

GEOEKOLOGICZNE WARUNKI
ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO
PARKU NARODOWEGO
GÓR STOŁOWYCH
(monografia)

Redakcja:

Tadeusz Chodak

Cezary Kabała

Jarosław Kaszubkiewicz

Piotr Migoń

Jurand Wojewoda

(wykonano w ramach grantu MNiSW N R09 0029 04/2008)

Wrocław, 2011



ISBN 978-83-922330-4-6

Projekt okładki: Tomasz Gracek
Skład: T. GRACEK – Pracownia Graficzna
Redakcja Techniczna: Jurand Wojewoda
Druk: HIRAM, Wrocław
Nakład: 150 egz.
Wydawca: WIND, Wrocław

Wrocław, 2011

SPIS AUTORÓW

Mariusz ADYNKIEWICZ-PIRAGAS

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Dawid BIAŁEK

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Adam BOGACZ

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Anna BOGUSZ

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Michał BUCHA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Sebastian BUCZYŃSKI

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Stefan CACON

Instytut Geodezji i Geoinformatyki, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Tadeusz CHODAK

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Bartosz CHUDZIK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Bernard GAŁKA

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Barbara GARNCARZ-WILK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Bartłomiej GLINA

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Andrzej GŁUSZYŃSKI

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Roman GOTOWAŁA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Paweł JEZERSKI

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Cezary KABAŁA

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Mirosław KACZAŁEK

Instytut Geodezji i Geoinformatyki, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Marek KASPRZAK

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Jarosław KASZUBKIEWICZ

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Blahoslav KOŠŤÁK

Institute of Rock Structure and Mechanics, Academy of Sciences of the Czech Republic

Jan KRAWCZEWSKI

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Janusz KUBRAKIEWICZ

Instytut Zoologiczny, Uniwersytet Wrocławski

Agnieszka LATOCHA

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Iwona LEJCUŚ

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Beata ŁABAZ

Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Jolanta MALICKA

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Krzysztof MAKOWSKI

Instytut Geodezji i Geoinformatyki, Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu

Piotr MIGOŃ

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Bartłomiej MISZUK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Magdalena MODELSKA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Halina MORDALSKA

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Tomasz OLICHWER

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Irena OTOP

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Piotr OWCZAREK

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Krzysztof PARZÓCH

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Anna PASIECZNIK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Łukasz PAWLIK

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Barbara SCHUTTY

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Stanisław STAŚKO

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Robert TARKA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Tamara TOKARCZYK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wrocław

Matylda WITEK

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

Jurand WOJEWODA

Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski

Spis Treści

WSPÓŁCZESNY SYSTEM MORFOGENETYCZNY GÓR STOŁOWYCH.....	1
P. MIGOŃ, A. LATOCHA, K. PARZÓCH, M. KASPRZAK, P. OWCZAREK, M. WITEK, Ł. PAWLIK	
GEOLOGIA PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH – WYBRANE ZAGADNIENIA	53
J. WOJEWODA, D. BIAŁEK, M. BUCHA, A. GŁUSZYŃSKI, R. GOTOWAŁA, J. KRAWCZEWSKI, B. SCHUTTY	
BADANIA GEODYNAMICZNE NA OBSZARZE PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH	97
S. CACOŃ, J. KAPŁON, B. KOŠŤÁK, P. GRZEMPOWSKI	
BADANIA PRZEMIESZCZEŃ MASOWYCH BLOKÓW SKALNYCH SZCZELIŃCA WIELKIEGO	105
S. CACOŃ, K. MAKOLSKI, B. KOŠŤÁK, M. KACZAŁEK	
HYDROGEOLOGIA OBSZARU PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH	113
R. TARKA, S. BUCZYŃSKI, M. MODELSKA, T. OLICHWER, S. STAŠKO	
PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE GLEB I SIEDLISK PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH	141
C. KABAŁA, T. CHODAK, A. BOGACZ, B. ŁABAZ, P. JEZIELSKI, B. GAŁKA, J. KASZUBKIEWICZ, B. GLINA	
WARUNKI HYDROLOGICZNE GÓR STOŁOWYCH	169
M. ADYNKIEWICZ-PIRAGAS, A. BOGUSZ, B. CHUDZIK, B. GARNCARZ-WILK, I. LEJCUŚ, J. MALICKA, H. MORDALSKA, A. PASIECZNIK, T. TOKARCZYK	
ZRÓŻNICOWANIE TEMPERATURY POWIETRZA W WARUNKACH RZEŻBY PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH	183
IRENA OTOP, BARTŁOMIEJ MISZUK	
PODSUMOWANIE	194
TADEUSZ CHODAK, JAROSŁAW KASZUBKIEWICZ	

WSTĘP

Głównym celem projektu badawczego realizowanego w latach 2008–2011, będącego podstawą niniejszego opracowania, finansowanego przez Narodowe Centrum Badań i Rozwoju, było rozpoznanie i zbadanie geoekologicznych warunków środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych, w aspekcie jego ochrony i udostępnienia.

Rozpoznanie unikatowego środowiska Gór Stołowych może być podstawą racjonalnego określenia w Planie Ochrony Parku elementów poznawczych, edukacyjnych, kulturowych, turystycznych, rekreacyjnych i sportowych dostosowanych do wymagań utrzymania ekosystemów i zachowania powiązań pomiędzy nimi.

Cel ten był realizowany przez interdyscyplinarny zespół badawczy, składający się ze specjalistów z zakresu: geologii, geomorfologii, geodynamiki, klimatu, stosunków wodnych, ekologii i gleboznawstwa.

Efektom tych interdyscyplinarnych badań przyrodniczych jest niniejsza monografia opisująca główne elementy środowiska geologicznego Parku, charakteryzującego się wyjątkowo urozmaiconą, nie występującą na innych obszarach Polski, płytową budową geologiczną oraz występowaniem form erozyjnych piaskowców ciosowych.

Z uwagi na ograniczoną objętość monografii zostały niej opisane tylko najważniejsze osiągnięcia zrealizowane przez zespoły badawcze, a wśród nich:

- opracowanie modelu hipsometrycznego (numerycznego modelu terenu) obszaru Parku w oparciu o techniki lidarowe, zdjęcia satelitarne, lotnicze oraz polowe metody geodezyjne
- założenie systemu monitoringu współczesnej aktywności geodynamicznej składającego się ze zintegrowanych sieci pomiarów GPS, grawimetrycznych oraz zainstalowanych szczelinomierzy do pomiarów względnych przemieszczeń struktur geologicznych
- wykonanie polowych prac geologicznych oraz analiz laboratoryjnych z zakresu litologii, tektoniki, sedymentologii, paleontologii, mikromorfologii, geochemii, radiometrii, geofizyki i neotektoniki
- wykonanie polowych prac dokumentacyjnych dotyczących: tektonicznych zniszczeń nawierzchni dróg i budowli oraz opróbowania stref zniszczeń
- inwentaryzacja interesujących form skalnych; grzyby, baszty, labirynty itd.
- opracowanie dla obszaru Parku modelu opad – odpływ oraz modelu krążenia wód podziemnych
- założenie sieci monitoringu gleb na obszarze Gór Stołowych oraz wykonanie pierwszego cyklu pomiarów monitoringowych

Integracja wyżej wymienionych badań umożliwiła sformułowanie rezultatów o interdyscyplinarnym charakterze, między innymi:

- znalezienie powiązań pomiędzy lokalizacją grzybów skalnych, a budową geologiczną oraz wyjaśnienie pewnych szczegółów ich powstawania w relacji do hydraulicznych właściwości skał i zachodzących procesów erozji wodnej oraz sufozji

- wykazanie istnienia powiązań pomiędzy liniami uskoku i rozwojem sieci rzecznej na obszarze Parku
- określenie wpływu antropopresji na dynamikę rzeźby oraz opis zagrożeń dla ruchu turystycznego związanych ze współczesnymi zjawiskami morfodynamicznymi wraz ze wskazaniem ewentualnych stref zagrożeń ze strony niestabilności tektonicznej struktur geologicznych wzdłuż stref uskokowych
- określenie zależności między własnościami pokrywy glebowej, a czynnikami środowiskowymi oraz interpretacja struktury i funkcjonowania pokrywy glebowej na obszarach krawędziowych
- znalezienie związków między parametrami rzeźby terenu, a charakterem tworzących się gleb i ich właściwościami oczywiście warunkowanymi także przez geologiczne pochodzenie skały macierzystej.

Rezultaty badawcze uzyskane na unikalnym (w skali krajowej i europejskiej) obiekcie przyrody nieożywionej, poza ich znaczeniem dla PNGS i władz lokalnych, mogą być wykorzystywane jako wzorzec metodyczny dla podobnych badań na innych obiektach w Polsce i w Europie. Wpisują się one w regionalną strategię rozwoju województwa dolnośląskiego w zakresie ochrony środowiska przyrodniczego i podniesienia standardów życia ludności, poprzez racjonalne i zrównoważone jego wykorzystanie dla bazy wypoczynkowej i turystycznej. Wyniki badań wnoszą nowe lub weryfikują dotychczasowe dane o środowisku przyrodniczym PNGS. Dotyczą również wskazania (uściślenia) rejonów parku udostępnionych dla ruchu turystycznego, w których występują największe zagrożenie powodowane ruchami tektonicznymi i masowymi bloków skalnych. Jest to istotne dla wiarygodnej oceny bezpieczeństwa turystycznego oraz wykorzystania zasobów przyrodniczych Parku z uwzględnieniem zasad zrównoważonego rozwoju terenów Ziemi Kłodzkiej.

Tadeusz Chodak, Jarosław Kaszubkiewicz

WSPÓŁCZESNY SYSTEM MORFOGENETYCZNY GÓR STOŁOWYCH

CONTEMPORARY GEOMORPHIC SYSTEM OF THE STOŁOWE MOUNTAINS

P. MIGOŃ¹, A. LATOCHA², K. PARZÓCH³, M. KASPRZAK⁴, P. OWCZAREK⁵, M. WITEK⁶, Ł. PAWLIK⁷

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski

piotr.migon@uni.wroc.pl¹, agnieszka.latocha@uni.wroc.pl², krzysztof.parzoch@uni.wroc.pl³, marek.kasprzak@uni.wroc.pl⁴, piotr.owczarek@uni.wroc.pl⁵, matylda.witek@uni.wroc.pl⁶, lukasz.pawlik@uni.wroc.pl⁷

Słowa kluczowe: GEOMORFOLOGIA, SYSTEM GEOMORFOLOGICZNY, ANTROPOPRESJA, CYFROWY MODEL WYSOKOŚCI, RUCHY MASOWE, EROZJA, KORYTARZECZNE, DENDROCHRONOLOGIA, DOMENY MORFOGENETYCZNE

Keywords: GEOMORPHOLOGY, GEOMORPHIC SYSTEM, HUMAN IMPACT, DIGITAL ELEVATION MODEL, MASS MOVEMENTS, EROSION, RIVER CHANNELS, DENDROCHRONOLOGY, MORPHOGENETIC DOMAINS

STRESZCZENIE:

W dotychczasowych badaniach geomorfologicznych w Górach Stołowych przedmiotem zainteresowania były przede wszystkim formy rzeźby terenu, w tym najbardziej spektakularne ostańce skalne, decydujące o wyjątkowości tego masywu. Przedmiotem rozdziału są przede wszystkim aktualne procesy powierzchniowe, kształtujące rzeźbę Gór Stołowych. Funkcjonowanie współczesnego systemu morfogenetycznego Gór Stołowych jest uwarunkowane cechami budowy geologicznej, morfometrycznymi parametrami powierzchni topograficznej, pokryciem terenu i intensywnością przekształceń środowiska przez człowieka. Na podstawie kartowania geomorfologicznego, analizy cyfrowego modelu wysokości o dużej rozdzielczości, badań osadów oraz zapisu dendrochronologicznego pełzania gruntu i erozji liniowej przedstawiono podział Gór Stołowych na domeny cechujące się swoistym przebiegiem współczesnej morfogenezy. Wyróżniono dziewięć domen, w tym jedną wprost odzwierciedlającą antropopresję. Domena ścian skalnych cechuje się potencjalnie największą dynamiką, ale też epizodycznością działania wielkoskalowych ruchów masowych. W dekadowej skali czasowej największe przekształcenia zachodzą w obrębie użytkowanych i nieutwardzonych dróg i szlaków turystycznych. Dynamika procesów rzeźbotwórczych Gór Stołowych była dużo większa w XIX i 1. połowie XX w., szczególnie w obrębie domeny stokowej, gdy obszar był poddany znacznie silniejszej antropopresji.

ABSTRACT:

Past geomorphological research in the Stołowe Mountains was focused on landforms, mainly on the visually most spectacular rock landforms, decisive for the uniqueness of the area. The focus of this chapter is primarily on contemporary surface processes which shape the current physical landscape. The operation of the contemporary geomorphic system of the Stołowe Mountains reflects four main controls: geological structure, morphometric parameters of the topographic surface, land cover, and intensity of human impact on the natural environment. This study, based on geomorphological mapping, analysis of digital elevation models, sub-recent slope deposits and dendrochronological record of soil creep and linear erosion, has led to the proposal that the Stołowe Mountains may be divided into a range of morphogenetic domains. Domains are terrain units modelled by specific sets of processes, acting with certain intensity. Nine domains have been distinguished, including one directly reflecting the human impact on the environment. The domain of rock slopes is potentially most dynamic, although large-scale mass movements occur episodically. At the decadal timescale, most conspicuous changes occur within unpaved roads and trails, used by humans. The dynamics of the geomorphic system of the Stołowe Mountains was considerably higher in the 19th century and the early 20th century, particularly within the slope domains, when human impact was much stronger.

WPROWADZENIE

Stan poznania systemu morfogenetycznego Gór Stołowych

Geneza i rozwój rzeźby terenu na obszarze Gór Stołowych są przedmiotem zainteresowania naukowego od ponad 100 lat. Jak podaje M. Z. Pulinowa (1989), już na przełomie XIX i XX w. geografowie i geolodzy niemieccy (J. Partsch, W. Petrascheck) sformułowali tezę głoszącą, że schodowa rzeźba Gór Stołowych jest odzwierciedleniem litologicznego zróżnicowania struktury płytowej, tworzonej przez skały osadowe wieku późnokredowego. W tej konwencji – poszukiwania związków rzeźby terenu z różnymi elementami budowy geologicznej poprzez analizę form – były utrzymane kolejne prace, aż do końca lat 60. XX w. (Czepe 1952, Rogaliński, Słowiak 1958, Dumanowski 1961, 1967, Walczak 1968).

Nową jakość w badaniach morfogenezy Gór Stołowych przyniosły lata 70. XX w., kiedy rozpoczęto rejestrację przemieszczeń bloków i otwierania spękań w przykrawędziowej partii Szczelińca Wielkiego (Cacoń, Košťák 1976) oraz uściślono model ewolucji stoków Szczelińca Wielkiego (Pašek, Pulinowa 1976). Podjęto również badania dalszych współczesnych procesów rzeźbotwórczych: denudacji chemicznej, pełzania gruntu i grawitacyjnej wędrówki bloków skalnych (Pulinowa 1989). Syntezą badań prowadzonych w latach 70–80. XX w. jest monograficzne ujęcie geomorfologii Gór Stołowych, przedstawione przez M.Z. Pulinową (1989). W zakończeniu tej pracy autorka wskazuje na perspektywiczne kierunki dalszych badań, wymieniając między innymi słabo rozpoznany etap rozwoju rzeźby w holocenie. Pewne uwagi na ten temat współczesnych procesów można znaleźć w nieco późniejszej pracy M. Zgorzelskiego (1995), ale mają one charakter jednostkowych, wydaje się że nawet miejscami dość przypadkowych obserwacji.

Badania geomorfologiczne w Górach Stołowych po raz kolejny podjęto w pierwszej dekadzie XXI w., wracając do problematyki litologiczno-strukturalnych uwarunkowań rzeźby progów morfologicznych (Migoń, Szczepanik 2005, Migoń, Zwiernik 2006, Remisz 2007). Nowym kierunkiem badawczym były prace z zakresu morfotektoniki, w ramach których analizowano związki rzeźby z aktywną tektoniką oraz strukturami uskokowymi przecinającymi płytę kredową i ograniczającymi granitowy masyw Kudowy (August, Wojewoda 2004, Wojewoda 2007). Podsumowaniem stanu wiedzy o geomorfologii Gór Stołowych były syntetyczne opracowania M.Z. Pulinowej (2008) i P. Migonia (2008), zawarte w monografii „Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych”.

Z powyższego, z konieczności skrótego przeglądu badań wynika, że współczesnym procesom rzeźbotwórczym poświęcano znacznie mniej uwagi niż tematyce relacji budowa geologiczna – rzeźba terenu. Swoistą „białą plamą” była zwłaszcza morfologia koryt rzecznych i den dolinnych. Innym pomijanym zagadnieniem był udział form antropogenicznych w rzeźbie Gór Stołowych oraz geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis antropopresji. Góry Stołowe nie doczekały się też studium morfometrycznego. Wypełnienie powyższych luk w stanie poznania Gór Stołowych stało się celem badań geomorfologicznych prowadzonych w ramach

projektu „Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych” (2008–2011), a ich główne rezultaty są przedstawione w niniejszym rozdziale.

Metody badań

W trakcie badań zmierzających do rozpoznania współczesnego systemu morfogenetycznego Gór Stołowych wykorzystano dwa podstawowe źródła informacji: cyfrowy model wysokości o wysokiej rozdzielczości, który umożliwił uzyskanie dokładnych danych o cechach geomorfometrycznych badanego terenu oraz obserwacje z terenowego kartowania geomorfologicznego, którym objęto cały obszar Parku Narodowego Gór Stołowych oraz większość terenów do niego przylegających. Wynikiem kartowania były szkice morfologiczne i morfodynamiczne, tak w odniesieniu do całego masywu, jak i wybranych form i obszarów poddanych badaniom szczegółowym. Do nich należały wszystkie szlaki turystyczne, tereny dawnego osadnictwa i rolnictwa, koryta większości potoków na terenie Gór Stołowych i w otoczeniu oraz wybrane fragmenty progów morfologicznych, objętych wielkoskalowymi ruchami masowymi.

W celu uchwycenia intensywności tempa niektórych procesów powierzchniowych w skali czasowej rzędu 100 lat wykorzystano metody dendrochronologiczne. W Polsce są one z powodzeniem stosowane w analizie natężenia procesów erozyjnych oraz do oceny aktywności i częstotliwości występowania spływów gruzowych i osuwisk (Krapiec i Margielewski 1991, Malik 2008, Malik i Owczarek 2009). W Górach Stołowych zostały one zastosowane do określenia tempa erozji na szlakach turystycznych (zob. część 4.2) oraz intensywności pełzania gruntu na poligonie badawczym pod Rogową Kopą (zob. 3.6). Przedmiotem badań były rdzenie (wywierty) pobierane za pomocą ręcznego świdra Presslera oraz fragmenty korzeni drzew, odsłoniętych na poddanych silnej erozji szlakach turystycznych.

Cechy pokryw stokowych i osadów aluwialnych analizowano na podstawie wkopów i wierceń świdrem oczkowym wykonanych w 10 profilach podłużnych stoków i dolin, na różnych litologiach (Jakubowice, Pasterka, Studzienno, Łężyce – w tym dawny Januszów). W terenie określono miąższość pokryw oraz organoleptycznie ich cechy strukturalno-teksturalne. Wydzielano osady o genezie antropogenicznej. Ponadto pobrano łącznie 100 próbek materiału do analiz laboratoryjnych w celu szczegółowego określenia ich cech granulometrycznych. Analizę tę wykonano przy pomocy łączonych metod: dyfraktometru laserowego Mastersizer 2000 (dyfrakcja laserowa) oraz metody sitowej.

W analizie rzeźby i stosunków wysokościowych bardzo przydatny okazał się cyfrowy model wysokości dla Gór Stołowych, powstały z lotniczego skaningu laserowego LIDAR (ang. *Light Detection and Ranging*) i udostępniony na potrzeby badań przez Park Narodowy Gór Stołowych. Precyzją przewyższa on dotychczasowe cyfrowe modele wysokości DTED, jakie w ograniczonym stopniu wykorzystywano w starszych publikacjach (Migoń 2008), aczkolwiek należy mieć świadomość, że obejmuje on jedynie obszar PNGS. Istotą konstrukcji modeli LIDAR jest uzyskanie informacji o położeniu w przestrzeni punktów badanej powierzchni za pomocą lasera, a po usunięciu błędów możliwe staje się

wydzielenie z powstałego modelu warstw tematycznych, obejmujących powierzchnię lasu, poszycie, powierzchnię gruntu czy też inne obiekty (Devereux, Amable 2009).

Prace nad modelem prowadzono z wykorzystaniem trzech programów GIS: GlobalMapper, MicroDEM oraz SAGA GIS. Pierwszy z nich służył do przekształceń plików i formatu zapisu danych. Zmieniono zapis plików z formatu .XYZ na uniwersalny .ASC (arcASCII) z jednoczesną interpolacją i zmniejszeniem rozdzielczości modelu w zapisie rastrowym do 1x1 m, aby możliwe było połączenie danych i ich dalsza obróbka przy pomocy komputera z systemem 32-bitowym. Na potrzeby analizy geomorfometrycznej stworzono także model rastrowy o rozdzielczości 5x5 m (381 MB). Aby uzyskać informację o obszarach nie objętych modelem LIDAR, rozszerzono go o powierzchnię zaczerpniętą z modelu DTED, jaki wykonany został w Instytucie Geografii i Rozwoju Regionalnego, o rozdzielczości poziomej ok. 50 m. Omówienie specyfiki tego modelu znajduje się w pracy Migonia i in. (2009).

W dalszej analizie posłużono się podstawowymi pierwotnymi i wtórnymi parametrami morfometrycznymi, do których należą: nachylenie (spadek), ekspozycja, relief (energia rzeźby) i topograficzny współczynnik uwilgotnienia (TWI – ang. *Topographic Wetness Index*). Wyznaczono także w sposób automatyczny lineamenty rzeźby. Funkcja relief pozwala na wyróżnienie obszarów o największej energii rzeźby, a więc różnicy wysokości względnych w zadanej odległości od każdej komórki rastrowej (Guth 2009). W pracy odległość tę ustalono na 250 m. Topograficzny współczynnik uwilgotnienia opisany został przez Bevena i Kirkby'ego (1979). Parametr ten wskazuje zależność między wielkością powierzchni biorącej udział w spływie powierzchniowym (fragmentie zlewni) a wartością jej nachylenia. W teorii TWI pokazuje przestrzenny rozkład nasycenia wilgocią powierzchni ziemi i jest jednym z podstawowych elementów modelowania hydrologicznego w ujęciu stoku i całej zlewni (Sørensen i in. 2006), choć opierając się jedynie na informacji wysokościowej, nie uwzględnia usłonecznienia, rzeczywistego rozkładu opadów czy możliwości sorpcyjnych gruntu. Lineamenty określają liniowe struktury w powierzchni terenu (grzbiety, krawędzie morfologiczne, osie dolin) i z reguły wyznaczane są w sposób arbitralny, a więc całkowicie subiektywnie. Dlatego zastosowano algorytm *Topographic grain* zaimplementowany w program MicroDEM (Kasprzak, Traczyk 2010).

W pracy wykorzystano także wykonywane z powietrza zdjęcia ortogonalne (ortofotomapy). Ortofotomapa przygotowana została w postaciach 8- i 12-bitowych plików geotiff, zarówno w formie kompozycji barwnej w podczerwieni (CIR – ang. *colour infrared*) ułatwiającej analizy botaniczne i geologiczne, jak i w kompozycji RGB, oddającej widok rzeczywisty. Poszczególne sekcje ortofotomapy pokrywają się z arkuszami Mapy Topograficznej 1:10 000, a ich rozdzielczość sięga 0,15x0,15 m. Wśród danych znajduje się także obraz ciągły, bez podziału na sekcje. Ortofotomapa ta ma rozdzielczość 0,6x0,6 m. Wszystkie dane cyfrowe przekazane zostały w dwóch układach współrzędnych: PUWG 1992 (Państwowy Układ Współrzędnych Geodezyjnych 1992) oraz PUWG 2000. Pierwszy układ współrzędnych stosowany był na najbardziej aktualnej Mapie Topograficznej

1:10 000, pokrywającej obszar Gór Stołowych. Drugi z wymienionych układów współrzędnych obowiązuje dla map wielkoskalowych w Polsce od 1 stycznia 2010 r. i zastępuje poprzedni PUWG 1965.

RZEŻBA GÓR STOŁOWYCH W ŚWIETLE CYFROWEGO MODELU WYSOKOŚCI

Przed prezentacją analizy rzeźby opartej na modelu LIDAR należy wspomnieć o błędach modelu i dokładności odwzorowania powierzchni. DEM powstały ze skaningu LIDAR nie obejmują całej powierzchni PNGS, co jest istotną przeszkodą w prowadzeniu statystyk morfometrycznych i modelowaniu procesów geomorfologicznych. Pojedyncze pola przy granicy PNGS bez pokrycia modelem znajdują się od strony zachodniej, północnej i wschodniej. Największe z takich pojedynczych pól ma powierzchnię ok. 0,23 km². Łączny ubytek wynosi ok. 0,67 km². Obszar ten wypełniono więc informacją o wysokościach z modelu DTED. Z uwagi na wiele trudności interpolacyjnych, model LIDAR nie jest wolny od błędów. Zawiera pojedyncze punkty, które w formie „pików” odstają od otaczającej je powierzchni, prezentując wysokość np. koron drzew, zamiast powierzchni gruntu. Błędy pomiarowe wynikają ponadto z procedury zmiany rozdzielczości modeli rastrowych, stosowanych w analizie morfometrycznej. Zmiana rozdzielczości pliku rastrowego wpływała na nieznaczące różnice w łącznej powierzchni prezentowanej powierzchni PNGS. Zmiany wartości wynikają ze specyfiki działania algorytmów reinterpolacyjnych programów GIS i nie będą w tym miejscu omawiane. Pomiaru zarówno wysokości jak i powierzchni na modelu DEM obarczone są zawsze błędem wynikającym z właściwości modelu i wielkością komórki rastrowej. Błędy te są jednak znacznie mniejsze niż odległości rzeczywiste odpowiadające rozdzielczości rastra.

Stosunki wysokościowe

DEM w postaci pliku rastrowego zawiera informację o wysokości poszczególnych komórek nad poziom morza. Na obszarze PNGS punkt położony najwyżej znajduje się w obrębie skał Szczelińca Wielkiego. Według DEM o rozdzielczości poziomej 0,6x0,6 m kota wysokościowa wynosi tutaj 921,9 m n.p.m., co przekracza wartości wyznaczone geodezyjnie na 919,0 m n.p.m. (Staffa i in. 1992 s. 231, Mapa Topograficzna 1:10 000). Najniżej położony punkt PNGS ma wysokość 391,4 m n.p.m. Przeciętna wysokość w PNGS wynosi 680,6 m n.p.m. a odchylenie standardowe 98,4 m. Rozkład klas wysokościowych w cięciu co 100 m przedstawia **ryc. 1**. Dominują tereny o wysokościach bezwzględnych 700–800 m n.p.m., zajmujące całą centralną część PNGS (**tab. 1**). Bardziej szczegółowego obrazu na temat rozkładu wysokości na obszarze PNGS dostarczają **ryciny 2 i 3**.

Lineamenty rzeźby

Lineamenty rzeźby zostały wyznaczone automatycznie w programie MicroDEM i przedstawione zostały na tle hipsometrii (**ryc. 4**). Większość lineamentów nawiązuje do widocznych w krajobrazie ścian skalnych i grzbietów. Jest to zauważalne szczególnie w południowej części obszaru,

np. wzdłuż Ścian, Lisiego Grzbietu, Urwiska Batorowskiego i innych krawędzi morfologicznych. Na południu lineamenty wyznaczają także długie, proste w przebiegu doliny Kudowskiego Potoku, Złotnowskiego Potoku czy górnej partii doliny Czerwonej Wody. Stosunkowo gęsta sieć lineamentów dzieli środkową część PNGS, gdzie układają się one w poprzek stoków o krzywiznie warunkowanej strukturalnie (progowy charakter nawet połączonych stoków). Na tym tle odznacza się północna część analizowanego obszaru. Topolineamentów wyznaczono tu mniej, nawet wzdłuż tak wyraźnych w morfologii ścian Radkowskich Skał. Wynika to bezpośrednio ze znacznie bardziej urozmaiconej linii przebiegu załomu stoku. W kierunku północnym i północno-wschodnim prowadzi także mniejsza ilość prostych, głęboko wciętych dolin. Obniżenia dolinne mają bardziej charakter rozległych, amfiteatralnych nisz, w obrębie których rozwijają się dopiero drugorzędne wcięcia. Najlepszym przykładem amfiteatralnego obniżenia tego typu jest górna część doliny Pośny. Lineamentów brakuje także w obrębie mocno urzeźbionym – wśród rzeźby skałkowej (Skalne Grzyby, Białe Skały) oraz w obrębie Wielkiego Torfowiska Batorowskiego. Przy zadanych parametrach funkcji *topographic grain* lineamenty nie są wyznaczane dla wyniesionego poziomu morfologicznego w sąsiedztwie obu Szczelińców. Przy eksperymentalnej zmianie parametrów i zagęszczeniu

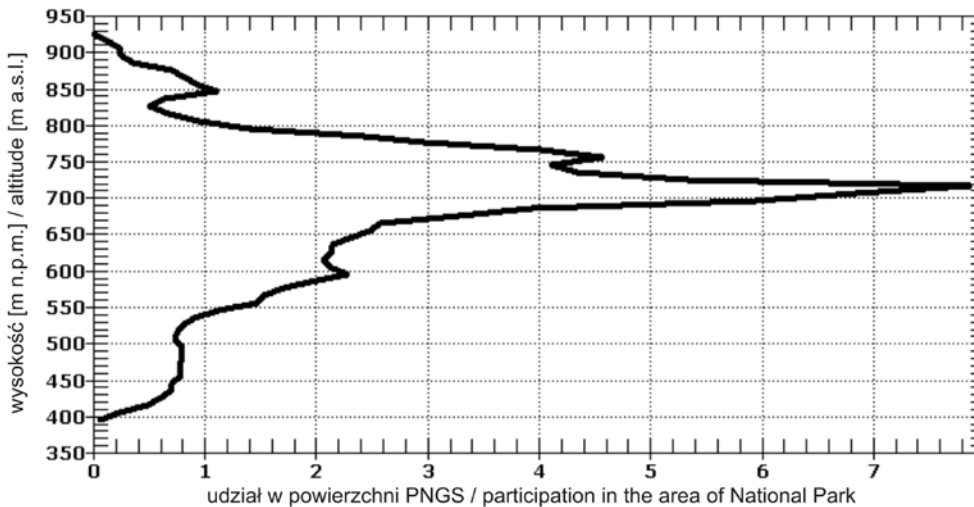
lineamentów, linia tego typu przebiegać może między tymi dwiema kulminacjami.

Ekspozycja

Orientacja masywu Gór Stołowych, przebieg i ukształtowanie powierzchni stokowych sprawiają, że są one zorientowane w kierunku różnych stron świata stosunkowo równomiernie (ryc. 5). W ogólnej powierzchni dominują stoki eksponowane w kierunku południowym (tab. 2). Niewiele mniejszy udział mają stoki eksponowane na północ. Najmniej powierzchni stokowych skierowane jest w kierunku zachodnim. Powierzchnie o najbardziej jednolitej ekspozycji są charakterystyczne dla centralnej części PNGS. Największe zróżnicowanie ekspozycji dotyczy krótkich, mocno urzeźbionych stoków na zachodzie analizowanego obszaru oraz skalistych fragmentów powierzchni w części północnej i północno-wschodniej.

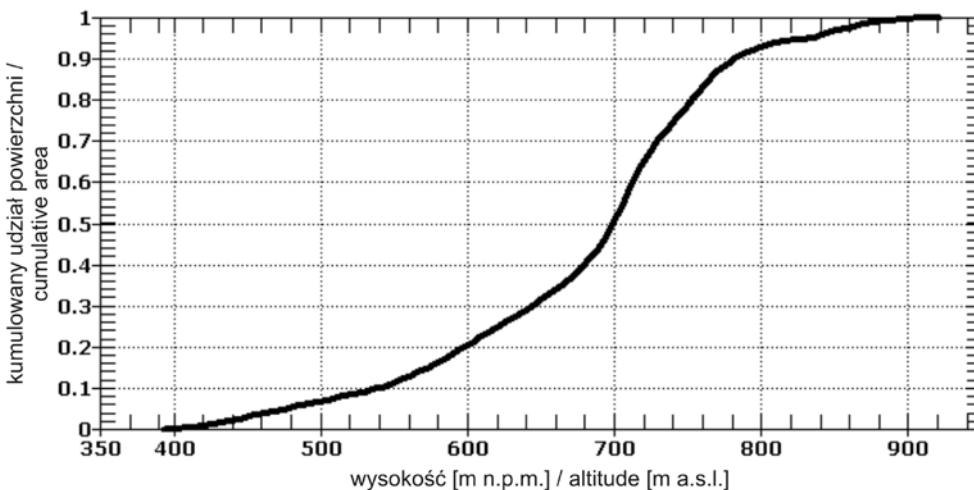
Nachylenie powierzchni

Analizowany fragment Gór Stołowych tworzy mozaikę powierzchni o skrajnych wartościach nachylenia (ryc. 6). Ze względu na strukturalne uwarunkowania rzeźby Gór Stołowych stoki połogie są tożsame z górnymi powierzchniami stoliw. Stoki strome wyznaczają progi strukturalne. Bez uwzględnienia ścian skałek, maksymalne nachylenie



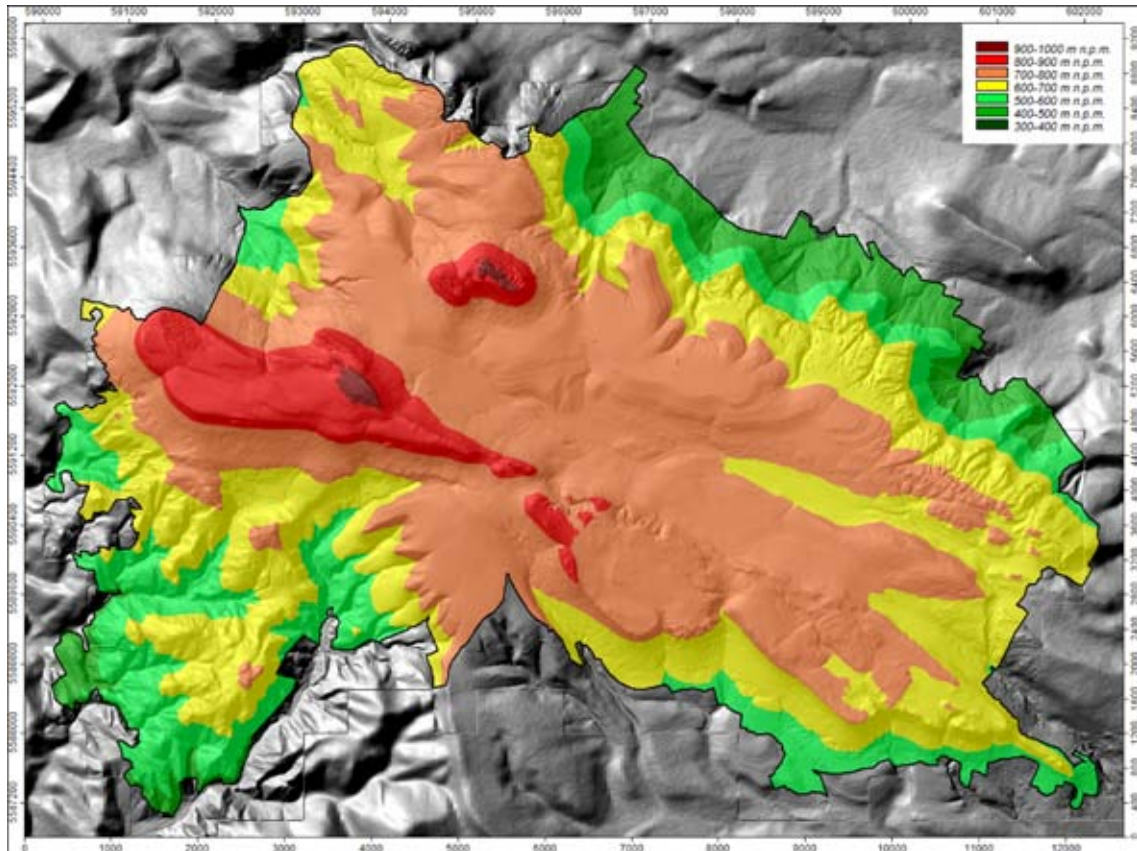
Ryc. 2. Udział wysokości terenu na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych.

Fig. 2. Altitude – area relationships in the Góry Stołowe National Park.

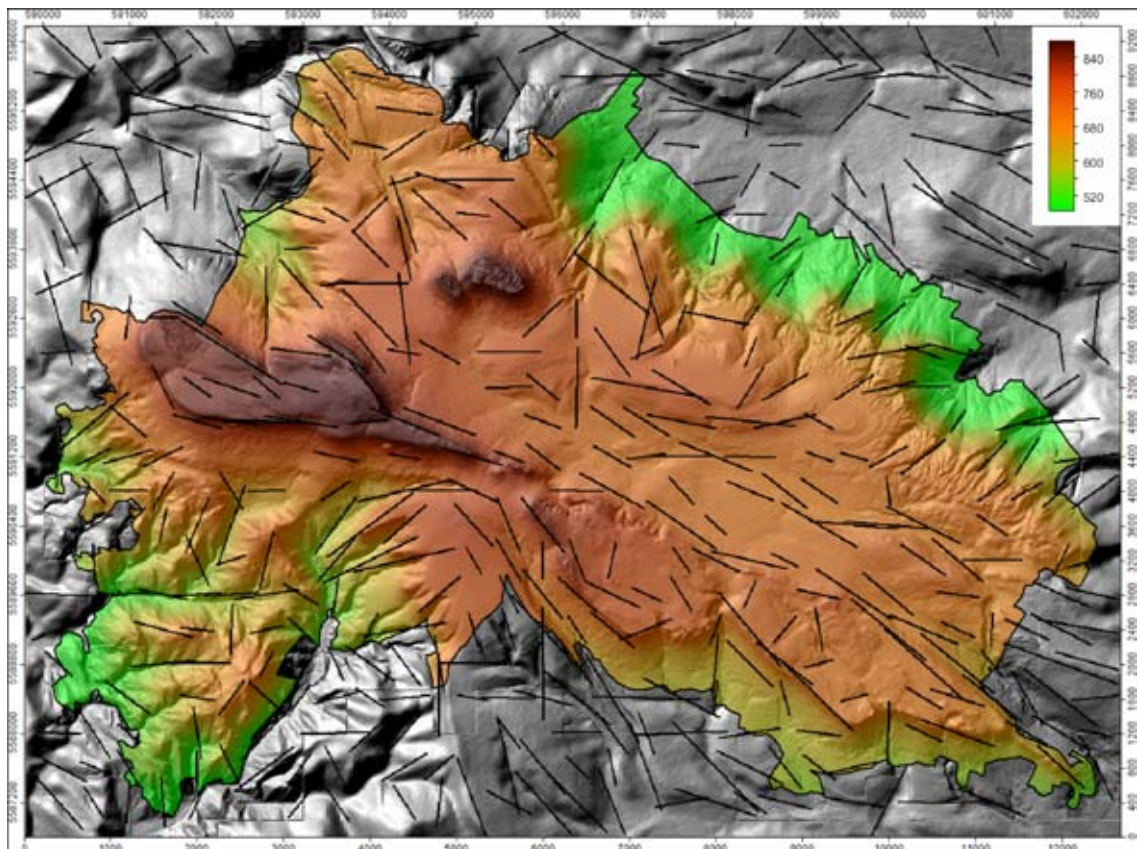


Ryc. 3. Kumulowany udział wysokości terenu na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych.

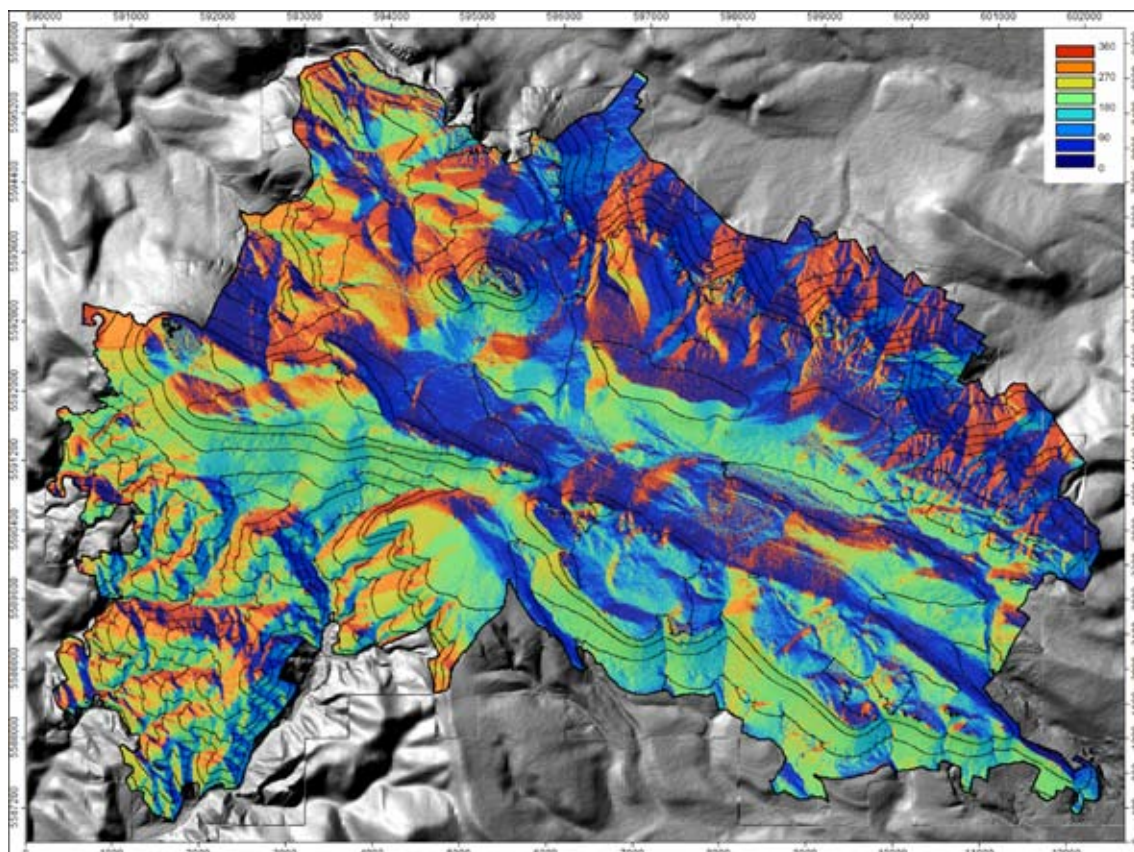
Fig. 3. Cumulative altitude diagram for the area of the Góry Stołowe National Park.



Ryc. 1. Klasy wysokości obszaru Parku Narodowego Góry Stołowe.
 Fig. 1. Altitude classes in the area of Góry Stołowe National Park.

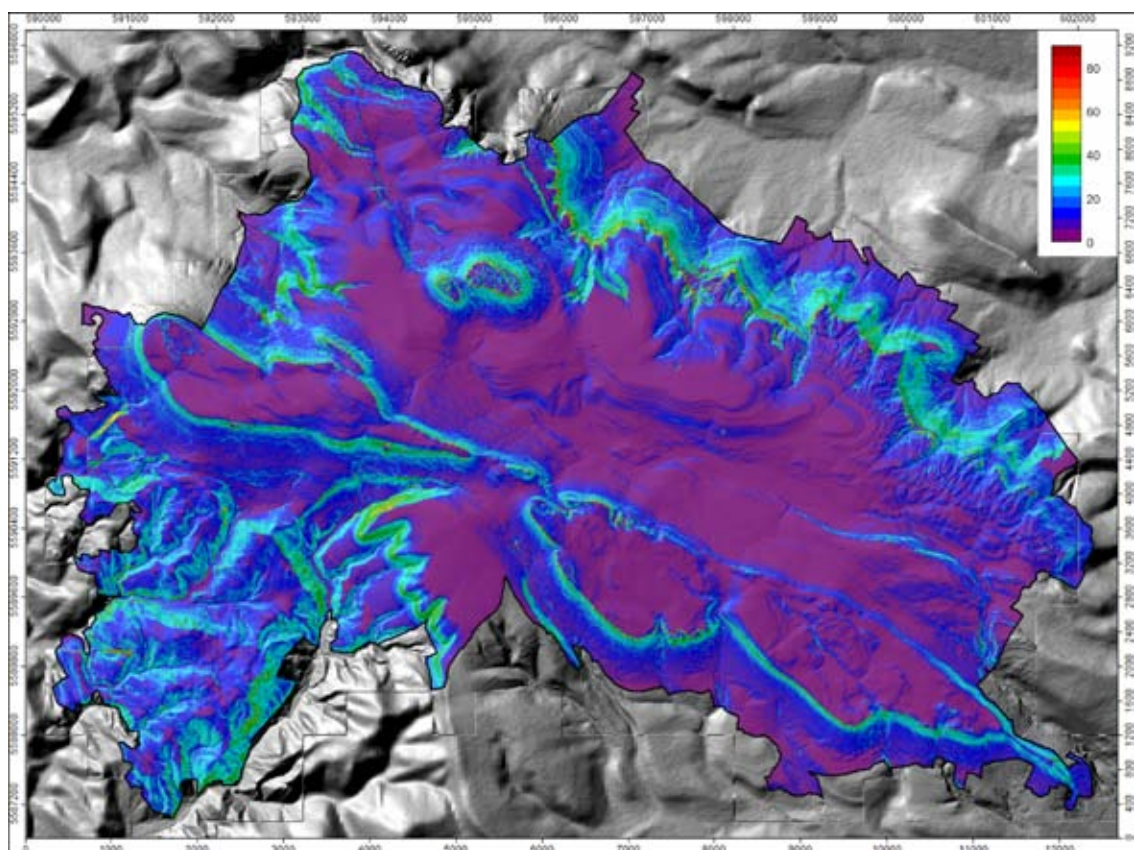


Ryc. 4. Główne lineamenty rzeźby na tle hipsometrii obszaru Parku Narodowego Góry Stołowe. Skala w m n.p.m.
 Fig. 4. Main relief lineaments in relation to hypsometry in the area of Góry Stołowe National Park.



Ryc. 5. Ekspozycja stoków na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych. Na skali podano azymut w stopniach. Dla orientacji wysokościowej dodano linie poziomicowe w cięciu co 50 m.

Fig. 5. Slope aspect in the area of Góry Stołowe National Park. Azimuths in degrees. Contour lines every 50 m added for clarity.



Ryc. 6. Nachylenie powierzchni stokowych w Parku Narodowym Gór Stołowych. Skala w stopniach.

Fig. 6. Slope inclination in the area of Góry Stołowe National Park. Scale in degrees.

Tab. 1. Stosunki wysokościowe na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych

Table 1. Altitude – area relationships in the Stołowe Góry National Park.

Klasy wysokości [m n.p.m.]	Powierzchnia [km ²]	Procentowy udział w powierzchni
300–400	0,04	0,07
400–500	4,33	6,68
500–600	8,62	13,32
600–700	18,90	29,20
700–800	28,19	43,55
800–900	4,43	6,85
900–1000	0,21	0,33

Tab. 2. Ekspozycja stoków w Parku Narodowym Gór Stołowych.

Table 2. Slope aspect characteristics in the Stołowe Góry National Park.

Ekspozycja – azymut [stopnie]	Ekspozycja	Udział procentowy	Ekspozycja główna	Udział procentowy ekspozycji głównej
0–45	N–NE	16,49	N	27,76
45–90	NE–E	13,78	E	23,13
90–135	E–SE	9,34	E	
135–180	SE–S	11,90	S	29,93
180–225	S–SW	18,03	S	
225–270	SW–W	10,90	W	19,19
270–315	W–NW	8,29	W	
315–360	NW–N	11,27	N	27,76

Tab. 3. Nachylenie powierzchni w Parku Narodowym Gór Stołowych.

Table 3. Slope inclination characteristics in the Stołowe Góry National Park.

Nachylenie powierzchni w stopniach	Powierzchnia [km ²]	Udział procentowy w ogólnej powierzchni	Udział procentowy w ogólnej powierzchni
0–5	18,968	29,304	52,415
5–10	14,959	23,111	
10–15	9,889	15,278	25,671
15–20	6,727	10,393	
20–25	5,051	7,803	13,998
25–30	4,010	6,195	
30–35	2,759	4,263	6,297
35–40	1,317	2,034	
40–45	0,499	0,770	1,103
45–50	0,215	0,333	
50–55	0,119	0,184	0,301
55–60	0,076	0,117	
60–65	0,053	0,082	0,144
65–70	0,040	0,062	
70–75	0,025	0,038	0,058
75–80	0,013	0,020	
80–85	0,006	0,009	0,013
85–90	0,002	0,004	

powierzchni w PNGS sięga 88.0° , tj. 2897,5%. Wyliczona wartość średnia spadku wynosi $13,1^\circ$, czyli 23,36%, przy odchyleniu standardowym 25,43%. Rozkład nachyleń w ujęciu co 5° przedstawiono w **tabeli 3**.

Na obszarze PNGS dominują nachylenia małe. Stoki o nachyleniu do 10° zajmują ponad 1/3 ogólnej powierzchni. W analizie geomorfometrycznej udział nachyleń powyżej 60° jest minimalny. Stoki najbardziej strome występują powszechnie przy północnej granicy analizowanego obszaru. Są także charakterystyczne dla Szczelińca i progów morfologicznych (**ryc. 7**). Najmniejsze nachylenia pojawiają się na zaproszach i naprzędprozach. Niewielki udział w ogólnej powierzchni mają klasy nachyleń średnich, które jednak w odniesieniu do innych masywów Sudetów uznać należałoby za spadki bardzo duże (powyżej 30°). W ogólnym obrazie spadków PNGS do dwóch głównych stref o odmiennych nachyleniach wyróżnionych na początku omawiania zagadnienia dołączyć można odmienny obszar w południowo-zachodniej części Parku, nad Kudową-Zdrój. Tam też występuje znaczne zróżnicowanie nachyleń – kształty stoków są urozmaicone.

Energia rzeźby

Zróżnicowanie wysokościowe i jego układ przestrzenny decydują o energii rzeźby. Parametr ten oddany funkcją *relief* przedstawiono na **rycinie 8**. W wyniku analizy prowadzonej dla obszarów otaczających każdy z rastrów modelu w odległości do 250 m zaznaczyły się strefy o najmniejszych i największych wysokościach względnej. Mapa ta uzupełnia obraz uzyskany w wyniku analizy spadków. Parametr *relief* przyjmuje zdecydowanie najwyższe wartości na północnej krawędzi masywu Gór Stołowych, gdzie występują wysokie ściany skalne i rozległe, wyraźnie wykształcone leje źródłiskowe. Dodatkowo odznaczają się również strefa Kruczych Skał na zachód od Darnkowa, stok Rogowej Kopy opadający w kierunku północno-zachodnim z Sawanny Afrykańskiej oraz stoki obu Szczelińców. Pod względem powierzchni dominują obszary o małej energii rzeźby. One też tworzą najrozleglejsze, jednorodne pod względem analizowanego parametru strefy, głównie w centralnej części PNGS.

Topograficzny współczynnik uwilgotnienia

Omówiony krótko przy metodach badań parametr TWI jest jednym z podstawowych parametrów wtórnych stosowanym w badaniach hydrograficznych i gleboznawczych. W geomorfologii jest równie użyteczny, dając wyobrażenie o warunkach sprzyjających dynamice większości procesów

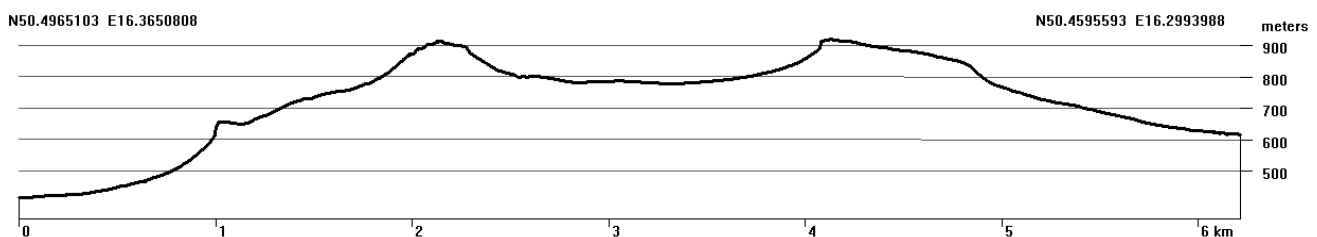
zachodzących na powierzchniach stokowych. Dynamika ta warunkowana jest bowiem nierzadko koncentracją wilgoci. Mapa rozkładu modelowanego parametru wskazuje na potencjalne warunki do koncentracji wilgoci u podnóża długich stoków oraz na spłaszczeniach wierzchowinowych Gór Stołowych (**ryc. 9**). Najbardziej rozległy obszar tego typu pokrywa się z lokalizacją Wielkiego Torfowiska Batorowskiego i innych obszarów podmokłych. Obraz terenów wilgotnych sztucznie wzbogacono pasem buforowym o szerokości 50 m wzdłuż cieków. Obszary potencjalnie suche to z reguły stoki wypukłe w profilu podłużnym, w tym szczególnie górne załomy progów morfologicznych oraz grzbiety. Kształt stoku wymusza w tym przypadku szybkie odprowadzanie wody.

Rozkład parametru TWI wypukła także obraz dolin rzecznych. Zasadniczo układ cieków ma charakter promienisty rozbieżny, bowiem wody odprowadzane są w każdym kierunku, na zewnątrz masywu Gór Stołowych. Poszczególne fragmenty obszaru cechuje jednak układ dolin równoległych, a przy uwzględnieniu małych cieków wnioskować można o rozwoju sieci rzecznej w kierunku dendrytycznym. Interesująco przedstawiają się amfiteatralne obniżenia na północno-wschodnim skłonie gór, gdzie funkcjonują stałe i okresowe cieki w układach promienistych zbieżnych, łącząc się dopiero przy podstawie stoku. Odrębnie prezentują się powierzchnie torfowisk. W obrębie Wielkiego Torfowiska Batorowskiego drenaż ma miejscami układ kratowy.

PROCESY RZEZBOTWÓRCZE – PRZESZŁOŚĆ I TERAŻNIEJSZOŚĆ

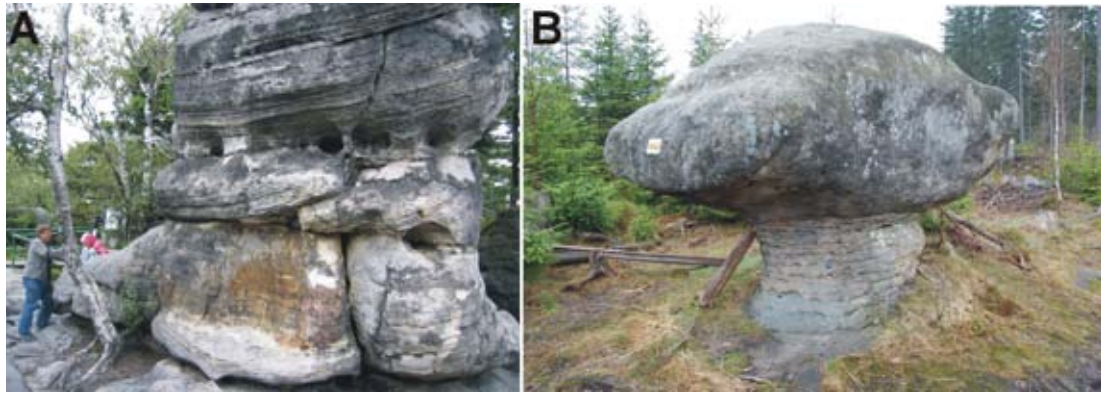
Procesy wietrzeniowe

Wietrzenie jest procesem uniwersalnym, oddziałującym bez wyjątku na wszystkie wyeksponowane powierzchnie skalne, także na utwory pokrywowe, a w szczególności na większe elementy skalne (głazy, bloki) w ich obrębie. Terenowy monitoring przebiegu procesów wietrzenia, w szczególności wietrzenia fizycznego, jest jednak bardzo trudny, a w Sudetach próby takie były podejmowane sporadycznie. W Górach Stołowych ilościowe badania denudacji chemicznej, a więc pośrednio wietrzenia chemicznego, prowadziła Pulinowa (1989), wnioskując o dużej intensywności tego procesu w kompleksie drobnoziarnistym (ubytek do $17 \text{ m}^3 \text{ CaCO}_3$ z 1 km^2 w ciągu roku) i znacznie mniejszej, jednak także wyraźnej w piaskowcach (poniżej $4 \text{ m}^3 \text{ CaCO}_3$ z 1 km^2). Badania te, realizowane w latach 70. XX w., nie były później kontynuowane.



Ryc. 7. Profil biegnący z północnego wschodu na południowy zachód, prowadzący przez Szczelińiec Wielki i Skalniak. Profil przedstawia charakterystyczne dla Gór Stołowych kształty stoków.

Fig. 7. Topographic profile (SW-NE) across the mesa of Szczelińiec Wielki and the plateau of Skalniak, to show characteristic slope shapes for the Stołowe Mountains.



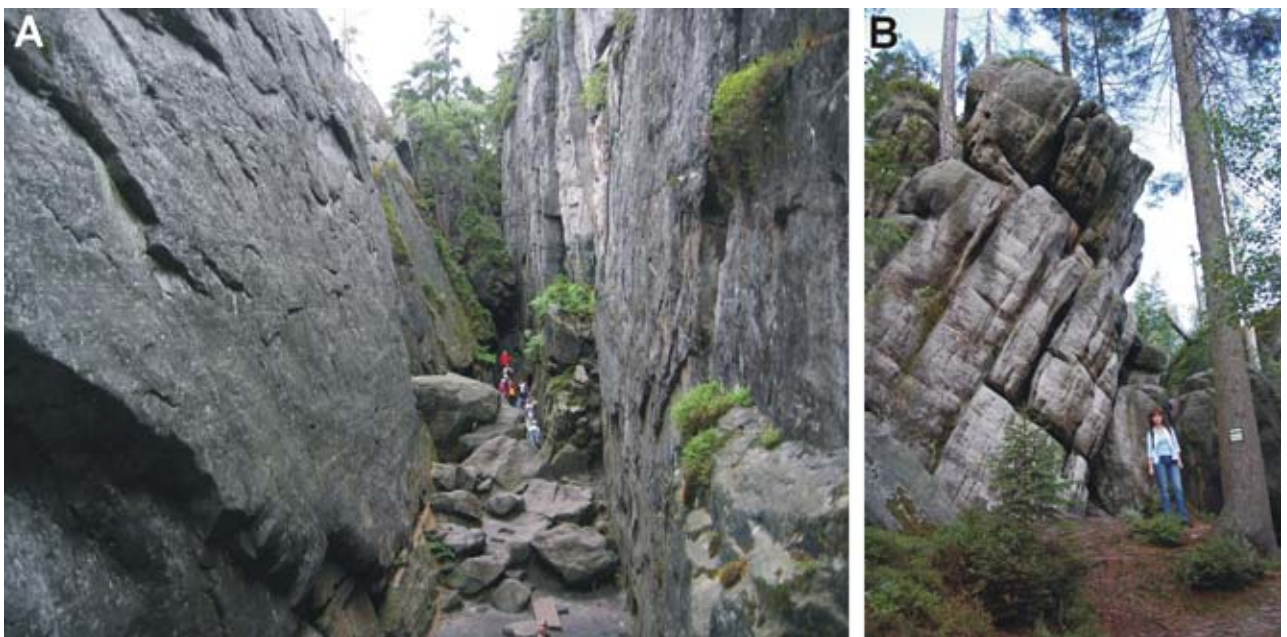
Fot. 1. Przykłady wietrzenia piaskowców Gór Stołowych. A – selektywne, ukierunkowane strukturalnie wietrzenie ostańca Wielbłąd na Szczelińcu Wielkim, B – konsekwencją różnego stopnia ujednoczenia osadu budującego grzyby skalne jest odmienny styl wietrzenia trzonu i „kapelusza” (fot. P. Migoń).

Photo 1. Examples of sandstone weathering in the Stołowe Mountains. A – selective, structure-guided weathering of the residual tor Wielbłąd (Camel) on Mt Szczeliniec Wielki, B – dissimilar style of weathering of the stem and cap of a hoodoo rock results from a different degree of homogenization of the sandy deposit (photo P. Migoń).



Fot. 2. Niszczenie wychodni mułowców na stokach Rogowej Kopy wskutek saltacji wykotrowej (A – fot. P. Migoń) i zatrzymywanie rumoszu kamiennego na drzewach rosnących na stoku (B – fot. Ł. Pawlik).

Photo 2. Destruction of mudstone outcrops on the slopes of Mt Rogowa Kopa due to tree fall (A – photo P. Migoń) and trapping of stone debris by trees (B – photo Ł. Pawlik).



Fot. 3. Przykłady przechyłania piaskowcowych pakietów skalnych. A – Piekielko na Szczelińcu Wielkim, B – Białe Skąły na Narożniku (fot. P. Migoń).

Photo 3. Examples of toppling of sandstone blocks. A – Piekielko (Hell) on Mt Szczeliniec Wielki, B – Białe Skąły (White Rocks) on Mt Narożnik (photo P. Migoń).



Fot. 4. Wielkie bloki górnego piaskowca ciosowego u podnóża stoków Szczelińca Wielkiego, oderwane od progu skalnego i przemieszczone grawitacyjnie w dół stoku (fot. P. Migoń).

Photo 4. Huge sandstone blocks at the footslope of Mt Szczelińiec Wielki, detached from the rock face and moved downslope by gravity (photo P. Migoń).



Fot. 5. Fragment progu głazowo-blokowego w dolnej części północnego progu morfologicznego Gór Stołowych pod Białą Skalą. Spiętrzone bloki piaskowca ciosowego zalegają na podłożu zbudowanym ze skal osadowych dolnego permu (fot. M. Kasprzak).

Photo 5. Blocky toe in the lower section of the northern escarpment of the Stołowe Mountains, at the foot of Biała Skala. Sandstone blocks, piled one upon another, rest on bedrock composed of Lower Permian deposits (photo M. Kasprzak).



Fot. 6. Efekty splukiwania. A – ślady splukiwania na leśnej drodze (szlaku turystycznym) w postaci akumulacji piasku w zagłębieniach i na przeszkodach w obrębie powierzchni drogi, B – akumulacja mineralno-organicznych osadów deluwialnych u wylotu drogi polnej w Pasterce (fot. A. Latocha).

Photo 6. Effects of surface wash. A – sandy deposition in hollows and against obstacles is the evidence of wash on a forest road (tourist trail), B – deposition of mineral and organic slope wash deposits at the outlet of a field road in Pasterka (photo A. Latocha).

O intensywności procesów wietrzeniowych w ogólności można do pewnego stopnia wnioskować na podstawie mikroreliefu powierzchni skalnych, jednak obserwacje takie zwykle nie pozwalają na odtworzenie mechanizmów procesu rozpadu wychodni skalnych. Wygląd ścian skalnych zbudowanych z piaskowca wskazuje, że wietrzenie powierzchniowe ma przebieg wysoce selektywny, czego efektem są liczne kawerny, nisze, żebra i kociołki (**fol. 1A**). Przyczyn zróżnicowania wydajności wietrzenia należy szukać w uwarunkowaniach litologicznych (uziarnienie, charakter spoiwa, porowatość) i strukturalnych (obecność pierwotnych i wtórnych powierzchni nieciągłości). Dobrym przykładem są liczne ostańce przybierające kształt grzybów. Ich masywna „czapka”, zbudowana z osadu piaszczystego ujednoczonego w procesie bioturbacji (Wojewoda 2011) ma na ogół powierzchnię gładką, co kontrastuje z rzeźbą trzonu, gdzie procesy wietrzenia podkreślają obecność warstwowania (**fol. 1B**).

Rozpad piaskowców zachodzi równocześnie na różne sposoby. Obecność ciosu sprzyja dezintegracji blokowej, w wyniku której od ścian skalnych oddzielają się mniejsze fragmenty należące do frakcji gławowej (0,1–1 m) i blokowej (powyżej 1 m). Obserwacje terenowe – brak świeżych powierzchni odłamania na ścianach skalnych i świeżych, nieporośniętych gławowisk – wskazują, że ten rodzaj rozpadu ma współcześnie niewielkie znaczenie. Niewątpliwie natomiast mamy do czynienia z dezintegracją granulární, czyli rozpadem piaskowców na pojedyncze ziarna. Współcześnie tworzące się pokrywy piaszczyste występują powszechnie u stóp skałek i ścian skalnych. Lokalnie dochodzi także do eksfoliacji, czyli oddzielania się dużych, ale cienkich łusek. Proces ten zachodzi zwłaszcza tam, gdzie zewnętrzną partię skały tworzy skorupa (inkrustacje) żelaziste, ale także solne i siarczanowe.

Dużą efektywnością wietrzenia cechują się wychodnie mułowców na stromych stokach Rogowej Kopy. Struktura skały decyduje o rozpadzie na okruchy o płytkowym pokroju i długości do 20 cm, sporadycznie większej. Rozpad zachodzi zarówno pod wpływem czynników atmosferycznych, jak i roślinności obecnej na stoku. Spękania w obrębie ścian skalnych są poszerzane przez wrastające w nie korzenie drzew, co w efekcie prowadzi do rozsadzenia skały i odspojenia jej zewnętrznych fragmentów. Niszczenie skały odbywa się także poprzez saltację wykrotową, gdy wraz z systemem korzeniowym podnoszone są duże głazy, do 50 cm długości (**fol. 2A**). Okruchy skalne uwalniane przez procesy biogeniczne osypują się ku podstawie ściany i gromadzą w postaci hałd usypiskowych. Część materiału zatrzymuje się na martwych i żyjących drzewach (**fol. 2B**).

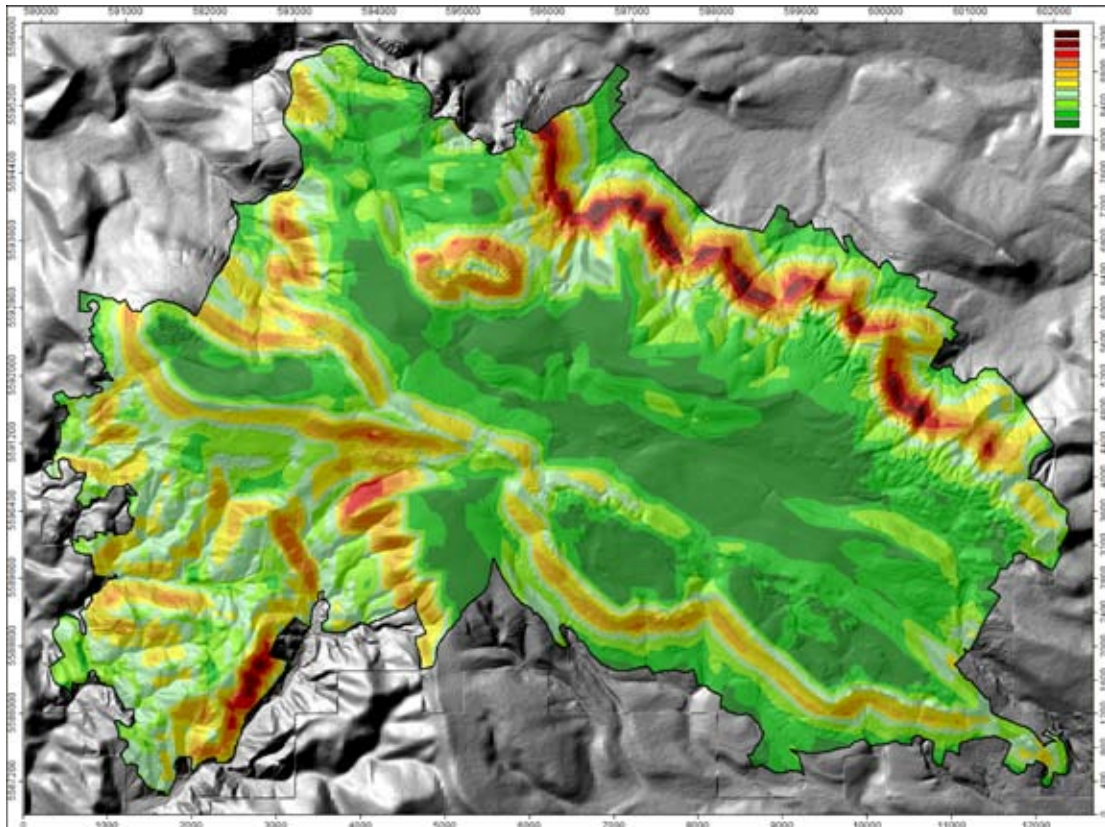
Ruchy masowe

O kluczowej roli ruchów masowych w rozwoju rzeźby Gór Stołowych wypowiadało się wielu autorów, ale opinie te rzadko były poparte rzeczywistym materiałem obserwacyjnym. Właściwie jedynie w odniesieniu do stoliwa Szczelińca Wielkiego wskazywano na konkretne formy rzeźby będące wynikiem ruchów masowych i wskazywano na widoczne przejawy trwającego grawitacyjnego rozpadu masywu (Czepe 1952, Dumanowski 1961b, Pašek, Pulinowa 1976, Pulinowa 1989). Wśród nich wymieniano przykrawędziową

rozpadlinę Piekiełka z odchylonym pakietem piaskowca po stronie wschodniej (**fol. 3A**), nagromadzenia dużych bloków skalnych na stoku usypiskowym i „wał w rozlasowanych marglach” powstały „wskutek grawitacyjnych nacisków zsuwających się bloków” (Pulinowa 1989, s. 187). Na mapie geomorfologicznej „pakiety osuwiskowe” zaznaczono jednak tylko w dwóch miejscach: na północno-wschodnich stokach Szczelińca Wielkiego i w Grodczym Dole, we wschodnim zakończeniu Urwiska Batorowskiego, a „osuwisko blokowe” na południowym stoku Szczelińca Wielkiego (Pulinowa 1989). Równocześnie bardzo rozległe powierzchnie wokół Szczelińca Wielkiego, Skalniaka, po południowej stronie stoliwa Narożnika – Góry Świętej Anny oraz poniżej Radkowskich Ścian oznaczono jako „blokowska zwarte”, co sugeruje obecność wielkoskalowych obrywów ze znajdujących się wyżej progów piaskowcowych.

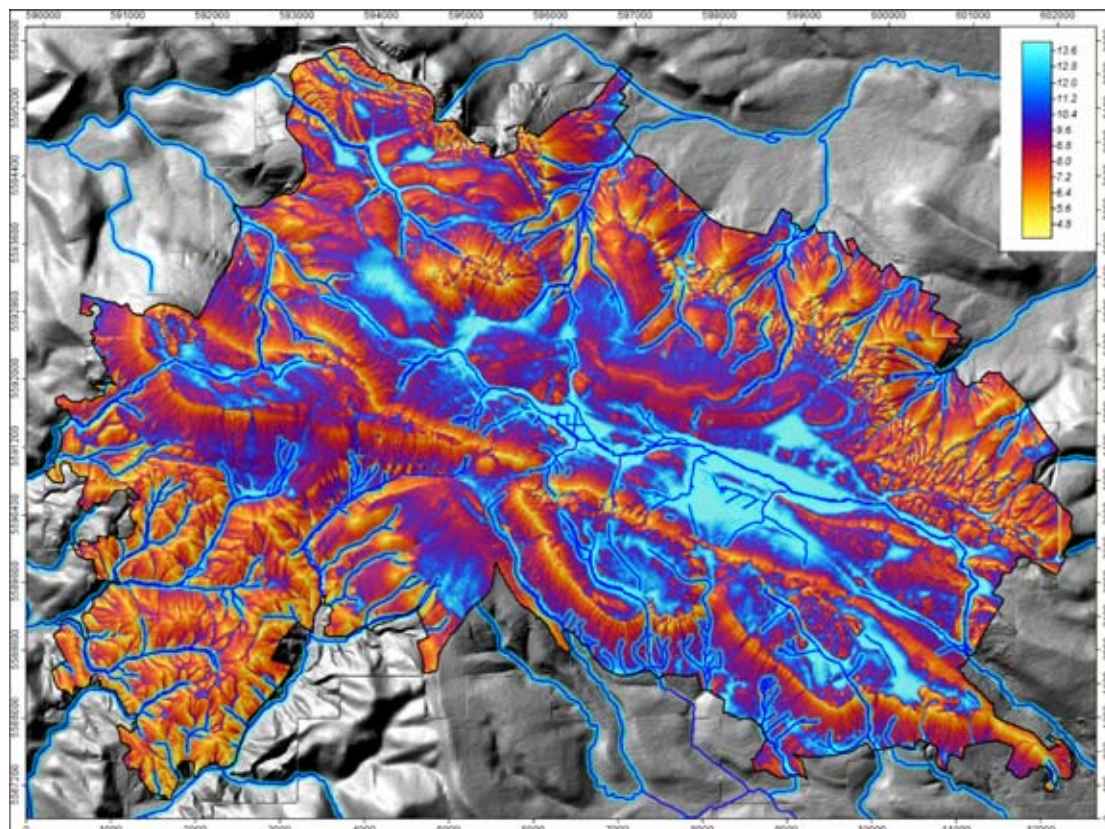
Kartowanie geomorfologiczne i analiza cyfrowego modelu wysokości wskazują, że ruchy masowe na progach piaskowcowych miały i mają zróżnicowany charakter i w nawiązaniu do ogólnych klasyfikacji (np. Dikau i in. 1996) można wśród nich wyróżnić kilka podstawowych rodzajów:

- a) przechyły (*topple*) – ich zewnętrznym wyrazem jest obecność pakietu skalnego lub pojedynczego bloku, odchylonego od pozycji pionowej. W strukturze płytowej Gór Stołowych spękania podłużne i poprzeczne mają orientację zbliżoną do pionowej (z odchyleniem kilku stopni), stąd wyraźne nachylenia kolumn skalnych, przekraczające 10°, są przejawem przechyłania. Pochylenie może być postępowe (*forward topple*) lub wsteczne (*backward topple*), wynikające z osiadania. Najbardziej znanym przykładem pochylonego bloku jest pakiet piaskowca znajdujący się po zewnętrznej stronie rozpadliny Piekiełka, ale podobnych dużych odchylonych pakietów jest wzdłuż północnej krawędzi Szczelińca Wielkiego więcej. Pojedyncze przechylone bloki występują także w szczytowych partiach Narożnika i na Białych Skałach (**fol. 3B**). Nie stwierdzono natomiast ewidentnych wielkoskalowych przykładów wzdłuż północnego progu Gór Stołowych, choć pojedyncze kolumny skalne w Radkowskich Ścianach wykazują odchylenie od pionu. Przechyły i przewracanie są związane z deformacją skał podścielających piaskowce oraz utratą stateczności przez zbyt wysokie wolnostojące kolumny skalne.
- b) osiadanie (*sagging*) – widoczne w różnej skali, od pojedynczych kolumn do dużych fragmentów stoku. Największym rozpoznany przejawem wielkoskalowego osiadania jest obniżenie wschodniej części stoliwa Szczelińca Wielkiego (**ryc. 10**). Podlega mu fragment płyty górnego piaskowca ciosowego o powierzchni około 0,2 km², co stanowi około 1/6 powierzchni stoliwa. Obniżenie wynosi około 15–20 m, a prostoliniowa granica obniżonego bloku wskazuje na predyspozycję strukturalną. Pionowe przemieszczenie bloku dokonało się wzdłuż strefy spękania o przebiegu NNW–SSE. Obniżonemu blokowi towarzyszą deformacje stoku poniżej, związane z wyciśnięciem uplastycznionych skał drobnoziarnistych zalegających pod pakietami piaskowcowymi (Migoń, Kasprzak 2011). Na mniejszą skalę proces osiadania jest obecny w Trzmielowej Jamie w stoliwie Narożnika. Osiadanie jest związane z znacznym kontrastem geome-



Ryc. 8. Mapa energii rzeźby na obszarze Parku Narodowego Góry Stołowe. Skala bezwymiarowa. Barwy ciepłe wskazują na większą energię rzeźby.

Fig. 8. Relief energy in the area of Góry Stołowe National Park. Scale is non-dimensional. Warmer colours indicate higher relief energy.



Ryc. 9. Topograficzny współczynnik uwilgotnienia (skala niemianowana) wraz z buforami 50 wzdłuż cieków. Barwa niebieska oznacza obszary topograficznie predysponowane do koncentracji wilgoci.

Fig. 9. Topographic wetness index (non-dimensional scale), including 50 m wide buffers along streams. Blue colour indicates areas predisposed by topography to be wet.

chanicznym pomiędzy sztywnym pakietem piaskowca wyżej i znajdującymi się poniżej skałami drobnoziarnistymi, podlegającymi deformacjom ciągłym.

- c) odpadanie i obrywanie (*fall*) – procesy te miały niewątpliwie bardzo istotne znaczenie w rozwoju progów piaskowcowych, a ich widocznym przejawem są rozległe, rozproszone pokrywy blokowe w środkowych i dolnych odcinkach stoków progów. Występują one m.in. wokół całego stoliwa Szczelińca Wielkiego, zwłaszcza po stronie północnej, po północnej stronie stoliwa Skalniaka (stoki Ptasiej Skały), po południowej stronie stoliwa Narożnika i poniżej Urwiska Batorowskiego oraz na północnym progu Gór Stołowych, poniżej Białej Skały i pod Radkowskimi Skałami. Wielkość bloków wynosi od 1–2 m do ponad 10 m (fot. 4), przy czym bloki o tak znacznych rozmiarach występują nie tylko u podnóża ścian skalnych, ale także w znacznej odległości od niej, nawet do 400–500 m, na stoku o nachyleniu 5–10°. Te okoliczności pozwalają sądzić, że transport bloków

piaskowca w dół stoku jest procesem wieloetapowym, zapoczątkowanym wprawdzie przez odpadanie, ale w dalszych etapach działa pełzanie bloków po uplastycznionym podłożu. Pulinowa (1989) stawia hipotezę, że bloki najbardziej oddalone od ścian skalnych są efektem ruchów masowych w okresie, gdy stoliwa miały większy zasięg.

- d) zsuw (*slide*) – klasycznych głęboko zakorzenionych osuwisk, rozumianych jako przemieszczenia wzdłuż wyraźnej powierzchni ścięcia, jest w Górach Stołowych niewiele. W piaskowcach ciosowych o w przybliżeniu poziomym uławiceniu brak odpowiedniej predyspozycji strukturalnej, którą byłyby zapadające pod kątem przynajmniej kilkunastu stopni powierzchnie graniczne warstw. Dlatego dużych osuwisk typu translacyjnego w Górach Stołowych nie ma. Występowania dużych osuwisk rotacyjnych można spodziewać się w skałach drobnoziarnistych podścielających dolne odcinki stoków progów strukturalnych, ale poza zespołem osuwisk



Fot. 7. Zabezpieczenia przeciwoerozyjne na szlaku zrywkowym na północnych stokach Narożnika. Widoczny brak śladów erozyjnej działalności wód stokowych (fot. K. Parzóch).

Photo 7. Anti-erosion measures along a logging track on the northern slope of Mt Narożnik. No traces of water erosion are observed (photo K. Parzóch).



Fot. 9. Stożek sufozyjny u podstawy północnych ścian skalnych Skalniaka (A) i jego budowa wewnętrzna (B). Powyżej stożka widoczna szczelina „źródłowa” o szerokości 0,2-0,4 m (fot. K. Parzóch).

Photo 9. A cone built of sediments brought to the surface by piping at the northern foot of Mt Skalniak (A) and its internal structure (B). The source cleft 0.2-0.4 m wide is seen above the cone (photo K. Parzóch).



Fot. 8. Osady zbudowane z piasków, z poziomami próchnicznymi, składane w obrębie piaskowcowych progów morfologicznych. Przykład z Białych Ścian w północnej części Narożnika (fot. K. Parzóch).

Photo 8. Surface sandy deposits with humic layers, accumulated within sandstone escarpments. An example from Białe Skały (White Rocks), in the northern slope of Mt Narożnik (photo K. Parzóch).



Fot. 10. Zdeformowane pnie buków oraz pelzające bloki skalne na zachodnich stokach Rogowej Kopy (Fot. P. Migoń).

Photo 10. Deformed beech trunks and ploughing blocks on the western slope of Mt Rogowa Kopa (photo P. Migoń).



Fot. 11. Inicjalne formy koryt w obrębie obszarów podmokłych.

A – Mostowa Woda na stoliwie Narożnika i B – Czermnica na Długim Mokradle (stoliwo Skalniaka) (fot. M. Witek).

Photo 11. Initial channels within marshy grounds.

A – Mostowa Woda on the plateau of Narożnik, B – Czermnica on the plateau of Skalniak (photo M. Witek).



Fot. 12. Wciosowy, górny odcinek doliny Dańczówki (fot. M. Witek).

Photo 12. Incised, upper reach of Dańczówka valley (photo M. Witek).

tego typu na północno-wschodnich stokach Szczelińca Wielkiego (Migoń, Kasprzak 2011) trudno wskazać jednoznaczne przykłady z innych miejsc. Nie można wykluczyć, że formy takie powstawały w przeszłości, ale w takim przypadku musiały one zostać całkowicie zatarte w okresie późniejszym.

- e) spływ (*flow*) – o występowaniu spływów pokrywy zwietrzelinowej na stokach Gór Stołowych można wnosić na podstawie cech morfologii stoku: obecności nieregularnych w planie wzniesień i obniżen, łukowatych w planie stokowej, spiętrzeń głazów i bloków. Miejscami jęzory głazowe występują wewnątrz nieckowatych form dolinnych. Formy takie zostały stwierdzone m.in. na prog

północnym masywu, poniżej urwisk Białej Skały nad Radkowem, gdzie schodzą niemal do podstawy stoku, na wysokość 420–430 m n.p.m. Procesom spływania podlegały zwietrzliny permskich skał klastycznych oraz drobnziarnistych skał wieku kredowego, a wraz z nimi przemieszczane były pochodzące z obrywów duże bloki piaskowca. W strefie czoła ulegały one spiętrzeniu i obecnie tworzą efektowne progi głazowo-blokowe (ryc. 11, fot. 5).

Pomimo powszechności form związanych z ruchami masowymi różnego typu, w okresie ostatnich 100 lat miały miejsce nieliczne zdarzenia tego typu. Jednym z nich było przewrócenie się pojedynczego bloku skalnego na prog stoliwa Skalniaka poniżej Błędných Skał w 1921 r. (loka-

Tab. 4. Charakterystyka morfologii wykrotowej na poligonie badawczym pod Rogową Kopą.
Table 4. Characteristics of pit-and-mound topography in the test area at Rogowa Kopa.

n=81	Zagłębienia		Kopce		Wymiary fragmentów skalnych (cm), n=242		
	Objętość V (m ³)	Pow. A (m ²)	Objętość V (m ³)	Pow. A (m ²)	x	y	z
Średnia	1,6	6,4	1,7	6,9	26	15	4
Min.	0,2	2,9	0,1	2,1	–	–	–
Max.	4,2	14,8	4,3	14,9	74	43	15
Σ	-	526,8	141,4	576,2	–		
Powierzchnia pokryta przez zagłębienia i kopce: 1103 m ²							
Powierzchnia poligonu: 2,3 ha (23241 m ²)							
Procent pokrycia terenu przez morfologię wykrotową: 4,7%							

lizacja Bor). Opierając się na takich przesłankach twierdzono, że okresem intensywnego przekształcania stoków Gór Stołowych był plejstocen, kiedy panowały znacznie bardziej surowe warunki klimatyczne (Dumanowski 1961, Pulinowa 1989), natomiast w holocenie, wraz z ociepleniem klimatu i wkroczeniem zbiorowisk leśnych, przekształcanie stoków przez obrywy, osuwiska i procesy pokrewne niemal ustało, a rolę zaczęły odgrywać procesy powolne: pelzanie, cieczenie i spłukiwanie. Niemniej, krótkookresowy monitoring geodezyjny wybranych odcinków progów skalnych Szczelińca Wielkiego wykazuje postępujące otwieranie się szczelin, będące prekursorem przechylenia i odpadania (Cacoń i in. 2008). Ponadto, z innych obszarów położonych w obrębie czeskiej płyty kredowej, o zbliżonej budowie geologicznej i rzeźbie, znane są przykłady współczesnych ruchów osuwiskowych i obrywów (np. Forczek 2008), stąd wyprowadzanie wniosku o stabilizacji stoków skalnych Gór Stołowych jest pozbawione podstaw.

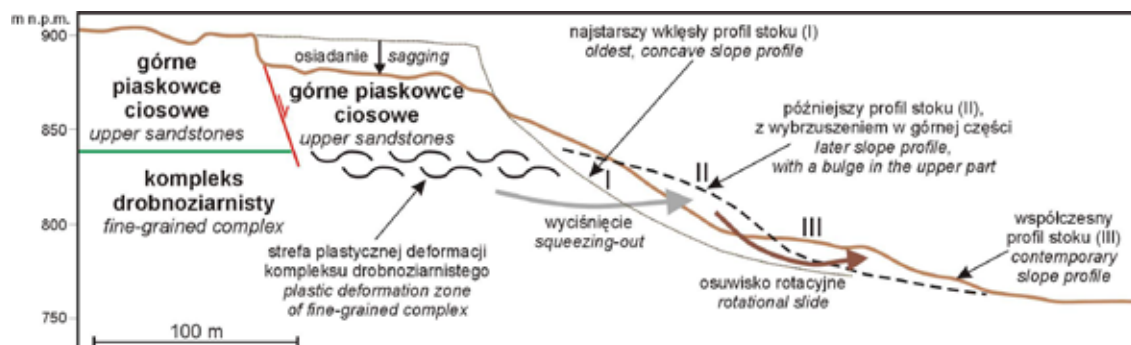
Morfogenetyczna działalność wód stokowych – spłukiwanie i erozja liniowa

Spływ wód stokowych, będący zjawiskiem typowo hydrologicznym, w pewnych warunkach środowiskowych powoduje transport luźnego materiału mineralnego i organicznego po stoku. Brak roślinności bądź niewielka zwartość pokrywy roślinnej ułatwiają transport stokowy i przemieszczanie niekiedy znacznych ilości materiału. Transport ten odbywać się może w sposób powierzchniowy

lub liniowy. Dlatego też w odniesieniu do rzeźbotwórczej działalności wód stokowych używa się powszechnie dwóch terminów: spłukiwanie (spłukiwanie powierzchniowe, zmyw powierzchniowy) i erozja liniowa (spłukiwanie skoncentrowane). Istotą rozróżnienia tych dwóch pojęć jest odmienny efekt morfologiczny odpowiednich procesów. W pierwszym przypadku obniżaniu ulega cała powierzchnia stoku, a niżej rozwijają się pokrywy deluwialne, które zmieniają profil stoku, nadbudowując głównie dolną jego część. W drugim przypadku dochodzi do rozcinania stoku i jego fragmentacji, a depozycja zachodzi na stożkach lub nie występuje w ogóle, gdy materiał mineralny trafia bezpośrednio do koryta rzecznego.

