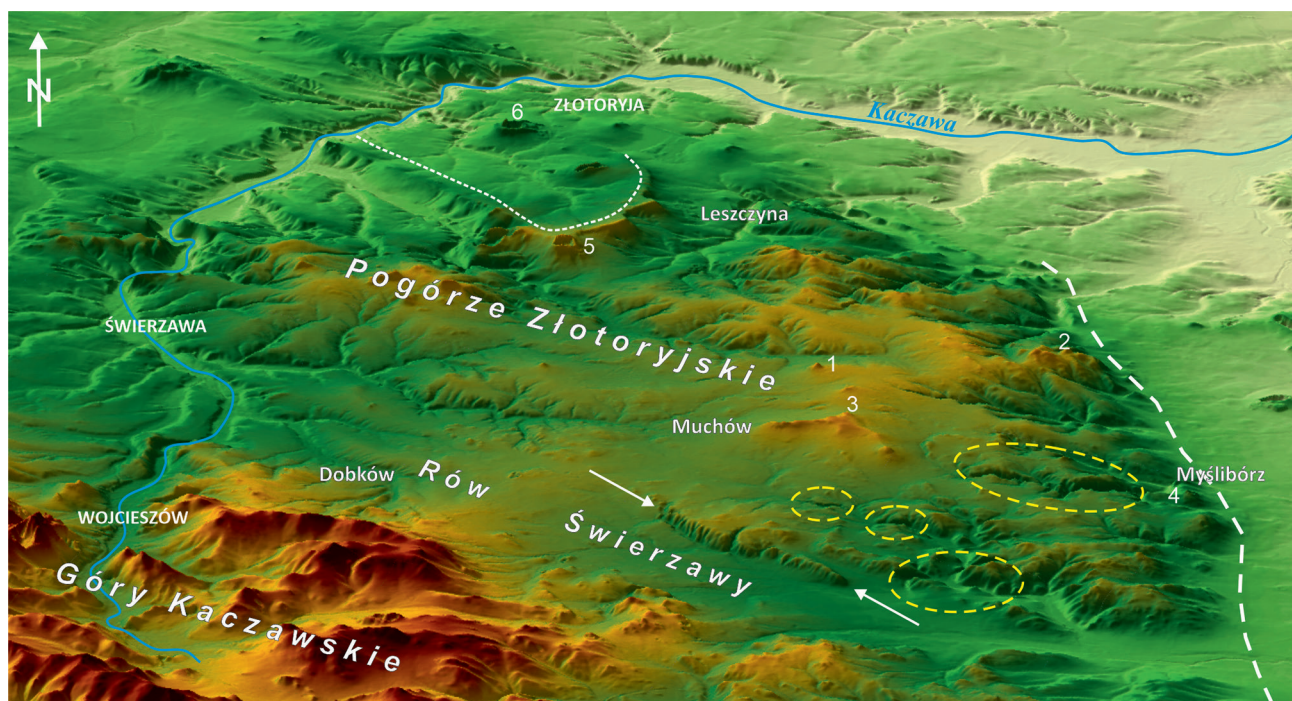
Fig. 3. Main relief features of the eastern part of the Kaczawskie Mountains  
Important peaks (names provided above) are denoted by numbers 1–10. Digital terrain model derived from LiDAR data, resampled to 20×20 m resolution (data source: GUGiK)

## Główne rysy ukształtowania terenu

Sudecka część Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów należy do dwóch mezoregionów fizycznogeograficznych o odmiennej rzeźbie terenu (ryc. 2). Część południowa jest położona w obrębie Gór Kaczawskich, które mają typowe dla środkowej Europy cechy gór niskich. Najwyższe szczyty nieznacznie przekraczają wysokość 700 m n.p.m. (Folwarczna, Baraniec, Skopiec, Okole); wysokości względne dochodzą do 300 m, a typowe nachylenia stoków mieszczą się w przedziale 10–15°. Pasma mieści się w całości w obrębie piętra pogórskiego i regła dolnego, aczkolwiek obecnie znaczne powierzchnie są wylesione, a lasy mają charakter gospodarczy, o składzie gatunkowym zmodyfikowanym przez człowieka (z wyjątkiem kilku rezerwatów przyrody). Geneza pasma Gór Kaczawskich jako całości nie była przedmiotem bliższych analiz, ale relacje regionalne wskazują, że główne założenia rzeźby są tektoniczne, a pasmo ma charakter niskiego zrębu (Migoń 1996), znacznie przekształconego przez procesy erozyjno-denudacyjne.

W nawiązaniu do głównego kierunku strukturalnego WNW–ESE kaczawskiego pasma fałdowego,

zdeteminowanego waryscyjskim planem deformacyjnym, w połączeniu ze zróżnicowaniem litologicznym, w części Gór Kaczawskich położonej na zachód od doliny Kaczawy wyodrębniły się dwa ogólnie równoległe do siebie grzbiety, rozdzielone podłużnymi obniżeniami dolinnymi. Są to Grzbiet Północny (Okole, 721 m n.p.m.) i Grzbiet Południowy (Folwarczna, 723 m n.p.m.). W obu grzbiętach dominują zieleńce, budujące także przedłużenie Grzbietu Południowego – Góry Ołowiane (Turzec, 690 m n.p.m.). W morfologii zaznaczają się również wapienie krystaliczne, tworzące między innymi izolowany Połom (667 m n.p.m.) nad Wojcieszowem. We wschodniej części Gór Kaczawskich (ryc. 3) układ grzbiętów jest nieregularny, aczkolwiek w najwyższej części Grzbietu Wschodniego (Poręba, 671 m n.p.m.) na ogólny kierunek N–S jest nałożony wyraźny równoleżnikowy układ grzęd i obniżeń, odzwierciedlający naprzemienne występowanie zieleńców i fyllitów (Migoń i in. 2021). W rzeźbie wyróżniają się zbudowane z wapieni wzniesienia Miłka (594 m n.p.m.), Osełki (581 m n.p.m.) i płaskowyż Wapników (509 m n.p.m.), a także zbudowany głównie z meta-trachitów masyw Lubrzy (670 m n.p.m.). Góry Kaczawskie są przecięte



Ryc. 4. Główne rysy rzeźby wschodniej części Pogórza Kaczawskiego

Wzniesienia bazaltowe: 1 – Czartowska Skała, 2 – Górzec, 3 – Muchowskie Wzgórze, 4 – Rataj, 5 – Trupień, 6 – Wilkołak. Żółte elipsy wskazują obecność dolin przełomowych o charakterze jarów, biała linia przerywana – podstawa tektonicznego progu Sudetów, związanego z sudeckim uskokiem brzeźnym, biała linia kropkowana – grzbiet kuesty z piaskowców kredowych. Białe strzałki wskazują na próg odpornościowy na granicy litologicznej zieleńce/skały osadowe koło wsi Lipa. Numeryczny model terenu opracowany na podstawie danych LiDAR, przepróbkowany do rozdzielczości 20×20 m (źródło danych: GUGiK)

Fig. 4. Main relief features of the eastern part of the Kaczawskie Foothills

Basaltic hills: 1 – Czartowska Skała, 2 – Górzec, 3 – Muchowskie Wzgórze, 4 – Rataj, 5 – Trupień, 6 – Wilkołak. Yellow ellipses indicate water-gap valley sections (gorges), white dashed line – the base of fault-generated escarpment of the Sudetes, related to the Sudetic Marginal Fault, white dotted line – crest of a cuesta supported by Cretaceous sandstones. White arrows point to lithology-controlled escarpment along the greenschist/sedimentary rocks contact near the village of Lipa. Digital terrain model derived from LiDAR data, resampled to 20×20 m resolution (data source: GUGiK)

szerokim obniżeniem o rozciągłości NW–SE, w północnej części wykorzystywanym przez górny bieg Kaczawy. W części południowej znajduje się wododziałowa przełęcz rozdzielająca dorzecze Bobru na południu od dorzecza Kaczawy na północy.

Pogórze Kaczawskie reprezentuje rzeźbę pogórska, o wysokościach bezwzględnych do 500 m n.p.m. (Ostrzyca, 501 m), wysokościach względnych maksymalnie do 200 m, generalnie wyrównanych powierzchniach międzodolnych, ale z licznym udziałem wzniesień i masywów twarżielcowych. Ożywienie rzeźby powoduje także obecność przełomowych odcinków dolin rzecznych. Pomijając izolowany stożek Ostrzycy, wyższa jest wschodnia część Pogórza (na wschód od doliny Kaczawy), określana mianem Pogórza Złotoryjskiego i zbudowana niemal w całości ze skał metamorficznych. Ma ona charakter monotonnego płaskowyżu, o bardziej urozmaiconej rzeźbie w pobliżu progu Sudetów, genetycznie związanego z sudeckim uskokiem brzeżnym (ryc. 4). W tej części głębokość dolin rośnie do około 100 m, występują także odcinki o cechach jarów. Pojedyncze wzniesienia, zbudowane głównie z bazaltów, przekraczają 450 m n.p.m. (Muchowskie Wzgórze, Czartowska Skała, Trupień). Pogórze Złotoryjskie jest oddzielone od wschodniej części Gór Kaczawskich równoleżnikowym obniżeniem Rowu Świerzawy, w obrębie którego występują skały osadowe wieku permiego. Część Pogórza na zachód od doliny Kaczawy ma na znacznych powierzchniach rzeź-

bę równinną lub falistą, a w rzeźbie wyróżniają się odosobnione wzniesienia zbudowane z permskich i kenozoicznych skał wulkanicznych (Ostrzyca, Grodziec, Sokołowskie Wzgórze). W obniżeniach duże rozprzestrzenienie mają utwory czwartorzędowe pochodzenia glacialnego.

## Wybrane formy rzeźby i ich zespoły

### Formy denudacyjne w skałach wulkanicznych

#### Wulkanizm kenozoiczny

Formy denudacyjne zbudowane ze skał powstałych w trakcie aktywności wulkanicznej w kenozoiku należą do najbardziej wyrazistych form rzeźby w Krajinie Wygasłych Wulkanów (Wocke 1927, Walczak 1968, Placek 2007) (ryc. 5). W szczególności dotyczy to przejawów wulkanizmu określanych jako punktowe, interpretowanych jako pozostałości kominów wulkanicznych doprowadzających lawę do krateru lub czopów lawowych (lawy zastygłej w kraterze) (Birkenmajer 1967). W konsekwencji takiej interpretacji, elewacje terenu zbudowane ze skał bazaltoidowych są określane jako neki i należą do form uwarunkowanych strukturalnie (Walczak 1968). Przyjmują one postać odosobnionych wzniesień o wysokości względnej od 20–30 m do maksymalnie 160 m (Ostrzyca) (tab. 1). Wysokości względne

Tabela 1. Charakterystyka wybranych wzniesień bazaltowych na Pogórzu Kaczawskim (wg Placek 2007, zmodyfikowane)  
Table 1. Characteristics of selected basaltic hills in the Kaczawskie Foothills (acc. Placek 2007, modified)

Nazwa	Wysokość	Powierzchnia	Wysokość względna	Litologia otoczenia
	[m n.p.m.]		[ha]	
Ostrzyca	501	6,5	160	zlepieniec
Trupień	481	5,0	190/60	piaskowiec
Muchowskie Wzgórze	475	131,0	100	zieleniec
Czartowska Skała	468	3,0	35	zieleniec
Owczarek	448	9,0	25	zieleniec/fyllit
Górzec	445	1,5	20	zieleniec/fyllit
Łysanka	444	38,0	175/85	piaskowiec
Oścień	412	5,0	30	łupek metamorficzny
Grodziec	389	9,5	100	piaskowiec
Kozia	375	5,0	45	piaskowiec
Wilkołak	373	20,0	100	piaskowiec
Bazaltowa	367	17,0	50	zieleniec
Kamienna Góra	356	17,0	115/65	piaskowiec
Rataj	350	3,0	30	fyllit
Świątek	330	1,0	40	piaskowiec
Czerwony Kamień	325	2,0	115/50	piaskowiec
Dębina	315	12,0	30	łupek metamorficzny
Kostrza	313	6,5	30	fyllit

Powierzchnia (ha) odnosi się do obszaru zaznaczonego jako wychodnia skały wulkanicznej na odpowiednim arkuszu Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów, w skali 1:25 000. Dla wzniesień bazaltowych położonych na czole kuesty podano dwie wartości wysokości względnej, odpowiednio od strony podstawy progu i zaproza.





Ryc. 5. Zróżnicowana rzeźba ostańcowych wzgórz bazaltowych na Pogórzu Kaczawskim

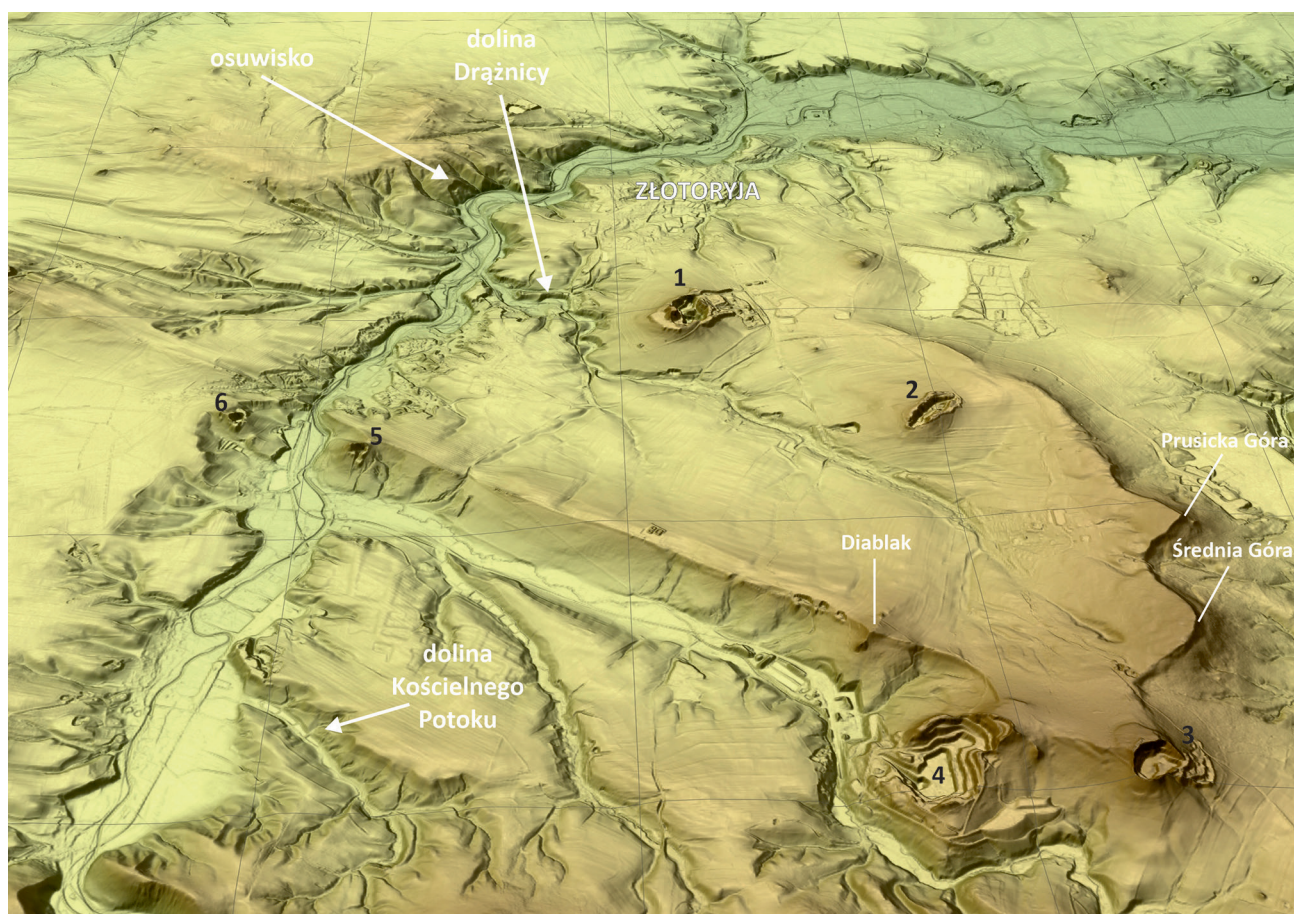
A – forma stożkowa (Ostrzyca), B – kopuła o stromych stokach i wyrównanej powierzchni szczytowej (Grodziec), C – pierwotna forma przekształcona przez wydobywanie bazaltu (Czartowska Skała)

Fig. 5. Variable morphology of residual basaltic hills in the Kaczawskie Foothills

A – regular cone (Mt. Ostrzyca), B – dome with steep slopes and flattened summit (Mt. Grodziec), C – original morphology reshaped by basalt quarrying (Mt. Czartowska Skała)

asymetrycznych wzniesień zlokalizowanych w obrębie czoł kuest są lokalnie jeszcze wyższe (Łysanka, Trupień). Generalnie wzniesienia o większej wysokości względnej są też bardziej strome, jednak nie jest to bezwzględną regułą (Placek 2007). Przykładowo, masyw Muchowskich Wzgórz wznosi się na około 70 m ponad sąsiednie zrównania, ale nachylenia stoków tylko lokalnie przekraczają  $15^\circ$  (Migoń i in. 2020). Istotny wpływ na morfologiczną ekspresję neków mają też różnice wytrzymałości między skałami bazaltowymi a skałami otoczenia. Większe różnice wytrzymałości korelują ze wzrostem wysokości i nachylenia stoków, co dobrze ilustrują najbardziej wyraziste neki Pogórza Kaczawskiego – Ostrzyca, Grodziec i Wilkołak. W każdym z tych trzech przypadków lava bazaltowa przebiła się przez mało wytrzymałe skały osadowe (Placek 2007).