Spłukiwanie jest procesem polegającym na usuwaniu materiału z powierzchni stoku pod wpływem wody płynącej w sposób nieskoncentrowany i jest związane z opadami deszczu lub wodą pochodzącą z wytapiania pokrywy śnieżnej. Ilość materiału stokowego, który może zostać usunięty w trakcie epizodu zmywu powierzchniowego, jest zależna od wielu czynników. Na efektywność spłukiwania największy wpływ ma użytkowanie terenu (rodzaj i gęstość pokrywy roślinnej na stoku), a poza tym także cechy litologiczne utworów pokrywowych, nachylenie stoku, jego długość i kształt. Istotna jest także ilość przemieszczanej po stoku wody, a więc np. wielkość i intensywność opadu deszczu (Gerlach 1976, Gil 1976, Klementowski 1996).

Spłukiwanie jest najbardziej wydajne na stokach użytkowanych rolniczo, zwłaszcza na gruntach ornym, z uprawą



Ryc. 10. Schemat ilustrujący wieloetapowość ruchów masowych na północno-wschodnich stokach Szczelińca Wielkiego (za: Migoń, Kasprzak 2011).

Fig. 10. Diagram to show multistage of mass movements on the north-eastern slopes of Mt Szczeliniec Wielki (after Migoń, Kasprzak 2011).

roślin okopowych. Z kolei najmniej efektywny proces ten jest na łąkach i w lasach o gęstym podszyciu. Biorąc pod uwagę aktualne użytkowanie terenu na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych i jego otuliny można przyjąć, że proces spłukiwania nie odgrywa współcześnie istotnej roli w morfodynamice tego terenu. Większość stoków użytkowana jest jako łąki kośne, pastwiska oraz lasy o bogatym podszyciu, a więc zbiorowiska roślinne skutecznie ograniczają spłukiwanie. Współcześnie występowanie spłukiwania jest więc bardzo przestrzennie ograniczone – ślady tego procesu, w postaci namytych w dolnych partiach stoków drobnoziarnistych osadów deluwialnych, można zaobserwować w obrębie aktualnie użytkowanych dróg polnych i leśnych, w tym szlaków turystycznych (por. rozdz. 4.1. i 4.2.), na powierzchniach ziemistych skarp drogowych i wązozowych oraz na stromych stokach Rogowej Kopy nad Kociołkiem. W tym ostatnim przypadku, strome stoki utworzone w mułowcach i marglach (30–45°) porośnięte są buczyną, praktycznie bez podszytu. Pokrywa zwietrzelinowa zalegająca bezpośrednio na stoku jest bardzo łatwo uruchamiana i przemieszczana w dół – oprócz spłukiwania aktywne jest tu także spelzwanie. Przemieszczany materiał akumulowany jest w dolnych częściach stoku, na pniach drzew porastających stok oraz w obrębie spłaszczeń starych dróg poprowadzonych zgodnie z przebiegiem poziomicy (por. 4.1.).

Na drogach o większych nachyleniach ślady spłukiwania zaznaczają się w postaci akumulacji materiału drobnego, pylastego bądź piaszczysto-pylastego, w obrębie niewielkich zagłębień w powierzchni dróg oraz na przeszkodach i nierównościach w ich powierzchniach (fot. 6a). Ślady akumulacji osadów deluwialnych dostrzec można także u wylotu użytkowanych dróg polnych w miejscach, gdzie schodzą one do dna doliny. W tych miejscach tworzą się wyraźne wypłaszczenia bądź wypukłości związane z odkładaniem spłukiwanego materiału w miejscach wyraźnego spadku nachylenia. Formy te można obserwować m.in. w Pasterce (fot. 6b).

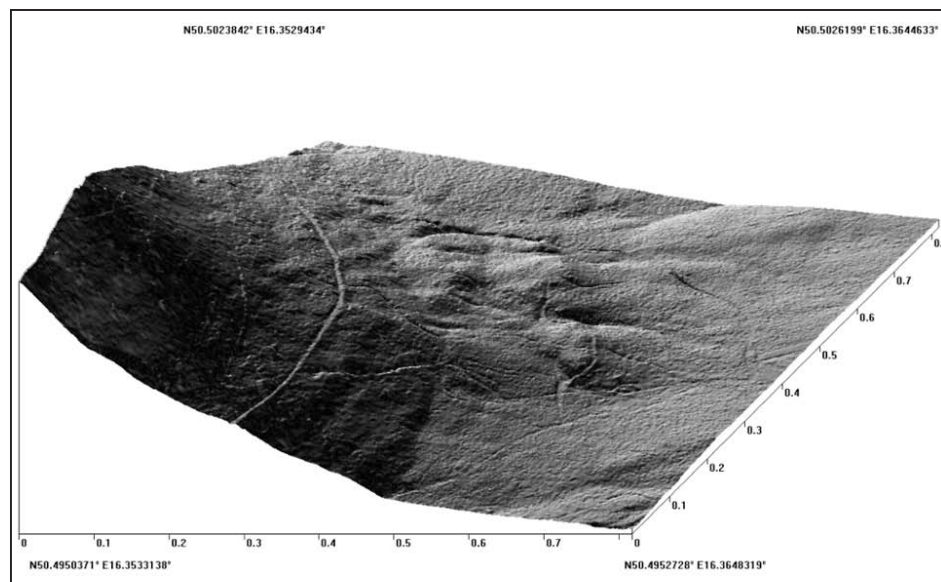
Mimo że obecnie spłukiwanie jest bardzo ograniczone przestrzennie, a jego efekty rzeźbotwórcze nie są szczególnie wyraźne (z wyjątkiem Kociołka, gdzie współdziała jednak

z innymi procesami stokowymi – por. 3.6 i 3.7), proces ten odgrywał w przeszłości znacznie większą rolę. Było to związane z rolniczym użytkowaniem stoków, zwłaszcza orką prowadzoną na znacznych obszarach, które współcześnie funkcjonują jako łąki i pastwiska (zob. 4.1).

Zapis dawnego spłukiwania odnaleźć można także w osadach aluwialnych, które są efektem dostawy materiału ze stoków do koryt, a następnie ich akumulacji w obrębie równi zalewowych w trakcie wezbrań. Miąższość drobnofrakcyjnych (piaszczystych bądź piaszczysto-pylastych) aluwii wynosi od ok. 30–40 cm na obszarze o podłożu granitowym do ok. 50–60 cm w miejscach występowania skał osadowych. Warto jednocześnie zaznaczyć, że zawartość pyłu we wszystkich analizowanych aluwiiach (Jakubowice, Studzienno, Łężyce) jest niższa niż w obrębie pokryw w sąsiadujących z dnem doliny dolnych odcinków stoków. Wskazywać to może na dalszy transport fluwialny w korycie frakcji pylastej i jej częściowe wyniesienie poza obszar zlewni.

Podobnie jak w przypadku spłukiwania powierzchniowego, współczesna aktywność erozji liniowej na stokach Gór Stołowych nie jest wysoka. Świadczą o tym, między innymi, obserwacje dawnych szlaków zrywkowych, obecnie zabezpieczanych przeciwerozyjnie, na których nie obserwuje się żadnych śladów aktywnej erozji (fot. 7). Pewnym wyjątkiem są użytkowane drogi gruntowe i szlaki turystyczne, w obrębie których występują formy erozyjne o głębokości do 1 m i akumulacyjne o rozmiarach do kilku metrów kwadratowych (por. rozdział 4.1. i 4.2).

Efekty skoncentrowanego spłukiwania są również widoczne w wierzchowinowych partiach Gór Stołowych, gdzie proces ten wspomagany jest przez sufozję (por. część 3.4). Przestrzenie pomiędzy wychodniami piaskowców (m.in. na Szczelińcu Wielkim i w Błędnym Skałach) wypełniane są pokrywami piaszczystymi o grubości do kilku metrów. Można je obserwować w wielu miejscach w Górach Stołowych, na przykład w Białych Skałach w północno-wschodniej części stoliwa Narożnika. Piaski te, z lokalnie tkwiącymi w nich głazami i blokami piaskowców, wykazują laminację, gdzie poszczególne laminy o nierównych powierzchniach



Ryc. 11. Czoła form osuwiskowych w dolnej części północnego progmu morfologicznego Gór Stołowych poniżej ostrogi Białej Skały, widoczne na trójwymiarowym modelu terenu wygenerowanym na podstawie danych LIDAR (rozdzielczość modelu 1 m)

Fig. 11. Landslides toes in the lower section of the northern escarpment of the Stołowe Mountains, at the foot of Biała Skała rock spur, as seen on a 3D relief model generated from LIDAR-based DEM of 1 m resolution.



Fot. 13. Koryta glazowe: A – Kudowski Potok, B – Kamienny Potok, C – Czermnica, D – Żidovka (fot. M. Witek).

Photo 13. Boulder channels: A – Kudowski Potok, B – Kamienny Potok, C – Czermnica, D – Żidovka (photo M. Witek).



Fot. 14. Formy akumulacyjne w korycie Czerwonej Wody: A – piaszczysty odsyp meandrowy, B – odsypy piaszczyste z wyraźnymi ripplemarkami (zmarszczkami prądowymi) (fot. M. Witek).

Photo 14. Depositional landforms in the Czerwona Woda channel: A – sandy meander bar, B – ripples on a sand bar (photo M. Witek).



Fot. 15. Formy erozyjne w korycie Czerwonej Wody: A – podcięcie erozyjne z wyraźnymi osunięciami pakietów ziemnych, B – podmywanie brzegów powodujące osuwanie się drzew do koryta (fot. M. Witek).

Photo 15. Erosional landforms in the Czerwona Woda channel: A – erosional undercut with clear earth slides and falls, B – bank undercutting leads to tree leaning towards the channel (photo M. Witek).



Fot. 16. Terasa osadnicza i pozostałości zabudowy w górnej części Ostrej Góry (fot. A. Latocha).

Photo 16. Settlement terrace and remains of buildings in the upper part of Ostra Góra (photo A. Latocha).

mają miąższość 2–4 cm (**fot. 8**). W ich górnych partiach (do głębokości 0,5 m) napotkać można węgle drzewne, wskazujące, że przynajmniej najmłodszy etap rozwoju pokryw jest związany z trzebieżą lasów.

Podobne struktury sedymentacyjne są rejestrowane we współcześnie tworzących się stożkach napływowych. Epizodyczne namywanie zwietrzeli piaskowców w trakcie większych opadów kończy się depozycją materiału organicznego. Zachodzi ona w ostatniej fazie spływu stokowego, gdy jego energia maleje i transportowany jest jedynie materiał najdrobniejszy. W ten sposób powstaje sekwencja: utwór

mineralny – poziom organiczny. Wielokrotne powtarzanie tego procesu prowadzi do rozwoju laminowanej struktury pokrywy piaszczystej, podkreślanej materiałem organicznym.

Osady piaszczyste dobrze ilustrują rozwój pokryw stokowych w obrębie progów piaskowcowych, będący współdziałaniem procesów sufozji i spłukiwania skoncentrowanego. Czynnikiem transportującym piasek pochodzący z niszczenia piaskowców są wody krążące podziemnie, szczelinami w wychodniach skalnych (sufozja) i płynące powierzchniowo pomiędzy wychodniami (spłukiwanie skoncentrowane).

Sufozja

Silnie i głęboko spękane stoliwa piaskowcowe w Górach Stołowych umożliwiają swobodny i skoncentrowany przepływ wód w głąb masywu, aż do stropu warstw o znacznie gorszej przepuszczalności, czyli do skał kompleksu drobnoziarnistego. Obecność takich warstw wymusza przepływ lateralny i wypływ na powierzchnię stoku w strefie kontaktu litologicznego. Geomorfologicznym wyrazem tego hydrogeologicznego zjawiska jest sufozja, czyli mechaniczne wymywanie rozluźnionych ziaren i ich wynoszenie poza stoliwo. Jej efektem jest rozwój licznych form powierzchniowych, zarówno w obrębie stoliw piaskowcowych, jak i na stokach poniżej. Te pierwsze to głównie formy erozyjno-denudacyjne, reprodukowane na powierzchni wskutek ubytku masy skalnej pod ziemią, drugie to formy akumulacyjne i erozyjne, związane z kontynuacją przepływu na powierzchni.

Oddziaływanie skoncentrowanych przepływów wód podziemnych na rzeźbę Gór Stołowych ma charakter wielkoskalowy lub mikroskalowy. W pierwszym przypadku powstają formy znacznych rozmiarów (dochodzące do rozmiarów rzędu dziesiątek i setek metrów), które kształtują rzeźbę krawędzi wyżej położonych stoliw: Szczelińców Wielkiego i Małego, Skalniaka i Narożnika i niższych progów morfologicznych: Radkowa, Skalnych Grzybów czy Urwiska Batorowskiego (Dumanowski 1961b, Pulinowa 1989). Z morfogenetyczną rolą wypływających z wnętrza masywu wód podziemnych M.Z. Pulinowa (1989) wiąże powstanie i rozwój potężnych amfiteatrów skalnych wzdłuż północno-wschodniego progów Gór Stołowych, nazywając je cyrkami źródłowymi. Dalszą konsekwencją liniowych przepływów podziemnych i wypływu wody z materiałem mineralnym na powierzchnię jest deformacja przykrawędziowych części płyt piaskowcowych, objawiająca się ruchami masowymi.

W mniejszej skali oddziaływanie przepływów sufozyjnych przejawia się powstawaniem stożków sufozyjnych u wylotów spęknięć oraz drobnymi formami akumulacyjnymi stwierdzanymi na stokach koluwalno-deluwialnych poniżej progów. Stożki sufozyjne osiągają od 0,5 m do 4 m wysokości, przy szerokości podstawy 1–7 m (fot. 9a). Zbudowane są z materiału piaszczystego silnie wzbogaconego materiałem organicznym, stąd barwa osadów jest ciemnoszara do czarnej, często tylko z wkładkami jasnego piasku (fot. 9b). Większość jest całkowicie porośnięta mchami i darnią, jednak często można zaobserwować u ujścia szczelin i górnej części stożków świeży materiał mineralny, świadczący o stałym nadbudowywaniu stożków. Innym przejawem sufozji są nie-

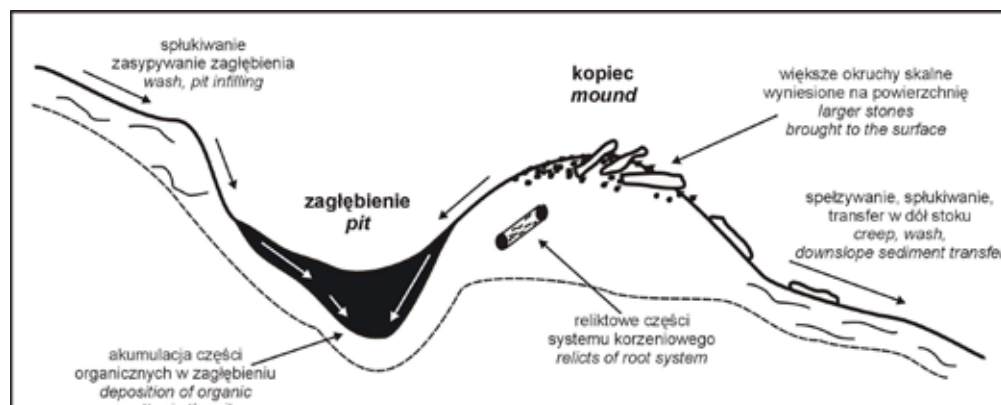
wielkie (0,2–0,3 m średnicy) formy akumulacyjne ujawniające się na skarpach drogowych przecinających stoki położone pod progami piaskowcowymi. Formy te obserwowane są pod blokami skalnymi, które zalegają na krawędziach skarp drogowych. Zbudowane są z materiału piaszczysto-ilastego, są więc efektem przepłukiwania heterogenicznych pokryw stokowych. Jednocześnie, na stokach powyżej bloków nie obserwowano żadnych śladów spływu powierzchniowego, stąd materiał deponowany pod blokami musi pochodzić z transportu sufozijnego.

Na obecność sufozji w utworach pokrywowych wskazują obserwacje z progów morfologicznych. Odcinki stoków poniżej piaskowcowych ścian skalnych są zbudowane z heterogenicznego materiału, zawierającego bloki i głazy piaskowca, piasek i drobnoziarniste produkty wietrzenia mułowców i margli. Nierzadko bloki i głazy w obrębie pokryw stokowych zalegają luźno, a pomiędzy nimi istnieją wolne przestrzenie. Oznacza to, że na stokach koluwalno-deluwialnych istnieją dobre warunki do koncentracji spływu podpowierzchniowego i rozwoju sufozji.

Saltacja wykrotowa

Saltacja wykrotowa jako proces geomorfologiczny polega na wyrwaniu wraz z korzeniem drzewa pewnej objętości litej skały lub zwietrzliny oraz przemieszczeniu i osadzeniu tego materiału w niedalekiej odległości od miejsca wyrwania. Bezpośrednim efektem widocznym na powierzchni stoku są zagłębienia i kopce ziemne (ang. *pit and mound microtopography*) (Liechty i in., 1997), nazywane również morfologią wykrotową (Parzóch, 2001) (ryc. 12a). Pojęcie wykrot w leśnictwie oznacza „jamę pod korzeniami drzewa wyrwconego przez wiatr” (Mała Encyklopedia Leśna, 1991; s. 590).

Znaczenie geomorfologiczne saltacji wykrotowej polega na wyrwaniu wraz z systemem korzeniowym powalonego drzewa masy mineralnej, które wspólnie tworzą karpę. Najczęściej jest to kilka m³, ale notowane były przypadki, w których dochodziło do przemieszczenia nawet kilkunastu m³ zwietrzliny (Šamonil i in., 2010a). Karpy zalegają w pobliżu zagłębienia, które zaczyna pełnić funkcję miejsca depozycji materiału organicznego (liści, igliwia, gałęzi) i materiału mineralnego zmywanego lub osypującego się z karpy, są też miejscem koncentracji wody odpływającej powierzchniowo, a zimą śniegu. W wyniku procesów degradacyjnych (erozji, spłukiwania, ruchów masowych) oraz rozkładu pnia i systemu korzeniowego drzewa, dochodzi w okresie kilku lub



Ryc. 12. Syntetyczny schemat zagłębienia i kopca – typowych elementów morfologii wykrotowej na stokach Rogowej Kopy.

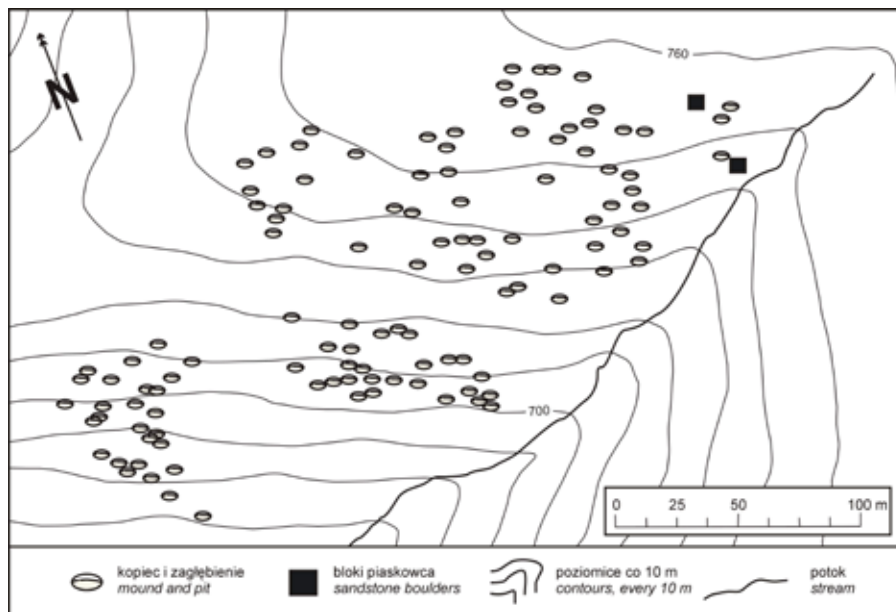
Fig. 12. Synthetic profile of a pit and mound assemblage – typical elements of windthrow topography on the slopes of Mt Rogowa Kopa.

kilkunastu lat do uformowania się kopca w miejscu karpki. Najczęściej zagłębienie nie zostaje całkowicie wypełnione, dlatego też w parze z kopcem tworzy formę diagnostyczną, pozwalającą na późniejsze rozpoznanie genezy formy. Morfologiczna efektywność saltacji wykrotowej pozostaje w ścisłym związku ze sposobem zakorzeniania się drzewa. Jest ona dużo mniejsza w przypadku płytko zakorzenionych świerków, a znacznie większa w przypadku głębiej korzeniących się drzew liściastych.

Zjawisko przewracania drzew wraz z systemem korzeniowym występuje na całym obszarze Gór Stołowych. Na terenie PNGS dominują drzewostany świerkowe i w nich obserwowano najwięcej przypadków, jednak w związku z płytkim ukorzeniem świerka zasięg wgłębny saltacji wykrotowej wynosi w borach świerkowych tylko 20–30 cm. Do badań szczegółowych procesu saltacji wybrano porośnięte lasem mieszanym, strome zachodnie i południowo-zachodnie stoki Rogowej Kopy (790 m n.p.m.). Mikrotopografia zagłębień i kopców jest w tym miejscu wyjątkowo dobrze wyrażona, a liczebność par zagłębienie – kopiec sięga 40 na hektar (ryc. 13). Podłoże tworzą skały drobnoziarniste tzw.

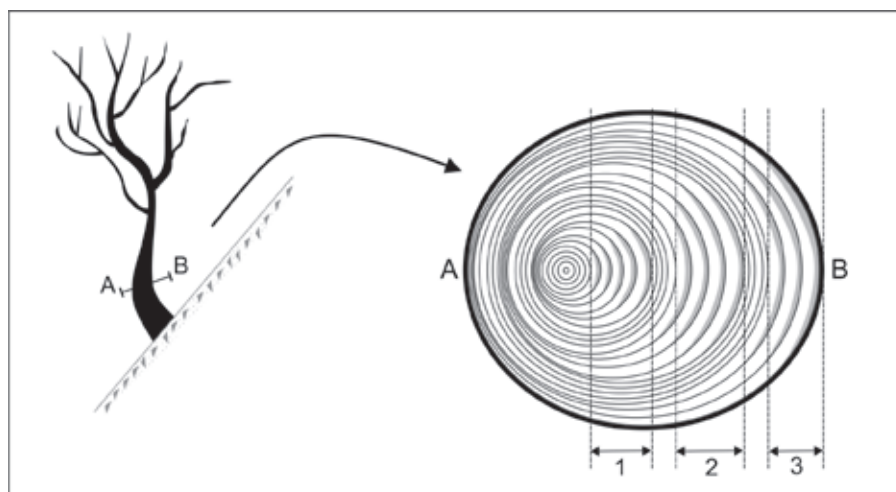
kompleksu margli plenerskich, w którego skład wchodzi obok typowych margli także margle krzemionkowe, mułowce wapniste i wapnisto-krzemionkowe, silnie zbioturbowane (Rotnicka 2007). Na takim podłożu wytworzyły się gleby brunatne typowe, średnio głębokie (50–100 cm) o uziarnieniu glin średnich i ciężkich (Kabała i in., 2002). W celu przeliczenia objętości zagłębień i kopców wykorzystano wzór na półelipsoidę obrotową o trzech nierównych osiach zaproponowany przez Norman i in. (1995). Ze względu na znaczny stopień zasypania zagłębień, w trakcie badań terenowych mierzono tylko wysokość kopców, przyjmując założenie, że wartość ta odpowiada głębokości zagłębień.

Objętość zagłębień wykrotowych jest nieznacznie niższa niż kopców, wynosząc odpowiednio 1,6 i 1,7 m³ (tab. 1). Wynika to między innymi z ciągłego obniżania kopców przez czynniki zewnętrzne, jak i akumulację materii organicznej w postaci liści i gałęzi w zagłębieniach, a w mniejszym stopniu zasypywania zagłębień materiałem mineralnym z wyższych partii stoku. Można także sądzić, że w trakcie degradacji karp powalonych drzew część materiału wróciła do zagłębienia. Układ form wskazuje na wywrócenie prze-



Ryc. 13. Zasięg morfologii wykrotowej na stokach Rogowej Kopy.

Fig. 13. Extent of windthrow topography on the slopes of Mt Rogowa Kopy.



Ryc. 14. Schemat przedstawiający datowanie epizodów wzrostu tempa pełznięcia gruntu na podstawie dekoncentryczności przyrostów rocznych (1,2,3 – kolejne fazy pochylania drzewa zaznaczone obecnością drewna tensyjnego).

Fig. 14. Diagram to show the principle of dating episodes of accelerated soil creep using deconcentric annual growth rings (1,2,3 – consecutive phases of tree tilting, evidenced by the presence of tension wood).

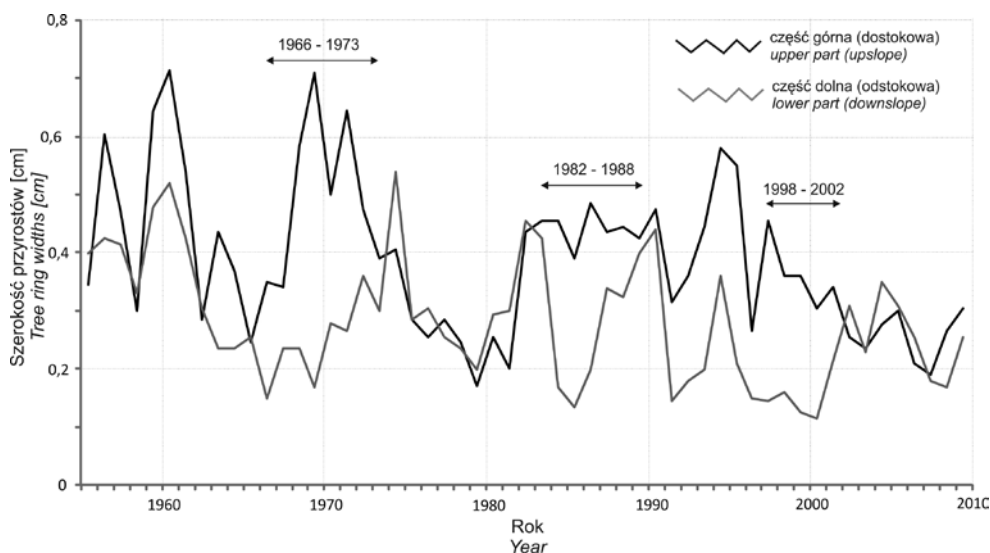
ważącej liczby drzew w dół stoku. W większości przypadków powierzchnie kopców są wyraźnie przebite przez wody opadowe, z pozostałościami specyficznej „skorupy drobnogruzowej”, a niekiedy również większymi fragmentami skalnymi o długości nawet do 74 cm (średnio 26 cm). Powierzchnia zajęta przez zagłębienia i kopce stanowi 4,7% całkowitej powierzchni poligonu badawczego. Biorąc pod uwagę objętości kopców, przemieszczenie masy skalnej szacuje się na 61 m³/ha (0,006 m³/m²). Dla porównania pomiar współczesnych brył korzeniowych wskazuje na przemieszczenie materiału glebowo-zwierzelinowego rzędu 95 m³/ha (0,01 m³/m²) na podłożu zbudowanym z tufów ryolitowych w Górach Suchych (Pawlik, 2011; dane niepublikowane) i rzędu 0,03 m³/m² na podłożu zbudowanym z osadów fluwioglacjalnych w Tatrach Słowackich (Dąbrowska 2010). Dane te należy uznać za minimalne ze względu na znaczny stopień denudacji zarówno form współczesnych, jak i reliktowych.

W zrozumieniu genezy form kopców i zagłębień pomocne są obserwacje współcześnie tworzących się wykrotów drzew. Zjawisko to nabiera od czasu do czasu charakteru klęski żywiołowej w lasach, co niewątpliwie jest stale powracającym echem przekształceń pierwotnej struktury drzewostanów sudeckich z czasów administracji niemieckiej. Zniszczenia głównie w postaci wiatrowałów są determinowane nie tylko prędkością wiatru, ale również jednolitą strukturą drzewostanów sudeckich (jednowiekowych, jednopiętrowych monokultur), w których gatunkiem panującym jest świerk. Podobna sytuacja obserwowana jest w Parku Narodowym Gór Stołowych, gdzie lasy zajmują 90% powierzchni, z dominującym sztucznie wprowadzonym świerkiem. Jest on czuły na zanieczyszczenia atmosfery i ulega często uszkodzeniom również przez czynniki biotyczne. W wyniku przeprowadzonej w 1995 r. inwentaryzacji stwierdzono, że stabilność drzewostanów Parku ze względu na pochodzenie, skład gatunkowy i zagrożenia zewnętrzne jest niska (Borecki, Wójcik, 1996). Ponieważ większe jest ryzyko powalenia przez wiatr drzew wchodzących w skład takiego drzewostanu, wzrasta jednocześnie znaczenie procesu *stricte* geomorfologicznego, którym jest saltacja wykrotowa.

Jedną z ważnych konsekwencji powstania mikrotopografii zagłębieni i kopców jest schodkowy profil podłużny stoku. Taka konfiguracja mikroreliefu na stoku zalesionym może w znacznym stopniu modyfikować i ograniczać spływ powierzchniowy lub poprzez wzmożony drenaż w obrębie zagłębieni zasilać spływ śródpokrywowy. Dodatkowo, ze względu na koncentrację części szkieletowych w wierzchnich horyzontach profilu glebowego kopca, forma ta jest bardziej odporna na procesy erozji i splukiwania, a tym samym może manifestować się w rzeźbie stoku przez kilkadziesiąt, a nawet do tysiąca lat (Schaeztl, Follmer, 1990). Morfologia wykrotowa w warunkach górskich lasów Polski jest zwykle niszczone podczas prac leśnych, stąd formy na stokach Rogowej Kopy mają charakter unikatowy i powinny podlegać dalszej ochronie.

Pełzanie gruntu

Pełzanie gruntu (*soil creep*), obejmujące przypowierzchniową warstwę pokrywy zwierzelinowej do głębokości około 30 cm, jest niedocenianym, a ważnym procesem kształtującym stoki. W przeciwieństwie do wielkoskalowych ruchów masowych, które mają najczęściej charakter epizodyczny, pełzanie jest procesem ciągłym, choć podlegającym sezonowym fluktuacjom, związanym przede wszystkim z różną dostawą wody do pokrywy zwierzelinowej (Harris 1973). Na obecność i znaczenie tego procesu w Sudetach zwrócił jako pierwszy uwagę A. Jahn, który w latach 60. XX w. rozpoczął przy wykorzystaniu tzw. metody kołkowej eksperyment terenowy zmierzający do bliższego poznania tego procesu (Jahn, Cielinska 1974, Jahn 1989). Badania A. Jahna (1989), prowadzone w Górach Stołowych przez 12 lat dowiodły znacznego zróżnicowania tempa przemieszczania gruntu w zależności od pokrywy roślinnej, nachylenia zbocza oraz zawartości wilgoci w zwierzelinie. W stanowiskach zlokalizowanych w obszarach bezleśnych na wysokości 550–600 m n.p.m. tempo przemieszczania gruntu osiągnęło maksymalnie 4,0 mm/rok, pomimo stosunkowo niewielkiego nachylenia (5–17°). Zupełnie nieoczekiwane wyniki pochodzą ze stanowisk badawczych zlokalizowanych w piętrze leśnym na zboczach Szczelińca Wielkiego o nachyleniu 20–30°. Nie zaobserwowano w nich żadnego ruchu gruntu lub był też



Ryc. 15. Przykład datowania aktywności ruchów masowych na zboczu Rogowej Kopy (próba D6). Wyraźne zróżnicowanie szerokości przyrostów rocznych w części górnej i dolnej pnia wskazują na intensyfikację pełznięcia gruntu.

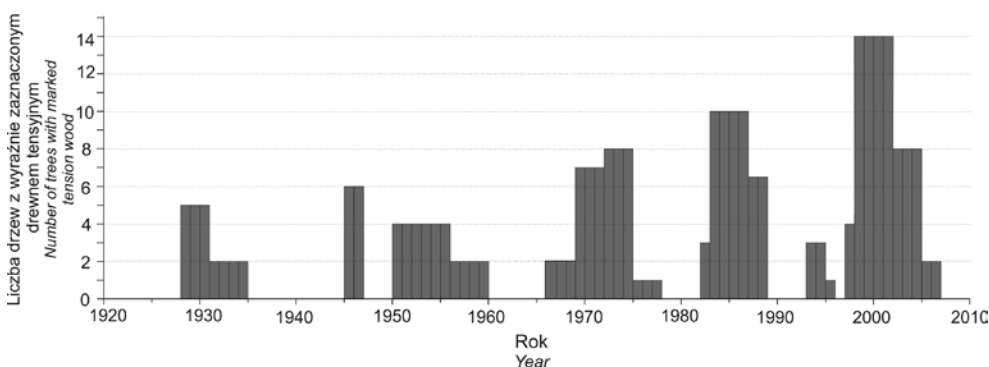
Fig. 15. An example of dating soil creep on the slopes of Mt Rogowa Kopa (D6 sample). Evident difference in the width of annual growth rings in the upslope and downslope part of the trunk indicates acceleration of creep.

on minimalny. Jahn tłumaczył takie rezultaty badań „konserwującą” rolą lasu i korzeni drzew, jednak pełzanie gruntu w strefie gór średnich pokrytych roślinnością drzewiastą było obserwowane w innych obszarach Europy (Rudberg 1964). Potencjalnie duże znaczenie pełzania gruntu dla rozwoju stoków Gór Stołowych wynika z właściwości pokrywy zwietrzelinowych, głównie w miejscach występowania skał kompleksu drobnoziarnistego (mułowców, piaskowców ze spoiwem ilastym, margli). Są one nasiąkliwe, łatwo ulegają przemarzaniu, należą do tzw. gruntów wysadzinowych. Gdy pokrywy takie występują na stokach o dużym nachyleniu, pełzanie może zachodzić z dużą intensywnością.

Pośrednim wskaźnikiem pełzania gruntu na stokach zalesionych są zdeformowane pnie drzew oraz przemieszczające się bloki skalne (fot. 10). Deformacja drzew może zachodzić na różne sposoby, w zależności od gatunku formacji roślinnej oraz tempa i typu procesu stokowego, – pochylenia wstecznego (dostokowego) lub skierowanego w dół stoku. W tym drugim przypadku pień wygina się, aby utrzymać pozycję pionową. Morfologiczne i biotyczne wskaźniki pełzania są najbardziej widoczne na bardzo stromych (do 30°), zachodnich stokach Rogowej Kopy. Porasta je las bukowy przechodzący w dolnej części stoku w monokulturę świerkową. W obrębie około 100-letniego drzewostanu znajdują się pojedyncze okazy buków, których wiek sięga 140–180 lat. W górnym odcinku stoku wiele buków jest zdeformowanych i mają one wyraźnie sinusoidalny pokrój pnia. W wyniku pochylenia w dostokowej części pnia tworzyło się drewno reakcyjne, nazywane u gatunków liściastych tensyjnym (ryc. 14). Taka anomalia jest związana z hormonalnym systemem regulacji pionowego wzrostu rośliny oraz naprężeniami mechanicznymi. Przyrosty tworzące drewno tensyjne są szerokie, jednocześnie wyraźnie zmniejsza się ich szerokość po stronie odstokowej pnia. Z kolei występowanie naprzemiennych stref z przyrostami szerokimi i wąskimi świadczą o fluktuacyjnym charakterze procesów powierzchniowych. Ponieważ na stokach Rogowej Kopy nie stwierdzono morfologicznych wskaźników występowania innych ruchów masowych (osuwisk, spływów), pochylenie drzew jest traktowane jako wyraz pełznięcia gruntu, a jego nasilenie w pewnych okresach zaznacza się wyraźnym odchyleniem krzywych przedstawiających wielkość przyrostów rocznych, szerokich w górnej (dostokowej) części drzewa i wąskich w części dolnej (odstokowej).

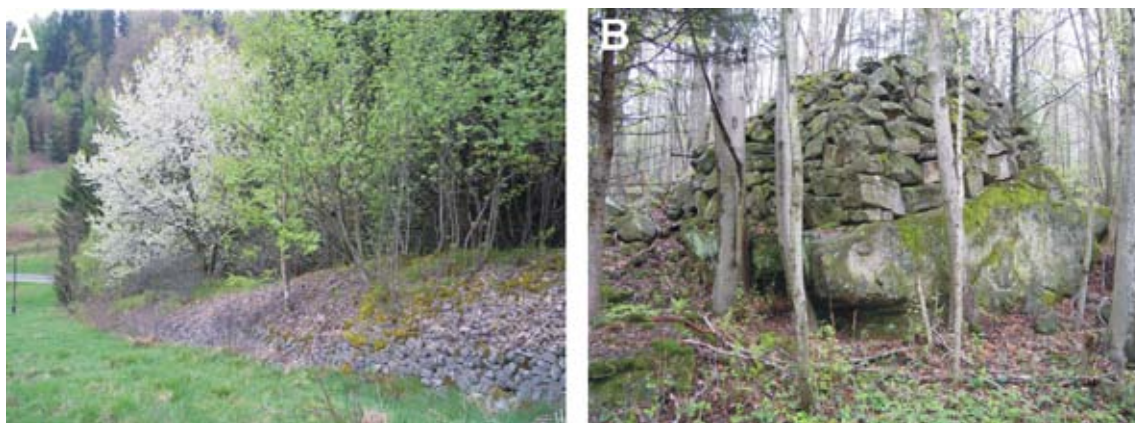
Do badań szczegółowych wytypowano 20 wyraźnie wygiętych buków o wieku od 56 do 92 lat. Aby móc jednoznacznie stwierdzić, że zróżnicowanie szerokości przyrostów rocznych jest związane głównie z procesem stokowym, a nie z warunkami klimatycznymi, stworzono skalę referencyjną na podstawie prób z drzew, których pnie nie są zdeformowane (13 prób). Pobrano po dwa wywierty z każdego pochylonego drzewa, w części dostokowej i odstokowej pnia. Na podstawie krzywych przedstawiających zmiany szerokości przyrostów rocznych w obydwu częściach pnia była możliwa rekonstrukcja dynamiki pełznięcia gruntu. Porównywano dwie krzywe z każdego drzewa. Każde wyraźne odchylenie krzywych przedstawiających wielkość przyrostów rocznych, szerokich w części dostokowej i wąskich w części odstokowej, interpretowano jako nasilenie aktywności pełznięcia gruntu (ryc. 15). Szerokie przyrosty, powstałe jako anormalne drewno reakcyjne, zaobserwowano w kilku okresach: w latach 1928–1935, 1946–1948, 1950–1960, 1966–1978, 1983–1989, 1994–1996 oraz 1997–2007 (ryc. 16). Szczególny wzrost tempa przemieszczania gruntu, czego wyrazem jest duża ilość drzew, w których zaznaczają się wyraźne anomalie w szerokości przyrostów rocznych, stwierdzono przede wszystkim w latach 1928–1931, 1950–1956, 1969–1975, 1983–1987 oraz 1998–2002.

Wyniki analiz wskazują na wyraźną fluktuację szybkości pełznięcia gruntu na stokach Rogowej Kopy, czego wynikiem jest powtarzające się pochylenie pni drzew i ich stopniowy powrót do pionowego wzrostu. Stwierdzono wyraźny wzrost tempa tego procesu w cyklach kilkuletnich. Jednorodność stoku pod względem charakteru roślinności oraz nachylenia skłania do wniosku, że głównym czynnikiem warunkującym intensyfikację procesu była dostawa wody do pokrywy zwietrzelinowej. Proces ten ma charakter epizodyczny i jest związany z szybkim topnieniem grubej pokrywy śnieżnej i intensywnymi opadami. Szczególnie wyraźnie zaznaczają się lata 1998–2002. Wzmożone tempo pełzania było związane z intensywnymi opadami deszczu obserwowanymi latem 1997 r., co zostało zapisane rozwojem wyraźnych szerokich przyrostów rocznych w części dostokowej w 14 drzewach (na 20). Wzrost aktywności ruchów masowych po roku 1997 został stwierdzony na podstawie badań dendrochronologicznych także w innych częściach Sudetów, m.in. w Górach Kamiennych (Migoń i in. 2010) oraz w masywie Wysokiego Jesionika w Sudetach Wschodnich (Malik, Owczarek 2009).



Ryc. 16. Okresy nasilenia aktywności pełznięcia gruntu w ciągu ostatnich 90 lat na zboczu Rogowej Kopy określona na podstawie największej zmiany koncentryczności przyrostów rocznych w analizowanych pniach drzew (n: 20).

Fig. 16. Periods of accelerated soil creep in the past 90 years on the slope of Mt Rogowa Kopa, identified through counting of the most pronounced changes in the concentricity of annual rings in the analyzed tree trunks (n: 20).



Fot. 17. Przykłady antropogenicznej akumulacji kamienistej: A – wał kamienny w Studziennej, B – halda kamieni na naturalnym bloku skalnym na terenie Góry Anny (fot. A. Latocha).

Photo 17. Examples of anthropic debris accumulation: A – stone dyke in Studzienno, B – stone heap on a boulder, Góra Anny (photo A. Latocha).



Fot. 18. Przykłady starych wąwozów drogowych. A – wypełnianie wąwozów materiałem mineralno-organicznym na terenach leśnych (Karlówek), B – utrwalanie formy wąwozu na terenach łąkowych przy udziale pokrywy darniowej i korzeni drzew (Pasterka) (fot. A. Latocha).

Photo 18. Examples of ancient road gullies. A – infilling of gullies by mineral and organic material under forest (Karlówek), B – preservation of gully form in the grassland terrain, with the aid of turf and tree roots (Pasterka) (photo A. Latocha).



Fot. 19. Różne kierunki zmian morfologicznych na dawnych drogach. A – stara droga leśna rozcięta korytem splywu okresowego (Kociołek), B – zarastająca droga z bardzo ograniczoną możliwością rozwoju współczesnej erozji (Pasterka) (fot. A. Latocha).

Photo 19. Different directions of morphological change on ancient roads. A – old forestry road incised by an episodic channel (Kociołek), B – overgrown road, with limited scope for contemporary erosion (Pasterka) (photo A. Latocha).



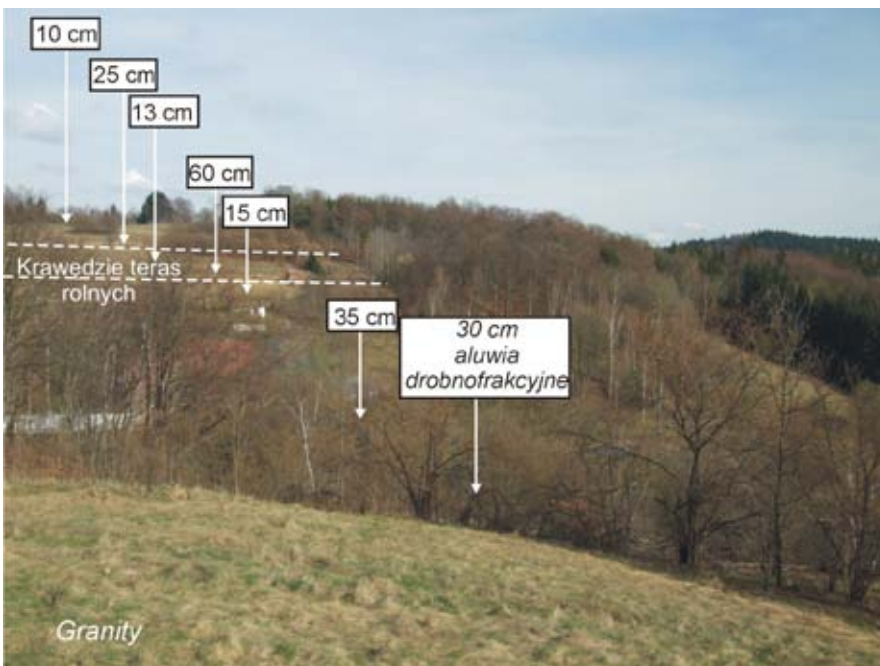
Fot. 20. Rozległa strefa akumulacji materiału mineralno-organicznego na zapleczu nieoczyszczonej zapory przeciwpowodziowej w Januszowie, aktualnie niszczonej przez erozję (fot. A. Latocha).

Photo 20. Wide depositional zone of mineral and organic material behind the dam and abandoned reservoir in Januszów, currently destroyed by erosion (photo A. Latocha).



Fot. 21. Akumulacja materiału mineralnego i organicznego w obrębie spłaszczeń drogowych powoduje zatrzymanie materiału w obrębie stoków, jednocześnie przyczyniając się do zaniku skarp drogowych (Kociołek) (fot. A. Latocha).

Photo 21. Deposition of mineral and organic material within road flattenings contributes to the storage of material within the slopes, and simultaneously, to the disappearance of road scarps (Kociołek) (photo A. Latocha).



Fot. 22. Zróżnicowanie miąższości osadów piaszczysto-pyłastych w profilu stoku w Jakubowicach jako efekt selektywnego splukiwania w czasie ornego użytkowania stoku w przeszłości (fot. A. Latocha).

Photo 22. Differences in thickness of sandy-silty deposits within the slope profile in Jakubowice as an effect of selective surface wash during past agricultural use of slopes (photo A. Latocha).

Procesy fluwialne

Sieć rzeczna Gór Stołowych nawiązuje do budowy geologicznej i jest determinowana przez strukturę podłoża, co w wielu przypadkach wymusza uruchomienie lub intensyfikację różnych procesów fluwialnych: erozji, depozycji i transportu. Wskutek procesów erozyjnych dochodzi do niszczenia podłoża (erozja wgłębna lub denna), czego efektem jest widoczne pogłębienie koryta i liczne naturalne progi oraz do naruszenia brzegów koryta – erozja boczna – co objawia się poszerzaniem koryta i zmianą jego położenia w obrębie doliny. W zależności od siły transportowej ciek i dostępności materiału w korycie potoku odbywa się transport różnofrakcyjnego materiału, który w przypadku utraty zdolności transportowej ciek zostaje zdeponowany w korycie lub poza nim, w efekcie czego powstają formy akumulacyjne. O jakości i intensywności procesów można wnioskować na podstawie obecnych w korycie form, tempa ich rozwoju oraz przebudowy w trakcie wysokich stanów wód lub ekstremalnych wezbrań.

Sieć rzeczna obszaru Gór Stołowych charakteryzuje się znaczną gęstością – 1,25 km/km² (Kowalski, 1983; Pulinowa 1989), jednak nie jest ona równomierna. Ponadto potoki charakteryzują się zróżnicowaną morfologią koryta na poszczególnych odcinkach. Dominują koryta wykształcone w przemytych pokrywach stokowych, gdzie woda przepływa pomiędzy głazami i blokami skalnymi (górne i środkowe odcinki większości potoków) oraz koryta o charakterze aluwialnym (poniżej progów stoliw, na obszarach o niewielkich nachyleniach). Około 20% długości koryt większych potoków cechuje się znacznym przekształceniem antropogenicznym (ryc. 17). Odcinki koryt skalnych występują nielicznie i mają maksymalnie do 30 m długości.

Potoki w poszczególnych częściach Gór Stołowych mają odmienne cechy. Najbardziej obfity w wody powierzchniowe jest obszar progów północno-wschodniego, zasilany przez dwa otwarte horyzonty wodonośne. Cieki w tym rejonie są krótkie (średnio 2 km) i charakteryzują się średnimi spadkami rzędu 130‰ i więcej (źródłiskowe odcinki Cichej, Toczka, Rogozińca, Cedronu i Pośnej, w tym Kozi i Koźli Potok). Rozległy obszar centralny i południowo-wschodni odwadniany jest przez znacznie dłuższe potoki (Czerwona Woda – 12 km, Kamienny Potok – 9 km), charakteryzujące się mniejszymi spadkami rzędu średnio 30‰. Swoje obszary źródłiskowe mają one w górnym horyzoncie wodonośnym, w obrębie obszarów podmokłych na płaskowyżu. Potoki te charakteryzują się wyraźną asymetrią dorzecza wynikającą z układu spękań podłoża, który powoduje zanik cieków i ucieczkę wód w głąb masywu (Pulinowa 1989). Stoliwo Skalniaka jest słabo odwadnianie, dopiero niżej, w pasie występowania skał drobnziarnistych i na kontakcie skał osadowych ze skałami granitowymi masywu Kudowy, ma miejsce intensyfikacja wypływu wód. Cała ta strefa jest podmokła i daje początek takim ciekom jak Dańczówka, Czermnica i Kudowski Potok. W masywie granitowym wody opadowe infiltrują w zwietrzliny granitowe i obszar ten charakteryzuje się słabo rozbudowanym układem cieków, w przeciwieństwie do obszarów występowania słabo przepuszczalnych drobnziarnistych skał osadowych, gdzie woda powszechnie stagnuje na powierzchni. W obszarze granitowym potoki płyną głęboko wciętymi dolinami.

W obszarach źródłiskowych większość potoków praktycznie nie wykształca wyraźnego koryta (fot. 11). Część z nich, np. Kamienny Potok, Židovka i Czermnica, bierze swój początek w obrębie płaskich nieprzepuszczalnych powierzchni stoliw Naroźnika i Skalniaka, w obrębie strefy mokradel (m.in. Torfowisk Batorowskich, Długiego i Krągłego Mokradła). W tych obszarach występuje najczęściej kilka równorzędnych, niewielkich, bardzo płytkich zagłębień będących inicjalnymi formami korytowymi, w których woda płynie okresowo. Podobny charakter mają odcinki źródłiskowe Bobrówki oraz Mostowej Wody. Pozostałe cieki wypływają ze skoncentrowanych źródeł na stokach stoliw oraz w obrębie progów północno-wschodniego.

Poniżej obszarów źródłowych potoki przyjmują formę tzw. strumieni stokowych, nie wykształcających form dolinnych i spływających po powierzchni utworów zwietrzelinowo-stokowych (por. Tomaszewski 1994). Wraz z oddaleniem od obszaru źródłiskowego doliny większości potoków przyjmują formę wciósów w przemytych pokrywach gliniasto-głazowo-blokowych (fot. 12). W dnach występują liczne progi skalne (głazowe) i rumoszowe, lecz osiągają one niewielkie rozmiary (maksymalnie do 0,5 m). W korytach występują także zespoły progów, utworzonych głównie przez rezydualne bloki i głazy oraz rumosze drzewny. Tego typu koryta występują przede wszystkim w górnych odcinkach Kudowskiego Potoku, Czermnicy, Židovki Kamiennego Potoku, Mostowej Wody, Bobrówki oraz Pasterskiego Potoku (fot. 13). W przypadku koryt cieków odwadniających stoliwo Skalniaka (Czermnica, Židovka) przemywanie pokryw stokowych i rozwój koryt głazowych w ich górnych odcinkach było wydajniejsze na skutek przyspieszonego odpływu wód z płaskowyżu, będącego efektem dawnych prac melioracyjnych w obrębie Długiego i Krągłego Mokradła. W górnych odcinkach koryt potoków zasadniczo nie występują formy akumulacji fluwialnej oraz wyraźne podcięcia erozyjne brzegów. Kształtowane jest przede wszystkim dno doliny (równoznaczne z dnem koryta). Obecność w korycie licznych naturalnych progów oraz przegłębienia dna poniżej nich świadczy o dominującej roli erozji dennej, szczególnie eworsji. Jedynym potokiem, który nie posiada w górnej części nawet fragmentu koryta głazowego jest Czerwona Woda, płynąca praktycznie na całej swej długości po obszarze o niewielkim nachyleniu. Efekty erozji dennej są praktycznie niezauważalne, a intensyfikacji ulegają inne procesy morfologiczne – podcinanie brzegów oraz akumulacja materiału. Koryta głazowe w obszarze Gór Stołowych są charakterystyczne dla obszarów o znacznym nachyleniu (ponad 100‰). Jedyny odcinek tego typu koryta na obszarze o niewielkim nachyleniu znajduje się w przelomowym fragmencie doliny Czerwonej Wody w jej środkowym biegu, pomiędzy Dziwym Grzbietem a Skalnymi Grzybami.

Charakter koryt większości potoków ulega zmianie, gdy wypływają one na przedpole Gór Stołowych, a ich spadek podłużny wyraźnie zmniejsza się. Wówczas następuje wyraźne wyodrębnienie elementów doliny oraz koryta. Brzegi są znacznie lepiej wykształcone, wyraźniejsze w porównaniu do odcinków powyżej, jednak nie osiągają dużych wysokości, maksymalnie do 1–1,5 m. Koryta mają zasadniczo charakter aluwialny, ich brzegi i dno buduje materiał piaszczysty i żwirowy. Wszystkie koryta są jednonurtowe,

najczęściej umiarkowanie kręte, wcięte w utwory aluwialne do głębokości 1,5–2 m. Przejawiają wyraźną tendencję do rozwoju meandrowego wzoru koryta, czemu towarzyszy podcinanie zewnętrznych brzegów zakoli i rozwój form akumulacyjnych po stronie wewnętrznej (**fort. 14**). Nisze erozyjne i podcięcia brzegów są wyraźne i współcześnie aktywne, o czym świadczą nawisy ziemno-darniowe oraz podmyte korzenie drzew. Podcięcia erozyjne osiągają dla najgłębszych koryt do 1 m wysokości (średnio około 0,2–0,5 m), a ich głębokość nie przekracza 0,5 m (**fort. 15**). Formy akumulacyjne tworzące się na wewnętrznych brzegach zakoli osiągają średnio 0,5–1 m długości i 0,2–0,5 m szerokości (maksymalna długość odsypów wynosi około 3 m). Odsypy meandrowe na wewnętrznych brzegach zakoli zbudowane są materiału piaszczystego, a w ich obrębie obserwować można wyraźne ślady kolejnych epizodów akumulacji. Świadczy to o ciągłym działaniu tego procesu, jednak z różnym natężeniem. W korytach zachodzi miejscami akumulacja materiału organicznego, zwłaszcza rumoszu drzewnego. W niektórych przypadkach blokuje on swobodny przepływ w korycie. W sąsiedztwie takich miejsc tworzą się niewielkie rozlewiska lub rozszerzenia koryta powstałe na skutek wzmożonej erozji bocznej powyżej zatorów organicznych. Wydajne działanie jednego procesu korytowego (w tym przypadku akumulacji) może zatem zainicjować i uruchomić inny proces (w tym przypadku erozję).

Obecność form korytowych różnej genezy wskazuje, że koryta są kształtowane zarówno przez proces erozji bocznej, jak i akumulacji. O większej wydajności erozji świadczy przeważająca liczba odnotowanych form erozyjnych w stosunku do form akumulacyjnych. Krótkie odcinki koryta modelowane są wyłącznie przez proces erozji bocznej, nie stwierdzono natomiast odcinków koryta o tendencjach wyłącznie akumulacyjnych. Ogólnie, około 30% długości koryt potoków w Górach Stołowych kształtowanych jest przede wszystkim przez proces erozji dennej. Są to wyłącznie górne odcinki tych koryt. Pozostałe 70% długości koryt jest modelowane przez wspólnie oddziałujące procesy erozji bocznej i akumulacji, z przewagą procesów erozyjnych.

WPLYW DZIAŁALNOŚCI CZŁOWIEKA NA PRZEBIEG PROCESÓW RZEZBOTWÓRCZYCH

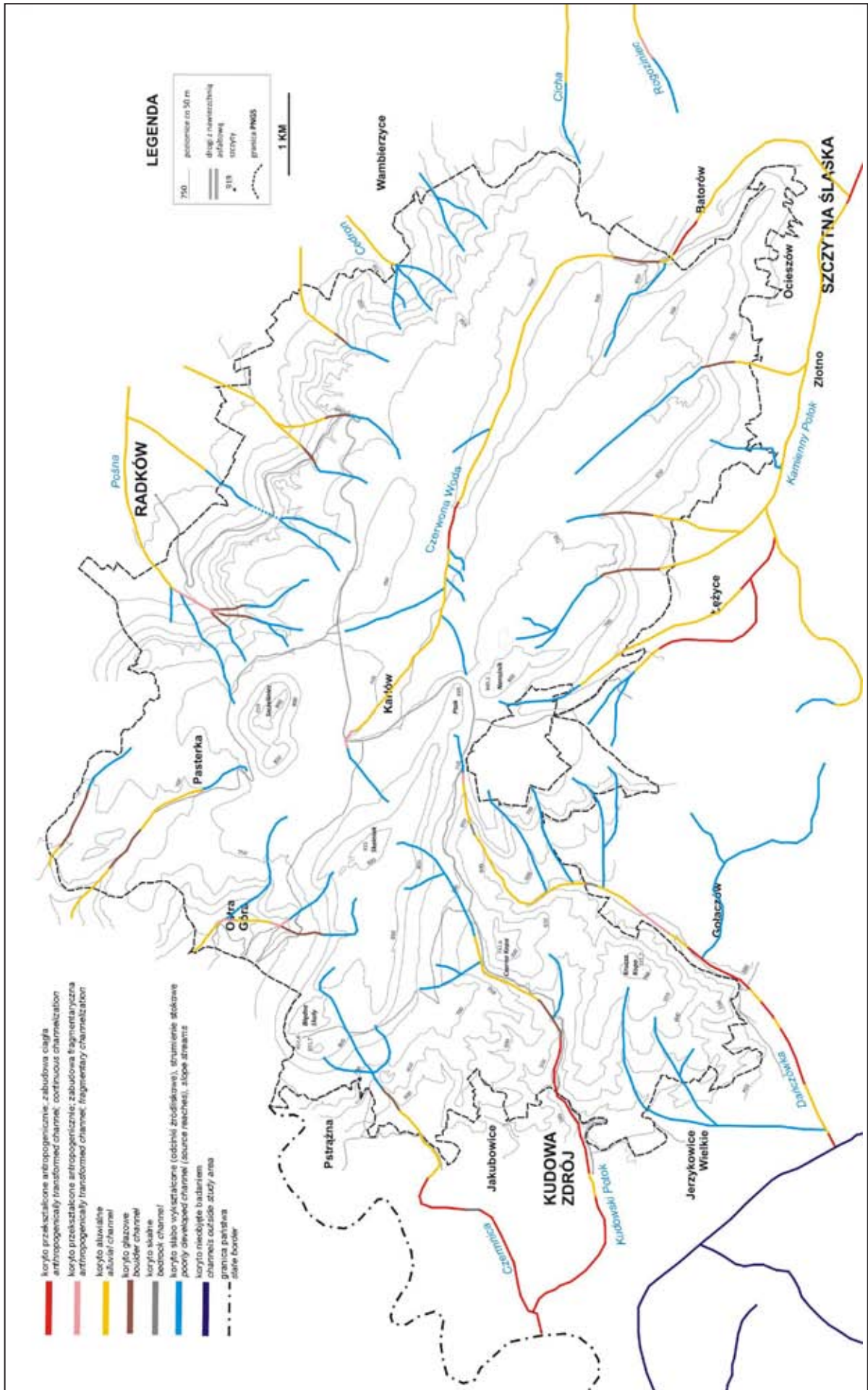
W dotychczasowych opracowaniach na temat rzeźby Gór Stołowych (zob. część 1) czynnik antropogenicznej transformacji form powierzchni terenu oraz procesów powierzchniowych był brany pod uwagę w znikomym stopniu. Wynikało to zapewne ze stosunkowo słabej antropopresji w okresie powojennym, w związku z czym współczesna działalność człowieka – dodatkowo ograniczona utworzeniem Parku Narodowego Gór Stołowych – wydawała się mieć marginalne znaczenie dla zmian rzeźby terenu. Szczegółowe kartowanie wykazało jednak, że formy rzeźby o genezie antropogenicznej związane z wcześniejszym zagospodarowaniem występują na znacznym obszarze Gór Stołowych i w dużym zagęszczeniu (**ryc. 18**). Pochodzą one w większości sprzed 1945 r., gdy działalność gospodarcza była znacznie bardziej intensywna, a sieć osadnicza – bardziej zagęszczona. Od końca XIX w., podobnie jak w innych rejonach Sudetów, następowało jednak stopniowe wyludnianie, nasilone w okresie powojennym. Z całego obszaru Gór Stołowych do czasów współczesnych zanikło 12 osad (19%), licząc kolonie i przysiółki, a w 33 (54%) odnotowano częściowe wyludnienie (obliczenia własne na podstawie Staffa i in. 1992). Mimo znacznego ubytku liczby ludności i wycofania intensywnego rolnictwa oraz rozwoju wtórnej sukcesji na gruntach porolnych, ślady dawnej działalności człowieka oraz sieci osadniczej są nadal zachowane w rzeźbie w postaci różnorodnych antropogenicznych form terenu (Latocha, Roszczewska 2011). Przyczyniają się one z kolei do lokalnej modyfikacji współczesnych procesów rzeźbotwórczych. Dawna działalność gospodarcza, w tym przede wszystkim rolnicze użytkowanie stoków i związane z tym nasilenie splukiwania, doprowadziły również do zmiany stylu depozycji stokowej i aluwialnej. Geomorfologiczne efekty bezpośredniej i pośredniej działalności człowieka przeanalizowano szczegółowo dla 10 obszarów dawnego i aktualnego osadnictwa zlokalizowanych w centralnej części Parku Narodowego Gór Stołowych oraz w jego bezpośrednim sąsiedztwie. Ich charakterystyka ludnościowa przedstawiona jest w **tab. 5**.

Tab. 5. Zmiany liczby ludności i statusu wsi na obszarze badań szczegółowych.

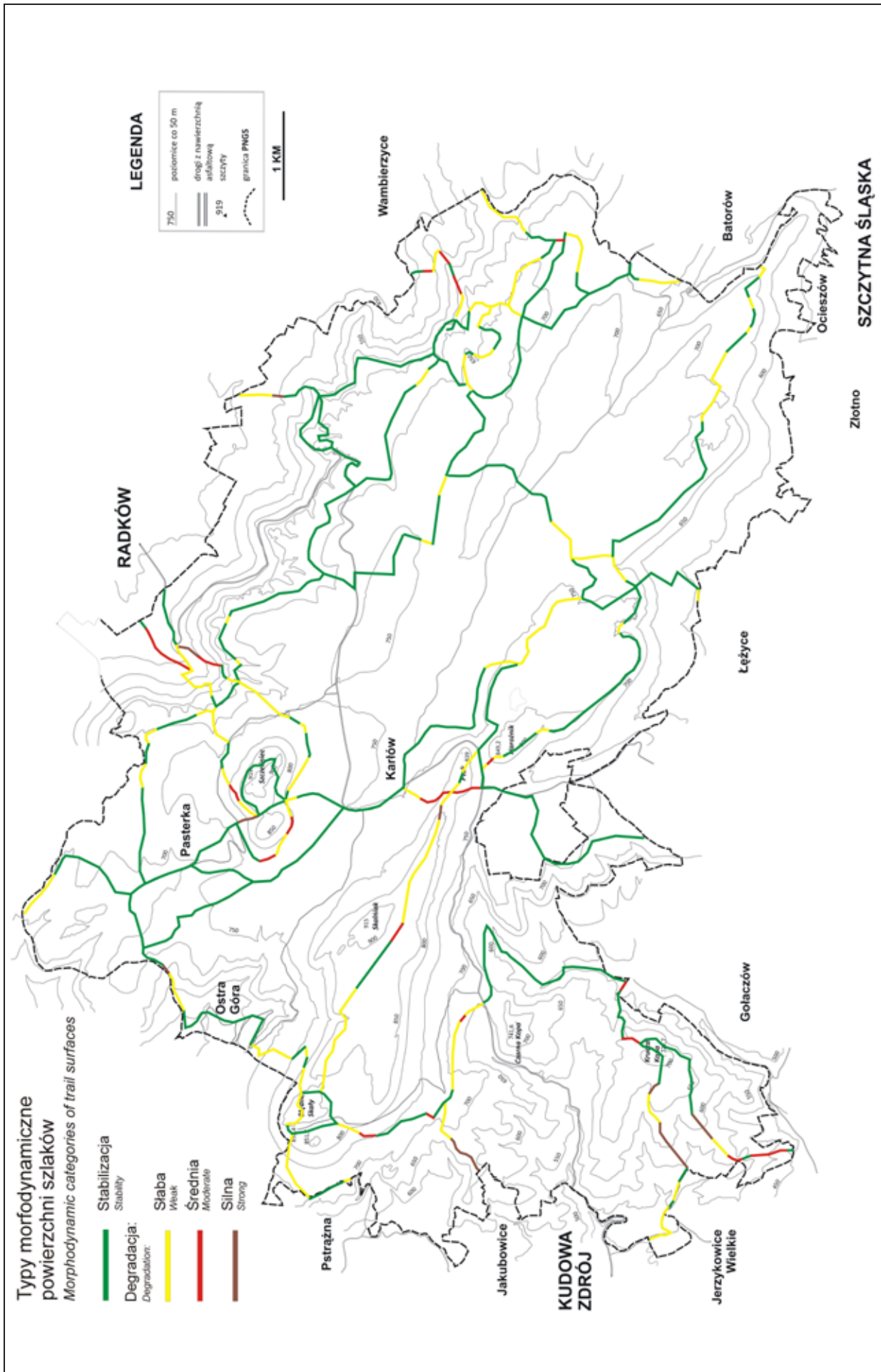
Table 5. Changes in population and administrative status in the area of detailed research.

Miejscowość	Max liczba ludności (1910 r.)	Stan aktualny
Góra Anny	31 (1840 r.)	zanik
Jakubowice	340	włączone do Kudowy-Zdrój
Januszów	104	zanik
Karłowek	49	zanik
Kociołek	74	włączony do Darnkowa
Łężno	160	włączone do Łęczyc
Młyny	117	zanik
Ostra Góra	207	włączona do Pasterki i Karłowa
Pasterka	572	21 osób*
Studzienno	319	28 osób*

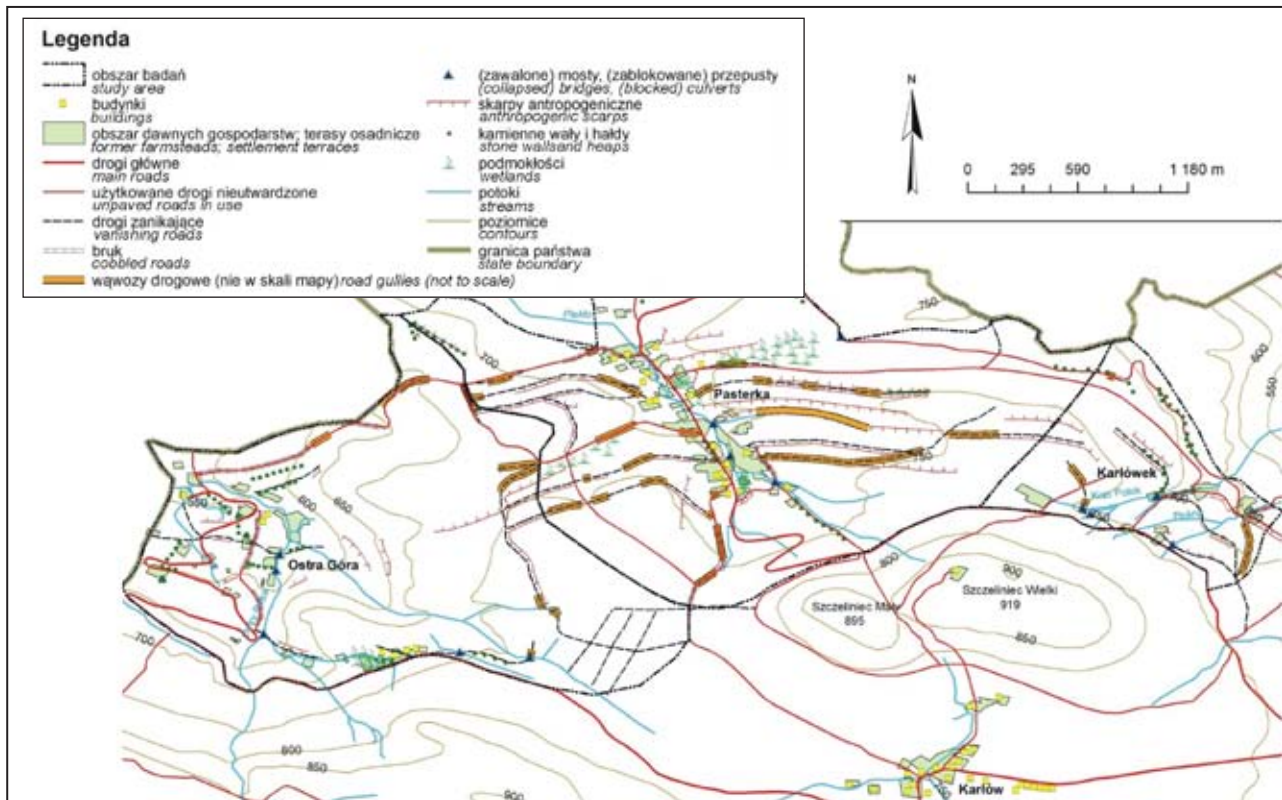
Opracowanie: A. Latocha, na podstawie Staffa i in. 1992; * stan na 2009 r. (dane z bazy BDL)



Ryc. 17. Typologia koryt potoków na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych i w obszarach sąsiadujących.
 Fig. 17. Typology of stream channels in the area of Góry Stołowe National Park and the surroundings.

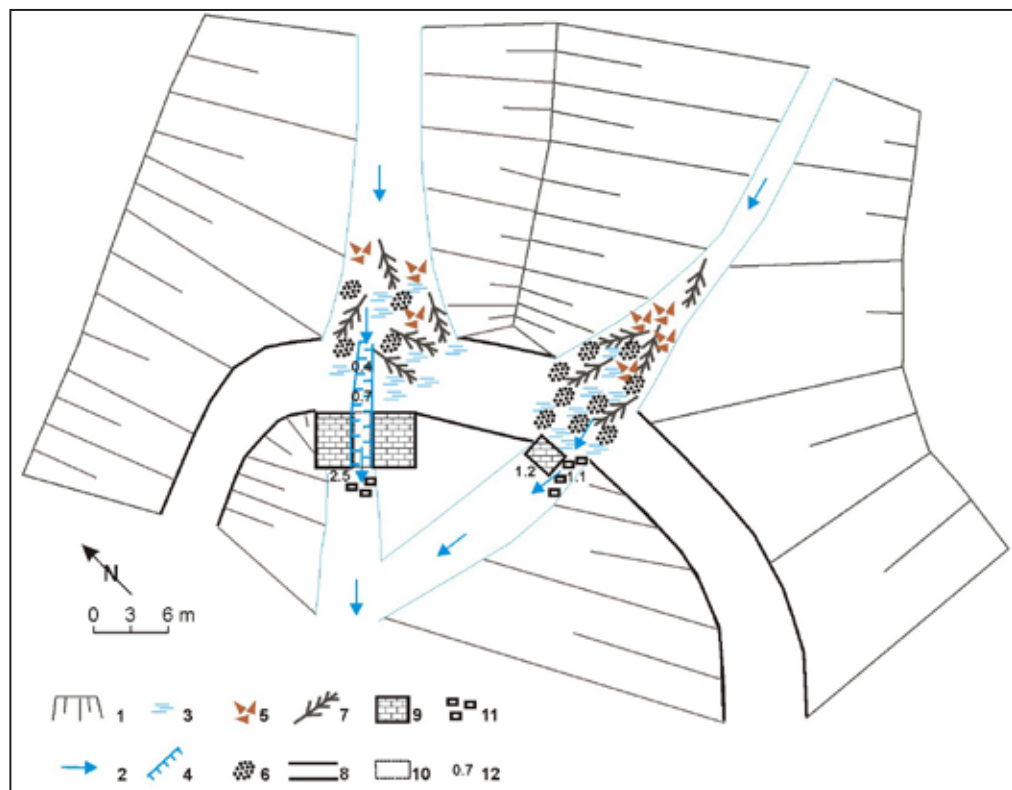


Ryc. 20. Typologia szlaków turystycznych w Górach Stołowych ze względu na stopień degradacji ich powierzchni.
Fig. 20. Typology of tourist trails in the Stolare Mountains, depending on the degree of surface degradation.



Ryc. 18. Formy i obiekty antropogeniczne w północnej części Parku Narodowego Gór Stołowych.

Fig. 18. Anthropical landforms and structures in the northern part of the Góry Stołowe National Park.



Ryc. 19. Zatkane przepusty drogowe wymuszają akumulację mineralno-organiczną powyżej przeszkód oraz erozyjne rozcinanie powierzchni drogi leśnej i niszczenie konstrukcji hydrotechnicznych (Kociołek). 1 – stoki, 2 – kierunek płynięcia wody, 3 – strefa podmokłości, 4 – rozcięcie erozyjne, 5 – akumulacja rumoszu skalnego, 6 – akumulacja drobnofrakcyjna, 7 – rumoszcz drzewny i akumulacja materii organicznej, 8 – droga leśna, 9 – przepusty drogowe, 10 – fragment przepustu zniszczony przez erozję, 11 – zniszczone fragmenty obudowy koryta i przepustów, 12 – głębokości rozcięć erozyjnych (m).

Fig. 19. Blocked culverts induce upstream deposition of mineral and organic matter, incision of the road surface and destruction of hydro-engineering constructions (Kociołek locality). 1 – slopes, 2 – direction of water flow, 3 – marshy ground, 4 – erosional incision, 5 – mineral debris deposition, 6 – fine-grained sediment deposition, 7 – woody debris and organic matter deposition, 8 – forestry road, 9 – culverts, 10 – part of the culvert destroyed by erosion, 11 – destroyed channel and culvert lining, 12 – depth of erosional incisions (in metres).

Geomorfologiczne skutki osadnictwa, rolnictwa i gospodarki leśnej – zapis w formach i osadach

Antropogeniczne formy rzeźby terenu związane z osadnictwem i rolnictwem

Na terenach górskich do typowych form rzeźby związanych z osadnictwem należą terasy osadnicze. Ich powstanie związane jest z koniecznością plantowania stoków pod zabudowę, w związku z czym w górnej części terenu przeznaczonego pod zabudowę powstaje skarpa z podcięcia stoku, a w dolnej – skarpa z nadsypania materiału. Spłaszczenia teras osadniczych rozdzielone tymi dwoma załomami są stosunkowo trwałą modyfikacją profili podłużnych stoków. W Górach Stołowych wszystkie miejsca posadowienia dawnych gospodarstw są nadal czytelne w rzeźbie terenu, przede wszystkim dzięki obecności teras osadniczych, nawet jeśli ruiny zabudowań zachowane są w formie szczątkowej, np. jedynie jako pozostałości podmurówek (**fot. 16**). Mimo że lokalnie można obserwować stopniowe zacieranie wyrazistości górnych i dolnych załomów teras osadniczych wskutek procesów denudacyjnych oraz działalności korzeni drzew, to same spłaszczenia będą czytelne w rzeźbie jeszcze przez bardzo długi czas ze względu na ich znaczne rozmiary (odpowiadające wielkości dawnych gospodarstw). W efekcie są one potencjalnymi miejscami akumulacji materiału stokowego przemieszczanego z wyższych części stoku.

Miejscami dawne ruiny ulegają przekształceniu w utrwaloną, wypukłą formę terenu. Dzieje się tak w przypadku znacznego zniszczenia dawnych zabudowań i stopniowego wypełniania przestrzeni między pozostałościami murów antropogenicznym materiałem mineralnym pochodzącym z zawalonych budynków i materiałem organicznym (zwalone kłody drzew, konary, liście, igliwie itd.). W efekcie ślady konstrukcji budynku przestają być czytelne, a widoczna jest tylko szeroka wypukłość o wyraźnych na ogół krawędziach, wysokości do ponad 1 m, zwykle porośnięta roślinnością.

Drugą dużą grupę form antropogenicznych stanowią formy związane z dawną działalnością rolniczą. Należą do nich skarpy teras rolnych, dróg polnych i leśnych, wąwozy drogowe, a także hałdy i wały kamienne powstałe z wybierania materiału skalnego z gruntów rolnych. Mimo powszechnego występowania tych form w Górach Stołowych, zauważa się duże zróżnicowanie przestrzenne zarówno ilości, jak i cech morfometrycznych form w poszczególnych obszarach. Przykładowo, wysokości hałd i wałów kamiennych wynoszą od 0,5 do 3 m, przy czym długość wałów miejscami przekracza nawet 100 m (Januszów, Studzienna). Największa liczba hałd i wałów kamiennych o największych rozmiarach występuje na terenie Góry Anny i Studzienna (**fot. 17**). Wiązać to można m.in. z uwarunkowaniami litologicznymi – występowaniem w podłożu bardziej odpornych piaskowców i zlepieńców, w których wietrzenie prowadzi do rozpadu na większe odłamki skalne, utrudniające prace rolne. W przypadku Góry Anny istotną rolę w koncentracji antropogenicznych nagromadzeń hałd kamieni odegrało także położenie morfologiczne. Efektem dawnych ruchów masowych w obrębie ścian skalnych usytuowanych powyżej osady była duża ilość materiału skalnego, który musiał być usunięty w celu zapewnienia odpowiednich warunków do gospodarowania. Na pozostałych obszarach dawnej działalności rolniczej, gdzie

w podłożu przeważają skały drobnoziarniste, hałdy i wały kamienne występują w znacznie mniejszych ilościach oraz nie mają spektakularnych rozmiarów (na ogół do 1–1,5 m wysokości).

Najbardziej powszechną formą rzeźby o genezie antropogenicznej są skarpy dróg i teras rolnych. Jednoznaczne rozdzielenie typowych skarp z naorania (teras rolnych) od skarp związanych z podcięciami drogowymi nie jest jednak możliwe, a wiele z nich było kształtowanych zarówno przez depozycję na stoku, jak i erozję wzdłuż drogi prowadzącej u podstawy skarpy. Jedynie na niektórych stokach (przede wszystkim w okolicy Pasterki i Jakubowic) występują terasy rolne nie związane jednocześnie z przebiegiem dawnych dróg polnych. Mimo zaprzestania ornego użytkowania większości stoków (aktualnie ich użytkowanie sprowadza się głównie do koszenia łąk oraz wypasu zwierząt), co z kolei doprowadziło do zaniku wielu dróg, dawne skarpy drogowe/terasowe są nadal bardzo dobrze czytelne w rzeźbie. Ich wysokości wynoszą na ogół od 0,5 do 1,5 m. Tak dobre utrwalenie skarp – mimo zaniku czynników, które przyczyniły się do ich powstania – wiąże się przede wszystkim z ich utrwaleniem przez pokrywę darniową, a w niektórych przypadkach również przez korzenie drzew i krzewów. Podobnie, liczne dawne drogi nadal zaznaczają się w terenie jako załomy i skarpy, mimo braku ich aktualnego wykorzystywania.

Erozyjne przegłębienia dróg polnych i leśnych doprowadziło w niektórych miejscach do rozwoju wąwozów drogowych (**fot. 18**). Najwięcej wąwozów występuje w rejonie Pasterki i Jakubowic, choć pojedyncze formy można znaleźć w prawie każdym z pozostałych obszarów. Wąwozy rozwinęły się przede wszystkim na drogach poprowadzonych zgodnie ze spadkiem stoku. Głębokości wąwozów drogowych wynoszą od 0,4 do 4 m (przeciętnie 1,2–2 m). Na ogół nie są one długimi ani ciągłymi formami – ich występowanie często ma charakter fragmentaryczny i wyraźnie nawiązuje do miejsc o lokalnym wzroście nachylenia. Formy wąwozowe występują najczęściej w dolnych partiach stoków. Drogi, czasem ledwo zaznaczające się na powierzchni wierzchowin, uwidaczniają się jako głębokie wąwozy przy zejściu do doliny. Zależność ta jest bardzo dobrze czytelna zwłaszcza na terenie Kociołka i Młynów oraz Pasterki i Jakubowic. Większość wąwozów drogowych to formy nieaktywne z punktu widzenia procesów erozyjnych, gdyż są na ogół gęsto zarośnięte. Jedynie w obrębie dróg użytkowanych współcześnie, przede wszystkim szlaków turystycznych (patrz 4.2.), ścianki wąwozów podlegają stałej ewolucji przez działalność lodu włóknistego, spłukiwanie, osypywanie, zsuwanie i spelzwanie, a dno wąwozu jest okresowo erozyjnie pogłębiane bądź przemywane. Wąwozy w obrębie dróg nieużytkowanych są stopniowo wypełniane materiałem organicznym i mineralnym pochodzącym z osypywania lub spelzywania materiału ze ścianek wąwozu. Stare wąwozy drogowe na terenach leśnych zanikają szybciej niż wąwozy utrwalone darnią na terenach łąkowych, co wynika z większej dostawy materiału mineralnego z na ogół ziemistych ścianek wąwozów leśnych, większej ilości materii organicznej, stopniowo wypełniającej przegłębienia wąwozów oraz deformacji kształtów wąwozów przez korzenie drzew i wykroty. Z kolei wypływanie wąwozów zadarnionych zachodzi wskutek spelzywania materiału ze ścianek.

Rola form i obiektów antropogenicznych w modyfikowaniu procesów rzeźbotwórczych

Obecność form antropogenicznych przyczynia się nie tylko do większego urozmaicenia rzeźby terenu, ale także do modyfikacji przebiegu procesów rzeźbotwórczych. Dotyczy to także innych obiektów antropogenicznych, takich jak współczesne i dawne budowle hydrotechniczne postawionych w miejscach przekraczania potoków przez drogi leśne. W przypadku zatkania przepustów na drogach biegnących równolegle do poziomicy, w miejscach ich przechodzenia przez głęboko wcięte doliny (sytuacja taka ma miejsce w Kociołku – **ryc. 19**) następuje rozcinanie drogi przez płynący po jej powierzchni potok. Doprowadza to do stopniowej eliminacji przez procesy erozyjne dawnych spłaszczeń drogowych i przywracania pierwotnego profilu podłużnego potoku.

Powszechnie obserwuje się także włączanie starych, ale pozbawionych zwartej pokrywy roślinnej oraz współcześnie użytkowanych dróg do sieci drenażu powierzchniowego na stokach. Drogi stają się korytami okresowych spływów wody, o czym świadczą wycięte w nich rynny erozyjne (koryta epizodyczne) o szerokościach od kilkunastu cm do kilku metrów i głębokościach nawet do 1,5 m oraz ślady przepłukiwania materiału na ich powierzchni. O ile w przypadku dróg użytkowanych współcześnie rozcięcia erozyjne są ponownie celowo wypełniane materiałem w celu przywrócenia drogom drożności, o tyle w obrębie dróg nieużytkowanych koryta okresowych spływów są systematycznie pogłębiane i poszerzane, co prowadzi do zacierania czytelności dawnych spłaszczeń drogowych w rzeźbie (**fol. 19**). Wykorzystywanie sieci dróg przez wody spływów okresowych nie tylko powoduje większą intensywność procesów erozyjnych w ich obrębie, ale także przyspiesza proces odprowadzania wody ze stoku. W takim przypadku można mówić o utworzeniu się zlewni antropogenicznych (Parzóch, Katrycz 2002). Jednocześnie w przypadku dróg zanikających wskutek znacznego zarośnięcia, ich rola jako łączników w transporcie energii i materii pomiędzy stokiem a doliną i korytem jest znacznie ograniczona bądź całkowicie ustaje. Zanik gęstej dawniej sieci dróg polnych skutecznie przyczynia się do zmniejszenia antropogenicznego drenażu stoków. Dodatkowo, na niektórych drogach zachowały się fragmenty starego bruku (niekiedy pod pokrywą materiału mineralno-organicznego), który skutecznie zabezpiecza powierzchnię przed erozją.

Innym przykładem modyfikacji procesów fluwialnych przez obiekty antropogeniczne jest obecność dwóch zapór przeciwpowodziowych na Złotnowskim Potoku w Januszowie. W wyniku zaniechania oczyszczania zapór nastąpiło ich całkowite wypełnienie materiałem drobnofrakcyjnym z dużą zawartością materii organicznej. Strefy akumulacji, sięgające blisko 20 m w górę doliny potoku, wymusiły z kolei zmiany przebiegu koryta oraz spowolnienie przepływu i powstanie szerokich stref podmokłości w dnie doliny (**fol. 20**).

Antropogeniczna modyfikacja procesów stokowych przejawia się przede wszystkim w wymuszonej depozycji materiału stokowego na spłaszczeniach dawnych dróg leśnych o przebiegu zgodnym z układem poziomicy. Sytuacja taka jest dobrze czytelna w Kociołku, gdzie dostawa ze stromych (30–45°) stoków wytworzonych w mułowcach

i marglach, przy braku zwartej roślinności utrwalającej pokrywę stokową, jest bardzo wydajna. Jednocześnie wyrazistość skarpi drogowych ulega przez to stałemu zacieraniu, a szerokość spłaszczeń – zwięzaniu (**fol. 21**).