Ocenę rzeczywistych relacji między budową geologiczną a rzeźbą komplikuje jednak znaczny stopień przekształceń antropogenicznych, związanych z pozyskiwaniem bazaltu jako surowca skalnego. Ostrzyca, Grodziec i Muchowskie Wzgórza to praktycznie jedyne większe wzniesienia, które zostały w niewielkim stopniu zmienione przez działalność kamieniołomów. Z kolei kulminacje Trupienia, Łysanki i Kamiennej Góry zostały już niemal całkowicie zniwelowane (ryc. 6). W kilku przypadkach działalność wydobywcza prowadziła do wyostrowania pierwotnej rzeźby, nadając im stożkowy (Czartowska Skała) lub trapezoidalny kształt (Wilkołak). Pozyskiwanie bazaltu odsłoniło wewnętrzną strukturę kominów i czopów wulkanicznych, w tym powszechne na Pogórzu struktury ciosu kolumnowego pochodzenia termicznego



Ryc. 6. Rzeźba północnej części Pogórza Kaczawskiego w okolicach Złotoryi ukazana na modelu terenu opracowanym na podstawie danych LiDAR

W krajobrazie zwraca uwagę czoło kuesty zbudowanej z piaskowców kredowych – prostoliniowe w części zachodniej i kręte w odcinku wschodnim, a także liczne kamieniołomy założone w obrębie wzniesień bazaltowych: 1 – Wilkołak, 2 – Kozia, 3 – Trupień, 4 – Łysanka, 5 – Czerwony Kamień, 6 – Jeziorna. Strzałki wskazują osuwisko w Jerzmanicach-Zdroju, formy skalne w dolinie Drażnicy oraz asymetryczną dolinę Kościelnego Potoku w Nowym Kościele (autor modelu: K. Jancewicz)

Fig. 6. Morphology of the northern part of the Kaczawskie Foothills shown on terrain model built from high-resolution LiDAR data

Note the face of a cuesta supported by Cretaceous sandstones and contrast between the straight course of the rim in the west and the sinuous course in the east, as well as numerous quarries within basaltic hills: 1 – Wilkołak, 2 – Kozia, 3 – Trupień, 4 – Łysanka, 5 – Czerwony Kamień, 6 – Jeziorna. Arrows show the landslide in Jerzmanice-Zdrój (top), the location of sandstone outcrops in the Drażnica valley (middle) and asymmetric valley of Kościelny Potok in the village of Nowy Kościół (bottom) (author of the image: K. Jancewicz)

(Birkenmajer 1967). Jakkolwiek obecność dawnych wyrobisk można postrzegać jako przejaw degradacji krajobrazu, to jednak wyeksponowanie kolumnowej struktury bazaltu znacząco zwiększyło możliwości interpretacyjne rzeźby i walory geoturystyczne poszczególnych miejsc.

Wulkanizm kenozoiczny nie był ograniczony do sudeckiej części omawianego obszaru. Kominy wulkaniczne i pokrywy lawowe występują również w części przedgórskiej, jednak w żadnym miejscu nie są one powiązane z formami o wyraźnej ekspresji krajobrazowej. Na uwagę zasługują przede wszystkim rozległa pokrywa lawowa nad zbiornikiem wodnym Słup, w części już wyeksploatowana, a także fragmentarycznie tylko odsłonięta, silnie zwietrzała pokrywa lawowa nad Nysą Szaloną koło wsi Dunino. Sztuczne odsłonięcia w dawnych i czynnych kopalniach halozytu w Duninie dają unikatowy w skali regionu wgląd w pokrywy zwietrzelinowe bazaltów, które tworzyły się w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu środkowego miocenu (Gawroński 1956, Sikora 1986).

#### Wulkanizm permski

Skały pochodzące z permskiego okresu wulkanicznego występują w południowej części Pogórza Kaczawskiego oraz w położonym na omawianym terenie fragmencie Pogórza Wałbrzyskiego w okolicach Bolkowa. Podobnie jak kenozoiczne bazalty, riolity, andezyty i trachybazalty wieku permskiego cechują się generalnie podwyższoną wytrzymałością mechaniczną w stosunku do skał osadowych występujących w otoczeniu i tworzą wzniesienia o wysokości względnej do 125 m (Sokołowskie Wzgórza) (ryc. 7). Pod względem kształtu różnią się one jednak od neków bazaltowych, a formy stożkowe są nieobecne. Typową formą twarżielcowego wzniesienia riolitowego jest kopuła o stromych stokach (lokalnie

nawet do 40°) i spłaszczonej powierzchni szczytowej, niekiedy wydłużonej. Najlepszym przykładem wzniesienia tego typu jest Wielisławka (369 m n.p.m.) nad Kaczawą, interpretowana jako zastygła kopuła lawowa, być może częściowo o subwulkanicznym charakterze (Krzemińska, Awdankiewicz 2011) (ryc. 7A). Podobny charakter mają wzniesienia okolic Sokołowca (Sokołowskie Wzgórza, Sądeckie Wzgórza), jednak brak odsłoneń utrudnia ich interpretację. Z kolei na wschód od przełomowej doliny Kaczawy przed Nowym Kościołem rozciąga się względnie wyrównana powierzchnia wododziałowa podścielona skałami riolitowymi, będącymi zapewne pozostałościami większej pokrywy lawowej (Kozłowski, Parachoniak 1967). Zbudowany z andezytów grzbiet Łomów (424 m n.p.m.) koło Lubiechowej pokazuje natomiast, że współczesne formy mogą w niewielkim stopniu odzwierciedlać oryginalną morfologię wylewów lawy. W dużym nieczynnym kamieniołomie odsłaniają się skały należące do kilku potoków lawowych występujących w superpozycji, a wzniesienie jest ostańcem denudacyjnym pozostałym po zniszczeniu rozległej pokrywy.

#### Formy denudacyjne w skałach osadowych

Najwyraźniejsze formy rzeźby denudacyjnej powstały w części obszaru zbudowanej z najmłodszych skał wchodzących w skład synklinorium północnosudeckiego – skał okrucowych wieku kredowego. Nawiązując do niewielkich upadów (do 15°) uławiczenia tych skał, mają one charakter kuest zbudowanych w najwyższej części z warstw o lokalnie podwyższonej odporności. Obecność kuest była dostrzeżona w starszych, ogólnych opisach regionu (Jahn 1966), a następnie podkreślona przez Maciejaka i Migonia (1990), natomiast większe opracowanie poświęciła im Adam (2004), a odcinek południkowy koło Wil-



Ryc. 7. Przykłady wzgórz twarżielcowych zbudowanych ze skał wulkanicznych wieku permskiego

A – kopuła riolitowa (Wielisławka), B – złożony morfologicznie masyw andezytowy (melafiryowy) (Sokołowskie Wzgórza)

Fig. 7. Examples of rock-controlled hills built of volcanic rocks of Permian age

A – rhyolite dome (Mt. Wielisławka), B – morphologically complex andesite massif (Sokołowskie Wzgórza)

kowa opisali Duszyński i in. (2017). Występowanie kuest nie ogranicza się do fragmentu Pogórza Kaczawskiego wchodzącego w skład Geoparku Krainy Wygasłych Wulkanów, ale przedłużają się one ku zachodowi, w stronę doliny Bobru i na Pogórze Izerskie.

W środkowo-wschodniej części Pogórza Kaczawskiego najbardziej wyraźną kuestą jest próg zbudowany w górnej części z gruboławicowych piaskowców kwarcowych piętra cenoman, rozpoczynających sukcesję skał kredowych (ryc. 4). Rozciąga się on między doliną rzeki Skora na zachodzie i okolicami Wilkowa na wschodzie, gdzie zmienia ogólny przebieg z WNW–ESE na N–S, co wynika ze ścisłego naśladowania przebiegu wychodni warstw w tzw. półrowie Leszczyzny (ryc. 6). Całkowita długość kuesty wynosi około 15 km, a w jej przebiegu można wyróżnić trzy odcinki różniące się cechami rzeźby. Odcinek zachodni o długości 4,65 km, położony między Skorą a Kaczawą, jest prosty w przebiegu, stosunkowo niski (do 35 m wys.), odcinkami praktycznie zanika, a przed jego czołem występują dwa wyraźne przebiecia bazaltowe: Kamienna Góra (358 m n.p.m.) i Jeziorna (290 m n.p.m.). Na wschód od doliny Kaczawy kuesta kontynuuje się nie zmieniając kierunku, natomiast jej wysokość stopniowo rośnie, do około 110 m w rejonie wzniesienia Diabłak. Na długości blisko 5 km zachowują wyjątkowo prosty przebieg. Trzeci odcinek ma kierunek północ – południe i wyróżnia się zatokowym przebiegiem, z dwiema wyraźnymi ostrogami Średniej Góry (427 m n.p.m.) i Prusickiej Góry (402 m n.p.m.). Wysokość względna jest tu najwyższa i dochodzi do 120 m. Charakterystyczną cechą kuesty, mimo tak dużej wyrazistości, jest praktycznie brak naturalnych wychodni warstwy progotwórczej w najwyższej części proggu. Jej obecność zaznacza się tylko lokalnym wzrostem nachyleń stoku do 30–35°.

Dalsze niewielkie grzbiety nawiązujące do obecności warstw odporniejszych w obrębie struktury monoklinalnej występują na północ od omawianej wyżej kuesty, pomiędzy Jerzmanicami-Zdrojem na wschodzie i Pielgrzymką na zachodzie, na zachód od doliny Kaczawy. Są one zbudowane z ogniw piaskowcowych w obrębie skał wieku turońskiego. Można wyróżnić przynajmniej trzy grzbiety o długości od 2,2 do 2,6 km i wysokości do 20 m, przy nachyleniu najbardziej stromego segmentu w granicach 10–15°, a tylko lokalnie do 25°. Na wschód od Kaczawy progi strukturalne nie zaznaczają się w rzeźbie, natomiast wychodnie piaskowców wieku turońskiego pojawiają się na zboczach doliny Kaczawy i jej dopływu – Drażnicy.

Dalej na zachód, w międzyrzeczu Skorej i Bobru, typowe kuesty nie występują (można je ponownie spotkać w pobliżu doliny Bobru, poza granicami planowanego geoparku – por. Maciejak, Migoń 1990). Przyczyną może być zarówno oddalenie obszaru wododziałowego od stref aktywnej erozji fluwialnej,

pozwalającej na ujawnienie się różnic odpornościowych, jak i złagodzenie rzeźby podczas nasuwania się lądolodu (lądolodów?) skandynawskiego. Nie można też wykluczyć zmniejszenia różnic wytrzymałościowych pomiędzy poszczególnymi ogniwami sukcesji kredowej, trudnych do udokumentowania przy braku wychodni podłoża. Układ form denudacyjnych (niskich pagórków, grzbietów i nieckowatych obniżeń) jest nieregularny i nie wskazuje wprost na strukturalne uwarunkowania. Wyraźniejszą formą rzeźby w tej części Pogórza Kaczawskiego jest ostańcowe wzniesienie Kopka (343 m n.p.m.) koło wsi Czaple, zbudowane z piaskowców kwarcowych koniak. Jego wysokość względna od strony południowej wynosi prawie 70 m. Bardziej szczegółowa analiza rzeźby Kopki jest jednak praktycznie niemożliwa z powodu jej znacznego przekształcenia przez wielowiekową działalność wydobywczą. Trudno określić również powody wyodrębnienia wzniesienia w sytuacji, gdy wychodnie warstw piaskowców koniak kontynuują się na zachód i na wschód od Kopki.

W starszych seriach skalnych wschodniej części synklinorium północnosudeckiego występowanie progów strukturalnych jest ograniczone do jednej formy, rozciągającej się na odcinku blisko 2 km na wschód od doliny Kaczawy, w kierunku NW–SE. Próg tworzy równocześnie strome, prawe (północne) zbocze doliny Kościelnego Potoku (ryc. 6), kształtując jej wyraźną asymetrię pod względem nachyleń. W obrębie zbocza prawego dochodzą one do 30°, nachylenie zbocza lewego jest dwukrotnie mniejsze. Warstwą progotwórczą są w tym przypadku wapienie górnego permu (cechsztynu).

### Progi odpornościowe uwarunkowane litologicznie

Zasługującą na uwagę formą odpornościową jest znajdujący się w południowo-wschodniej części Pogórza Kaczawskiego wyraźny próg, oddzielający obniżenie Rowu Świerzawy na południu od wyżynnego Pogórza Złotoryjskiego na północy. Rozciąga się on na odcinku około 3,5 km, na północ od wsi Lipa (ryc. 4). Wysokość względna wynosi 50–60 m, przy nachyleniach stoku 20–40° w części zachodniej i 15–25° w części wschodniej. W znacznie złagodzonej formie próg ten występuje dalej w kierunku wschodnim, po obu stronach doliny Nysy Małej koło wsi Grobla, a następnie zanika na linii proggu Sudetów. W tej części wysokość proggu rośnie do 80–90 m, ale nachylenie zmniejsza się i tylko sporadycznie przekracza 15°.

Geneza proggu jest pośrednio uwarunkowana tektoniką nieciągłą i obecnością północnego uskoku Świerzawy (Oberc 1972), wzdłuż którego kontaktują ze sobą staropaleozoiczne zieleńce metamorfiku kaczawskiego ze skałami osadowymi permu synklinorium północnosudeckiego. Większa odporność

tych pierwszych spowodowała wyodrębnienie progów, zwłaszcza w miejscach, gdzie w strefie uskokowej została założona dolina rzeczna. Z kolei na zachód od Lipy strefa uskokowa jest przykryta glacygenicznymi utworami czwartorzędowymi i w żaden sposób nie odzwierciedla się w rzeźbie (ryc. 4).

W rzeźbie najbardziej wyraźnego odcinka progów na północ od Lipy ujawniają się interesujące formy niższego rzędu: skaliste ostrogi z wychodniami zieleńcowego podłoża w postaci progów i ambon skalnych rozdzielone suchymi nieckami stokowymi, wypełnionymi pokrywami gruzowo-głazowymi pochodzenia wietrzeniowo-grawitacyjnego (ryc. 8A, B). Z nieckami stokowymi kontrastuje głęboko wcięta, V-kształtna dolina na południe od Nowej Wsi Wielkiej, nazywana Wąwozem Lipa (ryc. 8C, D). Ma długość około 600 m i niemal idealnie południkowy przebieg. Jej głębokość w odcinku ujściowym sięga 60 m, a nachylenie zboczy dochodzi do 45°. Są one urozmaicone ścianami skalnymi o wysokości do 15 m, u podnóża których tworzą się grawitacyjne usypiska gruzu zie-

leńcowego (Synowiec, Jasińska 2002), a także mniej okazałymi wychodniami. Genezę tej formy dolinnej upatruje się w erozyjnej działalności wód wypływających z topniejącej pokrywy lodowej w okresie deglacjacji ostatniego lądolodu na tym terenie, kiedy na płaskowyżu Pogorza zalegały jeszcze resztkowe bryły lodu (Migoń 1999). Z reorganizacją sieci dolinnej w okresie deglacjacji jest też zapewne związany osobliwy przebieg doliny Nysy Małej na odcinku omawianego progów, która opuszcza obniżenie rowu Świerzawy i skręcając pod kątem prostym ku północy wpływa w obręb bloku zieleńcowego, pozostawiając na prawym brzegu ciąg wzgórz zieleńcowych Szubieniczna (319 m n.p.m.) – Zagroda (358 m n.p.m.). Następnie rzeka ponownie zmienia kierunek płynięcia na równoleżnikowy, utrzymując go przez kolejne 2 km, po czym skręca na południowy wschód i dopiero po pokonaniu kolejnych 1,5 km wraca do obniżenia Rowu Świerzawy. Występowanie utworów glacialnych (aczkolwiek o nieznannej grubości) na południe od wspomnianego pasa wzniesień pozwala przypusz-



Ryc. 8. Elementy rzeźby zieleńcowego progów odpornościowego w południowo-wschodniej części Pogorza Złotoryjskiego

A – widok ogólny progów, z wychodniami skalnymi w górnym odcinku stoku (por. fotografia B), B – zieleńcowe amfony skalne w górnej części progów, C – wcięty kształt doliny rozcinającej próg – tzw. Wąwóz Lipa, D – wychodnie skalne i porośnięte pokrywy głazowo-gruzowe w Wąwozie Lipa

Fig. 8. Geomorphic features of a rock-controlled escarpment built of greenschists in the south-eastern part of the Kaczawskie Foothills

A – general view, with bedrock outcrops in the upper slope (compare with photo B), B – greenschist rock spurs in the upper part of the escarpment slope, C – V-shaped cross-section of a valley incised into the escarpment – the Lipa Gorge, D – bedrock outcrops and vegetated debris covers in the Lipa Gorge

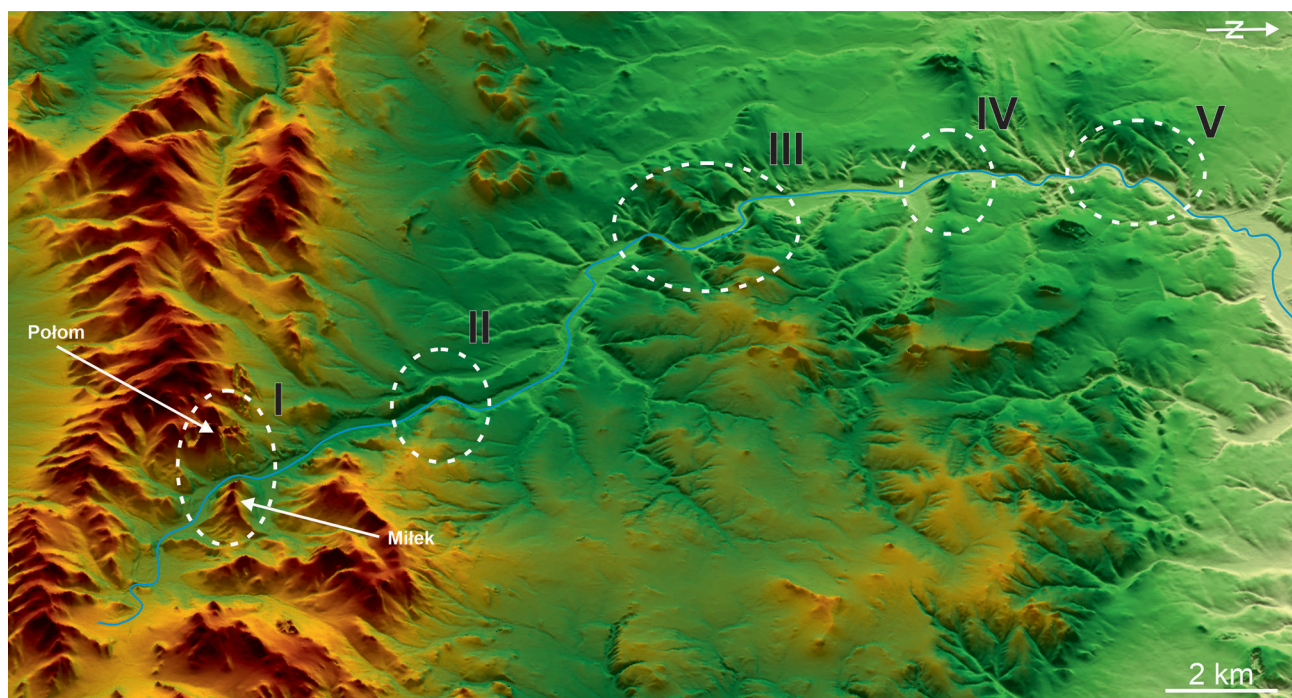
czać, że wypełniają one starszą dolinę Nysy Małej, która konsekwentnie trzymała się północnego skraju rowu Świerzawy.

### Doliny przełomowe

Doliny przełomowe w Górach Kaczawskich i na Pogórzu Kaczawskim można podzielić na dwie główne grupy. Pierwszą grupę tworzą zwężenia dolin w miejscach, gdzie doliny przecinają poprzeczne do ich przebiegu elewacje podłoża. Te przełomy mają ewidentnie litologiczno-odpornościowe uwarunkowania i mogą być określane mianem przełomów strukturalnych. Na ich obecność i rolę, jaką mogą odegrać w nauczaniu geografii, zwróciła już uwagę Dylikowa (1952). Występowanie przełomów strukturalnych cechuje przede wszystkim dolinę Kaczawy (ryc. 9), której południkowy przebieg jest poprzeczny do generalnie równoleżnikowego (do WNW–ESE) przebiegu głównych struktur w metamorfiku kaczawskim i biegu warstw w synklinorium północnosudeckim.

Przemieszczając się doliną Kaczawy z południa na północ można wyróżnić przynajmniej pięć odcinków o cechach przełomów, aczkolwiek ich przełomowy charakter rysuje się przede wszystkim na tle rzeźby obszarów sąsiednich, jako że nawet w przełomach utrzymuje się aluwialne dno, a w profilu podłużnym rzeki brak wyraźnych progów i fragmentów skalnego koryta. Są to w kolejności:

- przełom między wapiennymi wzniesieniami Połomu (667 m n.p.m.) po stronie zachodniej i Miłka (594 m n.p.m.) po stronie wschodniej w Wojcieszowie Górnym (ryc. 9 – I). Dno doliny w przełomie zwęża się do około 150–250 m (przed przełomem szerokość dna dochodzi do 450 m), a różnica wysokości między dnem doliny a kulminacją Połomu sięga 300 m. Pas wapieni ma ok. 1 km szerokości i sąsiaduje od północy z wychodniami miękkich łupków kwarcowo-serycytowych, w obrębie których powstały subsekwentne doliny, a wysokość bezwzględna maleje do 400–425 m n.p.m.
- odcinek przełomowy między Dolnym Wojcieszowem a Starą Kraśnicą, o długości około 1 km i łamanym przebiegu (ryc. 9 – II). Dno doliny zwęża się do 100–150 m, wysokość zboczy rośnie do 70 m, a ich nachylenie do 50°. Powstanie przełomu na tym odcinku jest podyktowane przecinaniem pasa zieleńców, podczas gdy przed przełomem występują łupki kwarcowo-serycytowe, a po jego pokonaniu Kaczawa wpływa w obszar występowania skał osadowych synklinorium północnosudeckiego.
- przełom pomiędzy Sędziszową a Nowym Kościółem, o długości ponad 3,5 km i złożonym, łamanym przebiegu, z naprzemiennymi odcinkami o rozciągłości N–S i zbliżonych do W–E (ryc. 9 – III). Kaczawa, która powyżej i poniżej przeło-



Ryc. 9. Przełomy Kaczawy ukazane na modelu rzeźby (objaśnienia odcinków przełomowych I–V w tekście)  
 Numeryczny model terenu opracowany na podstawie danych LiDAR, przepróbkowany do rozdzielczości 20×20 m (źródło danych: GUGiK)

Fig. 9. Water gaps of the Kaczawa river on the terrain model (explanations of gorge-like sections I–V in text)  
 Digital terrain model derived from LiDAR data, resampled to 20×20 m resolution (data source: GUGiK)

mu płynie w obrębie skał osadowych, przecina tu obszar występowania kwaśnych skał wulkanicznych wieku permskiego, głównie riolitów i tufów riolitowych, lokalnie pojawiają się wychodnie starszych skał metamorficznych. Dno doliny ma zróżnicowaną szerokość, od 120 do blisko 300 m, różnica wysokości między dnem doliny a przyległymi wzniesieniami dochodzi do 120 m. Nachylenie zboczy lokalnie przekracza 50°, ale naturalne odstonięcia skalnego podłoża są nieliczne i niewielkie. Przełom poniżej Sędziszowej był przedmiotem szczegółowych studiów Traczyka (2011), który podkreślił jego złożoną naturę i wieloetapową genezę. Jakkolwiek ścisły związek ze zróżnicowaniem litologicznym podłoża jest spójny z określeniem przełomu jako strukturalnego, to jednak do jego powstania doszło wskutek zmian sieci rzecznej w etapie deglacjacji lądolodu skandynawskiego, kiedy stara dolina Kaczawy była jeszcze wypełniona lodem. Miała ona znajdować się na zachód od masywu riolitowego i przebiegać od Sędziszowej w kierunku północno-zachodnim, w stronę obecnej doliny Skorej (Genieser 1936, Michniewicz 1998).

– przełom przez kuestę zbudowaną z piaskowców

kredowych, poniżej Nowego Kościoła. Jest to najkrótszy z przełomów (mniej niż 200 m długości), jednak najwęższy biorąc pod uwagę szerokość aluwialnego dna doliny, które zwęża się w tym miejscu do około 60 m (ryc. 9 – IV). Mała wyrazistość tego przełomu w krajobrazie wynika z niewielkiej głębokości doliny, rzędu 25 m.

– przełom między Jerzmanicami-Zdrojem a Złotorią, o krętym przebiegu i długości około 2 km (ryc. 9 – V). Dno doliny jest dość szerokie, od 160 do prawie 300 m, a Kaczawa meandruje w jego obrębie. Głębokość przełomu zmienia się od 30 do 80 m, a przeciwległe zbocza są różnej wysokości. Początek odcinka przełomowego znajduje się w miejscu, gdzie Kaczawa płynie w poprzek uskoku Jerzmanic, oddzielającego występujące na południu skały osadowe wieku kredowego od łupków wieku ordowickiego i sylurskiego, należących do metamorfiku kaczawskiego. Sąsiedztwo ze strefą brzeżną Sudetów i sudeckim uskokiem brzeżnym stwarza możliwość, że tektoniczny zrąb Złotorii podlegał neotektonicznej reaktywacji w neogenie i czwartorzędzie, a przełom łączyłby cechy przełomu strukturalnego i antecedentnego.



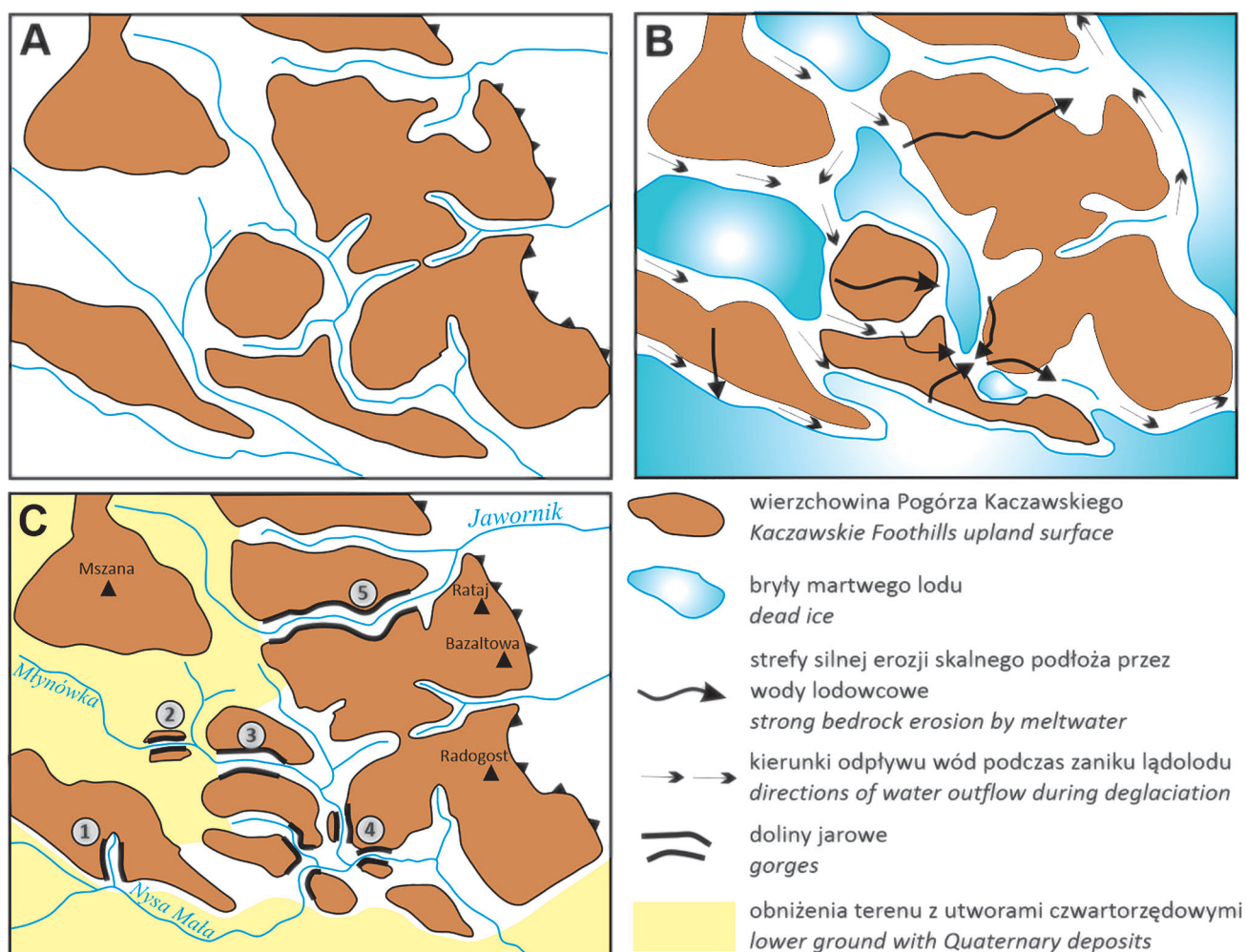
Ryc. 10. Rzeźba dolin jarowych w południowo-wschodniej części Pogórza Kaczawskiego Wąwóz Siedmicki (A, C) i Wąwóz Myśluborski (B, D)

Fig. 10. Geomorphology of gorges in the south-eastern part of the Kaczawskie Foothills Siedmicki Gorge (A, C) and Myśluborski Gorge (B, D)

Wśród mniejszych dolin obecność zwężeń powiązanych ze zmianą litologii podłoża, wskazującą na odpornościowe uwarunkowania, wykazują między innymi Czermnica w Sokołowcu w południowej części Pogórza Kaczawskiego (pas wzgórz andezytowych (melafirowych) po obu stronach doliny) i dwa potoki na północ od Podgórek w Grzbiecie Północnym Gór Kaczawskich (przecinające pas wychodni meta-piaszkowców wśród skał łupkowych), a w przedgórskiej części Krainy Wygasłych Wulkanów na uwagę zasługuje przełomowy odcinek Nysy Szalonej powyżej sztucznego jeziora Słup, rozcinający pokrywę lawową Męcinki.