Zapis działalności człowieka w osadach stokowych i rzecznych

Wkroczenie osadnictwa na tereny górskie i rozwój gospodarki rolnej doprowadziły do wycięcia znacznych powierzchni leśnych i przeznaczenia ich pod uprawy. Zmieniło to rodzaj oraz intensywność procesów stokowych. Najbardziej wydajnym procesem rzeźbotwórczym na stokach użytkowanych rolniczo jest spłukiwanie. Mimo że dominujące współcześnie użytkowanie ziemi (łąki i pastwiska) skutecznie wstrzymuje ten proces dzięki obecności zwartej pokrywy darniowej (por. część 3.3), to zapis dawnego spłukiwania z gruntów ornych jest czytelny w cechach deluwialnych osadów stokowych i osadów aluwialnych. Pod tym kątem przeanalizowano szczegółowo cztery obszary o zróżnicowanej litologii, gdzie dawniej stoki podlegały orce – Pasterka, Jakubowice, Łężyce, Studzienna. Cechą spłukiwania jest jego selektywność – wymywaniu ulegają przede wszystkim frakcje najdrobniejsze, co potwierdzają analizy granulometryczne badanych pokryw (por. część 3.3). Generalnie obserwuje się wzrost miąższości osadów drobnofrakcyjnych w dół stoku. Ponadto większa grubość pokryw deluwialnych występuje na lokalnych spłaszczeniach i załomach stoków, które sprzyjały akumulacji zmywanego materiału. Szczególna rola w zatrzymywaniu spłukiwanego materiału w obrębie stoków należy do skarpi antropogenicznych – teras rolnych i skarpi drogowych, które skutecznie ograniczały wielkość erozji gleb, o czym można wnioskować po wyraźnie większych miąższościach deluwii na ich zapleczu (**fol. 22**). W wyniku spłukiwania górne partie stoków oraz odcinki poniżej skarpi i załomów są na ogół zubożone we frakcje najdrobniejsze, przy jednoczesnym znacznym udziale frakcji gruzowej. Czytelność tego podziału i możliwość wyróżnienia jednoznacznych granic antropogenicznych pokryw deluwialnych są jednak zróżnicowane w zależności od litologii podłoża. Najbardziej wyraźny sedimentologiczny zapis dawnego spłukiwania ze stoków ornych występuje na podłożu granitowym, ze względu na dużą zawartość gruzu w pokrywie zwietrzelinowej. Natomiast w przypadku skał osadowych, zwłaszcza margli i mułowców, postawienie wyraźnej granicy między pokrywą deluwialną a zwietrzelinową jest znacznie trudniejsze ze względu na dużą zawartość drobnych frakcji w całym profilu. Również na obszarach o mieszanej litologii tworzenie się różnych typów pokryw zwietrzelinowych w obrębie jednego stoku zaciemnia obraz efektywności spłukiwania. Sytuacja taka występuje na przykład w Pasterce, gdzie w obrębie skał drobnofrakcyjnych występują wkładki piaskowcowe o różnej miąższości. W takich przypadkach ważną rolę w wyznaczaniu miąższości pokryw antropogenicznych odgrywają węgle drzewne i artefakty (np. fragmenty cegły) rozproszone w osadzie, które pozwalają wiązać całą warstwę, w obrębie której występują, z genezą antropogeniczną. Warstwy z węglami drzewnymi i artefaktami stwierdzano tylko w dolnych odcinkach stoków i dnach dolin, co wyraźnie wskazuje na ich związek ze spłukiwaniem.

W dnach dolin występują z kolei pokrywy piaszczystych lub piaszczysto-pylastych osadów aluwialnych, których genezę również można wiązać z okresem intensywnego użytkowania ornego pobliskich stoków i dostawą do koryt dużej ilości drobnego materiału z erozji gleb. Materiał ten był akumulowany w czasie wezbrań na równi zalewowej, prowadząc do jej stopniowego pionowego przyrostu. Miąższości osadów aluwialnych stwierdzone na analizowanym obszarze wynoszą od ok. 30–40 cm na obszarze o podłożu granitowym do ok. 50–60 cm na obszarze występowania skał osadowych.

Ze względu na zmianę użytkowania terenu w okresie powojennym i utrwalenie pokryw stokowych pod pokrywą darniową lub zbiorowiskami leśnymi, tworzenie osadów antropogenicznych jest obecnie bardzo ograniczone. Współczesne deluwia powstają tylko lokalnie, u wylotu przegłębionych erozyjnie dróg i wąwozów o nieutwardzonej nawierzchni. Stożki deluwialne tworzące się w tych miejscach są na ogół niewielkich rozmiarów, gdyż akumulacja materiału transportowanego drogami następuje często w obrębie całej drogi, we wszelkich obniżeniach i zagłębieniach jej powierzchni, a także na odcinkach lokalnych spłaszczeń lub występowania przeszkód (np. zatory organiczne).

Procesy erozyjne na szlakach turystycznych

Szlaki turystyczne, o powierzchniach najczęściej pozbawionych pokrycia roślinnego, są w wielu obszarach górskich strefami intensywnej erozji, znacznie wydajniejszej niż na przyległych fragmentach zalesionego lub zadarnionego stoku. Wstępna kategoryzacja nawierzchni szlaków przeprowadzona została w odniesieniu do form erozyjnych i akumulacyjnych, które świadczą o natężeniu splukiwania, będącego głównym procesem morfogenetycznym na szlakach turystycznych. Splukiwanie może być powierzchniowe lub skoncentrowane. W każdym przypadku powstają różne zespoły form i ich obecność decyduje o nadawaniu odcinkowi szlaku odpowiedniej kategorii. Jednocześnie wielkość form, wynikająca z intensywności procesu, decydowała o odpowiedniej kwalifikacji szlaku. Przykładowo, niewielka intensywność erozji liniowej skutkuje powstawaniem żłobin, czyli rozcięć o głębokości nie przekraczającej 0,3 m, a wzrost intensywności procesu powoduje rozwój rozcięć o większej głębokości, w obrębie których rozwijają się wtórne formy erozyjne (np. kociołki eworsyjne). Istotnym wskaźnikiem intensywności splukiwania jest również wielkość frakcji

materiału przenieszonego przez wody stokowe i deponowanego jako formy akumulacyjne. Wzrost wielkości klastów składanych na szlakach i w ich otoczeniu informuje o większej dynamice procesów rzeźbotwórczych.

W Górach Stołowych wydzielono cztery kategorie morfodynamiczne szlaków turystycznych (**tab. 6**): stabilizacja, degradacja słaba, degradacja średnia, degradacja silna. W warunkach stabilizacji na szlakach dominuje powierzchniowy spływ wód stokowych, który nie tworzy form erozyjnych. Na odcinkach takich transport materiału mineralnego (wyłącznie frakcji pyłowej i piaszkowej) jest niewielki, a formy akumulacyjne zbudowane są głównie z materiału organicznego: igliwia, szyszek itp. (**fot. 23A**). Stan ogólnej stabilizacji nie oznacza całkowitego ustania procesów powierzchniowych. Epizodyczne przemieszczanie drobnofrakcyjnego materiału powoduje po dłuższym czasie stopniowe obniżanie powierzchni szlaków, które sięga na niektórych szlakach, uznanych za stabilne, maksymalnie 0,1 m. Wielkości te szacowano na podstawie wysokości krawędzi pomiędzy rozcięciem i sąsiadującą powierzchnią stoku.

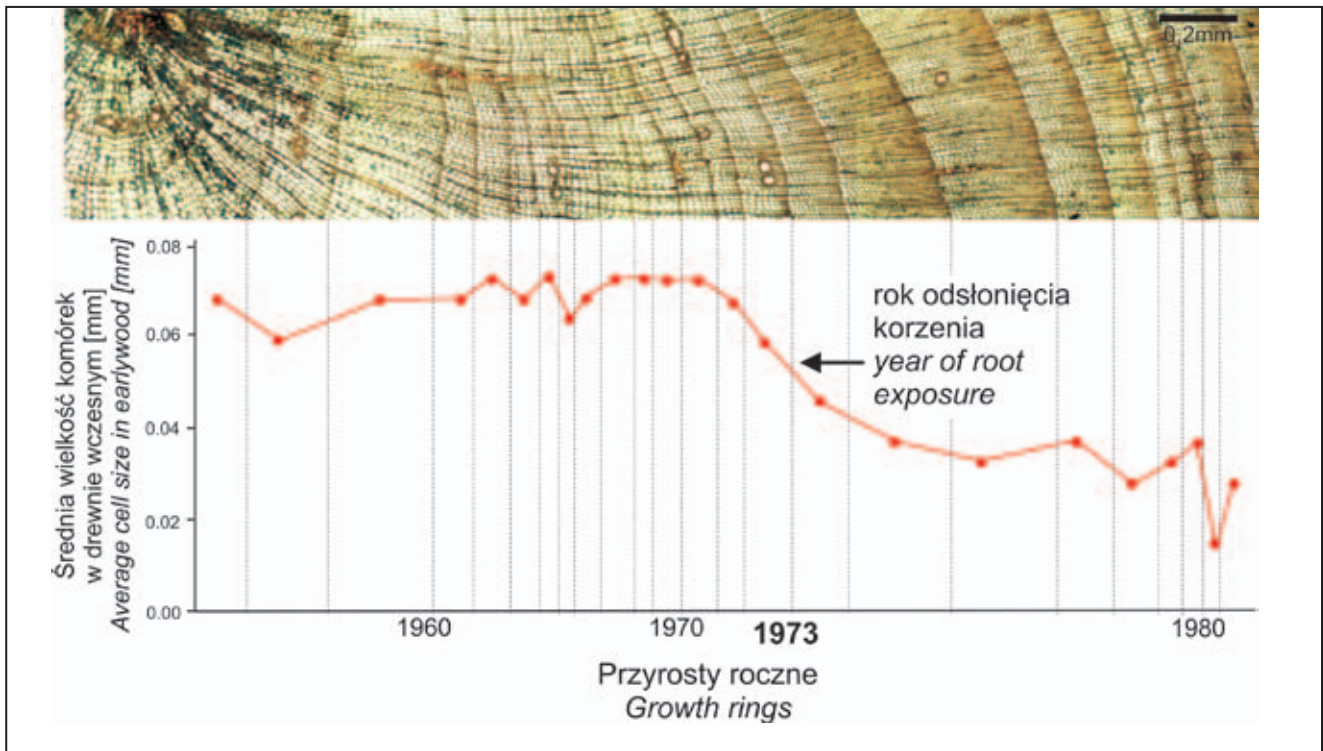
Degradacją słabą cechują się odcinki szlaków, w obrębie których występują płytkie i szerokie obniżenia erozyjne, gdzie bezwymiarowy wskaźnik kształtu koryta, obliczany jako iloraz maksymalnej szerokości i głębokości, jest większy od 5 (**fot. 23B**). Transportowany jest wówczas materiał piaszczysty i drobniejszy, który lokalnie tworzy stożki napływowe. Na szlakach słabo degradowanych dominuje spływ stokowy powierzchniowy. Obecność obniżen dowodzi już koncentracji spływu, choć jeszcze o niewielkim natężeniu. Szlaki turystyczne, na których stwierdzano obecność żłobin erozyjnych, czyli rozcięć o głębokości większej niż 0,3 m, kwalifikowano jako objęte degradacją średnią (**fot. 23C**). Wyrażna koncentracja spływu stokowego i rozwój erozji liniowej decyduje o transporcie grubszych frakcji (piaszczystej oraz drobno- i średniogruzowej). Ta kategoria morfodynamiczna występuje na szlakach, które wkraczają na stoki o nachyleniach większych niż 10°. Przy degradacji silnej na szlaku tworzą się rozcięcia erozyjne o głębokości większej niż 0,3 m, zajmujące nierzadko całą szerokość ścieżki (**fot. 23D**). Wówczas dominuje transport materiału gruzowo-piaszczystego. Ta kategoria morfodynamiczna nadawana była również tym fragmentom szlaków, które prowadzą po stromych stokach progów, np. podejściu z Pasterki na Szczeliniec Wielki. Na tych odcinkach nie powstają głębokie rozcięcia erozyjne z uwagi na zróżnicowane, w du-

Tab. 6. Kategorie morfodynamiczne powierzchni szlaków turystycznych w Górach Stołowych.

Table 6. Morphodynamic categories of tourist trail surfaces in the Stołowe Mountains.

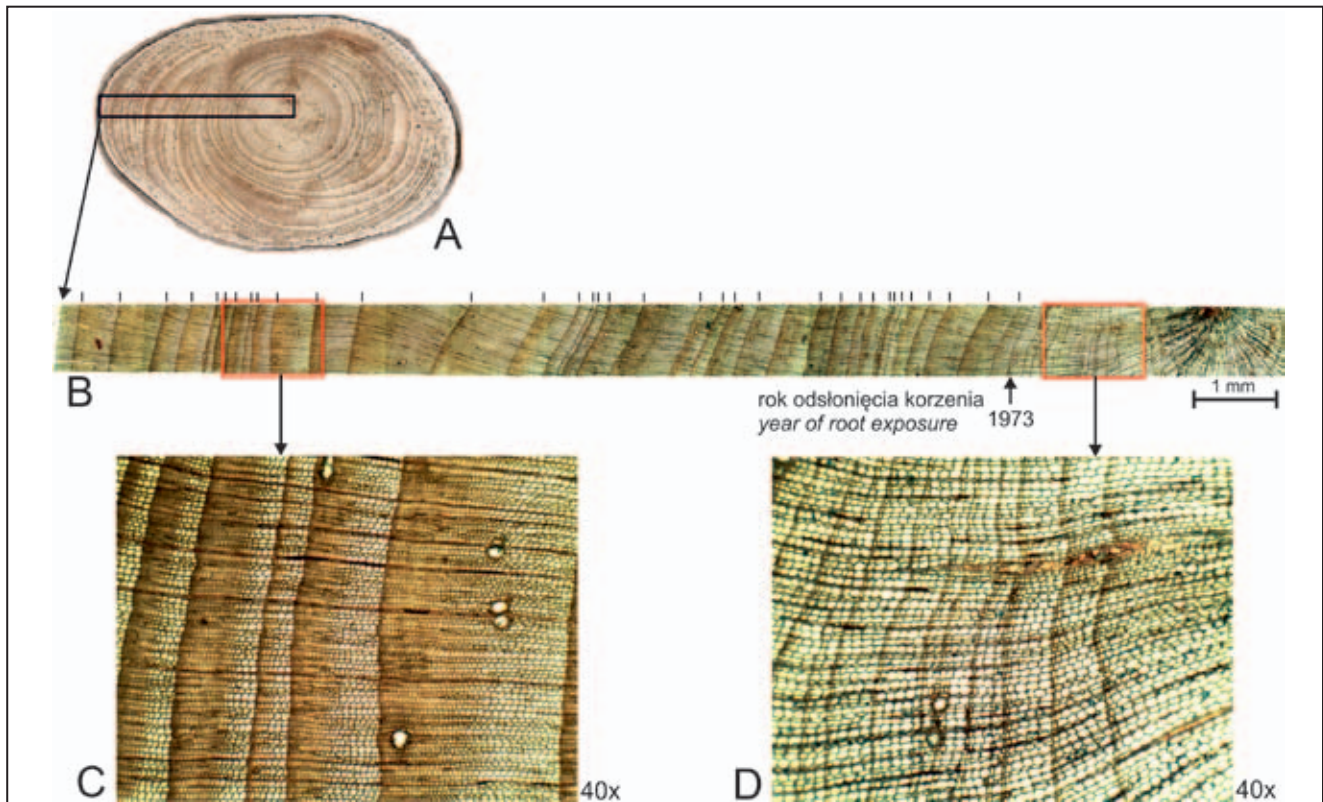
Kategoria	Forma	Proces	Materiał	Pokrycie
Stabilizacja	B	Zp	Org (ps/py)	I/D
Degradacja słaba	Ob	Zp/ZI	Ps/py	I/Z
Degradacja średnia	Ż	E	Ps/gr	Z
Degradacja silna	R	E	Gr/ps	Z

Objaśnienia: Forma: B – brak form erozyjnych, Ob – obniżenia $F > 5$, Ż – żłobiny, R – rynny; Proces: Zp – zmyw powierzchniowy, ZI – zmyw powierzchniowy z tendencją do koncentracji, E – erozja liniowa; Materiał transportowany: Org – organiczny, Ps – piaszczysty, py – pylasty, gr – gruzowy; Pokrycie nawierzchni szlaku: I – igliwie, D – darni, Z – obnażony grunt.



Ryc. 21. Zmiany anatomiczne korzenia świerka (próbna 5, szlak N1) zachodzące po jego odsłonięciu spod pokrywy glebowej. Po ekspozycji wyraźnie zaznacza się podział na drewno wczesne i późne oraz następuje zmniejszenie się komórek drewna wczesnego (za: Owczarek, Kassa 2011).

Fig. 21. Anatomical root changes in spruce (sample no. 5, trail N1) after exposure. Following the exposure the division into early and late wood becomes evident, as is the decrease in size of early wood cells (after Owczarek, Kassa 2011).



Ryc. 22. Analiza zmian anatomicznych drewna w korzeniu świerka (próbna 5, szlak N1). A – przekrój poprzeczny odsłoniętego korzenia z lokalizacją skrawka mikrotomowego z oznaczeniem roku odsłonięcia spod pokrywy glebowej; B – zdjęcie mikroskopowe preparatu mikrotomowego; C – przyrosty roczne po odsłonięciu, D – przyrosty roczne przed odsłonięciem (wg Owczarek i Kassa 2011).

Fig. 22. Analysis of root anatomical changes in spruce (sample no. 5, trail N1). A – cross-section of an exposed root, including the location of microtome section, with the year of exposure indicated; B – microscopic image of microtome cross-section, C – annual growth rings after exposure, D – annual growth rings prior to exposure (after Owczarek, Kassa 2011).

zej części grubofrakcyjne pokrywy stokowe, a także zwartą roślinność leśną, która korzeniami stabilizuje powierzchnię stoku. Z uwagi jednak na widoczne ślady wydajnego transportu materiału gruzowo-piaszczystego i znaczne obniżenie powierzchni ścieżek, widoczne po obnażonych korzeniach, taka kwalifikacja wydaje się uprawniona.

Na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych dominują szlaki w kategorii 1 i 2, co jest szczególnie dobrze widoczne w obszarze występowania skał osadowych (ryc. 20). Jednak prawdopodobnie to nie litologia decyduje w bezpośredni sposób o relatywnie niewielkiej intensywności procesów degradacyjnych na szlakach. Decydujące znaczenie wydaje się mieć styl rzeźby wykształconej w obrębie skał osadowych oraz lokalizacja szlaków i rodzaj ich nawierzchni. Za wyjątkiem krótkich odcinków przebiegających na stromych stokach progów morfologicznych, szlaki turystyczne prowadzone są w obrębie stoków o niewielkich nachyleniach. Pewne znaczenie ma również intensywność masowego ruchu turystycznego, który koncentruje się przede wszystkim w rejonie Szczelińca Wielkiego. Jako stabilne i słabo degradowane klasyfikowane były gruntowe odcinki szlaków przebiegające w obrębie słabo nachylonych stoków (poniżej 10°) i dnami dolin oraz szlaki biegnące drogami leśnymi o utwardzonej nawierzchni. Do tej kategorii należą też szlaki, które pokryte są darnią.

Odcinki szlaków o degradacji średniej i silnej koncentrują się w części granitowej Parku. Rozcięcia powierzchni szlaków sięgają nieco ponad metra głębokości, np. na zielonym szlaku turystycznym biegnącym stokami Góry Skowron. Podobnie jak w przypadku części osadowej, na intensywniejszy rozwój procesów degradacyjnych wpływ ma

styl rzeźby, czyli obecność stromych stoków, zajmujących na granitach większe powierzchnie niż na skałach osadowych.

Przyjęta klasyfikacja morfodynamiczna nawierzchni szlaków turystycznych pozwala na względną ocenę zjawisk degradacyjnych i porównywanie odcinków zlokalizowanych w różnych sytuacjach morfologicznych, o różnym pokryciu roślinnym, itp. Nie daje ona jednak pełnej informacji na temat tempa degradacji, czyli szybkości obniżenia powierzchni szlaków. Jedną z metod oszacowania tempa przekształceń erozyjnych i obniżania powierzchni szlaków turystycznych jest analiza anatomiczna drewna odsłoniętych korzeni drzew. Na tej podstawie można dokładnie wyznaczyć moment odsłonięcia (ekspozycji) korzeni spod pokrywy glebowej, a tym samym określić wielkość degradacji szlaku turystycznego na danym odcinku. Podstawy metodyczne tego typu analiz przedstawił w swych pracach H. Gärtner (2006, 2007). Metody dendrochronologiczne w badaniach degradacji szlaków turystycznych w Polsce były do tej pory wykorzystywane w Babiogórskim Parku Narodowym (Buchwał i Wrońska-Wałach 2008). Pierwsze wyniki analiz dendrochronologicznych dotyczących ścieżek turystycznych Gór Stołowych przedstawili Owczarek i Kassa (2011).

W wybranych do badań szczegółowych odcinkach szlaków turystycznych (niebieski Radków – Szczeliniec Wielki – N1 oraz niebieski w masywie Narożnika – N2) pobrano fragmenty korzeni drzew (33 odcinki o długości 5 cm) w celu określenia zmian anatomii drewna. Zmierzono również ich pozycję względem szlaku: wysokość nad powierzchnią oraz odległość od krawędzi ścieżki. Na podstawie analiz laboratoryjnych określono moment ekspozycji korzeni spod pokrywy glebowej (tab. 7), którą wyznaczały zmiany

Tab. 7. Analiza dendrochronologiczna wybranych do analizy korzeni drzew z odcinków szlaków N1 i N2.
Table 7. Dendrochronological analysis of selected tree roots from N1 and N2 sections of tourist trails.

Szlak	Nr korzenia	Okres przed odsłonięciem [lata]	Rok odsłonięcia	Uwagi
N1	1	Brak danych	przed 2001	Martwica w części środkowej korzenia
	2	3	1994	Rana na 3 przyroście
	3	12	1935	Rany na przyrostach: 12,27,39
	4	Brak danych	przed 1953	Ze względu na martwicę, nie można dokładnie określić momentu odsłonięcia. Korzeń od co najmniej 57 lat znajduje się na powierzchni
	5	18	1973	Rany na 24 i 38 przyroście
	6	7	1963	Rany na 16 przyroście
	7	Brak danych	1970	Martwica w części środkowej korzenia, zranienie w 1994 roku
	8	4	1994	Rana na 6 przyroście
N2	9	6	1976	Rany na 37 przyroście
	10	12	1994	Rana na 16 przyroście
	11	7	1979	Rany na przyrostach: 7,12,15,25
	12a	3	1994	
	12b	3	1994	
	13	8	1995	Rana na 8 przyroście
	14	12	1978	Rany na 13 i 28 przyroście
	15	Brak danych	1990	Martwica w części środkowej korzenia
	16	Brak danych	1982	Martwica w części środkowej korzenia
17	3	1996	Rany na 11 przyroście	

anatomii drewna takie jak zmniejszenie ilości komórek, pojawianie się drewna późnego (ryc. 21, 22), obecność ran oraz rozwój dużych naczyń w obrębie drewna wczesnego.

Odcinek N1 jest położony na północnym stoku Szczelińca Wielkiego. Stok na tym odcinku posiada kształt wypukło-wklęsły. Odcinki o największych spadkach znajdują się w górnej części omawianego szlaku (18–23°). Początkowy odcinek N1 posiada średnie nachylenie 13–15°. Na całej długości szlaku widoczne są liczne formy erozyjne. W dolnej części (200 m długości) zaznaczają się szczególnie liczne bruzdy erozyjne (do ok. 10 m długości i głębokości do 0,5 m). Ich szerokość waha się od 0,32 m do 0,78 m. W jednym przypadku, na długości 9,2 m, rynna erozyjna zajmuje całą szerokość szlaku. W górnym odcinku powszechnie występują kociołki eworsyjne, tworzące się poniżej odsłoniętych korzeni drzew i wychodni skalnych. Odcinek szlaku N2 jest położony na północnym stoku Narożnika. Stok ma kształt wklęsły, silnie spłaszczony w dolnej części. Na początkowym odcinku N2 (długość ok. 250 m) o nachyleniu 8–15° są obecne długie bruzdy i rynny erozyjne, w których licznie zalega drobnoziarnisty materiał deluwialny. Dalszy, bardziej stromy odcinek (nachylenie ścieżki ok. 30°) prowadzący na wierzchołkinę charakteryzuje się obecnością dużych i głębokich kotłków eworsyjnych (do 0,7 m głębokości i ok. 1 m średnicy), powstałych pod progami utworzonymi przez sieć odkrytych korzeni oraz wychodnie skalne. Widoczne licznie odsłonięte korzenie drzew podlegają ciągłym urazom mechanicznym. Powyższe dane wskazują, że na analizowanych szlakach N1 i N2 zaznacza się wyraźna zależność pomiędzy spadkiem ścieżki a ilością i typem form erozyjnych. W strefach spłaszczeń występują długie i wąskie rynny erozyjne.

W odcinkach położonych na stromych stokach dominującą formą są kociołki eworsyjne i progi.

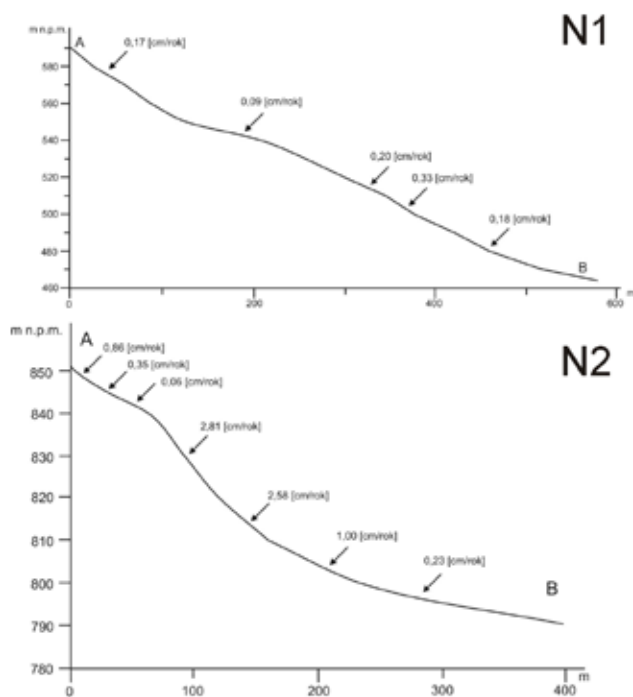
Znaczna część wytypowanych do badań odsłoniętych korzeni przebiega skośnie lub równolegle względem szlaku. Taka lokalizacja zaznacza się w odcinkach szlaków o stosunkowo niewielkim nachyleniu, w których podstawową formą morfologiczną są bruzdy i rynny erozyjne. Położenie poprzeczne korzeni występuje najczęściej na stromych odcinkach. Tworzą one liczne progi, poniżej których rozwijają się kociołki eworsyjne. Długości odsłoniętych części wahają się od 0,4 m do 3 m na N1 i od 0,4 m do 1,7 m na N2. Odległości korzeni nad powierzchnią gruntu na szlaku N1 wynoszą od 0,02 m do 0,25 m. Z kolei wysokości, na których znajdują się korzenie na odcinku N2 mieszczą się w granicach 0,01–0,8 m. Analiza makroskopowa i mikroskopowa wykazała zasadnicze zmiany w anatomii drewna korzeni po ich odsłonięciu. Odsłonięte korzenie często ulegały zranieniom mechanicznym. Jest to jeden z dowodów, że przyrosty roczne identyfikowane jako eksponowane powstały już po odsłonięciu korzenia. Rany mogły powstawać w wyniku działalności człowieka (ruch turystyczny) bądź wskutek przemieszczania grubookruchowego materiału zwietrzelinowego.

Momenty ekspozycji na analizowanych odcinkach wyraźnie różnią się między sobą (tab. 7), nawiązując do wielkości spadków omawianych odcinków. Dało to podstawę do określenia wielkości denudacji. W odcinkach, gdzie spadki są najniższe, wartość tego wskaźnika waha się w granicach 0,06–0,86 cm/rok. Strome fragmenty szlaków, najbardziej przekształcane przez procesy erozyjne, są niszczone w tempie 1,00–2,81 cm/rok (ryc. 23).

Antropogeniczne przekształcenia koryt rzecznych

Antropogeniczne przekształcenia koryt obszaru Gór Stołowych są obserwowane w różnej formie i nasileniu na całej długości potoków, jednak w przypadku większości z nich można wydzielić dwie zasadniczo odmienne pod tym względem strefy: odcinki górne (w tym źródłkowe ze słabo wykształconymi korytami) i środkowe, znajdujące się najczęściej w obrębie PNGS, charakteryzujące się niewielkim stopniem przekształcenia antropogenicznego, z pojedynczymi obiektami hydrotechnicznymi oraz odcinki dolne, gdzie potoki płyną przez obszary zabudowane z bogatą infrastrukturą komunikacyjną (liczne przeprawy), a ich koryta w znaczącym stopniu zostały obudowane konstrukcjami oporowymi.

Przekształcenia antropogeniczne w korytach cieków Gór Stołowych mają charakter dwojaki: występują tu obiekty liniowe w postaci konstrukcji oporowych oraz punktowe obiekty hydrotechniczne i komunikacyjne. W górnych i środkowych odcinkach można obserwować jedynie krótkie fragmenty koryta z zabudową liniową oraz pojedyncze obiekty hydrotechniczne. Zwarta zabudowa oporowa znajduje się najczęściej w dolnych odcinkach potoków (na terenach miast i wiosek). Na całej długości badanych cieków w dużej ilości występują natomiast konstrukcje komunikacyjne w postaci różnej wielkości mostów, kładek, dojazdów do obiektów użytkowanych przez człowieka (tab. 8). Obiekty antropogeniczne w korytach występują głównie w miejscach ich przecięcia z drogami i szlakami tu-

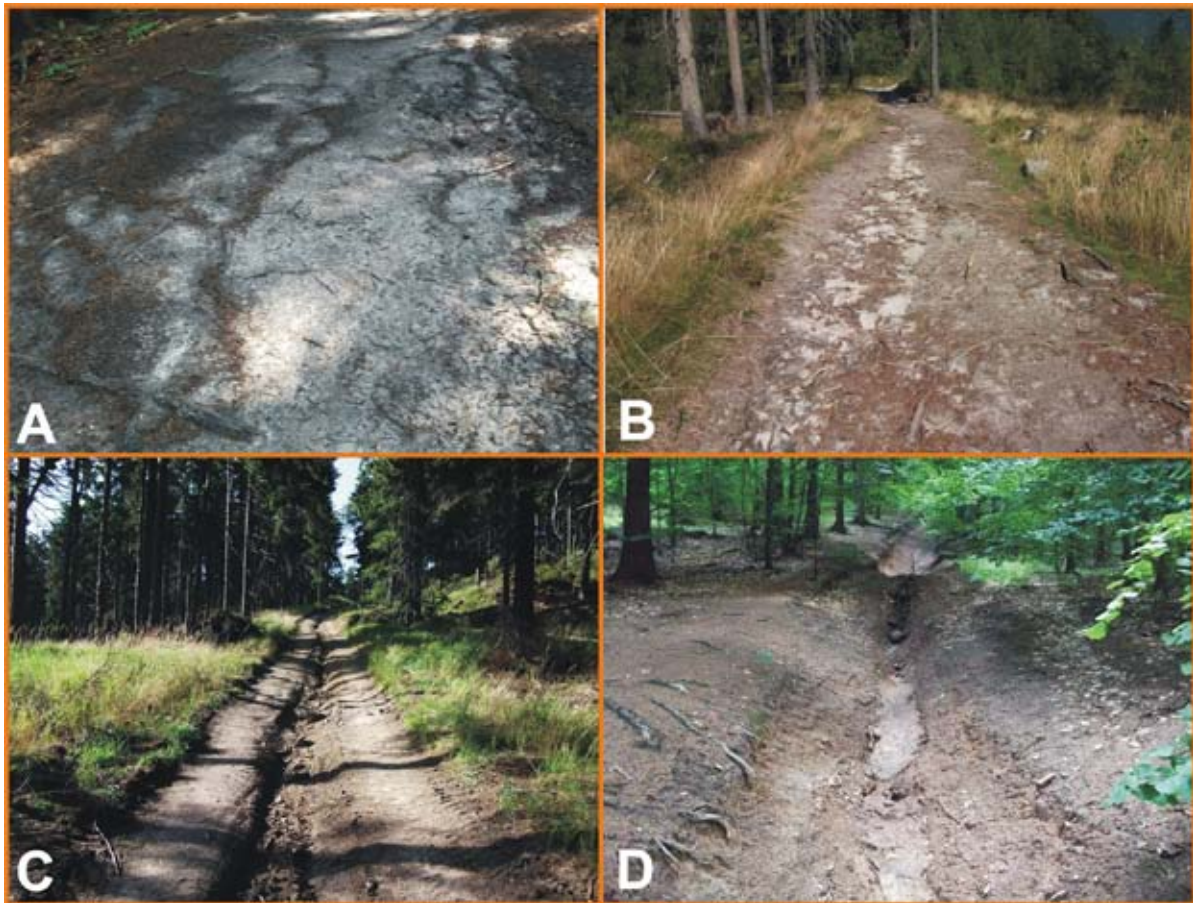


Ryc. 23. Profile podłużne szlaków turystycznych N1 i N2, wraz z oznaczeniem tempa denudacji w miejscach zebranych prób odsłoniętych korzeni.

Fig. 23. Longitudinal profiles of tourist trails N1 and N2, with the rate of surface lowering (cm per year) indicated in places of sample collection for root analysis.

Tab. 8. Obiekty antropogeniczne w korytach potoków na terenie Gór Stołowych.
Table 8. Man-made structures in stream channels in the Stołowe Mountains.

Ciek	Mosty	Kładki Dojazdy do obiektów	Stopnie Progi	Jazy	Śluzy Zastawki Inne ob. hydrotech.	Zbiorniki wodne	Przepusty	Inne
Bobrówka							1	
Cicha / Toczek (do Szalejowa Górnego)	13	11	3				1	ujęcia wody (1)
Czermica	25	21	10 (w tym 6 jako zespoły progów)	1 (prawdopodobny, w ruinie)			1	
Czerwona Woda	8	9	1		1	1 z zaporą	3	
Dańczówka	20	6	7	2 (jeden ze sztucznym kanalem)	1	1 (duży, z zaporą ziemną)	3	ujęcia wody (3)
Kamienny Potok	10 3 w ruinie	7	10	1				betonowe ostrogi (3)
Kudowski Potok	12	5	10 (niektóre jako zespoły progów)		2 (zastawki) 2 (śluz)	1	5	zapora przeciwrumowiskowa. kanały podziemne (2) groble (3) ujęcia wody (7)
Mostowa Woda				Brak obiektów antropogenicznych.				
Pasterski Potok				Brak obiektów antropogenicznych.				
Pośna i jej potoki źródłiskowe (tylko w PNGS)	2			Na dopływach źródłiskowych Pośny jedynie kładki drewniane na drogach i ścieżkach leśnych oraz niewielkie kamienne przepusty				
Rogoziniec	2	2			1 (przegrody koryta)	2	1	kaskady (1)
Żidovka (od źródła do granicy państwa)	1						4	kamienne kaskady (3)
Złotowski Potok	8	14	5		1		7	ujęcia wody (2) groble (1)



Fot. 23. Przykłady kategorii morfodynamicznych nawierzchni szlaków turystycznych na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych. A – stabilizacja, B – degradacja słaba, C – degradacja średnia, D – degradacja silna (fot. K. Parzóch).

Photo 23. Examples of morphodynamic categories of tourist trails in the area of Góry Stołowe National Park. A – stability, B – weak degradation, C – moderate degradation, D – strong degradation (photo K. Parzóch).



Fot. 24. Zniszczona XIX-wieczna zabudowa oporowa w korytach potoków Gór Stołowych: A – Kudowski Potok, B – Rogoziniec (fot. M. Witek).

Photo 24. Destroyed 19th century channel lining structures in the Stołowe Mountains: A – Kudowski Potok, B – Rogoziniec (photo M. Witek).

rystycznymi oraz w miejscach dawnego osadnictwa (Łężno, Młyny, Karlówek). Sporadycznie obiekty hydrotechniczne są zlokalizowane w miejscach oddalonych od obszarów zamieszkałych. Większość konstrukcji antropogenicznych to obiekty niewielkie, w nieznacznym stopniu wywołujące zmiany w morfologii koryt.

Najbardziej widoczną formą przekształcenia koryta jest jego obudowa ciągłymi i zwartymi konstrukcjami oporowymi. Występują one m.in. na Kudowskim Potoku i Czermnicy

na terenie miasta Kudowa-Zdrój (Czermna), Dańczówce w obrębie wsi Jeleniów i Dańczów, Kamiennym Potoku na odcinku przepływającym przez Szczytną, Czerwonej Wodzie na terenie Batorowa oraz Złotnowskim Potoku we wsi Łężyce, w zdecydowanej przewadze poza granicami PNGS. Są to odcinki o całkowicie antropogenicznym charakterze, gdzie profil poprzeczny koryt potoków, a w niektórych przypadkach także spadek, uległ modyfikacji. Jako najbardziej przekształcone należy wskazać koryta Kudowskiego Potoku,



Fot. 25. Sztuczne kaskady na potokach Gór Stołowych: A, B – Żidovka, C – Rogoziniec i D – Pośna (fot. M. Witek).

Photo 25. Man-made cascades on streams in the Stołowe Mountains: A, B – Żidovka, C – Rogoziniec i D – Pośna (photo M. Witek).



Fot. 26. Budowle piętrzące na potokach w Górach Stołowych: A – zniszczony jaz stały na Dańczówce, poniżej progu przegłębienie eworsyjne dna; B – jaz stały na Kamiennym Potoku w Szczytnie, po prawej widoczny kanał młynówki; C – zniszczona zapora przeciwrumowiskowa na Kudowskim Potoku; D – sztuczny próg w korycie Kamiennego Potoku (brzeg obudowany murem oporowym oraz okładziną kamienną) (fot. M. Witek).

Photo 26. Damming up structures in the streams of the Stołowe Mountains: A – destroyed stable weir on Dańczówka stream, with a pothole beneath the drop structure; B – stable weir on Kamienny Potok stream in Szczytna, water mill channel visible to the right; C – destroyed debris dam on Kudowski Potok stream; D – artificial drop structure in the channel of Kamienny Potok stream (the bank is lined with retaining wall and stone facing) (photo M. Witek).

Czermnicy i Dańczówki, gdzie zwarta zabudowa oporowa występuje na 35 do 50% długości koryta. Na pozostałych odcinkach obserwować można jedynie krótkie fragmenty konstrukcji oporowych, zwykle o znacznym stopniu rozmycia (fot. 24). Są to najczęściej murki oporowe o wysokości nie przekraczającej około 1 m. Spośród odcinków koryt o nieciągłej zabudowie oporowej na uwagę zasługują górny odcinek Rogozińca, Židovki (powyżej Ostrej Góry) oraz Pośnej w okolicach dawnych wodospadów. We wszystkich tych miejscach koryta zostały obudowane kamiennymi murami oporowymi, którym towarzyszą zespoły niewielkich progów (maks. 0,5 m wysokości), tworzących efektowne sztuczne kaskady (fot. 25). Przeznaczenie tych obiektów jest zróżnicowane. W przypadku Pośny są to pozostałości XIX-wiecznej infrastruktury turystycznej podwyższającej walory krajobrazowe okolic Wodospadów Pośny. Na Židovce tego typu zabudowa koryta służyć miała ochronie przeciwerozynnej miejsc, gdzie koryto potoku przecina kilkakrotnie drogę asfaltową do Ostrej Góry. Ciek ma w tym miejscu bardzo duży spadek i jego zdolność erozyjna wyraźnie wzrasta.

Wiek zabudowy przeciwerozynnej jest zróżnicowany. W większości są to formy z XIX i pierwszej połowy XX w., na niektórych odcinkach modyfikowane i przebudowywane po 1945 r. oraz w ostatnich 10 latach. Rzadko występują obiekty wybudowane po 2000 r. i najczęściej są one uzupełnieniem starszych konstrukcji, które uległy zniszczeniu. W sąsiedztwie starych, częściowo zniszczonych obiektów dochodzi do intensyfikacji erozji bocznej – rozmywania, podmywania, a w niektórych sytuacjach osiadania murów oporowych. Procesy te są najbardziej wydajne na kontakcie brzegu umocnionego z naturalnym. W przypadku blisko 80% tego typu granic erozja boczna ulega intensyfikacji, a czoło strefy erozyjnej przesuwa się poniżej obiektów oporowych. Efektem działania procesów erozyjnych są podcięcia w peryferyjnych fragmentach konstrukcji oporowych o wysokości do 1,5 m i głębokości do 0,5 m.

Spośród obiektów hydrotechnicznych wznoszonych w korytach największe znaczenie dla ich morfologii mają budowle poprzeczne, wpływające na zmianę profilu podłużnego cieku, jego spadek, a także na intensyfikację procesów erozji (zwłaszcza wgłębnej/dennej) i akumulacji. Na ciekach odwadniających obszar Gór Stołowych takich obiektów jest jednak mało, charakteryzują się niewielkimi rozmiarami i w minimalny sposób wpływają na procesy zachodzące w korytach. Poprzeczne obiekty piętrzące to m.in. znajdujące się poza obszarem PNGS małe jazy stałe na Czermnicy, Dańczówce (dwa) oraz Kamiennym Potoku (fot. 26). Maksymalna rzędna piętrzenia w przypadku najwyższego obiektu sięga około 1,5 m. Większość obiektów ulega ciągłemu zamulaniu i zasypywaniu materiałem niesionym przez potoki, a ich zbiorniki nie są systematycznie oczyszczane. Zamulenie zagłębienia powyżej progów jazu zmusza wody potoku do omijania przelewu na jazie, co skutkuje erozją brzegów w sąsiedztwie obiektu. Konstrukcje jazów są rozmywane i niszczone, a w sąsiedztwie przyczółków tworzą się nisze erozyjne o głębokości dochodzącej do 0,5 m. Poniżej wszystkich jazów powstały niewielkie przegłębienia dna, będące wynikiem działania eworsji. Na badanym obszarze znajdują się pozostałości jednej zapory przeciwrumowskiej. Obiekt ten wzniesiono w korycie Kudowskiego Potoku

około 250 m przed pierwszymi zabudowaniami Kudowy–Zdrój (fot. 26C). Zapora jest prawie całkowicie zniszczona, a w jej bezpośrednim sąsiedztwie zachodzą podobne procesy, jak w przypadku jazów stałych. Wtórne zmiany morfologii koryt występują także w miejscach, gdzie nastąpiło zatkanie lub zawalenie dawnych przepustów drogowych czy mostów. Zablockowanie przepływu doprowadza do utworzenia strefy akumulacji mineralno-organicznej powyżej przeszkody oraz do erozyjnego wycięcia nowego koryta w celu jej ominięcia. Łączy się ono na ogół w dalszej części biegu z korytem pierwotnym. W niektórych przypadkach oba koryta funkcjonują jednocześnie, można więc mówić o wymuszonym antropogenicznie anastomozowaniu.

Spośród budowli poprzecznych, w korytach potoków w Górach Stołowych występują także niewielkich rozmiarów progi i stopnie, do 0,5 m wysokości (fot. 26D). Funkcjonują zazwyczaj w sąsiedztwie innych obiektów hydrotechnicznych lub komunikacyjnych. Ze względu na swoje rozmiary progi nie stanowią istotnego zaburzenia w naturalnym przebiegu cieków. Poniżej niektórych można zaobserwować jedynie nieznaczne przegłębienia dna (do 15 cm). W korytach znajdują się także pozostałości innych obiektów hydrotechnicznych – zastawek i niewielkich śluz regulujących przepływy. Obiekty takie występują na Kudowskim Potoku, Dańczówce, Czerwonej Wodzie, Rogozińcu i Żłotnowskim Potoku. Konstrukcje te nie spełniają już swoich funkcji, a ich pozostałości często blokują swobodny przepływ wody całą szerokością koryta i stają się impulsem do intensyfikacji erozji bocznej oraz powstawania zatorów organicznych. Dolinę Kudowskiego Potoku przecinają w jego górnym biegu trzy ziemne groble, przez które wody potoku przeprowadzono przepustami o okrągłym świetle (fot. 27).

Zmiany w morfologii dolin spowodowała także budowa zbiorników wodnych (fot. 28). Znajdują się m.in. na Dańczówce, Czerwonej Wodzie, Kudowskim Potoku, Pośnej i Rogozińcu (pominięto mniejsze zbiorniki, o przeznaczeniu najczęściej hodowlanym). Zbiornik usytuowany w sąsiedztwie Kudowskiego Potoku (Staw Zdrojowy) jest zbiornikiem rekreacyjnym, którego najważniejszą rolą jest podniesienie walorów krajobrazowych kudowskiego Parku Zdrojowego. Obiekty na Czerwonej Wodzie i Rogozińcu to zbiorniki wybudowane w celu polepszenia małej retencji na obszarach górskich, spełniają także funkcje przeciwożarowe. Obiekty na Dańczówce i Pośnej są zbiornikami wody pitnej dla okolicznych miejscowości. Największe rozmiary ma zbiornik na Dańczówce we Darnkowie. Podobnie jak obiekty na Czerwonej Wodzie i Rogozińcu, jest on zamknięty zapórą ziemną. Typowe dla fragmentów koryt poniżej zapór intensywne przegłębienie dna zachodzi jednak na niewielką skalę. Obecność obiektów komunikacyjnych, takich jak mosty, kładki, dojazdy do posesji i pól uprawnych, nie ma istotnego wpływu na przebieg procesów korytowych. Nie odnotowano obiektów z filarem w korycie, który mógłby być impulsem do tworzenia się cieni sedymentacyjnych lub innych form akumulacji materiału.

Pozostałe formy antropogeniczne

Duże, choć przestrzennie ograniczone zmiany w rzeźbie Gór Stołowych były związane z eksploatacją surowców skalnych, przede wszystkim górnych i środkowych

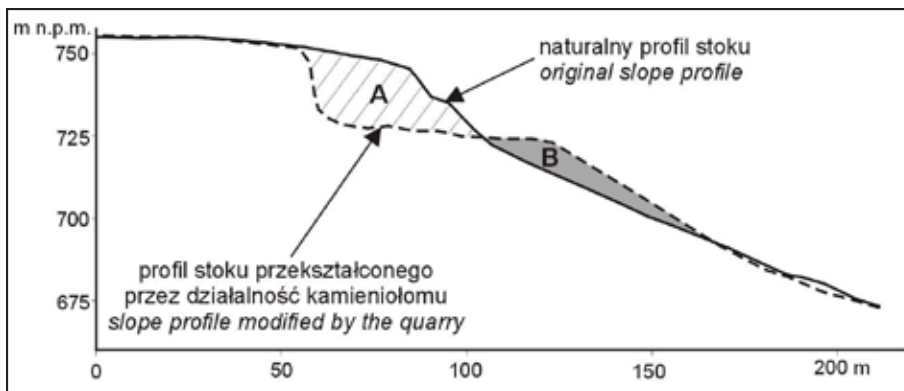
piaskowców ciosowych, ale w mniejszym zakresie także pozostałych skał występujących na tym terenie (granitów, piaskowców glaukonitowych, margli). Wysoka jakość piaskowca jako materiału budowlanego, a także obecność spękań ciosowych ułatwiająca wydobycie sprawiły, że w kilku miejscach w granicach obecnego parku narodowego działały duże kamieniołomy. Rozwój górnictwa skalnego na dużą skalę rozpoczął się pod koniec XIX w. i przeżywał rozkwit w 1. poł. XX w. Po II wojnie światowej większość kamieniołomów porzucono, działalność kontynuował tylko kamieniołom w Radkowskich Ścianach nad Radkowem. Działa on do dzisiaj, chociaż wymogi ochrony przyrody w PNGS spowodowały znaczne ograniczenie zakresu prac górniczych. Wybrane cechy dużych kamieniołomów są zestawione w **tab. 9**. Eksploatację piaskowca w dużych łomach prowadzono także poza granicami obecnego PNGS, m.in. w dolinie Kamiennego Potoku w Złotnie, na zboczach doliny Bystrzycy Dusznickiej między Dusznikami–Zdrój a Szczytną, pod Błazkową na północ od osady Borowina, w Piekielnej Dolinie pod Wysokim Kamieniem, oraz na grzbiecie Golca i Mnicha nad Wambierzycami (w dwóch ostatnich przypadkach pozyskiwano dolny piaskowiec ciosowy). Oprócz wymienionych, w Górach Stołowych znajdują się pozostałości małych łomów, głównie w pobliżu miejscowości.

Przekształcenia rzeźby związane z funkcjonowaniem kamieniołomów piaskowca były trojaki. Ponieważ przedmiotem zainteresowania były serie skalne budujące górne odcinki stoków, kamieniołomy zakładano poniżej krawędzi płaskowyzów, a postęp prac prowadził do znacznego zestrojenia naturalnego stoku i jego cofnięcia względem odcinków przyległych (**ryc. 24**). Rzeźba terenu wymuszała z kolei rozrost strefy eksploatacji na boki, wzdłuż progów skalnych. Tak więc, po opuszczeniu kamieniołomów pozostały ściany skalne o wysokości kilkudziesięciu metrów, ciągnące się na długości kilkuset metrów, miejscami przewieszzone (**fol. 29**). Po drugie, powierzchnia stoku poniżej eksploatowanych ścian była wyrównywana i dodatkowo nadbudowywana materiałem, który pozostawał niewykorzystany. Szerokość takich antropogenicznych spłaszczeń śródstokowych wynosi od 40–50 m do nawet 150 m. Poniżej spłaszczeń występuje sztucznie stworzony odcinek, zwykle bardziej stromy niż nachylenie przyległego naturalnego stoku. Po trzecie, konieczne było zapewnienie sprawnego wywozu bloków skalnych z kamieniołomów, stąd w górę stoku od pobliskich

dróg leśnych poprowadzono drogi boczne, utwardzając ich nawierzchnię. Wytyczanie dróg dojazdowych wiązało się z dalszymi pracami inżynierskimi: budową nasypów drogowych, tworzeniem przekopów i półek stokowych.

Niezależnie od dużych kamieniołomów, piaskowiec pozyskiwano eksploatując luźne bloki występujące w obrębie pokryw stokowych, często w odległości kilkuset metrów od wychodni piaskowców. Duże bloki były rozłupywane, a następnie fragmenty nadające się do dalszej obróbki były zwożone do miejscowości, podczas gdy reszta pozostawała na miejscu w postaci nieregularnych hałd i usypisk. Można sądzić, że była to działalność prowadzona indywidualnie, niemniej pozostałości po obróbce bloków występują w niektórych obszarach w dużej obfitości. Miejsca pozyskiwania piaskowca z pokryw stokowych znajdowały się w pobliżu miejscowości (w przeciwieństwie do większości kamieniołomów), zwłaszcza gdy w pobliżu brakowało wychodni skał podłoża nadających się do wykorzystania. Największe powierzchniowo obszary tego typu występują na stokach Białej Skały nad Radkowem, w górnej części osady Ostra Góra i w dolinie bezimiennego potoku odwadniającego Sawannę Łężycką, powyżej Darnkowa (zob. Parzóch i in. 2009). Ślady pozyskiwania kamienia z bloków są widoczne na skałkach Sawanny Łężyckiej i na spłaszczeniu Pustelnika między Karłowem a Pasterką (**fol. 30**) i można przypuszczać, że w tych miejscach bloków skalnych było w przeszłości więcej.

Podobnej natury, jak w przypadku kamieniołomów, były zmiany w rzeźbie stoku związane z budową dróg kołowych. Największym przedsięwzięciem była budowa Drogi Stu Zakrętów w latach 1867–1870 (Staffa i in. 1992), łączącej Kudowę–Zdrój z Radkowem przez Karłów. Największym wyzwaniem inżynierskim był odcinek trawersujący stromy stok Radkowskich Ścian na północno-wschodnim progu Gór Stołowych. Praktycznie na całej długości droga jest poprowadzona nasypem, na odcinkach omurowanym, którego wysokość dochodzi do 10 m. Miejscami dla zmieszczenia drogi konieczne było podcięcie stoku. Zmiany w rzeźbie stoku będące efektem budowy drogi pokazuje **ryc. 25**. Analogiczne zmiany występują wzdłuż dróg kołowych z Karłowa do Ostrej Góry, Łężyc do Łężyc Górnych i z Batorowa do Batorówka, a także – na mniejszą skalę – wzdłuż wielu lokalnych dróg leśnych. Interesującym obiektem jest kilkusetmetrowej długości rampa, którą poprowadzono drogą z Chocieszowa do Batorowa w północno-wschodniej części Gór Stołowych (poza granicami PNGS).



Ryc. 24. Zmiana kształtu stoku wskutek pozyskiwania surowców skalnych na przykładzie dawnego kamieniołomu na Skałach Puchacza. A – wyrobisko kamieniołomu, B – hałdy i usypiska. Profile topograficzne wygenerowane z cyfrowego modelu wysokości LiDAR o rozdzielczości 1 m.

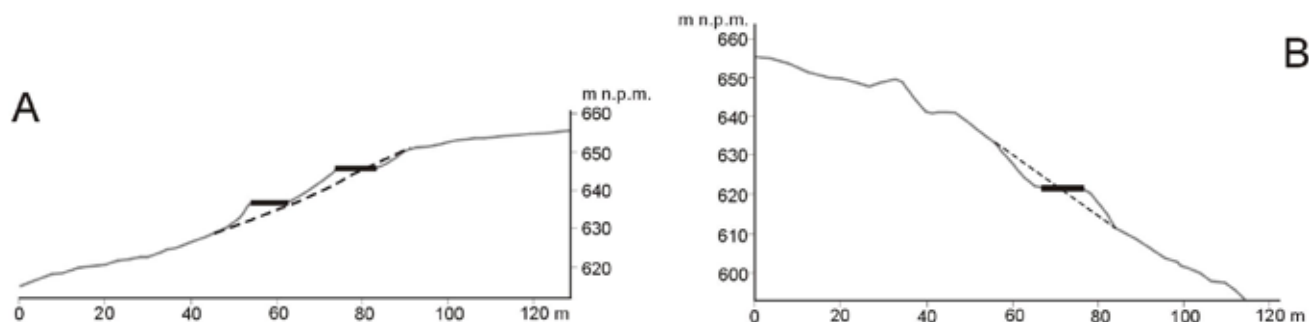
Fig. 24. Change of slope profile due to quarry operation, on the example of an abandoned quarry at Skały Puchacza. A – quarry, B – waste tips. Topographic cross-sections generated from LiDAR-based DEM of 1 m resolution.

Tworzenie nowych form rzeźby było związane także z prowadzonym na płaskowyżach Gór Stołowych osuszaniem i meliorowaniem torfowisk, co miało miejsce zwłaszcza w 2. połowie XIX w. Częścią tych prac było wykonywanie rowów odwadniających, których łączna długość w granicach parku narodowego wynosi ponad 250 km (Ciężkowski, Kielczawa 2008). Ich głębokość wynosi zwykle 1–1,5 m, a szerokość pasa obniżonego około 2 m, zatem stosunkowo niewiele w porównaniu do naturalnych form erozyjnych, ale o znaczeniu sieci rowów w rzeźbie terenu stanowi znaczny zasięg obszarów poddanych tej formie antropopresji. Na największą skalę został przekształcony płaskowyż Skalniaka, którego powierzchnia wynosi około 2,4 km², z czego ponad 1,5 km² jest zajęte przez systemy równoległych grzęd i obniżień (ryc. 26). Skutki tych działań są najbardziej widoczne w odniesieniu do ekosystemów i stosunków hydrologicznych, ponieważ znacznie zmniejszona została powierzchnia naturalnych mokradła, a pokrywy zwietrzelinowe uległy przesuszeniu, istnieje jednak także pośredni wpływ na przebieg procesów rzeźbotwórczych. Zmniejszenie retencji i przyspieszenie odpływu z płaskowyżu Skalniaka skutkuje wydajniejszym przemywaniem pokryw stokowych w górnych odcinkach potoków odwadniających stoliwo (dopływy Czermnicy i Żidovki) i rozwojem koryt glazowych. Obecnie w Parku

Narodowym Gór Stołowych są jednak prowadzone działania na rzecz odtworzenia pierwotnych stosunków wodnych, polegające na ograniczeniu odpływu.

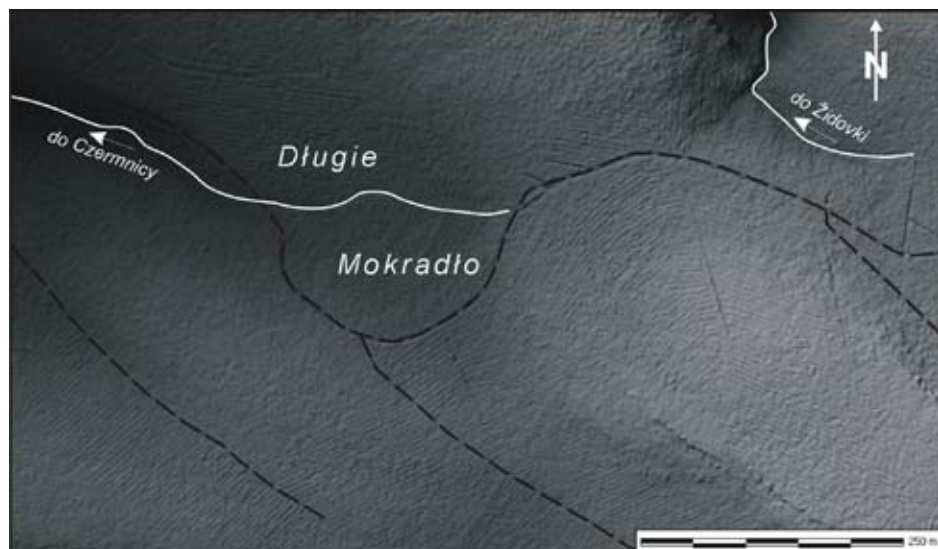
SYSTEM MORFOGENETYCZNY GÓR STOŁOWYCH

Z materiałów obserwacyjnych zaprezentowanych w poprzednich rozdziałach wynikają szczególne cechy systemu morfogenetycznego Gór Stołowych. Po pierwsze, cechuje się on znacznym zróżnicowaniem przestrzennym, tak w zakresie obecności i efektywności poszczególnych procesów, jak i ich zewnętrznego wyrazu w postaci form rzeźby. Po drugie, system ten zawiera elementy różnego wieku, od form *de facto* współczesnych, kształtowanych przez procesy typowe dla zalesionych gór średnich, do form reliktowych, których geneza jest zapewne związana z procesami działającymi w warunkach środowiska peryglacialnego w plejstocenie. Ponadto są w nim obecne formy i zespoły form, będące zasadniczo efektem procesów niezależnych od warunków środowiskowych, a nawiązujących do zróżnicowania litologicznego i strukturalnego. Do nich należą przede wszystkim zrównania wierzchowinowe, masywy ostańcowe, ściany skalne na progach morfologicznych i doliny wciosowe w masywie granitowym. Form tego typu nie można zakwalifiko-



Ryc. 25. Zmiany kształtu stoku wskutek budowy dróg kołowych – przykłady z Drogi Stu Zakrętów w pobliżu Zbrojowni Herkulesa. Profile topograficzne (na podstawie danych LIDAR (rozdzielczość modelu 1 m)).

Fig. 25. Changes of slope profiles due to road building – examples from Droga Stu Zakrętów (One Hundred Curves Road) near the locality of Zbrojownia Herkulesa. Topographic cross-sections generated from LiDAR-based DEM of 1 m resolution.



Ryc. 26. Rzeźba powierzchni zachodniej części płaskowyżu Skalniaka w okolicach Długiego Mokradła została znacznie przekształcona wskutek wykonania dziesiątków kilometrów liniowych rowów odwadniających dawne mokradła i torfowiska. Obraz rzeźby wygenerowany z cyfrowego modelu wysokości w rozdzielczości 1 m.

Fig. 26. Surface relief in the western part of Skalniak plateau has been considerably modified due to excavation of tens of kilometres of ditches draining formerly existing peatbogs. Relief model generated from LiDAR-based DEM of 1 m resolution.

wać wiekowo i przypisać konkretnym okresom czy etapom rozwoju rzeźby. W istocie, one właśnie nadają przewodni rys rzeźbie Gór Stołowych. Po trzecie, współczesny system morfogenetyczny Gór Stołowych funkcjonuje w warunkach silnej antropopresji, której natężenie było szczególnie duże w okresie od końca XVIII w. po II wojnę światową. Jakkolwiek wiele form związanych z działalnością ludzką ma charakter reliktowy, to nadal kontrolują one przebieg procesów powierzchniowych.

Zróznicowanie przestrzenne współczesnego systemu morfogenetycznego odzwierciedla kilka podstawowych uwarunkowań, zresztą mocno powiązanych ze sobą. Należą do nich: (a) cechy budowy geologicznej, (b) morfometryczne cechy powierzchni terenu, w dużej mierze nawiązujące do czynnika geologicznego, (c) charakter pokrycia terenu przez roślinność i (d) skala dawnej i współczesnej antropopresji. Należy mieć przy tym na uwadze, że zbiorowiska roślinne Gór Stołowych są w dużym stopniu ukształtowane przez wielowiekową działalność gospodarczą. Występowanie i tempo procesów powierzchniowych są także uwarunkowane warunkami klimatycznymi, jednak wydaje się, że przy niewielkim obszarze zajmowanym przez Góry Stołowe i niedużych różnicach wysokości czynnik klimatyczny nie przyczynia się do przestrzennego zróznicowania systemu morfogenetycznego. Być może pewną rolę odgrywają uwarunkowania topoklimatyczne (np. reżim termiczny głębokich rozpadlin), ale dotychczasowe badania tego typu w Górach Stołowych mają charakter pilotażowy (por. Otop, Miszuk 2011).

Wpływ budowy geologicznej

Uwarunkowania geologiczne należy rozpatrywać w dwóch aspektach: wpływie czynnika strukturalnego, obejmującego sposób ułożenia warstw skalnych oraz obecność nieciągłości (uskoków, spękań) oraz czynnika litologicznego, oddziałującego na system morfogenetyczny poprzez odmienną odporność różnych typów skał na zewnętrzne procesy niszczące.

Do cech budowy geologicznej nawiązują główne rysy rzeźby Gór Stołowych, w tym morfologiczna odmienność części zbudowanej ze skał osadowych i skał granitowych.

Ta pierwsza posiada rzeźbę schodową nawiązującą do sub-horyzontalnego ułożenia warstw skalnych, z kilkoma poziomami zrównań rozdzielonych progami morfologicznymi. Część Gór Stołowych zbudowana z granitu reprezentuje typową rzeźbę erozyjno-denudacyjną, z gęstą siecią dolin rzecznych i wąskimi grzbietami wododziałowymi. Problematyka zależności struktura – rzeźba w makroskali była przedmiotem kilku wcześniejszych opracowań (Czeppe 1952, Dumanowski 1961, Pulinowa 1989, Migoń 2008). Na obecność licznych elementów morfostrukturalnych w mezoskali zwróciła uwagę Pulinowa (1989), akcentując między innymi rozwój form erozyjnych (wąwozów) i garbów ostańcowych w nawiązaniu do systemów spękań pionowych. Mapa lineamentów (ryc. 4) ujawnia powiązania morfostrukturalne także w przypadku niektórych większych form dolinnych, m.in. Piekła, źródłiskowych odcinków Żidovki, Pośny, Cedronu i Dańczówki pod Rogową Kopą. Uskokowe założenia tych dolin tłumaczyłyby ich znaczną głębokość i obecność wyraźnych wciósów (zob. także Wojewoda 2011).

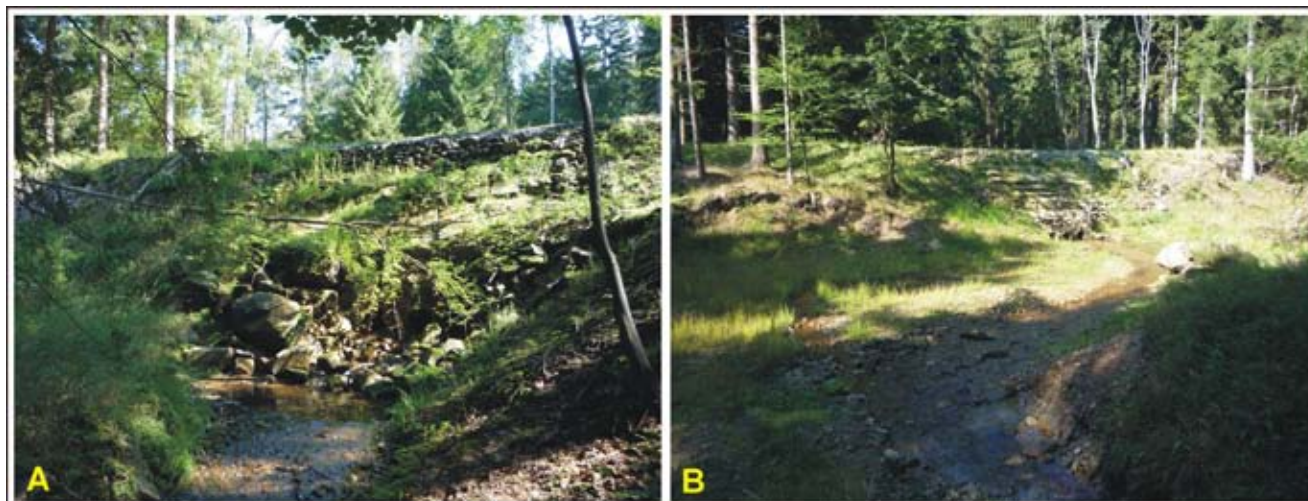
Wpływ czynnika litologiczno-odpornościowego ujawnia się przede wszystkim w morfologii stoku i jego podziale na odcinki o odmiennych cechach morfodynamicznych. W części Gór Stołowych zbudowanej ze skał osadowych można wyróżnić dwa główne kształty stoków: względnie prostoliniowe, rozwinięte w obrębie jednorodnego podłoża oraz o wklęsłym profilu podłużnym, gdy w górnej części stoku znajduje się wychodnia warstw bardziej odpornych na niszczenie, najczęściej piaskowców ciosowych. Lokalnie pojawiające się stoki o profilu schodowym, na przykład wokół Pasterki, odzwierciedlają naprzemienne występowanie warstw piaskowców i utworów drobnoziarnistych. Stoki prostoliniowe mogą mieć różne nachylenia, nawet w obrębie serii skalnych o podobnej litologii. Przykładem jest kompleks drobnoziarnisty mułowcowo-marglisty. Na zachodnich stokach Rogowej Kopy nachylenia przekraczają 30°, podczas gdy na płaskowyżu centralnym sporadycznie tylko wynoszą ponad 10°. Stoki o profilu wklęsłym na ogół posiadają ścianę skalną w odcinku górnym, której wysokość wynosi od kilku do ponad 40 m, zależnie od grubości progotwórczej warstwy piaskowca ciosowego. W innych

Tab. 9. Cechy dużych kamieniołomów piaskowców ciosowych na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych.

Table 9. Characteristics of large sandstone quarries in the area of Góry Stołowe National Park.

Nazwa	Przedmiot wydobycia	Długość (m)	Szerokość (m)	Przedział wys. (m n.p.m.)	Wysokość ścian skalnych (m)	Obecna dostępność
Skalniak 1	górnny piaskowiec ciosowy	260	80	810–850	20	poza szlakami turystycznymi
Skalniak 2	górnny piaskowiec ciosowy	100	120	805–850	25	poza szlakami turystycznymi
Skąły Puchacza	górnny piaskowiec ciosowy	480	100–150	685–745	30	przy szlaku turystycznym
Batorówek	środkowy piaskowiec ciosowy	180	80	655–675	10	przy szlaku turystycznym
Pielgrzym	środkowy piaskowiec ciosowy	530	60	610–670	25	przy szlaku turystycznym
Radków	środkowy piaskowiec ciosowy	600	350	490–630	50	czynny, niedostępny

Wartości liczbowe na podstawie pomiarów na cyfrowym modelu wysokości i obserwacji terenowych



Fot.27. Groble na Kudowskim Potoku: A – widok od strony wody dolnej, B – widok od strony wody górnej (fot. M. Witek).

Photo 27. Dykes across the Kudowski Potok stream: A – upstream view, B – downstream view (photo M. Witek).



Fot. 28. Zbiorniki wodne na potokach w Górach Stołowych: A – zbiornik wody pitnej na Dańczówce w Darnkowie; B – zbiornik małej retencji na Czerwonej Wodzie; C – zbiornik małej retencji na Rogozińcu; D – leśny zbiornik przeciwpożarowy na Rogozińcu (fot. M. Witek).

Photo 28. Reservoirs in the Stołowe Mountains: A – reservoir for drinking water supply in Darnków (Dańczówka stream), B – local retention reservoir on Czerwona Woda stream, C – local retention reservoir on Rogoziniec stream, D – forest fire reservoir on Rogoziniec stream (photo M. Witek).



Fot. 29. Kamieniołom piaskowca w Radkowskich Ścianach – przykład wielkoskalowych antropogenicznych zmian rzeźby progu piaskowcowego (fot. P. Migoń).
Photo 29. Sandstone quarry in the Radkowskie Ściany – an example of large-scale anthropic landform change of the escarpment (photo P. Migoń).



Fot. 30. Blok piaskowca przy drodze Karlów – Ostra Góra, noszący wyraźne ślady dawnej eksploatacji przez odlamywanie bloków. Ujawniła ona istnienie doskonale kulistej próżni wewnątrz skały, potwierdzając hipotezę o braku związku regularnych jamistych zagłębień z procesami wietrzenia powierzchniowego (fot. P. Migoń).

Photo 30. Sandstone boulder next to Karlów – Ostra Góra road, with clear traces of past quarrying. Block detachment revealed a perfectly circular hollow, confirming the hypothesis that regular cavernous hollows in sandstone are not products of surface weathering (photo P. Migoń).

odmianach skał osadowych i w granitach ciągle ściany skalne w górnych odcinkach stoku nie tworzą się, jedynie lokalnie występują ostrogi i żebra skalne (np. pod Kruczą Kopą).

Do cech litologiczno-strukturalnych nawiązują swoim przebiegiem procesy wietrzeniowe, w tym sposób rozpadu. Piaskowce ciosowe podlegają rozpadowi na duże elementy – bloki i głązy, o kształtach wyznaczanych przez spękania ciosowe, oraz dezintegracji granularnej, której produktem jest frakcja piaskowa. Sporadycznie natomiast tworzy się gruz skalny. Skały kompleksu drobnoziarnistego rozpadają się na mniejsze fragmenty, o długości zwykle 10–20 cm i płytkowym pokroju. Granit podlega dezintegracji ziarnistej, w efekcie której tworzy się ziarnista pokrywa zwietrzelinowa o grubości 1–2 m („kasza granitowa”), w której lokalnie tkwią większe, słabo zwietrzałe elementy trzonów bryłowych (August, Wojewoda 2004). Konsekwencją różnego przebiegu rozpadu jest dostępność do dalszego transportu materiału różnej wielkości i pokroju, co wpływa na przebieg i skutki grawitacyjnych procesów stokowych.

Wpływ morfometrycznych cech powierzchni terenu

Głównym parametrem morfometrycznym decydującym o efektywności procesów powierzchniowych jest nachylenie, które w Górach Stołowych różnicuje się w bardzo szerokim przedziale (ryc. 6). Wpływ spadku terenu jest widoczny przede wszystkim w odniesieniu do ruchów masowych i procesów fluwialnych. Czynnikiem nachylenia odegrał także zasadniczą rolę w kształtowaniu systemu denudacyjnego stoków, które niegdyś podlegały użytkowaniu rolniczemu, z czym związane było tworzenie teras rolnych.

W Górach Stołowych występują ruchy masowe różnego typu. Procesy o największej dynamice – obrywy, odpadanie bloków skalnych i przewracanie kolumn – zachodzą w obrębie stoków o nachyleniu powyżej 70° (na ścianach skalnych). Obszary takie zajmują tylko niecałe 0,1% powierzchni parku narodowego, niemniej są potencjalnie najbardziej aktywnymi elementami systemu morfogenetycznego. Niżej położony odcinek stoku o nachyleniu 25–40° jest miejscem depozycji materiału dostarczanego przez obrywy i jego dalszego transportu na drodze staczania, zsuwania i pelzania. Odcinek ten jest także kształtowany przez płytkie ruchy masowe w utworach drobnoziarnistych (osuwiska, spływy), dla których obszarem depozycji jest jeszcze niżej położony odcinek, o nachyleniu 10–25°. Na stromych stokach na podłożu drobnoziarnistym panują warunki sprzyjające płytkim procesom powierzchniowym: spelzaniu i splukiwaniu (np. stoki Rogowej Kopy). W przeciwieństwie do progów skalnych, stoki o nachyleniu poniżej 10°, które zajmują znaczne powierzchnie w granicach PNGS, są pod względem morfodynamicznym praktycznie stabilne, o ile pozostają zalesione i zadarnione.

Do nachyleń powierzchni nawiązuje zróżnicowanie morfologiczne i morfodynamiczne koryt rzecznych. W odcinkach o spadku powyżej 100‰, cechujących progi morfologiczne i przełomy, dominuje erozja wgłębna i denna, polegająca głównie na przemywaniu utworów pokrywowych, usuwaniu frakcji piaskowej i drobniejszej oraz pozostawianiu bruku głazowo-blokowego. Koryta mają charakter lokalnie skalny, a najczęściej głazowy. Przy mniejszych spadkach, zwłaszcza

w obrębie zrównań, koryta są typowo aluwialne, dominuje erozja boczna i transport. Formy depozycyjne tworzą się miejscowo, głównie jako piaszczyste odsypy boczne; dużą rolę odgrywają także zatory z rumoszu drzewnego.

Wpływ pokrycia roślinnego

W obszarach o klimacie wilgotnym roślinność jest szczególnie ważnym czynnikiem determinującym przebieg procesów powierzchniowych, zwłaszcza na stokach. Z jednej strony, jej zwartość i charakter wpływają na ilość wody docierającej z atmosfery do gruntu w jednostce czasu. Z drugiej strony, obecność pokrywy darniowej wpływa na sposób odpływu, czy będzie się on dokonywał powierzchniowo po odsłoniętym gruncie lub darni, czy też podpowierzchniowo. Z reguły tylko ten pierwszy sposób odpływu daje zauważalne efekty morfologiczne na stoku.

W realiach Europy Środkowej zagadnienie wpływu roślinności na procesy powierzchniowe jest nierozłącznie związane z problematyką antropopresji. Przemiany szaty roślinnej pod wpływem działań człowieka miały różną naturę: od zmiany składu gatunkowego lasu po całkowite usunięcie zwartej pokrywy roślinnej i zmianę użytkowania ziemi na rolnicze. Konieczne jest także rozróżnienie zmian intencjonalnych (pierwotnych) i wtórnych, mających najczęściej charakter naturalnej sukcesji na tereny wcześniej wylesione i na dawne antropogeniczne formy rzeźby. Do zmian wtórnych należy także zamieranie lasu pod wpływem zanieczyszczeń atmosferycznych. W Górach Stołowych przemiany roślinności zachodziły wskutek różnorodnych działań, w tym planowego zastępowania naturalnych lasów bukowo-jodłowych monokulturami świerkowymi, które występują na ponad 80% powierzchni dzisiejszego parku narodowego (Miścicki 2008). Z kolei około 10% powierzchni PNGS zostało wylesione i jest użytkowane jako łąki, pastwiska i pola orne, głównie wokół Karłowa i Pasterki.

Zdecydowana większość zbiorowisk roślinnych w Górach Stołowych, niezależnie od genezy, nie sprzyja rozwojowi procesów powierzchniowych, ograniczając dostęp wody do gruntu. W drzewostanach świerkowych rolę ochronną spełnia dość zwarta pokrywa runa i podszytu, na terenach wylesionych analogicznie działa pokrywa darniowa. Na tym tle odmiennie prezentują się drzewostany bukowe, gdzie warstwa runa i podszytu jest skąpa. Na stromych stokach w lasach bukowych (Rogowa Kopa, dolina Židovki, obszar źródłiskowy Pośny) zaznaczają się efekty zmywu powierzchniowego i splukiwania oraz pelzania gruntu, które pod zwartymi drzewostanami świerkowymi zachodzą na znacznie mniejszą skalę. Na terenach leśnych powszechna jest saltacja wykrotowa, ale jej trwałe geomorfologiczne efekty są zależne od gatunku drzewa i nachylenia stoku. Na płaskich wierzchołkach porośniętych świerkiem wykroty są rozległe, ale płytkie, a wskutek degradacji karpy zdecydowana większość materiału mineralnego wraca do zagłębienia. Na stromych stokach porośniętych bukiem i jaworem efekty saltacji wykrotowej są znacznie bardziej czytelne i przybierają postać morfologii jamowo-kopczykowej. Roślinność, zwłaszcza drzewiasta, bierze udział w mechanicznym niszczeniu wychodni skalnych przez rozrost systemu korzeniowego w spękaniach i rozsadzanie skały. Proces ten jest szczególnie efektywny na wychodniach mułowców.

Antropopresja

Zmiany naturalnego środowiska Gór Stołowych przez człowieka i jego ingerencja w naturalny układ form rzeźby odgrywają zasadniczą rolę w kształtowaniu współczesnego systemu morfogenetycznego. Wpływ działalności ludzkiej zaznacza się: (a) powierzchniowo – poprzez zmianę pokrywy roślinnej i użytkowania ziemi, (b) liniowo – poprzez założenie oraz użytkowanie dróg i szlaków turystycznych, często o nieutwardzonej nawierzchni, a także przez tworzenie teras rolnych i zabudowę koryt rzecznych, (c) punktowo – poprzez budowę pojedynczych obiektów, stanowiących barierę dla swobodnego transportu materiału mineralnego czy organicznego. W Górach Stołowych najsilniej została zmodyfikowana domena fluwialna, obejmująca zarówno koryta rzeczne i dna dolin, jak i formy związane z okresowym bądź epizodycznym skoncentrowanym spływem stokowym.

Ogólnie, formy i obiekty antropogeniczne wpłynęły na większe urozmaicenie systemu morfogenetycznego i przyczyniły się do jego mozaikowości. Składające się na ten system procesy rzeźbotwórcze miałyby znacznie mniejszą intensywność i zróżnicowanie w naturalnych warunkach struktur płytowych i pełnego zalesienia. Antropopresja przyczyniła się do wzrostu przestrzennego zróżnicowania procesów poprzez:

- uruchomienie procesów, które inaczej w danym miejscu nie wystąpiłyby, na przykład erozji liniowej na szlakach turystycznych w obrębie stromych stoków i splukiwania na stoku wylesionym i pozbawionym okrywy darniowej.
- zmianę rozkładu przestrzennego występowania procesów, na przykład występowanie splukiwania tylko na stokach użytkowanych rolniczo, przy jego znikomej roli na terenach leśnych.
- wzmocnienie bądź osłabienie intensywności naturalnych procesów i zasięgu ich oddziaływania. Zmiany w rozkładzie procesów i właściwości podłoża przyczyniają się jednocześnie do zmiany warunków siedliskowych.

Wpływ form i obiektów antropogenicznych na funkcjonowanie systemu morfogenetycznego nie kończy się wraz z zaniechaniem intensywnej gospodarki i opuszczeniem terenu. W ten sposób formy takie stają się znacznie trwalszym czynnikiem zmian środowiska niż bezpośrednia działalność ludzka, która doprowadziła do ich powstania. Modyfikacja rzeźby jest co prawda lokalna, jednak biorąc pod uwagę dużą liczbę dawnych i współczesnych obiektów antropogenicznych na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych, staje się ona istotna w skali całego masywu.

Pozostaje kwestią otwartą, czy w efekcie antropopresji zmieniła się efektywność całego systemu denudacyjnego Gór Stołowych, wyrażona objętością materiału wyprowadzonego poza ten obszar. Z jednej strony, w wyniku obecności takich antropogenicznych form rzeźby, jak terasy rolne, skarpy drogowe czy spłaszczenia dróg równoległych do poziomicy więcej materiału mineralnego pozostaje w obrębie stoków. Równocześnie, za sprawą zatłoczonych przepustów, zawałonych mostów, nieoczyszczanych zapór i fragmentów zniszczonej obudowy w korytach potoków zwiększa się ilość materiału zdeponowanego w obrębie koryt i den dolin. Z drugiej strony, wylesienie części obszaru i funkcjonowanie nieutwardzonych dróg sprawia, że zwłaszcza podczas ekstremalnych zdarzeń pogodowych do koryt rzecznych docierają

duże ilości materiału mineralnego, dalej transportowanego systemem fluwialnym. Można przy tym sądzić, że w okresie nasilonej antropopresji (XIX w., do 1945 r.) denudacja była jeszcze silniejsza.

DOMENY MORFOGENETYCZNE GÓR STOŁOWYCH

W geomorfologii tradycyjną i najczęściej stosowaną formą przedstawienia rzeźby jest mapa geomorfologiczna, ukazująca za pomocą sygnatur występowanie w przestrzeni form różnej genezy i wieku. Na potrzeby wykonywania takich map opracowano bardzo rozbudowany wzór legendy (Klimaszewski 1968), która jednak z reguły jest adaptowana do celów danego opracowania, upraszczana bądź rozbudowywana dla pewnych kategorii form. Mapa form nie daje jednak odpowiedzi na pytanie o dynamikę systemu morfogenetycznego, informując o procesach jedynie w sposób pośredni i często wrywkowy. Próby umieszczenia na jednym obrazie kartograficznym zarówno form (w rozróżnieniu na genezę i wiek), jak i procesów zachodzących w przeszłości i obecnie skutkowały obrazem kartograficznym mało czytelnym i trudnym w odbiorze, aczkolwiek nowe możliwości stworzył w tym zakresie rozwój Geograficznych Systemów Informacji (Wilson, Gallant 2000, Urbański 2008, Zhilin 2008, MacMillan, Shary 2009). Dodatkowe problemy przy opracowywaniu map analogowych stwarza skala opracowania. Przewodnie formy rzeźby dla większego obszaru są często niemożliwe do pokazania na mapach szczegółowych, w skalach większych od 1:25 000, z kolei na mapach przeglądowych nie można pokazać form małych, powstających wskutek zachodzących aktualnie procesów.

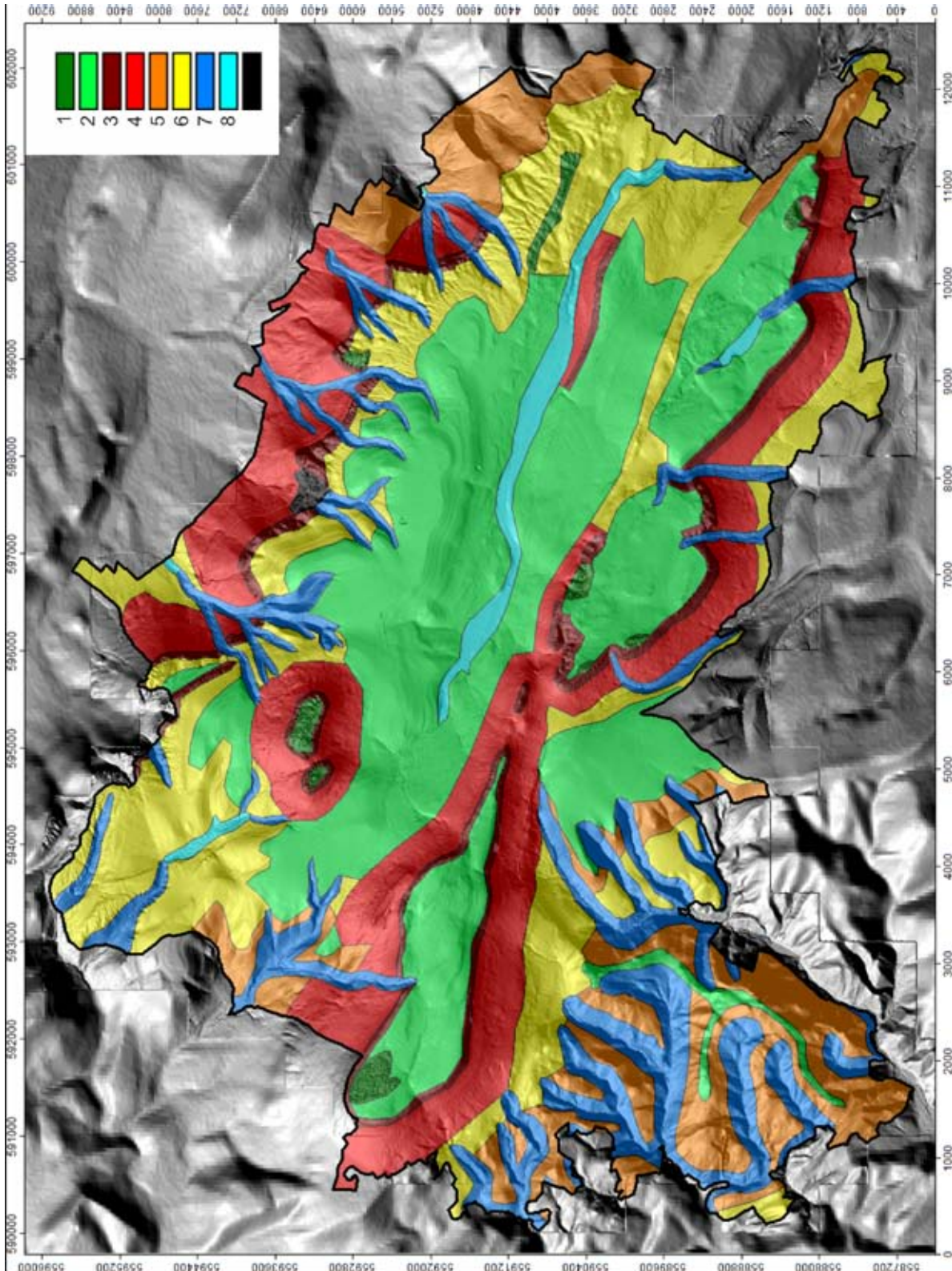
Z powyższych przyczyn, do ukazania współczesnego systemu morfogenetycznego Gór Stołowych klasyczna mapa geomorfologiczna jest mało przydatna. Alternatywą jest kartograficzny obraz przestrzenny domen morfogenetycznych, który pokazuje nie tyle występowanie konkretnych form rzeźby, lecz w miarę jednolite obszary, na których zachodzą pewne kombinacje procesów rzeźbotwórczych. Osnową wydzielenia domen są ogólne cechy budowy geologicznej i ukształtowania powierzchni, które warunkują funkcjonowanie systemu morfogenetycznego. W obszarach górskich o dużych różnicach wysokości, gdzie obserwuje się występowanie pięter geoekologicznych, na układ przestrzenny domen wpływa także piętrowość środowiska klimatyczno-roślinnego, jednak w Górach Stołowych uwarunkowania klimatyczne nie mają tak dużego znaczenia w kształtowaniu systemu. Istotnym czynnikiem jest natomiast antropopresja, a zwłaszcza charakter pokrycia terenu, które w realiach geograficznych środkowej Europy wszędzie nosi mniej lub bardziej wyraźne piętno działań człowieka.

Wydzielając domeny morfogenetyczne w Górach Stołowych czynnikiem pokrycia terenu (użytkowania ziemi) uwzględniono jednak jako drugorzędny. Jest to podyktowane następującymi okolicznościami. Po pierwsze, podstawowe zróżnicowanie na obszary leśne i pastwiskowo-łąkowe, stanowiące aktualne użytkowanie terenu na terenie PNGS, znajduje niewielkie odzwierciedlenie w funkcjonowaniu systemu morfogenetycznego, gdyż w obu przypadkach zwarta pokrywa roślinna (runo i podszyt w lasach, darń na

terenach otwartych) hamuje wiele procesów powierzchniowych, przede wszystkim splukiwanie i erozję liniową. Pod względem morfodynamicznym obszary leśne i łąkowe, jeśli nachylenie powierzchni jest podobne, nie różnią się zasadniczo. Po drugie, czynnik antropogeniczny jest bardzo zmienny w czasie i zalesienie dzisiejszej łąki lub powstanie wiatrowału zmieniłoby przynależność do domeny, gdyby je rozdzielać według sposobu użytkowania. Równocześnie

jednak nie można pominąć faktu, że nowe procesy mogą zostać uruchomione wskutek punktowej lub liniowej ingerencji człowieka, co odnotowano w charakterystyce poszczególnych domen.

Podstawą wydzielenia domen i przypisania im grup procesów (tab. 10) było szczegółowe kartowanie geomorfologiczne i obserwacja skutków procesów powierzchniowych w postaci form rzeźby i osadów. Charakteryzując domeny



Ryc. 27. Domeny morfogenetyczne w Górach Stołowych. Kody domen zgodne z opisem w tabeli 10. Na mapie nie wydzielono domeny nr 9, która ma charakter liniowy. Kolorem czarnym (bez numeru) oznaczono kamieniołom w Radkowskich Ścianach.
 Fig. 27. Morphogenetic domains in the Stołowe Mountains. Codes of domains as in Table 10. The linear domain no. 9 not indicated on the map. Dark spot (not numbered) indicates the quarry at Radkowskie Ściany.

przez odpowiednie procesy uwzględniono procesy aktualnie zachodzące, których efekty są dobrze widoczne w terenie, jak i potencjalne w obecnych warunkach środowiskowych. Do tych drugich należą przede wszystkim obrywy i odpadanie ze ścian skalnych. Określenie stopnia dynamiki zmian rzeźby jest arbitralne i nie poparte długookresowymi pomiarami, znajduje jednak odzwierciedlenie w obserwacjach skutków procesów powierzchniowych. Rozmieszczenie domen przedstawia **ryc. 27**.

Domena 1, w której głównymi procesami rzeźbotwórczymi są wietrzenie i sufozja, obejmuje przede wszystkim skaliste powierzchnie stoliw Szczelińca Wielkiego i Małego, Błędnych Skał, Narożnika i Białych Skał. Z uwagi na powszechne występowanie ostańców piaskowcowych zaliczono do niej także obszar Skalnych Grzybów, mimo że efektów osiadania w tej części Gór Stołowych nie stwierdzono. Domenę 2 tworzą cechujące się nieznacznym nachyleniem (na ogół $<5^\circ$) powierzchnie poszczególnych horyzontów morfologicznych Gór Stołowych, niezależnie od wysokości bezwzględnej i budowy geologicznej, a także osiowe fragmenty grzbietów wododziałowych w części granitowej. Współczesna efektywność systemu morfogenetycznego jest na tych powierzchniach znikoma, a jedynym wyraźniej zaznaczającym się procesem jest saltacja wykrotowa. Uwarunkowania topograficzne powodują jednak, że materiał mineralny wyrwany wraz z systemem korzeniowym niemal w całości wraca do zagłębienia. Dużą rozciągłość, choć małą szerokość mają obszary należące do domeny 3. Kryterium jej wydzielenia jest obecność ścian skalnych w górnej części stoku, poddawanych wietrzeniu mechanicznemu i ruchom masowym: odpadaniu, przewracaniu i obrywaniu. Wprawdzie w czasach historycznych nie odnotowano przemieszczeń na dużą skalę (poza jednym obrywem w czeskiej części Gór Stołowych), to rozległe rumowiska skalne poniżej ścian wskazują na dużą efektywność tych procesów w dłuższej skali czasowej i zapewne epizodyczny charakter wielkich obrywów. O postępującej niestabilności ścian skalnych świadczy obecność głębokich rozpadlin przykrawędziowych i wyniki pomiarów geodezyjnych (Cacoń i in. 2008). Do domeny 3 bezpośrednio nawiązuje domena 4, będąca z jednej strony strefą depozycji dla procesów zachodzących na ścianach skalnych, z drugiej jest sama kształtowana przez ruchy masowe, typowe dla mniejszych nachyleń: pełzanie bloków, spływy i płytkie osuwiska zwietrzelinowe. Pod pewnymi względami podobny charakter ma domena 5, jednak brak ścian skalnych w górnej części stoku sprawia, że materiał blokowo-głazowy jest tu praktycznie nieobecny. Stoki należące do domeny 5 występują zwłaszcza w południowo-zachodniej części PNGS, w masywie granitowym i nad Kociołkiem, gdzie wyjątkowo strome stoki są założone w skałach kompleksu drobnoziarnistego. Pozostałe powierzchnie stokowe, o nachyleniach generalnie poniżej 15° , należą do domeny 6. W warunkach pełnego zalesienia są one dość stabilne, jednak większa ingerencja antropogeniczna polegająca na odsłonięciu powierzchni mineralnej skutkowałaby ożywieniem zmywu powierzchniowego i akumulacją deluwiiów w dolnej części stoku. Do tej domeny należy część stoków w przeszłości użytkowanych rolniczo (np. okolice Pasterki). Domeny 7 i 8 odnoszą się do form dolinnych. Domena 7 ma charakter stokowo-fluwialny

i występuje przemiennie z domenami 4 i 5, od których odróżnia ją obecność dna doliny i strumienia u podstawy stoku, który pełni rolę odbiornika dla materiału transportowanego po stoku. W dnie doliny długotrwałą tendencją jest erozja wgłębna i denna, ale obecność przeszkód naturalnych (rezydualne głazy, zatory organiczne) i sztucznych (urządzenia hydrotechniczne) sprawia, że zachodzi czasowa depozycja rumowiska. W typowo fluwialnej domenie 8 erozja wgłębna jest zastępowana erozją boczną, większą rolę odgrywa także akumulacja, która ma bardziej trwały charakter, o czym świadczą poziomy teras aluwialnych. Przebieg naturalnych procesów fluwialnych jest silnie modyfikowany przez urządzenia hydrotechniczne, zwłaszcza w pobliżu miejscowości. Specyficzna jest domena 9, która w przeciwieństwie do pozostałych ma raczej liniowy, niż powierzchniowy charakter. Najsilniej odzwierciedla ona antropopresję w systemie morfogenetycznym, a jej wyznacznikiem jest erozja liniowa. O przynależności do domeny 9 decyduje nawierzchnia drogi bądź ścieżki. W przypadku zadarnienia lub utwardzenia brukiem efekty erozyjne są znikome, natomiast na odsłoniętych powierzchniach mineralnych erozja rozwija się bardzo wydajnie. Duża liczba głębokich wąwozów drogowych, dziś na ogół zarośniętych i zadarnionych, świadczy o większym zasięgu przestrzennym domeny 9 w przeszłości, w czasach intensywniejszego gospodarowania.

KIERUNKI PRZYSZŁYCH PRZEKSZTAŁCEŃ POWIERZCHNI TERENU

W ostatnich latach nowym przedmiotem zainteresowania w geomorfologii stały się kierunki zmian rzeźby terenu w niedalekiej przyszłości (Slaymaker i in. 2009). Zapotrzebowanie na scenariusze i prognozy ewolucji rzeźby wynika z jednej strony z postępujących w szybkim tempie globalnych zmian środowiska, które pociągają za sobą zmianę uwarunkowań procesów powierzchniowych, z drugiej – ze świadomości znacznego wpływu warunków lokalnych, głównie użytkowania ziemi, na przebieg tych procesów.

Warunki środowiskowe Gór Stołowych (stosunki wysokościowe, przewodnie cechy rzeźby, zalesienie) i status parku narodowego raczej wykluczają drastyczne zmiany systemu morfogenetycznego, niemniej rozważenie przyszłej potencjalnej dynamiki morfologicznej jest uzasadnione, zwłaszcza w kontekście działań podejmowanych przez Park Narodowy Gór Stołowych na rzecz ochrony przyrody i udostępniania do celów turystycznych.

Potencjalne przekształcenia powierzchni terenu Parku Narodowego Gór Stołowych oraz ewentualne wynikające z nich zagrożenia będą znacznie zróżnicowane przestrzennie, co odzwierciedla istnienie różnych domen morfogenetycznych, kształtowanych przez odrębne zespoły procesów rzeźbotwórczych (por. **tab. 10**). Zarówno rodzaj procesów, jak i ich niejednakowa dynamika będą decydować o różnych kierunkach i intensywności przemian rzeźby terenu w poszczególnych domenach.

Największych zmian można się spodziewać w obrębie ścian skalnych progów morfologicznych (domena 3) oraz w obrębie dróg i szlaków turystycznych położonych na stromych stokach (domena 9). Ściany skalne są kształtowane przez ruchy masowe różnego typu, których cechą jest epi-

zodyczność występowania, przy równoczesnych znacznych morfologicznych konsekwencjach poszczególnych zdarzeń w postaci cofania ścian skalnych i rozwoju blokowisk na niżej położonym odcinku stoku. Wprawdzie w okresie historycznym nie odnotowano większych przemieszczeń, to jednak nie można wykluczyć przewrócenia się lub oberwania dużych pakietów skalnych praktycznie w każdej chwili. Kontynuacja monitoringu geodezyjnego w miejscach użytkowanych turystycznie musi być w tej sytuacji traktowana priorytetowo.

Domeną, w której można spodziewać się dużych zmian powierzchni terenu w krótkiej skali czasowej (lat, dekad) są użytkowane nieutwardzone drogi oraz szlaki turystyczne pozbawione pokrywy darniowej. Przekształceń powierzchni można się spodziewać po każdorazowym epizodzie większej dostawy wody (opady, roztopy), generującym spływ powierzchniowy. Powstające i pogłębiane rozcięcia erozyjne są nie tylko nowymi formami rzeźby, ale powodują przyspieszenie odprowadzania wody i materiału zwietrzelinowego ze stoku, co zwiększa jego drenaż i w przypadku większych form erozyjnych (wąwozy drogowe) może prowadzić do przesuszenia przyległych partii stoku. Rozwój procesów erozyjnych na drogach i szlakach turystycznych prowadzi jednocześnie do ich uszkodzenia. W konsekwencji utrudnia to poruszanie się w ich obrębie lub wymusza ich obchodzenie. Prowadzi to do powstania nowych ścieżek, co z kolei powoduje zniszczenie roślinności w otoczeniu drogi/ szlaku wskutek wydeptywania. Dynamika zmian powierzchni dróg i szlaków jest ściśle związana z natężeniem użytkowania danej drogi i ruchu turystycznego w obrębie szlaków, nato-

miast najbardziej skuteczną ochroną przed niepożądanymi skutkami erozji jest utrwalenie nawierzchni szlaku bądź drogi. Funkcję ochroną na drogach rzadko użytkowanych może efektywnie pełnić pokrywa darniowa, w przypadku dużej presji turystycznej rozważyć należy wprowadzenie nawierzchni sztucznej (kamiennej, pomostów drewnianych). Przy dużych nachyleniach powierzchni szlaku konieczne mogą się okazać zapory zatrzymujące materiał mineralny.

W pozostałych domenach kluczowym czynnikiem jest pokrywa roślinna. W warunkach aktualnie dominującego zalesienia i zadarnienia obszaru PNGS procesy morfologiczne działają generalnie mało wydajnie i nie prowadzą do znaczących zmian rzeźby. Na tym tle wyróżniają się strome stoki porośnięte buczyną, gdzie warstwa runa i podszytu jest stosunkowo uboga (np. stoki Rogowej Kopy). Mimo zalesienia, w takich miejscach intensywnie zachodzi spełzywanie i zmyw powierzchniowy, prowadzące do obniżania powierzchni i nadbudowy lokalnych spłaszczeń, głównie o genezie antropogenicznej (dawne drogi równoległe do poziomicy).

Aktualna stabilność większości domen może ulec naruszeniu w wyniku zmiany pokrycia roślinnością, w szczególności wylesienia. Uruchomi to procesy splukiwania na stokach oraz depozycję deluwialną i aluwialną. Biorąc pod uwagę istnienie parku narodowego, nie należy się spodziewać celowego wprowadzania istotnych zmian użytkowania terenu, w tym wycinania większych połaci leśnych czy intensyfikacji rolnictwa. Jedynie w przypadku prowadzenia prac leśnych na stokach o większym nachyleniu można spodziewać się lokalnego wystąpienia erozji liniowej.

Tab. 10. Charakterystyka domen morfogenetycznych w Górach Stołowych.

Table 10. Morphogenetic domains in the Stołowe Mountains.

Lp.	Nazwa	Procesy (aktualne i potencjalne)	Dynamika zmian rzeźby (1 – niska, 3 – wysoka)
1	Skaliste powierzchnie stoliw	wietrzenie wychodni skalnych, sufozja, zmyw powierzchniowy, wielkoskalowe osiadanie	2
2	Płaskie powierzchnie stoliw i płaskowyżów, grzbiety wododziałowe	saltacja wykrotowa	1
3	Górne odcinki progów morfologicznych – ściany skalne	obrywy, odpadanie, przewracanie, wietrzenie, sufozja	3
4	Środkowe i dolne odcinki progów morfologicznych ze ścianami skalnymi w odcinku górnym	pełzanie gruntu i bloków, płytkie ruchy osuwiskowe, erozja źródłiskowa i liniowa, saltacja wykrotowa, depozycja materiału z sufozji	2
5	Strome stoki bez ścian skalnych	pełzanie gruntu, płytkie ruchy osuwiskowe, erozja liniowa, saltacja wykrotowa, zmyw powierzchniowy*	2/3
6	Stoki o umiarkowanym i małym nachyleniu	pełzanie gruntu, saltacja wykrotowa, zmyw powierzchniowy*, depozycja deluwialna*	1
7	Doliny wciosowe	dno – erozja wgłębna i denna, depozycja materiału stokowego i aluwialnego na zatorach zbocza – pełzanie gruntu, osuwanie, erozja liniowa	2
8	Doliny płaskodenne	erozja boczna, depozycja fluwialna	2
9	Drogi i szlaki turystyczne na stromych stokach	erozja liniowa, depozycja proluwialna	3

*) proces zachodzi w warunkach ubogiego runa i podszytu, braku pokrywy darniowej i ingerencji antropogenicznej

Jednocześnie należy się liczyć z możliwością wystąpienia zdarzeń naturalnych, które doprowadzą do wielkoobszarowych przekształceń pokrywy roślinnej. Do takich zagrożeń należą bardzo silny wiatr i pożary. Powstające w ich efekcie wiatrolomy i wiatrowały oraz pogorzelska umożliwiają intensyfikację zmywu powierzchniowego i erozji liniowej. Na wiatrowały szczególnie podatne są przeważające na terenie PNGS monokultury świerkowe, ze względu na ich płytki system korzeniowy. Wiatrowały powodują zwiększenie transportu stokowego i rozwój nowych form rzeźby (morfologia jamowo-kopczykowa) poprzez saltację wykrotową. Konsekwencją jest obniżanie powierzchni stoków, a tym samym ubożenie zasobów glebowych w ich obrębie. Jednocześnie wzrost dostawy wody i materiału mineralnego do koryt potoków skutkować będzie zwiększeniem ryzyka wystąpienia wezbrań powodziowych oraz wzrostem obciążenia cieków, co prowadzi do większej akumulacji w korytach i dnach dolin. Może to spowodować utrudnienia w funkcjonowaniu obiektów hydrotechnicznych i komunikacyjnych.

Biorąc pod uwagę raczej sekularne tempo przekształceń powierzchni terenu, większych efektów morfologicznych w krótszej skali czasowej należy spodziewać się tylko w przypadku epizodycznych zdarzeń ekstremalnych – intensywnych i długotrwałych opadów, wiatrowałów i pożarów. W większości przypadków nie jest możliwe zapobieganie tym zdarzeniom, podobnie jak wielkoskalowym ruchom masowym na progach morfologicznych. Działania, które powinny być podejmowane w celu zapobiegania zagrożeniom geomorfologicznym, polegają z jednej strony na utrzymaniu dotychczasowego stanu pokrywy roślinnej, sprzyjającej stabilizacji stoków, a z drugiej na podejmowaniu działań naprawczych w obrębie zniszczonych przez erozję dróg i szlaków turystycznych. Wskazana jest stabilizacja powierzchni bardziej stromych odcinków szlaków poprzez ich odpowiednią zabudowę lub okresowe zmiany przebiegu niektórych odcinków szlaków w celu umożliwienia regeneracji pokrywy darniowej.

LITERATURA

- August, C., Wojewoda, J., 2004.** Late Carboniferous weathering and regolith at the Kudowa Trough, West Sudetes: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica* 36, pp. 53–66.
- Beven, K., Kirkby, N., 1979.** A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences-Bulletin-des Sciences Hydrologiques*, 24, 1,3, pp. 43–69.
- Borecki, T., Wójcik, R., 1996.** Stopień uszkodzenia drzewostanów Parku Narodowego Gór Stołowych. W: Szczeliniec, Sympozjum „Środowisko przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych”, Kudowa Zdrój, 11-13.10.1996, pp. 167–171. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych.
- Buchwał, A., Wrońska-Walach, D., 2008.** Zapis denudacji naturalnej i antropogenicznej w odsłoniętych korzeniach świerka (*Picea abies*) (Karpaty Fliszowe). *Landform Analysis*, 8, pp. 33–36.
- Cacoń, S., Košťák, B., 1976.** Displacement registration of sandstone blocks in the Stolowe Gory Mountains, Poland. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 13, pp. 117–122.
- Cacoń, S., Košťák, B., Mąkowski, K., 2008.** Współczesne ruchy masowe Szczelińca Wielkiego. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M., Ciężkowski W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, pp. 114–127. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój.
- Ciężkowski, W., Kielczawa, B., 2008.** Wody. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M., Ciężkowski W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, pp. 86–100. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój.
- Czepe, Z., 1952.** Z morfologii Gór Stołowych. *Ochrona Przyrody*, 20, pp. 236–254.
- Dąbrowska, K., 2010.** The morphogenetic impact of the bora type wind (19th November 2004) on the relief of Danielov dom area (The High Tatras). *Landform Analysis*, 11, pp. 5–10.
- Devereux, B., Amable, G., 2009.** Airborne LiDAR: Instrumentation, Data Acquisition and Handling. W: Large A.R.G., [red.] - Laser Scanning for the Environmental Sciences, pp. 49–66. Blackwell Publishing.
- Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M.-L. (eds), 1996.** Landslide Recognition. Wiley, Chichester, 251 pp.
- Dumanowski, B. 1961.** Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne*, 32, pp. 311–324.
- Dumanowski, B. 1967.** Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 61, *Studia Geograficzne*, 9, pp. 1–134.
- Fatya, J., 1998.** Procesy erozyjne jako czynnik degradacji środowiska przyrodniczego w Sudetach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 44, pp. 21–33.
- Forczek, I., 2008.** Destruction of marginal parts of sandstone plateaus in the Protected Landscape Area Bohemian Paradise. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 5 (151), pp. 267–274.
- Gärtner, H., 2006.** The applicability of roots in dendrogeomorphology. W: Schleser, G., at al. [eds.] TRACE – Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology, 1, pp.120–124.
- Gärtner, H., 2007.** The roots – methodological review and new development in dating and quantifying erosive processes. *Geomorphology*, 86, pp. 241–251.
- Gerlach, T., 1976.** Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych. *Prace Geograficzne PAN* 122, 116 pp.
- Gil, E., 1976.** Splukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN*, 2, 65 pp.
- Guth, P.L., 2003.** Terrain organization calculated from digital elevation models. W: Evans, I.S., Dikau, R.,
- Tokunaga, E., Ohmori, H., Hirano, M., [red.] - Concepts and Modelling in Geomorphology: International Perspectives**, pp. 199–220. Terrapub Publishers, Tokyo.
- Guth, P.L., 2009.** Microdem help, U.S. Naval Academy.
- Harris, S.A., 1973.** Studies of soil creep, Western Alberta, 1970 to 1972. *Arctic and Alpine Research* 5 (3), pp. 171–180.
- Jahn, A., Cielińska, M., 1974.** Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 236, *Prace Instytutu Geograficznego* A1, pp. 5–24.
- Jahn, A., 1989.** The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains. *Geografiska Annaler, A, Physical Geography*, 71A, pp. 161–170.
- Jahn, M., 1972.** Wstępne obserwacje nad selektywną erozją gleb w Sudetach. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 10, pp. 195–234.
- Kabała, C., Szerszeń, L., Wicik, B., 2002.** Geneza, właściwości i systematyka gleb Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 6, pp. 21–94.

- Kasprzak, M., Traczyk, A., 2010.** Geomorfometria granitowej części Karkonoszy. *Landform Analysis*, 13, pp. 33–46.
- Klementowski, J., 1996.** Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. W: Jahn, A., Kozłowski, S., Pulina, M., [red]-Masyw Śnieżnika – zmiany w środowisku przyrodniczym, pp. 121–142. PAE, Warszawa.
- Klimaszewski, M., 1968.** Project of the unified key to the detailed geomorphological map of the world IGU. *Folia Geographica, Seria Geographica-Physica*, 2, pp. 1–179.
- Kowalski, S., 1983.** Wody powierzchniowe w skałach górnokredowych Gór Stołowych. *Prace Hydrogeologiczne Instytutu Geologii, Seria Specjalna*, 15, pp. 1–102. Wydawnictwo Geologiczne Warszawa.
- Krapiec, M., Margielewski, W., 1991.** Zastosowanie analizy dendrogeomorfologicznej w datowaniu powierzchniowych ruchów masowych. *Kwartalnik AGH – Geologia*, 17, 1–2, pp. 67–81.
- Latocha, A., Roszczyńska, M., 2011.** Zmiany krajobrazu na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych w ostatnich 100 latach. *Przyroda Sudetów*, 14, pp. 125–140.
- Liechty, H.O., Jurgensen, M.F., Mroz, G.D., Gale, M.R., 1997.** Pit and mound topography and its influence on storage of carbon, nitrogen, and organic matter within an old-growth forest. *Canadian Journal of Forest Research*, 27, pp. 1992–1997.
- MacMillan R.A., Shary P.A., 2009.** Landforms and Landform Elements in Geomorphometry, [w:] T. Hengl, H.I. Reuter (red.) - Geomorphometry. Concepts, Software, Applications. *Developments in Soil Science* 33, Elsevier, 227–254.
- Malik, I., 2008.** Dendrochronologiczny zapis współczesnych procesów rzeźbotwórczych kształtujących stoki i doliny rzeczne wybranych stref krajobrazowych Europy Środkowej. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 2566, pp. 160. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Malik, I., Owczarek P., 2009.** Dendrochronological records of debris flow and avalanche activity in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudetes - Central Europe). *Geochronometria* 34, pp.57–66.
- Mała Encyklopedia Leśna, 1991.** Kocięcki, S., Zdanowski, A., Kolk, A., Rzadkowski, S., Sobczak R. [red.], 638 pp. PWN Warszawa
- Migoń, P., 2008.** Rzeźba i rozwój geomorfologiczny Gór Stołowych. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M., Ciężkowski W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, pp. 49–69. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój.
- Migoń, P., Kasprzak, M., 2011.** Morfologiczny zapis ruchów masowych na progach morfologicznych Gór Stołowych w świetle numerycznego modelu wysokości o dużej rozdzielczości. *Przyroda Sudetów*, 14, pp. 115–124.
- Migoń, P., Placek, A., Żyszkowska, W., 2009.** Steep slopes in the Sudetes and their morphotectonic interpretation. *Geological Quarterly*, 53, pp. 219–232.
- Migoń, P., Szczepanik, M. 2005.** Amfiteatry skalne północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 9, pp. 5–18.
- Migoń, P., Zwiernik, M. 2006.** Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych. *Przegląd Geograficzny*, 78, pp. 319–338.
- Otop, I., Miszuk, B., 2011.** Zróżnicowanie temperatury powietrza w warunkach rzeźby Parku Narodowego Gór Stołowych.
- Norman, S.A., Schatzl, R.J., Small, T.W., 1995.** Effects of slope angle on mass movement by tree uprooting. *Geomorphology*, 14, pp. 19–27.
- Owczarek, P., Kassa, A., 2011.** Ocena tempa degradacji wybranych odcinków szlaków turystycznych Parku Narodowego Gór Stołowych w świetle badań dendrochronologicznych. *Przyroda Sudetów*, 14, pp. 155–166.
- Parzóch, K., 2001.** Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji. Maszynopis pracy doktorskiej, Archiwum Zakładu Geomorfologii IGIRR, Wrocław, 234 pp.
- Parzóch, K., Katrycz, M., 2002.** Współczesne procesy geomorfologiczne i antropopresja w górskim środowisku Karkonoszy. *Przyroda Sudetów Zachodnich*, Suplement 1, pp. 23–36.
- Parzóch, K., Migoń, P., Latocha, A., 2009.** Geomorfologiczne efekty długotrwałego cofania stoków w rejonie Sawanny Łężyckiej w Górach Stołowych. *Przyroda Sudetów*, 12, pp. 87–98.
- Pašek, J., Pulinowa, M.Z., 1976.** Block movements of Cretaceous sandstones in the Stolowe Gory Mts., Poland. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 13, pp. 79–82.
- Pulinowa, M.Z., 1989.** Rzeźba Gór Stołowych. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1008, 218 pp. Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice
- Pulinowa, M.Z., 2008.** Geomorfologia. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M., Ciężkowski W., [red.] - Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, pp. 38–48. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój.
- Remisz, J., 2007.** Strukturalne uwarunkowania rzeźby południowego progu Gór Stołowych. *Przyroda Sudetów* 10, pp. 253–268.
- Rogaliński, J., Słowiak, G., 1958.** Rzeźba Gór Stołowych w świetle teorii pedyplanacji. *Czasopismo Geograficzne* 29, pp. 473–494.
- Rotnicka, J., 1996.** Wiek i litologia tzw. margli plenerskich. W: Szczeliniec, Sympozjum „Środowisko przyrodnicze Parku Narodowego Gór Stołowych”, Kudowa Zdrój, 11-13.10.1996, pp. 21–26. Wydawnictwo Parku Narodowego Gór Stołowych.
- Rudberg, S., 1964.** Slow mass movement processes and slope development in the Norra Störfjäll area, Southern Swedish Lapland. *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. Suppl. 5, pp. 192–203.
- Šamonil, P., Král, K., Hort, L., 2010a.** The role of tree uprooting in soil formation: A critical literature review. *Geoderma*, 157, pp. 65–79.
- Schatzl, R.J., Follmer, L.R., 1990.** Longevity of treethrow microtopography: implications for mass wasting, *Geomorphology*, 3, pp. 113–123.
- Slymaker, O., Spencer, T., Embleton-Hamann, Ch., (eds), 2009.** Geomorphology and global environmental change. 434 pp. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sorensen, R., Zinko, U., Seibert, J., 2006.** On the calculation of the topographic wetness index: evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, pp. 110–112.
- Staffa, M. [red.], 1992.** Słownik geografii turystycznej Sudetów, t. 13, Góry Stołowe. 280 pp. Wyd. PTTK „Kraj”, Warszawa-Kraków.
- Tomaszewski, J.T., 1994.** Rodzaje cieków górskich terenów Karkonoszy. W: Problemy hydrologii regionalnej. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Wrocław, pp. 104–110.
- Urbański, J., 2008.** GIS w badaniach przyrodniczych. 252 pp. Wydawnictwo Uniwersytetu Gdańskiego
- Walczak, W., 1963.** Geneza form skalnych na północno-wschodniej krawędzi Gór Stołowych. *Acta Universitatis Wratislaviensis*, 9, *Studia Geograficzne*, 1, pp. 191–200.
- Walczak, W., 1968.** Sudety. 384 pp. PWN Warszawa
- Wilson, J.P., Gallant, J.C., 2000.** Digital Terrain Analysis. W: Terrain Analysis. Principles and Applications, pp. 1–27. John Wiley & Sons, Chichester.

Wojewoda, J., 2007. Neotectonic aspect of the Intrasudetic Shear Zone. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 4(4), pp. 1–11.

Wojewoda, J., 2011.

Zhilin, L., 2008. Multi-Scale Digital Terrain Modelling and Analysis. W: Zhou, Q., Lees, B., Tang, G., [red.]- *Advances in Digital Terrain Analysis*, pp. 59–83. Springer.

Zgorzelski, M., 1995. Ukształtowanie terenu PNGS. W: Zgorzelski, M., [red.]- *Góry Stołowe*, pp. 21–43. Dialog, Warszawa.

GEOLOGIA PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH – WYBRANE ZAGADNIENIA

GEOLOGY OF THE GÓRY STOŁOWE NATIONAL PARK – SELECTED ISSUES

J. WOJEWODA ¹⁾, D. BIAŁEK ¹⁾, M. BUCHA ¹⁾, A. GŁUSZYŃSKI ¹⁾, R. GOTOWAŁA ¹⁾,
J. KRAWCZEWSKI¹⁾, B. SCHUTTY ²⁾

¹⁾ Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, Pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław

²⁾ Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

Słowa kluczowe: SUDETY, NIECKA ŚRÓDSUDECKA, GÓRY STOŁOWE, KARBON, PERM, KREDA, PIASKOWIEC, STREFA ŚCINANIA, GEODYNAMIKA, NEOTEKTONIKA, SEDYMENTOLOGIA, PALEOGEOGRAFIA

Keywords: SUDETES, INTRASUDETIC BASIN, TABLE MOUNTAINS, CARBONIFEROUS, PERMIAN, CRETACEOUS, SANDSTONE, SHEAR ZONE, GEODYNAMICS, NEOTECTONICS, SEDIMENTOLOGY, PALAEOGEOGRAPHY

STRESZCZENIE:

Na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych wykonano dokumentację powierzchniowej budowy geologicznej. Wynikiem jest mapa geologiczna w skali 1:25000, przedstawiona w mniejszej skali. Dzięki zastosowaniu niezwykle precyzyjnego cyfrowego modelu terenu oraz ortofotomapie uzyskano niemożliwą dotychczas precyzję odwzorowania. Jednym z najciekawszych elementów budowy geologicznej jest niezwykle regularna sieć uskoku i związany z nimi cios. Niektóre linie uskoku przecinają prostoliniowo cały obszar PNGS i wszędzie tam, gdzie można je udokumentować w odsłonięciu ukazują konsekwentnie przesuwczy charakter. Linie uskoku w sposób zasadniczy warunkują rozwój sieci rzecznej obszaru, zwłaszcza na płaskich powierzchniach masywów piaskowcowych. Odkryte zostały liczne poziome piaskowce między dotychczas znanymi litosomami piaskowców ciosowych. Zlokalizowano i opisano ponad 3000 skalnych grzybów i baszt, jak również przedstawiony został litologiczno-strukturalny model tworzenia się tych form skalnych.

ABSTRACT:

Bedrock geological phenomena were documented in detail over the area of the Table Mountains (Góry Stołowe) National Park (TMNP), resulting in a geological map at the scale of 1:25000, here presented in a reduced scale. Application of a very high resolution digital elevation model and of an orthophotomap allowed a hitherto unattainable precision of cartographic reproduction to be achieved. Among the most interesting features of the geology imaged on the map is the highly regular network of faults and related joints. Some rectilinear fault traces cut across the entire area of TMNP and inevitably show strike-slip kinematics wherever they can be documented in an outcrop. They dominantly control the river network of the area, in particular on flat top surfaces of sandstone massifs. Numerous new sandstone horizons were discovered between the Blocky Sandstone (German: Quader-Sandstein) lithosomes known to-date. Located and described were more than 3000 rocky mushrooms and towers, complemented with a lithological-structural model of their formation.

WPROWADZENIE

W rozdziale przedstawione zostały wyniki geologicznych prac kartograficznych, których efektem jest odwzorowanie litologii i elementów strukturalnych na mapie. Z uwagi na dużą skalę odwzorowania, obraz budowy geologicznej jest znacząco uproszczony w stosunku do uzyskanej dokumentacji. Jednak nawet w tej skali porównanie z wcześniejszymi mapami obszaru PNGS obraz budowy geologicznej jest w wielu miejscach istotnie odmienny. Pomimo, że w pracach kartograficznych posługiwano się wyłącznie płytką geofizyką radarową i nie wykonywano wierceń, to dostępne materiały wyjściowe, takie jak ortofotomapa oraz lidarowy

DEM, jak również możliwość bardzo precyzyjnej lokalizacji punktów dokumentacyjnych dały zaskakująco ciekawe wyniki, które pozwalają rozpocząć kilka nowych wątków badawczych. Zespół postanowił zasygnalizować wszystkie te wątki w formie na tyle udokumentowanej, na ile było to możliwe w trakcie 3 sezonów terenowych.

Za wartą przedstawienia uznano historię prac kartograficznych, prowadzonych na obszarze Gór Stołowych już od połowy XVIII wieku, czyli de facto od początków tworzenia podstaw geologii jako dziedziny naukowej. Historia ta jest szczególnie interesująca, a to chociażby dlatego, że obszar Sudetów, a Gór Stołowych w szczególności, od samego początku stanowił pole wymiany doświadczeń,

ale i konkurencji między geologami różnych narodowości, wywodzących się z różnych szkół i dysponujących różnymi metodami. Większość geologów-kartografów pracujących na tym obszarze była związana z uczelniami Wrocławia, Berlina, Pragi i Wiednia. Wielu z nich to wybitne postacie w geologii światowej.

Za podstawowe i konieczne dla przedstawienia uznano opisy litologiczne skał podłoża paleozoicznego, w tym opisy skał metamorficznych i magmowych tzw. masywu Kudowy. Następnie, przedstawiono litologię oraz cechy sedymentologiczne osadów paleozoicznych i mezozoicznych, w szczególności utworów górnego karbonu, permu oraz kredy. Utwory te stanowiły podstawę dla wydzielenia kartograficznych na przeważającym obszarze PNGS, zwłaszcza na obszarze synklinorium śródsudeckiego. Omówione zostały przyczyny i uwarunkowania płytowej budowy Gór Stołowych oraz szczególnie charakterystyczne dla ich krajobrazu wybrane formy skalne: grzyby, baszty, bastiony, kawerny oraz labirynty. Omówiono również przesłanki geodynamiki obszaru od etapu sedymentacji w kredzie, poprzez inwersję po współczesną aktywność neotektoniczną zapisaną m.in. w zniszczeniach widocznych w skałach i obiektach inżynierskich. Poruszony został temat ewolucji dzisiejszego krajobrazu Gór Stołowych, zwłaszcza niektórych form dolinnych, w kontekście aktywności geodynamicznej obszaru.

HISTORIA ODWZOROWANIA KARTOGRAFICZNEGO OBSZARU GÓR STOŁOWYCH

Obszar Parku Narodowego Gór Stołowych (PNGS), z uwagi na swoje historycznie transgraniczne położenie, zawsze budził zainteresowanie geologów. Miejsce to od dawna przyciąga miłośników krajobrazu, w szczególności zainteresowanych różnorodnością form skalnych w piaskowcach Gór Stołowych. Od czasu odkrycia leczniczych właściwości wód źródłanych obszar PNGS stanowi również ważny region lecznictwa balneologicznego. Obydwa te aspekty sprawiły, że obszary te od dawna są eksplorowane i były wielokrotnie odwzorowywane na mapach, w tym również na mapach geologicznych. Przedstawione dalej, wybrane przykłady opracowań geologiczno-kartograficznych są omówione w kolejności historycznej i ukazują ewolucję poglądów nt. budowy nie tylko obszaru PNGS, ale całych Sudetów (**Ryc. 1**)

Przedstawione dalej mapy zostały skalibrowane w taki sposób, aby nawiązywać do obowiązującego dzisiaj systemu kartograficznego, tzn. WGS84 oraz PUGW92. Do kalibracji wykorzystane zostały najbardziej charakterystyczne punkty topograficzne, m.in. istniejące do dzisiaj skrzyżowania ważniejszych traktów, czy punkty wysokościowe. W przypadkach map archiwalnych kalibracja obrazu powoduje geometryczne zniekształcenia w wyniku transformacji między układami współrzędnych. Pomimo tak zdeformowanego pierwotnego obrazu rysuje się schemat morfologii i geologii obszaru zbliżony do tego, jaki dzisiaj uzyskujemy dzięki najnowszym technikom geodezyjno-pomiarowym i metodom zdalnej detekcji. Uprawniona jest teza, że nasza dzisiejsza wiedza nt. budowy geologicznej obszaru PNGS jest wypadkową prac kilku pokoleń geologów-kartografów.



Leopold Christian von Buch
(1774-1853)

Najstarszym odwzorowaniem budowy geologicznej Sudetów jest mapa mineralogiczna Śląska w skali ok. 1:500000, którą Leopold von Buch wykonał w 1797 roku. Mapa ta została wydana jako załącznik do książki opisującej jego podróż po Śląsku (Buch, 1802) w czasie, kiedy był zatrudniony jako referendarz Wyższego Urzędu Górniczego w Dzierżoniowie. Na mapie autor schematycznie zaznaczył Góry Stołowe z ich najwyższym szczytem Szczelińcem (*niem. Heuscheuer*), jako obszar występowania tzw. „młodych piaskowców” (*niem. Neuerer Sandstein*), w domyśle piaskowców kredowych. Na południu obszaru dzisiejszego PNGS, w okolicach Dusznik, autor zaznaczył wychodnie „łupków błyszczących” (*niem. Glimmerschiefer*), które stanowiły północne zakończenie Gór Bystrzyckich (*niem. Habelswerder Gebirge*). Na północy obszaru dzisiejszego PNGS Buch zaznaczył rozległy obszar zbudowany ze „starych piaskowców” (*niem. Alterer Sandstein*), w domyśle piaskowców permu i karbonu. Warto nadmienić, że Buch był uczniem **Abrahama Gottloba Wernera**, jednego z twórców nurtu w geologii zwanej **neptunizmem**.



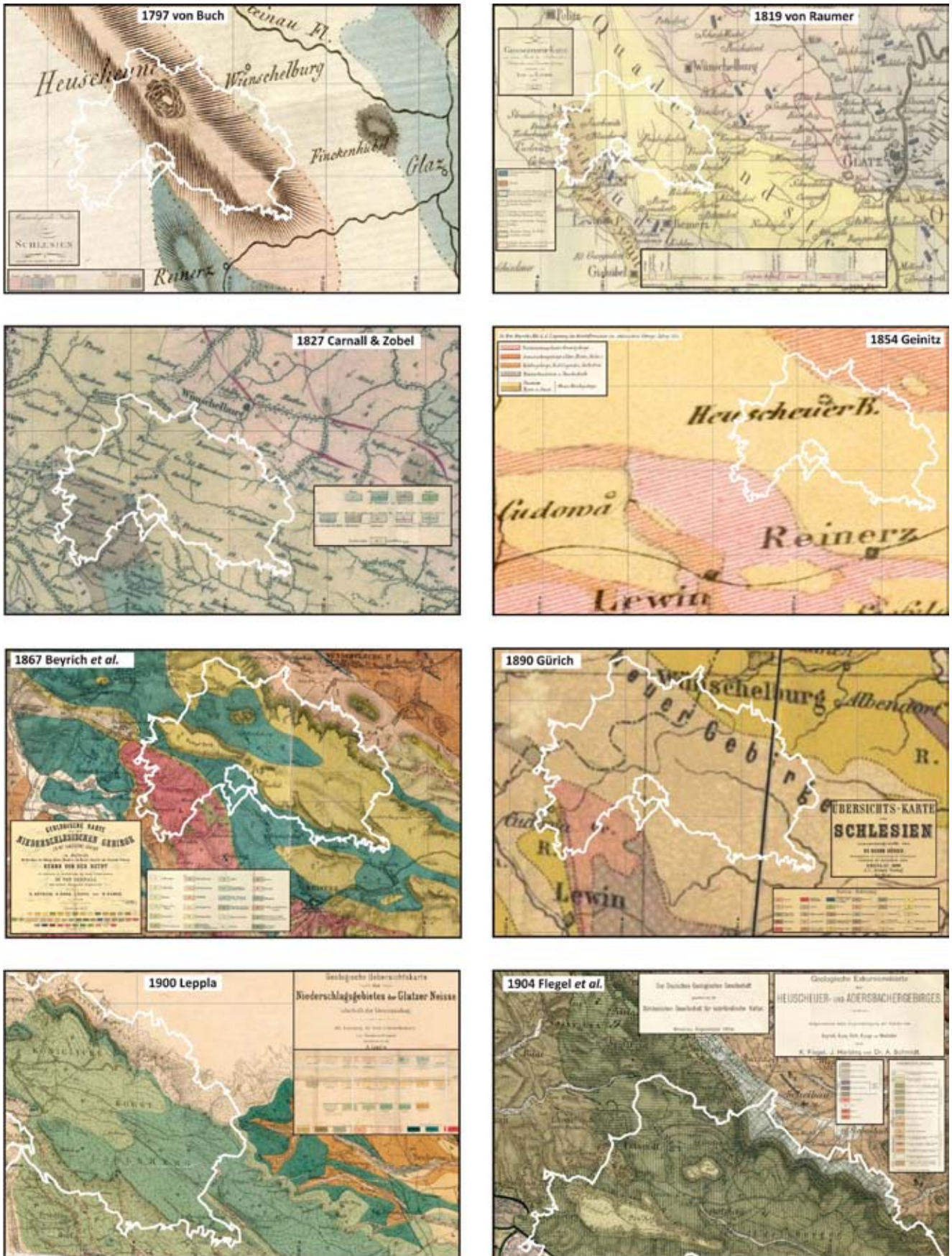
Karl (Georg) von Raumer
(1783-1865)

W 1818 roku Karl von Raumer wykonał pierwszą sensu stricto mapę przeglądową Sudetów w skali ok. 1:178600 (Raumer, 1818 & 1819). Na mapie tej, na obszarze niecki śródsudeckiej, po raz pierwszy skały osadowe obszaru Gór Stołowych zaliczone zostały do kredy i rozdzielone na piaskowce oraz plener (*niem. Quadersandstein, Pläner*). Na południu obszaru autor zaznaczył wychodnie granitu (*niem. Westlicher Syenit*) w domyśle granit Kudowy oraz czerwone piaskowce (*niem. Südliches Rothes Sandstein*) w domyśle utwory czerwonego spągowca okolic Brzozowia i Jerzykowic. K. v. Raumer dołączył do mapy kilka przekrojów geologicznych przez Sudety, pokazujących granice między obszarami o różnej budowie geologicznej. Raumer studiował w saksońskim Freibergu, jednak swoje losy związał jako profesor mineralogii z Uniwersytetem we Wrocławiu. Uchodzi za protoplastę geologii militarnej, rozwijanej przez strony konfliktów zbrojnych w czasach napoleońskich.



Rudolph Arwid Wilhelm von Carnall
(1804-1874)

Pierwszy okres w kartografii geologicznej Sudetów kończą arkusze mapy przeglądowej Sudetów autorstwa Carnalla w skali ok. 1:188000, wykonane w roku 1827 przez Zobela i Carnalla (1827, 1831 & 1832). Na mapie tej obszar dzisiejszego PNGS zbudowany jest w przewadze z nierozdzielonej kredy i „nowego granitu” (*niem. neuer granit*) w domyśle granitu



Ryc. 1. Zestawienie najważniejszych historycznych map geologicznych w części dotyczącej Parku Narodowego Gór Stołowych i obszarów przyległych

Fig. 1. Review of the most important historical geological maps showing the area of present-day Table Mountains National Park (TMNP) and its environs.

Kudowy. Na mapie tego autora pojawia się po raz pierwszy karbon z pokładami węgla kamiennego w okolicy Bukowiny i Pstrążnej. Carnall był ściśle związany z Górnym Śląskiem i przez wiele lat kierował Górnośląską Szkołą Górniczą w Tarnowskich Górach. Pełnił również funkcję dyrektora Wyższego Urzędu Górniczego we Wrocławiu. Był członkiem założycielem, a od 1848 prezesem Niemieckiego Towarzystwa Geologicznego (*Deutsche Geologische Gesellschaft*).

Nowe informacje zawiera również szkic geologiczny dołączony do pracy poświęconej kredzie obszaru Niemiec autorstwa H. B. Geinitza (1854). Autor ten oznacza na mapie wszystkie utwory kredowe na obszarze dzisiejszego PNGS jako cenoman. Już wcześniej w swojej pracy z 1943 roku jako pierwszy wydzielił 3 poziomy piaskowców ciosowych (dolny, środkowy i górny) i podzielił plener na 2 części – dolny marglisty i górny wapnisty oraz dokonuje podziału litostratygraficznego kredy na dolne piaskowce ciosowe. Ciekawostką jest, że jako pierwszy zaznacza niewielkie płyty kredy leżące na krystalicznym podłożu w okolicy Jerzykowic oraz wyraźnie zakreśla południkową strukturę rowu Lewina wypełnionego nierozdzielniymi utworami permokarbonsu.



Heinrich Ernst Beyrich
(1815-1896)

Pierwszą szczegółową mapę geologiczną obszaru dzisiejszego PNGS rozpoczyna arkusz Duszniki (*niem. Reinerz*) wykonany przez Ernsta H. Beyricha w okresie 1841-1865 i wydany w serii 5 map (Mapa Geologiczna Sudetów, skala 1:75000) (Beyrich, 1849 a & b, 1854; Beyrich et. al., 1867). Mapę tę poprzedził szkic geologiczny Beyricha w jego pracy w 1854 roku. Beyrich również zaliczył całą kredę do cenomanu, podkreślając jednak, że dolny piaskowiec ciosowy należy do dolnego cenomanu. Beyrich był ściśle związany z naukowymi instytucjami Berlina. Jemu zawdzięczamy do dzisiaj stosowane skale odwzorowań kartograficznych w geologii - 1:100000, 1:50000 oraz 1:25000.



Georg Gürich (1859-1938)

W 1890 roku Georg Gürich wydał mapę przeglądową Śląska w skali ok. 1:400000, na której na obszarze dzisiejszego PNGS wydzielił kredę (cenoman) oraz granity i „granityty” (w domyśle granodioryty). W 1900 roku A. Leppla dołączył do swojej pracy poświęconej geologii i hydrografii Ziemi Kłodzkiej mapę geologiczną w skali 1:50000, którą w zasadzie można uznać za przełomową dla dalszego odwzorowania geologii dzisiejszego obszaru PNGS. Co prawda nie różnicuje on wieku wydzieleni litologicznych, jednak wychodnie zakreślone na podkładzie hipsometrycznym dają poprawny obraz litostratygrafii kredy.

W 1904 roku K. Flegel, J. Herbing oraz A. Schmidt opracowali geologiczną mapę niecki śródsudeckiej w skali 1:75000. Jest to pierwsza mapa szczegółowa zawierająca zarówno charakterystykę litologiczną ogniw kredy, jak i podany

wiek. Tzw. górne piaskowce ciosowe lub „piaskowce Szcze-lińca” (*niem. Heuscheuer Quader – oberer*) zaliczone zostały przez autorów mapy do tzw. emszery, czyli nierozdzielnych koniaków i santonu. Mapa zawiera dużą ilość zupełnie nowych danych. Po raz pierwszy na mapie geologicznej obszaru Pstrążnej pojawia się nazwa „ottweiler” w odniesieniu do skał osadowych karbonu (*niem. Ottweiler Stufe*). Co więcej, karbon w rejonie Pstrążnej-Hronova jest rozdzielony na trzy odmiany litologiczne, którym autorzy przypisują konkretną superpozycję – dolne łupki (*niem. Idastollener Schichten*), środkowe piaskowce (*niem. Hexenstein-Arkosen*) oraz górna seria węglowa (*niem. Radowenzer Flötzzug*). Mapa została wykonana w oparciu o mapę Beyricha i innych (1867) na kreskowym, cieniowanym podkładzie topograficznym bez poziomicy, jednak szczyty ważniejszych wzniesień mają podane wysokości nad poziom morza, a morfologia terenu jest dosyć wiernie przedstawiona.

W pracy z 1904 roku Flegel podaje informacje uzupełniające obraz na mapie. Wychodnie karbonu nazwał „karbońskim blokiem Hronova-Pstrążnej” (*niem. Karbonscholle von Hronov-Straußenei*), a uskoki ograniczający ten blok od północy „uskokiem Pstrążnej” (*niem. Straußenei Sprung*). Północno-wschodni i południowo-zachodni uskoki ramowy masywu granitoidowego Kudowy Flegel nazwał odpowiednio „dusznickim uskokiem źródłowym” i „uskokiem Kudowy”.

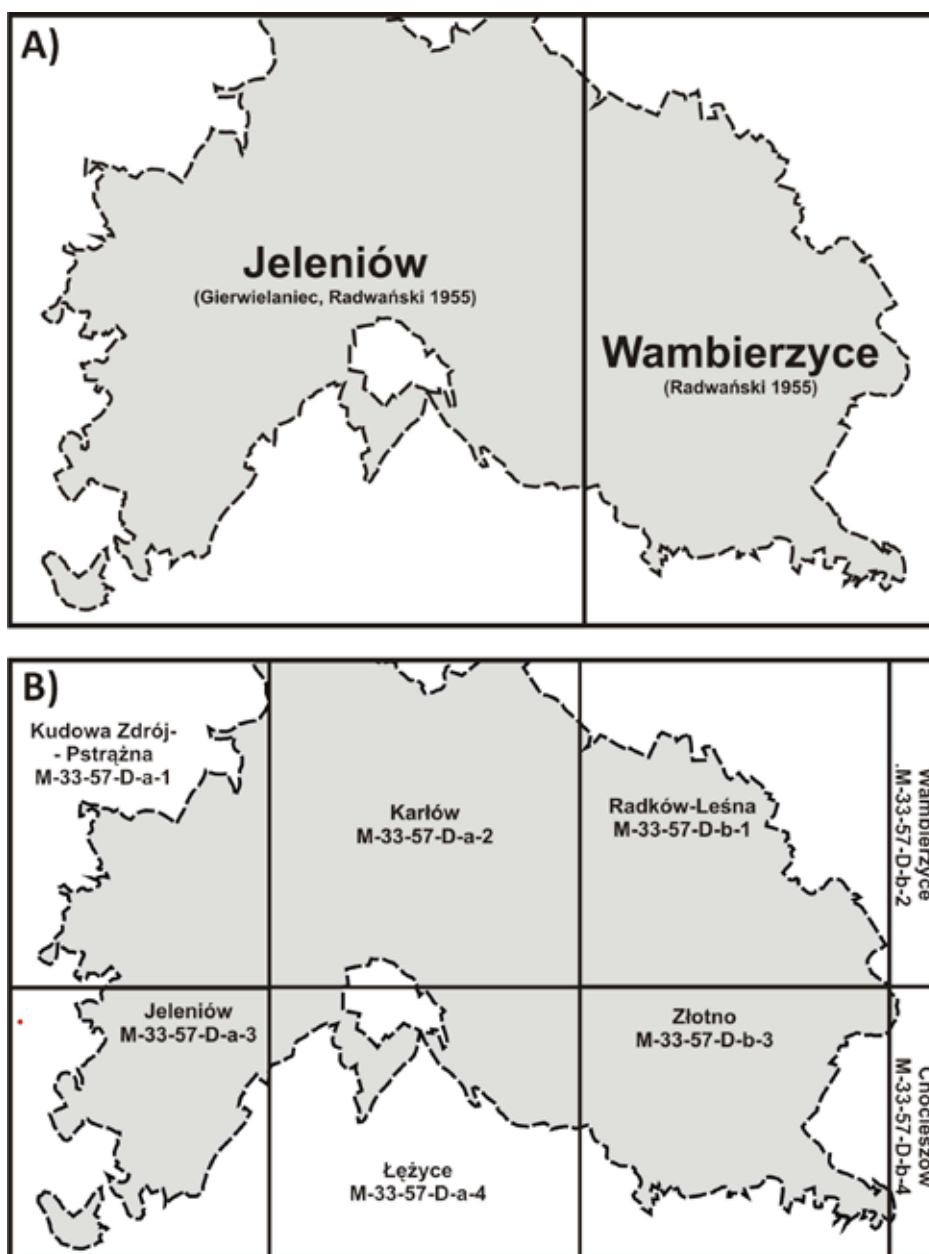
Z innych znaczących opracowań kartograficznych należy zaliczyć mapę R. Michaela w skali ok. 1:50000 dołączoną do jego pionierskiego artykułu z 1893 r. poświęconego budowie geologicznej okolic Kudowy. Co prawda obejmuje ona zaledwie niewielki fragment obszaru dzisiejszego PNGS, jednak zawiera czytelne przekroje i niezwykle detaliczne opisy litologii utworów kredy. W 1913 roku E. Dathe i W. Petrascheck wydali transgraniczną przeglądową mapę geologiczną niecki śródsudeckiej w skali 1:100000, która obejmuje NW część obszaru PNGS, a zastosowany na niej podział stratygraficzny utworów kredy utrzymał się bez większych zmian do dzisiaj.

Po II Wojnie Światowej część Sudetów znalazła się w granicach Polski. W ramach reambulacji map starszych oraz prac kartograficznych podjętych przez geologów polskich, wykonano arkusze szczegółowej mapy geologicznej Sudetów w skali 1:25000. Cały obszar dzisiejszego PNGS został odwzorowany na dwóch arkuszach: Jeleniów (Gierwielaniec, Radwański 1955) i Wambierzyce (Radwański 1955), wydanych przez Instytut Geologiczny (Ryc. 2A).

METODY ZASTOSOWANE DLA ODWZOROWANIA POWIERZCHNIOWEJ BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

W ramach projektu badawczego N R09 0029 04/2008 wykonano powierzchniowe zdjęcie geologiczne obszaru PNGS. Podstawowe odwzorowanie budowy geologicznej wykonane zostało w skali 1:10000 na podstawie podkładów topograficznych w tej samej skali, przy wykorzystaniu ortofotomapy oraz modelu numerycznego powierzchni terenu.

Obszar PNGS obejmuje większą część arkuszy Kudowa Źródł-Pstrążna (M-33-57-D-a-1), Karłów (M-33-57-D-a-2),



Ryc. 2. Arkusze Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25000 (A) i arkusze Mapy Topograficznej w skali 1:10000 (B) obejmujące obszar PNGS

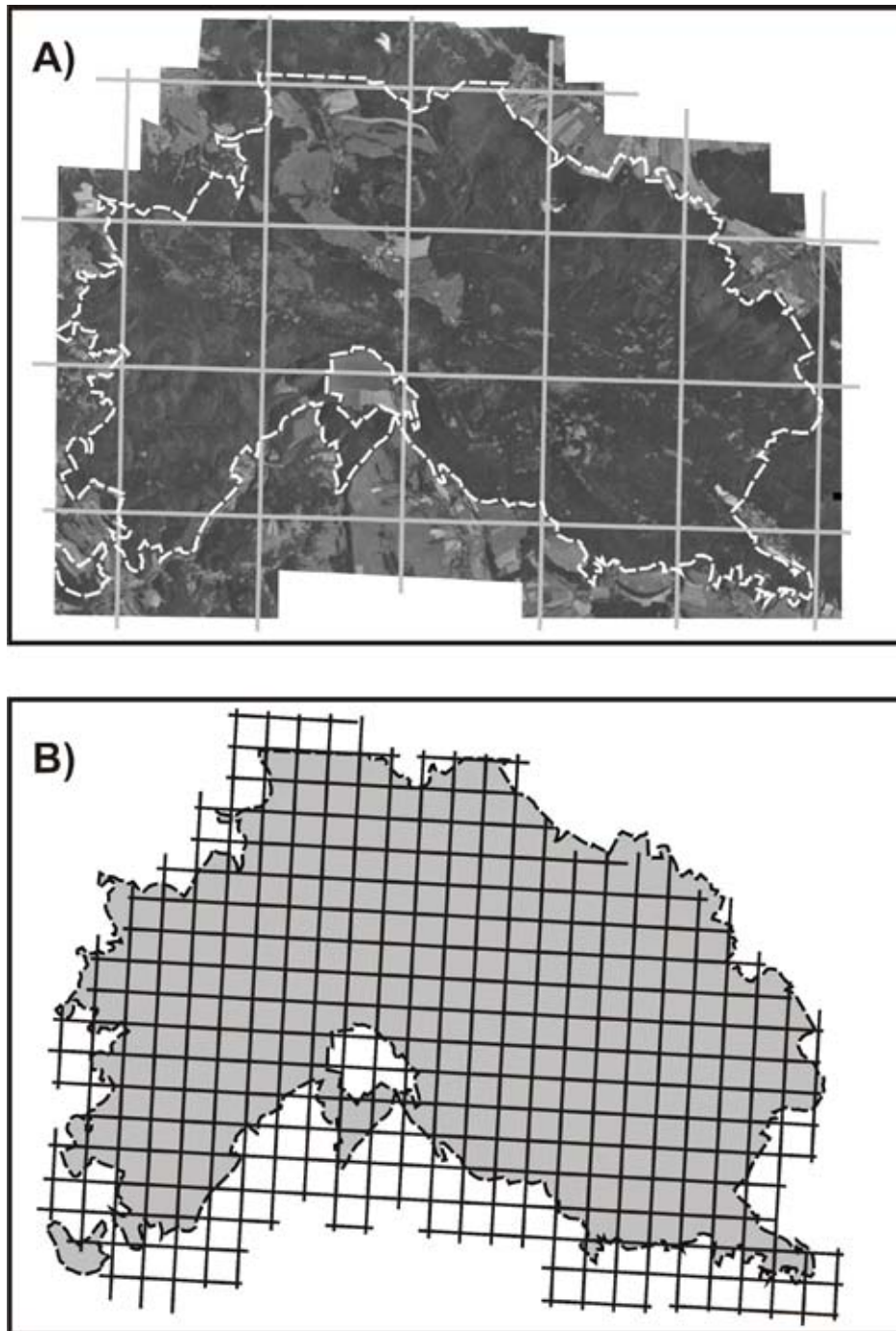
Fig. 2. Sheets of the Detailed Geological Map of Sudetes at scale of 1:25000 (A) and of the topographic map at scale of 1:10000 (B) covering the area of TMNP

Jeleniów (M-33-57-D-a-3), Łężyce (M-33-57-D-a-4) oraz Radków-Leśna (M-33-57-D-b-1) i Złotno (M-33-57-D-b-3) (**Ryc. 2B**). Dwa bardzo małe fragmenty obszaru PNGS znajdują się na arkuszu Chocieszów (M-33-57-D-b-4).

Ortofotomapa wykorzystana dla odwzorowania budowy geologicznej obszaru PNGS składała się z 32 8- i 12-bitowych geotiff RGB w sekcjach analogicznych do układu arkuszy topograficznych w skali 1:10000 w układzie PUWG 1992 (**Ryc. 3A**). Założona rozdzielczość pikselowa w sekcjach wynosiła ok. 15 cm x 15 cm. Ponadto, wykorzystana została osnowa numerycznego modelu terenu (NMPT) (*ang.* *DTM*) wykonanego na podstawie lotniczego skaningu laserowego LIDAR. Dostarczony przez Park Narodowy Gór Stołowych materiał wyjściowy obejmował 313 plików .xyz

o całkowitej objętości 4,91 GB (**Ryc. 3B**). Rozdzielczość materiału wyjściowego wynosiła ok. 24 cm x 24 cm (**X-Y**) oraz ok. 80 cm (**Z**). Materiał taki znakomicie nadawał się do pracy na małych fragmentach obszaru obejmujących do 6-8 sekcji. Jednak dla odwzorowania graficznego na mapie geologicznej materiał został interpolacyjnie pomniejszony do rozdzielczości pikselowej ok. 1,1 m x 1,1 m (**X-Y**) oraz ok. 3 m (**Z**).

Kartograficzne, powierzchniowe rozpoznanie terenowe wykonano w okresie od 2008 roku do połowy 2011. Łącznie dla potrzeb odwzorowania wykonano ponad 500 km marszrut na obszarze ok. 50 km² (ponad 10 km/1km²). Na obszarze objętym odwzorowaniem wykonano ponad 3000 pomiarów strukturalnych (uławicenie, powierzchnie spękań, wskaźniki



Ryc. 3. Sekcje ortofotomapy (A) i sekcje lidarowego NMPT (B) wykonane dla obszaru PNGS
Fig. 3. Sections of orthophotomap (A) and of lidar NMPT (B) covering the area of TMNP

kinematyczne oraz sedymentologiczne wskaźniki kierunku paleoprądu). Wykonanych zostało ponad 1000 zdjęć terenowych. Pobrano ok. 100 próbek skał, z których wykonano łącznie ponad 80 preparatów mikroskopowych dla potrzeb opisów petrograficznych. Pomiary terenowe wykonywane były kompasami geologicznymi typu Freiberg i Brunon i dalmierzem laserowym. Marszruty i pomiary geodezyjne rejestrowane były za pomocą odbiorników i rejestratorów Trimble Yuno i Nomad, przy zastosowaniu oprogramowania DT Explorer Pro oraz Arcpad. Przy konstruowaniu map wykorzystywano między innymi aplikacje Global Mapper, Microdem i GPS Photo Tragger. Lokalizacja punktów pomiarowych była uzupełniana odbiornikiem Pentagram.

W wyniku prac terenowych (pomiarów i opróbowania) oraz analiz laboratoryjnych wykonana została dokumentacyjna mapa litologii podłoża w skali 1:10000 (bez osadów kenozoicznych i pokrywy glebowej), w oparciu o którą wykonana została mapa syntetyczna geologiczna w skali 1:25000 obejmująca obszar PNGS. Dla potrzeb tej publikacji w/w mapa została przedstawiona w wersji uproszczonej w skali ok. 1:51500 (**Ryc. 4**). Ponieważ w trakcie prowadzenia prac kartograficznych pojawiły się nowe fakty i istotne dla budowy geologicznej obszaru PNGS zagadnienia szczegółowe, które wymagają większej dokładności odwzorowania, dla potrzeb tej publikacji przygotowano dodatkowe sekcje w większej skali (por. **Ryc. 5, 8, 9, 10 i 11**)

LITOLOGIA I LITOSTRATYGRAFIA OBSZARU GÓR STOŁOWYCH

Skąły występujące na obszarze PNGS można podzielić na 5 głównych pięter lito-strukturalnych: **kompleks metamorficzny serii strońskiej**, **kompleks granitoidowy Kudowy-Oleśnic**, **osady karbonu**, **perm** oraz **kredey**. Piętra rozdzielone są powierzchniami niezgodności, często pokrytymi **zwietrzelinami**, które stanowią zapis długo-okresowych luk stratygraficznych (**hiatusów**) w historii formowania się górotworu i procesów.

Skąły podłoża krystalicznego

Skąły kompleksu metamorficznego

Wschodnie skał metamorficznych występują w południowo-zachodniej części PNGS i są zaliczane do tzw. serii strońskiej (Żelaźniewicz 1977 a & b). Największe wschodnie występują w dnem i zboczach doliny potoku Dańczówka, między Darnkowem i Dańczowem (**Ryc. 4 i 5**). Mniejsze wschodnie znajdują się między Jakubowicami a Czermną. Kompleks metamorficzny na obszarze PNGS zbudowany jest w przewadze fyllity, kwarcytowo-serycytowe i łupki kwarcytowe (**Plansza 1**, odpowiednio **A**, **B** i **C**). Podrzednie występują amfibolity i łupki amfibolitowe. Wiek protolity kwarcytów i łupków łuszczkowych ocenia się na ordowik (494 ± 19 Ma), natomiast łupków amfibolitowych i amfibolitów nawet na kambr (588 ± 25 Ma) (Bachliński 2002). Według Żelaźniewicza (1977 a & b) protolity były co najmniej 2-krotnie silnie zdeformowane i 4-krotnie zmetamorfizowane w trakcie orogenezy waryscyjskiej (ca. 360 – 325 Ma) (Żelaźniewicz 1977 a & b).

Skąły magmowe masywu granitowego Kudowy

Nazwa „masyw granitowy Kudowy” używana jest w odniesieniu do SW części obszaru PNGS i jest jak najbardziej uzasadniona (**Ryc. 4 i 5**). Pod względem ilościowym na w/w obszarze dominują różne odmiany granitoidów. Nazwy „granit z Kudowy” jako pierwszy użył geolog niemiecki R. Michael w 1893 r. w pierwszym monograficznym opracowaniu poświęconym budowie geologicznej okolic Kudowy. W 1910 r. geolog austriacki W. Petrascheck jako pierwszy wykonał szczegółowe opisy petrograficzne i strukturalne granitów z okolic Kudowy oraz Českiej Čermnej. Polscy geolodzy po II Wojnie Światowej przejęli to nazewnictwo (Gierwielaniec 1965).

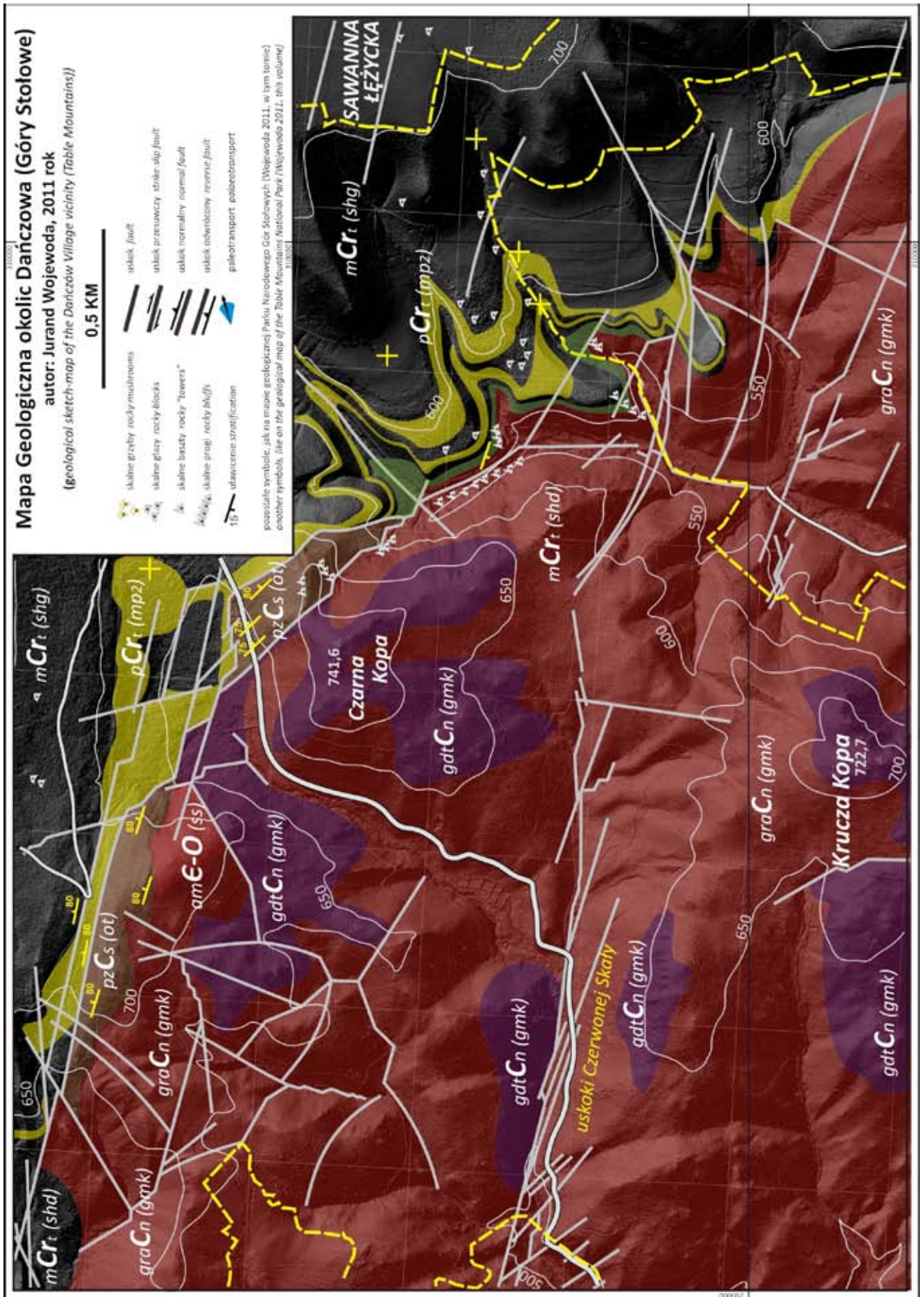
Poza różnymi odmianami granitów, obydwie masywy są bardzo bogate w inne odmiany skalne, w tym różne skały magmowe i żyłowe, takie jak granodioryty, tonalite oraz porfiry (Gierwielaniec 1965). Skały obydwu masywów są bardzo silnie popękane, poprzecinane uskokami i żyłami. Powszechnie występują brekcje tektoniczne, kataklazyty oraz mylonity. W wielu miejscach skały krystaliczne obydwu masywów są silnie zmienione przez wietrzenie chemiczne.

Granit jest zwykle skałą zwięzłą, nierównoziarnistą, średnioziarnistą, o barwie czerwono-brunatnej i wykazującą istotne zmiany pierwotnej budowy. Składa się z kwarcu, plagioklazów, skalenia potasowego i biotyty. Tekstura granitu jest najczęściej bezładna, miejscami lekko kierunkowa, co spowodowane jest nieznacznie równoległym ułożeniem blaszek biotyty i agregatów kwarcowych. Skała jest wyraźnie

skataklazowana, co przejawia się reorganizacją pierwotnej więzby i spękaniami ziaren skaleni i kwarcu, jak również obecnością w nich szczelin wypełnionych drobnoziarnistymi agregatami skaleniowo-kwarcowymi, często zabarwionymi związkami żelaza. **Kwarc** jest w całości zrekrytalizowany. Występuje w postaci agregatów wielu osobników. Agregaty często mają kształty nieregularne, wydłużone, słabo definiujące foliację. Wygasa światło faliście. **Plagioklaz** wielkością dorównuje skaleniom potasowym. Kryształy są zbliżone polisyntetyczne, niektóre ziarna mocniej zmętniałe wykazują oznaki serycytyzacji. Gdziekolwiek widoczne niewielkie struktury granofirowe. **Skaleń potasowy** ilościowo dorównuje plagioklazom, występuje w postaci krótko zbliżonego mikroklinu tworząc duże ziarna dochodzące nawet do około 1 cm, pojedyncze kryształy skaleni potasowego wykazują zbliżenia karlsbadzkie, kryształy są nieznacznie zmętniałe. Powszechnie są odmieszania pertytowe. Skupienia tlenków i wodorotlenków żelaza, zajmujących interstycjalne pozycje, są powszechnym składnikiem zmienionych granitów (**Plansza 1D**).

Enklawy drobnoziarniste z dużą ilością minerałów ciemnych mają teksturę masywną, strukturę różnoziarnistą, lecz różnica wielkości ziaren nie jest wielka, jak w przypadku wcześniej opisanych odmian, a kierunkowa wyrażona jest uporządkowanym ułożeniem biotyty i hornblendy. **Plagioklaz** ma widoczne zbliżenia polisyntetyczne i wielkość najczęściej około 1 mm. Kryształy są mocno zserycytowane, dosyć licznie występują struktury granofirowe. **Skaleń potasowy** jest nieliczny w stosunku do plagioklazu. Miejscami widoczne pojedyncze ziarna mikroklinu, sporadycznie występują przerosty pertytowe. **Kwarc** występuje w postaci drobnych ziaren, ale mozaikę tworzy tylko w kilku miejscach. Kryształy wygaszają faliście światło, są w dużym stopniu spękane. Blaszki **biotyty** ułożone są w przestrzeni bezładnie, występują dosyć obficie, zawierają dużo wrostków cyrkonów i apatytów. **Hornblenda** ilościowo niewiele ustępuje miejsca biotyty i występuje w postaci wydłużonych słupków z widoczną dwukierunkową łupliwością.

Granodioryty wykazują strukturę porfirowatą i różnokrystaliczną. Fenokryształy plagioklazów mają rozmiar do 7 mm i tkwią w drobnokrystalicznej masie kwarcowo-skaleniowej. Tekstura kierunkowa wyrażona równoległym ułożeniem biotyty i agregatów drobnokrystalicznego kwarcu (**Plansza 1E**). **Plagioklaz** tworzy przeważnie automorficzne kryształy, które są największe z minerałów występujących w skale, osiągając wielkość około 2-4 mm (maksymalnie do 7 mm). W wielu kryształach uwidaczniają się zbliżenia polisyntetyczne. Ziarna są silnie spękane, a także wykazują serycytyzację. Miejscami w ziarnach uwidacznia się budowa zonalna podkreślona właśnie produktem przeobrażeń skaleni. W niektórych miejscach widoczna jest niewielkich rozmiarów struktura granofirowa. W dużych ziarnach plagioklazów spotykane są poikilitowe wrostki biotyty. W brzożnych częściach ziaren słabo widoczne ślady rekrystalizacji. W skali próbki i w skali płytki cienkiej nie widać uporządkowania ziaren plagioklazów. **Skaleń potasowy** tworzy kryształy własnopostaciowe lub częściowo własnopostaciowe. Przeważnie znajduje się w przestrzeniach pomiędzy dużymi



Ryc. 5. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Dańczów (odzworowanie WGS84, PUWG92)
 Fig. 5. Geological map of TMNP, section Dańczów (projection WGS84, PUWG92)

ziarnami plagioklazu. Najczęściej w ziarnach jest widoczna kratka mikroklinowa, ale miejscami można zaobserwować kryształy ze zbliżeniami prostymi. W niektórych miejscach kryształy wykazują niewielkie przeobrażenia i zmętnienie. Licznie występują przerosty pertytowe. **Kwarc** najczęściej występuje w postaci drobnych ziaren wielkości około 0,5 mm wypełniając przestrzenie pomiędzy dużymi ziarnami skaleni, tworzy mozaikę kwarcową, wygasa falisście światło. Kwarc w całości uległ rekrytalizacji, brak jest relików kwarcu z etapu magmowego. Drobne ziarna kwarcu tworzą smugi opływające skalenie. Rekrytalizacja i forma wystąpienia kwarcu świadczą, że skała uległa deformacji. Z łyszczyków najliczniej występuje **biotyt**, miejscami na obrzeżach przeobrażony w chloryt. Razem z kwarcem wypełniają one przestrzenie pomiędzy dużymi kryształami skaleni, definiując foliację. Zważywszy na znikome ślady rekrytalizacji w skaleniach oraz cechy kwarcu sądzić można, że deformacja zaszła w warunkach facji zieleńcowej.

Tonality mają strukturę różnoziarnistą i masywną, kierunkową teksturę (**Plansza 1F**). **Plagioklaz** tworzy fenokryształy, których większość ma wielkość 2-3 mm, ale występują także mniej liczne o średnicy ok. 1 mm. Kryształy pokroju tabliczkowego wykazują w wielu miejscach oznaki serycytyzacji. Można zauważyć w nich zbliżenienia polisyntetyczne oraz budowę pasową. **Skaleń potasowy** występuje w bardzo niewielkich ilościach; mikroklin występuje w pojedynczych, bardzo drobnych ziarnach pomiędzy większymi ziarnami plagioklazu. Miejscami widoczne są drobne struktury mikropismowe. **Kwarc** wypełnia przestrzenie pomiędzy fenokryształami plagioklazu, bardzo drobne ziarna kwarcu są przemieszane z większymi kryształami tworząc mozaikę. Kryształy kwarcu odznaczają się falistym wygaszaniem światła. **Biotyt** występuje w dużych ilościach, jest rozmieszczony równomiernie i bezładnie ułożony. Występuje najczęściej naprzemiennie z drobnymi kryształami kwarcu, czasem w obrębie plagioklazu. Zawiera dużo wrostków minerałów akcesorycznych najczęściej cyrkonu z ciemnymi polami pleochroicznymi.

Kataklazyty to skały o składzie opisywanych wcześniej granitu i granodiorytu. Skalenie są silnie spękanne, a otwarte spękania zabliznione kwarcem. Części brzeżne ziaren uległy pokruszeniu. Ten pokruszony materiał wraz z serycytem i tlenkami/wodorotlenkami żelaza wypełnia penetracyjne spękania (**Plansza 1G**).

Szacowany wiek radiometryczny skał granitoidowych masywu Kudowy to ~ 301-378 Ma. Oznaczenie wykonane zostało metodą Rb/Sr na kryształach biotyty przez Boruckiego (1966). Jednocześnie, oznaczenie wykonane nieco inną metodą (K/Ar), chociaż również na kryształach biotyty, przez Przewłockiego i innych (1962) dało wynik 307-328 Ma. Oznaczenia wieku tą samą metodą wykonane przez geologów czeskich dla gablo- i granodiorytów z Nového Hrádku uważanych za odpowiedniki granitu kudowskiego

(Domečka & Opletal 1974), są następujące: 318-352 Ma, 327-361 Ma oraz 342-378 Ma. Podobny wiek granitów (331 ± 11 Ma) potwierdzają wyniki Bachlińskiego (2002) uzyskane dzięki zastosowaniu metody (Rb/Sr). Biorąc pod uwagę inne przesłanki geologiczne, jak np. wiek karbońskich zwietrzelin na skałach granitowych i metamorficznych (August & Wojewoda 2005), można przyjąć z dużym prawdopodobieństwem dolny karbon za najbardziej prawdopodobny okres tworzenia się intruzji (313-360 Ma), ze wskazaniem na późny missisip (dwniej namur).

Zwietrzliny rezydualne (chemiczne)

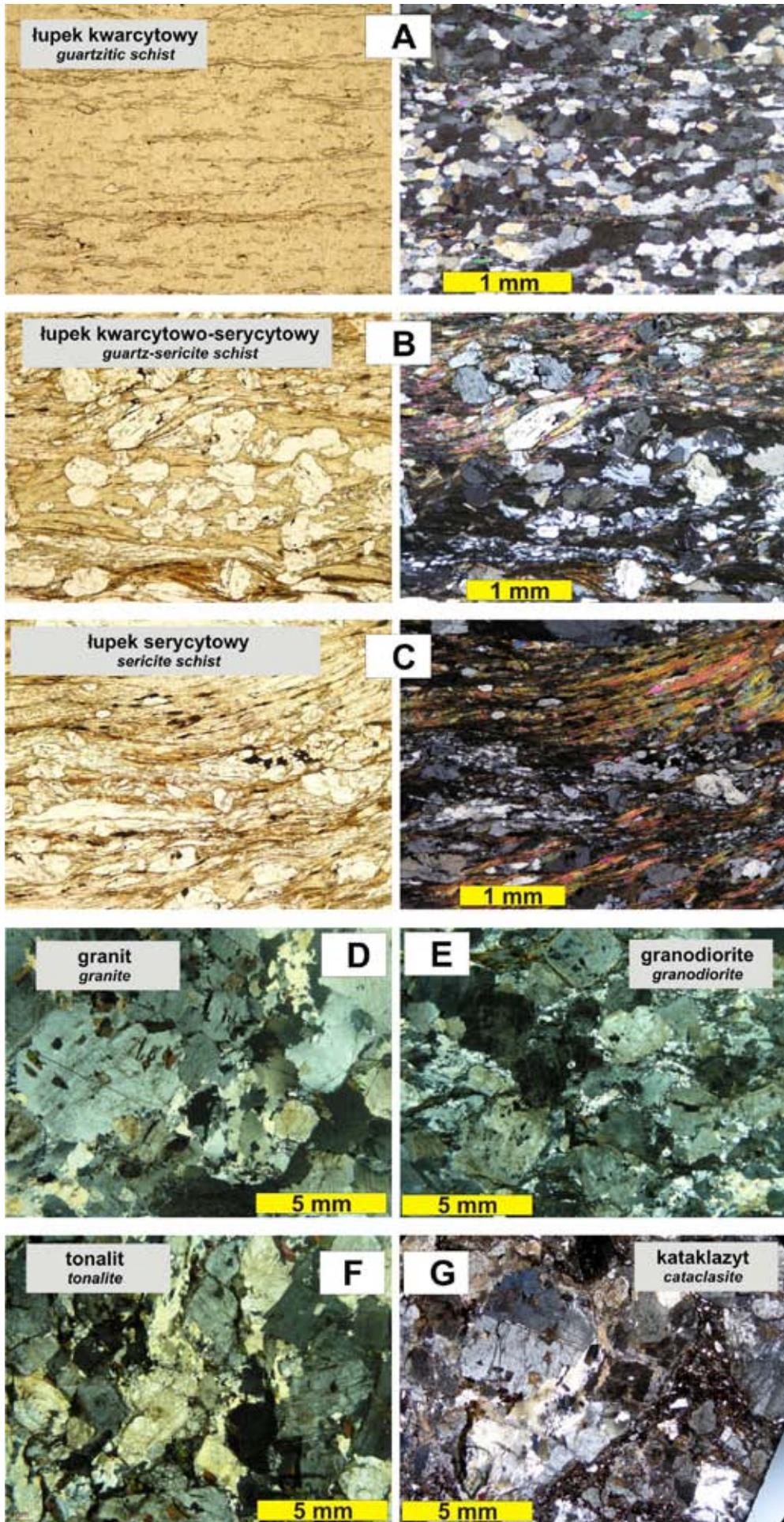
Specyficzną odmianę skalną na obszarze PNGS stanowią zwietrzliny i pokrywy zwietrzelinowe (saprolity) rozwinięte na skałach krystalicznych, głównie granitoidach (August, Wojewoda 2005). W granicach PNGS saprolity stwierdzono w wielu miejscach masywu granitoidowego Kudowy, głównie w pasie między Dańczowem i Czermną, zwłaszcza wzdłuż strefy uskoków Czerwonej Skały. Czasem występują bezpośrednio na powierzchni, częściej jednak są przykryte skałami osadowymi permu lub kredy. Klasycznie rozwinięty saprolit opisany został w stanowisku Kudowa Górna w bezpośrednim sąsiedztwie PNGS (August & Wojewoda 2005), ale liczne stanowiska występują również z okolicy Czermej (droga z Kudowy do Pstrążnej), czy Jerzykowic (**Ryc. 6**). Najniższą część saprolitów tworzy zwykle skała granitoidowa o charakterystycznym wiśniowo-brunatnym zabarwieniu, która pomimo silnego spękania jest słabo zmieniona chemicznie. Prawie nie są zmienione skalenie potasowe, ale również biotyt nie posiada oznak przeobrażeń chemicznych. Analizy XRD i termiczne wykazują obecność kaolinitu oraz hydrobiotytu wykształconego z biotyty. Wyższe części saprolitu wykształcone są najczęściej jako typowa ziarnista pokrywa wietrzeniowa typu „grus” (por. Migoń, Lidmar-Bergström 2001) (**Plansza 2**). Można z dużym prawdopodobieństwem uznać, że zwietrzliny bezpośrednio przykryte skałami osadowymi permu powstawały w klimacie umiarkowanym i niezbyt wilgotnym, w krajobrazie o ubogiej roślinności. Takie warunki mogły panować w późnym karbonie, a konkretnie w okresie sprzed ok. 313 Ma (westfal B i C, August & Wojewoda 2005).

Nieco inny charakter mają zwietrzliny występujące pod skałami osadowymi kredy, np. w okolicy Jerzykowic Wielkich (**Ryc. 7**). Duży udział kaolinu w składzie minerałów ilastych tych zwietrzelin wskazuje na bardzo ciepły klimat.

Jest bardzo prawdopodobne, że zwietrzliny te powstały w czasie od późnej jury po wczesną kredę (tyton-alb, ~ 151-111 Ma, por. Migoń, Lidmar-Bergström 2001 & 2002). Najbardziej sprzyjające klimatycznie były okresy wyraźnego ocieplenia klimatu (walańzyn, ~ 143-134 ma) i globalnego wzrostu zawartości CO₂ (apt, ~ 126-111 ma) (por. Weissert, Erba 2004). Zwietrzliny kaolinowe z okolic Jerzykowic powstały prawdopodobnie właśnie w tym ostatnim okresie.