Drugą grupę form o cechach przełomów rzecznych tworzą krótkie na ogół odcinki dolin małych potoków we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego (Migoń 1999). W przeciwieństwie do pierwszej grupy, trudno się w tych przypadkach doszukiwać

uwarunkowań litologiczno-odpornościowych, ponieważ odcinkom typu przełomowego nie towarzyszy zmiana charakteru podłoża skalnego. Zarówno odcinki przełomowe, jak i odcinki doliny powyżej i poniżej nich są wycięte w zieleńcach. Przełomy cechują się wąskim dnem, miejscami o szerokości mniejszej niż 20 m i bardzo stromych zboczach, w obrębie których powszechne są wychodnie skalnego podłoża w formie ścian, ambon, ostróg i progów (ryc. 10). Najwyższe z nich osiągają do 20 m wysokości. Najlepszym przykładem przełomu tego typu jest Wąwóz Siedmicki (potok Młynówka), o długości około 600 m i głębokości do 50 m, z najwęższym odcinkiem w części środkowej (ryc. 10A, C). Określenie „wąwóz” jest z punktu widzenia terminologii geomorfologicznej niepoprawne, a właściwe byłoby określenie tego odcinka doliny jako jar. W najwyższym biegu Młynówki znajduje się podobna forma,



Ryc. 11. Schemat hipotetycznego rozwoju sieci dolinnej we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego i powstania dolin jarowych (zmodyfikowane na podstawie Migoń 2014)

Odcinki jarowe: 1 – Wąwóz Lipa, 2 – Wąwóz Nowowiejski (Mały Wąwóz Siedmicki), 3 – Wąwóz Siedmicki, 4 – dolina Nysy Małej w rezerwacie Nad Groblą, 5 – Wąwóz Myśliborski

Fig. 11. Scheme of hypothetical evolution of valley network in the south-eastern part of the Kaczawskie Foothills and the origin of fluvial gorges (modified after Migoń 2014)

Numbers 1 – 5 show location of specific gorges (see above for their names)



określana jako Wąwóz Nowowiejski. Jest on płytszy (do 25 m głębokości), ale dłuższy – ma prawie 800 m długości. Ściany skalne są mniej efektowne i występują głównie na prawym (południowym) zboczu. Pewne cechy zbliżone ma krótka dolinka Piekiełko (400 m długości, 20 m głębokości), uchodząca do Nysy Małej. Podobieństwa morfologiczne do Wąwozu Siedmickiego można znaleźć również w rzeźbie przełomowego odcinka Nysy Małej przed Groblą (zob. poprzedni rozdział). W szczególności dotyczy to jego początkowego odcinka, a także krótkiego odcinka poniżej ujścia Młynówki. W tym drugim północne, skaliste zbocza doliny osiągają prawie 100 m wysokości i mają wyraźnie wypukły profil podłużny. Zieleńcowe ambony i ściany mają do 10 m wysokości i występują piętrowo.

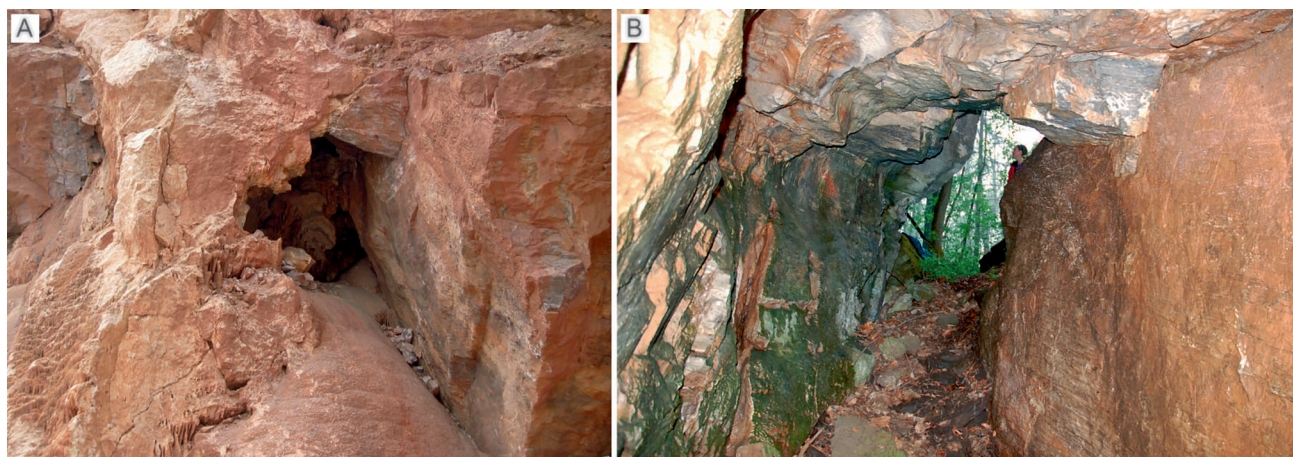
Szczególną pozycję wśród głębokich dolin rzecznych wschodniej części Pogórza Kaczawskiego, wciętych w zieleńcowe podłoże bez wyraźnych uwarunkowań litologicznych, zajmuje Wąwóz Myśluborski w brzeżnej części Pogórza (ryc. 10B, D). Podobnie jak w innych przypadkach, określenie „wąwóz” jest zwyczajowe, a geomorfologicznie dolina potoku Jawornik ma w różnych odcinkach cechy jaru, wciosu lub posiada skrzynekowy profil poprzeczny (Migoń 2000). Całkowita długość Wąwozu Myśluborskiego wynosi około 2,7 km, z czego na skalisty jar przypada około 300 m w środkowym odcinku doliny. W obrębie jaru szerokość dna zmniejsza się do 10–20 m, koryto potoku jest wyścielone gładzami, a lokalnie występują progi na wychodniach podłoża. Głębokość doliny rośnie w dół rzeki, od 30–40 m w początkowej części przełomu po 60–70 m w odcinku wylotowym. Na całej długości Jawornik rozcina podłoże zieleńcowe, w tym strefę z dobrze wykształconymi strukturami law poduszkowych w rejonie rezerwatu przyrody

„Wąwóz Myśluborski koło Jawora” (Grocholski, Jerzmański 1975, Grocholski, Wiśniewski 1995, Migoń 2014). W odcinku jarowym ściany skalne dochodzą do 30 m wysokości, poniżej nich znajdują się grawitacyjne usypiska zasilane przez odpadanie. W pozostałych odcinkach doliny zieleńcowe ambony i progi osiągają do 15 m wysokości, a przeważnie ustabilizowane usypiska rozciągają się aż do dna doliny (Synowiec, Jasińska 2002).

Genezę odcinków wciosowych i jarowych we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego powiązano z reorganizacją sieci odwodnienia podczas zaniku ostatniego lądolodu skandynawskiego na tym terenie (Migoń 1999, 2000). W świetle tej hipotezy stare, preglacjalne doliny o charakterze szeroko rozwartych wciosów lub niecek (na wierzchołkach) były dłużej wypełnione lodem, zapewne bryłami martwego lodu, a wody roztopowe tworzyły nowe odcinki dolin, rozcinające elewacje podłoża lub ich skłony (ryc. 11). Konsekwencją znacznie młodszego wieku odcinków przełomowych jest skalista rzeźba ich zboczy i obecność wyraźnych górnych krawędzi – obie te cechy są nietypowe dla dolin Pogórza Zachodniosudeckiego, nawet w sąsiedztwie tektonicznego proggu Sudeków (ryc. 4). Nie jest jednak możliwe jednoznaczne stwierdzenie, z którym okresem glacialnym związane są zmiany sieci dolinnej na Pogórzu, co wynika z ogólnej niepewności odnośnie zasięgu lądolodu Odry w Sudetach (Badura, Przybylski 1998, Michniewicz 1998, Kowalski i in. 2018).

### Formy krasowe

W polskiej części Sudetów Góry Kaczawskie są tym pasmem górskim, w którym wychodnie skał węglanowych zajmują największą powierzchnię, ocenianą



Ryc. 12. Kras Gór Kaczawskich

A – zniszczone jaskinie w czynnym kamieniołomie na Połomie – widoczny przekrój korytarza jaskiniowego i zdegradowana polewa kalcytowa, B – korytarz Jaskini Walońskiej

Fig. 12. Karst of the Kaczawskie Mountains

A – destroyed caves in the working quarry in Mt. Połom – cross-section of a cave conduit and degraded flowstones are visible, B – gallery of the Walońska Cave

przez Pulinę (1977) łącznie na około 9 km<sup>2</sup>. Skały te, o charakterze wapieni krystalicznych i w przeważnie zapewne kambryjskim wieku, stały się podłożem dla rozwoju zjawisk krasowych. Typowych mezoform krasu powierzchniowego – lejów, dolin suchych, ślepych lub półślepych – jednak praktycznie brak, podobnie typowe mikroformy powierzchni, takie jak żłobki czy misy (kamenice) są praktycznie niespotykane. Pulina (1977) wiązał to ubóstwo form powierzchniowych z silnym wpływem wietrzenia mechanicznego w plejstocenie, które zatarło bezpośrednio efekty rozpuszczania. Za makroformy krasowe uznał on kopuły i przyrównywał je do tropikalnych mogotów, widząc ich założenia w etapie rozwoju tropikalnego krasu sudeckiego w paleogenie. Jako przykłady podawał wzgórze Połom, Miłek i Osełka w rejonie Wojcieszowa, a na tropikalne warunki miały wskazywać także utwory rezydualne w jaskiniach i formach krasu kopalnego. Brak jednak niepodważalnych dowodów na tak odległy wiek krasu kaczawskiego, natomiast wzgórze mają raczej cechy twarżelców uwarunkowanych litologicznie niż reliktywów starego krasu wieżowego (Placek 2011). Także rzeczywisty układ przestrzenno-wysokościowy jaskiń w górze Połom znacznie odbiega od zakładanego niegdyś układu piętrowego i nie jest argumentem za krasową morfogenezą tropikalną (Rogała 2003).

Znacznie lepiej rozwinięty jest w Górach Kaczawskich kras podziemny, aczkolwiek znaczna liczba jaskiń, w tym niemal wszystkie duże jaskinie (tj. te o długości powyżej 200 m i głębokości powyżej 50 m) zostały zniszczone wskutek prac w kamieniołomie wapieni na Połomie (Pulina 1996) (ryc. 12A). Należały do nich: Szczelina Wojcieszowska o głębokości 118 m i Jaskinia Jasna o głębokości 105 m, a także Jaskinia Gwiazdzista o łącznej długości korytarzy ponad 500 m. Do dzisiaj zachowało się jedynie kilka

mniejszych jaskiń, między innymi Nowa i Północna Duża. W pozostałych fragmentach pasa wapiennego jaskinie osiągają znacznie mniejsze rozmiary, nie przekraczające 30 m długości (m.in. Awen w Miłku, Jaskinia Walońska koło Podgórek – ryc. 12B).

W literaturze poświęconej jaskiniom i krasowi były także opisywane niewielkie schroniska i nisze podskalne w skałach niekrasowięjących, określane jako formy pseudokrasowe (Kowalski 1954, Pulina 1996). Miejscem ich występowania jest dolina Drażnicy koło Jerzmanic-Zdroju, gdzie na północnym zboczu można spotkać dwa obiekty tego typu – Wilczą Jamę (7 m długości, 2 m wysokości) i okap Niedźwiedziej Jamy (12 m szerokości, 3 m w głąb skały) (ryc. 13). Erozja i procesy stokowe odsłoniły tu odporniejszą warstwę piaskowca wieku turońskiego, w obrębie których występuje wkładka porowatych zlepieńców piaszczystych. Selekttywne wietrzenie zlepieńców współdziałające z sufozją wzdłuż spękań (Maciejak, Maciejak 1991) doprowadziło do powstania płytkich nisz, być może częściowo poszerzanych antropogenicznie (Wilcza Jama). Z kolei formy szczelinowe na Wielisławce, wykorzystane przy drążeniu sztolni poszukiwawczych, są zapewne formami dylatacyjnymi związanymi z ruchami osuwiskowymi (Kowalski i in. 2019).

### Skałki i dziedzictwo peryglacialne

W porównaniu z innymi częściami Sudetów formy skałkowe w Krainie Wygasłych Wulkanów są mniej powszechne i generalnie mniej okazałe, aczkolwiek w Górach Kaczawskich zdarzają się formy asymetryczne, których wysokość od strony podstawy stoku dochodzi do 15 m. Występują one w Grzbiecie Wschodnim, w obszarach zbudowanych z twardych meta-trachitów (Traczyk, Kasprzak 2009) i wapieni krystalicznych, w szczególności na górze Miłek,



Ryc. 13. Schroniska podskalne w piaskowcach kredowych w dolinie Drażnicy  
A – Wilcza Jama, B – Niedźwiedzia Jama

Fig. 13. Rock shelters in Cretaceous sandstones of the Drażnica valley  
A – Wilcza Jama, B – Niedźwiedzia Jama

gdzie przyjmują postać ścian skalnych o długości kilkudziesięciu metrów (Migoń 2019). Najpowszechniejsze są skałki w skałach zieleńcowych, głównie w odmianie masywnej i poduszkowej (ryc. 14). Ich obecność i związek ze środowiskiem peryglacialnym zasygnalizował Martini (1969) dla okolic wzniesienia Poręba (671 m) w Grzbiecie Wschodnim, natomiast bardziej szczegółowy obraz dla grzbietu Okola, wraz z dokładnym ujęciem kartograficznym, przedstawili Michniewicz (2016) oraz Michniewicz i in. (2020). Skałki zieleńcowe na Okolu, których liczba przekracza 50, wykazują wyraźną asymetrię położenia, uwarunkowaną strukturalnie – upadem powierzchni foliacji ku północy i północnemu wschodowi. Dlatego grupują się one na południowych stokach grzbietu, w ich górnych częściach, wykazując równocześnie asymetrię kształtu. Dominują ostrokrawędziste progi i ambony o wysokości do 12 m, którym towarzyszą zarośnięte pokrywy gruzowo-głazowe. Na kulminacji Okola znajduje się ostry grzebień skalny o wysokości do 11 m. Formy skałkowe występują także w innych częściach Gór Kaczawskich (m.in. Chrośnickie Kopy, Góry Ołowiane – zieleńce; Białe Skały nad Podgórkami,

mi, Wapniki – wapienie), jednak nie były przedmiotem opisów naukowych.

W przeciwieństwie do form z Gór Kaczawskich, formy skałkowe na Pogórze Kaczawskim są nieliczne, mimo rozległych powierzchni wychodni skał zieleńcowych, a w przedgórskiej części obszaru są one praktycznie nieobecne. Pozwala to sądzić, że istotną rolę w kształtowaniu denudacyjnej rzeźby skałkowej miał łądół skandynawski, który nasuwając się na obszar pogórski mógł zniszczyć ewentualne wcześniej istniejące formy, aczkolwiek niewielkie nachylenia stoków na Pogórze raczej nie sprzyjały selektywnej denudacji i wyodrębnianiu drobnych elementów ostańcowych. Skałki z obszaru pogórskiego występują w dwóch sytuacjach geologicznych: na podłożu z piaskowców wieku kredowego (ryc. 15) i na kenozoicznych bazaltach.

Najbardziej okazałe skałki piaskowcowe w postaci wyodrębnionych ze stoku baszt nawet do 14 m wysokości znajdują się w skrajnie zachodniej części Pogórza Kaczawskiego, poza terenem Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów (Migoń, Pijet-Migoń, 2020). Mniejsze formy tego typu można spotkać w Jerz-



Ryc. 14. Przykłady skałek zieleńcowych w Górach Kaczawskich

A – grzebień skalny na szczycie Okola, B – grupa skalna w obrębie Sołtysich Skał, C – progi skalne kilkumetrowej wysokości (Leśna Ambona), D – próg skalny i rumowisko powstałe przez rozpad progu (rezerwat Buki Sudeckie)

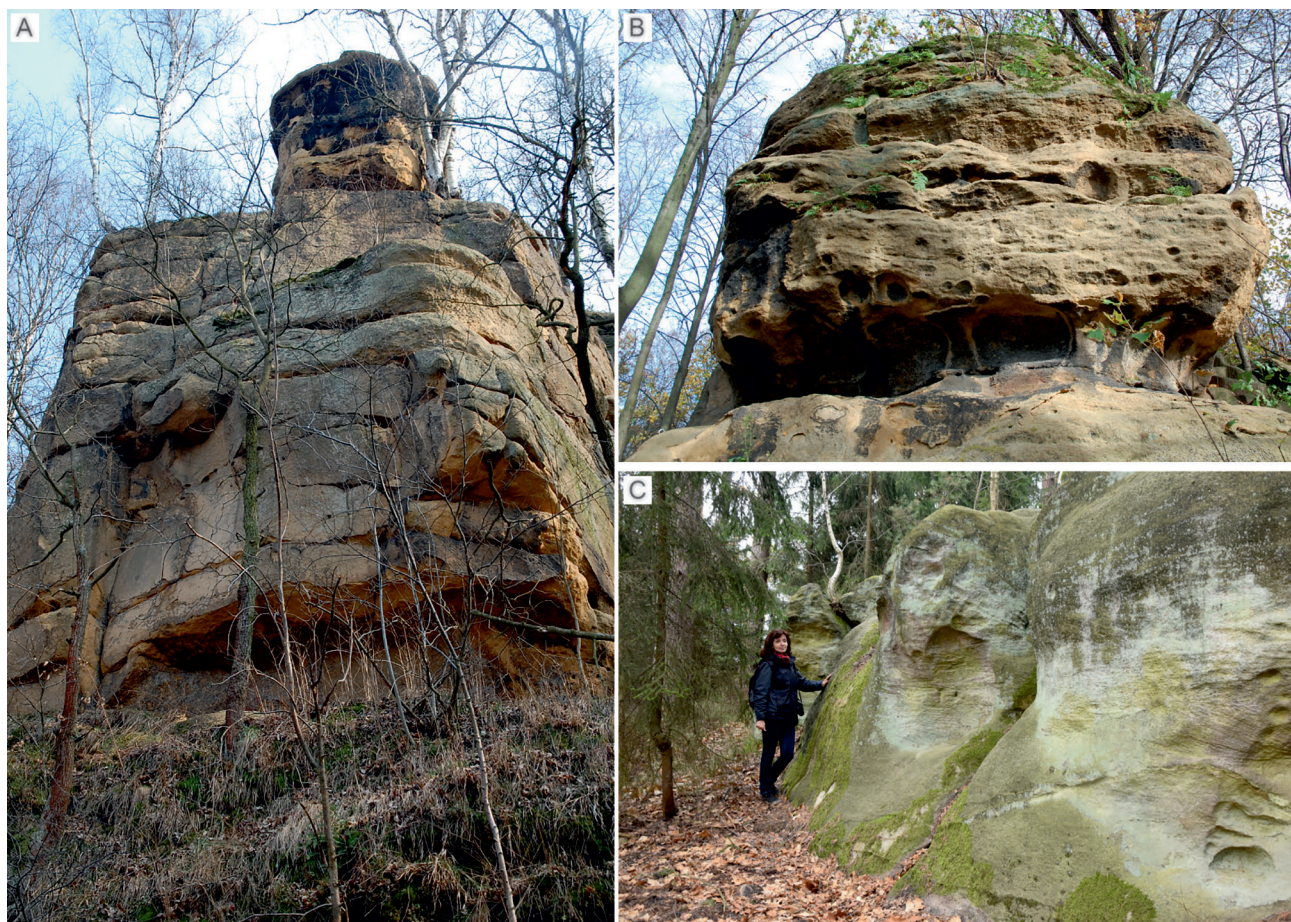
Fig. 14. Examples of greenstone tors in the Kaczawskie Mountains

A – summit crag on Mt. Okole, B – crags within Sołtysie Skały tor group, C – rock cliffs a few metres high (Leśna Ambona locality), D – rock cliff and talus due to cliff disintegration (Buki Sudeckie nature reserve)

manicach-Zdroju, na zboczu doliny Kaczawy. Mają one do 4 m wysokości i współwystępują ze ścianami skalnymi i progami na zboczach dolin (ryc. 15A, B). Niskie progi o wysokości do 2,5 m są położone w pobliżu wsi Czaple (Cygańskie Skały) (ryc. 15C). Brak natomiast form skałkowych na wyraźnym odpornościowym progu zbudowanym z piaskowców kwarcowych cenomanu, mimo że na sąsiednim Pogórzu Izerskim w ogniwie tym powstały efektowne ciągi rozczłonkowanych urwisk (Placek 2008).

Znacznie większe rozprzestrzenienie mają wychodnie skalne na stokach wzgórz bazaltowych, po raz pierwszy szczegółowo analizowane przez Maciejaka (1988) na przykładzie Ostrzycy i Wilkołaka (także: Migoń i in. 2002). Najbardziej precyzyjny obraz ich występowania, uzyskany dzięki połączeniu kartowania terenowego z analizą wysokorozdzielczego modelu terenu, został przedstawiony dla Muchowskich Wzgórz (Migoń i in. 2020). Wychodnie skalnego podłoża przybierają różną formę w zależności od nachylenia stoku i intensywności procesów stoko-

wych. Na stromych ( $>20^\circ$ ) stokach neków są obecne ambony i ostrogi, o wysokości do 5 m od strony podstawy stoku. Ich wyrazistość jest uwarunkowana relacją geometryczną powierzchni stokowej do kierunków nachylenia spękań ciosu kolumnowego. Dostokowy upad kolumn powoduje, że wychodnie przybierają kształt stromych klifów o ostrych zarysach. Najwięcej form tego typu jest znanych z Ostrzycy, co jest zapewne powiązane z faktem minimalnej ingerencji antropogenicznej w rzeźbę stoków i brakiem zakrojonej na większą skalę eksploatacji surowców skalnych. W przypadku wielu innych wzniesień rekonstrukcja naturalnej konfiguracji stoku, sprzed podjęcia wydobywania bazaltu, jest niemożliwa. Z kolei na stokach o niewielkim nachyleniu (do  $10\text{--}15^\circ$ ) wychodnie przybierają postać progów o dużej rozciągłości, nawet rzędu 200 m, i zatokowym przebiegu, z naprzemiennymi ostrogami i płytkami amfiteatrami. Wysokość progów skalnych waha się od 2 do 10 m (ryc. 16A). Ich współwystępowanie z niemal płaskimi powierzchniami poniżej, z pokrywą głazowo-



Ryc. 15. Skałki piaskowcowe na Pogórzu Kaczawskim

A – urwiska Kruczych Skał w Jerzmanicach-Zdroju – widok ogólny, B – efekty wietrzenia selektywnego w obrębie Kruczych Skał, C – Cygańskie Skały koło Czapli

Fig. 15. Sandstone crags in the Kaczawskie Foothills

A – cliffs of Krucze Skały in Jerzmanice-Zdrój – general view, B – effects of selective weathering within the Krucze Skały crags, C – Cygańskie Skały next to the village of Czaple

-gruzową, zaowocowało interpretacją w kategoriach klifów mrozowych i teras krioplanacyjnych, a więc typowych form stoku peryglacialnego o niewielkim nachyleniu (Migoń i in. 2002, 2020).

Z wychodniami bazaltów są związane utwory pokrywowe o cechach pokryw głazowo-gruzowych lub gruzowych, gdzie rozmiary odłamków bazaltu nawiązują do gęstości ciosu kolumnowego (ryc. 16). Najbardziej znane i efektowne są takie pokrywy na Ostrzycy (Baraniecki 1952, Migoń i in. 2002, Remisz, Bijak 2011), gdzie ich znaczne połacie na stokach o ekspozycji południowej są wolne od roślinności (ryc. 16B). Stoki mają nachylenie 15–30°. Pochodzenie rumowisk jest związane z wietrzeniem mechanicznym w środowisku peryglacialnym, a transport dokonywał się na zasadzie powolnego przemieszczania gruzu. Wkraczanie gruzu na współczesne drzewa i wyniki badań dendrochronologicznych wskazują, że na ograniczoną skalę pełzanie rumoszu zachodzi także obecnie. Mniej wyraźne i częściowo zarośnięte są gruzowo-głazowe rumowiska na takich wzniesie-

niach jak Górzec, Wilkołak czy Obłoga w masywie Muchowskich Wzgórz. Na stokach o mniejszym nachyleniu występują pokrywy gruzowo-gliniaste, z pojedynczymi głazami (ryc. 16C), niekiedy ich większymi nagromadzeniami, dostrzeżone przez Piaseckiego (1956), ale wówczas bliżej nie opisywane. Ich miąższość, ujawniona w ścianach wyrobiska kamieniołomu na Wilkołaku (Migoń i in. 2002) i oceniona na podstawie badań geofizycznych elektrooporowych na Muchowskich Wzgórzach (Migoń i in. 2020), sięga kilku metrów. Są one interpretowane jako peryglacialne pokrywy soliflukcyjne, a interpretację taką wzmacnia specyficzna rzeźba, z niskimi stopniami, łobami i rezydualnymi nagromadzeniami głazów. Tego typu rzeźba jest najlepiej zachowana na Muchowskich Wzgórzach, które podobnie jak Ostrzyca zostały nieznacznie przekształcone przez antropopresję i stąd pełnią funkcję ważnego obszaru referencyjnego w skali regionu (Migoń i in. 2020). Lokalnie pokrywy głazowe pozbawione roślinności występują także na riolitach (Traczyk 2011) (ryc. 16D).



Ryc. 16. Geomorfologiczne dziedzictwo środowiska peryglacialnego

A – klify mrozowe i pokrywy blokowe na Muchowskich Wzgórzach, B – bazaltowe pokrywy głazowe (gołoborza) na Ostrzycy, C – rozproszona pokrywa blokowo-głazowa na Muchowskich Wzgórzach, interpretowana jako częściowo zdegradowana pokrywa soliflukcyjna, D – riolitowa pokrywa głazowa (gołoborze) na Dłużycy w przełomie Kaczawy

Fig. 16. Geomorphological legacy of periglacial environment

A – frost-riven cliffs and blockfields in the Muchowskie Wzgórze massif, B – basaltic blockfields on Mt. Ostrzyca, C – dispersed boulders in the Muchowskie Wzgórze massif, interpreted as a partly degraded solifluction mantle, D – rhyolite debris cover on Mt. Dłużycy in the Kaczawa water gap

## Osuwiska

Osuwiska są formami rzeźby mało typowymi dla Sudetów, a w starszych opracowaniach nie wskazywano na ich występowanie na Pogórzu Kaczawskim (np. Migoń, Kasprzak 2015). Udostępnienie danych LiDAR umożliwiło jednak rozpoznanie kilkunastu form osuwiskowych, zlokalizowanych głównie wzdłuż doliny Kaczawy, w obrębie jej lokalnie dość stromych zboczy w odcinkach przełomowych. Największe nagromadzenie form osuwiskowych występuje w przełomowym odcinku Sędziszowa – Nowy Kościół, gdzie strome zbocza doliny są wykształcone w riolitach i słabo skonsolidowanych tufach riolitowych, miejscami podścielonych przez łupkowe skały metamorficzne, co sprzyja niestabilności stoku. Kowalski i Wojewoda (2017) udokumentowali duży kompleks osuwiskowy na północnych stokach Wielislawki, zajmujący powierzchnię 21 ha, oraz pięć mniejszych osuwisk o powierzchni od 0,7 do 3,2 ha, znajdujących się zarówno na zboczach doliny głównej, jak i w obrębie dolin bocznych. Większość z nich została zinterpretowana jako formy genetycznie złożone, kształtowane przez przemieszczenia o różnym charakterze (zsuw/spływ, rotacja/translacja).

Z kolei w przełomie Kaczawy pod Złotoryją średnich rozmiarów osuwisko rotacyjne objęło zewnętrzne, strome zbocze jednego z zakoli rzeki (ryc. 6). Powstała forma ma powierzchnię 3,5 ha, rozpiętość wysokościową 80 m, średnie nachylenie terenu 26°, a nachylenie w obrębie skarpy głównej dochodzi do 50° (Różycka i in. 2017). Niewielkie osuwisko o powierzchni 1,2 ha powstało na zboczu doliny Kacza-

wy między Dolnym Wojcieszowem a Starą Kraśnicą. W obu tych przypadkach strome czoło osuniętych mas skalnych jest podcinane przez koryto i zapewne część strefy depozycji została już zniszczona przez erozję boczną.

## Formy antropogeniczne

Góry i Pogórze Kaczawskie były z racji urozmaiconej budowy geologicznej od wielu stuleci obszarem poszukiwania i wydobycia surowców mineralnych: złota, rud metali i surowców skalnych. Konsekwencją tej działalności, trwającej do czasów obecnych, było powstanie licznych i różnorodnych form antropogenicznych (ryc. 17). W zależności od natury surowca, eksploatacja przybierała różną formę, od wydobycia w płytkich wyrobiskach powierzchniowych w przypadku aluwialnych złóż złota, przez zakrojone na różną skalę górnictwo głębinowe, po tworzenie kamieniołomów w celu pozyskania surowców skalnych. Te ostatnie są najbardziej ewidentnymi formami antropogenicznymi na omawianym terenie (ryc. 17A,B), natomiast rzeczywisty zakres przekształcenia rzeźby ujawniły dopiero modele terenu bazujące na danych LiDAR (Kowalski, Maciejak 2016, Kowalski i in. 2017, Migoń, Latocha 2018).