Plansza 1. Obraz mikroskopowy głównych skał krystalicznych budujących masyw Kudowy. Skały metamorficzne: łupek kwarcytowy (A), łupek kwarcytowo-serycytowy (fyllit) (B), łupek serycytowy (C) (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane). Skały magmowe: granit (D), granodioryt (E), tonalit (F) (polaryzatory skrzyżowane). Skały „deformacyjne”: kataklazyt (G) (polaryzatory skrzyżowane)

Plate 1. Thin section microscopic view of the main types of crystalline rocks composing the Kudowa massif. Metamorphic rocks: quartzite schist (A), quartzite-sericite schist (phyllite) (B), sericite schist (C) (in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos). Igneous rocks: granite (D), granodiorite (E), tonalite (F) (crossed polars). Fault rocks: cataclastite (G) (crossed polars)



Skąły osadowe

Karbon

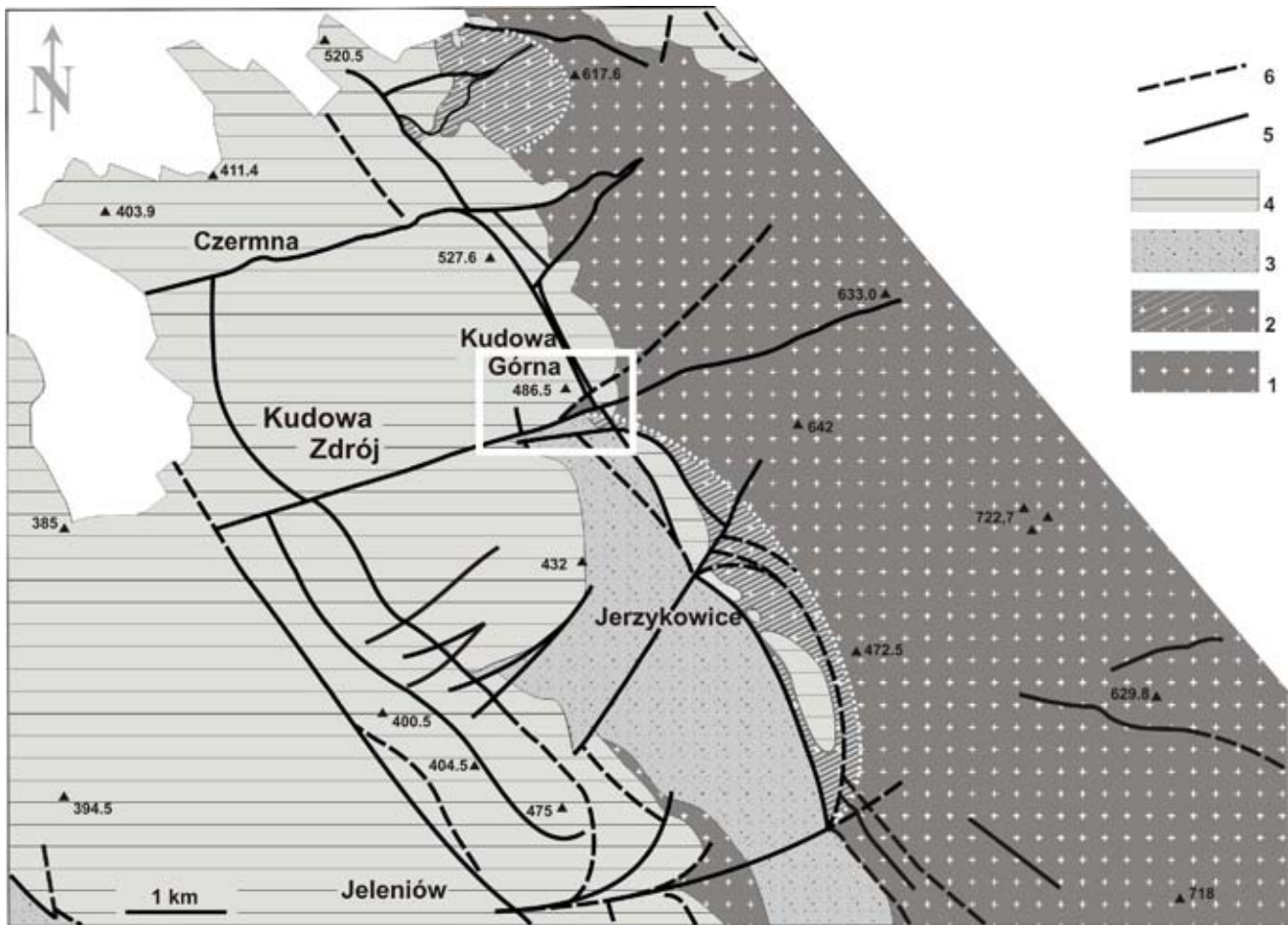
Skąły osadowe wieku karbońskiego to w przewadze zlepieńce i piaskowce z pokładami węgla kamiennego. Są to najstarsze, niezmetamorfizowane i udokumentowane paleontologicznie osady, które leżą bezpośrednio na granitach Kudowy lub na skałach metamorficznych i tworzą wąski pas wychodni między Pstrążną na zachodzie i Czarną Kopą na wschodzie, który stanowi wschodnie przedłużenie tzw. kopuły Żďarky-Pstrążna (Wojewoda 2007 b) (**Ryc. 4 i 5**).

Analiza petrografii piaskowców i składu otoczków w zlepieńcach karbonu na obszarze PNGS na zboczach Czarnej Kopy wskazuje na dominację materiału osadowego (**Os**) z niewielką domieszką składników metamorficznych (**Me**) (**Plansza 3**). Niemal we wszystkich piaskowcach zawartość kwarcu (**Q**) przekracza 90%. Pierwotnie mogły to być zatem osady o składzie litycznych arenitów. Wskutek diagenety część składników niekwarcowych uległa nieproporcjonalnie większej kompacji i została zamieniona w illit-serycyt. Analiza uziarnienia (**Ż-P-M**) daje rozkład dwumodalny bez osadów pośrednich między piaskowcami i zlepieńcami.

Wyżej wymienione skały, już na początku XX w. zostały uznane za część tzw. **warstw żaclerskich** (lub *žaclěřskich vrstv, cz.*) i tym samym wiek tych skał został określony jako westfal (Petrascheck 1922, 1923; Berg 1925; Němejč 1933; Hynie 1949). Późniejsze prace precyzują wiek powyższych utworów osadowych na westfal B (m.in. Němejč 1953, 1958; Tásler i in. 1979). Tak samo jest określany wiek skał osadowych równoważnych ottweilerowi w polskiej części synklinorium śródsudeckiego (Nemec i in. 1979). W pracach poświęconych rekonstrukcjom paleogeografii basenu śródsudeckiego (m.in. Bossowski, Ihnatowicz 1994 a & b) ottweiler został zaliczony do najwyższej części formacji z Żaclęřa (westfal B-C). Podsumowując, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że najstarsze niezmetamorfizowane osady leżące na skałach metamorficznych lub na granicie Kudowy powstały w okresie od ~ 308 Ma do ~ 313 Ma.

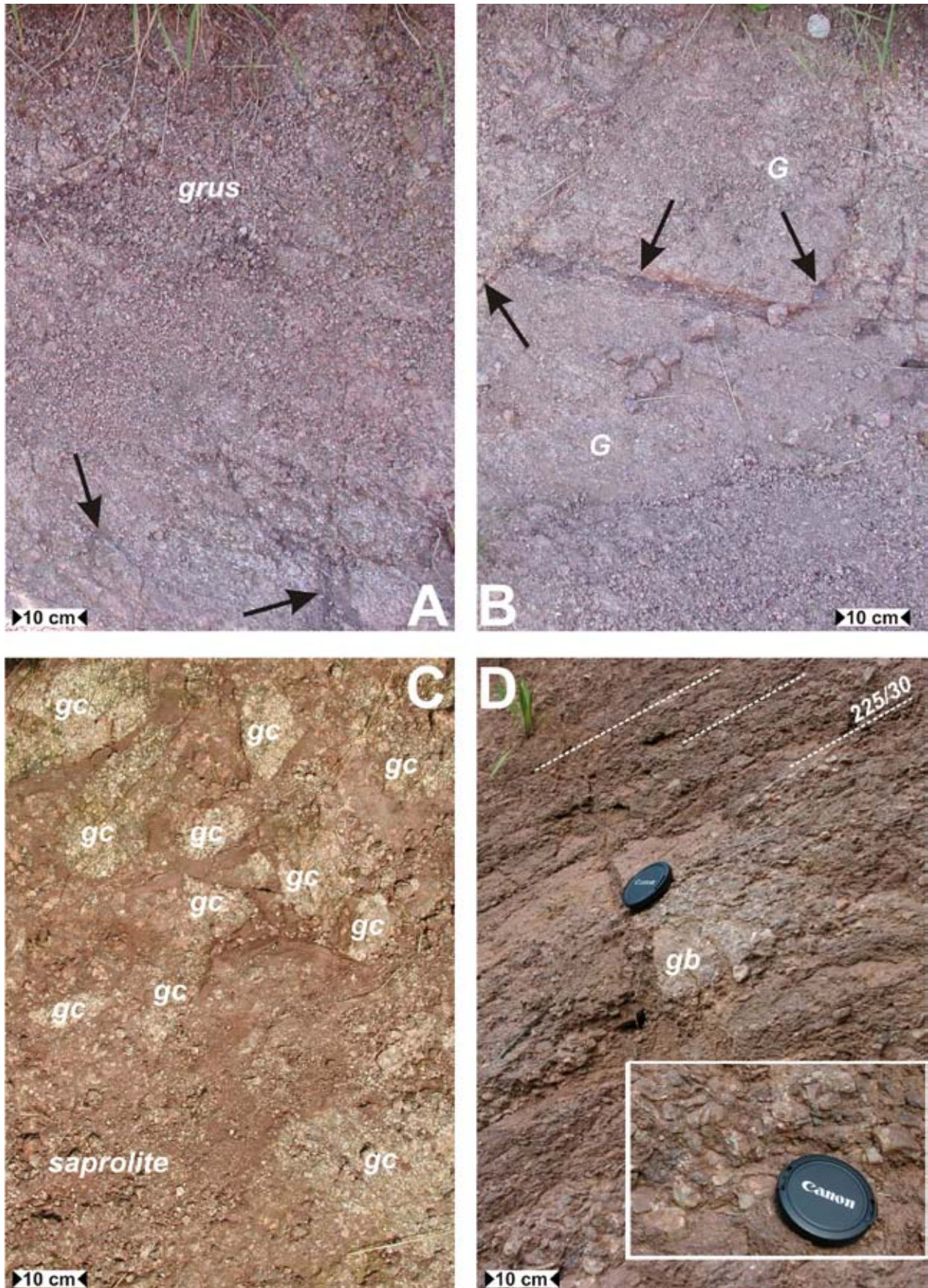
Perm

Skąły osadowe permu występują na powierzchni w południowym i północnym obrzeżeniu Parku (**Ryc. 4 i 8**), odpowiednio w obrębie zapadliska Kudowy (tektonicznych rowów Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) oraz na obszarze



Ryc. 6. Szkic geologiczny zapadliska Kudowy (część polska). 1 – skały podłoża krystalicznego (granitoidy, amfibolity, łupki); 2 – silnie zwietrzałe granity (saprolity i pokrywy glebowe); 3 – perm (czerwony spągowiec, osady klastyczne); 4 – kreda (cenoman-turon); 5 – udokumentowane uskoki; 6 – przypuszczalne uskoki

Fig. 6. Geological sketch of the Kudowa basin (Polish side). 1 – crystalline bedrock (granitoids, amphibolite, schist); 2 – strongly weathered granite (saprolite and soil cover); 3 – Permian (Rotliegend, clastic sedimentary rocks); 4 – Cretaceous (Cenomanian-Turonian); 5 – documented faults; 6 – presumable faults



Plansza 2. Typowe facje tworzące profil sapolitu w Kudowie Górnej. Zwietrzały i zdeintegrowany granit: (A) – grus, (B) – spękany zwietrzały granit (G). Strzałki pokazują szczeliny wypełnione brunatno-czerwonym ilem, (C) – sapolit z korstonami granitu (gc), zlepniec czerwonego spągowca zawierający obtoczone klasty granitu (gb) i kwarcu. Linia przerywana pokazuje warstwowanie osadów

Plate 2. Typical facies of sapolite profile from Kudowa Górna. Weathered and disintegrated granite: (A) – grus, (B) – fractured weathered granite (G). Arrows show fissures filled with brownish red clay, (C) – sapolite with granite corestones (gc), Rotliegend conglomerate containing rounded granite (gb) and quartz clast. Broken line drawn along the bedding in sedimentary rock

synklinorium śródsudeckiego w okolicach Radkowa (Dathe 1900; Dziedzic 1961). Ich południowy zasięg pod skałami osadowymi kredy wyznacza linia uskoku Czerwonej Wody, przecinająca centralnie i niemal równoleżnikowo główny masyw Gór Stołowych. Są to osady pochodzenia lądowego – w przewodze rzeczne oraz jeziorne, podrzędnie eoliczne. Miąższość osadów permu na obszarze basenu Kudowy przekracza 600 m w okolicach Nachodu, jednak na obszarze Parku (rowy tektoniczne Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) nie przekracza 200 m.

Na szczególną uwagę zasługują występujące w obrębie osadowych skał okrucowych permu wkładki wapieni. Na wielu mapach geologicznych warstwa wapienia występująca w stropie zlepieńców z Wambierzyc (Trutnova) do dzisiaj jest zaznaczana jako cechsztyn (górnym perm), co implikowało w przeszłości liczne nieporozumienia, m.in. domniemania o morskim pochodzeniu wapieni. Odkrycie prawdziwej genezy tych wapieni zawdzięczamy wrocławskiemu geologowi W. Śliwińskiemu, który w 1984 rozpoznał w wapieniach **kopalne gleby** typu kalicze i tym samym powiązał je z lądowymi warunkami sedymentacji (**Plansza 4 A i B**).

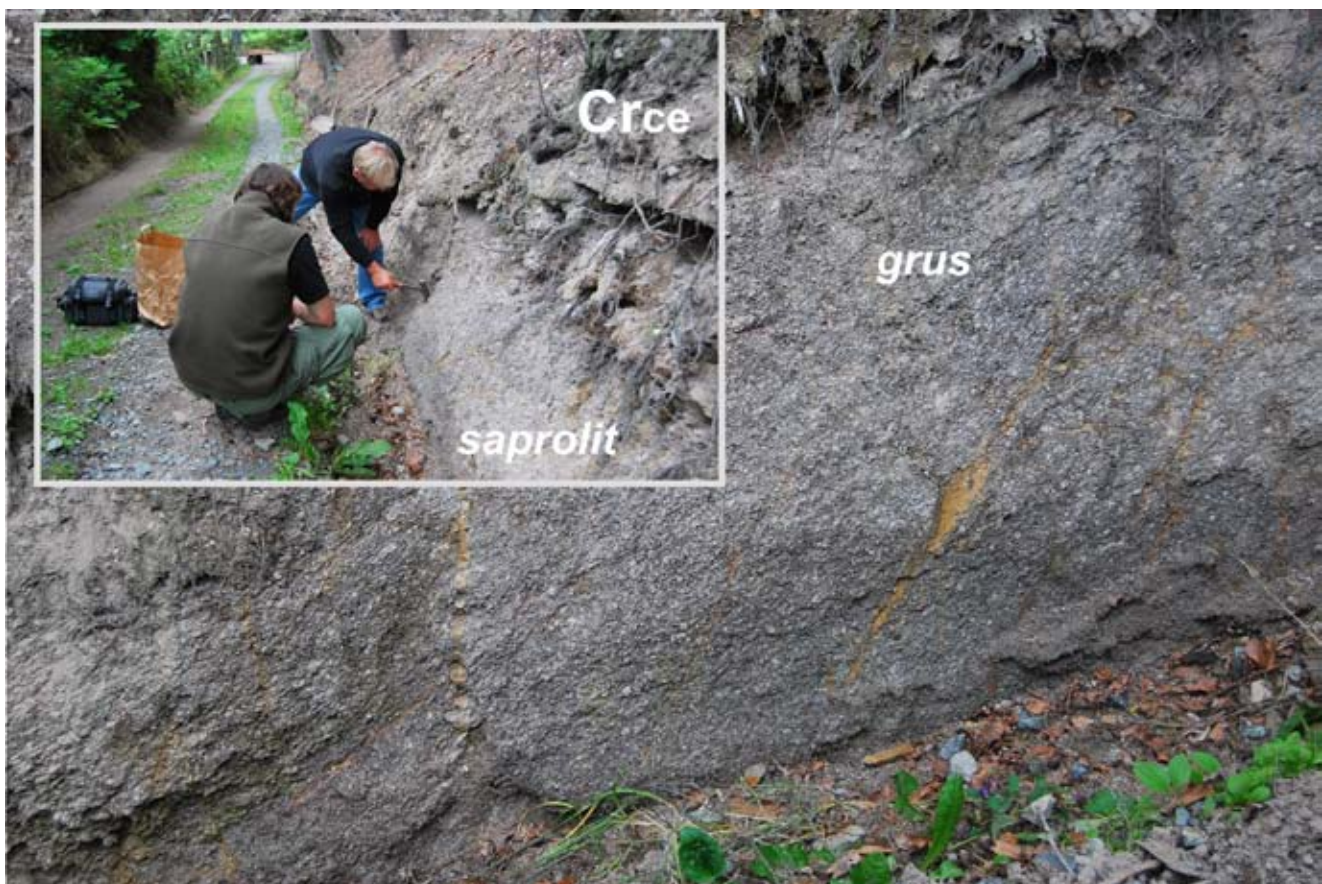
Przez analogię do okolic Trutnova i Nachodu (Holub 1976) oraz do obszaru synklinorium śródsudeckiego (Petrascheck 1933; Dziedzic 1957; Gierwielaniec 1965; Mastalerz i in. 1993) są zaliczane do górnej części czerwonego spągowca. Ich cechy teksturalne i strukturalne, jak również obecność wyraźnych poziomów wzbogaconych w węglan

wapnia (kalicze), pozwalają te osady skorelować z najwyższym ogniwem dolnego permu rozpoznany w okolicach Radkowa, tzn. ze zlepieńcem z Wambierzyc (**zW**) (Śliwiński 1984; Aleksandrowski i in. 1986). O wieku tych osadów można jedynie powiedzieć, że nie są młodsze niż ok. 268 Ma.

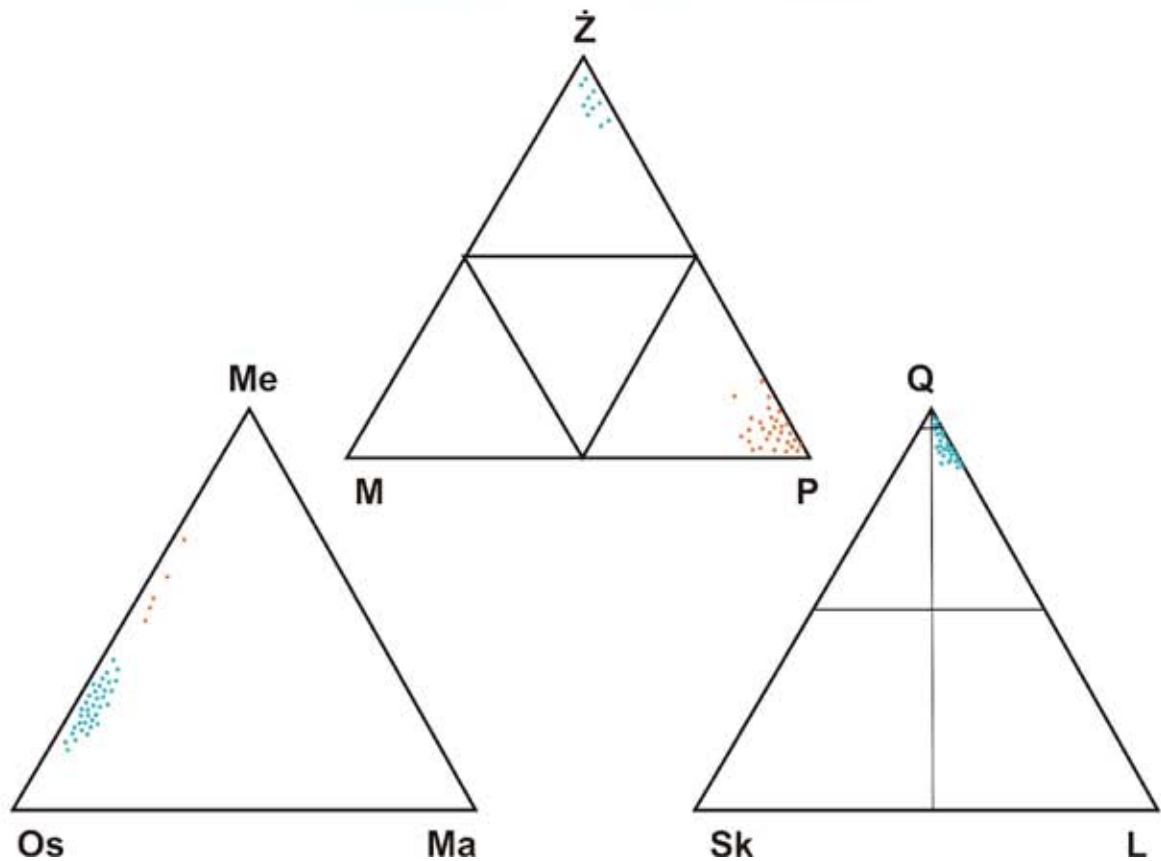
Kreda

Skały osadowe kredy to utwory morskie, w przewodze drobnoziarniste, wapieniste osady mułowcowe i średnioziarniste do gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowatych, piaskowce kwarcowo-skalenioawe, kwarcowe (arenity kwarcowe) i glaukonitowe występujące na obszarze synklinorium śródsudeckiego i w zapadlisku Kudowy. Trzeba podkreślić, że utwory kredy nie współtworzą struktury synklinorium śródsudeckiego, lecz zalegają niezgodnie na jego różnowiekowych utworach.

Litologia utworów kredy, jak również ich rozprzestrzenienie, zostały rozpoznane już w XIX w. (Raumer 1918 & 1819; Zobel, Carnall 1931 & 1932; Geinitz 1843 & 1848; Goeppert 1848; Beyrich 1849 a & b; Beyrich i in., 1867; Michael 1893). Obowiązujący do dzisiaj (z niewielkimi korektami schemat litostratygraficzny kredy śródsudeckiej, oparty na inoceramach, został również wypracowany na przełomie XIX i XX w. (Michael 1893; Flegel 1904 a & b; Flegel i in., 1904) (Fig. 34). Można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że osady kredy występujące w obrębie PNGS nie są starsze niż ok. 98 Ma.

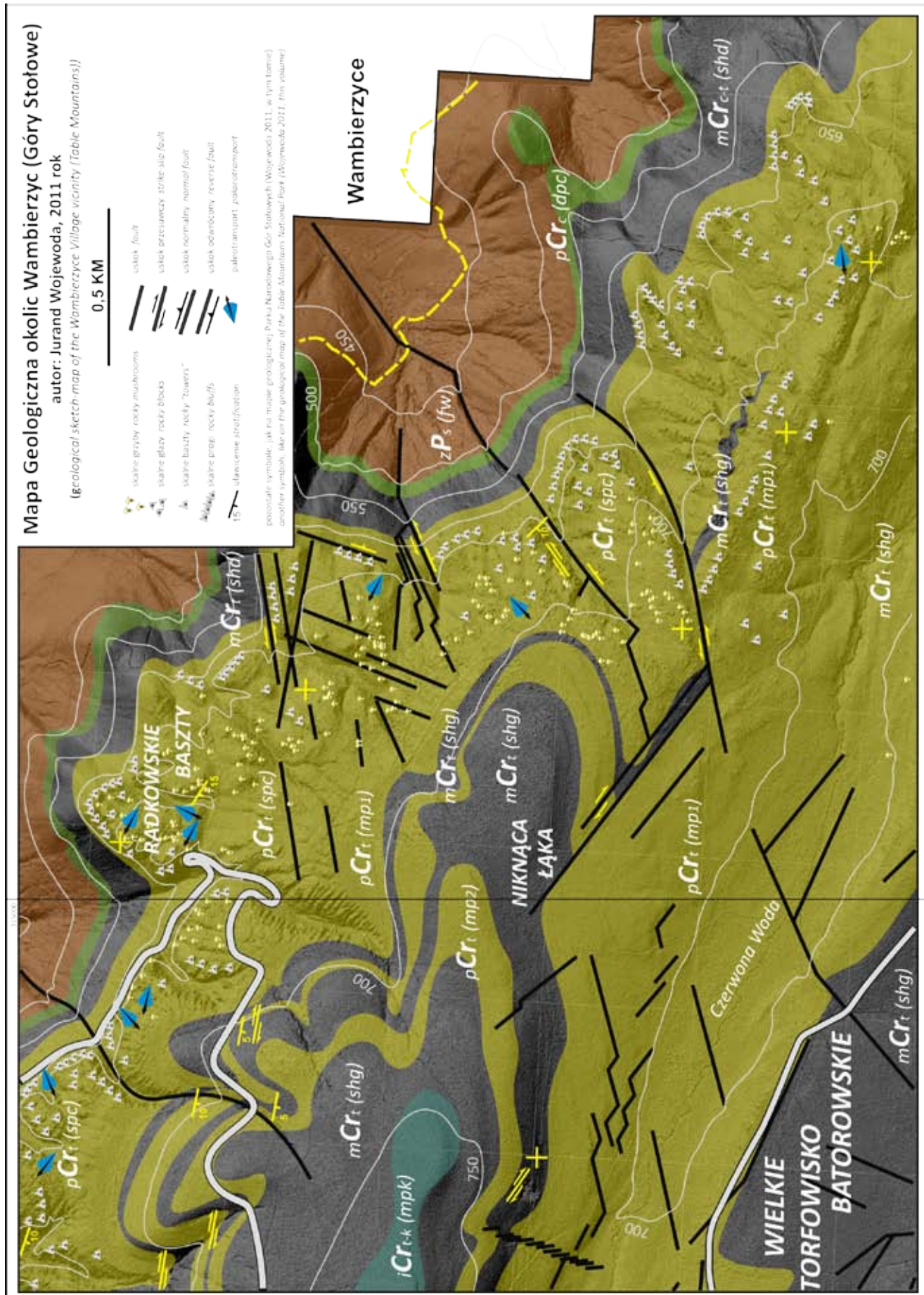


Ryc. 7. Stanowisko saptrolitu pod osadami kredy (**Cr ce**) w Jerzykowicach Wielkich
Fig. 7. Saptrolite locality underlying Cretaceous strata (**Cr ce**) in Jerzykowice Wielkie



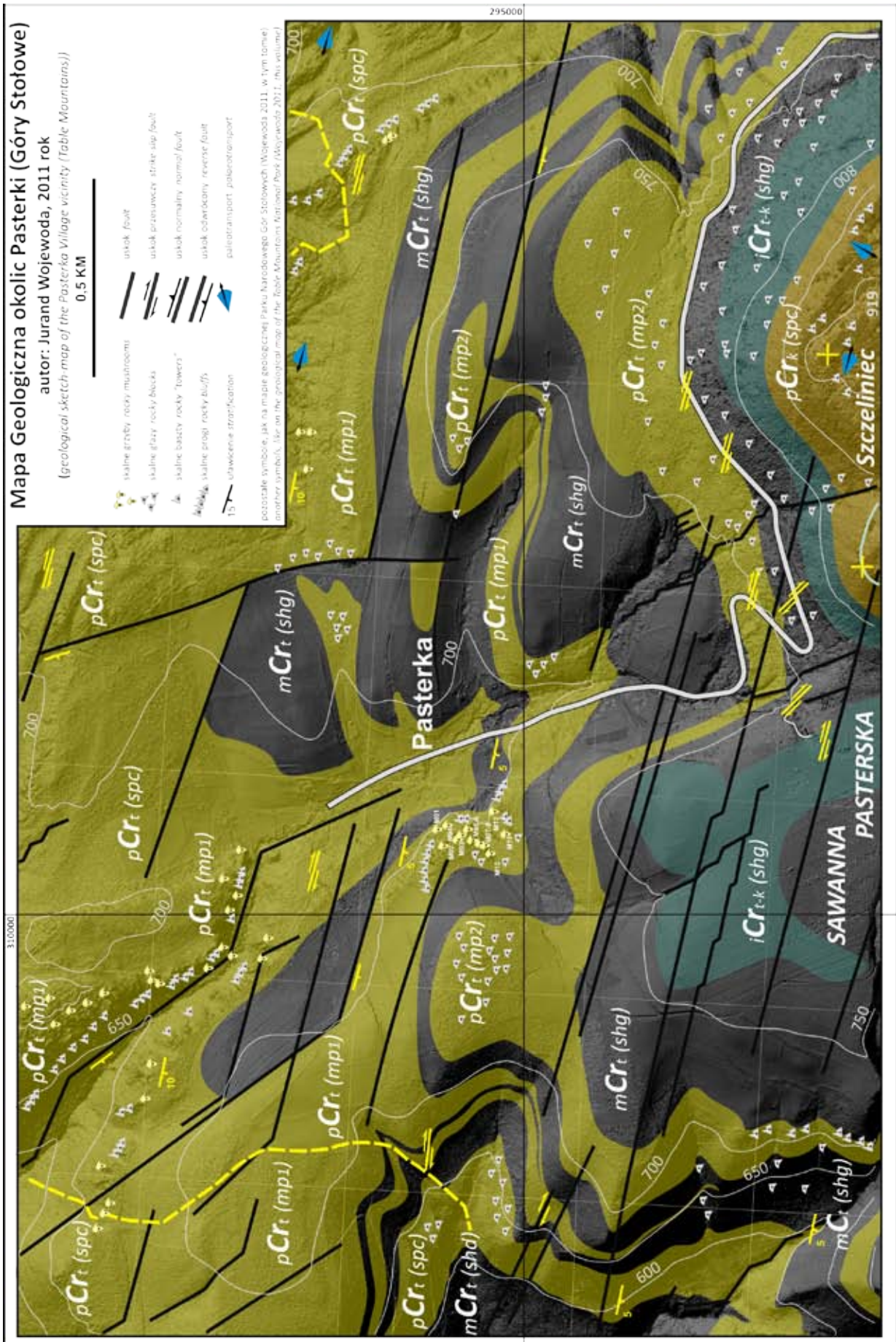
Plansza 3. Przykłady i charakterystyka petrograficzno-ziarnowa otoczek z utworów karbonu obszaru PNGS

Plate 3. Examples and petrographic-granulometric characteristics of pebbles from Carboniferous of the area of TMNP



Ryc. 8. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Wambierzyce (odzworowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 8. Geological map of TMNP, section Wambierzyce (projection WGS84, PUWG92)



Ryc. 9. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Pasterka (odzworowanie WGS84, PUWG92)
 Fig. 9. Geological map of TMNP, section Pasterka (projection WGS84, PUWG92)

Zlepieńce muszlowe z Kudowy oraz **piaskowce krzemionkowo-wapniste z Jakubowic** są najstarszymi skałami osadowymi w zapadlisku Kudowy i tworzą lokalne wychodnie na południowych krańcach obszaru PNGS. Odkryte przez geologa niemieckiego R. Michaela w 1883 r. zostały zaliczone do środkowego cenomanu. Tym samym badacz ten określił przypuszczalny początek zalewu morskiego na obszar Sudetów, który nastąpił w późnej kredzie. Utwory te występują jednak lokalnie i mają niewielki zasięg - najprawdopodobniej obocznie i ku górze przechodzą w **piaskowce glaukonitowe** (por. **Plansza 5 A, B i C**) ze skamieniałością *Actinocamax plenus* – belemnita żyjącego na przełomie cenomanu i turonu.

Zlepieńce muszlowe stanowią najprawdopodobniej rezydualny bruk sztormowy – najgrubszy osad, który pozostał na przybrzeżnych, podmorskich wyniesieniach terenu, gdzie fale płytkiego morza na przemian nanosiły i erodowały osady. Zbyt silne falowanie (przybój) nie sprzyja stabilnemu życiu zwierząt, których organizmy chronione są przez zewnętrzne szkielety, np. muszle. Często, w czasie sztormów giną i pozostawiają po sobie w osadzie skorupy muszli. Te ostatnie stanowią główny składnik zlepieńców muszlowych.

Mułowce krzemionkowe i spongiolity występują na całym obszarze PNGS. Zwykle są to drobnoziarniste osady o frakcji od piasku do pyłu, o pierwotnym lub wtórnym cementie krzemionkowym (tzw. **gezy**). Tworzą zmiennej miąższości wkładki w obrębie skał wapnionych – mułowców i iłowców (tzw. margli) (**Plansza 4 C i E**). Spongiolity są zbudowane w przewodzie z krzemionkowych fragmentów szkieletów gąbek (spikul) (**Plansza 5 A**) i zawierają skamieniałość *Inoceramus labiatus* – małża żyjącego we wczesnym turonie. Nie zawsze jednak jest możliwe wyodrębnienie w/w utworów jako odrębnego poziomu litostratygraficznego. W takiej sytuacji utwory te stanowią zwykle najniższą część tzw. **dolnej serii heterolitycznej (shd)** (**Ryc. 4, 8, 9, 10 i 11**).

Seria heterolityczna stanowi główną masę skalną obszaru PNGS, i ma największą objętość w obrębie skał osadowych kredy, zarówno w synklinorium śródsudeckim, jak i na obszarze zapadliska Kudowy. Są to różne osady wapniste, od piaskowców, poprzez mułowce do iłowców. Cechą wyróżniającą te utwory jest widoczna w skali odsłonięcia zmienność litologiczna i charakterystyczne „bulaste” uławicenie. Poza najniższą i najwyższą częścią profilu, w utworach serii heterolitycznej występuje skamieniałość *Inoceramus lamarcki* – małża żyjącego w środkowym turonie.

Utwory te, potocznie nazywane „marglami”, są bardzo zróżnicowane pod względem składu oraz struktur sedymentacyjnych. W części południowej Gór Stołowych dominują mułowce krzemionkowe i wapniste (ogniwo mułowców ze Szczytnej), ponad którymi występują iłowce wapniste formacji Karłowa (tzw. margle Plateau Karłowa) (**Ryc. 8**

i **9**). Utwory te Raumer (1819) łącznie określił nazwą **plener** (niem. *Pläner*). Z uwagi na to, że w północnej części Gór Stołowych, gdzie płyta osadów kredowych tworzy stromą krawędź morfologiczną (Próg Radkowa), w obrębie pleneru występują poziomy piaskowce (patrz niżej). Geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c, d) podzielił plener na dwa poziomy – dolny i górny, odpowiednio poniżej i powyżej piaskowców Progu Radkowa. Podział taki nie znajduje uzasadnienia w południowej części obszaru PNGS, np. rejonie Łęczyc, gdzie lokalnie brak jest rozdzielającego serii heterolityczną poziomu piaskowcowego (**Ryc. 9**).

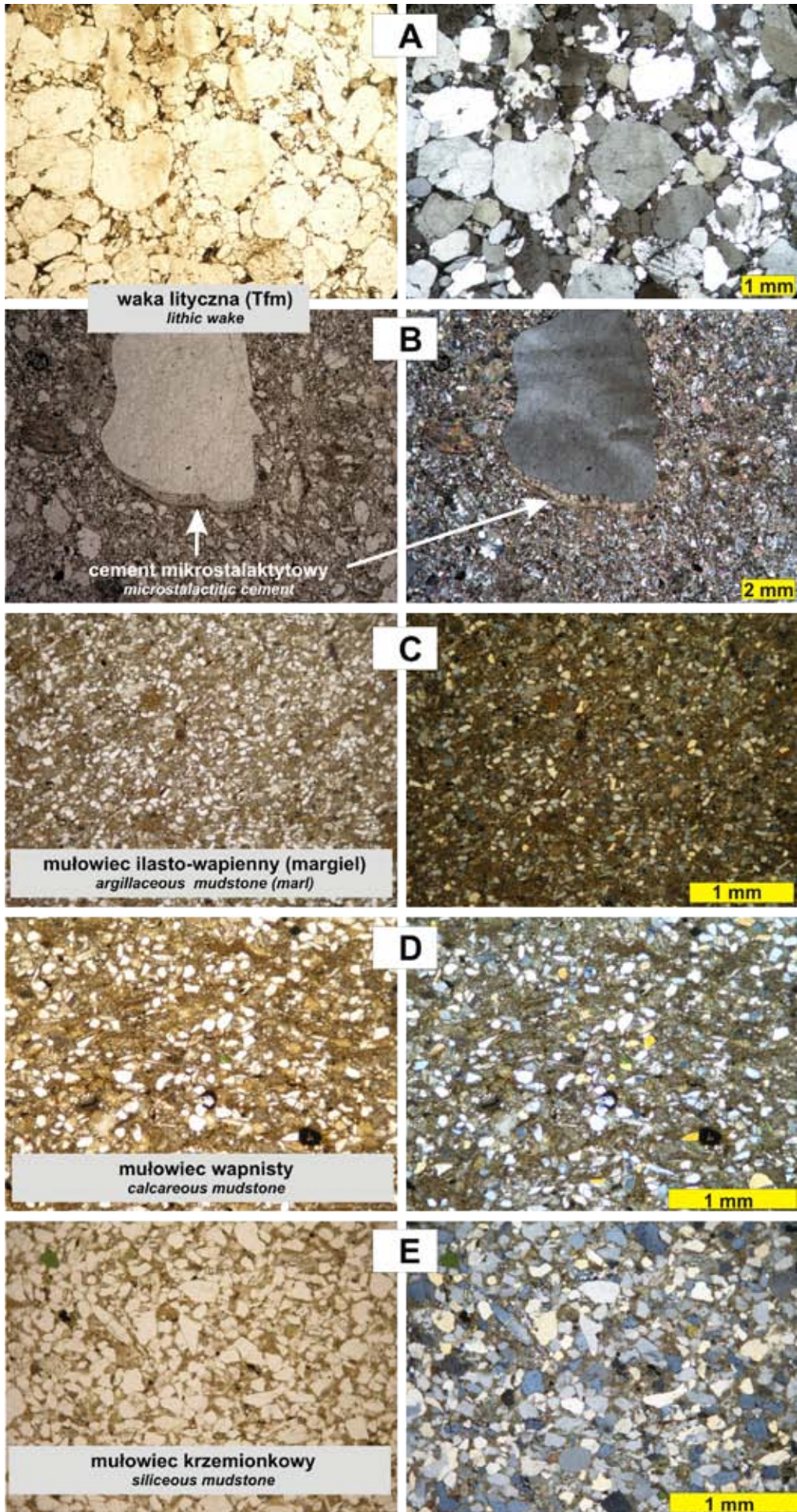
Jednak skałami, które narzucają Górcom Stołowym ich styl budowy, są niewątpliwie **piaskowce ciosowe**. Od początku badań geologicznych na terenie Gór Stołowych wyróżniono trzy główne poziomy (płyty) piaskowce, które z powodu charakterystycznego, ortogonalnego i regularnego systemu spękań, tzw. ciosu, nazwane zostały piaskowcami ciosowymi. Po raz pierwszy takiej nazwy w odniesieniu do piaskowców w Górach Stołowych użył wspomniany wcześniej geolog Raumer w pracy z 1819 r. Propozycję korelacji litosomów piaskowcowych w skali regionalnej przedstawił Wojewoda w pracy z 1997 r.

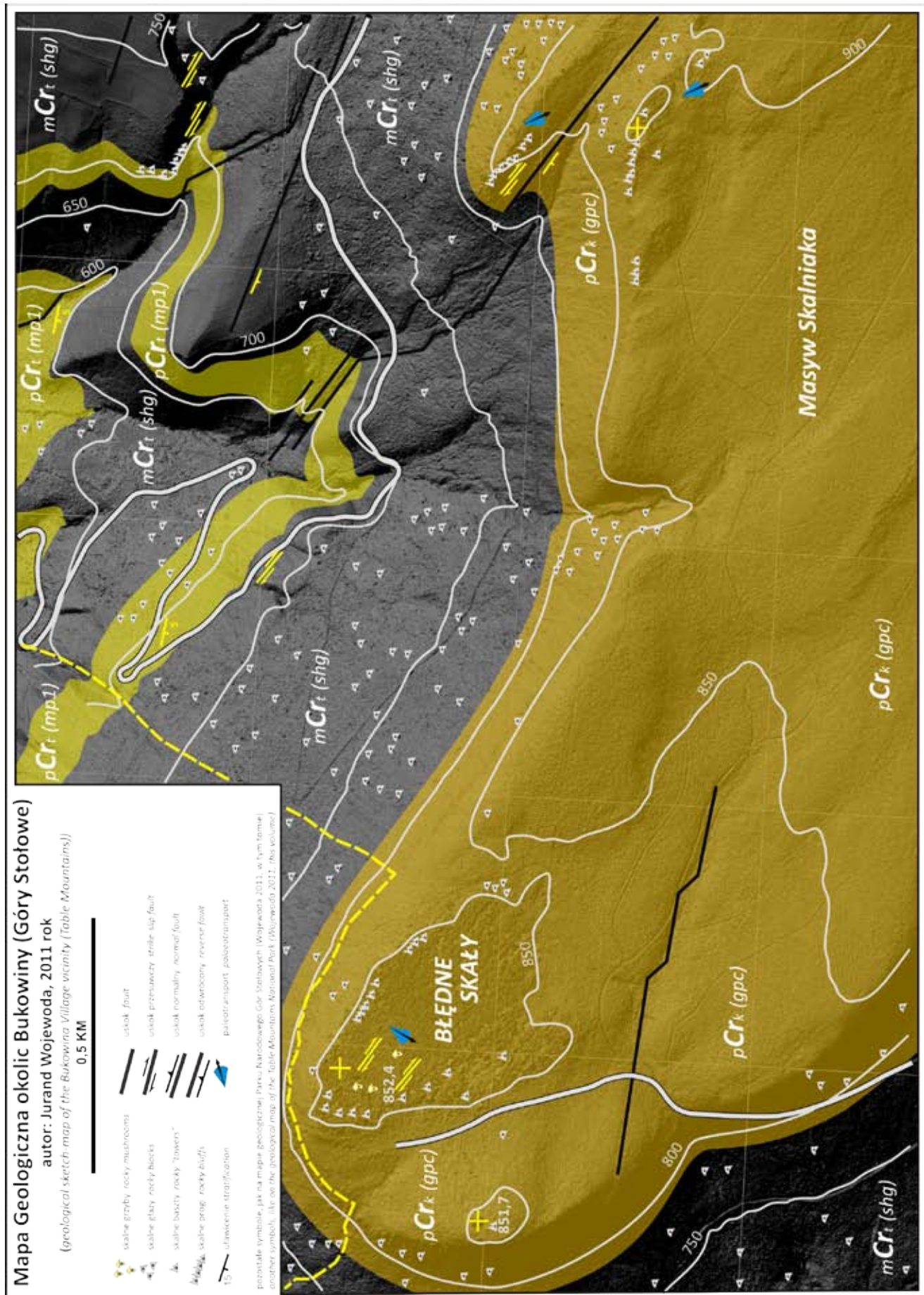
Dolny piaskowiec ciosowy (dpc) występuje najniżej w profilu osadów kredy. Typowy dla obszaru Gór Stołowych najpełniejszy profil można spotkać w rejonie Chocieszowa, stąd w nazewnictwie współczesnym wymiennie z **dpc** jest stosowana nazwa **piaskowiec z Chocieszowa**. Piaskowiec ten można zaklasyfikować pod względem składu jako arenit lityczny, czyli piaskowiec o zróżnicowanym składzie mineralnym i niewielkiej domieszce materiału bardzo drobnoziarnistego (tzw. matriks). Wyróżniającym go składnikiem jest **glaukonit** – minerał o charakterystycznej zielonej barwie, który tworzy nieregularne, groniaste skupienia w skale i sprawia, że cała skała ma odcień szaro-zielony (por. **Plansza 5 B**). Miąższość dpc zmienia się od kilku do kilkunastu metrów, jednak zasięg tego piaskowca jest ponadregionalny (Don, Wojewoda 2004 a & b, 2005). Tworzył się jako typowy osad transgresyjny, czyli taki, jaki powstawał w początkowym okresie zalewu morskiego.

Środkowy piaskowiec ciosowy (spc) występuje w środku profilu utworów kredowych. Typowy dla obszaru Gór Stołowych i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie morfologicznego progu Radkowa, stąd w nazewnictwie współczesnym stosowana jest wymiennie z **spc** nazwa **piaskowiec Progu Radkowa**. Tę ostatnią nazwę po raz pierwszy w odniesieniu do **spc** wprowadził geolog niemiecki Flegel (1904 a, b, c, d). Piaskowiec Progu Radkowa to w przewodzie średnio- do gruboziarnistego (w stropie zlepieńcowaty) subarenit kwarcowo-skalienny (**Plansza 5 D**). Charakterystyczną cechą jest obecność w szkieletcie ziarnowym zwietrzałych skaleni lub pseudomorfoz kaolinitowych po skaleniach. Miąższość **spc** jest największa

Plansza 4. Obraz mikroskopowy skał okruchowych obszaru PNGS. Osady permskie: typowy piaskowiec (waka lityczna) (A i B), tzw. obwódka mikroalaktytowa – przykład cementu wadycznego z poziomu kopalnej gleby typu kalicze (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane). Drobnoziarniste kredy (seria heterolityczna): mułowiec ilasto-wapienny („margiel”) (C), mułowiec wapnisty (D), mułowiec krzemionkowy (E) (polaryzatory skrzyżowane)

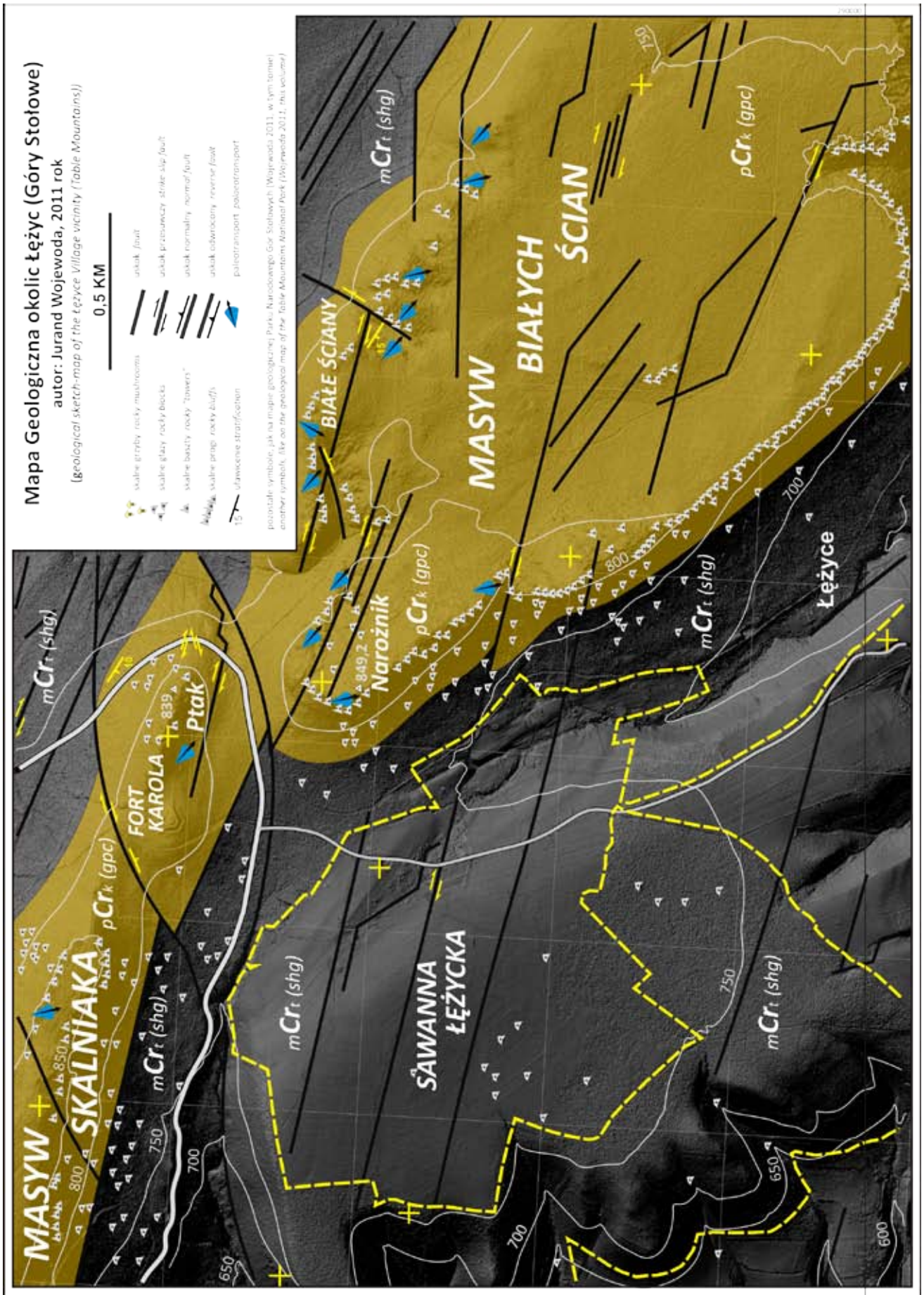
Plate 4. Microscopic view of detrital rocks from the area of TMNP. Permian: typical sandstone (lithic wacke) (A i B), so called microstalactitic rim – an example of wadic cement from a caliche fossil soil ((in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos). Fine-grained chalk: (heterolithic series): clayey-calcareous mudstone („marl”) (C), calcareous mudstone (D), silicious mudstone (E) (crossed polars)





Ryc. 10. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Bukowina (odzworowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 10. Geological map of TMNP, section Bukowina (projection WGS84, PUWG92)



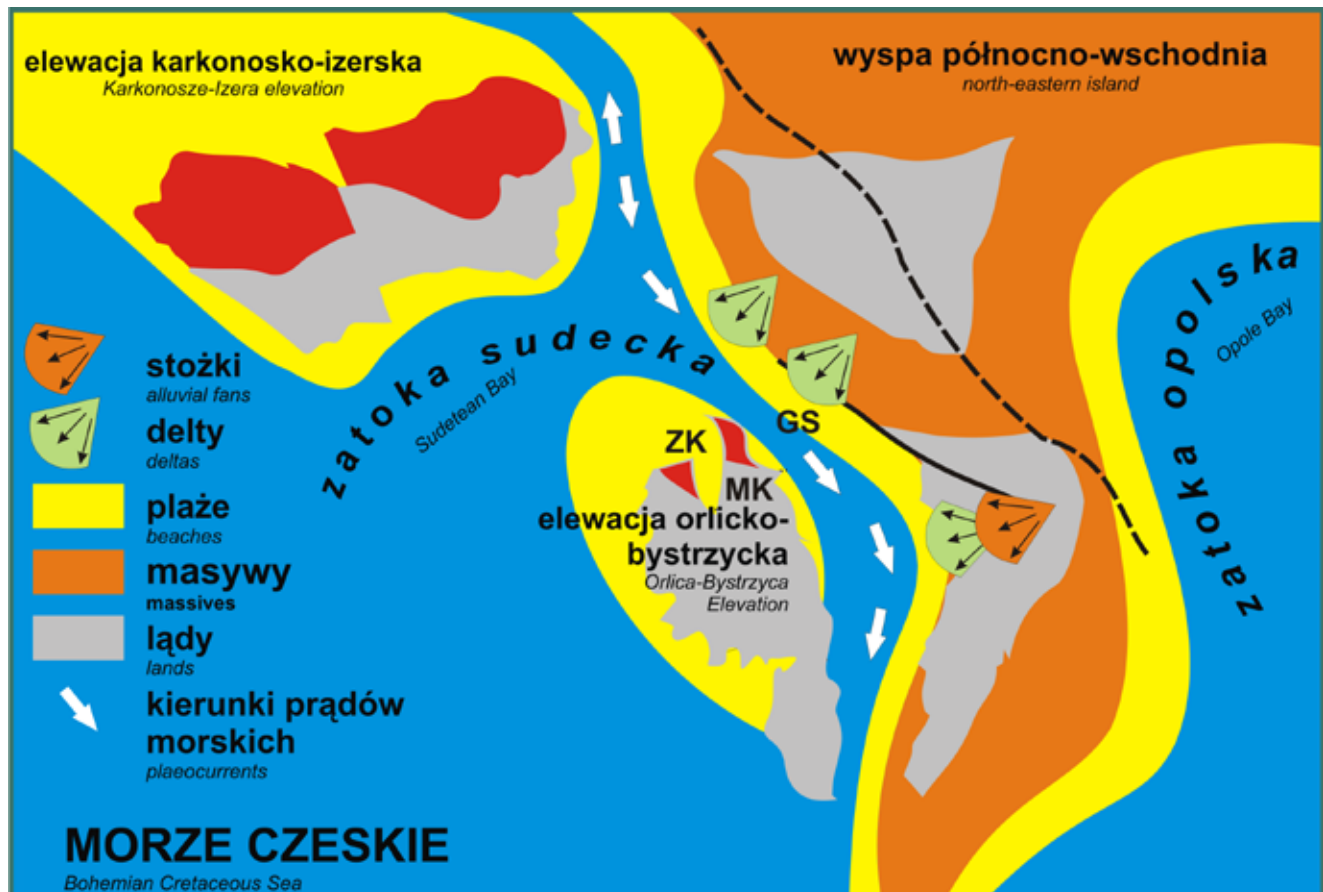
Ryc. 11. Mapa geologiczna obszaru PNGS, sekcja Łężyce (odwzorowanie WGS84, PUWG92)

Fig. 11. Geological map of TMNP, section Łężyce (projection WGS84, PUWG92)

na północy, gdzie w rejonie Progu Radkowa osiąga ponad 80 m i stopniowo maleje ku południowi, gdzie w okolicy Złotna spc ma ok. 16 m, a całkowicie zanika w okolicach Szczytnej i Dusznik. Jest to zatem typowa **klinforma** – litosom wyklinowujący się w jednym kierunku. Tworzył się w trakcie zasypywania zbiornika morskiego przez osady przybrzeża, które sukcesywnie przesuwało się ku południowi (tzw. progradacja wybrzeża) (Wojewoda 1986 & 1997; Rotnicka 2000 & 2007).

Górny piaskowiec ciosowy (gpc) kończy profil utworów kredowych w Górach Stołowych. Typowy i najpełniejszy profil tego piaskowca występuje w obrębie głównych masywów Gór Stołowych: Szczelińca, Skalniaka, Białych Ścian i Masywu Batorowa, stąd we współczesnym nazewnictwie litostratygraficznym stosowana jest wymiennie z gpc nazwa **piaskowiec Szczelińca-Skalniaka (Ryc. 10 i 11)**. Nazwa ta pojawiła się u Flegela (1904 a, b, c, d) i jest do dzisiaj stosowana (Jerzykiewicz 1966 & 1968, Wojewoda 1997 & 2008 a; Rotnicka 2007). Piaskowiec ten klasyfikuje się pod względem petrograficznym jako arenit kwarcowy (**Plansza 5 E**), czyli skała, która składa się niemal z krzemionki i kwarcu.

Piaskowce międzyplenerskie (pmp) to kilka poziomów piaskowcowych, często łączących się bocznie ze sobą, między głównymi litosomami piaskowcowymi spc i gpc. W północnej części obszaru PNGS występuje od 1 do 4 poziomów o grubości od 1,5 do ok. 20 m (por. **Ryc. 9**). Piaskowce międzyplenerskie wykazują skład petrograficzny przejściowy od spc do gpc. Poziomy te wyklinowują się ku południowi, ale również równoleżnikowo wzdłuż północnych zboczy Gór Stołowych. Najniższy z poziomów pmp oddzielony jest od piaskowców Progu Radkowa utworami drobnoziarnistymi o grubości zaledwie 1-2 m. Dotychczas nie był on wydzielany jako odrębny litosom, jednak jego specyfika nakazuje, aby tak właśnie go traktować. Tę rozdzielność litologiczną szczególnie wyraźnie widać w części zachodniej Progu Radkowa (tzw. Skalne Wrota-Ścianki), w Pasterce, oraz w rejonie występowania tzw. Skalnych Grzybów i Diczego Grzbietu, gdzie skarpa rozdziela się na dwa wyraźne progi. Pierwotny skład mineralny tego piaskowca jest niemal identyczny do składu piaskowców progu Radkowa, jednak w skale daleko bardziej zaawansowany jest proces zwiętrzenia skał. Nadaje to skale szczególnie jasną barwę. Z piaskowca tego zbudowany są znaczny obszar Gór Stołowych, w tym wschodnie w okolicach Złotna i Szczytnej (stąd nazwa piaskowce ze Złotna).



Ryc. 12. Schemat paleogeografii obszaru śródsudeckiego w późnej kredzie

Fig. 12. Schematic paleogeography of the intra-Sudetic area in Late Cretaceous

WYBRANE ZAGADNIENIA SZCZEGÓLWE

Litosomy piaskowcowe, progradacja, klinoformy

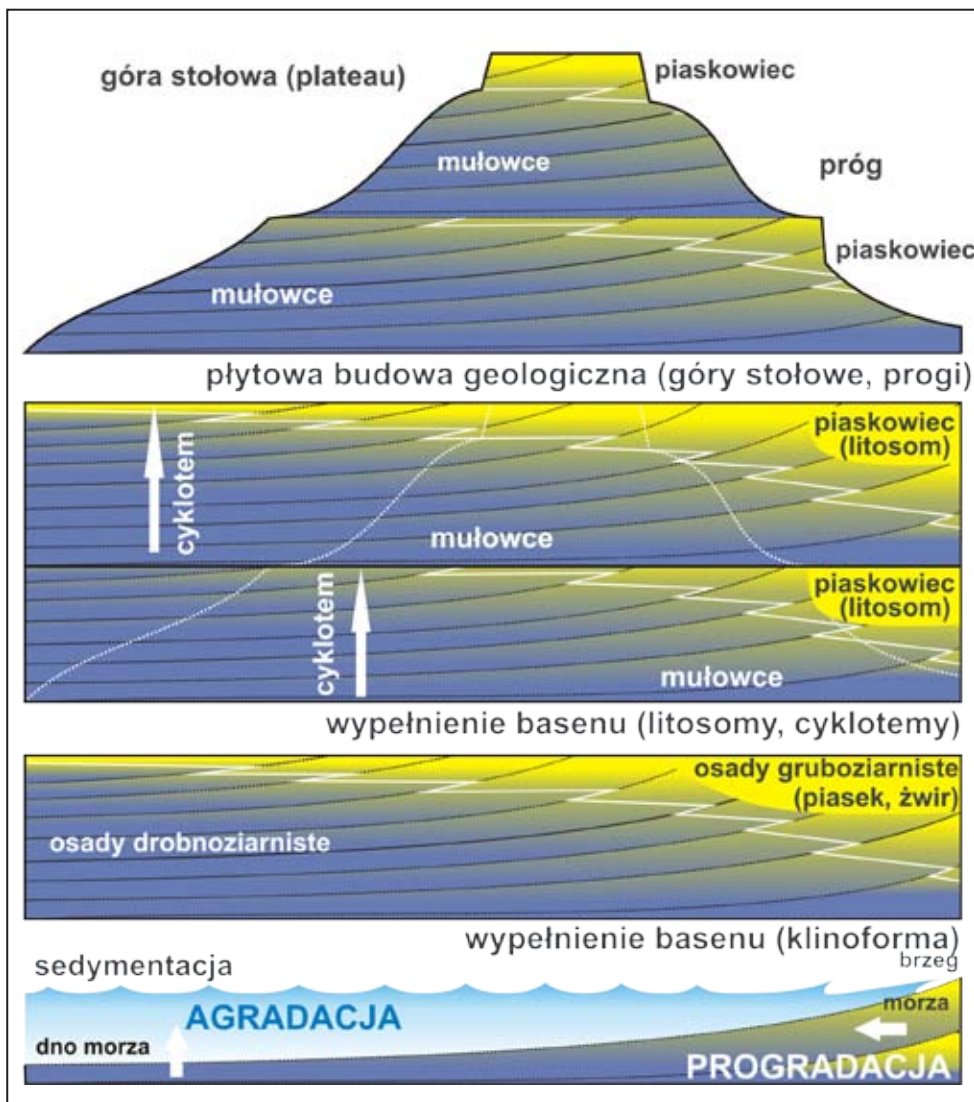
Góry Stołowe zbudowane są z piaskowców i drobnoziarnistych osadów serii heterolitycznej (w przewadze mułowców), występujących naprzemiennie w profilu. Budowa taka jest następstwem sposobu, w jaki basen sedymentacyjny był wypełniany osadami. W późnej kredzie, ok. 100 mln lat temu, obszar gdzie dzisiaj znajdują się Góry Stołowe, był obniżony i został zalany przez płytkie morze, które utworzyło w tym miejscu zatokę (Ryc. 12). Transgresja morza postępowała z południa, od strony masywu czeskiego, dlatego określa się ten zalew jako *czeskie morze kredowe*. Jego głębokość niewiele przekraczała 30 m a brzegi wyznaczały łądy kredowe, które nazywamy **elewacją karkonosko-izerską** (na południu) oraz tzw. **wyspą północno-wschodnią**. Przez blisko 10 mln lat łądy te, zbudowane ze starych i silnie zwietrzałych skał krystalicznych oraz starszych skał osadowych, były erodowane i denudowane.

Basen z czasem został całkowicie zasypany, a morze wycofało się na południe i uległo zasypaniu. Do zasypania dochodzi wtedy, gdy na dnie zbiornika morskiego, z dala

od brzegów, gromadzą się osady drobnoziarniste, a przy brzegach piasek i żwir. Plaże stopniowo zmieniały swoje położenie coraz bardziej na południe (przesuwały się) wskutek progradacji wybrzeży. Taki sposób wypełniania basenu sprzyja powstawaniu litosomów wyklinowujących się zgodnie z kierunkiem progradacji – tzw. klinoform (Ryc. 13).

Ekshumacja i inwersja reliefu

Pod pojęciem **ekshumacji** rozumie się wypiętrzenie konkretnego obszaru, po jego wcześniejszym, basenowym etapie rozwoju, obejmującym sedymentację i diagenезę geostaticzną. Jest to okres (moment w sensie geologicznym), kiedy często dochodzi do znaczącej przebudowy tektonicznej utworów basenowych. Trzeba podkreślić, że ekshumację poza diagenезą może poprzedzać znaczące przeobrażenie pierwotnych osadów nawet w warunkach metamorfizmu regionalnego. Procesy te, zgodnie z przyjętymi w geologii modelami termodynamicznymi, wymagają wysokich temperatur i ciśnień, czyli głębokiego pogrzebienia skał.



Ryc. 13. Schemat pokazujący sposób wypełniania basenu morskiego w trakcie progradacji wybrzeża (klimoformy), efekt architektoniczny wypełnienia basenowego (litosomy) oraz sposób formowania się płytowej budowy geologicznej (góry stołowe, progi)

Fig. 13. Schematic sketch showing marine basin being filled with sediments due to coastline progradation (clinoforms), internal architecture of the basin fill (lithosomes) and the mode of formation of table-mountain/bluff topography

Pod pojęciem **inwersji** geolodzy rozumieją okres lub moment w sensie geologicznym, kiedy następuje istotna zmiana np. kierunku odkształcania tektonicznego skał (tzw. **inwersja tektoniczna**) lub zamiana wzajemnej pozycji basen-obszar zasilania (tzw. **inwersja paleogeograficzna**). Na obszarze Parku zostały udokumentowane zarówno przykłady ekshumacji, jak i inwersji. Niewątpliwie można mówić o powaryscyjskiej ekshumacji skał piętra metamorficznego i granitów, które nastąpiło w przedziale czasu między ~ 331 a 312 Ma, czyli we wczesnym karbonie. Drugi etap ekshumacji jest już wyraźnie zapisany w skałach osadowych obszarów przyległych do Parku i najprawdopodobniej miał miejsce w okresie między ~ 82 a 65 Ma, czyli w późnej kredzie. Obecnie jesteśmy w trakcie kolejnego etapu wypiętrzania, który rozpoczął się przed ~ 25 Ma, czyli w oligocenie (Martinek i in., 2005).

Reliktem powierzchniowym zapisu ekshumacji powaryscyjskiej są m.in. saprolity rozwinięte na granitach i skałach metamorficznych. Okres ekshumacji powaryscyjskiej definitywnie kończy się we wczesnym permie. Wtedy dochodzi do niemal całkowitej denudacji południowej części obszaru dzisiejszego Parku, tzn. masywu Kudowy. Towarzyszy temu pedyplenizacja na obszarze basenu śródsudeckiego, który zostaje całkowicie zasypany i tym samym kończy rozwój tzw. synklinorium śródsudeckiego. Kolejny etap ekshumacji również pozostawił po sobie zapis powierzchniowy. Przede wszystkim są to relikty saprolitów jurajsko-wczesnokredowych, np. w okolicach Jerzykowic.

Ale również rzeźba dzisiejszych wzgórz Kudowskich stanowi w dużej części odreparowaną **etchplenę** z tamtego okresu. To, że obecnie ten „paleorelief” znajduje się na powierzchni jest następstwem intensywnej abrazji, jaka miała miejsce w początkowej fazie zalewu morskiego w kredzie oraz dzisiejszym procesom retrogradacji płyty kredowej na obszarze Gór Stołowych.

Klasycznym przykładem paleogeograficznej inwersji basenowej jest obszar dzisiejszego Progu Radkowa. Z rekonstrukcji sedimentologicznych jednoznacznie wynika lokalizacja brzegu basenu kredowego (wtedy morskiego) na północy. Dzisiaj to obszar płyty kredowej Gór Stołowych jest obszarem denudowanym i niszczone, a materiał osadowy jest dostarczany potokami Pośny i Cedronu na północ, do doliny głównej rzeki regionu Ścinawy (**Plansza 6**). Ustalenie wieku zarówno ekshumacji, jak i inwersji pokredowej jest nadal niejasne. Przyjmując prawdopodobny wiek kaolinizacji w piaskowcach ciosowych na oligocen-wczesny miocen i traktując zachowane w masywie Skalniaka relikty paleodolin rzecznych do ekshumacji obszaru Gór Stołowych musiało dojść w pliocenie (późnym miocenie?). Kiedy natomiast nastąpiła inwersja lokalnej sieci rzecznej? Najprawdopodobniej nastąpiło to dopiero na przełomie pliocenu i plejstocenu, kiedy ukształtował się istniejący do dzisiaj regionalny wpływ rzek sudeckich ku północy (Suhr 2003; Tyráček 2003)

Uwarunkowania strukturalne wybranych form skalnych na obszarze Gór Stołowych

W Górach Stołowych, poza stromymi progami skalnymi (Próg Radkowa, Urwisko Batorowskie, czy Pasterskie Skałki), do najbardziej malowniczych należą formy **skalnych grzybów**, **skalnych baszt** oraz **labirynty skalne** i **bloki piaskowcowe** (Migoń 2008 & 2010). Większość z tych form powstała w obszarach, gdzie zachodzą intensywne procesy erozji powierzchniowej, ale jednocześnie ma miejsce infiltracja wód powierzchniowych w głąb masywów skalnych. Zławsza infiltracja sprawia, że materiał skalny, a przede wszystkim spoiwa mineralne są wypłukiwane ze skał, co ogólnie określa się jako **sufozję**.

Jednak dominujący wpływ na kształt i rozmieszczenie form skalnych ma struktura górotworu Gór Stołowych. O ile na kształt form skalnych większy wpływ ma struktura pierwotna, czyli sedimentacyjna, o tyle ich rozmieszczenie i ilość zależy przede wszystkim od struktury wtórnej, spowodowanej zniszczeniem tektonicznym.

Skalne grzyby

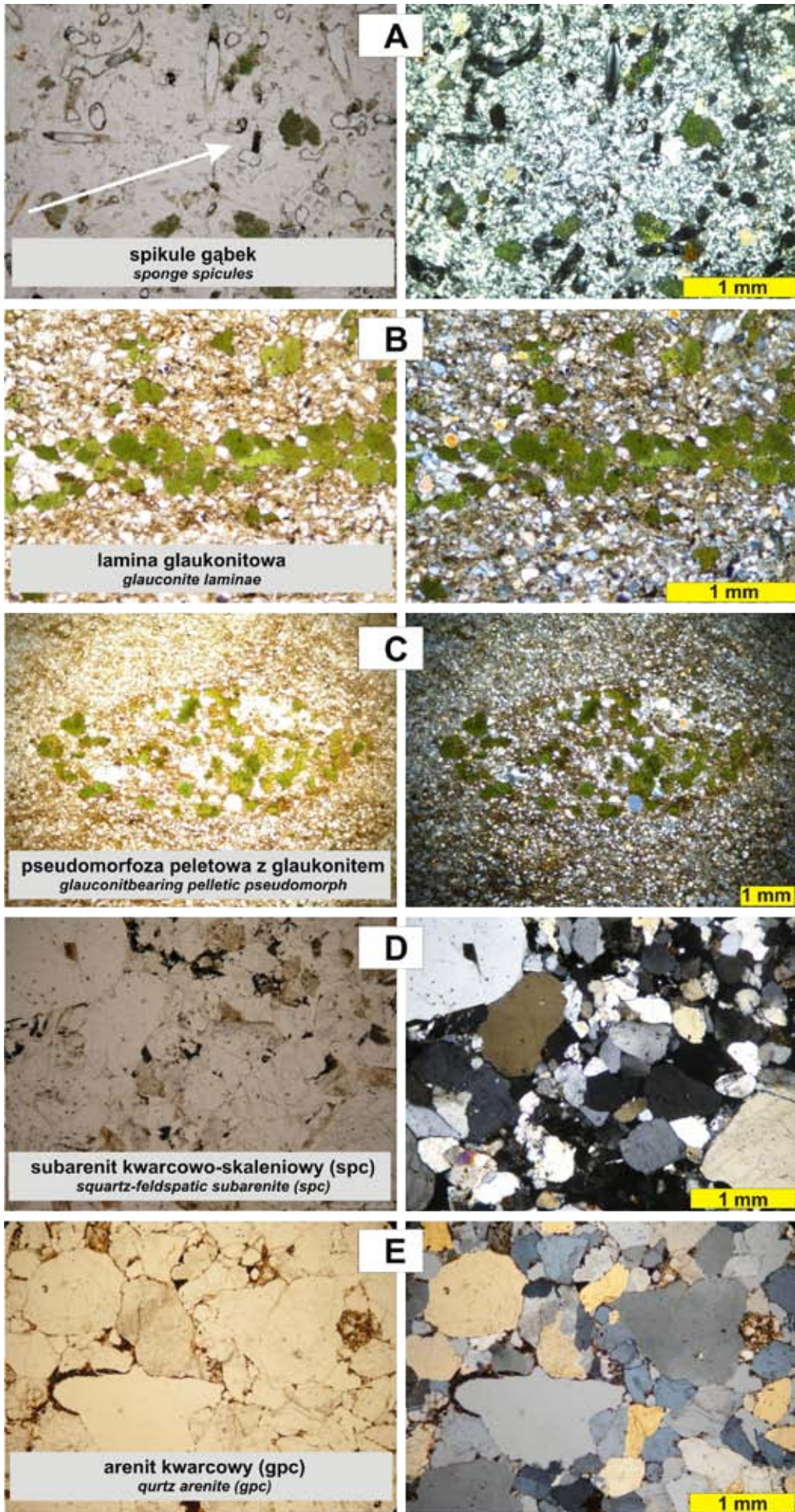
Skalne grzyby zawdzięczają swoją nazwę kształtom przypominającym grzyby – wyraźna noga i zwykle jedno lub dwa zgrubienia w kształcie kapelusza (**Plansza 7**). Na obszarze PNGS największe nagromadzenia skalnych grzybów występują na obszarze między doliną Cedronu a Batorowem (rezerwat Skalne Grzyby), na półce skalnej między kamieniołomem w Radkowie a Pasterką, w rejonie Pasterskiego Progu, na wierzchołku Dziczego Grzbietu oraz na wierzchołku Skalniaka w rezerwacie Błędnych Skał (por. **Ryc. 8-11**). Poza ostatnim skupiskiem, które znajduje się w stropowej części górnych piaskowców ciosowych, wszystkie pozostałe powstały w stropowej części najniższego piaskowca międzypłenerskiego (pmp1) – piaskowca ze Złotna.

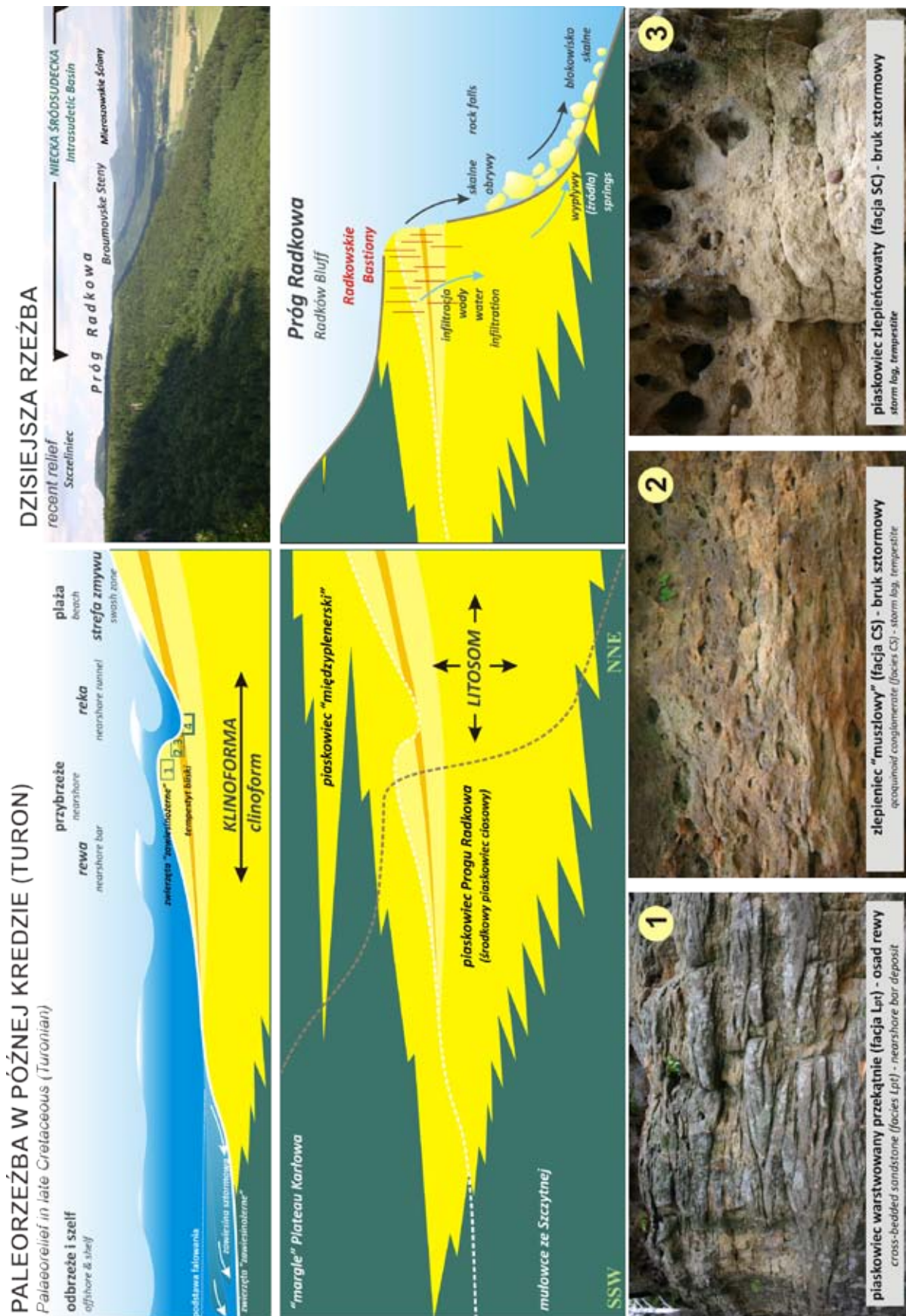
Swoje powstanie grzyby zawdzięczają kilku czynnikom, ale przede wszystkim pierwotnej (sedymenacyjnej) strukturze skał, jak również jej składowi petrograficznemu. Stropowa część piaskowców ze Złotna, piaskowców Progu Radkowa oraz piaskowców Skalniaka-Szczelińca ma w wielu miejscach charakterystyczną budowę. Najwyższą część profilu tworzy silnie wymieszany przez bioturbację wielozestaw warstwowanych przekątnie w dużej skali piaskowców. Wyróżnia się równoziarnistością oraz znacznym udziałem w składzie frakcji drobnoziarnistego piasku. Skała ta stanowi najmniej porowatą odmianę w obrębie piaskowców ciosowych (~5% - ~15%, przeciętnie ~8%). Poniżej występują bardzo dobrze wysortowane, warstwowane przekątnie osady piaskowca zlepieńcowatego oraz zlepieńca muszlowego o znacznie większej porowatości, dochodzącej do ponad 50% (!) (**Ryc. 14**).

Takie właśnie następstwo sprawia, że wody opadowe lub topniejąca pokrywa śniegowa najpierw wysyca prze-

Plansza 5. Obraz mikroskopowy skał okrucowych obszaru PNGS. Drobnoziarniste kredy (seria heterolityczna): spongiolit (A). Piaskowce ciosowe: bardzo drobnoziarnisty piaskowiec z glaukonitem (spągowa część dpc) (B i C), subarenit kwarcowo-skalieniowy (spc) (D), arenit kwarcowy (E) (z lewej polaryzatory równoległe, z prawej polaryzatory skrzyżowane)

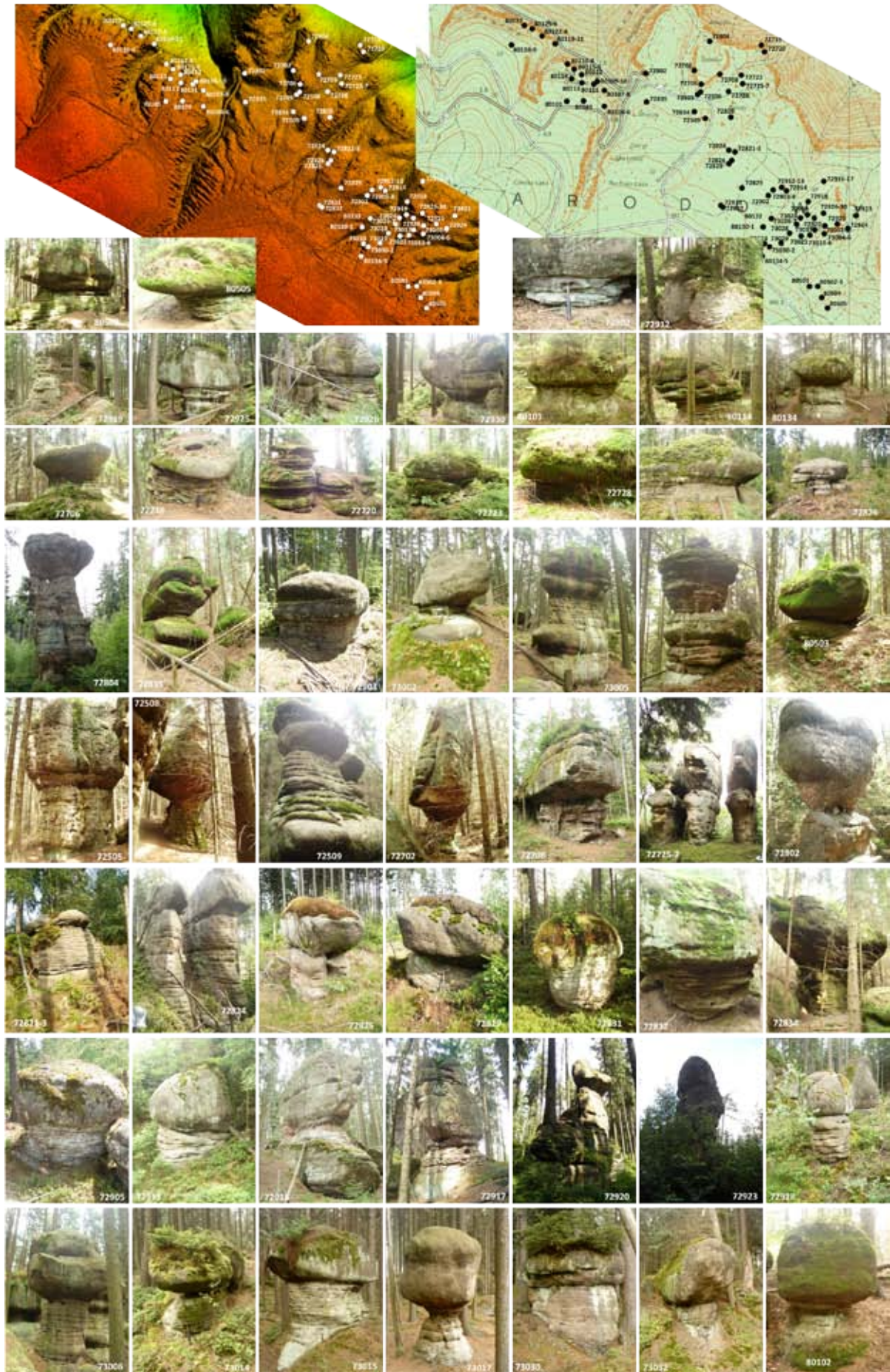
Plate 5. Microscopic view of detrital rocks from the area of TMNP. Fine-grained chalk (heterolithic series): spongiolite (A). Blocky Sandstone: very fine-grained glaukonite-bearing sandstone (bottom part dpc) (B i C), quartz-feldspar subarenite (spc) (D), quartz arenite (E) (in plane polarised light on the left-hand side and with crossed polars on the right-hand side of the photos)





Plansa 6. Sens paleogeograficznej inwersji basenowej na przykładzie północnej krawędzi Gór Stołowych (Progu Radkowa) oraz charakterystyczne dla strefy przybrzeża facje osadowe w piaskowcach Progu Radkowa (spc): osad rewy (1), bruki muszlowe (bliskie osady sztormowe, tempeсты) (2 i 3)

Plate 6. Phenomenon of the palaeogeographic basinal inversion - the northern edge of the Table Mountains (Radków Bluff) as an example and sedimentary facies typical of nearshore environment in Radków Bluff sandstones (spc): nearshore-bar deposit (1), shell lags (proximal storm deposits, tempestites) (2 i 3)



Plansza 7. Lokalizacja i przykłady form „skalnych grzybów” w rejonie Radkowskich Bastionów (Próg Radkowa, pmp1)
Plate 7. Location and examples of “rocky mushrooms”- shaped tors at Radkowskie Bastiony (Radków Bluff, pmp1)

strzeń skalną, a następnie wypływa na powierzchnię skały w strefach uprzywilejowanych hydraulicznie, czyli bardziej porowatych. Powtarzający się proces znacznie szybciej wypłukuje w tych miejscach najdrobniejszy materiał skalny, w tym przede wszystkim spoiwa, co z czasem prowadzi do znacznego ubytku masy skalnej w tej części skałek. W konsekwencji, na wycienionej wskutek sufozji i erozji „stopie” pozostaje zwykle znacznie większych rozmiarów „czapka”, która nadaje skale charakterystyczny kształt grzyba (**Ryc. 14**).

Skalne bastiony i baszty

Skalne bastiony i baszty występują na ogół w brzeźnych częściach progów morfologicznych (**Plansza 8**). Powstają we wszystkich litosomach piaskowcowych i prawie zawsze w obszarach o bardzo regularnych spękaniach ciosowych (np. Szczeliniec Wielki, **Plansza 9**). Do najciekawszych należą formy skalne w Progu Radkowa (tzw. Warownia, Skalne Wrota-Ścianki) oraz w masywie Białych Ścian (tzw. Skalna Furta). Skalne bastiony i baszty powstają dokładnie według tego samego schematu, jak skalne grzyby, jednak proces sufozji i erozji nie jest tak zaawansowany (**Plansza 9**).

Skalne kawerny

W piaskowcach ciosowych występują charakterystyczne, niemal idealnie kuliste formy wietrzeniowe – **kawerny** (**Plansza 10**). Już w roku 1961 Dumanowski sugerował, że kawerny powstały w wyniku lokalnego wypłukiwania ze skały materiału znacznie słabiej scementowanego niż całość skały. Dumanowski uważał, że te słabo lub w ogóle nie scementowane strefy w czasie diagenetyzacji były przesycone gazem (metanem).

Na obszarze Gór Stołowych obserwuje się wyraźny związek występowania kawern z regionalnymi strefami uskoku – np. ze strefą uskoków Czerwonej Wody, czy uskokiemi Szczelińca. Z drugiej strony kawerny mają idealnie kulisty kształt, co dowodzi tego, że gaz gromadził się w luźnym, przesyconym wodą morską osadzie, kiedy dopiero rozpoczęły się pierwsze procesy diagenetyczne przeobrażające piasek w piaskowiec. Tylko w takich okolicznościach woda przesycona metanem gromadzi się w formy kuliste, a to za sprawą napięcia powierzchniowego na granicy roztworów o różnej lepkości. Nie rozstrzyga to jednak o genezie samego gazu, który mógł się przedostać do osadów morskich zarówno z dołu poprzez konkretną strefę, jak i przez postępującą koncentrację z fazy rozproszonej w masie osadu.

Znacznie później odkryte zostały kanały ucieczkowe gazu, które jak się okazało mają ścisły związek z kawernami i potwierdzają hipotezę Dumanowskiego (Wojewoda 1987 & 1997). Procesy odgazowania osadu miały charakter eksplozywny i najprawdopodobniej były spowodowane wstrząsami sejsmicznymi. Przemawiają za tym liczne zjawiska – osady i struktury deformacyjne występujące w piaskowcach ciosowych – tzw. sejsmity. Sejsmity tworzą się w luźnym osadzie, kiedy poszczególne ziarna lub fragmenty osadu mają jeszcze możliwość przemieszczania się pod wpływem nacisków lub wstrząsów, co prowadzi do powstania różnego rodzaju zniszczeń (np. powierzchni ścięć, upłynnienia, zbrekcejonowania) (Wojewoda 1987, 1997, 2011 a).

Skalne labirynty

Skalne labirynty powstały wszędzie tam, gdzie masywy piaskowcowe są spękane regularnym systemem ciosu. Do najbardziej znanych należą labirynt Błędnych Skał, labirynt Szczelińca (**Plansza 11**). Mniejsze, mniej znane i nieudostępnione skalne labirynty występują w rejonie Skalnych Bastionów, Masywu Białych Ścian oraz w tzw. Piekielku koło Pasterki.

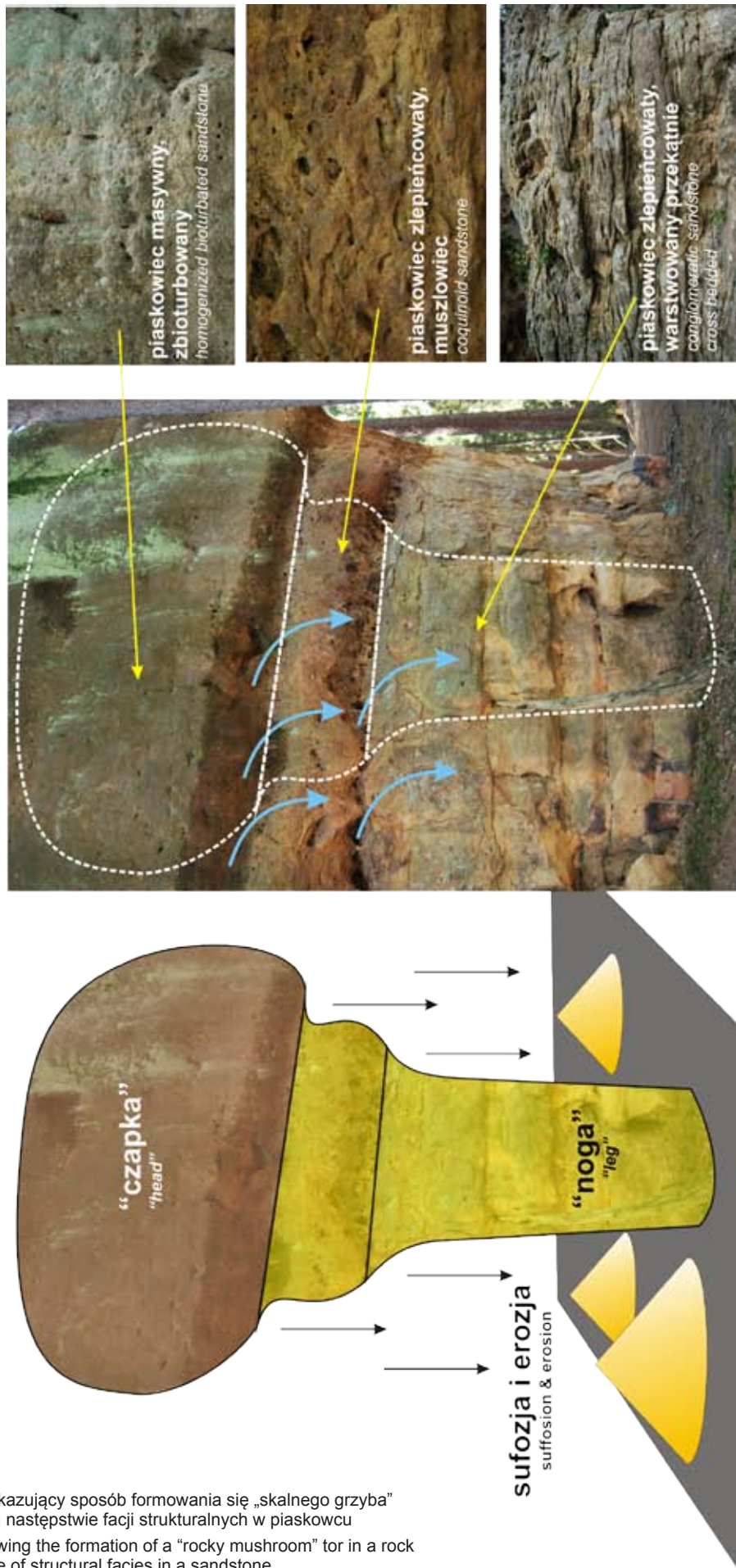
Na ogół przyjmuje się dla labiryntów skalnych podobną genezę, jak dla innych form skalnych w Górach Stołowych, tzn. sukcesywne powiększanie szczelin wzdłuż spękań ciosowych wskutek sufozji, aż do uformowania się korytarzy, a nawet jaskiń (por. Pulina 1989; Migoń 2008).