Powszechnymi drobnymi formami, o głębokości i średnicy kilku metrów, są pingi, czyli płytkie leje po wyrobiskach poszukiwawczych lub w miejscu zapadniętych szybików. Licznie występują między innymi w okolicach Leszczyny w północnej części Pogórza (Kowalski i in. 2017), gdzie ich zagęszczenie sięga 40 form na 1 ha. We wschodniej części

Tabela 2. Charakterystyka morfometryczna największych kamieniołomów w Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów  
Table 2. Morphometric characteristics of the largest quarries in the Land of Extinct Volcanoes Geopark

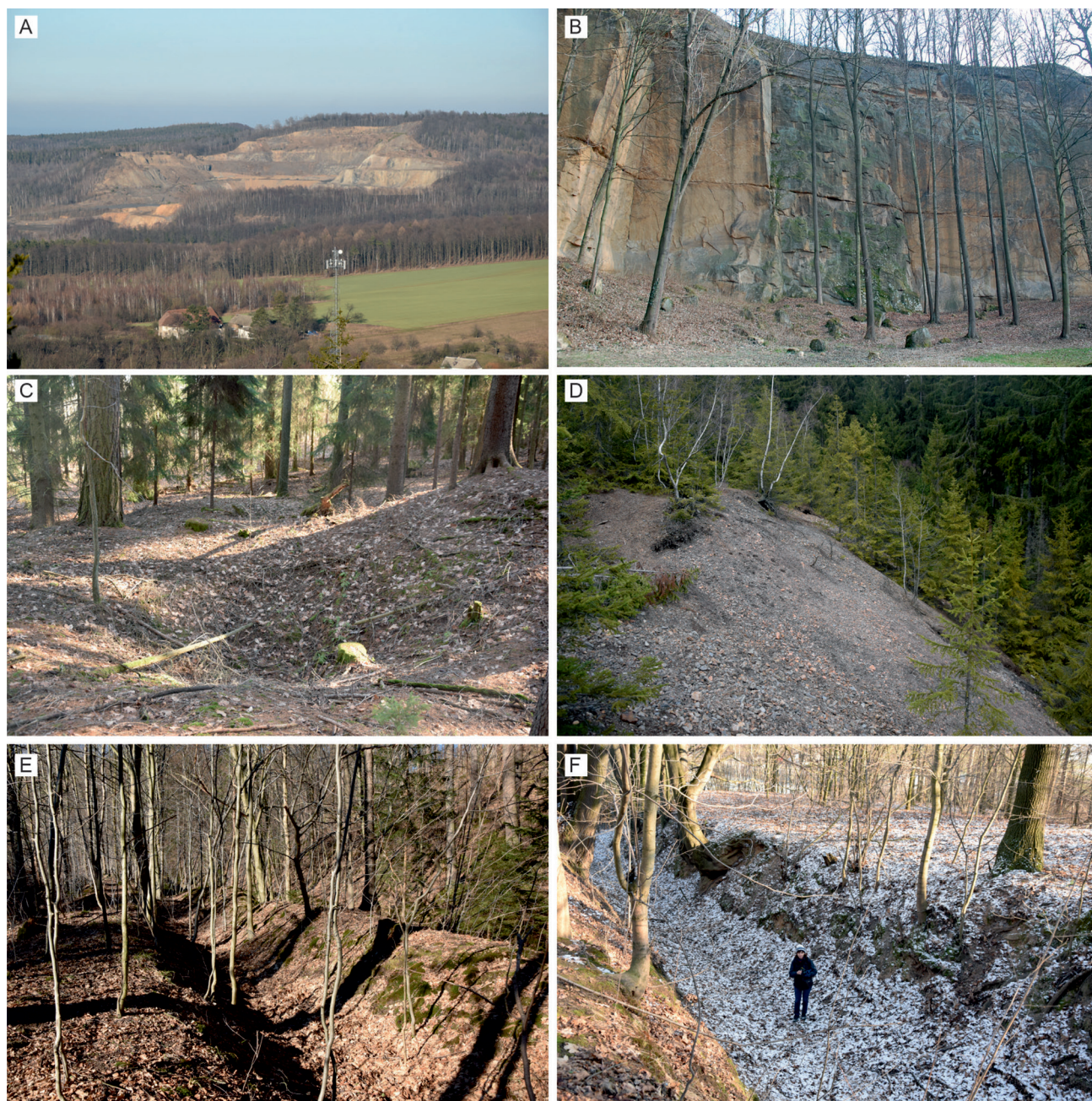
Nazwa	Wymiary [m]	Powierzchnia [ha]	Głębokość/ wysokość ścian [m]	Pozycja morfologiczna [–]	Czynny/ nieczynny
Wapień krystaliczny					
Połom (pd.)	500 × 415	16,2	60/150	stokowy/wgłębny	czynny
Połom (pn.)	780 × 450	29,5	–/230	stokowy	nieczynny
Gruszka	270 × 130	3,0	30/75	stokowy/wgłębny	nieczynny
Silesia	640 × 160	8,7	60	wgłębny	nieczynny
Piaskowiec					
Kopka (zach.)	600 × 200	9,3	40	wgłębny	czynny
Bazalt					
Łysanka	960 × 600	41,1	30/110	stokowy/wgłębny	czynny
Wilkołak	420 × 280	10,1	65/110	stokowy/wgłębny	czynny
Trupień	320 × 220	6,7	40/60	stokowy/wgłębny	czynny
Kamienna Góra	410 × 350	10,8	60	wgłębny	nieczynny
Męcinka*	1270 × 320	30,0	40	wgłębny	czynny

Uwaga: pomiary na modelu terenu udostępnionym przez geoportal.gov.pl. (model z 2012 r.). Dane dotyczące wielkości należy traktować orientacyjnie z racji trudności w jednoznacznym wyznaczeniu granic obszaru przekształconego przez wydobycie oraz postępującej eksploatacji w czynnych kamieniołomach

\*) obiekt położony w części przedsudeckiej, uwzględniony ze względu na rozmiary

Pogórza, w okolicach wsi Chełmiec, pingi układają się w linijne ciągi o długości kilkuset metrów, naśladujące przebieg żył kruszonośnych (Migoń, Latocha 2018) (ryc. 17C, 18A). Duże hałdy materiału płonnego występują w obszarze dawnego ośrodka górniczego w Radzimowicach, na stokach Żeleźnia-

ka w Grzbiecie Wschodnim Gór Kaczawskich (ryc. 17D). W okolicach Nowego Kościoła na zobrazowaniu danych LiDAR można dostrzec obecność regularnych prostokątnych w zarysie obniżzeń powierzchni terenu, powstałych przez osiadanie terenu nad pustkami pozostałymi po podziemnej eksploatacji



Ryc. 17. Przykłady form antropogenicznych

A – czynny kamieniołom bazaltu na Łysance, największy na Pogórzu Kaczawskim, B – nieczynny kamieniołom piaskowców w Jerzmanicach-Zdroju (Krucze Skały), C – lej (tzw. pinga) po zapadniętym płytkim szybiku poszukiwawczym w dolinie Staruchy, D – hałda materiału płonnego na terenie dawnego ośrodka wydobywania rud w Radzimowicach, E – pozostałość sztucznego kanału przekopanego w celu skierowania wody do zakładu przerobczego rudy w dolinie Staruchy, F – wąwóz drogowy w pokrywie lessowej w Złotoryji

Fig. 17. Examples of anthropogenic landforms

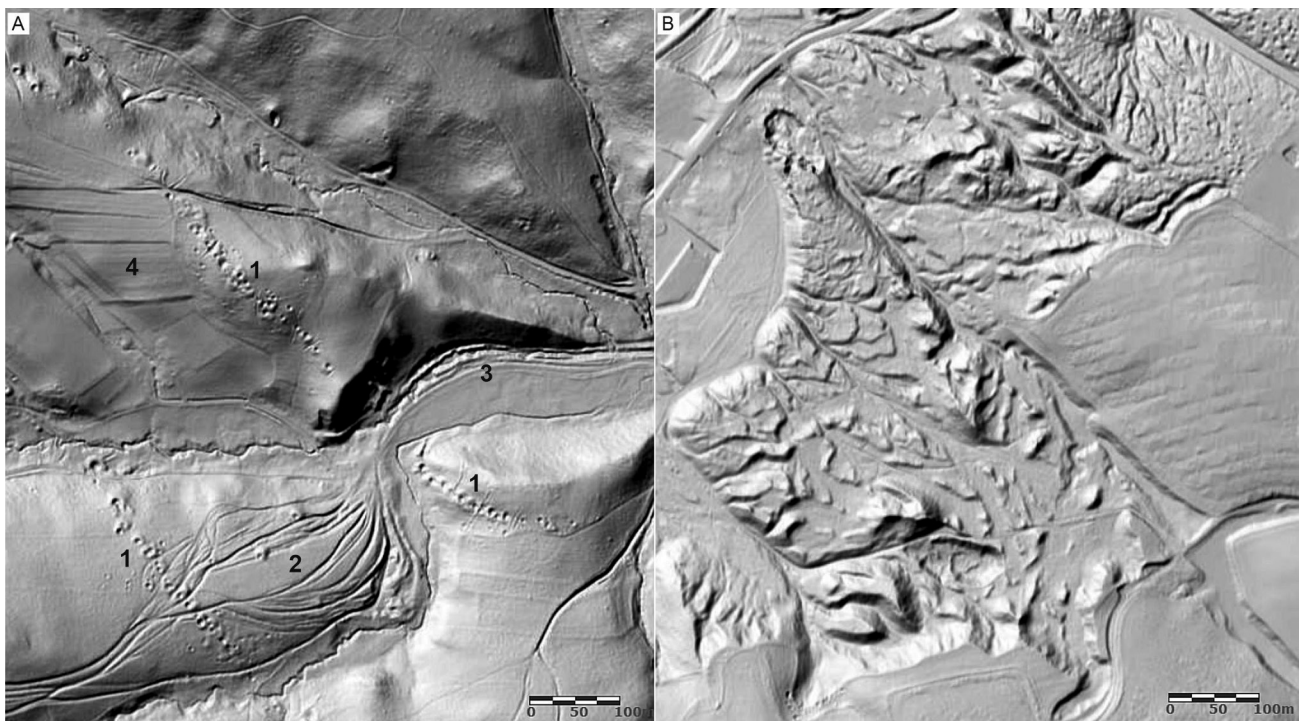
A – working basalt quarry on Mt. Łysanka, the largest in the Kaczawskie Foothills, B – abandoned sandstone quarry in Jerzmanice-Zdrój (Krucze Skały), C – bowl-shaped hollow in the place of a collapsed mining prospecting shaft, Starucha valley, D – spoil heap in the former ore mining area in the village of Radzimowice, E – relicts of an artificial canal excavated to re-direct stream waters to the ore processing plant in the Starucha valley, F – road gully (sunken lane) in loess in the town of Złotoryja

rud miedzi (Kowalski, Maciejak 2016). Duże przekształcenia powierzchni spowodowało poszukiwanie złota w osadach rzecznych na wysokich, starych terasach Kaczawy między Nowym Kościołem a Jerzmanicami-Zdrojem, gdzie konieczne było usunięcie nadkładu utworów lodowcowych. Ich wyrazem są systemy wąwozów i parowów oraz liczne jamy i obniżenia o nieregularnych zarysach, zajmujące łącznie powierzchnię ponad 1 km<sup>2</sup> (0,7 km<sup>2</sup> na prawym i około 0,3 km<sup>2</sup> na lewym brzegu Kaczawy – ryc. 18B) (Migoń, Latocha 2018). Lokalnie duże zmiany powierzchni związane są z indywidualnymi poszukiwaniami agatów w przełomie Kaczawy przed Nowym Kościołem (Florek, Olszowa 2008, Niebrzydowska, Remisz 2012).

Największymi formami antropogenicznymi są wyrobiska kamieniołomów (ryc. 17A, B), jednak nie były one przedmiotem systematycznego zainteresowania geomorfologów. Na ich znaczne rozmiary i złożoną budowę zwracano natomiast uwagę w opracowaniach z zakresu geoturystyki (Różycka 2014, Muszer, Muszer 2017). Największe formy powstały wskutek wydobycia wapieni krystalicznych (okoli-

ce Wojcieszowa), piaskowców kredowych (Czaple), piaskowców i wapieni permskich (Leszczyna) oraz bazaltów (m.in. Łysanka, Trupień, Kamienna Góra, Wilkołak). W tabeli 2 przedstawiono dane morfometryczne dotyczące największych kamieniołomów na omawianym terenie.

Formy antropogeniczne innego pochodzenia nie osiągają tak dużych rozmiarów lub zagęszczenia, mają też znacznie mniejsze rozprzestrzenienie i wyraz krajobrazowy. Nie były też przedmiotem systematycznych studiów. Zaliczyć do nich należy obwałowania ziemne i fosy grodzisk średniowiecznych (np. w rejonie Wąwozu Myśluborskiego), nasypy i przekopy kolejowe, sztuczne koryta potoków (ryc. 17E), spłaszczenia pod obiekty budowlane oraz – jako formy pośrednie – terasy rolne i wąwozy drogowe (ryc. 17F). Te ostatnie, wskutek ogólnie niewielkich nachyleń terenu i łanowego układu działek rolnych, z granicami prostopadłymi do nachylenia stoku, nie osiągnęły jednak takich rozmiarów i zagęszczenia, jakie są znane z innych części Sudetów – ziemi kłodzkiej i Gór Sowich (np. Latocha 2009, Latocha, Urbanowicz 2010).



Ryc. 18. Wielkopowierzchniowe antropogeniczne przekształcenia rzeźby widoczne na wysokorozdzielczym modelu rzeźby terenu z danych LiDAR (źródło: geoportal.gov.pl)

A – dolina Staruchy we wschodniej części Pogórza Kaczawskiego (1 – ciągi zapadlisk po szybkach poszukiwawczych wzdłuż żył kruszczośnych, 2 – wąwozy drogowe, 3 – sztuczne koryta rzeczne, 4 – pozostałości terasowania stoków na potrzeby rolnictwa), B – Złoty Las (także Zakonny Las) na południe od Jerzmanic-Zdroju – dawny obszar powierzchniowej eksploatacji piasków i żwirów złotonosnych

Fig. 18. Large-scale anthropogenic relief transformations revealed by the terrain model derived from high-resolution LiDAR data (source: geoportal.gov.pl)

A – Starucha valley in the eastern part of the Kaczawskie Foothills (1 – rows of collapsed mining prospecting shaft along ore-bearing veins, 2 – road gullies, 3 – artificial canals, 4 – evidence of slope terracing for agriculture purposes), B – Złoty Las (also Zakonny Las) to the south of the village of Jerzmanice-Zdrój – a former area of surface exploitation of gold-bearing sands and gravels



## Geostanowiska geomorfologiczne i ich udostępnianie

Udostępnianie obiektów i walorów dziedzictwa Ziemi w geoparkach, w tym miejsc ważnych do zrozumienia genezy rzeźby terenu, odbywa się w szczególności poprzez sieć geostanowisk – miejsc predysponowanych do rozwoju interpretacji i geoedukacji. W Krajinie Wygasłych Wulkanów najwcześniej zwrócono uwagę na walory związane z dawnym wulkanizmem (Birkenmajer 1967, Grocholski, Jerzmański 1975), choć akcent był położony na rekonstrukcję dawnych wulkanów w oparciu o układy spękań, podczas gdy aspekty geomorfologiczne były wspomniane sporadycznie i raczej ogólnikowo (także Cedro i in. 2009). Różnorodność zagadnień w obrębie geomorfologii wychodni skał wulkanicznych podkreślili dopiero Migoń i Pijet-Migoń (2016), wskazując na możliwość rozwinięcia takich tematów jak twarżelcowy charakter wzniesień, ich wykorzystanie jako markerów

denudacji w długich skalach czasowych oraz przekształcenie stoków w środowisku peryglacjalnym. Szczególną rolę jako obiekt (geo)turystyczny od dawna odgrywał Wilkołak koło Złotoryi, gdzie w nieczynnym kamieniołomie został w 1959 r. ustanowiony rezerwat geologiczny „Wilcza Góra”, jednak jego wykorzystanie jako geostanowiska było utrudnione przez istnienie w bezpośrednim sąsiedztwie czynnego wyrobiska, a także zatarcie walorów geoedukacyjnych wskutek zarastania (Maciejak 2010, Maciejak, Gorzkowski 2010). Na obecność elementów rzeźby terenu o potencjalnym znaczeniu geoedukacyjnym, związanych nie tylko z wulkanizmem bazaltowym, wskazano w odniesieniu do Parku Krajobrazowego „Chełmy” (Grocholski, Wiśniewski 1995).