Istnieją jednak liczne przesłanki, w tym morfologiczne, które jako alternatywą pozwalają postawić tezę o erozyjnym pochodzeniu tych form (Wojewoda, Schutty 2011). Po pierwsze, labirynty występują w centralnych częściach masywów, gdzie zwykle tworzą system lokalnych obniżen wierzchowiny (**Ryc. 15**). Takie obniżenia nie sprzyjają odprowadzaniu poza masywy wypłukanego wcześniej materiału. Jego rozkład chemiczny (rozpuszczenie) jest raczej też wykluczony – jest to czysta krzemionka. Po drugie, powierzchnie skalne bardzo często są niszczone niezgodnie, wręcz jakby na przekór, pierwotnej (sedymentacyjnej) i wtórnej (tektonicznej) strukturze skał. Świadczą o tym powierzchnie erozyjne inaczej nachylone i nie naśladujące powierzchni spękań ciosowych (**Fot. 1**). Świadczą o tym również liczne zasklepione tunele i jaskinie skalne, a w szczególności osady w dnie korytarzy, które wykazują cechy osadów typowych dla wody płynącej (Wojewoda, Schutty 2011).

Bardzo szczegółowa analiza morfometryczna wierzchowiny Masywu Skalnika, z wykorzystaniem zdjęć lidarowych, pozwoliła zrekonstruować przypuszczalne „paleodoliny rzeczne”, które, jak się okazuje mają orientację poprzeczną do wydłużenia Masywu Skalnika i „wychodzą w powietrze” zarówno ku północy, jak ku południowi (**Ryc. 16**). Niewykluczone, że są to relikty dawnego krajobrazu, z okresu kiedy rozpoczęła się stopniowa denudacja płyty kredowej Gór Stołowych. Zarówno kierunki warstwowań w osadach korytarzy skalnych, jak i orientacja „paleodolin” wskazują na przepływ wody ku południowi. Taki kierunek paleotransportu odpowiada schematom paleogeograficznym przyjmowanym dla okresu od oligocenu po późny miocen (por. Suhr, 2003; Tyráček, 2001), ze wskazaniem na późny miocen (mesyn?), kiedy to większość rzek wpadała do Pra-Morawy, ta natomiast uchodziła dalej do zapadliska przedkarpackiego.

Litologiczno-strukturalne uwarunkowania niektórych „suchych dolin” w Górach Stołowych

Suche doliny są dość powszechne w rzeźbie i krajobrazie Gór Stołowych. W większości przypadków są to wyschnięte koryta potoków, które rozcięły strefy krawędziowe płyty kredowej, i które formują się od początku „zdzierania” pokrywy skał kredowych w Sudetach. Doliny występują albo jako pojedyncze, prostoliniowe i prostopadłe do linii progów morfologicznych **wąskie kaniony**, albo tworzą radialnie zbieżne systemy tzw. **amfiteatry źródłiskowe** (Pulina 1989; Migoń 2008). Brak stale płynącej wody w takich dolinach spowodowany jest powtarzającymi się, cyklicznymi okresami małego nasycenia górotworu wodą, co prawdopodobnie

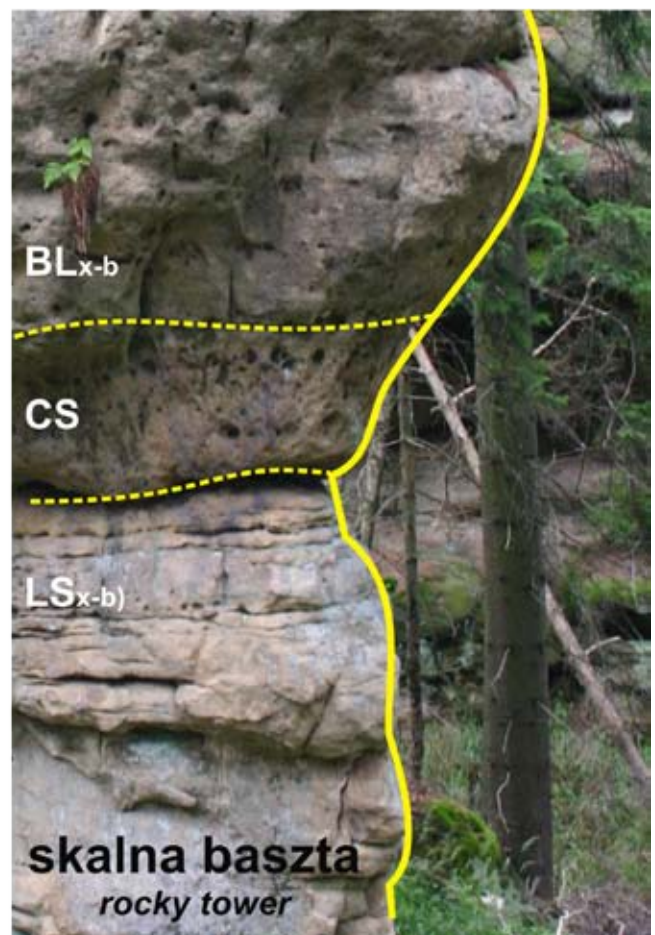
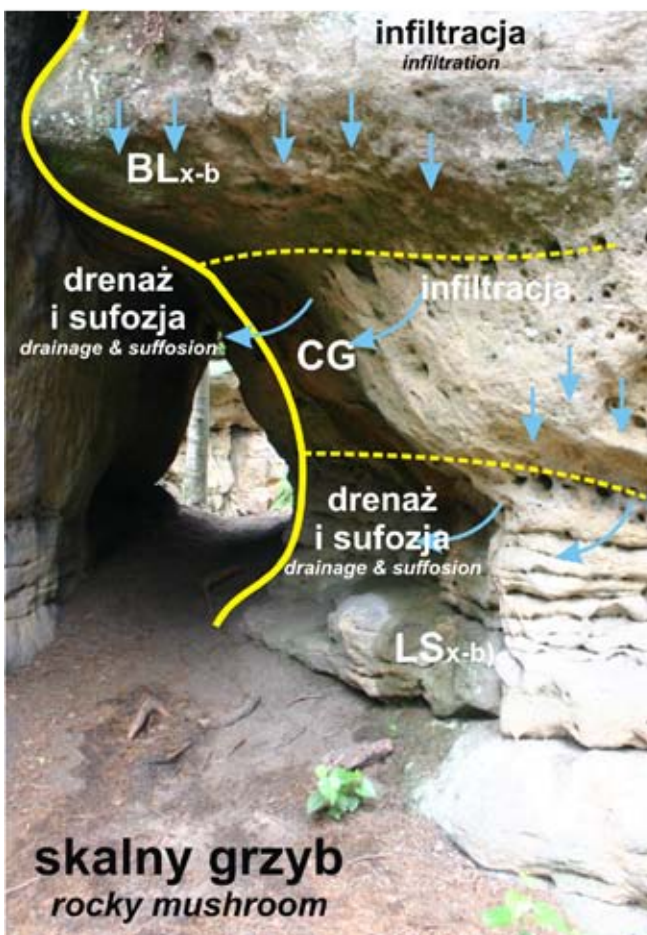


Ryc. 14. Schemat pokazujący sposób formowania się „skalnego grzyba” w skale o konkretnym następcstwie facji strukturalnych w piaskowcu
Fig. 14. Scheme showing the formation of a “rocky mushroom” tor in a rock of a specific sequence of structural facies in a sandstone



Plansa 8. Wybrane przykłady „skalnych baszt” i „skalnych bastionów” z północnej części Gór Stołowych (piaskowiec Progu Radkowa, spc)

Plate 8. Selected examples of “rock towers” and “rock bastions” from the northern part of the Table Mountains (Radków Bluff sandstone, spc)



Plansza 9. Związek występowania „skalnych bastionów” i „skalnych baszt” z intensywnością i regularnością spękań ciosowych (Szczelinie Wielki) (górze) oraz schemat ukazujący podobieństwo procesu powstawania tych form skałkowych (Radkowskie Bastiony) (dół)

Plate 9. Interrelationship between the occurrence of „rock bastions” i „rock towers” and the intensity and regularity of joints (Szczelinie Wielki) (top) and schematic picture showing the similarity of the formation of those tor forms (Radkowskie Bastiony) (bottom)

jest wywołane krótkoterminowymi, trwającymi od ok. 7 do 28 lat, wahaniami klimatu w południowo-zachodniej Polsce. W latach 80-tych i 90-tych znaczna część dolin północnej strony masywu Gór Stołowych wyschła. W ostatnim dziesięcioleciu obserwuje się wyraźną reaktywację wielu źródeł i, co za tym idzie, wzmożoną erozję den dolin.

Jednak zupełnie inną genezę mają suche doliny występujące na płaskowyżach Gór Stołowych, gdzie z powodów strukturalnych nie jest możliwe formowanie się stref źródłiskowych. Dla odróżnienia tych form, będą one dalej nazywane „**wąwozami skalnymi**” gdyż na ogół są one

wycięte w skałach całkowicie nieprzepuszczalnych iłowcach wapnistych lub słaboprzepuszczalnych mułowcach wapnistych wchodzących w skład serii heterolitycznej (por. Wojewoda 2008).

Kształt przekrojów poprzecznych (profilu) wąwozów skalnych jest całkowicie zależny od litologii podłoża w danym miejscu. Na wychodniach skał marglistych wąwozy skalne są wąskie i najczęściej mają zbocza wypukłe ku górze (**Plansza 12**). Na podłożu wapnisto-mułowcowym wąwozy są rozległe i mają zbocza wklęsłe ku górze. Natomiast na podłożu piaskowcowym są nierówne, w wielu miejscach



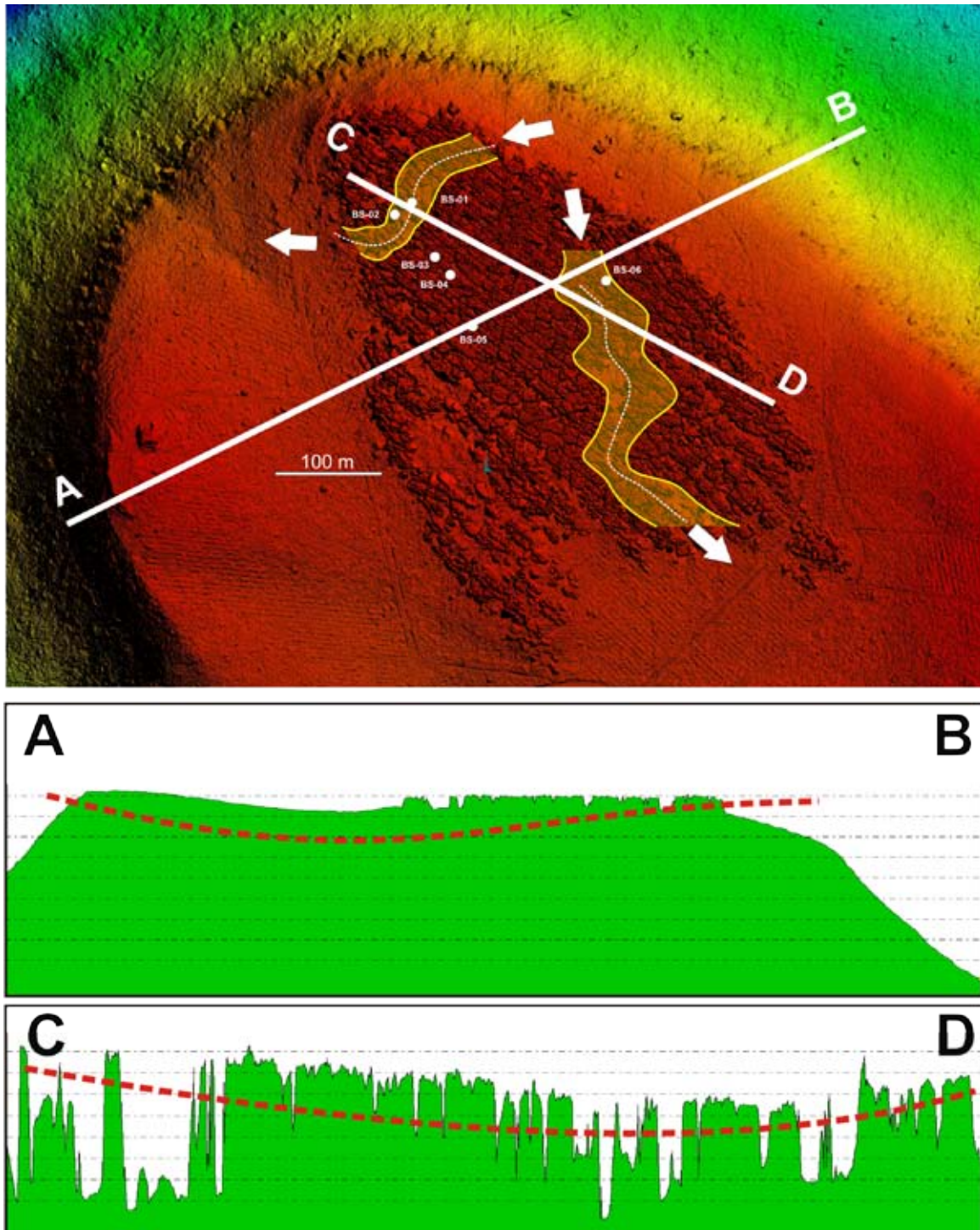
Plansza 10. Wybrane przykłady „skalnych kawern” z różnych obszarów w Górach Stołowych
Plate 10. Selected examples of rock caverns from various areas of the Table Mountains



Plansa 11. Przykłady korytarzy i „jaskiń” w labiryncie Błędnych Skał w masywie Skalniaka (piaskowiec Szczelińca-Skalniaka, gpc)
Plate 11. Examples of tunnels and “caves” in the labyrinth of Błędne Skały in Skalniak Massif (Szczeliniec-Skalniak sandstone, gpc)

pionowe i wielokorytowe. Wąwozy skalne nie posiadają osadów (Schutty, Wojewoda 2011). Rzadko i tylko na odcinkach „piaskowcowych”, dno wąwozów skalnych pokryte jest rumoszem skalnym. Ciekawą cechą osi den wąwozów skalnych jest ich niemal liniowy spadek pomimo, że ich kształt zboczy (ścian) zmienia się zależnie od podłoża skalnego (Plansza 12). Osie wąwozów skalnych, pomimo braku najmniejszych śladów erozji bocznej, często są kręte, a nawet mają „zygzakowaty” kształt, co ma miejsce niemal zawsze, gdy w podłożu występują uskoki tektoniczne.

Brak stref źródłiskowych, brak jakichkolwiek osadów dolinnych, oraz symetryczny kształt wąwozów skalnych, pozwalają wykluczyć erozję hydrauliczną, spowodowaną swobodnym przepływem wody, jako przyczynę tworzenia tych form w Górach Stołowych. Są to najprawdopodobniej **formy suffozyjne**, które powstały w wyniku rozpuszczania podłoża skalnego i odprowadzania materiału w roztworze lub w bardzo drobnej zawieszynie. Proces ten jest zatem bardziej zbliżony do **korozji krasowej**, niż do erozji hydraulicznej. Jednocześnie wąwozy skalne są „zdeformowane” obecność



Ryc. 15. Przekroje poprzeczne ukazujące wklęsły relief wierzchowiny Błędnych Skał
 Fig. 15. Transverse cross-sections showing concave relief of the Błędne Skały top surface

cią uskoków lub kinematyką na uskokuach tektonicznych, których współczesna aktywność jest bardzo dobrze udokumentowana na tym obszarze (Cacoń i in., 2002 & 2009). Większość aktywnych współcześnie uskokuów tektonicznych na obszarze Gór Stołowych należy do wschodniego przedłużenia jednej z najbardziej „ruchliwych tektonicznie” stref w Sudetach – strefy uskokuwej Poříčí-Hronov. Ich powierzchniowym przejawem jest m.in. Dolina Czerwonej Wody (Wojewoda 2007 a). Moment rozpoczęcia procesu tworzenia się wąwozów skalnych na płaskowyżach w Górach Stołowych jest dyskusyjny. Jest jednak prawdopodobne, że sprzyjającym okresem dla zainicjowania tych form rzeźby mógł być pliocen, kiedy na dobre rozpoczęło się, trwające do dzisiaj, niszczenie (erozja wsteczna) pokrywy skał kredowych w Sudetach. W tym samym zapewne okresie rozpoczęło się formowanie współczesnych nam realiów geograficznych regionu.

Geodynamika dna basenu w kredzie

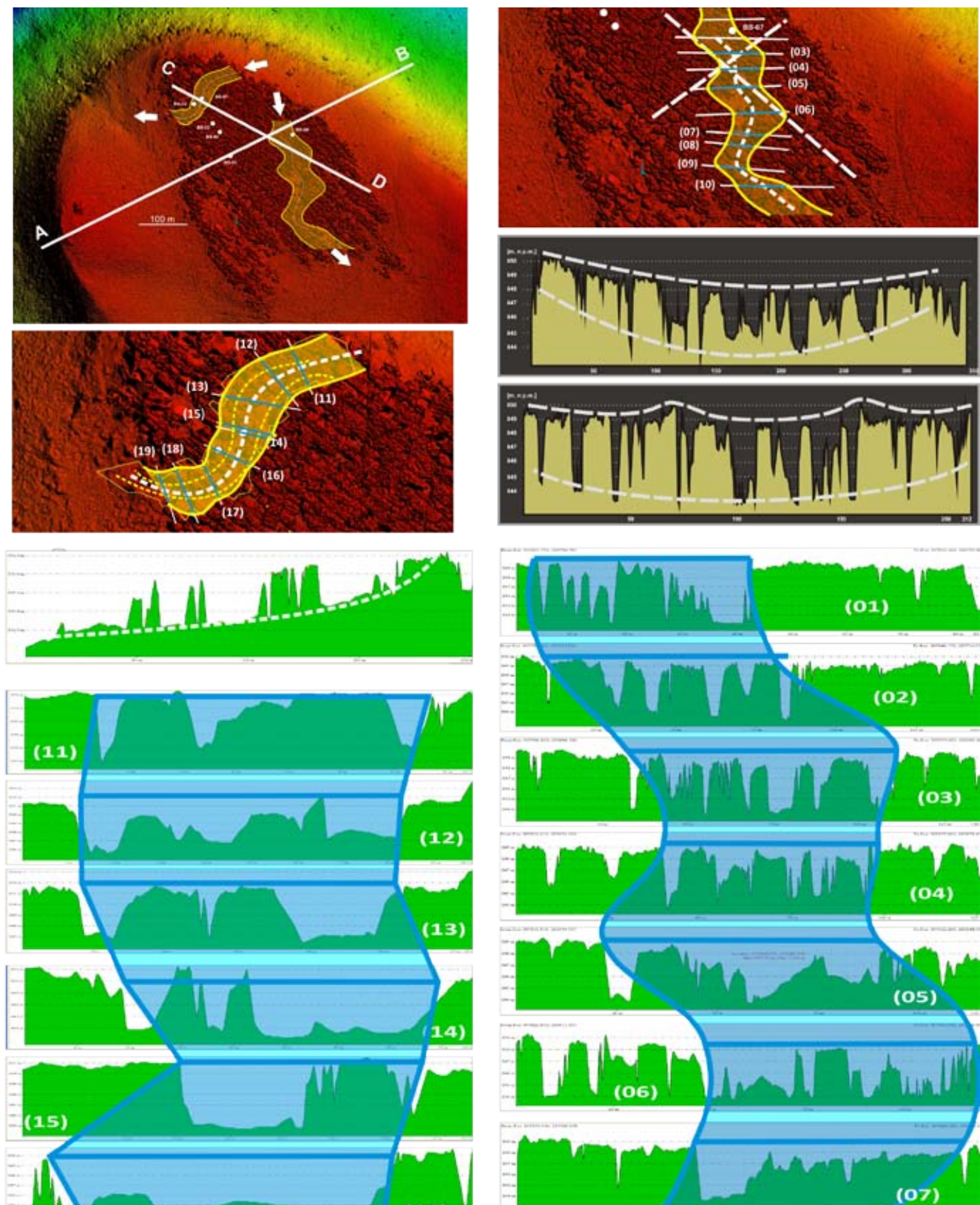
W okresie od turonu po koniak obszar Sudetów był szczególnie aktywny tektonicznie i sejsmicznie (ogólnie: geodynamicznie). Najwyraźniej aktywność ta przejawia się w naprzemiennym występowaniu osadów drobnopłukowych (plener) i piaskowców ciosowych, które powstawały w warunkach stałej regresji morza, jednak przerywanej epizodami pogłębienia basenu (subsydencji). Można z dużą pewnością przyjąć, że okresy pogłębienia były nagłe, krótkotrwałe i miały charakter wydarzeń geodynamicznych. Z dużym

prawdopodobieństwem można też przyjąć, że przemieszczenia tektoniczne dna basenu były zlokalizowane w kilku obszarach (strefach uskokuowych) i nie obejmowały całego basenu.

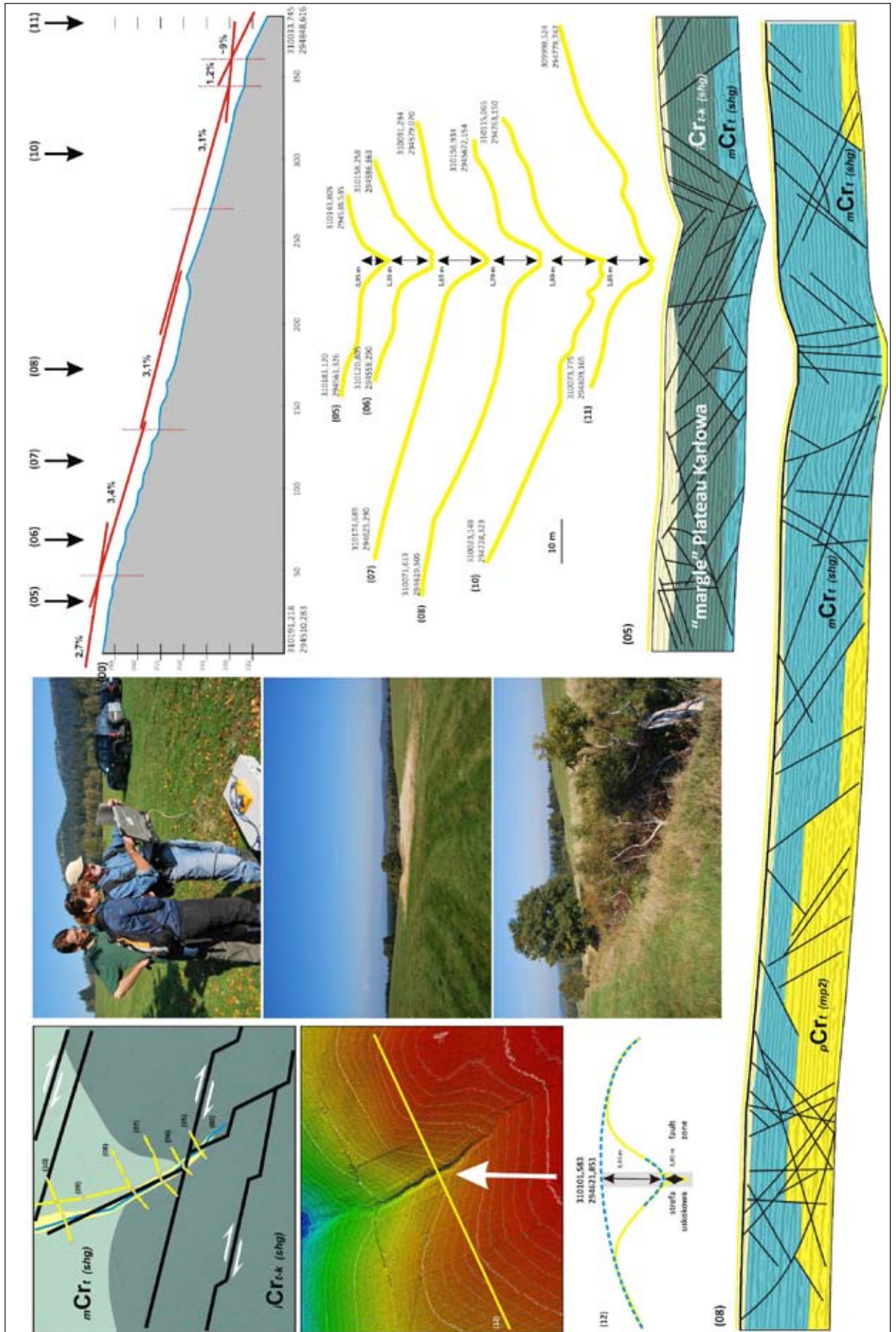
To właśnie w tym okresie na dnie basenu powstały charakterystyczne podwodne formy dna - **tarasy akumulacyjne (Ryc. 17)**. Formy te rozpoznane i nazwane przez Jerzykiewicza i Wojewodę (1986) zostały następnie bardzo szczegółowo opisane i zinterpretowane przez Wojewodę (1986 & 1997). Impulsem dla rozwoju tarasów akumulacyjnych były skarpy uskokuowe, które tworzyły się na północ od dzisiejszego Progu Radkowa oraz wzdłuż strefy, gdzie współcześnie dokumentujemy obecność uskokuów tektonicznych Czerwonej Wody (Wojewoda 2008 a). Skarpy, o zygzakowatym przebiegu były zasypywane przez osady dostarczane z brzegu i w ten sposób tworzyły się z czasem tarasy akumulacyjne z charakterystycznymi obszarami progradacji – podskarpowym, skarpowym oraz nadskarpowym, gdzie miały miejsce zupełnie odmienne procesy sedymentacji i tworzyły się zupełnie inne zespoły osadów. Dzisiaj obserwujemy to zróżnicowanie w zapisie kopalnym, w przede wszystkim w charakterystycznym dla piaskowców ciosowych trójdzielny profilu. Dolna część profilu odpowiada obszarowi podskarpowemu i zbudowana jest z silnie zbioturbowanych wapnistych piaskowców z glaukonitem. Środkowa część profilu to wielozestawy zbudowane w przewadze z piaskowca warstwowanego przekątnie tabularnie w gigantycznej skali i piaskowców bestrukturalnych, które



Fot. 1. Przykład erozji bocznej niezgodnej z orientacją szczelin ciosowych (Błędne Skały, gpc)
 Phot. 1. Example of lateral erosion discordant with the strike of joints (Błędne Skały, gpc)

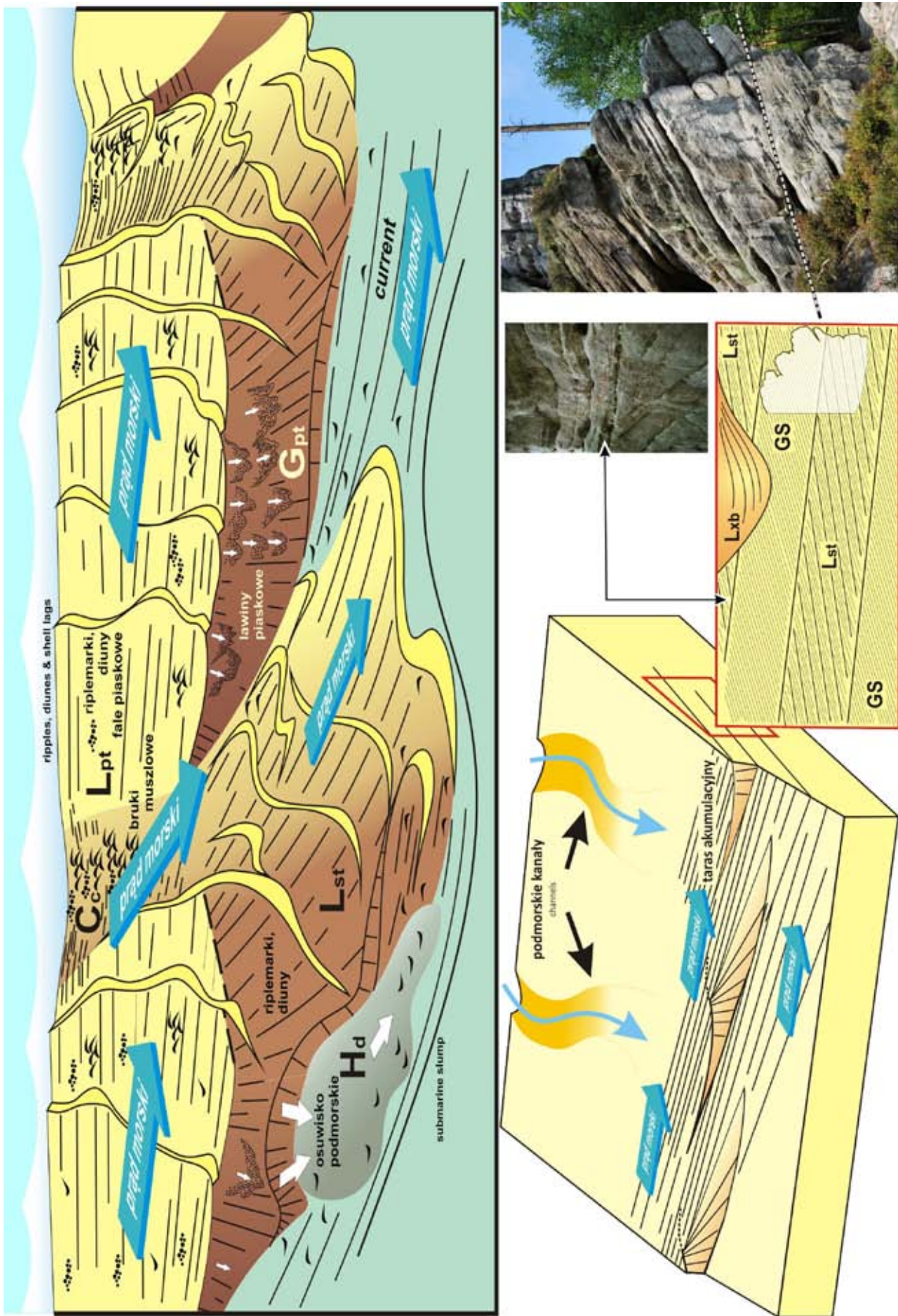


Ryc. 16. Lokalizacja i przekroje poprzeczne przez przypuszczalne „paleotrakty fluwialne” na obszarze Błędnych Skał
 Fig. 16. Location and transverse cross-sections of presumable “fluvial palaeotracacts” in the area of Błędne Skały



Plansza 12. Przykład suchego wąwozu na obszarze tzw. Sawanny Pasterskiej k/ Pasterki (sytuacja litologiczna i strukturalna, profile morfologiczne oraz przekroje geofizyczne (GPR))

Plate 12. Example of a dry gorge at the so called Shepherd's Savanna near Pasterka (lithology, structural setting, topographic profiles and geophysical sections(GPR))



Ryc. 17. Przypuszczalny wygląd tarasów akumulacyjnych i rozmieszczenie związanych z nimi facji osadowych
 Fig. 17. Presumable appearance of "accumulation terraces" and position of the sedimentary facieses associated with them

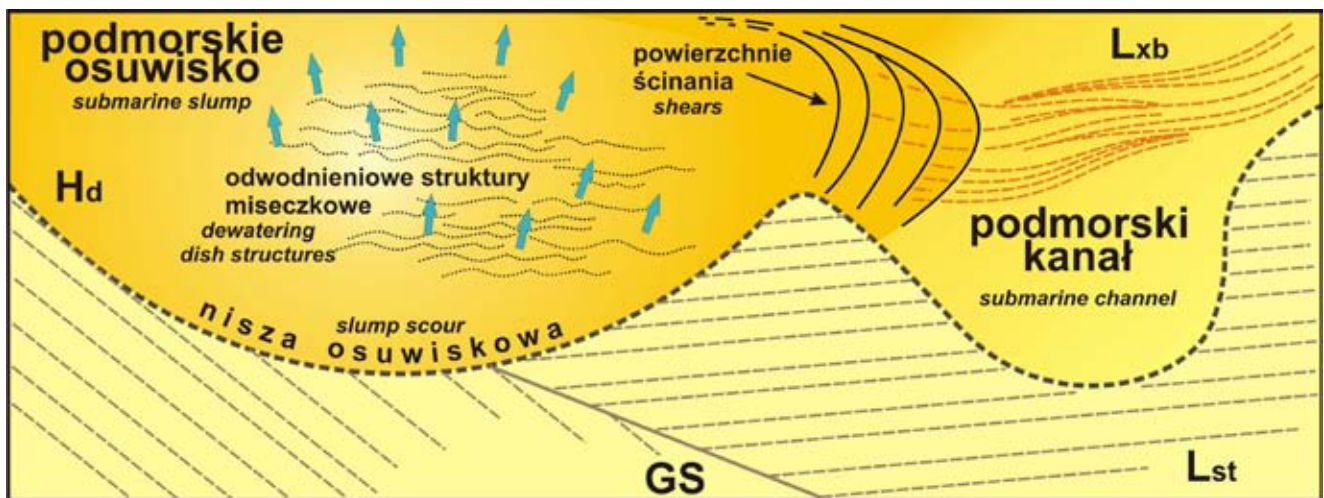
stanowią odpowiednio osady powierzchni skarp i osady redeponowane w formie splywów lub podwodnych osuwisk (**Plansza 13**). Górna część profilu to osady nadskarpowe. Dla tej części charakterystyczny jest zespół facjalny przybrzeża – piaskowce warstwowane przekątnie w dużej skali (osady rewowe) oraz zlepnicowate piaskowce muszlowe (osady bruków sztormowych) (Wojewoda 1986 & 1997).

Współczesna geodynamika obszaru Gór Stołowych w zapisie geologicznym i geomorfologicznym

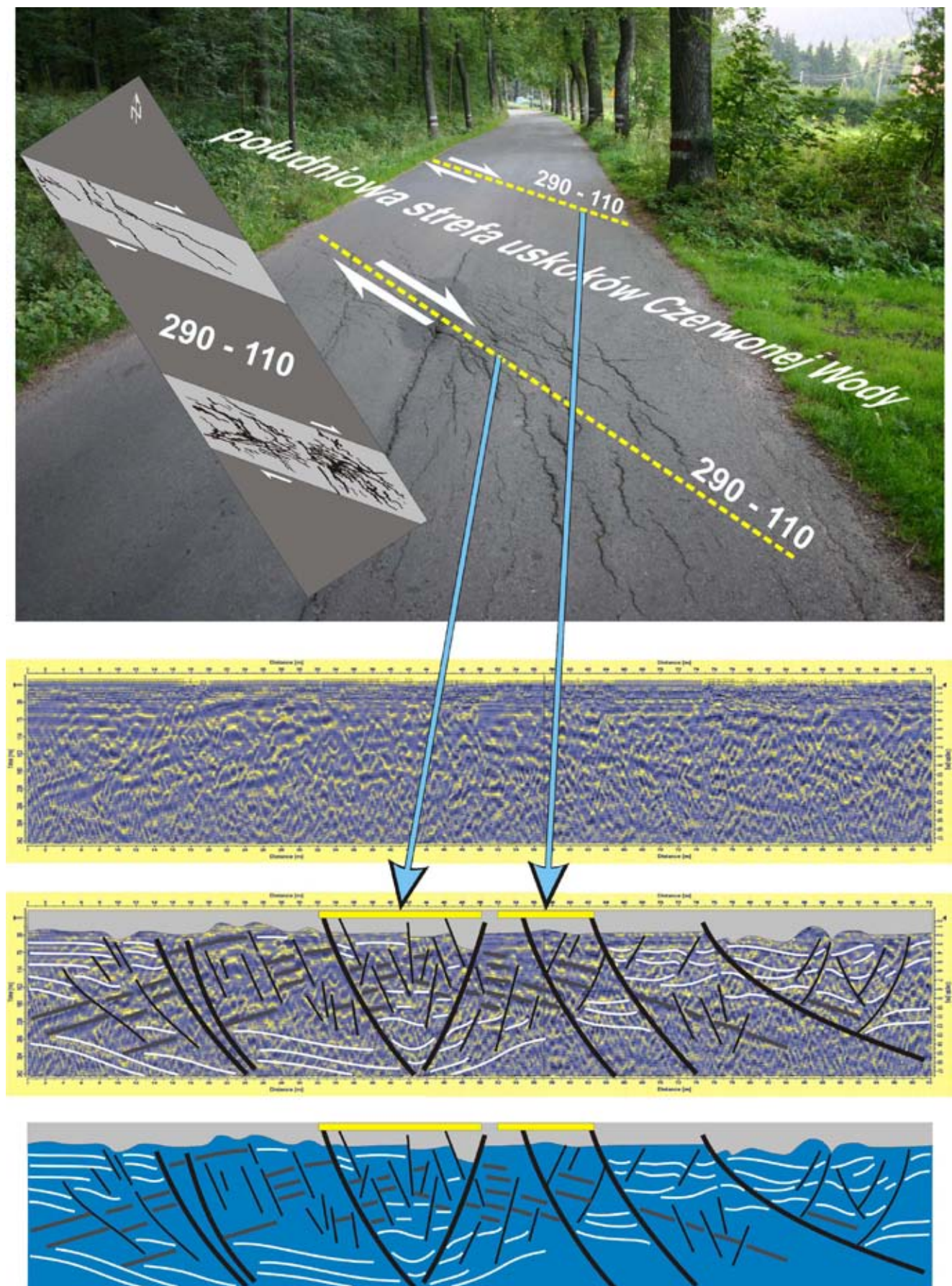
Obszar Gór Stołowych należy do tych obszarów w Sudetach, gdzie od czasów historycznych obserwuje się wysoką aktywność sejsmiczną. Jedno z pierwszych na świecie naukowych opracowań skutków trzęsienia ziemi zostało wykonane w 1883 roku przez profesora Uniwersytetu w Pradze Gustava C. Laubego (1839-1923) i dotyczyło trzęsienia ziemi, którego epicentrum znajdowało się w Trutnowie, mieście położonym blisko omawianej wcześniej strefy Pořiči-Hronov, której przedłużenie na obszarze PNGS stanowi strefa uskoków Czerwonej Wody (Wojewoda 2008 b).

Również Ernst Dathe przy okazji opisu trzęsienia ziemi, które miało miejsce w lipcu 1895 roku wyraźnie wskazuje na „nadaktywne” zachowanie się w trakcie trzęsienia obszaru Gór Stołowych.

Płyta kredowa obszaru niecki Batorowa nie jest gęsto pocięta uskokami. Do najważniejszych stref deformacji należy strefa uskoku Czerwonej Wody i związane z nią Obniżenie Czerwonej Wody. Struktura ta, o charakterze wąskiego rowu tektonicznego sprawia, że wzdłuż regionalnego wododziału uformowała się dolina potoku. O neotektonicznej aktywności tej strefy świadczą liczne miejsca, gdzie od plejstocenu odbywa się sedymentacja fitogeniczna (Wielkie Torfowisko Batorowskie) (Marek 1998), a ciągle powstające zniszczenia nawierzchni dróg w jej sąsiedztwie przemawiają wręcz za jej dzisiejszą aktywnością (**Plansza 14**). Analiza geometrii zniszczeń sugeruje przeważający prawoskrętny kierunek przemieszczeń na uskoku Czerwonej Wody. Jest to zapewne objaw reaktywacji starszego uskoku o tym kierunku, aktywnego jeszcze w trakcie sedymentacji w morzu kredowym, o czym świadczą opisane wcześniej zaburzenia sejsmotektoniczne w piaskowcu Skalniaka-Szczelińca.



Plansza 13. Podmorska nisza osuwiskowa (z lewej) i przekrój przez kanał dystrybucyjny (z prawej)
Plate 13. Submarine slump scour (from left) and cross section of the tributary channel (from right)



Plansza 14. Przykład neotektonicznych zniszczeń nawierzchni asfaltowej (górną) ponad prawoskrętnymi uskokami przesuwczymi Czerwonej Wody (dół, przekroje GPR) w Karłowie

Plate 14. Example of the neotectonic damages within asphalt pavement (up) above right-lateral strike-slip faults of the Czerwona Woda fault system (down, GPR sections) in Karłów

PODZIĘKOWNIA

Autorzy pragną podziękować pracownikom Parku Narodowego Gór Stołowych za wielką życzliwość i pomoc w trakcie realizacji tematyki badawczej w ramach **Grantu 09-66/2-R/2008/G**. W szczególności podziękowania należą się Panom Przemysławowi Zaduchowi i Tomaszowi Mazurowi za wielką dyspozycyjność i techniczną pomoc w realizacji zadań badawczych. Panu Januszowi Rzechonkowi składamy podziękowania za wykonanie znakomitych preparatów mikroskopowych skał. Panu Adamowi Szynekiewiczowi dziękujemy za wykonanie ponad 5 kilometrów profili geofizycznych GPR. Panu Pawłowi Aleksandrowskiemu dziękujemy za korektę w języku angielskim.

LITERATURA CYTOWANA

- Aleksandrowski, P., Śliwiński, W., Wojewoda, J., 1986.** Frontally and surficially fluidized slump to debris flow sheets in an alluvial sequence, Lower Permian, Intrasudetic Basin. In: Teisseyre A.K. [ed.] - *7th IAS Regional Meeting*. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 9-29. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- August, C., Wojewoda, J., 2005.** Late Carboniferous weathering and regolith at the Kudowa Trough, West Sudetes: palaeogeographic, palaeoclimatic and structural implications. *Geologia Sudetica*, 36: 53-66.
- Bachliński, R., 2002.** Studium petrologiczno-geochemiczno-geochronologiczne skał krystalicznych z okolic Kudowy Zdrój. Praca doktorska [PhD thesis]. 110 p, Archiwum Biblioteki ING PAN w Warszawie.
- Berg, G., 1925.** Die Gliederung des Oberkarbons und Rotliegenden im Niederschlesisch-Böhmischen Becken. *Jahrbuch der Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*, 46: 68-84.
- Beyrich, E., 1849 a.** Nachricht von dem Erscheinen einer geologischen Karte Schlesiens. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1: 41-43.
- Beyrich, E., 1849 b.** Das Quadersandsteingebirge in Schlesien. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1: 390-393.
- Beyrich, E., 1854.** Über die Lagerung der Kreideformation im Schlesien. *Abhandlungen Preußen Akademie der Wissenschaften*, 26: 57-80.
- Beyrich, E., Rose, G., Roth, J., Runge, W., 1867.** Geologische Karte von dem Niederschlesischen Gebirge und den angrenzenden Gegenden, 1:100000. *Verlag der S. Schropp'schen Landkarten-Handlung*, Berlin.
- Bossowski, A., Ihnatowicz, A., 1994 a.** Palaeogeography of the Upper Carboniferous coal-bearing deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. *Geological Quarterly*, 38, 2: 231-248.
- Bossowski, A., Ihnatowicz, A., 1994 b.** Palaeogeography of the uppermost Carboniferous and lowermost Permian deposits in the NE part of the Intra-Sudetic Depression. *Geological Quarterly*, 38, 2: 709-726.
- Buch, L., von, 1802.** Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, 1: Ertwurf einer geognostischen Beschreibung von Schlesien, Mineralogische Karte von Schlesien (1796), 1:500000. Haude und Spener, Berlin.
- Cacoń, S., Mierzejewski, M., Wojewoda, J., 2002.** Lite podłoże skalne i jego przemieszczenia w parkach narodowych i rezerwach Sudetów. W: Pijanowska, J., Jaroszewicz, B., Jędrzejewska, B., [red.] - *Nauka w Parkach Narodowych, Kosmos*, T. 51, 4, 399-406. Polskie Towarzystwo Przyrodników im. Kopernika, Kraków.
- Cacoń, S., Wojewoda, J., Kapłon, J., 2009.** Geodynamic studies in the Góry Stołowe National Park area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 6 (3): 230-238. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Carnall, R., 1832.** Geognostische Vergleichung zwischen Nieder- und Oberschlesischen Gebirgsformationen und Ansichten über deren Bildung. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 4: 303-361.
- Dathe, E., 1897.** Schlesisch-sudetische Erdbeben vom 11. Juni 1895. Abh. Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt, H. 22.
- Dathe, E., 1900.** Über einen Saurierfund im Rothliegenden bei Neurode und die Gliederung des Rothliegenden in der Grafschaft Glatz. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 52: 75-78.
- Dathe, E., Petrascheck, W., 1913.** Geologische Übersichtskarte des Niederschlesisch-Böhmischen Beckens, 1:100000. *Königlichen Preussischen Geologischen Landesanstalt*. Berlin.
- Don, J., Wojewoda, J., 2004 a.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy. *Przegląd Geologiczny*, 52, 9: 883-886.
- Don, J., Wojewoda, J., 2004 b.** Tectonics of the Upper Nysa Kłodzka Graben: Contentious Issues. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, 1 (3): 173-178. Academy of Sciences of the Czech Republic.
- Don, J., Wojewoda, J., 2005.** Tektonika rowu górnej Nisy Kłodzkiej: sporne problemy - dyskusja. *Przegląd Geologiczny*, 53, 3: 212-221.
- Domečka, K., Opletal, M., 1974.** Ganitoidy západní části orlicko-kladské klenby. *Acta Universitatis Carolinae- Geologica*, 1: 75-109.
- Dumanowski, B., 1961.** Forms of spherical cavities in the Stołowe Mountains (Heuscheuer Gebirge). *Acta Universitatis Vratislaviensis, Ser. B*, 8, 123-137.
- Dziedzic, K., 1957.** Stratygrafia, tektonika i paleogeografia górnego karbonu i czerwonego spągowca Ziemi Kłodzkiej. *Przewodnik do XXX Zjazdu PTG w Ziemi Kłodzkiej, Duszynki Zdrój 19-21 maja 1957*: 120-133.
- Dziedzic, K., 1961.** Utwory dolnopermskie w niecce śródsudeckiej. [Lower Permian of the intra sudetic Basin]. *Studia Geologica Polonica*, 6: 1-121.
- Flegel, K., 1904 a.** Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. *Jahres-Bericht Schlesischen der Gesellschaft für vaterländische Cultur*, 82: 114-144.
- Flegel, K., 1904 b.** Heuscheuer und Adersbach-Weckelsdorf. Eine Studie über die obere Kreide im böhmisch-schlesischen Gebirge. Zur Geologie des böhmisch-schlesien Grenzgebirges. 123-158.
- Flegel, K., 1904 c.** Exkursion in das Kreidegebirge der südlichen Grafschaft Glatz. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 56: 297-299.
- Flegel, K., 1904 d.** Exkursion auf die Heuscheuer. *Zeitschrift Deutschen geologischen Gesellschaft*, 56: 303-305.
- Flegel, K., Herbing J., Schmidt, A., 1904.** Geologische Exkursionskarte des Heuscheuer- und Adersbachgebirges, 1:75000. *Deutschen geologischen Gesellschaft und Schlesischen der Gesellschaft für vaterländische Cultur*. Breslau.
- Geinitz, H.B., 1843.** Die Versteinerungen von Kieslingswalde und Nachtrag zur Charakteristik des sächsisch-böhmischen Kreidegebirges. Dresden, 23 p.
- Geinitz, H. B., 1848.** Über oberen Quader. *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Geognosie, Geologie und Pterefakten-Kunde*, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verl. und Druck., 778-790.

- Gierwielaniec, J., 1965.** Budowa geologiczna okolic Kudowy Zdroju. [Geological structure of the vicinity of Kudowa Zdrój]. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 185: 23–108.
- Gierwielaniec, J., Radwański, S., 1955.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów – arkusz Jeleniów. Instytut Geologiczny – Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1955.
- Göppert, H.R., 1848.** Flora des Quader-Sandsteines in Schlesien. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde*. Heidelberg, 269-291
- Gürich, G., 1890.** Geologische Übersichts-Karte von Schlesien, 1:400000. J.U. Kem's Verlag, Breslau
- Holub, V.M., 1976.** Permian Basins in the Bohemian Massif. M. Falke [ed.] – *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. D. Reidel Publ. Co., 53-79.
- Hynie, O., 1949.** Možnosti objevu nových dobytelných uhelných slojí w českém křídle dolnoslezské kamenouhelné panve. [Possibilities of the discovery of new exploitable coal seams in the Bohemian limb of the Lower Silesian Coal Basin]. *Sborník státního geologického ústavu České republiky*, 16: 265-292.
- Jerzykiewicz T. 1966.** Środowisko sedimentacji piaskowców Szczęślińca. *Acta Geol. Pol.*, XVI: 413- 444.
- Jerzykiewicz T. 1968.** Sedimentacja górnych piaskowców ciosowych niecki środsudeckiej (górna kreda). *Geologia Sudetica*, 4: 409-462.
- Jerzykiewicz, T., Wojewoda, J., 1986.** The Radków and Szczeliniec sandstones: an example of giant foresets on a tectonically controlled shelf of the Bohemian Cretaceous Basin (Central Europe). *Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists*, 11: 1-15.
- Laube, G.C., 1883.** Das Erdbeben von Trautenau am 31q. Jänner 1883. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanst.*, 33, 331-372.
- Leppla, A., 1900.** Geologisch-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neiße (oberhalb der Steine mündung) mit geologischer Übersichtskarte 1:50 000 . Abhandlungen des Preußischen Geologischen Landes-Amt, N.F., 32, X, 368 p. (+ mapa).
- Marek, S., 1998.** Rozwój Wielkiego Torfowiska Batorowskiego w świetle badań biostratygraficznych. *Szczeliniec*, 4: 49-88.
- Martinek, K., Svojtka, M., Filip, J., 2005.** Post-Sedimentary Mesozoic-Cenozoic Thermotectonic Evolution of the Krkonoše Piedmont Basin (Bohemian Massif) Interpreted from Apatite Fission-Track Analysis. *Geolines*, 19: 81-84.
- Mastalerz, K., Kurowski, L., Wojewoda, J., 1993.** Litostratygrafia i ewolucja basenu środsudeckiego w karbonie i permie. W: *Baseny Sedymencyjne: Procesy, Osady, Architektura. II Krajowe Spotkanie Sedymentologów, Wrocław-Sudety, 4-5 września 1993. Przewodnik: Wycieczki-Referaty-Postery: 65-85.*
- Michael, R., 1893.** Cenoman und Turon in der Gegend von Kudowa in Schlesien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 45: 195–244.
- Migoń, P., 2008.** Rzeźba i rozwój geomorfologiczny Gór Stołowych, 49-69. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] - *Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych*. 404 p. Wydawnictwo PNGS.
- Migoń, P., 2010.** Geneza bloków piaskowcowych na Pustelniku (Góry Stołowe). *Przyroda Sudetów*, 13: 263-274.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2001.** Weathering mantles and their significance for geomorphological evolution of central and northern Europe since the Mesozoic. *Earth-Science Reviews*, 56: 285-324.
- Migoń, P., Lidmar-Bergström, K., 2002.** Deep weathering through time in central and northwestern Europe: problems of dating and interpretation of geological record. *Catena*, 49: 25-40.
- Nemec, W., Porębski, S., Teisseyre, A. K., 1982.** Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Intra-Sudetic Basin, Polish part. *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde, Akademie der Wissenschaften der DDR*, 66: 267–278.
- Němejc, R., 1933.** Floristické-stratigrafická studie o pomerech v uhelných revírech u Žacléře, Svatoňovic a u Ždárku (blíže Hronova). *Vestník Královské České Společnosti Nauk*, 5: 1–34.
- Němejc, R., 1953.** Úvod do floristické stratigrafie kamenouhelných oblastí ČSR. *Nakladství. Československé Akademie Ved*. Praha, 174 p.
- Němejc, R., 1958.** Biostratigrafická studie v karbonu českého křídla vnitrosudetské pánve. *Rozpravy Československé Akademie Ved*, 68: 6. Praha.
- Petrascheck, W., 1910.** Über den Untergrund der Kreide und über präcretacische Schichtenverschiebungen in Nordböhmen. *Jahrbuch Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, 60: 179-214.
- Petrascheck, W., 1922.** Zur Entstehungsgeschichte der sudetischen Karbon- und Rotliegendablagerungen. *Zeitschrift Deutschen Geologischen Gesellschaft*, (ed. 1923), 74: 244-262.
- Przewlocki, K., Magda W., Thomas H.H., Faul, H., 1962.** Age of some granitic rocks in Poland. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 26, 10: 1069–1075.
- Pulina, M., 1989.** Rzeźba Gór Stołowych. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach*, 1008: 218 p.
- Radwański, S., 1955.** Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów – arkusz Wambierzyce. Instytut Geologiczny – Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa 1955.
- Raumer, K., 1818.** Geognostische Karte von einem Theile des Schlesiens, Böhmisches und Lausitzer Gebirgs, 1:178600. Berlin, 1819.
- Raumer, K., 1819.** Das Gebirge Niederschlesiens, der Grafschaft Glatz und eines Theils von Böhmen und der Oberlausitz geognostisch dargestellt. Berlin. 55-71.
- Rotnicka, J., 2000.** Zróżnicowanie facjalne „margli plenerskich” na obszarze Gór Stołowych (Sudety, kreda górna). *Praca doktorska*. Archiwum WNGiG UAM.
- Rotnicka, J., 2001.** Porosity, compaction and cementation of the Upper Cretaceous ‘Plänermergel’ (Stołowe Mountains, Sudetes). *Pol. Tow. Mineral. Prace Spec.*, 18: 157-163.
- Schutty, B., Wojewoda, J., 2011.** Litologiczno-strukturalne uwarunkowania „młodych” rozcięć erozyjnych w Górach Stołowych – implikacje ewolucyjne. W: [red. Rychliński, T., Jaglarz, P.,] – *Tatrzańskie Warsztaty Geologiczne, Zakopane 13-16.10.2011, Materiały Konferencyjne, Abstrakty*, 88-89.
- Suhr, P., 2003.** The Bohemian Massif as a Catchment Area for the NW European Tertiary Basin. *Geolines*, 15: 147-159.
- Śliwiński, W., 1984.** Proposed revision of the stratigraphic position of Chelmsko Śląskie Beds (Permian, Intrasudetic Basin). *Geologia Sudetica*, 16, 2: 167-174.
- Tasler, R., Prouza, V., Středa, J., 1979.** Stratigrafie a litologie svrchního paleozoika a jeho podloží. In: Tásler et al. [eds.] – *Geologie české části vnitrosudetské pánve*. 26–122. Ústřední ústav geologický, Praha.
- Tyráček, J., 2003.** The Quaternary/Tertiary boundary In continental sediments of the Bohemia Massif. *Quaternary International*, 79: 37-53.

- Weissert, H., Erba, H., 2004.** Volcanism, CO₂, and palaeoclimate: a Late Jurassic – Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of Geol. Soc., London*, 161: 695-702.
- Wojewoda, J., 1986.** Fault scarp induced shelf sand bodies in Upper Cretaceous of Intrasudetic Basin. In: Teisseyre A.K. [ed.] – 7th IAS Regional Meeting. Excursion Guidebook, Excursion A-1, pp. 31-52. Committee of Geological Sci., Polish Academy of Sciences, Ossolineum.
- Wojewoda, J., 1987.** Sejsmotektoniczne osady i struktury w kredowych piaskowcach niecki śródsudeckiej. *Przegląd Geologiczny*, 408: 169-175.
- Wojewoda, J., 1997.** Upper Cretaceous littoral-to-shelf succession in the Intrasudetic Basin and Nysa Trough, Sudety Mts. *Obszary Źródłowe: Zapis w Osadach*, WIND, Wrocław, 1: 81-96.
- Wojewoda, J., 2007 a.** The Czerwona Woda Creek: a tectonically controlled mountain river basin. In: 8th Czech-Polish workshop on recent geodynamics of the Sudeten and adjacent areas. Kłodzko, Poland, March 29-31.
- Wojewoda, J., 2007 b.** Žďárky-Pstrážna Dome – dextral strike-slip fault-related structure at the eastern termination of the Poříčí-Hronov Fault Zone (Sudetes, Góry Stołowe Mts.). In: 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Tepla, April 11-14, 93-95.
- Wojewoda, J., 2008 a.** Budowa Geologiczna Obszaru PNGS, 24-37. W: Witkowski, A., Pokryszko, B.M. & Ciężkowski, W., [red.] – Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. 404 p. Wydawnictwo PNGS.
- Wojewoda, J., 2008 b.** Basen Nachodu. W: Wojewoda, J., [red.] – *Baseny Śródgórskie: Kontekst Regionalny Środowisk i Procesów Sedymentacji. 3 Polska Konferencja Sedymentologiczna (POKOS'3), 15-21.09.2008, Kudowa Zdrój*. Materiały Konferencyjne, pp. 86-97. WIND, Wrocław.
- Wojewoda, J., Schutty, B., 2011.** Geneza form skalnych w Górach Stołowych - dzisiaj, wczoraj, a może w jeszcze dawniej?. W: [red. Rychliński, T., Jaglarz, P.,] – *Tatrzańskie Warsztaty Geologiczne, Zakopane 13-16.10.2011, Materiały Konferencyjne*, Abstrakty, pp. 97.
- Zobel, J. & Carnall, R., 1827.** Geological map of a part of Lower Silesian-Bohemian border area, 1 : 188 000. Karsten & von Dechen
- Zobel, J. & Carnall, R., 1831.** Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzschen und Böhmischen Gebirges. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 3: 3-95, 277-361.
- Zobel, J. & Carnall, R., 1832.** Geognostische Beschreibung von einem Theile des Nieder-Schlesischen, Glätzschen und Böhmischen Gebirges. *Archiv für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 4: 3-173
- Żelaźniewicz, A., 1977 a.** Rozwój spękań w skałach metamorficznych Gór Orlickich. [Development of fracturing in metamorphic rocks of the Góry Orlickie (Sudetes)]. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 47: 163–191.
- Żelaźniewicz, A., 1977 b.** Granitoidy masywu Kudowy-Oleśnic. [Granitoids of the Kudowa-Oleśnice massif]. *Geologia Sudetica*, 12: 137–162.

BADANIA GEODYNAMICZNE NA OBSZARZE PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

GEODYNAMIC RESEARCH IN THE TABLE MOUNTAINS NATIONAL PARK AREA

S. CACOŃ¹, J. KAPŁON¹, B. KOŠŤÁK², P. GRZEMPOWSKI¹

¹Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Geodezji i Geoinformatyki, stefan.cacon@igig.up.wroc.pl, jan.kaplon@igig.up.wroc.pl, piotr.grzempowski@igig.up.wroc.pl

²Academy of Sciences of the Czech Republic, Institute of Rock Structure and Mechanics, v.v.i., kostak@irms.cas.cz

Słowa kluczowe: GEODYNAMIKA, POMIARY GPS, GRAWIMETRIA, SZCZELINOMIERZ, RUCHY TEKTONICZNE

Keywords: GEODYNAMICS, GPS MEASUREMENTS, GRAVIMETRY, CRACK-GAUGE, TECTONIC MOVEMENTS

STRESZCZENIE:

Obszar Parku Narodowego Gór Stołowych przecinają dwie strefy tektoniczne: Poříči-Hronov i Czerwonej Wody. Dla oceny współczesnej aktywności geodynamicznej tych stref zorganizowano odpowiednie geodezyjne badania z zastosowaniem pomiarów GPS i grawimetrycznych. Badania te wzbogacono obserwacjami względnych przemieszczeń struktur geologicznych przy zastosowaniu szczelinomierzy. Techniki te zespolono w jeden system kontrolno-pomiarowy. Geodezyjna sieć badawcza składa się z 11 punktów, których lokalizację skorelowano z budową geologiczną i strefami tektonicznymi. W odpowiedni sposób punkty te zostały na trwałe zastabilizowane w terenie. Dwa szczelinomierze TM-71 założono na zlokalizowanych uskokach w pobliżu wsi Ostra Góra i Wolany.

Serie trzech kampanii pomiarowych, w podobnych warunkach atmosferycznych (wrzesień), wykonano w latach 2008, 2009, 2010. Obserwacje szczelinomierzy realizowano w cyklu miesięcznym.

Rezultaty badań geodynamicznych wykazały istotne przemieszczenia poziome dwóch punktów: NARO (Narożnik) i WAMB (Wambierzyce). Istotne zmiany grawitacji zarejestrowano na punktach: BUKO (Bukowina) i SKBA (Skalne Baszty). Niewielkie względne ruchy tektoniczne na obu szczelinomierzach nie są możliwe do oddzielenia od sezonowych wpływów termicznych.

Stosunkowo krótki, trzyletni okres badań geodynamicznych wykazał niewielką, ale istotną niestabilność struktur tektonicznych na obszarze parku. Fakt ten uzasadnia kontynuowanie przedmiotowych badań.

ABSTRACT:

The Table Mountains National Park is cut by two tectonic zones Poříči-Hronov and Red Water (Czerwona Woda). With the aim to assess present-day geodynamic activity of these zones geodetic research has been organised using GPS and gravimetric measurements. This research has been supplemented with observations of relative movements of geological structures using crack-gauges. These techniques have been integrated into an unified control-measurement system. The geodetic research network consists of 11 points whose locations has been correlated with geological structure and tectonic zones. These points have been permanently stabilised in the ground. Two TM-71 crack-gauges have been set up on identified faults near the Ostra Góra and Wolany villages. Three series of measurements, in similar atmospheric conditions (September) were carried out in the 2008, 2009 and 2010. Crack-gauge measurement have been realised every month. The results of geodynamic research have shown significant horizontal movements of two points NARO (Narożnik) and WAMB (Wambierzyce). Significant gravity changes have been registered on the points BUKO (Bukowina) and SKBA (Skalne Baszty). It is not possible to separate the small relative tectonic movements on both the crack-gauges from seasonal thermal effects. The comparatively short, three year, period of geodynamic research has shown small but significant instability of tectonic structures in the National Park area. This fact justifies continuation of the research.

WPROWADZENIE

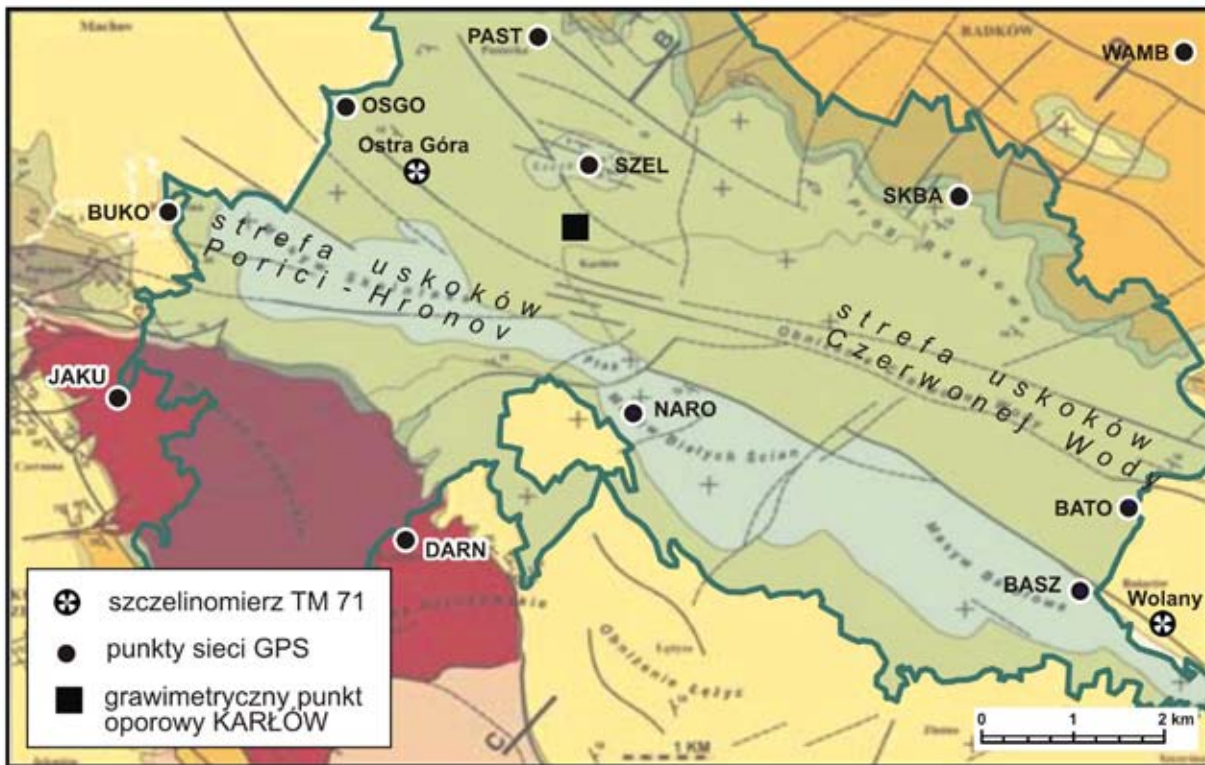
Budowa geologiczna, a w tym najważniejsze uskoki i strefy tektoniczne na obszarze PNGS ukształtowane zostały w neogenie. Trwająca do czasów współczesnych aktywność tektoniczna na tym obszarze rozpoczęła się w późnej kredzie i była największa w późnym trzeciorzędzie. Przemieszczenia powstałe w tym okresie na niektórych uskokach przekraczają 150 metrów. Ruchy tektoniczne o mniejszym natężeniu trwają nadal, o czym świadczy aktywność sejsmiczna tego rejonu i otoczenia. Potwierdzają to m.in. prace Karnika i współautorów (1984) wykazujące, że w rejonie Gór Stołowych w okresie 1889-1979 miało miejsce 10 trzęsień Ziemi o intensywności w granicach 4-7° MSK-64. Według Schenka et al. (1989) zjawiska te wiążą się głównie z współczesną aktywnością strefy uskoków Pořiči-Hronov, a potwierdza to m.in. trzęsienie Ziemi w 1979 roku o magnitudzie 5° MSK. Z prognozy Schenka et al. (1991) wynika, że na obszarze Gór Stołowych i w ich otoczeniu możliwe jest trzęsienie Ziemi o sile do 6,5° MSK.

W niniejszym opracowaniu przedstawiono rezultaty pomiarów geodynamicznych zrealizowanych w okresie 2008-2010. Pomiary badawcze z zastosowaniem techniki satelitarnej GPS, grawimetrycznej oraz względnych obserwacji struktur geologicznych z użyciem szczelinomierzy zespolone zostały w odpowiednim systemie kontrolno-pomiarowym.

Wyniki te poprzedzone zostały charakterystyką odpowiedniego systemu kontrolno-pomiarowego stanowiącego podstawę obserwacji przedmiotowych badań geodynamicznych. System ten zespolił zastosowane w badaniach techniki pomiarowe.

ORGANIZACJA SYSTEMU KONTROLNO-POMIAROWEGO PNGS

Przy organizacji badań geodynamicznych PNGS wykorzystano doświadczenia związane z podobnymi badaniami na poligonach geodynamicznych w Sudetach i na bloku przedsudeckim (Cacoń, 2004). Bazują one na czterosegmen-



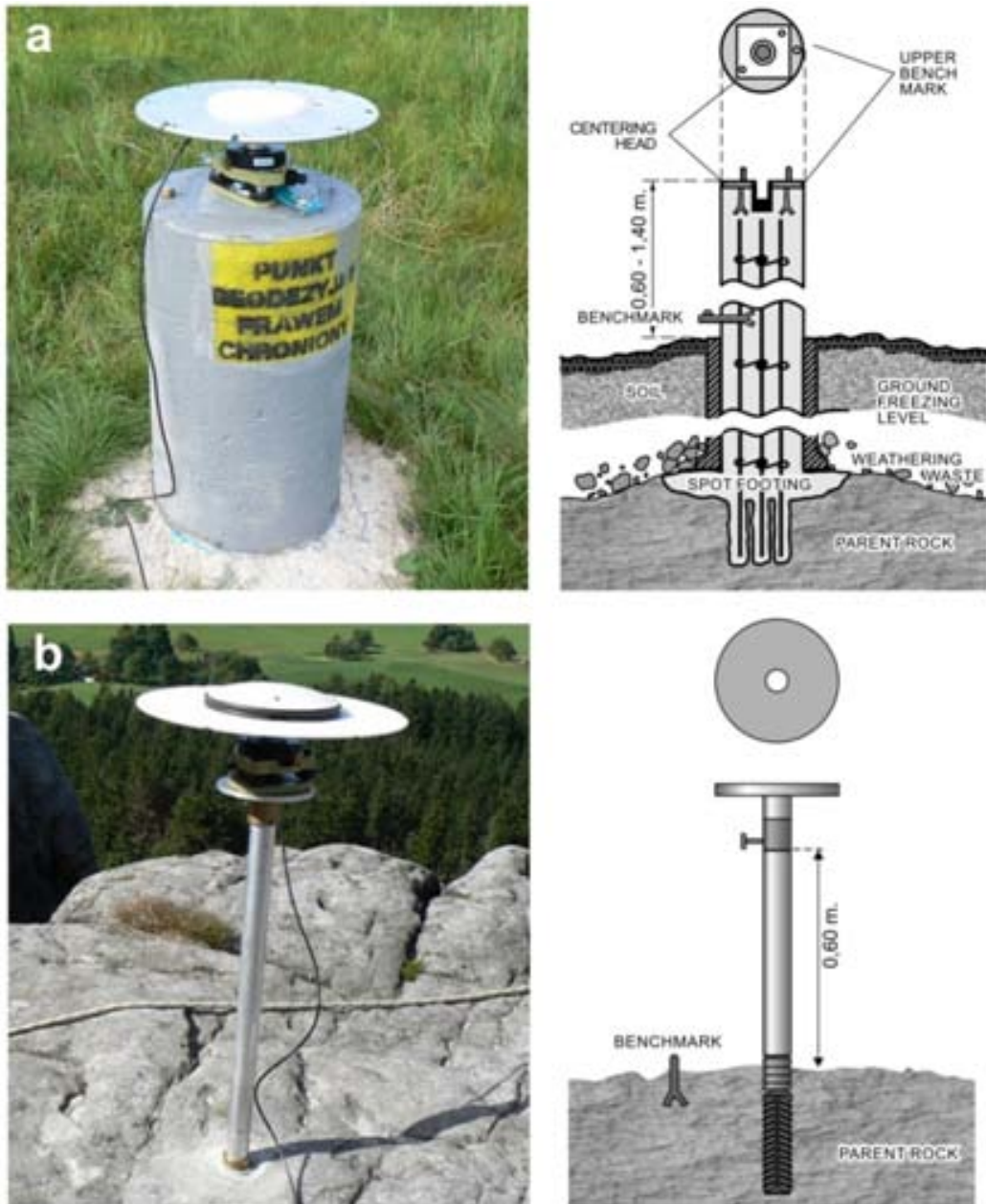
Ryc. 1. Lokalizacja punktów geodynamicznej sieci badawczej PNGS

Fig. 1. Location of the geodynamic research network PNGS points

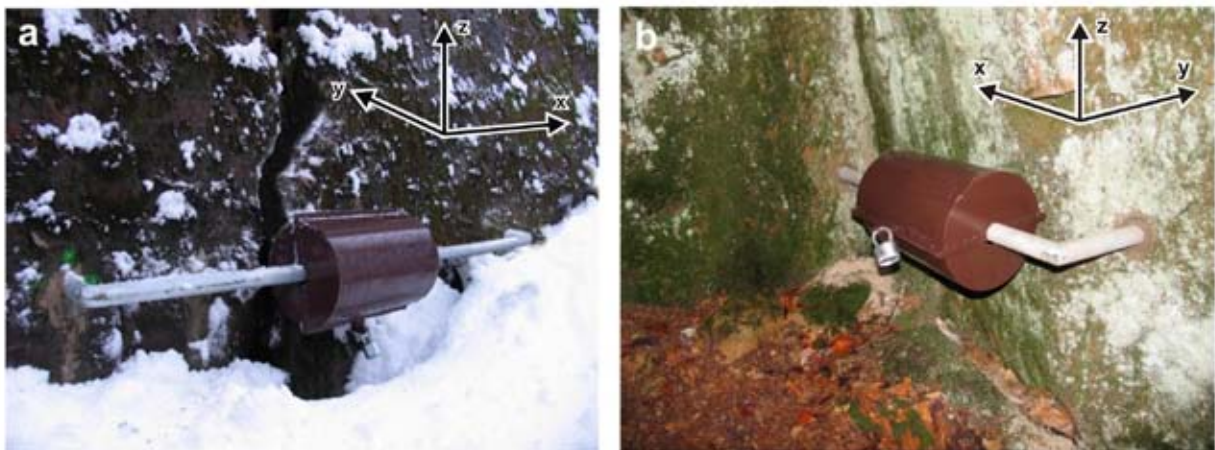
Tabela 1. System kontrolno-pomiarowy

Table 1. The control-measurement system

	SEGMENT I	SEGMENT II	SEGMENT III	SEGMENT IV
Obserwacje (instrumentarium)	GPS Stacja totalna Niwelacja precyzyjna	GPS Stacja totalna Niwelacja precyzyjna	Ekstensometr Szczelinomierz Inklinometr	Grawimetr
Częstotliwość obserwacji	1 – 5 lat	3 – 12 miesięcy	1 – 30 dni lub ciągle	1 – 5 lat
Dokładność wyznaczenia przemieszczeń	± (0.5 – 5) mm	± (0.5 – 2) mm	± (0.01 – 0.1) mm 0.1 mm/1 m	± (12–20) μGal



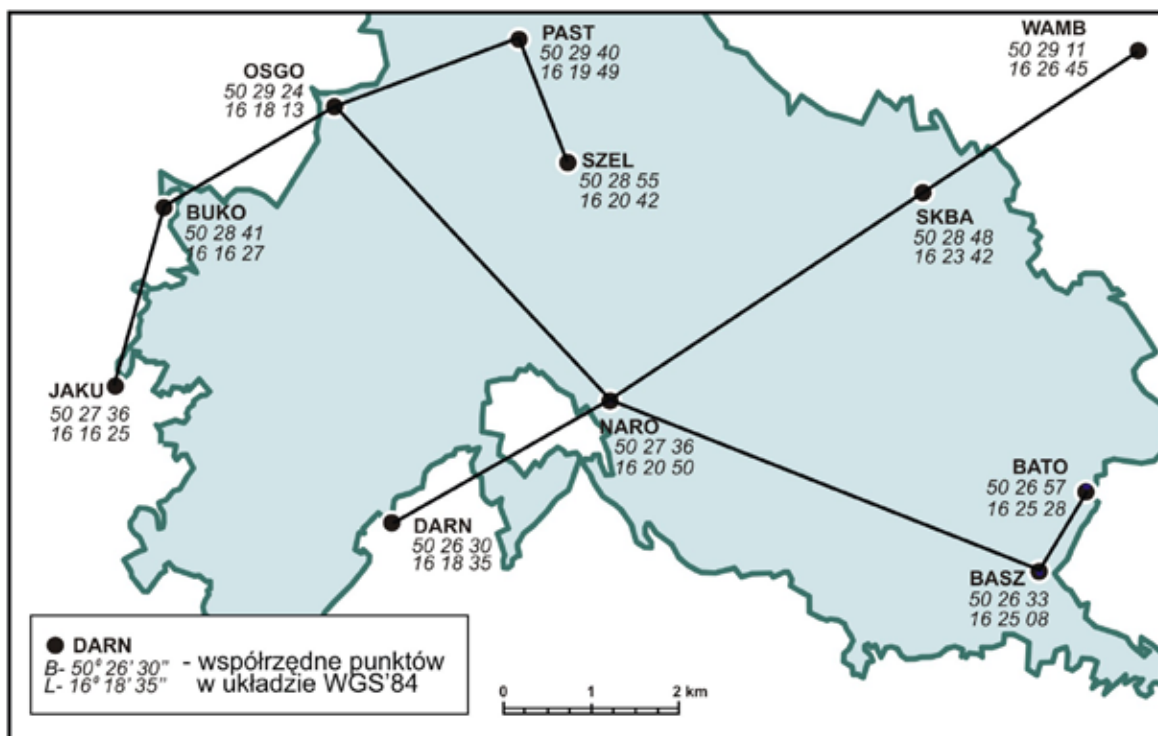
Ryc. 2a, 2b. Charakterystyka stabilizacji punktów badawczych
 Fig. 2a, 2b. Characteristics of the research points set-up



Ryc. 3a, 3b. Szczegółowa lokalizacja szczelinomierzy TM-71; a) Ostra Góra, b) Wolany
 Fig. 3a, 3b. Detailed location of the TM-71 crack-gauges a) Ostra Góra, b) Wolany

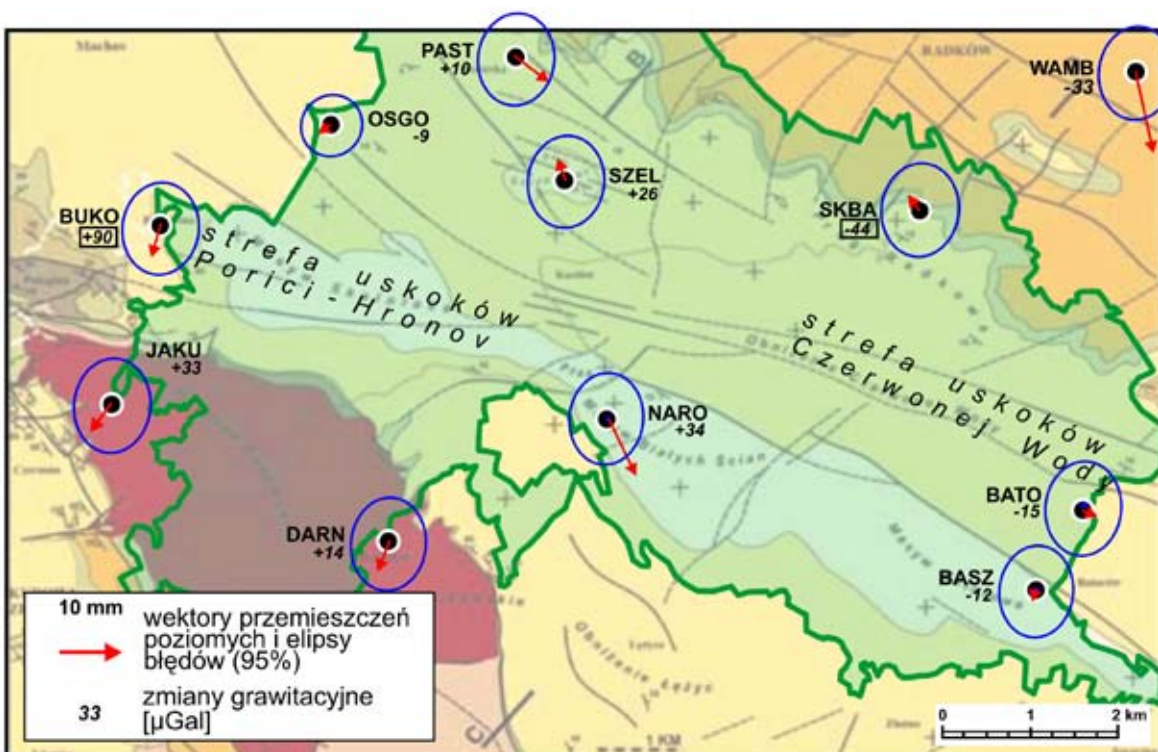
towym systemie kontrolno-pomiarowym z zastosowaniem pomiarów satelitarnych GPS, niwelacji precyzyjnej, stacji totalnej, grawimetrycznych oraz pomiarów przemieszczeń względnych przy użyciu szczerinierzy (tab. 1). Pomiarów satelitarnych i grawimetrycznych (I, IV segment) w sieci PNGS, w okresie 2008-2010 realizowano w cyklu rocznym. Pomiarów

przemieszczeń względnych (III segment) przy zastosowaniu szczerinierzy TM-71 wykonywano z częstotliwością miesięczną. Pomiarów w ramach segmentu II mogą być rozpoczęte jeśli zaistnieją warunki wskazujące na ruchy lokalne w otoczeniu punktów badawczych.



Ryc. 4. Wektory „obliczeniowe” GPS w sieci badawczej

Fig. 4. „Calculated” vectors in the GPS research network



Ryc. 5. Przemieszczenia poziome oraz zmiany przyspieszenia siły ciężkości

Fig. 5. Horizontal movements and changes of the acceleration of gravity

Satelitarno-grawimetryczna sieć badawcza

Sieć składa się z 11 punktów zlokalizowanych w miejscach skorelowanych z budową geologiczną (Wojewoda, 2008; Cacoń et al., 2009) z uwzględnieniem najważniejszych stref tektonicznych obszaru (**ryc. 1**). Stabilizację punktów BUKO, JAKU, OSGO, PAST, BARN, NASZ, BATO, WAMB wykonano w postaci słupów betonowych z głowicami do wymuszonego centrowania anten satelitarnych (**ryc. 2a**). Posadowiono je poniżej poziomu zamrzania gruntu i na skale macierzystej. Dwa punkty (SKBA i NARO) zlokalizowane na skałach piaskowcowych, zamarkowano bolcami metalowymi z tulejami do połączenia ze sztywnym statywem (**ryc. 2b**). Punkt SZEL, zaadaptowany do sieci badawczej, usytuowany jest na krawędzi masywu Szczelińca Wielkiego. Od 1993 roku jest włączony do regionalnej sieci geodynamicznej „GEOSUD” (Cacoń et al., 2004). Punkty sieci satelitarnej GPS są również stanowiskami do pomiarów grawimetrycznych.

Względne obserwacje bloków skorupowych

Lokalizację dwóch szczelinomierzy TM-71 przedstawiono na **ryc. 1**. Usytuowane zostały na uskoku tektonicznych strefy Pořiči-Hronov w pobliżu wsi Ostra Góra (**ryc. 3a**) oraz w strefie uskoku Czerwonej wody w pobliżu miejscowości Wolany (**ryc. 3b**). Instalację szczelinomierzy w miejscach pokazanych na **ryc. 3** wykonano w listopadzie 2008 roku. Lokalne układy współrzędnych x, y, z obu szczelinomierzy zorientowane zostały na **ryc. 3a** i **3b**.

CHARAKTERYSTYKA KAMPANII POMIAROWYCH SIECI GEODYNAMICZNEJ

Obserwacje satelitarne GPS

Cykl trzech epokowych pomiarów GPS wykonywano we wrześniu 2008, 2009 i 2010 roku. Obserwacje te realizowano dwoma typami odbiorników – Ashtech i Trimble w sesjach 2 x 10 godzin, w interwale 15 s i elewacji 10°. Te parametry obserwacyjne stosowane w podobnych warunkach sieciowych (Kapłon, Cacoń, 2009; Cacoń et al., 2010) gwarantowały milimetrową dokładność pozycjonowania poziomego punktów badawczych.

Pomiary grawimetryczne

Pomiary grawimetryczne realizowane były bezpośrednio po obserwacjach GPS na tych samych punktach badawczych, a więc we wrześniu 2008, 2009 i 2010 roku. Wykonywał je zespół (na zlecenie) M. Barlika z Politechniki Warszawskiej, z którym prowadzona jest współpraca badawcza od początku lat 90. XX wieku. Zespół ten realizował okresowe pomiary grawimetryczne na lokalnych poligonach geodynamicznych w Sudetach i bloku przedsudeckim oraz w regionalnej sieci GEOSUD. W okresowych pomiarach i pomiarze kontrolnym stosowano grawimetry La Coste & Romberg. Do nawiązania obserwacji na punktach sieci PNGS wykorzystano punkt опорowy Karlów, założony w 1993 roku, który łączył się z podstawową osnową grawimetryczną Polski (POGK'99) w czasie kampanii pomiarowych 2003-2005.

Pomiary szczelinomierzami TM-71

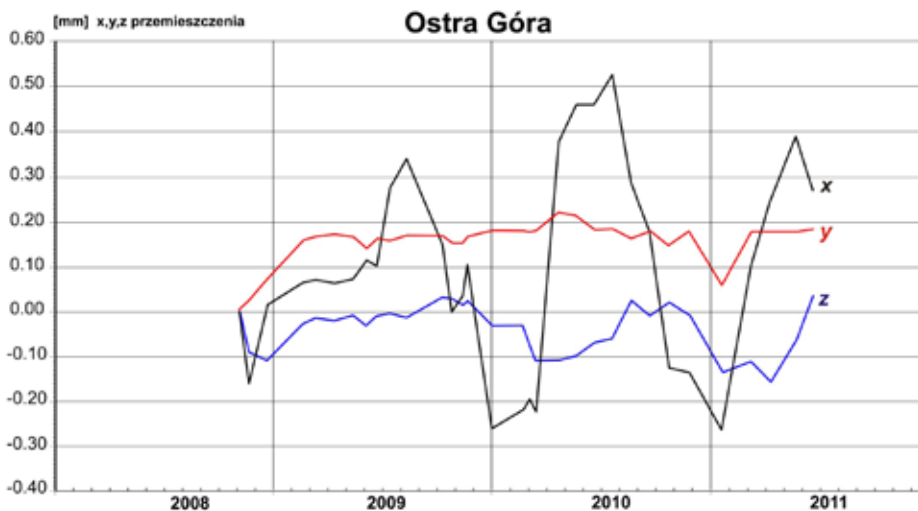
Względne obserwacje przemieszczeń bloków skorupowych polegały na fotograficznej rejestracji zjawiska Moiry dwóch układów pomiarowych – odpowiednio zespolonych rastrów w płaszczyznach poziomej i pionowej. Cykliczne, comiesięczne obserwacje dwóch szczelinomierzy na stanowiskach „Ostra Góra” i „Wolany” opracowywano przez B. Košťáka (autor patentu tego szczelinomierza) z Instytutu Mechaniki i Struktury Górotworu Czeskiej Akademii Nauk w Pradze (Košťák, 1969).

OPRACOWANIE DANYCH POMIAROWYCH

Opracowanie obserwacji GPS

Wyniki pomiarów okresowych GPS w latach 2008, 2009 i 2010 poddano procesowi obliczeniowemu z zastosowaniem programu komputerowego BERNESE GPS Software v.5 (Dach et al., 2007). Program ten wykorzystano zarówno do obliczeń poszczególnych dni corocznych kampanii pomiarowych, jak również do połączenia wszystkich rezultatów w postaci układów równań normalnych w celu uzyskania przemieszczeń punktów sieci badawczej.

W celu maksymalizacji ilości rozwiązań wybrano do obliczeń wektory (**ryc. 4**) o długościach 2–9 km (średnio 5 km) oraz strategię rozwiązań odpowiednią dla tak krótkich wekto-



Ryc. 6. Rezultaty względnych obserwacji struktur geologicznych na stanowisku Ostra Góra

Fig. 6. The results of the relative observations of geological structures on the Ostra Góra station

rów. Każdą sesję dobową rozwiązano przy minimalnej ilości warunków nawiązujących sieć do współrzędnych punktu OSGO z dokładnością 1 mm przy założeniu niezmienności jego położenia. Łączenie sesji dobowych przeprowadzono modulem ADDNEQ2 oprogramowania Bernese. W **tabeli 2** zestawiono ilościowe dane dotyczące wielkości przemieszczeń punktów i ich błędy średnie w okresie 2008-2010.

Na **ryc. 5** przedstawiono graficzny obraz poziomych przemieszczeń punktów odniesione do stałego punktu OSGO oraz ich elipsy ufności (95%).

Wyniki okresowych pomiarów GPS (2008-2010) wskazują na dwa istotnie przemieszczone punkty: WAMB i NARO. Wektory przemieszczeń (**ryc. 5**) tych punktów „wychodzą” poza obszar elips ufności w podobnym kierunku na południowy wschód. Oba te punkty należą do różnych struktur geologicznych – po obu stronach stref uskoków Poříči-Hronov i Czerwonej Wody. Dla pozostałych punktów wektory te mieszczą się w obszarze elips ufności.

Opracowanie pomiarów grawimetrycznych

W procesie obliczeń wartości przyspieszenia siły ciężkości na poszczególnych punktach sieci badawczej uwzględniono poprawki ze względu na wysokość instrumentu nad punktem oraz poprawki pływowe charakteryzujące grawimetryczny wpływ Słońca i Księżyca na wskazania grawimetru (Barlik i in., 2008, 2009, 2010). W **tabeli 3** zestawiono wartości zmian grawitacji na poszczególnych punktach.

Dokładność wyznaczenia wartości przyspieszenia siły ciężkości w poszczególnych latach oszacowano na $m_{gi} = \pm 14 \mu\text{Gal}$, a dokładność określenia zmian grawitacji zgodnie z zależnością:

$$m_{\Delta g} = \pm \sqrt{m_{gi}^2 + m_{gi+1}^2} \text{ na } m_{\Delta g} = \pm 20 \mu\text{Gal}.$$

Istotne zmiany grawitacji (zarówno dodatnie, jak i ujemne) w okresie 2008-2009 zarejestrowano na 4 punktach (BUKO, NARO, SKBA i WAMB). Tendencje zmian grawitacji w okresie 2008-2010 potwierdzono na punktach

Tabela 2. Wektory przemieszczeń poziomych D punktów i ich błędy średnie $\pm m_D$

Table 2. The horizontal movement vectors D and their mean errors $\pm m_D$

Oznaczenie punktu	Wektory przemieszczeń 2008-2010 D [mm]	Azymut wektora przemieszczeń [g]	Błąd średni przemieszczenia $\pm m_D$ [mm]
SZEL	3,2	375,78	4,30
PAST	6,3	138,55	4,26
OSGO	0,0	0,00	3,22
BUKO	4,6	219,61	4,27
JAKU	5,2	244,85	4,37
DARN	4,8	224,72	4,31
NARO	9,7	169,89	4,30
SKBA	1,8	113,92	4,37
WAMB	12,3	185,41	4,33
BATO	2,0	106,34	4,31
BASZ	2,0	226,63	4,27

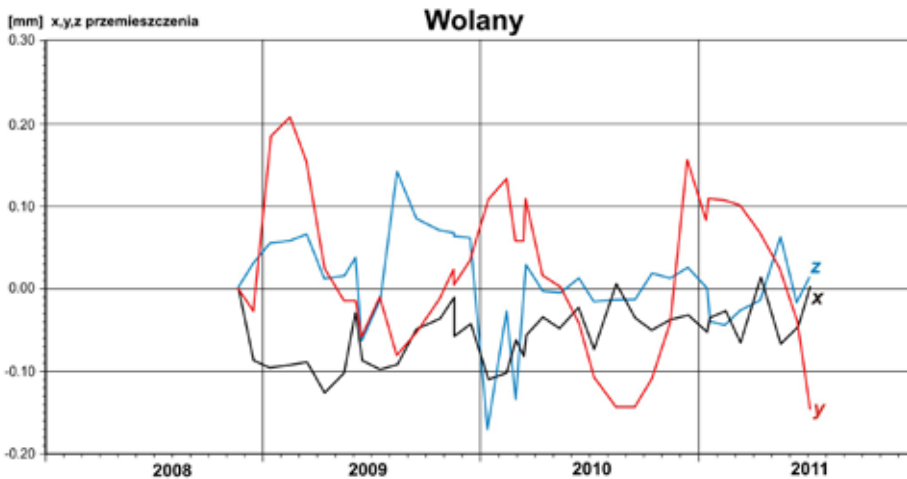
Wartości istotnych przemieszczeń pogrubiono zgodnie z regułą $D \geq 2m_D$ ($P = 95\%$)

Tabela 3. Zmiany grawitacji na punktach sieci badawczej

Table 3. Changes of gravity on the research network points

Oznaczenie punktu	Zmiany przyspieszenia siły ciężkości Δg [μGal] w okresach		
	2008-2009	2009-2010	2008-2010
SZEL	+4	+22	+26
PAST	-3	+13	+10
OSGO	-20	+11	-9
BUKO	+88	+2	+90
JAKU	+18	+15	+33
DARN	-39	+53	+14
NARO	+68	-34	+34
SKBA	-45	+1	-44
WAMB	-62	+29	-33
BATO	-4	-8	-12
NASZ	-30	+15	-15

Wartości pogrubione reprezentują istotne zmiany zgodnie z regułą $\Delta g \geq \pm 2m_{\Delta g}$ ($P = 95\%$)



Ryc. 7. Rezultaty względnych przemieszczeń struktur geologicznych na stanowisku Wolany

Fig. 7. The results of the relative observations of geological structures on the Wolany station

BUKO (+90 μGal) i SKBA (-44 μGal). Wstępna interpretacja istotnych zmian może świadczyć o tendencji do obniżania się rejonu wokół punktu BUKO, a w rejonie SKBA do podnoszenia. Wartości zmian grawitacji w okresie 2008-2010 na wszystkich punktach sieci pokazano również na ryc. 5, przy czym istotne zmiany obramowano.

Rezultaty pomiarów względnych TM-71

Trójwymiarowe, względne obserwacje przemieszczeń sąsiednich struktur tektonicznych na zlokalizowanych uskokach rejestrowane są w lokalnym układzie x, y, z, który zorientowany został na ryc. 3a i 3b. Obserwacje prowadzone były w cyklu miesięcznym, z dokładnością około 0,05 mm.

Na ryc. 6 przedstawiono grafy reprezentujące zmiany x, y, z na stanowisku Ostra Góra.

W kierunku osi x (wzdłuż konsoli szczelinomierza) obserwowane są cykliczne sezonowe zmiany (2008-2011) charakteryzujące rozwieranie i zwieranie szczeliny między sąsiednimi skałami. Amplituda tych zmian osiąga wartość do 0,75 mm.

W prostopadłym kierunku y nie obserwuje się zmian w okresie zima-lato i nie zauważa się trendu długoterminowego.

Pionowe zmiany z mające charakter sezonowy w okresie 2010-2011 osiągają wartości między 0,14 mm a 0,20 mm. Świadczyć to może o podnoszeniu bloku N (północnego) wraz z wzrastającą temperaturą otoczenia. Nie daje to jeszcze podstaw do uznania tego jako trend długoterminowy.

Zmiany w kierunku x, y, z obserwowane na szczelinomierzu w pobliżu wsi Wolany przedstawiono na ryc. 7.

W niepełnym, trzyletnim okresie na osi x nie obserwuje się wpływów sezonowych i termicznych. Rozrzut obserwacji w granicach $\pm 0,04$ mm może sugerować wpływ wilgotności lub innych czynników środowiskowych. Można przypuszczać, że kolejne pomiary wykażą przesunięcie poziome bloku E w kierunku południowym.

Wzdłuż osi y obserwuje się sezonową amplitudę zmian w granicach 0,30 mm. Długoterminowy trend zmian wzdłuż kierunku y można ocenić wstępnie na -0,01 mm/rok.

Względne przemieszczenia bloków w pionie z są nieregularne. Pojedyncza amplituda zmian o wielkości 0,30 mm od lata 2009 do wiosny 2010 wskazuje na osiadanie bloku E. W następnym okresie takich zmian nie obserwuje się.

Obserwacje przemieszczeń względnych struktur tektonicznych na zlokalizowanych uskokach zrealizowane w okresie 2008-2011 wykazały niewielkie ruchy tektoniczne, które mogą się zintensyfikować w kolejnych latach.

PODSUMOWANIE

Badania geodynamiczne na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych i w jego najbliższym otoczeniu prowadzone w okresie 2008-2010/2011 z wykorzystaniem trzech metod badawczych wykazały rejon o różnym stopniu intensywności przemieszczeń struktur geologicznych oraz zmian grawimetrycznych.

Dwa spośród 11 punktów badawczych istotnie przemieściły się w kierunku południowo-wschodnim. Są to:

- NARO (Narożnik) – przemieszczenie istotne wielkości 9,7 mm,
- WAMB (Wambierzyce) – przemieszczenia istotne 12,3 mm.

Istotne zmiany grawitacji zarejestrowano na dwóch innych punktach:

- BUKO (Bukowina) – o wielkości +90 μGal ,
- SKBA (Skalne Baszty) – o wielkości -44 μGal ,

sygnalizują osiadanie BUKO oraz podnoszenie SKBA. Zarówno zmiany poziome, jak również grawimetryczne świadczą o niestabilności tektonicznej struktur geologicznych wzdłuż stref uskokowych Pořiči-Hronov oraz Czerwonej Wody, a także po stronie północnej i południowej obu tych stref. Szczegółowa interpretacja tych zmian wychodzi poza zakres niniejszego opracowania. Tym niemniej należy zwrócić uwagę na potencjalne zagrożenia ruchami tektonicznymi w otoczeniu punktów NARO i SKBA, przy których zlokalizowane są trasy turystyczne.

Powyższe fakty uzasadniają potrzebę kontynuowania przedmiotowych badań geodynamicznych, których natura wymaga długich cykli obserwacyjnych.

LITERATURA

Barlik, M., Pachuta, A., Rajner, M., Olszak, T., 2008, 2009, 2010.

Badania grawimetryczne wykonane na stanowiskach geodynamicznych w sieci Góry Stołowe. Maszynopisy, Katedra Geodezji i Astronomii Geodezyjnej, Politechnika Warszawska.

- Cacoń, S., 2004.** System kontrolno-pomiarowy jako podstawa geodynamicznych badań regionalnych i lokalnych w Sudetach i na Bloku Przedśudeckim. *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*, vol. L, No. 107, Warszawa, pp. 109-125.
- Cacoń, S., Bosy, J., Kontny, B., 2004.** Recent tectonic activity in the Eastern Sudetes and on the Fore-Sudetic Block on the basis of 1993-2003 investigations. *Reports on Geodesy*, vol. 2 no. 69, Warszawa, pp. 197-211.
- Cacoń, S., Kaplon, J., Kontny, B., Weigel, J., Švábenský, O., Kopecný, J., 2010.** Recent local geodynamics in the central part of the Stołowe Mts. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, vol. 7, no. 3 (159), Prague, pp. 335-342.
- Cacoń, S., Kopecný, J., Kaczalek, M., Mąkowski, K., Kaplon, J., Kontny, B., Bosy, J., 2003.** Results of the geodynamic investigations on the Stołowe Mts. Research Area. *Acta Montana, Ser. A, Geodynamics*, vol. 24, no. 131, Prague, pp. 109-116.
- Cacoń, S., Wojewoda, J., Kaplon, J., 2009.** Geodynamic studies in the Góry Stołowe National Park area. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, vol. 6, no. 3 (155), Prague, pp. 331-338.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., Meindl, M., 2007.** Bernese GPS Software, Version 5.0, User Manual. Astronomical Institute, University of Bern, Switzerland.
- Kaplon, J., Cacoń, S., 2009.** Research on the marginal sudetic fault activity with use of GPS and precise leveling techniques. *Acta Geodynamica et Geomaterialia*, vol. 6, no. 3 (155), Prague, pp. 323-329.
- Karnik, V., Procházková, D., Brouček, I., 1984.** Catalogue of earthquakes for the territory of Czechoslovakia for the period 1880-1980. *Travaux Geophysiques*, 555, pp. 155-186.
- Košťák, B., 1969.** A new device for in situ movement detection and measurement. *Exp. Mechanics*, No. 9, pp. 374-379.
- Schenk, V., Schenková, Z., Pospíšil, L., 1989.** Fault system dynamics and seismic activity – Example from the Bohemian Massif and the Western Carpathians. *Geophys. Transactions*, 35, pp. 101-116.
- Wojewoda, J., 2008.** Budowa geologiczna obszaru PNGS [w:] Witkowski A., Pokryszko B. M., Ciężkowski W. (red.) – Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych, PNGS, pp. 24-37.

BADANIA PRZEMIESZCZEŃ MASOWYCH BLOKÓW SKALNYCH SZCZELIŃCA WIELKIEGO

STUDIES OF THE ROCK BLOCKS MOVEMENTS ON THE SZCZELINIEC WIELKI

S. CACOŃ¹, K. MAKOŁSKI¹, B. KOŠŤÁK², M. KACZAŁEK¹

¹Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Geodezji i Geoinformatyki,

stefan.cacon@igig.up.wroc.pl, krzysztof.makolski@igig.up.wroc.pl, miroslaw.kaczalek@igig.up.wroc.pl

²Academy of Sciences of the Czech Republic, Institute of Rock Structure and Mechanics, v.v.i., kostak@irms.cas.cz

Słowa kluczowe: BLOKI SKALNE, RUCHY MASOWE, POMIARY GEODEZYJNE, OBSERWACJE SZCZELINOMIERZY

Keywords: ROCK BLOCKS, MASS MOVEMENTS, GEODETIC MEASUREMENTS, CRACK-GAUGE OBSERVATIONS

STRESZCZENIE:

Geodezyjne badania ruchów masowych bloków skalnych oraz względne przemieszczenia sąsiednich bloków z zastosowaniem szczelinomierzy TM-71 rozpoczęto w latach 70-tych XX wieku.

Pierwsze prace w tym zakresie podjęto w rejonie schroniska PTTK (1972), a następnie w „Piekielku” (1979). Z różnymi przerwami badania te prowadzone były do 2007 roku. W 2008 roku rozszerzono je na trzeci obiekt – tarasy południowe, gdzie od podstaw zorganizowano pomiary geodezyjne w sieci punktów odpowiednio zlokalizowanych na blokach skalnych. W latach 2008-2010 prowadzone były na wymienionych trzech obiektach przedmiotowe prace badawcze.

Rezultaty badań prezentowane w niniejszym opracowaniu wykazały przemieszczenia bloków skalnych w poziomie i pionie. Największe zmiany rejestrowane są w „Piekielku”, gdzie postępowe ruchy poziome osiągają wartości do 1,43 mm/rok, a towarzyszące im ruchy pionowe do -0,87 mm/rok. Rezultaty te korespondują z wynikami obserwacji szczelinomierza TM-71. Stanowią one o potencjalnym zagrożeniu dla ruchu turystycznego wzdłuż sąsiadującej trasy turystycznej. Trzyletnie obserwacje geodezyjne (2008-2010) na tarasach południowych wykazały poziome przemieszczenia bloków skalnych do 5 mm skierowane do masywu i podnoszenie do +0,68 mm. Część bloków skalnych wykazuje tendencję zmian w kierunku od masywu (do 4,3 mm) oraz obniżanie (do -0,82 mm). Ten skomplikowany mechanizm zmian w górotworze Szczelińca Wielkiego potwierdzają obserwacje szczelinomierza TM-71 prowadzone od 1998 roku, zlokalizowanego u podnóża tarasów południowych.

Powyższe fakty uzasadniają celowość kontynuowania badań, które mają znaczenie poznawcze (dla wyjaśnienia mechaniki górotworu) oraz użytkowe (ocena bezpieczeństwa dla ruchu turystycznego).

ABSTRACT:

The geodetic research of mass rock block movements and relative movements of the neighbouring blocks with the TM-71 crack-gauges started in the 70-ties of the 20th Century. The first studies in this area were undertaken in the PTTK shelter house (1972) and then in the “Piekielko” (1979) as a second object. With different intervals this research was carried out until the year 2007.

In the year 2008 the research was extended to a third object – the southern terraces. Here a new network of geodetic points set upon rock blocks was installed to measure movements. The three mentioned objects were investigated between 2008 and 2010.

The results of this research, presented in the article, have shown vertical and horizontal movements of the rock blocks. The greatest changes have been registered in the “Piekielko”, where horizontal movements reach the values of up to 1.43 mm/year and the accompanying vertical movements of up to -0.87 mm/year. These results correspond with the results of the TM-71 crack-gauge observations and represent a potential threat to tourist movement along the nearby tourist trail. The three years of geodetic observations (2008-2010) on the southern terraces showed horizontal movements of rock blocks of up to 5 mm oriented into the massif and uplifts of up to +0.68 mm. Some rock blocks show the tendency of an opposite orientation, i.e. out of the massif (up to 4.3 mm) and subsidence (up to -0.82mm). Such a differentiated mechanism of displacements in the rock mass of the Szczeliniec Wielki was confirmed by the TM-71 crack-gauges located at the base of the southern terraces where measurements have been carried since 1998.

The above mentioned facts confirm the need to continue this research as important for explanation of the mechanics of the rock mass, as well as due to its practical significance for assessment of the tourist movement safety.

WPROWADZENIE

Geodezyjne pomiary ruchów masowych bloków skalnych Szczelińca Wielkiego w Górach Stołowych realizowane są od 1972 roku. Celem tych badań było i jest pozyskanie danych ilościowych do oceny przestrzennych zmian unikalnych form skalnych, usytuowanych w partiach krawędziowych masywu, przyciągających liczne grupy zwiedzających.

Znaczenie poznawcze prowadzonych prac wynikają z potrzeby wyjaśnienia mechanizmu przemieszczeń bloków skalnych. Aspekt użytkowy tych badań związany jest ze wskazaniem rejonów zagrożenia dla ruchu turystycznego. Geodezyjne pomiary badawcze prowadzone są głównie w trzech krawędziowych rejonach Szczelińca Wielkiego: przed schroniskiem PTTK, w rozpadlinie „Piekiełko” oraz na tarasach południowych w rejonie tzw. starych schodów. Pomiary geodezyjne wzbogacone są obserwacjami względnych przemieszczeń bloków skalnych prowadzonymi z zastosowaniem trzech szczelinomierzy TM-71. Obie techniki pomiarowe stanowią II i III segment systemu kontrolno-pomiarowego, który scharakteryzowany został w pracy Cacoń i in. 2011 (tab. 1)

W niniejszym opracowaniu prezentowane są rezultaty badań deformacji bloków skalnych ze szczególnym uwzględnieniem obserwacji zrealizowanych w latach 2008-2010 w wymienionych rejonach krawędziowych.

HISTORIA BADAŃ RUCHÓW MASOWYCH NA SZCZELIŃCU WIELKIM

Przedmiotowe badania rozpoczęto w 1972 roku od założenia poziomej i wysokościowej sieci geodezyjnej przed schroniskiem PTTK (segment II). Od 1974 roku obserwacje geodezyjne w tych sieciach wzbogacono względnymi pomiarami przemieszczeń bloków skalnych szczelinomierzem TM-71 (segment III).

Drugi rejon badań zorganizowano w „Piekiełku”, największej rozpadlinie Szczelińca. W 1979 roku założono tam drugi szczelinomierz. W okresie trzech lat, comiesięcznych odczytów tego urządzenia, zarejestrowano kilkumilimetrowe przemieszczenia pionowe (z). Fakt ten był powodem rozpoczęcia w 1982 roku pomiarów geodezyjnych w sieci kątowno-liniowej (poziomej) i wysokościowej składającej się z 7 punktów odpowiednio rozmieszczonych na niestabilnych blokach skalnych.

Szczegółową charakterystykę organizacji wymienionych sieci badawczych, instalacji szczelinomierzy oraz rezultatów przedmiotowych badań do 2008 roku przedstawiono w pracach: Cacoń (1980), Cacoń, Košťák (1976), Cacoń, Mąkowski (2008), Košťák, Cacoń (1988), Košťák (2001), Mąkowski i in. (2005).

Trzeci obszar badań zlokalizowano w południowej części górnych krawędzi piaskowcowego masywu. W 1998 roku, w rejonie tzw. „starych schodów”, u podnóża południowych tarasów Szczelińca Wielkiego, zainstalowano trzeci szczelinomierz TM-71. Na tarasach tych w 2008 roku zorganizowano obserwacje geodezyjne w sieci poziomej i wysokościowej zgodnie z zasadami przedmiotowych prac realizowanych przed schroniskiem PTTK i w „Piekiełku”. Godnym uwagi jest fakt, że sieci te nawiązano do punktu 113, który włączono

do regionalnej sieci geodynamicznej GEOSUD (Cacoń i in, 2011) nadając mu akronim SZEL. Punkt ten jest jednym z 15 punktów lokalnej sieci przestrzennej obejmującej cały masyw Szczelińca Wielkiego i Małego (**ryc. 1**).

Sieć tą założono w 1974 roku m.in. dla połączenia w jeden system pomiarów przemieszczeń bloków skalnych w górnej, krawędziowej partii Szczelińca. Należy zaznaczyć, że sieci lokalne przy schronisku PTTK i w „Piekiełku” nawiązane są do punktów 110 i 112 tej sieci przestrzennej.

REZULTATY POMIARÓW PRZEMIESZCZEŃ BLOKÓW SKALNYCH

Rejon schroniska PTTK

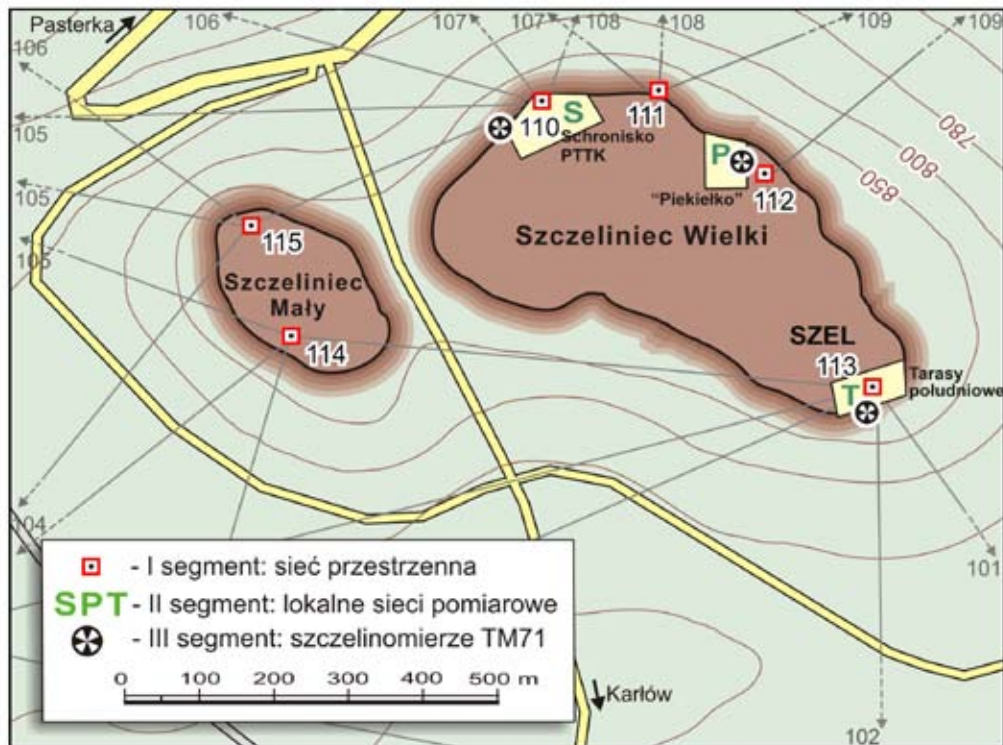
W okresie 1972-2010 pomiary sieci geodezyjnej na plateau przed schroniskiem PTTK wykonywano 15-krotnie. Sieć poziomą obserwowano do 2006 roku, a punkty tej samej sieci poddawano pomiarom wysokościowym do 2010 roku. Informacje dotyczące stabilizacji punktów sieci, pomiarów okresowych oraz zasad opracowywania poszczególnych kampanii obserwacyjnych do 2006 roku podano w cytowanych powyżej pracach.

Na **ryc. 2** pokazano lokalizację punktów sieci geodezyjnej, szczelinomierza TM-71 oraz wektory zmian wysokości punktów, na których zmiany te są istotne ($\Delta H \geq \pm 2m_{\Delta H}$; $P = 95\%$).

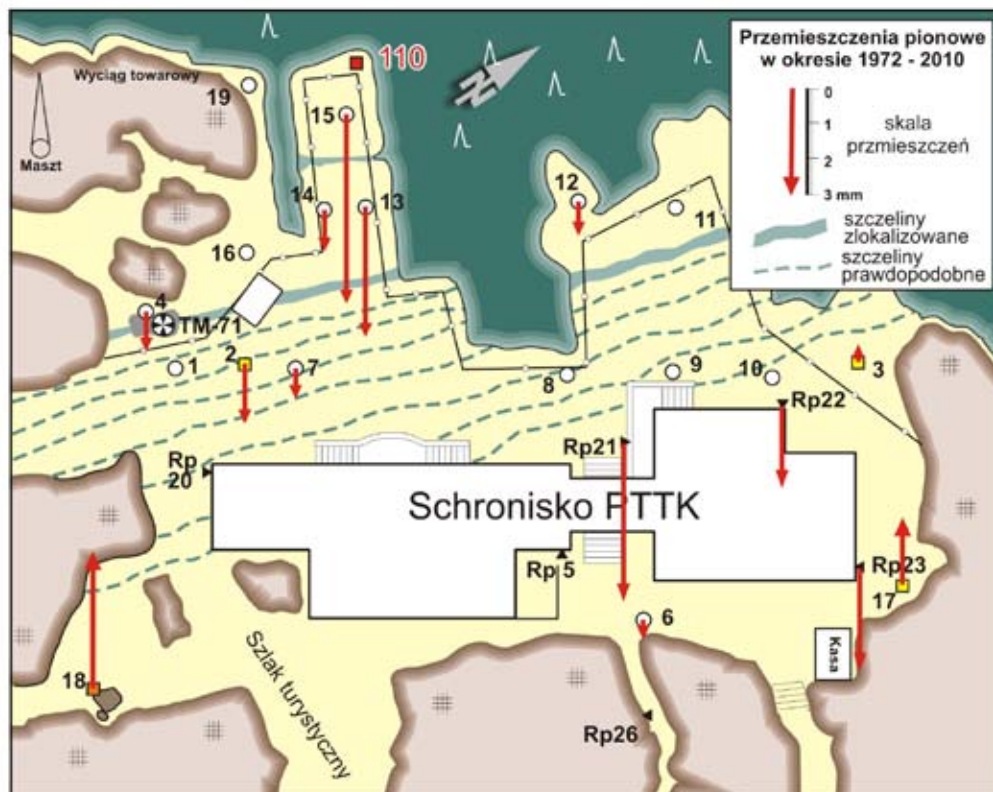
Największe zmiany wysokości w okresie 1972-2010 zarejestrowano na punktach: 15 ($-5,2 \pm 0,41$) mm i 13 ($-3,6 \pm 0,42$) mm, zlokalizowanych na tarasie widokowym oraz reperach na fundamencie schroniska PTTK: Rp 21 ($-4,6 \pm 0,33$) mm, Rp 22 ($-2,3 \pm 0,35$) mm, Rp 23 ($-2,9 \pm 0,31$) mm. Dwa punkty zastabilizowane blokami betonowymi zespolonymi ze skałami podniosły się. Są to punkty: 18 ($+3,8 \pm 0,31$) mm i 17 ($+1,8 \pm 0,31$) mm.

Szczelinomierz TM-71 zainstalowano w szczelinie między punktami 1 i 4, zlokalizowanymi na plateau sąsiednich bloków skalnych. Comiesięczne obserwacje w kierunkach x, y, z szczelinomierza od 1974 do 2002 roku upoważniają do stwierdzenia wysokiej wzajemnej stabilności tych bloków. Świadczą o tym grafy y i z (**ryc. 3**), a także x, który reprezentuje sezonowe zmiany termiczne.

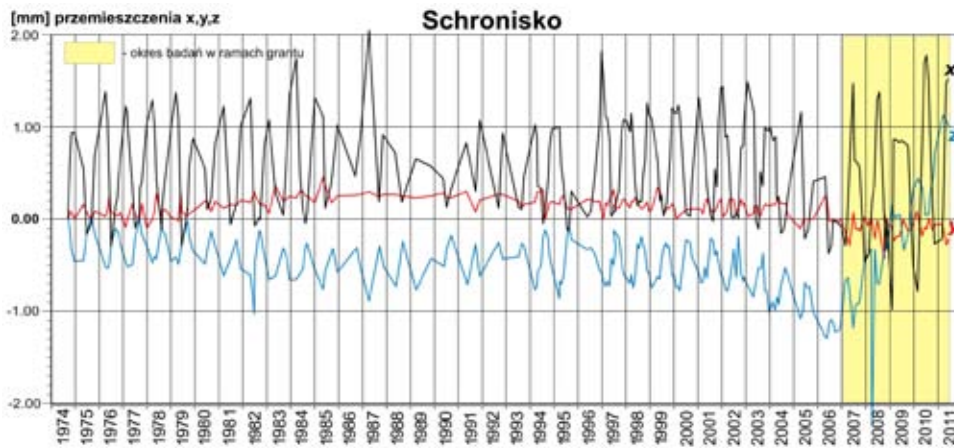
Od 2003 roku dochodzi do wyraźnej zmiany przebiegu grafów, co jest szczególnie interesujące w odniesieniu do współrzędnej z reprezentującej pionowy ruch. Od czerwca 2003 roku do października 2006 roku krawędziowy blok (do którego przymocowana jest konstrukcja górnego wyciągu towarowego) osiadł 1 mm, by następnie podnieść się o 1,5 mm. Około kwietnia 2008 roku doszło do nagłego osiadania tego bloku o 2,2 mm, by w ciągu miesiąca powrócić do pierwotnego stanu. Tendencja podnoszenia bloku w tempie 1 mm/rok trwała do marca 2011 roku. Kontynuowane obserwacje szczelinomierza pozwolą na kolejne wyjaśnienia i interpretacje rejestrowanych zmian. Tym niemniej godnym uwagi jest szersze odniesienie zarejestrowanych zmian po czerwcu 2003 roku. Korespondują one bowiem z podobnymi zmianami, jakie zaobserwowano w jaskiniach Masywu Czeskiego, co zinterpretowano (Stemberk et al. 2010) jako tektoniczny impuls ciśnień w Europie Środkowej, który „poruszył” górną warstwę litosfery w tym rejonie.



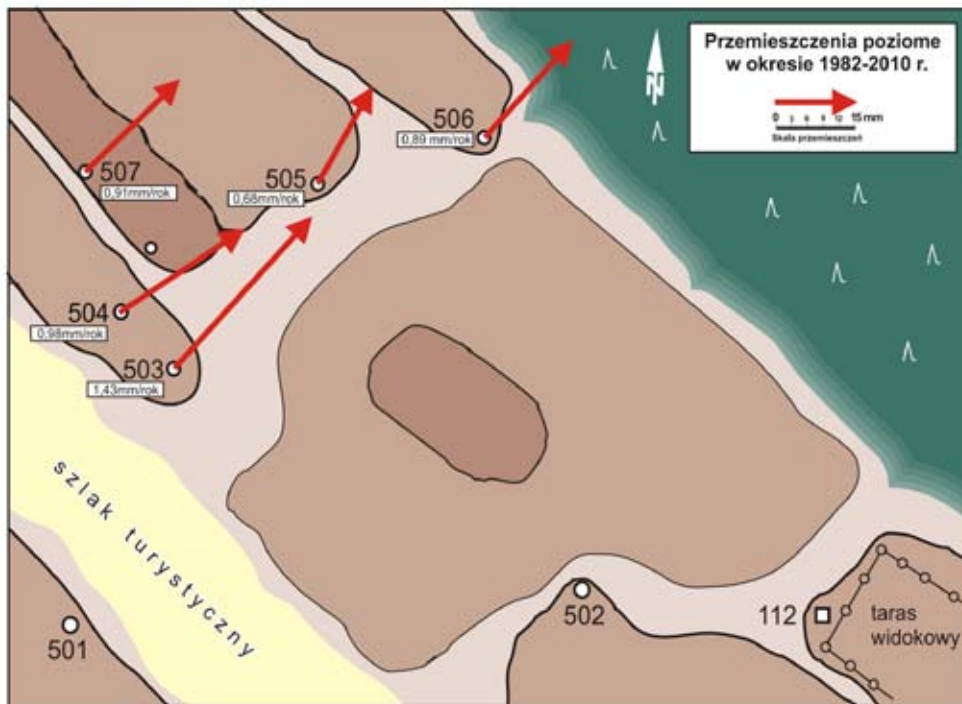
Ryc. 1. Fragment lokalnej sieci przestrzennej obejmującej górną część Szczelińca Wielkiego i Małego
 Fig. 1. Part of the local spatial network covering the upper part of the Szczeliniec Wielki and the Szczeliniec Mały



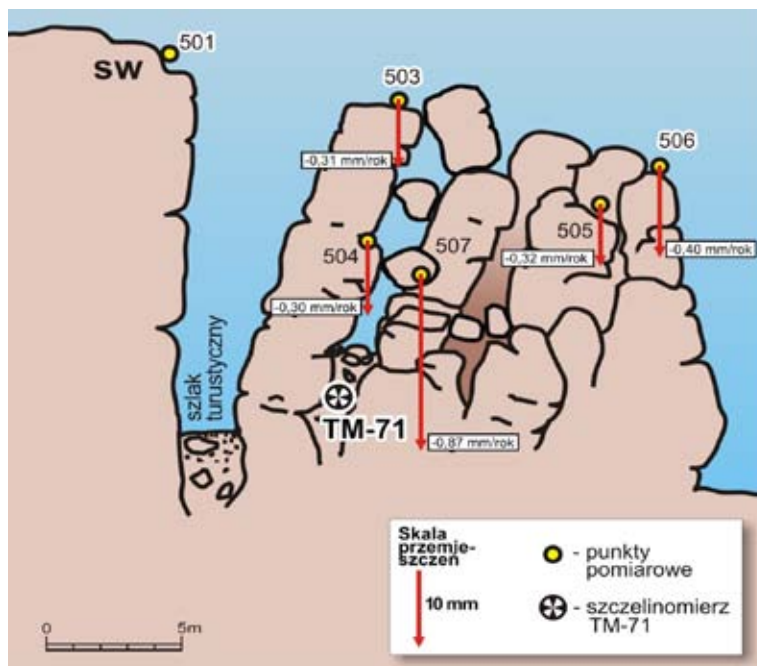
Ryc. 2. Przemieszczenia pionowe punktów sieci w rejonie schroniska PTTK
 Fig. 2. Vertical movements of the network points in the PTTK shelter house area



Ryc. 3. Rezultaty obserwacji szczelinomierza przez schroniskiem PTTK
 Fig. 3. The results of the crack-gauge observations in front of the PTTK shelter house



Ryc. 4. Rezultaty przemieszczeń poziomych punktów w sieci „Piekielko”
 Fig. 4. The results of the horizontal movements of the points in the „Piekielko” network



Ryc. 5. Przemieszczenia pionowe punktów w sieci „Piekielko”
 Fig. 5. Vertical movements of the points in the „Piekielko” network

W analizowanym okresie (1972–2011) zarejestrowane pionowe przemieszczenia względne badanych bloków skalnych nie miały wpływu na stabilność sąsiednich bloków skalnych, na których posadowiono schronisko.

Rejon „Piekiełko”

Geodezyjne pomiary sieci poziomej i wysokościowej w rejonie „Piekiełka” w okresie 1982–2010 wykonano 14-krotnie. Na ryc. 4 przedstawiono wektory przemieszczeń poziomych punktów.

Największe ruchy poziome w całym okresie badawczym zarejestrowano na punkcie 503 ($1,43 \text{ mm/rok}$), zlokalizowanym na wierzchołku bloku skalnego, najbliżej usytuowanym przy szlaku turystycznym. Prędkości zmian pozostałych punktów podano również na ryc. 4. prezentującym wektory przemieszczeń poziomych.

Przemieszczenia pionowe tych samych punktów oraz prędkości zmian pionowych w okresie 1982–2010 zobrazowano na ryc. 5. Największe ruchy pionowe w tempie $-0,87 \text{ mm/rok}$ rejestrowane są na punkcie 507.

Należy zaznaczyć, że rejestrowane przemieszczenia poziome, jak również pionowe punktów w sieci Piekiełko są istotne, to znaczy ich wartości przekraczają dwukrotną wartość błędów ich wyznaczenia.

Szczelinomierz TM-71 zlokalizowano w dolnej części szczeliny oddzielającej blok skalny z punktami 503 i 504 od bloku, na którym umieszczono punkt 507. Obserwacje względnych przemieszczeń w lokalnym układzie współrzędnych x, y, z między tymi blokami skalnymi w latach 1979–2011 (maj) obrazują grafy na ryc. 6.

Rejestrowane zmiany x, y, z potwierdzają zsuwanie się skalnych bloków po stoku. Długookresowe zmiany obserwowane na osi z od 1979 roku wykazują względne pionowe przemieszczenia bloków, które w okresie 32 lat (do 2011 roku) osiągnęły wartość $10,5 \text{ mm}$. Przyczyną tych przemieszczeń są lokalne warunki hydrologiczne, denudacja i głęboki proces sufozyjny w obszarze źródłiskowym rzeki Pośna – dopływu rzeki Ścinawka.

Od 1993 roku zaznaczają się pochylecia między wysokimi blokami graniczącymi z wąwozami na stoku. Do roku 2004 pochylecia te zwiększały się, by ponownie w 2007 roku wrócić do poprzedniej normy.

Zmiany na osi x w okresie 1979–2000 wykazywały zamykanie szczeliny do 3 mm , a od 2000 do 2011 roku następuje powrót do pierwotnego stanu.

Obserwacje zmian na kierunku y wykazują sezonowe zmiany termiczne.

Taras południowe

Badania ruchów masowych bloków skalnych zorganizowano od podstaw w 2008 roku. Założono sieć 13 punktów geodezyjnych (601–613) dowiązanych do punktu 113, który zastabilizowano w 1974 roku. Trzy kampanie pomiarowe tej sieci przeprowadzono we wrześniu (2008, 2009 i 2010). Na ryc. 7 przedstawiono wektory przemieszczeń poziomych punktów w okresie 2008–2010.

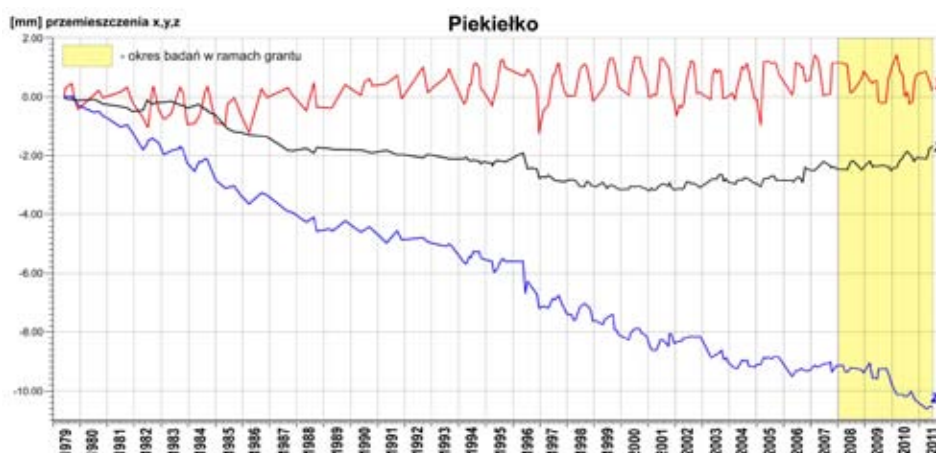
Największe istotne przemieszczenia poziome zarejestrowano na blokach skalnych usytuowanych na wschód od punktu 13. Dotyczą one punktów 606 ($5,0 \pm 1,8$) mm i 610 ($5,0 \pm 1,3$) mm. Pozostałe punkty w tym rejonie tarasów wykazały przemieszczenia istotne w granicach $3,4\text{--}3,8 \text{ mm}$. Wszystkie te wektory skierowane są do masywu Szczelińca. Przemieszczenia punktów na zachód od punktu 113 wykazują ogólną tendencję zmian w kierunku od masywu, przy czym największe przemieszczenie zarejestrowano na punkcie 611 ($4,3 \pm 1,3$) mm.

Wektory przemieszczeń pionowych punktów zobrazowano na ryc. 8.

Istotne przemieszczenia pionowe dotyczą wartości dodatnich (podnoszenie punktów) i ujemnych (obniżanie punktów). Wartości te zawierają się w granicach od $-0,82 \text{ mm}$ (punkty w zachodniej strefie tarasów) do $+0,68 \text{ mm}$ (wschodnia strefa tarasów). Istotne wektory zmiany wysokości obu grup punktów z kierunkami przemieszczeń pokazano na ryc. 8.

Szczelinomierz TM-71 założono w 1998 roku u podnóża bloków skalnych z tarasami południowymi w rejonie tzw. „starych schodów”. Rezultaty obserwacji szczelinomierza prezentowane są w postaci grafów x, y, z na ryc. 9.

Obserwacje od 1998 do połowy 2011 roku charakteryzują względną niestabilność wysokich skalnych ścian objawiającą się ruchami ich górnych krawędzi. Potwierdzają to także pomiary geodezyjne (ryc. 7 i 8) w okresie 2008–2010. Przejawia się to w cyklicznych termicznych dylatacjach na



Ryc. 6. Rezultaty obserwacji szczelinomierza „Piekiełko”

Fig. 6. The results of the „Piekiełko” crack-gauge observations



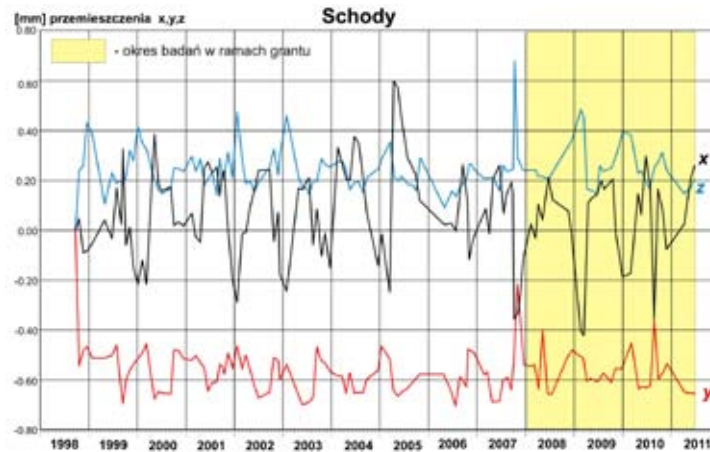
Ryc. 7. Rezultaty przemieszczeń poziomych punktów na tarasach południowych

Fig. 7. The results of the horizontal movements of the points on the southern terraces



Ryc. 8. Przemieszczenia pionowe punktów na tarasach południowych

Fig. 8. Vertical movements of the points on the southern terraces



Ryc. 9. Rezultaty obserwacji szczelinomierza „Schody”

Fig. 9. The results of the „Schody” crack-gauge observations

osi x o wielkości do 0,5 mm. Powracające przemieszczenia świadczą o tym, że ściany skalne są pod wysokim napięciem i reagują na różne miejscowe naprężenia w masywie skalnym. Seryjne „zagięcia” w grafie x obserwuje się w latach 1999/2000, 2003, 2005, 2007, 2009, 2010, które charakteryzują przemieszczenia rozszerzające szczeliny do 1,0 mm.

Sezonowe zmiany termiczne na osi y osiągają wartości 0,35 mm, a na osi z dochodzą do 0,40 mm.

Rejestrowane względne przemieszczenia u podstawy wysokich ścian skalnych pod tarasami południowymi mają inny charakter niż w analizowanych rejonach – przy schronisku PTTK i „Piekiełku”. Dotychczasowe obserwacje od 1998 roku, a w tym w okresie 2008-2010/2011, nie wykazują trendu długookresowego, tym niemniej nie można wykluczyć ruchu postępowego bloków skalnych w następnych latach.

PODSUMOWANIE

Badania przemieszczeń masowych bloków skalnych na obszarze Szczelińca Wielkiego prowadzono z zastosowaniem metody geodezyjnej oraz względnych pomiarów szczelinomierzami TM-71. Prace te skoncentrowane były w trzech rejonach: przy schronisku PTTK, Piekiełku oraz na tarasach południowych. Na dwóch pierwszych obiektach przedmiotowe badania, w okresie 2008-2010/2011, stanowiły ich kontynuację. Na tarasach południowych od podstaw założono w 2008 roku geodezyjną sieć badawczą (poziomą i wysokościową) i przeprowadzono trzy kampanie pomiarowe. Do procesu badawczego w tym rejonie włączono obserwacje szczelinomierza TM-71 prowadzone od 1998 roku.

Rezultatem badań realizowanych w okresie 2008-2010/2011 są ilościowe dane dotyczące przemieszczeń punktów badawczych na blokach skalnych.

W rejonie schroniska PTTK w okresie 1972-2010 zarejestrowano największe osiadania pionowe na tarasie widokowym na punktach: 15 (-5,2 mm) i 13 (-3,6 mm). Ruchy pionowe tych punktów osiągające największe wartości do -0,14 mm/rok nie stanowią zagrożenia dla ruchu turystycznego. Konkluzja ta dotyczy również osiadania reperów na fundamencie schroniska dochodzących do -4,6 mm w tym samym okresie.

Wyniki obserwacji szczelinomierza TM-71 również nie wykazują zagrożenia ruchami bloków skalnych w tym rejonie Szczelińca Wielkiego.

Rejon „Piekiełka” charakteryzuje się największymi przemieszczeniami badanych bloków skalnych. Ruchy osiągające wartości 1,43 mm/rok w poziomie oraz osiadanie w tempie 0,87 mm/rok zarejestrowane w okresie 1982-2010 są największymi ruchami bloków skalnych w obszarze całego PNGS. Wielkości te są zbliżone z obserwacjami szczelinomierza TM-71. **Ruchy tych bloków skalnych stanowią potencjalne zagrożenie dla trasy turystycznej, która usytuowana jest w ich bezpośrednim kontakcie.**

Rejon tarasów południowych w okresie 2008-2010/2011, w trzyletnim cyklu badań geodezyjnych, wykazuje przemieszczenia poziome wielkości do 5,0 mm skierowane do masywu Szczelińca (wschodnia ich część) oraz do 4,3 mm w kierunku od masywu (część zachodnia). Zmianom tym towarzyszą przemieszczenia pionowe do -0,82 mm (zachodnia strefa) i +0,68 (wschodnia strefa tarasów). Zmiany te sugerują ześlizgiwanie się bloków skalnych z ich rotacją do masywu (wschodni taras) oraz wychylanie zachodnich bloków w kierunku od masywu z ich osiadciami.

Obserwacje ruchów względnych szczelinomierzem TM-71 usytuowanym przy starych schodach realizowano u podnóża bloków skalnych w zachodniej części tarasów południowych. Wyniki tych obserwacji w okresie 1998-2010/2011 nie korespondują w pełni z obserwacjami geodezyjnymi. Należy jednak zwrócić uwagę na fakt, iż oba miejsca pomiarów są oddalone w pionie o około 20 m, a poza tym szczegółowego wyjaśnienia wymaga mechanizm górotworu w tym skomplikowanym rejonie Szczelińca Wielkiego. Zagadnienie to wychodzi poza zakres niniejszych badań i ich opracowania.

Powyższe fakty wykazują unikalny charakter ruchów masowych bloków skalnych oraz uzasadniają celowość ich kontynuowania.

LITERATURA

Cacoń, S., 1980. Wybrane zagadnienia dotyczące sieci geodezyjnych do badania ruchów skorupy ziemskiej. *Zeszyty Naukowe AR we Wrocławiu*, s. Rozprawy, nr 25, s. 74.

- Cacoń, S., Košťák, B., 1976.** Displacement registration of sandstone blocks in the Stolowe Gory Mountains, Poland. *Bulletin IAEG*, no 13, pp. 117-122.
- Cacoń, S., Košťák, B., 1987.** Pomiary i próba interpretacji deformacji strefy krawędzowej rezerwatu skalnego Szczeliniec. III Konferencja Naukowo-Techniczna, Polanica Zdrój 1987, str. 42-48.
- Cacoń, S., Mąkolski, K., 2008.** Współczesne ruchy masowe Szczelińca Wielkiego [w:] Monografia Parku Narodowego Gór Stołowych. Wyd. PGNS „Szczeliniec”, Kudowa Zdrój, s. 114-127.
- Cacoń, S., Kaplon, J., Košťák, B., Grzempowski, P., 2011.** Badania geodynamiczne na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych [w:] „Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego PNGS”.
- Košťák, B., Cacoń, S., 1988.** Monitoring and interpretation of sandstone block movements on a table hill margin. Proceedings of 5 Int. Symp. On Landslides, Lausanne, A.A. Balkema, Rotterdam/Brookfield, pp. 439-442.
- Košťák, B., 2001.** Rock movement analysis of the monument of inanimate nature table hill – Szczeliniec Wielki. *Wyd. PNGS “Szczeliniec”*, Kudowa Zdrój, nr 5, pp. 3-39.
- Mąkolski, K., Cacoń, S., Košťák, B., Kaplon, J., Kaczalek, M., 2005.** Studies of rock blocks displacements on the upper edge of the Szczeliniec Wielki Massif, *Acta Geodynamica et Geomateriala*, vol. 2, no. 3 (139), Prague, pp. 21-26.
- Stemberk, J., Košťák, B., Cacoń, S., 2010.** A tectonic pressure pulse and increased geodynamic activity recorded from the long-term monitoring of faults in Europe. *Tectonophysics*, vol. 487 No. 1-4, pp. 1-12.

HYDROGEOLOGIA OBSZARU PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

HYDROGEOLOGY OF THE NATIONAL PARK OF THE STOŁOWE MOUNTAINS

R. TARKA¹, S. BUCZYŃSKI², M. MODELSKA³, T. OLICHWER⁴, S. STAŚKO⁵

Uniwersytet Wrocławski, Instytut Nauk Geologicznych, Zakład Hydrogeologii Podstawowej, ul. Cybulskiego 32, 50-205 Wrocław
¹robert.tarka@ing.uni.wroc.pl; ²sebastian.buczynski@ing.uni.wroc.pl; ³magdalena.modelska@ing.uni.wroc.pl;
⁴tomasz.olichwer@ing.uni.wroc.pl; ⁵stanislaw.stasko@ing.uni.wroc.pl

Słowa kluczowe: WODY PODZIEMNE, MONITORING, ZASOBY ODNAWIALNE, ZASILANIE, CHEMIZM WÓD, TŁO HYDROGEOCHEMICZNE

Keywords: GROUNDWATERS, MONITORING, RENEWABLE RESOURCES, RECHARGE, GROUNDWATER CHEMISTRY, HYDROCHEMICAL BACKGROUND

STRESZCZENIE:

Badania związane z opisem warunków występowania wód podziemnych obejmowały zbieranie danych archiwalnych o wodach podziemnych, kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne, stacjonarne pomiary wód podziemnych i powierzchniowych, oznaczanie składu chemicznego i izotopowego wód podziemnych a w efekcie stworzenie modelu koncepcyjnego systemu wodonośnego.

W trakcie zbierania danych archiwalnych o wodach podziemnych przeprowadzono weryfikację danych i stworzono bazę danych obiektów związanych z wodami podziemnymi zlokalizowanymi na terenie PNGS. W skład bazy weszły obserwacje naturalnych wypływów wód podziemnych, otworów hydrogeologicznych, ujęć wód podziemnych, wyniki analiz chemicznych, obserwacje zwierciadła wód podziemnych oraz obserwacje przepływu w ciekach. Baza danych archiwalnych obejmowała informacje pochodzące z 13 głębszych otworów wiertniczych, 14 ujęć wód podziemnych, 638 analiz chemicznych, 14 punktów stałych obserwacji hydrogeologicznych (wahania zwierciadła wód podziemnych, wydajności źródeł), 429 naturalnych wypływów wód podziemnych.

W latach 2008-2011 przeprowadzono kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne. Wykartowano 382 naturalne wypływy określając w nich wydajność, odczyn (pH) oraz przewodnictwo elektryczne właściwe (PEW). Wykonano 107 analiz składu chemicznego i izotopowego w celu uzupełnienia zbioru danych zestawionych w bazie analiz chemicznych. Określono tło hydrochemiczne, główne typy chemiczne wód podziemnych PNGS oraz potwierdzono ich infiltracyjne pochodzenie.

W celu wyznaczenia zasobów odnawialnych wód podziemnych metodami hydrologicznymi, zamontowano 4 przyrządy do ciągłej rejestracji stanów wód prowadzonej w latach 2009-2011. Do obliczeń zasobowych wybrano metodę genetycznego podziału hydrogramu. Obliczone zasoby odnawialne dla opisywanego obszaru wyniosły 70104 m³/d (0,811 m³/s), co

Abstract:

Study on groundwater conditions and occurrence includes groundwater archival data collecting, hydrogeological and hydrochemical mapping, stationary measurements of groundwater and surface water, evaluation of chemical and isotopic composition of groundwater and modelling studies. During the collection archival data was made their verification and was created a database of objects associated with groundwater were located within the National Park of the Stołowe Mountains (NPSM). The database contains natural outflow of groundwater, hydrogeological boreholes, groundwater intakes, results of chemical analysis, observation of groundwater level and observations of riverflow. Archival database included information from 13 deep wells, 14 groundwater intakes, 638 chemical analysis, 14 points of permanent hydrogeological observation (fluctuations of groundwater level, spring yield), 429 natural outflow of groundwater.

In the years 2008-2010 were carried out hydrogeological and hydrochemical mapping. As a result of mapping were registered 382 natural outflows estimating in them discharge, pH and conductivity. 107 analysis of chemical and isotopic composition were made. Hydrochemical background, the main chemical types of groundwater in PNGS and their infiltration origins.

In order to determine the renewable groundwater resources using hydrology methods, were installed four instruments for continuous recording of water levels conducted in 2009-2011. For the calculation the method of hydrogram separation was chosen. Renewable groundwater resources of the study area amounted to 70104 m³/d (0,811 m³/s), representing an average value of groundwater runoff module 6,72 dm³/s · km². Taking into account the spatial distribution of the groundwater modules in the study area it has been illustrated that the north-eastern part of the NPSM and his buffer zone has significant resources capabilities. The module of groundwater runoff is there more than 8 dm³/s · km² (Pośna river catchment). Larger

wyraża się wartością średnią modułu odpływu podziemnego $6,72 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$. Biorąc pod uwagę rozkład przestrzenny wartości modułu odpływu podziemnego na terenie badań stwierdzić można, że północno-wschodni fragment Parku Narodowego Gór Stołowych i jego otuliny posiada znaczne możliwości zasobowe. Moduł odpływu podziemnego wynosi tam powyżej $8 \text{ dm}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2$ (zlewnia Pośnej). Większe zasoby odnawialne wód podziemnych związane są z szerszym rozprzestrzenieniem piaskowcowych skał kredowych oraz zlepieńców i piaskowców permskich. Niższe wartości odpływu podziemnego związane mogą być z obecnością skał granitoidowych oraz większym udziałem skał mułowcowo-marglistych, które cechują się niskimi parametrami filtracyjnymi.

Efektom końcowym prac kameralnych i terenowych było skonstruowanie modelu koncepcyjnego występowania i krążenia wód w masywie skalnym Gór Stołowych wraz z numerycznymi mapami warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznych.

HISTORIA BADAŃ HYDROGEOLOGICZNYCH

W chwili obecnej rozpoznanie hydrogeologiczne Gór Stołowych jest niedostateczne. Z badań przedwojennych nad wodami zwykłymi na analizowanym obszarze najistotniejsze są prace przeprowadzone przez A. Lepplę (1900) na obszarze zlewni Nysy Kłodzkiej w Kotlinie Kłodzkiej. Na mapie geologicznej w skali 1:50000 zaznaczył on między innymi kilkanaście ważniejszych źródeł wypływających z centralnych i wschodnich partii Gór Stołowych.

W latach 1970-1973 wody występujące na obszarze Gór Stołowych były przedmiotem badań Zakładu Hydrogeologii Uniwersytetu Wrocławskiego prowadzonych pod kierunkiem M. Różyckiego (Różycki i inni 1975) w ramach monograficznego opracowania "Wody podziemne regionu sudeckiego".

W 1983 roku ukazała się obszerna monografia na temat wód podziemnych w skałach górnokredowych Gór Stołowych autorstwa S. Kowalskiego (1983). W pracy tej szczegółowo rozpoznano występowanie i cyrkulację wód podziemnych na tym obszarze oraz dokonano oceny ilościowej zasobów wód podziemnych.

Podsumowanie wieloletnich badań prowadzonych przez Przedsiębiorstwo Geologiczne "Proxima" z Wrocławia na obszarze rowu Nysy Kłodzkiej i wschodniej części niecki Batorowa zawiera "Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach górnej kredy" (Grzegorzczak i inni 1993). W ramach tej dokumentacji wykonano kilkanaście głębokich wierceń, które posłużyły między innymi do oceny własności hydrogeologicznych warstw wodonośnych.

Informacji na temat występowania wód podziemnych na obszarze Gór Stołowych dostarczają Mapy hydrogeologiczne Polski w skali 1:50000 wraz z objaśnieniami arkuszy: Duszniki Zdrój (Kłonowski i Wojtkowiak 2000 a), Kłodzko (Mroczkowska 1997), Kudowa Zdrój (Kłonowski i Wojtkowiak 2000 b) i Radków (Wojtkowiak 2000).

renewable groundwater resources are related to the wider spread of the sandstone and conglomerates. Lower values of groundwater runoff may be connected with the presence of granites, mudstones and marls, which are characterized by low filtrations parameters.

The end result of chamber and field work was to develop a conceptual model of the occurrence and circulation of groundwater in the rock massif of Stołowe Mts., with numerical maps of hydrochemical and hydrogeological conditions.

Syntetycznie wody podziemne na obszarze PNGS zostały opisane w operacie ochrony ekosystemów wodnych (Nowicka (red.) 1996) oraz Przyrodzie Parku Narodowego Gór Stołowych (Witkowski i inni (red.) 2008).

Środowisko występowania wód podziemnych w utworach kredy między innymi na obszarze Gór Stołowych i zapadliska Kudowy przedstawiono w pracy Tarki (2006).

Skład chemiczny wód podziemnych występujących w utworach kredy na obszarze niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej był przedmiotem badań prowadzonych przez B. Mroczkowską (1989). Podsumowaniem tych prac jest wydany w 1995 roku przez Państwowy Instytut Geologiczny "Atlas hydrogeochemiczny kredy niecki śródsudeckiej i rowu Nysy Kłodzkiej" (Mroczkowska 1995). Wyrwykowe dane o składzie chemicznym wód podziemnych na obszarze PNGS przedstawione są również w większości cytowanych wcześniej prac.

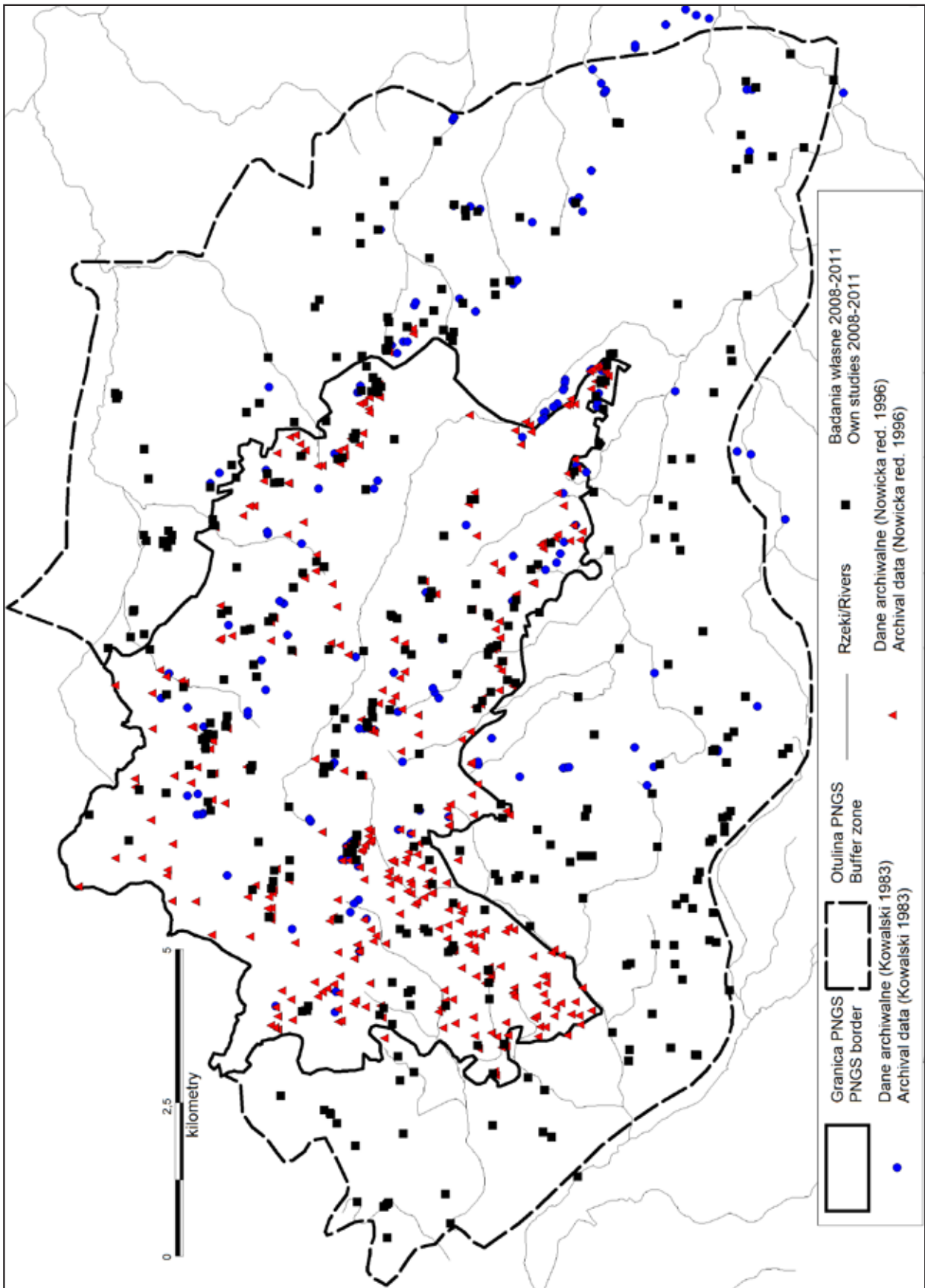
BADANIA HYDROGEOLOGICZNE

Badania związane z charakterystyką wód podziemnych na obszarze PNGS obejmowały 6 zadań:

1. Zbieranie danych archiwalnych o wodach podziemnych
2. Kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne
3. Stacjonarne pomiary wód podziemnych
4. Badanie składu chemicznego wód
5. Badanie składu izotopowego
6. Badania modelowe

Zbieranie danych archiwalnych o wodach podziemnych

Głównym celem zadania było zgromadzenie możliwie jak największej ilości danych związanych z rozpoznaniem warunków hydrogeologicznych w ramach różnorodnych prac prowadzonych na obszarze Gór Stołowych. W trakcie zbierania danych archiwalnych o wodach podziemnych przeprowadzono weryfikację danych archiwalnych i stworzono bazę danych obiektów związanych z wodami podziemnymi



Ryc.1. Lokalizacja źródeł.
Fig. 1. Location of springs.

zlokalizowanymi na terenie PNGS i jego otuliny. W skład bazy wchodzi następujące elementy:

- Baza naturalnych wypływów
- Baza otworów hydrogeologicznych
- Baza ujęć wodociągowych
- Baza analiz chemicznych wód
- Dane obserwacyjne wód powierzchniowych i podziemnych:
 - obserwacje zwierciadła wód podziemnych
 - obserwacje wydajności źródeł
 - obserwacje przepływu w ciekach

Baza naturalnych wypływów

Dotychczasowe badania w obszarach górskich wykazały konieczność rejestrowania, nie tylko otworów studziennych, lecz wszystkich objawów zawodnienia. Dotyczy to w szczególności źródeł, które to występują powszechnie w obszarze badań, a ich położenie i reżim hydrogeologiczny stanowi cenną i często jedyną dostępną informację o warunkach występowania i krążenia wód podziemnych. Archiwalne informacje na temat wystąpień źródeł oraz wysięków pochodzą z prac Kowalskiego (1983) oraz Nowickiej et al. (1996). Informacje te zostały zamieszczone w stworzonej na potrzeby zadania bazie danych.

Z pracy Kowalskiego (1983) pozyskano informację na temat 167 naturalnych wypływów wykartowanych w okresie od października 1973 do listopada 1976 roku (**ryc. 1, tab. 1**). Oprócz współrzędnych geograficznych, wysokości położenia źródła, rodzaju wypływu itp. zestawiono również 324 rekordy na temat wydajności wypływów i temperatury wód.

Z pracy Nowickiej et al. (1996) przeniesiono informacje na temat 429 wypływów zlokalizowanych w obrębie i bezpośrednim sąsiedztwie PNGS (**ryc. 1**). W powyższej pracy nie mierzono wydajności źródeł, ale zgromadzono bogaty zbiór informacji na temat odczynu, twardości i barwy wody w poszczególnych źródłach z okresu od kwietnia 1995 do września 1996 roku.

W bazie tej zestawiono również informacje na temat 382 wypływów pochodzących z własnych prac kartowania hydrogeologicznego prowadzonego w latach 2008-2011 (**ryc. 1**). Wyniki tych badań szerzej omówiono w rozdziale „Kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne”.

Baza otworów hydrogeologicznych

Na obszarze PNGS włączając w to enklawy Karłowa i Pasterki istnieje 13 głębszych otworów wiertniczych wykonanych głównie przed powstaniem PNGS. Po tej dacie

wykonano jedynie dwa otwory w Karłowie jeden w Pasterce. Siedem otworów związanych jest z budową ujęcia wód podziemnych w Darnkowie w połowie lat 60-tych XX w, z czego cztery otwory są nadal eksploatowane. Charakterystyka otworów na obszarze PNGS i najbliższych okolic przedstawia **tabela 2**.

Dodatkowo w bazie danych uwzględniono 27 punktów z otuliny PNGS oraz najbliższego otoczenia mających znaczenie dla rozpoznania struktury hydrogeologicznej Gór Stołowych, ujęcia wód mineralnych oraz interpretacji składu chemicznego wód.

Baza ujęć wodociągowych

Brak większych skupisk ludności i ośrodków przemysłowych oraz duże zróżnicowanie morfologiczne terenu wpływa na znaczne rozproszenie ujęć wodociągowych. Dodatkowo wiele miejscowości nadal zaopatruje się w wodę ze studni gospodarskich lub lokalnych ujęć drenażowych i źródeł. Także niektóre ośrodki wypoczynkowe, schroniska i sanatoria posiadają własne ujęcia wód. Na obszarze PNGS (14 ujęć) i jego otuliny (10 ujęć) istnieją 24 ujęcia wód podziemnych (**tab. 3**) o łącznym poborze ponad 16 tys. m³/d, co stanowi około 23 % obliczonych zasobów odnawialnych wód podziemnych dla okresu 2009–2011. Kowalski (1983) w swojej pracy wyliczył zasoby eksploatacyjne na wartość 46,6 tys. m³/d, co stanowiło około 58 % zasobów dynamicznych wód podziemnych. Z obliczeń wynika, iż istnieją rezerwy zasobowe, możliwe do wykorzystania, ale wymaga to dokładniejszych badań hydrogeologicznych w celu wyznaczenia perspektywicznych obszarów do ujmowania wód podziemnych. Większa część wód podziemnych eksploatowana jest metodą naturalnego drenażu górnokredowego kompleksu wodonośnego. Woda zbierana jest zazwyczaj przez systemy płytkich studzienek, łączonych ze studnią zbiorczą. W obszarach zmniejszonego drenażu, okolice Darnkowa, Karłowa i Polanicy, wody podziemne eksploatowane są za pomocą studni głębinowych. Na terenie PNGS zdecydowanie dominują ujęcia drenażowe, zaś w otulinie głębinowe. Na całym obszarze występują również małe ujęcia dla potrzeb pojedynczych gospodarstw domowych, które pobierają wodę bezpośrednio z wysoko położonych cieków górskich.

Baza analiz chemicznych wód podziemnych

Baza analiz chemicznych powstawała w wyniku przeprowadzenia prac kameralnych wnoszących największą część materiałów do tego zbioru. Prace te polegały na zebraniu,

Tabela 1. Zakres pomiarów źródeł zamieszczony w poszczególnych opracowaniach.

Table 1. Range of springs measurements included in the individual studies.

Opracowanie Source of data	Okres Term	Wydajność Discharge	Temperatura Temperature	pH	Przewodnictwo elektryczne właściwe Electrical conductivity	Twardość Hardness	Kolor Color
Kowalski (1983)	X.1973-XI.1976	+	+				
Nowicka et al. (1996)	IV.1995-IX.1996		+	+		+	+
Prace własne	V.2008-VI.2011	+	+	+	+		

Tabela 2. Otwory hydrogeologiczne na terenie PNGS i bezpośrednim sąsiedztwie.
Table 2. Hydrogeological boreholes in PNGS area and buffer zone.

Numer Number	Nr Banku Hydro Number in Bank Hydro	Miejscowość Locality	Nazwa Name	Rok wykonania Year drilling	Współrzędne układ 92 Coordinates system. 92		Głębokość Depth [m]	Rzędna [m n.p.m.] Ordinate [m a.s.l.]	Spąg kredy [m n.p.m.] Floor of Cretaceous sediments [m a.s.l.]	Zwierciadło wody Water level [m]		Miaższość Thickness [m]	Wiek utworów wodonosnych Aquifers age	Wydajność Discharge [m³/h]	Depresja Drawdown [m]	Uwagi Comments
					X	Y				Nawiercone Drilled	Ustalone Stabilized					
1	9000061	Pasterka	Ośrodek wypoczynkowy	1984	310420,5	295019,2	200	695	505	8,5	8,5	79	Crt			
2	9000119	Karłów	Ośrodek	1993	310972,1	293026,0	238	758,5		135,5	135,5	42	Crc+P2	9,3	14,5	
3	9000128	Karłów	Ośrodek wypoczynkowy		312260,5	292100,8	316	713,1	469,3	102,8	102,8	172	Crtsr	17	28,8	
4		Karłów		2008	311390,8	293203,9										
5		Karłów			314868,6	291368,7	80	695								suchy
6	9000021	Darnków (Lelkowa Góra)	Wodociąg 2	1965	308252,4	291948,3	150	682,3		31	31		Crtsr			
7	9000015	Darnków	Wodociąg 4/4	1965	309407,6	291320,3	30	576,2	553,2	8	6	13,6	Crc	2,1	6,9	
8	9000016	Darnków	Wodociąg 5/3	1965	309360,6	291264,6	35	582,7	553,7	14	13	15	Crc	6,1	10,9	
9	9000017	Darnków	Wodociąg 3/3	1965	309459,3	291374,1	41	590	554,0	19	18,8	17,4	Crc	5,5	11,1	
10	9000018	Darnków	Wodociąg 7	1965	309273,3	291200,9	20	572,6	561,6	3,7	3,7	7	Crc			nieczynny
11	9000019	Darnków	Wodociąg 1/1	1965	309521,4	291421,9	37	602,6		16	13	20	Crc	2,1	5,1	
12	9000020	Darnków	Wodociąg 6	1965	309175,3	291067,1	20	566,5	549,5	5,2	4,2	1,6	Crc			nieczynny
13	9000047	Łężyce	Wodociąg 5	1976	312393,2	288509,1	116	585,5	473,8	85	21,9	26	Crc	149	29,2	
14	9000050	Łężyce	Wodociąg 4	1977	312558,8	288637,1	181	587,2		48	48	82	Crt			
15	9000048	Łężyce (Młyny)	Wodociąg 3	1976	313946,2	289183,0	256	596	343	180,5	21	42	Crc			
16	9000049	Łężyce	Wodociąg 7	1976	313426,0	287600,9	196	551,8	402	19	19		Crtsr			
17	9000126	Szczytna	Wodociąg 16N	1991	315673,9	287581,2	196	548,7	368,7	54	46,4	8	Crc			
18		Batorów	IG-1		317639,1	287678,0	300	530	323,8	135	75,5	46	Crc	52,8	10,7	zlikwidowany
19	9000129	Pstrążna	P-2		306171,1	292784,9	230	583,2	532,2	21,9	21,9		Crc			
20	9000046	Bukowina	P-3	1976	306743,2	293311,1	256	719,3	469,3	97	66,8					
										121	66,8					
										190	96					
										208	152,2		Crc			

Tabela 3. Ujęcia wód podziemnych zlokalizowane na terenie PNGS i otuliny.

Table 3. Groundwater intakes situated on PNGS area and his buffer zone.

Numer Number	Nazwa ujęcia Intake station	Współrzędne układ 92 Coordinates system. 92		Zasoby eksploatacyjne Resources [m ³ /d]	Pobór Water withdrawal [m ³ /d]	Typ ujęcia Type of intake	Gmina Community	Uwagi Comments
		x	y					
1	Polna – Słowackiego	323646,95	286295,25	2471	700	Głębinowe	Polanica – Zdr.	
2	Srebrne Źródło	322485,15	284089,34	200	200	Źródłowe	Polanica – Zdr.	
3	Barbara	322482,20	284212,32	200	200	Drenażowe	Polanica – Zdr.	
4	Piastowska	322497,14	285598,20	134	100	Drenażowe	Polanica – Zdr.	Używane jako awaryjne
5	Dębowa	321573,21	286043,91	465	250	Drenażowe	Polanica – Zdr.	
6	Radków – Wodospady	312666,53	294586,73	8000	5000	Drenażowe	Radków	Źródła Pośnej
7	Radków – Wodospady II	314968,68	293561,79	1000	600	Drenażowe	Radków	
8	Karłów – Łąki	311243,30	293742,93	100	100	Drenażowe	Radków	Pod Szczelińcem
9	Pasterka	310734,42	294303,52	30	20	Drenażowe	Radków	
10	Pasterka	310560,86	295197,67	96	b.d	Głębinowe	Radków	
11	Karłów Ośrodek wypoczynkowy	311968,46	292086,57	168	168	Głębinowe	Radków	
12	Karłów Ośrodek	311194,49	293176,79	62,4	b.d	Głębinowe	Radków	Dawne PZU
13	Wambierzyce	316419,23	292312,85	6500	1200	Drenażowe	Radków	
14	Studzienno	317265,49	291632,48	36	b/d	Drenażowe	Radków	
15	Ulica Wiejska	316263,87	285431,71	300	60	Drenażowe	Szczytna Śl.	
16	Góra św. Anny	315963,42	288524,11	300	300	Drenażowe	Szczytna Śl.	
17	Zacisze	315834,61	287663,78	1411,2	1400	Głębinowe	Szczytna Śl.	
18	Batorów	317214,07	288562,65	10	10	Sztolnia	Szczytna Śl.	
19	Łężyce	312408,34	288499,16	3576	3000	Głębinowe	Duszynki Zd.	
20	Jeleniów	306097,47	287709,65	398	240	Głębinowe	Lewin Kłodzki	
21	IMKA	309434,96	291381,42	1698	480	Głębinowe	Lewin Kłodzki	
22	Błażejowice	307423,87	290641,42	b.d	830	Dren-infiltr	Kudowa Zd.	
23	Ujęcia Karłowskie	309862,86	292091,93	b.d	1200	Drenażowe	Kudowa Zd.	Przy drodze 100 zakrętów
24	Bukowina Kłodzka	307145,32	293341,46	b.d	b.d	Drenażowe	Kudowa Zd.	

usystematyzowaniu oraz weryfikacji archiwalnych informacji dotyczących własności chemicznych wód zarówno pobranych w źródłach jak i z otworów studziennych obszaru PNGS i jego otuliny (obszary drenażu wód podziemnych PNGS). Podstawą prac było przeanalizowanie m. in.: arkuszy oraz opisów do map hydrogeologicznych Polski w skali 1:50000, baz danych: Baza Źródeł, Bank Hydro, monitoringu transgranicznego wykonanego przez firmę Proxima, prac magisterskich oraz dostępnej literatury. Uzyskaną populację danych chemicznych poddano weryfikacji według następujących kryteriów: pewność, co do braku błędów merytorycznych oraz błędów w zapisie, znajomość metodyki analiz chemicznych, wiarygodność, co do zapisu położenia punktu, znajomość daty wykonania analizy, zapisu w formie jonowej. Duża część analizowanych materiałów nie spełniała

ustalonych kryteriów i zostały one odrzucone. Ostatecznie z ponad 1200 rekordów pozostawiono w bazie 638, z czego 449 obejmuje analizy wód zwykłych. Baza danych została stworzona jako arkusz kalkulacyjny programu Excel. Baza zawiera dane o pochodzeniu informacji chemicznej, rodzaju punktu pomiarowego oraz jego lokalizację, wiek piętra wodonośnego oraz datę analizy, temp., pH, PEW, wartość mineralizacji ogólnej, twardości, stężenia: anionów (Cl^- , F^- , HPO_4^{3-} , SO_4^{2-} , NO_2^- , NO_3^- , HCO_3^-), kationów (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Fe^{0+} , Mn^{2+} , Al^+ , NH_4^+), krzemionki (SiO_2) oraz Sr, Ba, Cr, Cu, Zn, B, Li, Br, V, Pb, Ni, Cd, As, Mo, Ti, Co. Dodatkowo w bazie zanotowano informacje o litologii i stratygrafii punktu drenażu o ile takie informacje były dostępne oraz wydzielono podbazę zawierającą terenowe oznaczenia pH i PEW z lat 2008–2011.

Dane obserwacyjne wód powierzchniowych i podziemnych

Celem realizacji zadania było zgromadzenie danych obserwacyjnych dotyczących wód podziemnych z obszaru Gór Stołowych. W roku 1976 w Przedsiębiorstwie Geologicznym we Wrocławiu zapoczątkowano badania na obszarze zapadliska Kudowy i niecki Batorowa w ramach współpracy polsko-czeskiej w zakresie problematyki wód podziemnych na obszarach przygranicznych. Ich efektem jest opracowanie "Dokumentacji warunków badań hydrogeologicznych dotyczących określenia reżimu wód podziemnych rejonu przygranicznego Kudowa-Police" (Borowiec i Niżyński 1983) oraz sprawozdań z kompleksowych obserwacji hydrogeologicznych wykonywanych w rejonie Kudowa-Police (Borowiec i inni 1991, i inne). Opracowania te są cennym źródłem wyników obserwacji hydrologicznych i hydrogeologicznych. W ramach tych prac stworzono sieć obserwacyjną wód powierzchniowych i podziemnych, obejmującą 11 otworów, 3 źródła i 6 punktów obserwacji przepływu na ciekach. Do roku 2008 pomiary w różnym zakresie prowadzone były przez Przedsiębiorstwo Geologiczne Proxima. Od roku hydrologicznego 2009 pomiary prowadzone są przez Państwowy Instytut Geologiczny. Sieć obserwacyjna została rozszerzona obejmując między innymi punkty położone na terenie PNGS. Punkty monitoringu zaznaczono na **ryc. 10**.

Dane dotyczące okresowych obserwacji wydajności źródeł na obszarze PNGS i jego otuliny uzyskano z „Bazy Źródło” opracowanej przez Zakład Hydrogeologii Podstawowej Uniwersytetu Wrocławskiego (Buczyński i inni 2011)

Obserwacje wód podziemnych

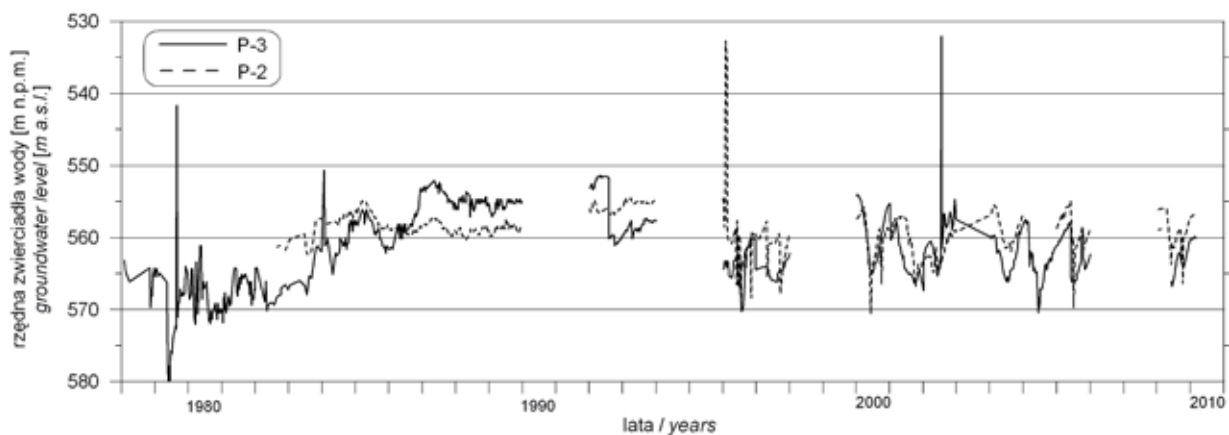
W ramach prowadzonego monitoringu transgranicznego dla obszaru PNGS największe znaczenie, ze względu na długi okres obserwacji jak i bliskie sąsiedztwo, mają obserwacje wód podziemnych w punkcie P-2 i P-3.

Od początku lat 80-tych XX w. obserwowany był w obu punktach stopniowy wzrost zwierciadła wody. Najniższe stany notowane są na przełomie lat 80-tych i 90-tych poprzedniego wieku. W pierwszej dekadzie XXI w. stany wody w obu punktach oscylowały wokół wartości przeciętnej.

Długookresowe obserwacje stanów zwierciadła wody w punktach, w bezpośrednim sąsiedztwie PNGS nie wskazują długoletnich stałych tendencji zmian zasobów wody. Brak takich pomiarów na obszarze PNGS nie pozwala na weryfikację wyników modelowań (Grzegorzczak i inni 1993; Milický i inni 2001) wskazujących w następstwie eksploatacji wód z ujęć głębinowych w Karłowie i Pasterce obniżenie zwierciadła wody na obszarze Gór Stołowych w wysokości do 30 m w zbiorniku wód podziemnych w piaskowcach i marglach turonu środkowego oraz do 18-20 metrów w zbiorniku cenomańskim.

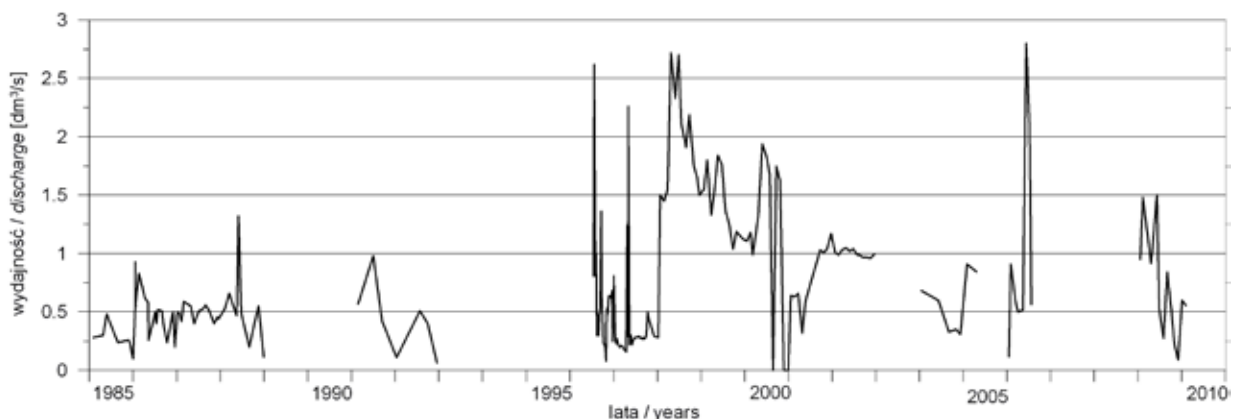
Obserwacje źródeł

W ramach prowadzonego monitoringu transgranicznego pomiary źródeł wykonywane były w jednym punkcie położonym na obszarze Parku (Darnków) i w dwóch w bezpośrednim sąsiedztwie (Czermna i Jerzykowice).



Ryc. 2. Zmiany położenia zwierciadła wody w Pstrążnej (P-2) i Bukowinie (P-3).

Fig. 2. Changes in groundwater table fluctuation in Pstrążna (P-2) and Bukowina (P-3).



Ryc. 3. Zmiany wydajności źródła Darnków

Fig. 3. Discharge changes of Darnków Spring.

Źródło Darnków, poza zmiennością roczną, nie wykazuje zmienności wieloletniej. Zauważa się jedynie występowanie wyraźnie wyższych wydajności w latach 1998-2005.