Bardziej kompleksowe spojrzenie na walory geoturystyczne, połączone z ilościową ewaluacją potencjalnych geostanowisk pojawiło się w ostatnich latach, jednak dotyczyło ono tylko wybranych obszarów regionu (Różycka 2014, Muszer, Muszer 2017)



Ryc. 19. Przykładowe geostanowiska

A – dobrze zagospodarowane geostanowisko w dawnym kamieniołomie bazaltu na Rataju, ukazujące wewnętrzną budowę komina wulkanicznego, B – meta-trachitowa skałka Karczmisko koło Kaczorowa – obiekt o dużym potencjale, pozbawiony elementów zagospodarowania, C – bloki piaskowca na czole kuesty między Leszczyną a Wilkowie – przykład geostanowiska wielkopowierzchniowego, D – panorama Gór Kaczawskich z wieży widokowej na Zawodnej – przykład geostanowiska-punktu widokowego

Fig. 19. Examples of geosites

A – well-developed geosite in the former basalt quarry at Mt. Rataj that shows an inner structure of a volcanic conduit, B – meta-trachyte crag of Karczmisko next to the village of Kaczorów – a site of considerable potential that lacks any infrastructure, C – sandstone boulders on the cuesta face between the villages of Leszczyna and Wilków – part of a large area of interest, D – panoramic view of the Kaczawskie Mountains from the viewing tower on Mt. Zawodna – example of a viewpoint geosite

lub wybranych zagadnień z zakresu nauk o Ziemi (Różycka, Migoń 2018, Migoń, Pijet-Migoń 2020). Analizując okolice Wojcieszowa w Górach Kaczawskich, Różycka (2014) wskazała 70 potencjalnych geostanowisk, z których połowa ma charakter stanowisk geomorfologicznych (skałki, jaskinie, elementy rzeźby fluwialnej, głazy narzutowe, punkty widokowe). W ramach przygotowywania dokumentacji Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów (Inwentaryzacja geopunktów... 2019) opisano 130 geostanowisk w górskiej i przedgórskiej części regionu, z czego 85 ma walory geomorfologiczne (w niektórych przypadkach współwystępując z walorami geologicznymi lub nawiązującymi do dawnego górnictwa) (ryc. 19). Najliczniej są reprezentowane skałki (37 obiektów), dalej miejsca ilustrujące różne aspekty rzeźby dolinnej (15), neki bazaltowe (11) i miejsca występowania pokryw zwietrzelinowych, głównie grubofrakcyjnych (głazowisk, usypisk) (7). W czterech przypadkach podkreślono walory widokowe obiektów i możliwości interpretacji rzeźby w większej skali przestrzennej (por. Migoń, Pijet-Migoń 2017), jednak generalnie inwentaryzacja geostanowisk tego typu nie była przedmiotem przywołanego opracowania. W ramach inwentaryzacji wytypowano także 30 geostanowisk

uznanych za najbardziej wartościowe i wskazane do udostępnienia w pierwszej kolejności (Poznaj moc ziemi... 2019), przy czym niektóre z nich zostały już wyposażone w podstawową infrastrukturę turystyczną (oznakowanie, miejsce odpoczynku) i edukacyjną (tablica informacyjna). Wśród nich jest 17 obiektów z dominującym aspektem geomorfologicznym (tab. 3). Należy przy tym zaznaczyć, że wybór tych obiektów został w znacznej mierze podyktowany obecnymi możliwościami ich udostępnienia, a także częściowo zakładaną percepcją znaczenia obiektu przez turystów. Dlatego nie uwzględniono między innymi wapiennych skałek na Miłku (rezerwat przyrody, położony poza szlakami), zjawisk krasowych na Połomie (teren czynnego zakładu górniczego) i bloków piaskowcowych pod Prusicką Górą (tematyka zbyt specjalistyczna).

## Podsumowanie

Obszar Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów, mimo niewielkich wysokości bezwzględnych i względnych, cechuje się zróżnicowaną rzeźbą te-

Tabela 3. Charakterystyka geostanowisk o dominującej treści geomorfologicznej, wytypowanych do 30 najważniejszych geostanowisk na terenie Geoparku Kraina Wygasłych Wulkanów z turystycznego punktu widzenia (na podstawie Poznaj moc Ziemi... 2019)

Table 3. Characteristics of geosites with dominant geomorphological theme, included in the list of 30 most important geosites in the Land of Extinct Volcanoes Geopark, from a tourist point of view (based on Poznaj moc Ziemi... 2019)

Lp.	Nazwa obiektu	Lokalizacja (najbliższa miejscowość)	Tematyka geomorfologiczna
1	Cygańskie Skały	Czaple	skałki piaskowcowe
2	Czartowska Skała	Muchów/Pomocne	nek bazaltowy, punkt widokowy
3	Diablak	Wilków	skałki bazaltowe
4	Dolina Drażnicy	Jerzmanice-Zdrój	rzeźba fluwialno-denudacyjna, selektywne wietrzenie, sufozja, jaskinie niekrasowe
5	Karczmisko	Kaczorów	skałki meta-trachitowe, punkt widokowy
6	Krucze Skały	Jerzmanice-Zdrój	skałki piaskowcowe, selektywne wietrzenie, formy antropogeniczne
7	Muchowskie Wzgórze	Muchów	bazaltowe formy twarżielcowe, formy i pokrywy peryglacialne
8	Nad Groblą	Grobla	dolina wciosowa, zieleńcowe formy skalne, grawitacyjne pokrywy stokowe
9	Organy Wielisławskie	Sędziszowa	twarżielcowa kopała riolitowa, osuwiska
10	Ostrzyca	Proboszczów	nek bazaltowy, skałki, gładzowo-gruzowe pokrywy peryglacialne
11	Rataj	Myślubórz	nek bazaltowy, formy antropogeniczne
12	Rogacz	Wojcieszów	skałki meta-trachitowe
13	Świny – wulkanity	Świny	skałki riolitowe
14	Wąwóz Lipa	Lipa	dolina wciosowa, zmiany sieci dolinnej, skałki zieleńcowe, grawitacyjne pokrywy stokowe
15	Wąwóz Myśluborski	Myślubórz	dolina wciosowa, zmiany sieci dolinnej, skałki zieleńcowe, grawitacyjne pokrywy stokowe
16	Wąwóz Siedmicki	Siedmica	dolina przełomowa, skałki zieleńcowe
17	Wilkołak	Jerzmanice-Zdrój/Złotoryja	nek bazaltowy, skałki, grawitacyjne pokrywy stokowe

renu, reprezentowaną przez formy różnej wielkości, pochodzenia i wieku. Jakkolwiek pojedyncze formy, traktowane osobno, nie należą do najwybitniejszych w Sudetach w swoich kategoriach genetycznych, to ich współwystępowanie na stosunkowo niewielkim obszarze jest niepodważalnym atutem geoparku i stwarza dobre perspektywy rozwoju geoturystyki w regionie oraz możliwości rozwoju geoedukacji w zakresie geomorfologii. Unikatowe na skalę Polski są neki bazaltowe, na podkreślenie zasługuje obecność progów i przełomów strukturalnych, wzgórz twarzielcowych na skałach wapiennych, peryglacialnych pokryw gruzowo-głazowych i dolin jarowych powstałych w okresie deglacji lądolodu skandynawskiego. Formy te nie są jednak w pełni rozpoznane pod względem geomorfologicznym, a wiedza o rozwoju rzeźby regionu jest wciąż niepełna, choć w ostatnich dwóch dekadach nastąpił jej znaczący przyrost, a kilka prac zostało opublikowanych w czasopiśmie o zasięgu międzynarodowym. Luka dotyczy w szczególności historii glacialnej i określenia tak zasadniczej kwestii, jak wiek i zasięg ostatniego zlodowacenia na tym obszarze. Konieczne jest także odnotowanie słabego rozpoznania geomorfologicznego części przedgórskiej. Można wyrazić nadzieję, że istnienie geoparku będzie tworzyć korzystny klimat dla dalszych badań z zakresu geomorfologii, zwłaszcza jeśli uzyska on status Globalnego Geoparku UNESCO, gdzie wspieranie badań naukowych jest jednym z głównych długofalowych celów.

## Podziękowania

Prezentowany artykuł ma w dużej mierze formułę przeglądową i referuje wyniki badań prowadzonych nie tylko indywidualnie przez autora, ale także w towarzystwie współpracowników. W szczególności istotną rolę odegrali w nich Kacper Jancewicz, Marek Kasprzak, Aleksandra Michniewicz, Milena Różycka i *last but not least*, Edyta Pijet-Migoń. Kacprowi Jancewiczowi dziękuję za przygotowanie ryc. 1. Zainteresowania regionem kaczawskim rozbudził u autora ponad 30 lat temu Krzysztof Maciejak. Osobno serdecznie podziękowania kieruję pod adresem Eweliny i Krzysztofa Rozpędowskich, za wieloletnie, wszechstronne wsparcie badań prowadzonych w Krainie Wygasłych Wulkanów. Krytyczne uwagi Pawła Aleksandrowskiego i Andrzeja Traczyka pozwoliły na uniknięcie różnych nieścisłości i przyczyniły się do zwiększenia przejrzystości tekstu.

## Literatura

Adam A., 2004. Rzeźba strukturalna Pogórza Kaczawskiego i południowo-wschodniej części Pogórza Izerskiego. *Przyroda Sudetów* 7: 175–190.

- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2005. New age and petrological constraints on Lower Silesian basaltoids, SW Poland. *Acta Geodynamica et Geomaterialia* 2, 3(139): 7–15.
- Badura J., Pécskay Z., Koszowska E., Wolska A., Zuchiewicz W., Przybylski B., 2006. Nowe dane o wieku i petrologii kenozoicznych bazaltoidów dolnośląskich. *Przeгляд Geologiczny* 54: 145–153.
- Badura J., Przybylski B., 1998. Zasięgi lądolodów plejstocenyckich i deglacja obszaru między Sudetami a Wałem Śląskim. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 385: 9–28.
- 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.
- Baraniecki L., 1952. Goloborza Ostrzycy i Sobótki. *Czasopismo Geograficzne* 20–21: 439–440.
- Baranowski Z., Haydukiewicz A., Kryza R., Lorenc S., Muszyński A., Solecki, A., Urbanek Z., 1990. Outline of the geology of the Góry Kaczawskie (Sudetes, Poland). *Neues Jahrbuch für Paläontologie, Abhandlungen* 179: 223–257.
- Białek D., Raczynski P., Sztajner P., Zawadzki D., 2007. Archeocyfary wapieni wojcieszowskich. *Przeгляд Geologiczny* 55: 1112–1116.
- Biernacka J., 2012. Provenance of Upper Cretaceous quartz-rich sandstones from the North Sudetic Synclinorium, SW Poland: constraints from detrital tourmaline. *Geological Quarterly* 56: 315–332.
- Birkenmajer K., 1967. Bazalty dolnośląskie jako zabytki przyrody nieożywionej. *Ochrona Przyrody* 32: 225–276.
- Birkenmajer K., Pécskay Z., Grabowski J., Lorenc M.W., Zagożdżon P., 2007. Radiometric dating of the Tertiary volcanics in Lower Silesia, Poland. V. K-Ar and palaeomagnetic data from Late Oligocene to Early Miocene basaltic rocks of the North-Sudetic Depression. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 77: 1–16.
- Brilha J., 2018. Geoheritage and Geoparks. W: E. Reynard, J. Brilha (eds), *Geoheritage: assessment, protection, and management*. Elsevier, Amsterdam: 323–335.
- Cedro B., Mianowicz K., Zawadzki D., 2009. Ocena walorów geoturystycznych stanowisk pochodzenia wulkanicznego Gór i Pogórza Kaczawskiego. W: M. Dutkowski (red.), *Problemy turystyki i rekreacji 2*. Oficyna In Plus, Szczecin: 25–35.
- Chachaj J., Kida J., Martini A., 1984. Niektóre problemy sedymentacji kemowej w zachodniej części Sudetów Środkowych. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 655, *Prace Instytutu Geograficznego A3*: 3–16.
- Chrzastek A., Wojewoda J., 2011. Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). W: A. Żelazniewicz, J. Wojewoda, W. Ciężkowski (red.), *Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska*. WIND, Wrocław: 1–10.
- Chrzastek A., Wypych, M., 2018. Coniacian sandstones from the North Sudetic Synclinorium revisited: palaeoenvironmental and palaeogeographical reconstructions based on trace fossil analysis and associated body fossils. *Geologos* 24: 29–53.
- Duszyński F., Migoń P., Różycka M., Michniewicz A., 2017. Rzeźba progów kredowych i pokrywy blokowej koło Wilkowa (Pogórze Kaczawskie). *Przyroda Sudetów* 20: 269–288.
- Dylikowa A., 1952. Wycieczka w Góry Kaczawskie. *Geografia w szkole* 2: 26–42.
- Florek W., Olszowa A., 2008. Morfologiczne skutki eksploatacji agatów w dolinie środkowej Kaczawy. *Landform Analysis* 9: 280–284.
- Gawroński O., 1956. Uwagi o występowaniu zwietrzałych bazaltów w okolicy Legnicy. *Przeгляд Geologiczny* 10: 483–484.
- Genieser K., 1936. Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsse. *Heinrich Wilhelm Dove Gesellschaft, Liegnitz*.
- Grocholski A., Jerzmański J., 1975. Zabytki paleowulkanizmu na Dolnym Śląsku w świetle ochrony przyrody. *Ochrona Przyrody* 40: 291–340.

- Grocholski A., Wiśniewski E., 1995. Przewodnik geologiczny po Parku Krajobrazowym Chełmy na Pogórzu Kaczawskim. Państwowy Instytut Geologiczny, Wrocław.
- Grodzicki A., 1972. Petrografia i mineralogia piasków zlotonowych Dolnego Śląska. *Geologia Sudetica* 6: 233–291.
- Haydukiewicz A., 1987. Melanże Gór Kaczawskich. W: Przewodnik LVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Wałbrzych: 106–114.
- Inwentaryzacja geopunktów na obszarze Partnerstwa Kaczawskiego, 2019. Online: [drive.google.com/file/d/1jVK7xISZp5fcRBh1whLjf\\_pt\\_6QYXcOf/view](https://drive.google.com/file/d/1jVK7xISZp5fcRBh1whLjf_pt_6QYXcOf/view) (data dostępu: 2021-04-15)
- Jahn A., 1952. Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych. *Czasopismo Geograficzne* 23–24: 3–14.
- Jahn A., 1966. Sudety Zachodnie i ich przedpole. W: Przewodnik wycieczkowy IX Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Wrocław: 3–55.
- Kida J., Jary Z., 2003. Lessy Pogórza Kaczawskiego. *Przyroda Sudetów Zachodnich* 6: 211–222.
- Kowalski A., Kasza D., Wajs J., 2019. Structural control of mass movements on slopes formed of magmatic and metamorphic rocks: the case study of Wielisławka Mt. (SW Poland, Sudetes Mts.). *Geological Quarterly* 63: 460–477.
- Kowalski A., Maciejak K., 2016. Zastosowanie metod geomorfometrycznych w analizie deformacji powierzchni terenu spowodowanych działalnością górniczą na przykładzie kopalni „Nowy Kościół” („Stare Zagłębie Miedziowe”, synklinorium północnosudeckie). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 466: 137–146.
- Kowalski A., Maciejak K., Wojewoda J., Kozłowski A., Raczyński P., 2017. Antropogeniczne zmiany rzeźby na terenach górniczych Starego Zagłębia Miedziowego (synklinorium północnosudeckie) w świetle analiz geomorfometrycznych NMT LiDAR i danych archiwalnych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 469: 177–200.
- Kowalski A., Makoś M., Pitura M., 2018. New insights into the glacial history of southwestern Poland based on large-scale glaciotectionic deformations – a case study from the Czaple II gravel pit (western Sudetes). *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 88: 341–359.
- Kowalski A., Wojewoda J., 2017. Nowo rozpoznane formy osuwiskowe w dolinie Kaczawy na Pogórzu Kaczawskim (Sudety Zachodnie). *Landform Analysis* 34: 15–27.
- Kowalski B., 1977. Podłoże trzeciorzędu przedpola Sudetów Zachodnich w rejonie Jawora. *Przegląd Geograficzny* 49: 99–118.
- Kowalski K., 1954. *Jaskinie Polski*, t. 3. PWN, Warszawa.
- Kozłowski S., Parachoniak W., 1967. Wulkanizm permski w depresji północnosudeckiej. *Prace Muzeum Ziemi* 11: 191–222.
- Kryza R., Muszyński A., 1992. Pre-Variscan volcanic-sedimentary succession of the central southern Góry Kaczawskie, SW Poland: outline geology. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 62: 117–140.
- Kryza R., Zalasiewicz J.A., Mazur S., Aleksandrowski P., Sergeev S., Presnyakov S., 2007. Early Palaeozoic initial-rift volcanism in the Central European Variscides (the Kaczawa Mountains, Sudetes, SW Poland): evidence from SIMS dating of zircons. *Journal of the Geological Society, London* 164: 1207–1215.
- Krzemińska E., Awdankiewicz M., 2011. Historia geologiczna aktywności wulkanicznej na obszarze Polski. *Kosmos* 60: 261–275.
- Krzyszowski D., Czech A., 1995. Kierunki nasunięć lądolodu plejstocenijskiego na północnym obrzeżu Wzgórz Strzegomskich, Przedgórze Sudeckie. *Przegląd Geologiczny* 43: 647–651.
- Kühn B., 1916. Über einen Rundhöcker auf Quadersandstein der Löwenberger Kreidemulde. *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* B68: 14–17.
- Kural S., 1979. Geologiczne warunki występowania, geneza i wiek kaolinów zachodniej części granitowego masywu strzegomskiego. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 313: 9–68.
- Latocha A., 2009. Land use changes and longer-term human-environment interactions in a mountain region (Sudetes Mountains, Poland). *Geomorphology* 108: 48–57.
- Latocha A., Urbanowicz, M., 2010. Terasy rolne w Górach Sowich. W: E. Smolska, J. Rodzik (red.), *Procesy erozyjne na stokach użytkowanych rolniczo (metody badań, dynamika i skutki)*. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 307–321.
- Lorenc S., 1983. Petrogeneza wapieni wojcieszowskich. *Geologia Sudetica* 18(1): 61–119.
- Maciejak K., 1988. Morfologia wzgórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego. Niepublikowana praca magisterska (maszynopis), Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski.
- Maciejak K., 2010. Wilkołak jako element środkowoeuropejskiej prowincji wulkanicznej. W: R. Gorzkowski (red.), *Wilkołak (Wilcza Góra) koło Złotoryi*. *Geologia – przyroda – historia*. Towarzystwo Miłośników Ziemi Złotoryjskiej, Złotoryja: 11–42.
- Maciejak K., Gorzkowski R., 2010. Rezerwat przyrody Wilcza Góra i jego rola w edukacji przyrodniczej i regionalnej. W: R. Gorzkowski (red.), *Wilkołak (Wilcza Góra) koło Złotoryi*. *Geologia – przyroda – historia*. Towarzystwo Miłośników Ziemi Złotoryjskiej, Złotoryja: 135–165.
- Maciejak K., Maciejak K., 1991. Pseudokrasowe jaskinie w dolinie Drażnicy (Pogórze Kaczawskie). *Karkonosz, Sudeckie materiały krajoznawcze* 5, 84–92.
- Maciejak K., Migoń P., 1990. Rzeźba krawędziowa Pogórza Izerzkiego i Kaczawskiego. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzną* 46 (4–5): 73–81.
- Martini A., 1969. Sudetic tors formed under periglacial conditions. *Biuletyn Peryglacialny* 19: 351–369.
- Mastalerz M., 1983. Budowa geologiczna północno-wschodniej i centralnej części rowu Świerzawy. *Kwartalnik Geologiczny* 27: 491–502.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Kryza R., Oberc-Dziedzic T., 2006. The Variscan Orogen in Poland. *Geological Quarterly* 50: 89–118.
- Mazur S., Aleksandrowski P., Szczepański J., 2010. Zarys budowy i ewolucji tektonicznej waryscyjskiej struktury Sudetów. *Przegląd Geologiczny* 58: 133–145.
- Michniewicz A., 2016. Skalki zieleńcowe grzbietu Okoła w Górach Kaczawskich (Sudety Zachodnie). *Chrońmy Przyrodę Ojczyzną* 72: 206–218.
- Michniewicz A., Jancewicz K., Migoń P., 2020. Large-scale geomorphological mapping of tors – Proposal of a key and landform interpretation. *Geomorphology* 357: ID 107106.
- Michniewicz M., 1998. The pre-Elsterian valley system in the Western Sudetes, southwestern Poland, and its later transformation. *Geologia Sudetica* 31: 317–328.
- Migoń P., 1996. Struktura morfotektoniczna centralnej części Sudetów Zachodnich w świetle mapy zagęszczonych poziomów. *Czasopismo Geograficzne* 67: 233–244.
- Migoń P., 1999. Doliny jarowe na Pogórzu Kaczawskim. *Chrońmy Przyrodę Ojczyzną* 55(2): 91–99.
- Migoń P., 2000. Geneza Wąwozu Myśluborskiego na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów Zachodnich* 3: 137–144.
- Migoń P., 2014. Naturalni rzeźbiarze powierzchni ziemi. *Przyrodnicza ścieżka edukacyjna Wąwóz Myśluborski w PK „Chełmy”*. Dolnośląski Zespół Parków Krajobrazowych, Wrocław.
- Migoń P., 2019. Z geomorfologii Sudetów (92). *Milek w Górach Kaczawskich*. *Sudety* 2(170): 32–35.
- Migoń P., Jancewicz K., Szymanowski K., 2021. Disentangling polygenetic relief of low mountains at the margin of inland glaciation – Upper Nysa Szalona drainage basin, Sudetes, Central Europe. *Catena* 204: 105383.
- Migoń P., Kasprzak M., 2015. Rozwój rzeźby terenu. W: A. Żelaźniewicz (red.), *Przyroda Dolnego Śląska*, wyd. II. *Polska Akademia Nauk – Oddział we Wrocławiu*, Wrocław: 101–144.
- Migoń P., Kasprzak M., Jancewicz K., 2020. Inherited periglacial geomorphology of a basalt hill in the Sudetes, Central Europe: Insights from LiDAR-aided landform mapping. *Permafrost and Periglacial Processes* 31: 587–597.
- Migoń P., Krzyszowski 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: 289–305.

- Migoń P., Latocha A., 2018. Human impact and geomorphic change through time in the Sudetes, Central Europe. *Quaternary International* 470: 194–206.
- Migoń P., Łach J., 1998. Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, south-western Poland. *Geologia Sudetica* 31: 307–316.
- Migoń P., Maciejak K., Zygmunt M., 2002. Peryglacialna rzeźba wznórz bazaltowych Pogórza Kaczawskiego (Sudety Zachodnie) i jej znaczenie dla paleogeografii plejstocenu. *Przegląd Geograficzny* 74: 491–508.
- Migoń P., Pijet-Migoń E., 2016. Overlooked geomorphological component of volcanic geoheritage – diversity and perspectives for tourism industry, Pogórze Kaczawskie region, SW Poland. *Geoheritage* 8: 333–350.
- Migoń P., Pijet-Migoń E., 2017. Viewpoint geosites – values, conservation and management issues. *Proceedings of the Geologists' Association* 128: 511–522.
- Migoń P., Pijet-Migoń E., 2020. Not simply volcanoes – Geoheritage of the Cretaceous system in the Land of Extinct Volcanoes Geopark, West Sudetes (SW Poland). *Geotourism* 17(61–62): 3–22.
- Migoń P., Zygmunt M., 2001. Przyroda nieożywiona Muchowskich Wzgórz. *Przyroda Sudetów Zachodnich* 4: 163–170.
- Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). *Acta Universitatis Wratislaviensis 1971, Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 61, Wrocław.
- Muszer J., Muszer A., 2017. Evaluation of the geotouristic attractions from the Wojcieszów area. *Geotourism* 48–49: 31–46
- Niebrzydowska A., Remisz J., 2012. Zmiany antropogeniczne wywołane wydobyciem agatów w okolicy Nowego Kościoła (Pogórze Kaczawskie). W: I. Malik (red.), *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec: 292–298.
- Oberc J., 1972. Budowa geologiczna Polski t. IV. Tektonika cz. 2, Sudety i obszary przyległe. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa
- Piasecki H., 1956. Morphologie périglaciaire du bord des Sudetes aux environs de Jawor. *Biuletyn Peryglacjalny* 4: 277–283.
- Piasecki H., 1961. Stratigraphy of Quaternary deposits in the Kaczawa Foreland. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego B* 8: 93–112.
- Pijet-Migoń E., 2016. Geoturystyka – nowe możliwości wykorzystania dziedzictwa Ziemi w turystyce. Studium przypadku Krainy Wygasłych Wulkanów w Sudetach Zachodnich. *Ekonomiczne Problemy Turystyki* 1(33): 301–312.
- Pijet-Migoń E., Migoń P., 2019. Promoting and interpreting geoheritage at the local level – bottom-up approach in the Land of Extinct Volcanoes. *Geoheritage* 11: 1227–1236.
- Placek A., 2007. Basaltic hills as structural landforms – morphometry versus rock strength (a study from the Kaczawskie upland, SW Poland). *Universitatis Ostravensis Acta Facultatis Rerum Naturalium* 237, *Geographia – Geologia* 10: 111–127.
- Placek A., 2008. Formy skalne przełomu Srebrnej koło Lwówka Śląskiego. *Przyroda Sudetów* 11: 111–126.
- Placek A., 2011. Rzeźba strukturalna Sudetów w świetle wyników pomiarów wytrzymałości skał i analiz numerycznego modelu wysokości. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 16: 1–190.
- Poznaj moc Ziemi. Przewodnik po Geoparku Krainy Wygasłych Wulkanów w 30 geopunktach, 2019. Online: [drive.google.com/file/d/1nUZfvBQqLYugK036b4CO6nEatxGuaFqK/view](https://drive.google.com/file/d/1nUZfvBQqLYugK036b4CO6nEatxGuaFqK/view) (data dostępu: 15.04.2021).
- Pulina M. (red.), 1996. *Jaskinie Sudetów*. PTPNoZ, Kraków.
- Pulina M., 1977. Zjawiska krasowe w Sudetach polskich. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 2–3: 1–118.
- Remisz J., Bijak S., 2011. Stoki usypiskowe Ostrzycy i ich aktywność w świetle badań dendrogeomorfologicznych. *Przyroda Sudetów* 14: 197–206.
- Rogała W., 2003. Pionowy układ jaskiń krasowych na górze Połom w Górach Kaczawskich. *Przegląd Geologiczny* 51: 238–242.
- Różycka M., 2014. Atrakcyjność geoturystyczna okolic Wojcieszowa w Górach Kaczawskich. *Przegląd Geologiczny* 62: 514–520.
- Różycka M., Migoń P., 2018. Customer-oriented evaluation of geoheritage—on the example of volcanic geosites in the West Sudetes, SW Poland. *Geoheritage* 10: 23–37.
- Różycka M., Migoń P., Michniewicz A., 2017. Topographic Wetness Index and Terrain Ruggedness Index in landslide studies, on examples from the Sudetes, SW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie* 61, Suppl. 2: 61–80.
- Sikora W., 1986. Skład mineralny zwietrzliny bazaltowej z Dunińska. *Archiwum Mineralogiczne* 41: 43–55.
- Solecki A., 2011. Rozwój strukturalny epiwaryscyjskiej pokrywy platformowej w obszarze synklinorium północnosudeckiego. W: A. Żelaźniewicz, J. Wojewoda, W. Ciężkowski (red.), *Mezozoik i kenozoik Dolnego Śląska*. WIND, Wrocław: 19–36.
- Solon J., Borzyszkowski J., Bidłasik M., Richling A., Badora K., Balon J., Brzezińska-Wójcik T., Chabudziński Ł., Dobrowolski R., Grzegorzczak I., Jodłowski M., Kistowski M., Kot R., Krąż P., Lechnio J., Macias A., Majchrowska A., Malinowska E., Migoń P., Myga-Piątek U., Nita J., Papińska E., Rodzik J., Strzyż M., Terpiłowski S., Ziaja W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland. Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91(2): 143–171.
- Synowiec G., Jasińska M., 2002. Rumowiska skalne w dolinach jarowych na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów Zachodnich* 5: 175–184.
- Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. W: W. Ciężkowski, J. Wojewoda, A. Żelaźniewicz (red.), *Sudety Zachodnie: od wendy do czwartorzędu*. WIND, Wrocław: 119–126.
- Teisseyre H., 1963. Siodło Bolków-Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich. *Prace Instytutu Geologicznego* 30: 279–300.
- Teisseyre H., 1967. Najważniejsze zagadnienia geologii podstawowej w Górach Kaczawskich. W: H. Teisseyre (red.), *Przewodnik 40. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Warszawa: 11–30.
- Traczyk A., 2011. Morfologia i geneza przełomowego odcinka doliny Kaczawy między Sędziszową a Nowym Kościołem na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów* 14: 167–180.
- Traczyk A., Kasprzak M., 2009. Skałki keratofrowe okolic Kaczorowa w Górach Kaczawskich. *Przyroda Sudetów* 12: 123–134.
- Walczak W., 1968. *Sudety*. PWN, Warszawa.
- Walczak W., 1972. *Sudety i Przedgórze Sudeckie*. W: M. Klimaszewski (red.), *Geomorfologia Polski*, t. 1, Polska południowa. Góry i wyżyny. PWN, Warszawa: 167–231.
- Wocke M.F., 1927. *Der Basalt in der Schlesischen Landschaft*. Veröffentlichungen der Schlesischen Gesellschaft für Erdkunde 5: 1–51.
- Zimmermann E., Kühn B., 1936. *Geologische Karte von Preussen und benachbarten deutschen Ländern*. Lieferung 292. Erläuterungen zu Blatt Goldberg und Schönau (2. Auflage). Berlin.
- Zouros N.C., 2008. European Geoparks Network: transnational collaborations on Earth heritage protection, geotourism and local development. *Geotourism* 1(12): 3–22.
- Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., 2008. Regionalizacja tektoniczna Polski - Polska południowo-zachodnia. *Przegląd Geologiczny* 56: 904–911.