W najbliższej okolicy PNGS (na obszarze jego otuliny, stałe obserwacje hydrogeologiczne prowadzone są w Szczytnej. Mierzona jest tam wydajność źródła w ramach Systemu Obserwacji Hydrogeologicznych prowadzonego przez Państwowy Instytut Geologiczny. Jest to źródło drenujące poziom w piaskowcach cenomanu o średniej wydajności zbliżonej do 11 dm³/s.

W przebiegu wydajności tego źródła, oprócz niewielkiej zmienności sezonowej, wyraźnie zaznaczają się zmiany długookresowe. Najniższe wydajności, utrzymujące się przez dłuższy okres czasu, związane są z suszą z lat 1989-1994, która zakończyła się dopiero w 1995 roku (opady w roku 1994 i 1995 powyżej średniej). Od tamtego okresu wydajności generalnie utrzymują się w granicach wartości średniej.

Obserwacje przepływu w ciekach

W ramach prowadzonego monitoringu transgranicznego pomiary przepływów prowadzone były na kilku rzekach wypływających z terenu PNGS są to: Czermnica, Kudowski Potok i Dańczówka. Dostępne obserwacje pochodzą z lat 1980-2000 jednak są one niekompletne. Interpretacje dostępnych danych nie wskazują jednak na znaczące stałe tendencje zmian drenażu na tym obszarze.

Kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne

W latach 2008-2011 przeprowadzono kartowanie hydrogeologiczne i hydrochemiczne polegające na zlokalizowaniu poszczególnych punktowych przejawów zawodnienia i ocenie w terenie wydajności wypływów, odczynu (pH) oraz przewodnictwa elektrycznego właściwego (PEW) wód drenujących piętro kredowe, permskie oraz czwartorzędowo-kredowe zarówno na obszarze PNGS jak i otuliny parku. Szczególnie skupiono się na obszarach o niedostatecznym rozpoznaniu. W sumie pomiary wykonano w 382 punktach badawczych (ryc. 10 i 11), co w stosunku do powierzchni skartowanego obszaru równej 105,15 km² daje wskaźnik krenologiczny 3,63 źródeł na km².

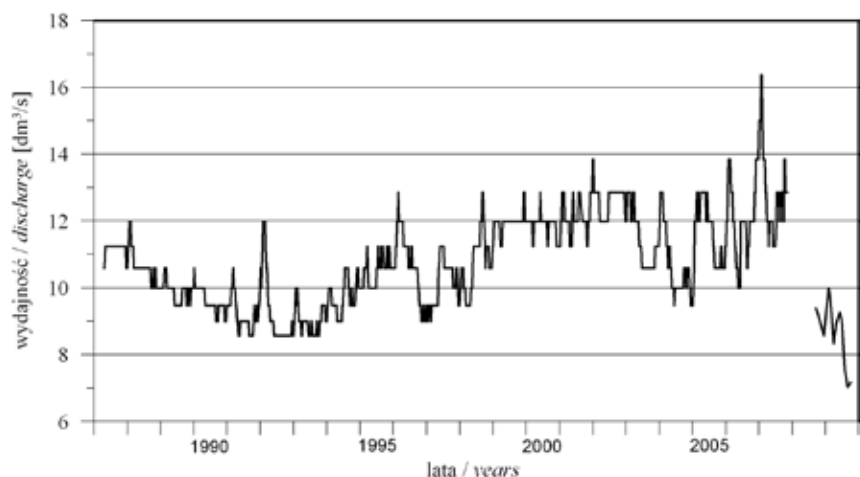
Spośród naturalnych wypływów wód podziemnych najliczniej reprezentowane są źródła (229). Stanowią one 59,9% wszystkich wypływów. Pozostałe wypływy to wysięki (148). Sporadycznie na badanym obszarze występują strefy,

w których kilka źródeł pojawia się na powierzchni od kilku do kilkunastu m² (źródlika). W przypadku 31 wypływów odnotowano różne formy ujęcia lub zabudowy.

Źródła PNGS i jego otuliny są najczęściej źródłami o niskich i średnich wydajnościach. Odpływ krenologiczny na danym terenie wyniósł prawie 107 dm³/s, co daje wartość odpływu źródłanego około 1 dm³/s/km². Pomiary wykazały, że ponad 55% źródeł miało wydajność powyżej 0,1 dm³/s (rycina 10). Jedynie 5,5% to źródła o wydatku poniżej 0,01 dm³/s (tab. 4). Zdecydowanie dominują wypływy o wydajnościach od 0,1 do 1 dm³/s (VI klasa wg Meinzera – Pazdro i Kozerski 1990), które stanowią aż 48,7% wszystkich zarejestrowanych wypływów. Źródła V klasy wydajności wg Meinzera (1-10 dm³/s), pomimo tego, że stanowią jedynie 6,8% populacji wypływów, dostarczają 44,03 dm³/s wody, czyli ponad 41% sumarycznej wydajności zewidencjonowanych wypływów (tab. 4).

Jak wskazują Ciężkowski i Kiełczawa w pracy pod redakcją Witkowskiego i inni (2008) brak źródeł o dużych wydajnościach (ponad 30 dm³/s) wskazuje na wysoką i równomierną przepuszczalność szczelinową na całym obszarze Gór Stołowych oraz na znikomą rolę głównych drożnych szczelin. Jednak analiza położenia wypływów wód podziemnych względem linii nieciągłości tektonicznych wskazuje na ich wyraźny związek, co pokazuje, że strefy występowania nieciągłości satelitarnych i radarowych są predysponowane do drenażu źródłowego. Większość wypływów znajduje się w odległości do 200 m od linii nieciągłości satelitarnych i/lub radarowych, przy czym dla prawie 20% wypływów odległość ta nie przekracza 100 m (Tarka 2006).

W liniowym ułożeniu źródeł Gór Stołowych dominuje kierunek NW-SE. Szczególnie wyraźny obraz zaznacza się na obszarze niecki Batorowa, gdzie duża strefa występowania źródeł biegnie wzdłuż tego kierunku. Rysują się tutaj dwie główne grupy występowania wypływów, które obrzeżają Góry Stołowe, łącząc się ze sobą w północno-zachodniej części tej struktury. Jedna biegnie wzdłuż północnej granicy struktury, zgodnie z fotolineamentami ilustrującymi przebieg strefy uskokowej Polanica – Batorów – Karłów - Pasterka. Druga strefa biegnie środkiem struktury. Jest ona poroździelana na pojedyncze pola i związana ze strefą uskokową Szczawina - Sokołówka, biegnącą dalej przez Szczytną do Karłowa (Tarka 2006).

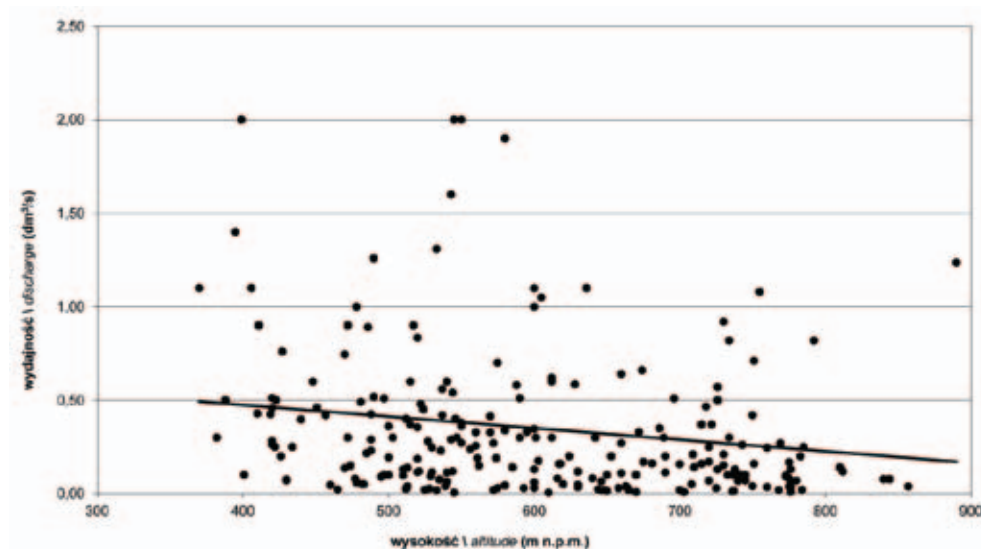


Ryc. 4. Zmiany wydajności źródła w Szczytnej

Fig. 4. Discharge changes of Szczytna Spring.

Tabela 4. Podział źródeł na klasy wydajności wg Meinzera
Table 4. Classification of the springs, according to Meinzer

Klasa Class	Wydajność Discharge [dm ³ /s]	Liczba źródeł Amount of spring	Udział w sumarycznej liczbie źródeł Part in the total amount of springs [%]	Suma wydajności źródeł Total of springs discharge [dm ³ /s]
V	1-10	26	6,8	44,03
VI	0,1-1	186	48,7	58,08
VII	0,01-0,1	79	20,7	3,61
VIII	< 0,01	21	5,5	1,26
Brak możliwości pomiaru No possibility measure		70	18,3	-
ŁĄCZNIE / TOTAL:		382	100	106,98



Ryc. 5. Zależność wydajności źródeł od wysokości występowania wypływu (bez źródła o wydajności 5 dm³/s).

Fig. 5. Discharge of springs vs. spring altitude (without a spring of discharge 5 dm³/s).

W przypadku wykartowanych źródeł widoczny jest efekt wysokościowy związany ze spadkiem wydajności wypływów wraz ze wzrostem rzędnej położenia źródła (ryc. 5). Zależność ta jest niewielka i można ją opisać wzorem

$$Q = -0,0006(h) + 0,7222 \text{ gdzie:}$$

Q – wydajność wypływu,
h – rzędna (m n.p.m.)

Lokalizacja wypływów oraz obserwacje reżimu wydajności omówione w podrozdziale „Dane obserwacyjne wód powierzchniowych i podziemnych” wskazują na średnie i wysokie zróżnicowanie właściwości hydrogeologicznych piaskowców oraz występowanie stref uprzywilejowanego przepływu związanych najprawdopodobniej z systemami połączonych drożnych szczelin, pojedynczych rozległych pęknięć lub stref spękań tektonicznych i uskokowych. Strefy te i miejsca węzłów strukturalnych predysponują je do wystąpień bardziej wydajnych wypływów lub stref o podwyższonym wskaźniku krenologicznym. Różnicę taką widać również podczas analizy poszczególnych zlewni wykonanej przez Buczyńskiego i inni (2011) na podstawie bazy danych „Źródło”. Spośród przeanalizowanych zlewni Gór Stołowych największe zagęszczenie źródeł stwierdzono

w zlewni Piekło-Pośna najmniejsze zaś w zlewni Kamienno-Potoku (tab. 5).

Na terenie badań zwracają uwagę cztery źródła charakteryzujące się wydajnościami ponad 4 dm³/s. Dwa z nich włączone są w sieć obserwacji monitoringowej PSH. Trzecie źródło położone jest na NE od wsi Łężyce w sąsiedztwie Sowich Skał na rzędnej około 718 m n.p.m. Jego wydajność w maju 2010 roku wyniosła 5 dm³/s. Czwarte ze źródeł o wydajności 4,4 dm³/s położone jest przy drodze Szczytna - Batorów. Jest to źródło ujęte w metalową rynnę.

Do najbardziej zawodnionych stref należy obszar źródeł Pośny wypływających w NE część Szczelince Wielkiego, oraz strefa źródeł potoku Cedron i jego prawobrzeżnego dopływu mającego początek na S od miejscowości Jelenia Głowa. Na uwagę zasługuje również zespół źródeł położonych w Ratnie Górnym około 150 m na S od drogi Radków - Ścinawka. Są to źródła wypływające z karbońskich zlepieńców a ich sumaryczna wydajność wynosi około 2 dm³/s.

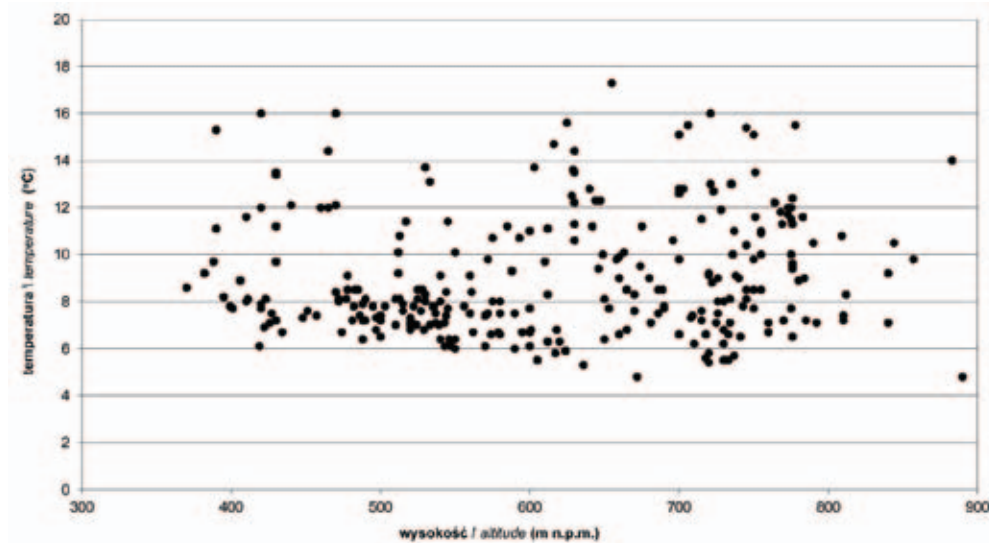
Należy przy tym zwrócić uwagę, że zarówno informacje na temat ilości źródeł w poszczególnych klasach Meinzera jak i informacje na temat wydajności źródeł są zaniżone ze względu na brak możliwości pomiaru wydajności w 18,3% populacji.

Temperatura wód źródłanych podczas prowadzenia badań zawierała się w przedziale od 4,8 °C do 17,3 °C. W analizowanej populacji źródeł nie jest widoczny efekt wysokościowy związany ze spadkiem temperatury wód źródłanych wraz ze zmianami średniej rocznej temperatury powietrza z wysokością nad poziomem morza (ryc. 6).

Stacjonarne pomiary wód podziemnych

Od roku hydrologicznego 2009 monitoring wahań zwierciadła wód podziemnych w otworach hydrogeologicznych na terenie parku prowadzi Państwowy Instytut Geologiczny (PIG). Dla obszaru PNGS najistotniejsze znaczenie mają

obserwacje w otworach zlokalizowanych w Bukowinie Kłodzkiej (P3), Łęczycach (7, 7a), Pstrążnej (P2), na Lelkowej Górze (P7) oraz na terenie leśnym PNGS (3 PNGS). Ze względu na prowadzony już monitoring wód podziemnych przez Państwową Służbę Hydrogeologiczną działającą w ramach PIG-u, autorzy w celu określenia metodami hydrologicznymi zasobów odnawialnych wód podziemnych skupili się na monitoringu wód powierzchniowych określając na tej podstawie wielkość drenażu podziemnego. W ramach realizacji prac założono sieć obserwacyjną składającą się z pięciu punktów pomiarowych. W czterech punktach prowadzono obserwacje ciągłe stanów zwierciadła wody



Ryc. 6. Zależność temperatury wód źródeł od wysokości występowania wypływu.

Fig. 6. Spring waters temperature vs. spring altitude.

Tabela 5. Charakterystyka krenologiczna analizowanych zlewni (na podstawie Buczyński i inni, 2011).

Table 5. The spring hydrology characterization of analyzed basins (based on Buczyński et al., 2011).

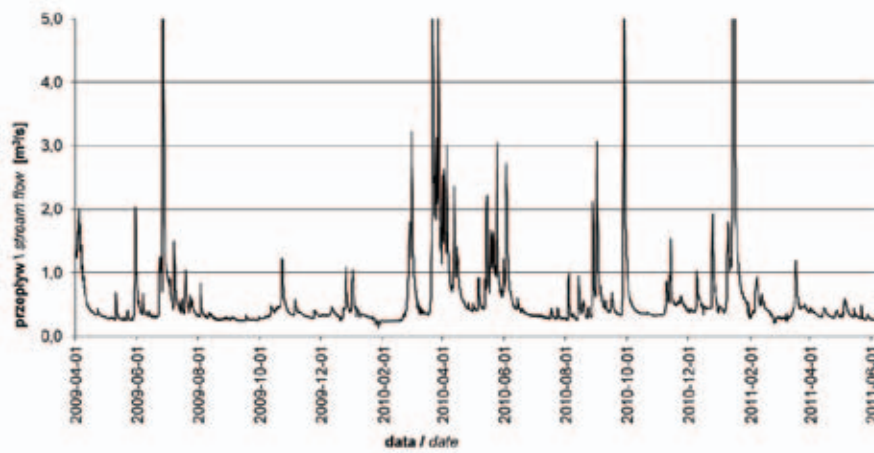
Zlewnia Basin	Wykartowana powierzchnia Area (km ²)	Sumaryczna liczba źródeł Amount of springs	Wskaźnik krenologiczny Springs density index	Wydajność min/mediana/max ilość danych Discharge min/mediana/max amount of data (dm ³ /s)	Moduł odpływu źródłanego Spring runoff (dm ³ /s·km ²)	Wysięki / źródła / źródlika leaking/ springs/ wetlands %
Kamienny Potok	50,16	122	2,43	0,01/0,3/12 106	0,73	47/45/8
Metuja	13,05	35	2,68	0,02/0,15/1,2 30	0,40	40/31/29
Piekło-Pośna	18,47	82	4,44	0,01/0,3/20 67	1,33	24/70/6

Tabela 6. Charakterystyka badanych zlewni

Table 6. River catchment characteristics of study area.

Numer zlewni bilansowej Basin number	Zlewnia River basin	Współrzędne układ 92 Coordinates system. 92		Powierzchnia Area [km ²]	Średni przepływ Average river flow [dm ³ /s]	Typ obserwacji Type of observation
		X	Y			
I	Kamienny Potok (Szczytna)	307278,71	308289,51	51,17	560	ciągłe
IA	Kamienny Potok (Łęczyce)	302039,64	310135,08	11,81	154	ciągłe
II	Czermnica	291941,53	312926,28	17,22	240	ciągłe
III	Pośna	307975,51	318721,46	43,56	470	ciągłe
IV	Cicha	310269,83	312916,11	8,66	21,5	okresowe

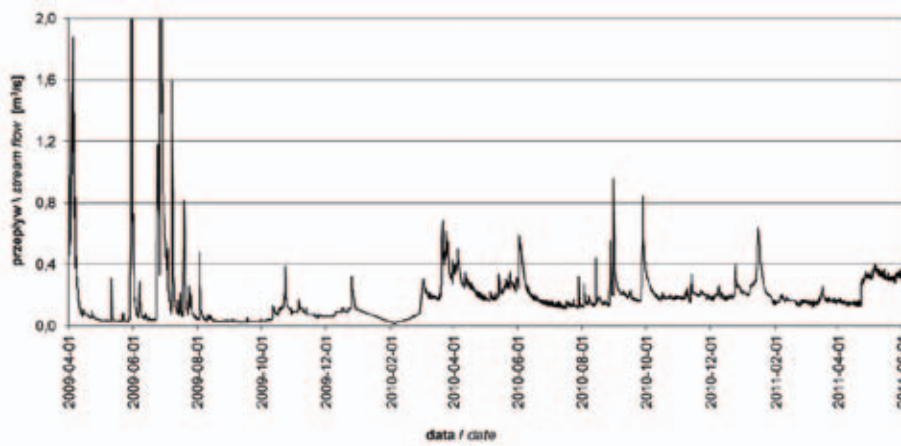
A



Ryc. 7 a. Przepływy Kamiennego Potoku w posterunku Szczytna.

Fig. 7 a. Kamienny Potok river flow in Szczytna station.

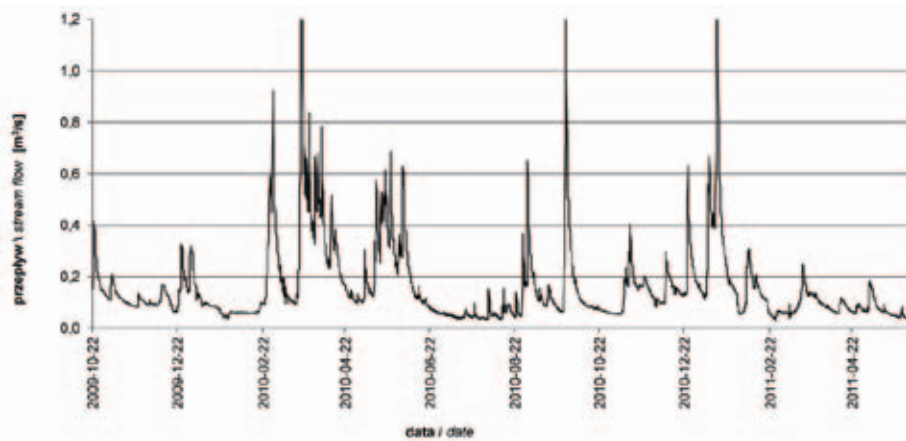
B



Ryc. 7 b. Przepływy Kamiennego Potoku w posterunku Łężyce.

Fig. 7 b. Kamienny Potok river flow in Łężyce station.

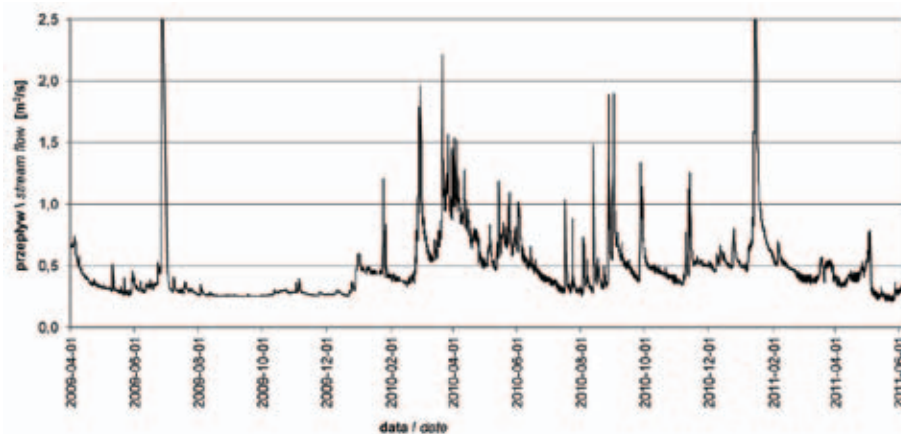
C



Ryc. 7 c. Przepływy Czermnicy w posterunku Czermnica.

Fig. 7 c. Czermnica river flow in Czermnica station.

D



Ryc. 7 d. Przepływy Pośnej w posterunku Ratno Dolne.

Fig. 7 d. Pośna river flow in Ratno Dolne station.

za pomocą mierników elektronicznych, a w piątym były to obserwacje okresowe wielkości przepływu. Obserwacje ciągle obejmowały okres od kwietnia 2009 do czerwca 2011.

W celu wyznaczenia przepływów na podstawie mierzonych stanów zwierciadła wody wykonano 14 równoczesnych serii pomiarów stanu i przepływu. Na ich podstawie określono dla każdego punktu zależność pomiędzy tymi wielkościami. Dzięki wyznaczonym krzywom stan-przepływ stworzono codzienne wykresy przepływów rzek niezbędnych dla zastosowania metody genetycznego podziału hydrogramu (**ryc. 7 a-d**).

Zasoby odnawialne oblicza się najczęściej metodami umożliwiającymi ocenę wartości odpływu podziemnego, który utożsamia się z podziemnym zasilaniem rzek. Przez odpływ podziemny rozumie się objętość wody podziemnej pochodzącej z drenażu strefy aktywnej wymiany, która w danym czasie wydostaje się ze zlewni przez jej przekrój kontrolny. Ze względu na skomplikowaną budowę struktur wodonośnych najbardziej przydatnymi metodami w tych warunkach są metody hydrologiczne bazujące na pomiarach wielkości przepływu wody w rzekach, które są bazą drenażową otaczających formacji (Olichwer 2007). Dla punktów, w których prowadzono obserwacje ciągle do obliczeń zasobowych wybrano metodę genetycznego podziału hydrogramu. Dla zlewni rzeki Cichej (posterunek Chocieszów) zasoby odnawialne wyznaczono z zastosowaniem metody przepływów niżówkowych.

Obliczone zasoby odnawialne dla opisywanego obszaru wyniosły 70104 m³/d (0,811 m³/s) i są równoznaczne średniej wartości modułu odpływu podziemnego 6,72 dm³/s·km². Biorąc pod uwagę rozkład przestrzenny wartości modułów odpływu podziemnego na terenie badań stwierdzić można, że północno-wschodni fragment Parku Narodowego Gór Stołowych i jego otuliny (**ryc. 8**) posiada znaczne możliwości zasobowe. Moduł odpływu podziemnego wynosi tam powyżej 8 dm³/s·km² (zlewnia Pośnej). Pozostały obszar charakteryzuje się nieco niższym modułem odpływu podziemnego, w granicach 6 dm³/s·km².

Na podstawie mapy glebowej PNGS (Witkowski (red) 2008) oraz rozkładu opadów z wielolecia 1976-2005 wyznaczono zasilanie wód podziemnych na terenie PNGS używając metody infiltracyjnej. Wskaźniki infiltracji (**tab. 8**) zaczerpnięto z poradnika metodycznego (Duda i inni 2004) powstałego na potrzeby „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie”.

Zasilanie wód podziemnych w obszarze PNGS wyniosło 131,7 mm słupa wody, co stanowi 17 % sumy opadów (773 mm), jest to wartość zbliżona do wyników Kowalskiego (1983).

Większe zasoby odnawialne wód podziemnych obszaru północno-wschodniego związane są z szerszym rozprzestrzenieniem w tamtym rejonie piaskowcowych skał kredowych oraz zlepieńców i piaskowców permskich. Niższe wartości odpływu podziemnego związane mogą być z obecnością skał granitoidowych oraz większym udziałem skał mułowcowo-marglistych, które cechują się niskimi parametrami filtracyjnymi.

Tabela 7. Opady atmosferyczne w rejonie Gór Stołowych z wielolecia 1976 – 2005 (dane IMGW)

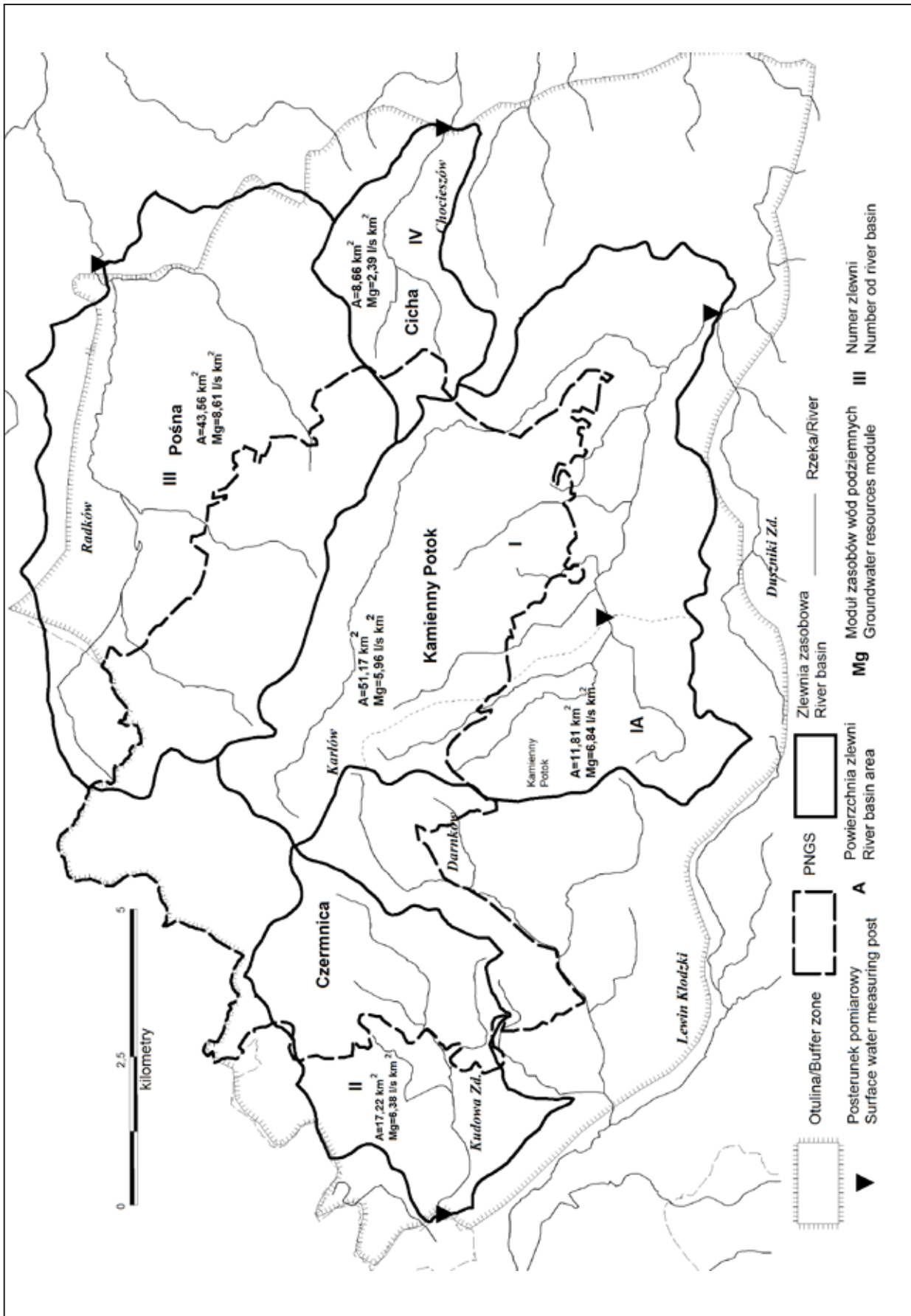
Table 7. Precipitation in Stołowe Mts. in 1976-2005 (IMGW data).

Posterunek Station	Średnie sumy miesięczne i roczne [mm] Average amount of monthly and annual												
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Suma
Pasterka	55,9	47,9	59,7	52,3	75	95,5	121,9	93,2	75,8	55,4	60	65,7	858,1
Słozów	57,2	47,5	60,8	50,3	70	94,2	114,1	88,6	70,7	56	59,7	65,6	834,7
Lewin Kłodzki	64,8	53,4	62	59,6	69,3	90,9	108,1	83,1	68,2	53,1	61,7	68,9	833,1
Chocieszów	41,1	34,7	42,8	40,3	53,6	89,9	99,5	78,9	56,9	44,5	44,5	45,1	684,7
Kudowa Zdrój	47,2	38,4	44,2	41,6	62,2	85,9	96,6	78,2	61,7	43,4	47,2	53	699,6
Polanica Zdrój	45,1	36,9	44,5	42,9	63,9	86,6	104,8	77,6	59	45	46	50,3	702,8
Gajów	34,6	30,8	42,2	39,1	62	80,3	103	77	55,3	40,3	43,3	42,1	650

Tabela 8. Charakterystyka zdolności ochronnych gleb.

Table 8. Characteristics of the protective ability of soils.

Zdolność ochronna gleby Protective ability of the soil	Kategoria gleby Category of soil	Grupa granulometryczna [wg klasyfikacji glebowej] Granulometric group [soil classification]	Wskaźnik infiltracji Infiltration coefficient [%]
bardzo słaba	bardzo lekka	Piasek: luźny, luźny pylasty, słabo gliniasty i pylasty	30
Słaba	lekka	Piasek: gliniasty lekki, pylasty mocny i pylasty, pył piaszczysty	20
średnia	średnia	Gлина lekka i pylasta oraz pył gliniasty	13
dobra	ciężka	Gлина: średnia i pylasta, ciężka i pylasta, pył ilasty oraz il pylasty	8



Ryc. 8. Mapa zasobów odnawialnych wód podziemnych.
 Fig. 8. Map of renewable groundwater resources.

Większa część zasobów odnawialnych zostaje zdrenowana przez źródła i cieki na obrzeżeniach struktury, pozostałe wody odpływają poza granice opisywanego obszaru. Dla oceny odnawialności zasobów istotne znaczenie posiada moduł odnawialności M , jako wskaźnik zasobowy w $\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$. Zgodnie z klasyfikacją Paczyńskiego (1976) opisywane zlewnie bilansowe (ryc. 8 tab. 9 i 10) zaliczane są do stref wybitnie zasobnych ($M = 500 - 1000 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$), za wyjątkiem zlewni IV (Cicha) zaliczonej do stref zasobnych ($M = 200 - 500 \text{ m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$).

Otrzymane wartości zasobów wód podziemnych w dużym stopniu są zgodne z wynikami zawartymi w innych pracach hydrogeologicznych dotyczących opisywanego obszaru. Kowalski (1983) ocenił zasoby wód podziemnych Gór Stołowych na wartość $80500 \text{ m}^3/\text{d}$, przy module równym $7,9 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$. Za najbardziej zasobne rejony wskazał zlewnię Kamiennego Potoku, sąsiadującą z nią dolinę Bystrzycy Dusznickiej oraz okolice Radkowa i Wambierzyc. Olichwer (2007) oszacował wielkość zasobów dynamicznych wód podziemnych obszaru badań na wartość $74523 \text{ m}^3/\text{d}$, przy module równym $6,78 \text{ dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$, stosując metodę siatki hydrodynamicznej.

Tabela 9. Zasoby wód podziemnych obszaru badań.

Table 9. Groundwater resources of study area.

Numer zlewni bilansowej Basin number	Zlewnia River basin	Powierzchnia Area	Zasoby odnawialne Renewable resources			Moduł odnawialności Renewable resources	Moduł odpływu podziemnego Groundwater runoff module
			[m^3/s]	[m^3/d]	[mm]		
		[km^2]				[$\text{m}^3/\text{d}\cdot\text{km}^2$]	[$\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$]
I	Kamienny Potok	51,17	0,305	26352	188	514	5,96
IA	Kamienny Potok (Łężyce)	11,81	0,08	6912	216	590	6,84
II	Czermnica	17,22	0,11	9504	201	551	6,38
III	Pośna	43,56	0,375	32400	271	743	8,61
IV	Cicha	8,66	0,0214 / 1848 / 78			206	2,39

A – powierzchnia zlewni

Tabela 10. Charakterystyki liczbowe odpływu podziemnego badanych zlewni.

Table 10. Numerical characteristics of the groundwater runoff of river basins.

Zlewnia / Basin			
Kamienny Potok (Szczytna) I	Kamienny Potok (Łężyce) IA	Czermnica (Czermna) II	Pośna (Ratno Dolne) III
C współczynnik odpływu całkowitego [%]			
35	43	34	59
Cg współczynnik odpływu podziemnego [%]			
25	26	19	31
α współczynnik zasilania podziemnego [%]			
73	59	56	52
M moduł odpływu całkowitego [$\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$]			
8,16	11,43	11,55	16,33
Mg moduł odpływu podziemnego [$\text{dm}^3/\text{s}\cdot\text{km}^2$]			
5,96	6,84	6,38	8,61
m współczynnik zdolności retencyjnej			
2,78	4,3	4,25	2,12
Cv współczynnik zmienności odpływu			
0,88	1,56	1,34	0,81
Hg odpływ podziemny [mm]			
188	216	201	271
H odpływ całkowity [mm]			
258	362	366	515
P opad [mm]			
744	841	1068	860
A powierzchnia [km^2]			
51,17	11,81	17,22	43,56

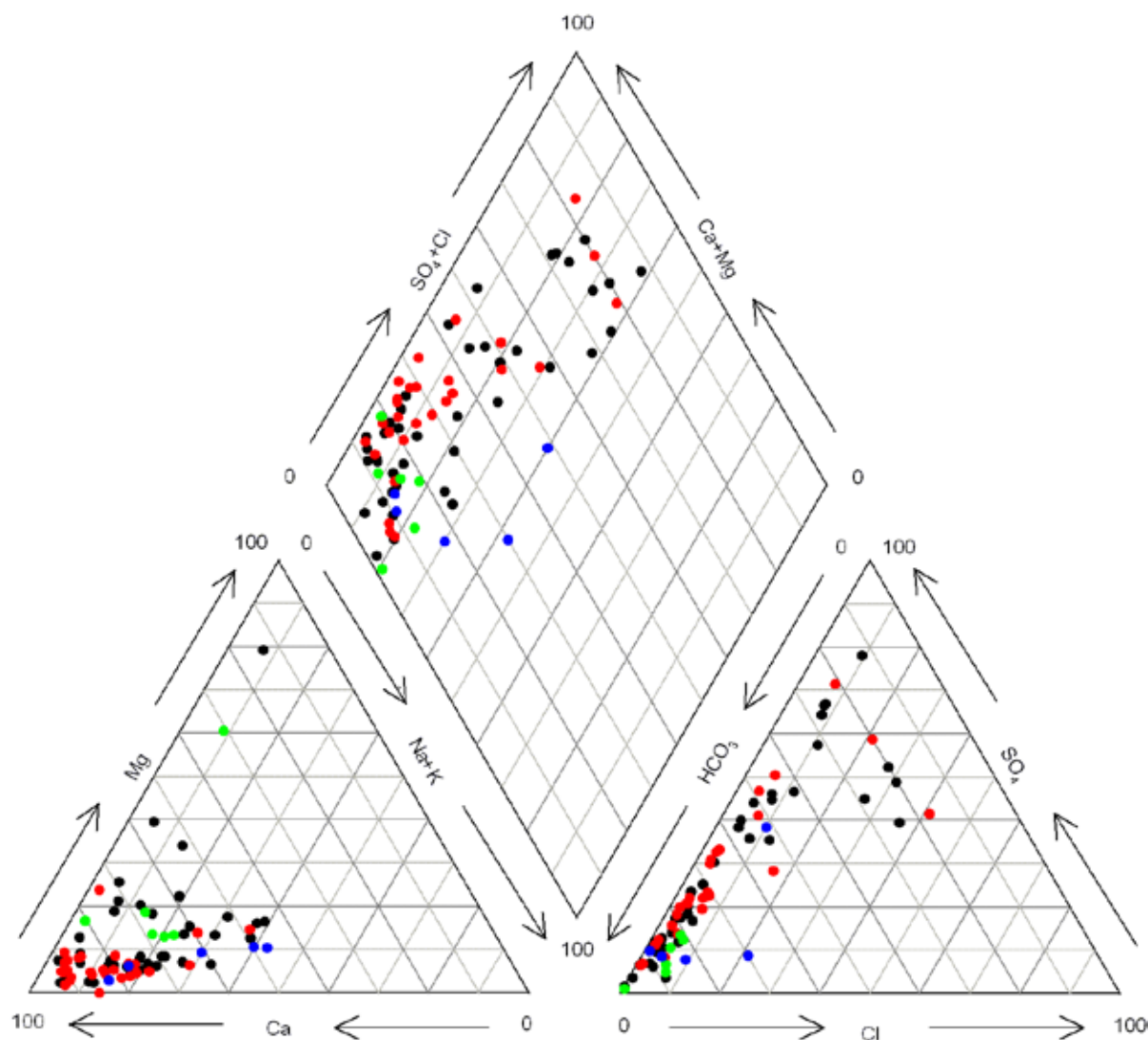
Badanie składu chemicznego wód

Z wytypowanych na podstawie kartowania punktów (źródeł, otworów oraz studni kopanych) pobrano próbki wód do analiz chemicznych. W sumie wykonano 107 analiz chemicznych wód w różnym zakresie (tabela 11 a-e). Większość analiz wykonywana była w poszczególnych punktach jednokrotnie, jednak w kilkunastu były to obserwacje czasowe zmian składu chemicznego. Analizy laboratoryjne oraz prace terenowe wykonane w latach 2008-2010 posłużyły do uzupełnienia zbioru danych zestawionych w bazie analiz chemicznych.

Charakterystyka wód podziemnych

Ogólną aktualną charakterystykę chemiczną zwykłych wód podziemnych piętra kredowego, permskiego i czwartorzędowo-kredowego oparto o wyniki wybranych 82 pełnych analiz chemicznych składu podstawowego (52 źródła, otwory studzienne i studnie kopane) wykonanych w latach 2008-2010 w obrębie PNGS oraz jego otuliny. Badania te wykazały jednorodność chemiczną wód drenowanych

z piętra kredowego na obszarze PNGS i wód drenowanych w otulinie parku (**ryc. 9**). Wody podziemne piętra kredowego charakteryzowały się najczęściej typami: wodorowęglanowo-wapniowym, wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowym, wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowym według klasyfikacji Altowskiego-Szwieca (Macioszczyk 1987) (**ryc. 9**), niekiedy dominującym anionem bywał jon siarczanowy, dotyczy to szczególnie wód źródeł okresowych, o niskiej wydajności i niskiej mineralizacji. Średnia mineralizacja ogólna badanych wód wynosiła 187 mg/dm^3 (**tab. 12**) co pozwala zakwalifikować je wg podziału Pazdro (1983) do wód słodkich i ultrasłodkich. Wody te z reguły miały odczyn obojętny (pH ok. 7). Generalnie w składzie podstawowym wód tego piętra wodonośnego wśród podstawowych składników chemicznych wód najwyższe stężenia osiągają jony wodorowęglanowe (średnio 101 mg/dm^3) i wapniowe (średnio 36 mg/dm^3), co wynika ze składu mineralnego skał zbiornikowych (Pulinowa 1989; Kowalski 1983) (**tab. 12**). Składniki chemiczne będące potencjalnymi wskaźnikami zanieczyszczeń takie jak azotany czy jony fosforanowe



Ryc. 9. Zwykłe wody podziemne piętra kredowego (● – PNGS, ● – otulina PNGS), permskiego (● – otulina PNGS) oraz czwartorzędowo-kredowego (● – otulina PNGS) na diagramie Pipera – analizy z lat 2009-2011.

Fig. 9. Fresh groundwaters of Cretaceous multiaquifer formation (● – NPSM, ● – buffer zone), Permian (● – buffer zone) and Cretaceous-Quaternary (● – buffer zone) on Piper diagram – analysis of the years 2009-2011.

Tabela 11 a. Zestawienie wyników badań z lat 2008-2010 wykonanych na terenie PNGS i otuliny.
Table 11 a. Summary of results from the years 2008-2010, made in PNGS area and buffer zone.

Nr ID	Współrzędne układ 92		Data Analizy	Wiek pięta wodonośnego	Mineralizacja ogólna [mg/l]	Zasadność ogólna [meq/l]	HCO ₃ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Fe _{og} [mg/l]	Mn [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	NH ₄ ⁺ [mg/l]	NO ₂ [mg/l]	PO ₄ ³⁻ [mg/l]	F [mg/l]
	X	Y																			
1	314036,2	293250,6	2008-05-28	Cr	61	0,35	21,36	9,10	4,96	5,20	14,02	1,21	n.a.	n.a.	0,110	n.a.	5,30	<0,1	0,013	n.a.	n.a.
2	309347,4	293390,4	2008-05-28	Cr	112	0,90	54,91	12,50	3,47	9,40	24,05	0,60	n.a.	n.a.	0,030	n.a.	7,40	<0,1	0,010	n.a.	n.a.
3	313827,7	294200,4	2008-05-28	Cr	137	0,89	54,31	22,00	9,51	9,30	32,06	0,61	n.a.	n.a.	0,020	n.a.	9,00	<0,1	0,012	n.a.	n.a.
4	323576	291903,7	2008-05-28	Cr	145	1,30	79,32	12,70	4,11	6,80	34,07	1,82	n.a.	n.a.	0,030	n.a.	6,50	<0,1	0,098	n.a.	n.a.
5	310618,6	294430,7	2008-05-28	Cr	63	0,10	6,10	14,10	3,75	20,50	11,02	1,58	n.a.	n.a.	0,060	n.a.	6,30	<0,1	0,066	n.a.	n.a.
6	309347,4	293390,4	2008-05-28	Cr	37	0,05	3,05	5,80	4,25	3,50	11,02	0,60	n.a.	n.a.	0,410	n.a.	8,40	<0,1	0,001	n.a.	n.a.
7	310618,6	294379,5	2008-05-28	Cr	77	0,50	30,51	9,90	3,54	9,20	15,03	1,82	n.a.	n.a.	0,030	n.a.	7,10	<0,1	0,016	n.a.	n.a.
8	330006,6	330633,1	2008-10-30	Cr	208	2,00	122,04	24,00	1,77	8,41	48,10	0,61	0,58	0,23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
9	337124,3	327953,3	2008-10-30	Cr	126	0,70	42,71	32,00	4,25	9,74	27,05	4,86	2,56	0,82	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
10	343871,1	323796,4	2008-10-30	Cr	112	0,60	36,61	26,00	6,38	7,97	17,03	12,16	3,12	1,07	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
11	340369	325391,1	2008-10-30	Cr	208	1,90	115,93	24,00	6,38	10,07	47,09	0,61	0,42	0,16	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
12	334255	322213,3	2008-10-30	Cr	86	0,50	30,51	18,20	4,96	7,06	20,04	3,76	1,38	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
13	325266,6	327374,7	2008-10-30	Cr	130	1,10	67,12	14,10	3,54	11,40	28,06	5,47	0,23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
14	325659,9	325192,8	2008-10-30	P	220	2,10	128,14	26,00	4,96	9,77	29,06	13,98	7,59	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
15	337154,5	320973,2	2008-10-30	Cr	98	0,60	36,61	19,50	4,96	11,40	18,03	3,04	4,14	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
16	309807,9	286073,7	2009-06-09	Q-Cr	183	1,35	82,38	42,09	2,52	7,55	26,20	5,40	5,00	3,00	0,050	0,040	9,20	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
17	312045,8	294384	2009-06-09	Cr	564	4,70	286,80	91,94	2,31	<0,05	63,10	3,30	108,00	1,30	0,720	0,025	7,00	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
18	304644,7	288390,2	2009-06-09	Cr	135	2,05	17,38	22,21	15,04	8,52	34,50	5,00	19,00	3,50	0,140	0,040	8,50	1,000	<0,05	<0,05	<0,05
19	322965,4	287408,4	2009-06-09	Cr	107	0,40	24,41	30,48	13,21	6,35	17,10	1,10	2,50	3,20	0,060	0,030	8,60	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
20	311618,3	286153,4	2009-06-09	Cr	281	3,10	181,16	19,29	1,51	2,85	61,30	3,00	5,20	0,50	0,130	0,050	6,10	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
21	308690,1	290894,8	2009-06-09	Q-Cr	91	0,35	21,36	29,03	2,66	8,82	11,40	2,40	0,40	2,70	0,090	0,010	11,60	0,400	<0,05	<0,05	<0,05
22	312275,8	285445,7	2009-06-09	Cr	224	2,45	149,50	14,72	1,33	6,04	40,40	3,80	1,10	1,30	0,070	0,025	5,70	0,050	0,050	0,050	0,050

Tabela 11 b. Zestawienie wyników badań z lat 2008-2010 wykonanych na terenie PNGS i otuliny.
Table 11 b. Summary of results from the years 2008-2010, made in PNGS area and buffer zone.

Nr ID	Współrzędne układ 92		Wiek pięta wodonośnego	Data analizy	Mineralizacja ogólna [mg/l]	Zasadowość ogólna [meq/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Fe _{og} [mg/l]	Mn [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	NH ₄ ⁺ [mg/l]	NO ₂ ⁻ [mg/l]	PO ₄ ³⁻ [mg/l]	F ⁻ [mg/l]
	X	Y																			
23			Cr	2009-06-09	202	1,95	119,00	23,69	2,80	6,90	30,90	5,60	1,90	2,30	0,030	0,030	7,40	1,900	<0,05	<0,05	<0,05
24	307808,9	291417,3	Cr	2009-06-09	452	5,90	360,02	23,60	2,77	7,46	46,90	2,50	1,10	0,90	0,085	0,050	5,90	0,700	<0,05	<0,05	<0,05
25	305966,2	293237,6	Cr	2009-06-09	235	2,45	149,50	17,06	6,15	<0,05	45,60	2,20	5,50	3,70	0,140	0,020	5,60	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
26	315693,6	287076,6	Cr	2009-06-09	176	1,55	94,58	19,44	8,80	7,02	28,90	3,60	4,30	3,90	0,100	0,050	5,40	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
27	306993,9	287820,7	Cr	2009-06-09	204	1,90	115,94	24,12	3,08	7,37	31,80	5,80	4,40	3,00	0,050	0,010	8,20	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
28	307128,2	293326,6	Cr	2009-06-09	131	0,95	57,97	23,98	1,71	8,71	25,70	1,00	3,80	0,80	0,060	0,040	7,30	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
29	305153	292022,7	Cr	2009-06-09	303	2,95	180,01	30,83	3,15	8,10	66,10	1,00	3,80	0,80	0,040	0,020	8,90	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
30	314598	285393,2	Cr	2009-06-09	402	3,60	219,67	53,17	9,95	12,75	90,60	3,10	5,20	1,20	0,060	0,030	6,10	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
31	313553,7	287637	Cr	2009-06-09	116	1,10	66,20	3,97	3,82	<0,05	6,10	0,10	16,30	15,80	0,270	0,020	3,10	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
32	313592,8	288742,8	Cr	2009-06-09	105	0,70	42,71	24,11	1,90	5,66	19,40	1,10	2,70	1,10	0,030	0,040	5,90	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
33			Cr	2009-06-09	286	2,85	173,91	31,18	2,42	5,85	57,80	3,60	2,50	1,40	0,070	0,030	7,40	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
34	313260,5	287709,7	Cr	2009-06-09	368	3,90	237,98	19,16	6,24	9,02	69,70	4,50	10,80	3,60	0,030	0,040	6,90	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
35	309495,5	289098,5	Cr	2009-06-09	179	1,65	100,68	25,29	1,94	8,46	26,60	6,00	1,40	1,30	0,160	0,010	7,10	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
36	317367	295926,9	P	2009-06-09	405	3,80	231,88	27,95	10,68	35,78	75,20	9,50	2,30	1,10	0,050	0,020	10,60	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
37	306624,2	286444,3	Q-Cr	2009-06-09	221	2,15	131,19	22,85	3,32	6,97	36,40	5,70	2,20	2,90	0,070	0,015	8,20	1,600	<0,05	<0,05	<0,05
38	306578,8	289353,4	Cr	2009-06-09	107	0,35	21,36	18,80	3,45	39,27	7,20	1,50	3,20	2,40	0,050	0,040	9,60	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
39	309412,5	290754	Cr	2009-06-09	292	3,20	195,26	19,80	1,98	4,68	59,00	3,80	1,40	0,70	0,055	0,020	5,50	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
40	317961,5	286938,9	Cr	2009-06-09	350	3,70	225,77	21,14	4,82	10,44	71,80	3,60	1,20	1,00	0,010	0,020	9,70	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
41	323046,2	286915	Cr	2009-06-09	652	3,05	186,11	n.a.	242,20	9,53	121,30	8,30	68,90	10,10	0,710	0,010	4,50	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
42	312697,6	294744,6	Cr	2009-06-09	184	1,70	103,73	22,28	2,35	7,88	37,50	1,20	1,55	0,70	0,040	0,010	6,90	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
43	317812,9	287946,6	Cr	2009-08-13	82	0,45	27,46	20,85	2,23	5,41	13,10	0,80	2,40	1,10	n.a.	n.a.	6,80	<0,05	1,560	<0,05	<0,05

Tabela 11 c. Zestawienie wyników badań z lat 2008-2010 wykonanych na terenie PNGS i otuliny
 Table 11 c. Summary of results from the years 2008-2010, made in PNGS area and buffer zone.

Nr ID	Współrzędne uklad 92		Wiek pięta wodonośnego	Data analizy	Minalizacja ogólna [mg/l]	Zasadowość ogólna [meq/l]	HCO ₃ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Fe _{og} [mg/l]	Mn [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	NH ₄ ⁺ [mg/l]	NO ₂ [mg/l]
	X	Y																	
44	317256,5	288543,4	Cr	2009-08-13	110	0,70	42,71	25,81	2,40	5,88	19,30	1,10	2,30	1,00	6,70	0,050	2,430	0,050	0,050
45	317956,7	286942,4	Cr	2009-08-13	357	3,65	222,72	22,36	6,18	12,99	74,40	3,70	1,10	1,40	8,50	<0,05	3,360	<0,05	<0,05
46	314380,6	290931,6	Cr	2009-08-13	47	0,35	21,36	8,88	2,05	1,91	9,60	0,60	0,34	0,50	n.a	0,200	1,910	<0,05	<0,05
47	312370,7	291646	Cr	2009-08-13	91	0,45	27,46	21,05	3,55	10,15	16,30	0,70	2,60	1,10	6,20	<0,05	1,630	<0,05	<0,05
48	312213,7	291366,8	Cr	2009-08-13	45	0,41	25,20	6,09	1,67	6,93	1,00	0,20	0,40	1,00	n.a	<0,05	2,660	<0,05	<0,05
49	313553,7	287637	Cr	2009-08-27	208	1,95	118,99	33,00	4,30	7,99	35,60	1,20	0,60	0,60	6,20	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
50			Cr	2009-11-19	38	0,10	6,10	19,51	2,69	1,68	6,00	0,70	n.a.	0,40	n.a.	n.a.	1,400	n.a.	n.a.
51			Cr	2009-11-19	31	0	0	6,76	1,85	10,22	0,90	0,20	n.a.	0,90	n.a.	0,200	9,950	n.a.	n.a.
52			Cr	2009-11-19	322	0,70	42,71	19,67	114,10	8,10	34,10	2,50	91,30	2,30	n.a.	n.a.	7,220	n.a.	n.a.
53	322968	287358,2	Cr	2010-03-08	103	0,25	15,26	29,19	13,63	8,57	18,43	1,36	4,64	3,39	8,80	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
54	317240,2	288628,5	Cr	2010-03-08	97	0,64	39,06	20,65	1,84	5,15	19,71	1,3	0,76	1,02	7,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
55	308690,1	290894,8	Cr	2010-03-08	143	1,40	85,42	12,99	1,54	6,65	29,1	1,49	0,95	0,77	4,20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
56	306578,8	289353,4	Cr	2010-03-08	58	0,18	10,98	20,30	1,91	5,55	7,01	1,62	1,02	2,14	7,50	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
57	305153	292022,7	Cr	2010-03-08	174	1,60	97,63	20,88	2,18	4,54	38,24	0,88	2,51	0,58	6,60	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
58	307128,2	293326,6	Q-Cr	2010-03-08	124	1,00	61,02	21,56	1,65	8,46	26,42	1,25	0,44	1,05	2,30	n.a.	0,160	n.a.	n.a.
59	311053	293722,9	Cr	2010-03-08	182	1,50	91,53	23,85	4,37	10,50	39,58	0,97	2,76	0,73	6,90	n.a.	0,790	n.a.	n.a.
60	312696,6	294756,9	Cr	2010-03-08	175	1,60	97,63	21,01	2,38	6,01	36,91	1,22	1,25	0,83	7,60	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
61	317346	295933,2	P	2010-03-08	341	3,80	231,88	10,09	10,26	30,24	18,56	22,22	5,18	1,14	11,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
62	321337,3	284919,7	Cr	2010-03-08	100	0,65	39,66	19,98	3,31	4,10	14,62	2,28	5,56	1,76	8,90	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
63	302668,2	287641,7	Cr	2010-03-08	326	3,40	207,46	28,02	4,94	13,08	39,81	17,31	3,41	1,37	9,80	n.a.	0,83	n.a.	n.a.
64	340101,9	317630,1	Cr	2010-03-08	295	3,60	219,67	18,63	5,03	9,07	6,22	22,37	3,13	1,02	10,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
65	317240,2	288628,5	Cr	2010-06-01	81	0,45	27,46	21,39	2,58	5,66	17,35	0,93	5,74	0,71	7,10	0,01	0,01	<0,01	<0,01

Tabela 11 d. Zestawienie wyników badań z lat 2008-2010 wykonanych na terenie PNGS i otuliny.
Table 11 d. Summary of results from the years 2008-2010, made in PNGS area and buffer zone.

Nr ID	Współrzędne układ 92		Wiek pięta wodonośnego	Data analizy	Minalizacja ogólna [mg/l]	Zasadowość ogólna [meq/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Fe _{og} [mg/l]	Mn [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	NH ₄ ⁺ [mg/l]	NO ₂ ⁻ [mg/l]
	X	Y																	
66	307128,2	293326,6	Cr	2010-06-01	115	0,85	51,87	20,82	1,39	7,62	26,56	1,06	5,03	0,58	6,00	0,01	0,01	0,01	0,01
67	317346,0	295933,2	P	2010-06-01	429	3,70	225,77	29,65	8,76	1,96	89,33	10,69	26,30	0,57	11,20	0,86	0,01	<0,01	<0,01
68	317346,0	295933,2	P	2010-06-01	341	3,60	219,67	1,80	0,53	18,78	76,93	9,21	26,90	0,63	11,50	0,01	0,01	<0,01	<0,01
69	317965,0	286937,7	Cr	2010-06-01	343	3,60	219,67	18,86	3,95	6,11	70,15	3,38	13,49	0,55	10,00	0,01	0,52	<0,01	<0,01
70	318165,7	291495,1	Cr	2010-06-01	185	1,90	115,93	6,50	0,60	1,14	44,19	2,36	11,35	0,99	6,70	0,01	0,08	<0,01	<0,01
71	318835,8	292681,5	Cr	2010-06-01	135	0,45	27,46	55,77	4,74	3,78	28,71	2,10	9,26	1,98	9,60	0,01	0,39	<0,01	<0,01
72	317115,0	293800,3	Cr	2010-06-01	90	0,15	9,15	45,16	4,00	0,84	14,60	2,26	11,18	2,36	9,20	0,01	0,17	<0,01	<0,01
73	320501,5	290405,8	Cr	2010-06-01	70	0,24	14,64	30,38	2,59	0,46	9,67	2,17	9,10	0,88	9,10	0,01	0,01	<0,01	<0,01
74	320536,3	288422,9	Cr	2010-06-01	216	2,20	134,24	7,43	0,63	1,05	52,19	2,25	15,12	0,76	9,20	0,01	0,01	<0,01	<0,01
75	321644,8	285726,0	Cr	2010-06-01	432	4,95	302,05	8,86	1,53	0,56	97,95	1,82	13,33	0,73	6,90	0,01	0,11	<0,01	<0,01
76	322517,9	285643,2	Cr	2010-06-01	222	2,10	128,14	6,96	3,02	3,02	60,21	2,84	14,10	1,15	11,60	0,01	0,17	<0,01	<0,01
77	309413,5	290761,8	Cr	2010-06-01	58,46	0,15	9,15	24,52	1,87	3,94	8,92	1,64	7,00	1,09	6,00	0,01	0,18	<0,01	<0,01
78	315855,4	291849,1	Cr	2010-06-01	30,64	0,00	0,00	13,64	1,14	2,06	5,02	0,90	7,05	0,66	n.a.	0,01	0,17	<0,01	<0,01
79	317567,3	291690,5	Cr	2010-06-01	87,95	0,54	32,95	20,62	2,68	5,78	18,11	0,74	5,55	0,77	6,60	0,01	0,21	<0,01	<0,01
80	314986,5	288827,3	Cr	2010-06-01	99	0,80	48,81	17,67	1,60	4,07	19,16	1,35	5,01	0,55	7,30	0,01	0,19	<0,01	<0,01
81	315695,2	290072,1	Cr	2010-06-01	188	1,90	115,93	6,83	0,90	0,67	48,18	1,30	11,23	0,53	7,90	0,01	0,13	<0,01	<0,01
82	318073,4	287813,0	Cr	2010-06-01	68	0,35	21,36	19,35	1,65	4,36	13,30	0,80	6,24	0,80	7,00	0,01	0,01	<0,01	<0,01
83	316365,6	286551,4	Cr	2010-06-01	110	0,95	57,97	9,99	2,72	5,31	21,16	1,39	8,44	2,21	4,10	0,01	0,28	<0,01	<0,01
84	316035,5	295394,7	Cr	2010-06-01	137	1,13	68,96	19,43	2,33	4,13	29,41	1,28	9,17	0,94	7,90	0,01	0,25	<0,01	<0,01
85	313245,1	295370,6	Cr	2010-06-01	186	1,85	112,89	6,40	0,65	1,53	47,37	1,70	13,43	0,56	9,00	0,01	0,10	<0,01	<0,01
86	313893,0	295625,8	Cr	2010-06-01	252	2,60	158,65	2,12	0,17	0,48	67,35	2,55	17,57	0,40	6,90	0,01	0,04	<0,01	<0,01
87	322968,0	287358,2	Cr	2010-10-21	88	0,23	14,04	28,71	11,21	6,35	16,67	1,11	8,35	3,00	8,80	0,01	0,01	<0,01	<0,01

Tabela 11 e. Zestawienie wyników badań z lat 2008-2010 wykonanych na terenie PNGS i otuliny.
Table 11 e. Summary of results from the years 2008-2010, made in PNGS area and buffer zone.

Nr ID	Współrzędne układ 92		Wiek pięta wodonośnego	Data analizy	Mineralizacja ogólna [mg/l]	Zasadowość ogólna [meq/l]	HCO ₃ ⁻ [mg/l]	SO ₄ ²⁻ [mg/l]	Cl ⁻ [mg/l]	NO ₃ ⁻ [mg/l]	Ca ²⁺ [mg/l]	Mg ²⁺ [mg/l]	Na ⁺ [mg/l]	K ⁺ [mg/l]	Fe _{og} [mg/l]	Mn [mg/l]	SiO ₂ [mg/l]	NH ₄ ⁺ [mg/l]	NO ₂ ⁻ [mg/l]
	X	Y																	
88	317240,2	288628,5	Cr	2010-10-21	85	0,52	31,74	21,51	1,69	5,66	17,47	0,97	5,13	0,67	7,10	0,01	0,21	<0,01	<0,01
89	308690,1	290894,8	Cr	2010-10-21	264	2,80	170,88	19,40	1,87	4,68	55,10	3,69	10,11	0,55	5,70	0,01	0,01	<0,01	<0,01
90	306578,8	289353,4	Cr	2010-10-21	54	0,20	12,21	17,37	2,44	39,27	6,86	1,46	4,80	2,18	9,20	0,01	0,13	<0,01	<0,01
91	305153,0	292022,7	Cr	2010-10-21	335	3,70	225,81	26,58	3,08	8,10	62,67	1,05	9,66	0,40	8,10	0,01	0,01	<0,01	<0,01
92	307128,2	293326,6	Cr	2010-10-21	120	0,96	58,59	21,44	1,45	8,71	26,05	0,01	4,48	0,60	6,70	0,01	0,13	<0,01	<0,01
93	311053,0	293722,9	Cr	2010-10-21	247	2,46	150,13	30,20	2,42	5,48	52,15	0,67	3,71	0,53	6,70	0,01	1,23	<0,01	<0,01
94	312696,6	294756,9	Cr	2010-10-21	198	1,85	112,91	26,23	2,53	7,88	42,33	1,29	5,63	0,58	6,60	0,01	0,16	<0,01	<0,01
95	317346,0	295933,2	P	2010-10-21	349	3,90	238,02	14,57	9,25	35,78	44,00	5,53	15,93	2,14	10,90	0,01	0,39	<0,01	<0,01
96	321337,3	284919,7	Cr	2010-10-21	145	1,40	85,44	16,11	2,82	3,03	23,66	3,14	9,63	1,34	8,80	0,01	0,01	<0,01	<0,01
97	302668,2	287641,7	Cr	2010-10-21	308	3,60	219,71	22,40	3,92	7,46	31,78	12,57	9,05	0,81	9,50	0,01	0,01	<0,01	<0,01
98	317965,0	286937,7	Cr	2010-10-21	307	3,60	219,71	13,11	3,60	10,44	51,97	2,69	9,42	0,47	9,50	0,01	0,01	<0,01	<0,01
99	318150,7	291493,4	Cr	2010-10-21	211	2,10	128,16	23,37	2,07	5,79	44,09	1,48	4,98	1,30	7,30	0,01	0,01	<0,01	<0,01
100	314598,0	285393,2	Cr	2010-10-21	405	3,50	213,61	53,94	11,59	12,75	96,23	3,33	16,68	0,86	7,90	0,01	0,01	<0,01	<0,01
101	319424,0	294242,5	P	2010-10-21	354	3,60	219,71	21,78	7,32	29,38	53,84	9,11	11,84	1,17	10,80	0,01	0,01	<0,01	<0,01
102	310504,9	294378,0	Cr	2010-10-21	101	0,57	34,79	26,36	1,85	20,50	22,62	0,68	5,73	0,54	5,90	0,01	0,01	<0,01	<0,01
103	321053,5	290804,3	Q-Cr	2010-10-21	49	0,31	18,92	11,09	2,15	3,65	6,32	0,83	4,78	1,39	6,40	0,01	0,24	<0,01	<0,01
104	303804,2	290539,2	Q-Cr	2010-10-21	580	6,20	378,39	28,49	24,50	9,58	80,97	7,51	34,35	15,42	10,70	0,01	0,42	<0,01	<0,01
105	312977,0	287813,2	Q-Cr	2010-10-21	718	4,00	244,12	24,00	43,15	158,94	102,59	13,78	59,59	62,94	13,60	0,01	1,99	7,20	<0,01
106	311360,9	291120,1	Q-Cr	2010-10-21	221	2,40	146,47	12,84	1,00	4,13	41,70	2,04	5,34	6,91	6,50	0,01	0,13	0,01	<0,01
107	316048,0	296362,3	Q-Cr	2010-10-21	377	3,90	238,02	18,17	6,52	38,17	62,06	1,37	11,13	1,91	14,70	0,01	0,01	0,01	<0,01

przyjmują w badanych wodach niskie wartości (**tab. 12**). Niekiedy obserwuje się natomiast nieznacznie podwyższone stężenia żelaza i manganu oraz jonów amonowych i azotynowych (**tab. 12**). Analiza jakości tych wód przeprowadzona dla wybranych reprezentatywnych źródeł wykazała, że wody te, ze względu na zawarte w nich stężenia poszczególnych parametrów, zaliczają się do wód o dobrym stanie chemicznym (klasa jakości wód I, II, III) według Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych (Rozporządzenie Ministra Środowiska 2008).

Wody podziemne piętra permskiego występujące w granicach otuliny PNGS w okolicach wsi Ratno Górne charakteryzowały się typem wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowym, średnią mineralizacją ogólną wynoszącą 368 mg/dm³ i odczynem wynoszącym 727. Ilościowo w wodach tych dominowały aniony wodorowęglanowe (średnio 228 mg/dm³), wapniowe (średnio 60 mg/dm³) oraz magnezowe (średnio 11 mg/dm³). Generalnie wody te wykazywały się większą niż wody piętra kredowego jednorodnością charakteru chemicznego (**ryc. 9**). Wody piętra czwartorzędowo-kredowego (ujmowane głównie studniami kopanymi w obszarze otuliny PNGS), były z kolei wodami o typach wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-sodowych lub wodorowęglanowo-wapniowych, niekiedy w podwyższonych stężeniach stwierdzano jony chlorkowe (max 43 mg/dm³), potasowe (max 63 mg/dm³) oraz fosforanowe (max 7,2 mg/dm³), średnie pH wynosiło 6,91. Wizja lokalna w wypadku tych ujęć wód podziemnych wykazała wpływ lokalnych, bytowych ognisk zanieczyszczeń.

Tło hydrogeochemiczne piętra kredowego

W wyniku wcześniej prowadzonych prac nie udało się określić tła hydrogeochemicznego piętra kredowego dla całego obszaru Gór Stołowych, jedyne dostępne wyniki zakresu tła zostały ustalone dla wydzielonych fragmentów tego obszaru (Staško i inni 2008; Kłonowski i Wojtkowiak 2000 a,b). W związku z tym na podstawie wyników analiz chemicznych zebranych w utworzonej dla PNGS i jego otuliny bazy danych z lat 1955-2010 zdecydowano się na wyznaczenie tła hydrogeochemicznego dla mineralizacji ogólnej, odczynu (pH), jonów wapniowych, magnezowych, sodowych, potasowych, wodorowęglanowych, siarczanowych, chlorkowych, fluorkowych, azotanowych, azotynowych, amonowych, żelaza ogólnego oraz krzemionki. Statystyczna analiza licznosci i zmienności zbiorów danych oraz analiza wykresów probabilistycznych wykazała, że zasadne będzie przyjęcie dla wszystkich wskaźników zakresu tła pomiędzy 10 a 90 percentylem populacji danych. Zakres ten jest polecany przez Macioszczyk (1987). Porównując uzyskane zakresy tła z tłem naturalnym dla zwykłych wód podziemnych Polski wyznaczonym przez Witczaka i Adamczyka (1995) (**tab. 13**) można zauważyć, że dla większości wskaźników chemicznych tło cząstkowe mieści się w zakresie wyznaczonym przez tych autorów. Jedynie w wypadku jonów azotanowych i azotynowych oraz żelaza ogólnego górna granica tła dla wód podziemnych piętra kredowego obszaru Gór Stołowych jest podwyższona. Dla odczynu wód zakres tła cząstkowego wykracza poza dolną granicę wyznaczoną dla wód Polski.

Tabela 12. Podstawowe parametry statystyczne wskaźników składu chemicznego zwykłych wód podziemnych piętra kredowego (w mg/dm³) – na podstawie analiz z lat 2008-2010 – obszar PNGS i jego otuliny.

Table 12. Main statistical parameters of the indicators of the chemical composition of fresh groundwater of Cretaceous multiaquifer formation (mg/dm³) – based on analysis from the years 2008-2010 – PNGS and buffer zone.

Wskaźnik Indicator	Średnia Average	Mediana Median	Minimum Minimum	Maksimum Maximum	Standardowe odchylenie Standard deviation
Mineralizacja og.	187	174	31	432	99
HCO ₃ ⁻	100,9	88,5	3,1	302,1	77,2
SO ₄ ²⁻	21,3	20,8	2,1	55,8	10,2
Cl ⁻	3,8	2,6	0,2	15,0	3,3
Ca ²⁺	35,7	29,4	5,0	97,9	22,6
Mg ²⁺	2,7	1,6	0,01	22,4	3,5
Na ⁺	5,9	5,0	0,2	19,0	4,5
K ⁺	1,3	1,0	0,4	4,3	0,9
NO ₃ ⁻	6,10	5,78	<0,01	20,1	3,69
NH ₄ ⁺	0,06	0,01	<0,01	1,60	0,21
NO ₂ ⁻	0,11	0,05	<0,01	1,23	0,22
PO ₄ ³⁻	-	-	<0,01	<0,01	-
F ⁻	-	-	<0,01	<0,01	-
SiO ₂	8,0	7,6	2,3	34,3	3,7
Fe _{og}	0,13	0,06	0,01	0,71	0,17
Mn	0,06	0,03	0,01	0,80	0,17

Tabela 13. Tło hydrogeochemiczne wód zwykłych piętra kredowego PNGS i otuliny PNGS dla wybranych wskaźników chemicznych (w mg/dm³) w porównaniu do zakresów wyznaczonych dla zwykłych wód podziemnych obszaru Polski wg Witczaka i Adamczyka (1995)

Table 13. Hydrogeochemical background of fresh groundwater of Cretaceous multiaquifer formation in PNGS and in buffer zone for selected chemicals indicators (mg/dm³) compared to ranges set for fresh groundwaters of Poland by Witczak and Adamczyk (1995).

Wskaźnik Indicator	Liczba próbek Number of samples	Zakres tła dla danych z okresu 1955-2011 Range of hydrogeochemical background for years 1955-2011	Tło naturalne Natural hydrogeochemical background (Witczak i Adamczyk 1995)
Mineralizacja og.	294	87 – 827	b. d.
pH	398	5,67 - 7,53	6,5 - 8,5
HCO ₃ ⁻	262	36,6 - 575,3	b. d.
SO ₄ ²⁻	295	15,0 - 49,8	5,0 - 60
Cl ⁻	297	3,0 - 14,0	2,0 - 60
Ca ²⁺	282	14,6 - 113,3	2 - 200
Mg ²⁺	282	1,4 - 36,2	0,5 - 50
Na ⁺	247	1,5 – 45	1,0 - 60
K ⁺	249	0,8 - 4,4	0,5 - 10
NH ₄ ⁺	223	0,025 - 0,70	0,0-1,028
NO ₃ ⁻	234	0,1 - 11,8	0,0 - 4,42
NO ₂ ⁻	165	0,005 - 1,56	0,0 - 0,044
F ⁻	198	0,25 - 0,025	0,05 - 0,5
SiO ₂	240	2,2 - 8,9	1,0 - 30
Fe _{og}	257	0,05 - 6,40	0,002-5,0

b. d. – brak danych

Badanie składu izotopowego wód

W obszarze zbiornika kredowego PNGS oraz jego otuliny istnieje niewiele publikowanych analiz składu izotopowego wód. Nieliczne oznaczenia stabilnych izotopów tlenu i wodoru zawierają prace Ciężkowskiego i Kryzy (1989) i Ciężkowskiego (1990). W związku z tym w ramach niniejszego opracowania skład izotopów trwałych tlenu i wodoru w cząsteczkach wody zanalizowano dla 14 próbek wód piętra kredowego oraz 2 próbek piętra permskiego w 2010 roku (tab. 14). W wodach piętra kredowego wartości $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ kształtowały się w zakresie od -10,6 do -9,9 ‰, natomiast $\delta^2\text{H}(\text{H}_2\text{O})$ w zakresie od -75 do -60 ‰. Wartości powyższe dla wód piętra permskiego wynosiły odpowiednio od ok. -10 ‰ $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ oraz -64 ‰ $\delta^2\text{H}(\text{H}_2\text{O})$. Uzyskane wartości delt wskazują na meteoryczne (infiltracyjne) pochodzenie wszystkich badanych wód (Ciężkowski 1990). Obserwując zależności pomiędzy wysokością położenia punktu drenażu wód a składem izotopowym tlenu w cząsteczkach wody w odniesieniu do tzw. linii sudeckiej (Ciężkowski i Kryza 1989) można stwierdzić, że najcięższe izotopowo są wody pochodzące według lokalizacji na mapie geologicznej, z t.zw. górnego kredowego horyzontu wodonośnego (źródła nr. F, G, O) oraz piętra permskiego (nr. E, I). W wypadku punktów górnego horyzontu kredowego może to świadczyć o możliwości zasilania tego poziomu wodonośnego z poziomów zasilanych infiltracyjnie na nieco niższych wysokościach lub o rzeczywistym drenowaniu przez te źródła dolnego horyzontu kredowego. W wypadku pozostałych badanych punktów skład izotopowy tlenu wskazuje na wysokość zasilania nieco wyższą niż lokalizacja punktu drenażu.

Badania modelowe

Ze względu na ograniczenia finansowe w Projekcie realizacja tego zadania została ograniczona do konstrukcji modelu pojęciowego występowania i krążenia wód w masywie skalnym Gór Stołowych wraz z numerycznymi mapami warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznych.

Góry Stołowe stanowią owalną strukturę geologiczną o rozciągłości NW-SE zgodną z podłużnym rozprzestrzenieniem Sudetów. Jej długość wynosi około 18 km a szerokość 8 km w jej części centralnej i około 5 km na jej krańcach.

Rozpoznanie warunków hydrogeologicznych na obszarze Gór Stołowych związane jest z odwierceniem szeregu otworów dla potrzeb wodociągowych jak również badań geologicznych i hydrogeologicznych, ujęć wód mineralnych oraz obserwacją naturalnych wpływów wód podziemnych na powierzchnię terenu. Występowanie wód podziemnych na obszarze PNGS związane jest z kilkoma piętrami strukturalno-wiekowymi:

- czwartorzędowo-kredowym,
- kredowym,
- permskim,
- karbońskim,
- paleozoiczno-protoroizycznym.

Piętro kredowe buduje większość obszaru Parku i ma główne znaczenie dla funkcjonowania różnych ekosystemów. Wody podziemne piętra kredowego tworzą jeden kompleks wodonośny, w obrębie, którego można wydzielić szereg zbiorników wód podziemnych oraz warstwy je rozdzielające. Właściwości tych zbiorników, ich zasięg, miąższość i wewnętrzna budowa zależą od geologicznych warunków obszaru, składu litologicznego oraz tektoniki.

Tabela 14. Skład izotopowy zwykłych wód podziemnych pięter kredowego i permńskiego na podstawie analiz z roku 2010 – obszar PNGS i jego otuliny.

Table 14. The isotopic composition of fresh groundwaters of Cretaceous and Permian multiaquifer formations on the basis of analysis from 2010 year – PNGS area and buffer zone.

Nr Number	Wiek poziomu wodonośnego Aquifers age	Lokalizacja Location	Wysokość punktu [m n.p.m.] Altitude [m a.s.l.]	Współrzędne układ 92 Coordinates system 92		$\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$ [‰]	$\delta^2\text{H}(\text{H}_2\text{O})$ [‰]
				x	y		
A	Cr	otulina	402	322968,0	287358,2	-10,3	-77
B	Cr	otulina	566	313592,8	288742,8	-10,4	-75
C	Cr	PNGS	655	308690,1	290894,8	-10,6	-68
D	Cr	otulina	469	306578,8	289353,4	-10,2	-71
E	Cr	otulina	465	305153,0	292022,7	-10,5	-75
F	Cr	PNGS	743	307128,2	293326,6	-10,3	-66
G	Cr	otulina	787	311053,0	293722,9	-10,1	-62
H	Cr	PNGS	500	312697,6	294744,6	-10,3	-64
I	P	otulina	360	317367,0	295926,9	-10,0	-64
J	Cr	otulina	419	321337,3	284919,7	-10,4	-61
K	Cr	otulina	420	302668,2	287641,7	-10,1	-66
L	Cr	otulina	371	317961,5	286938,9	-10,5	-67
Ł	Cr	PNGS	525	318150,7	291493,4	-10,1	-66
M	Cr	otulina	525	314598,0	285393,2	-10,5	-67
N	P	otulina	368	319424,0	294242,5	-10,1	-64
O	Cr	PNGS	751	310504,9	294378,0	-9,9	-60

Gromadzenie wód w obrębie masywu skalnego następuje w przestrzeniach międzyziarnowych skał, których przeciętna porowatość wynosi 15,8% dla piaskowców i 5,0% dla mułowców. Przepływ wód następuje natomiast siecią szczelin, mającą w piaskowcach charakter oddzielności ciosowej. Średnia porowatość szczelinowa skał na obszarze PNGS wynosi 0,2% (Tarka 2006).

Dla rozpoznania struktury masywu kredowego Gór Stołowych ważna jest analiza rzędnej dolnej powierzchni kredy (tab. 2). Wynosi ona od 550 m n.p.m. w Darnkowie, 520 m n.p.m. w rejonie Wolan i Wambierzyc, 505 w rejonie Pasterki do 50-100 m n.p.m. na południowo-wschodnim krańcu Polanicy. W zachodniej części obszaru w Bukownie rzędne stropu wynoszą 465 m n.p.m. W centralnej części struktury rzędne wynoszą 400 m n.p.m. w Karłowie, 345 m n.p.m. w Łęczycach oraz 320 m n.p.m. w Batorowie. Na podstawie analizy rzędnej dolnej powierzchni kredy można zauważyć, że Góry Stołowe stanowią synklinę, której upad wynosi około 4 stopni. Oś synkliny obniża się w kierunku południowo-wschodnim pod kątem ponad 2 stopni. Podstawę utworów kredy stanowią w południowej części Gór Stołowych różne odmiany łupków łuszczkowych (staropaleozoiczne) i granitoidów (karbońskie granity kudowskie), a w północnej piaskowce i zlepieńce permskie.

Główne zbiorniki wód podziemnych w utworach kredy na obszarze Gór Stołowych tworzą:

- piaskowce cenomanu (piaskowiec z Chocieszowa)
- piaskowce turonu środkowego (piaskowiec Progu Radkowa)
- piaskowce turonu górnego (piaskowce Szczelińca-Skalniaka)

Poszczególne zbiorniki rozdzielone są zmiennej miąższości warstwami mułowcowo-iłowcowymi potocznie zwanymi „marglami”. Również w obrębie piaskowców mogą występować wkładki utworów o słabszej przepuszczalności. Najczęściej w ten sposób rozdzielone są piaskowce turonu środkowego na część górną i dolną. Lokalnie zbiorniki wód podziemnych mogą tworzyć spękane mułowce i iłowce.

Zbiornik wód podziemnych związany z piaskowcami ciosowymi górnego turonu występuje lokalnie w obrębie najwyższych masywów Gór Stołowych: Szczelińca, Skalniaka, Białych Ścian i Batorowa. Wody tego zbiornika zasilane są bezpośrednio opadami atmosferycznymi, charakteryzują się swobodnym zwierciadłem i drenowane są przez liczne źródła znajdujące się u podstawy masywów skalnych.

Zbiornik wód podziemnych w obrębie piaskowców środkowego turonu pojawia się w obrębie całego kompleksu wodonośnego, lecz cechuje się nierównomiernym wykształceniem. Wody w obrębie tego zbiornika charakteryzują się swobodnym zwierciadłem wody lub pod niewielkim ciśnieniem, nie wyższym od kilku metrów zalegającym na głębokości od 0 do około 100 m p.p.t. Miąższość tego zbiornika wynosi od kilkudziesięciu metrów w obszarach o silnym zróżnicowaniu morfologicznym do kilkunastu metrów na obszarach płaskich. Charakteryzuje się on słabszym zawodnieniem w stosunku do zbiornika cenomańskiego. Drenowany jest w kierunku południowo-wschodnim, czyli zgodnie z osią struktury, jednak niewielki fragment niecki Batorowa drenowany jest w kierunku północno-zachodnim, a północna, peryferyczna strefa niecki w kierunku północno-wschodnim (Grzegorzyc i inni 1993). Duże zróżnicowanie warunków hydrogeologicznych w obrębie tego zbiornika

związane jest z przebiegiem głównego uskoku Gór Stołowych. Brak jakichkolwiek wypływów wód podziemnych na powierzchnię terenu ze środkowego piaskowca ciosowego skrzydła wiszącego uskoku w tej strefie wskazują na znaczne obniżenie powierzchni piezometrycznej w tym zbiorniku w jego części północnej. Wskazuje to na infiltrujący charakter uskoku w jego skrzydle wiszącym. Natomiast po stronie południowej dyslokacji powierzchnia piezometryczna wykazuje zasilanie tego zbiornika od strony uskoku. Różnice naporów hydraulicznych między skrzydłami uskoku wynoszą 30-70 m na odcinku Karlów-Szczytna i stopniowo zmniejszają się, zanikając w rejonie Polanicy. Zmniejszanie się różnicy w naporach po obu stronach strefy uskoku jest związane z intensywnym drenażem wód z tego zbiornika na odcinku Wambierzyce-Wolany i obecnością dyslokacji poprzecznych w rejonie Polanicy (Kowalski 1983).

Zbiornik wód podziemnych związany z piaskowcami z Chocieszowa a miejscami również ze spękanyymi mułowcami dolnego turonu (np. w rejonie Szczytnej Zacisze) występuje na całym obszarze Gór Stołowych. Wyjątek stanowi wąska strefa wypiętrzenia podłoża krystalicznego zlokalizowanej na północ od Dusznik Zdroju, w obrębie, której brak jest osadów cenomanu. Zbiornik ten jest zazwyczaj izolowany od wyżej zalegających zbiorników przez słabo przepuszczalne skały mułowcowo-iłowcowe. W przypadku lokalnego braku tych skał w przekroju litologicznym lub ich silnego spękania, wody infiltrujące w głąb masywu zasilają bezpośrednio ten zbiornik tworząc z wyżej ległymi piaskowcami turonu środkowego wspólny zbiornik wód podziemnych (np. na północny-wschód od Łęczyc).

Średnia jego miąższość wynosi 16-40 m, zmienia się od 3-8 m w Darnkowie do 45-80 m w Pasterce, Bukowinie i Łęczycach. Wody tego zbiornika wodonośnego znajdują się pod ciśnieniem, które wynosi od kilku do 266 metrów (Polanica), przeciętnie wynosi kilkadziesiąt metrów.

Omawiany zbiornik cechuje się słabym zawodnieniem w części południowo-zachodniej i centralnej oraz znacznie wyższym w części północnej, na co wskazują duże objętości wód drenowanych przez strefy źródłowe występujące na obrzeżeniu struktury. Drenowany jest on w kierunku południowo-zachodnim, zachodnia część niecki Batorowa w kierunku północno-zachodnim, a fragment północny – na północny-wschód (Grzegorzcyk i inni 1993).

Charakter przepływu wód podziemnych różni się w poszczególnych zbiornikach. W zasadzie można wyróżnić przepływ lokalny i regionalny. Regionalny przepływ wód podziemnych jest charakterystyczny dla zbiornika występującego w piaskowcach z Chocieszowa. Prześledzić tu można przepływ wód od obszarów infiltracji do stref regionalnego drenażu wód podziemnych. Do infiltracji dochodzi przede wszystkim w odsłoniętych partiach zawodnionych zbiorników. Istotne jest również zasilanie wyżej ległych zbiorników w wyniku przesączania.

W Górach Stołowych generalny kierunek spływu wód wyznaczają strefy drenażu uwarunkowane morfologią i tektoniką, jak na to wskazują między innymi liczne źródła skupione po NE i SE stronie tych gór (Kowalski 1983). Oprócz bezpośredniego drenażu wód na obrzeżeniu Gór Stołowych prawdopodobny jest również głęboki drenaż do skał podłoża.

Lokalny przepływ wód związany jest z piaskowcami Szczelińca-Skalniaka oraz z lokalnymi zbiornikami występującymi w obrębie skał marglistych. Lokalny system krążenia związany jest również ze stropową częścią osadów kredy, w której może występować zawieszony poziom płytkich wód podziemnych. Drenaż systemu lokalnego następuje do cieków lokalnych, przez liczne źródła o niewielkiej wydajności. Wody tego systemu ujmowane są za pomocą studni kopanych i ujęć drenażowych.

Obraz rozkładu wybranych charakterystyk hydrogeologicznych i hydrochemicznych obszaru PNGS przedstawiono na mapach (ryc. 10 i 11).

WNIOSKI

Na podstawie dostępnych długookresowych obserwacji stanu zwierciadła wody, wydajności źródeł i odpływu rzecznoego nie obserwuje się znaczących stałych tendencji zmian zasobów wód podziemnych na obszarze Gór Stołowych.

Płytkie poziomy wodonośne wykazują regularne wahania roczne stanów, a poziom napełnienia zbiornika silnie uzależniony jest od warunków atmosferycznych. W głębszych poziomach wodonośnych wahania roczne są znacznie mniejsze i zaznaczają się wyraźnie tendencje długookresowe. W przypadku źródła w Szczytnej najniższe wydajności związane są z suszą z lat 1989-1994.

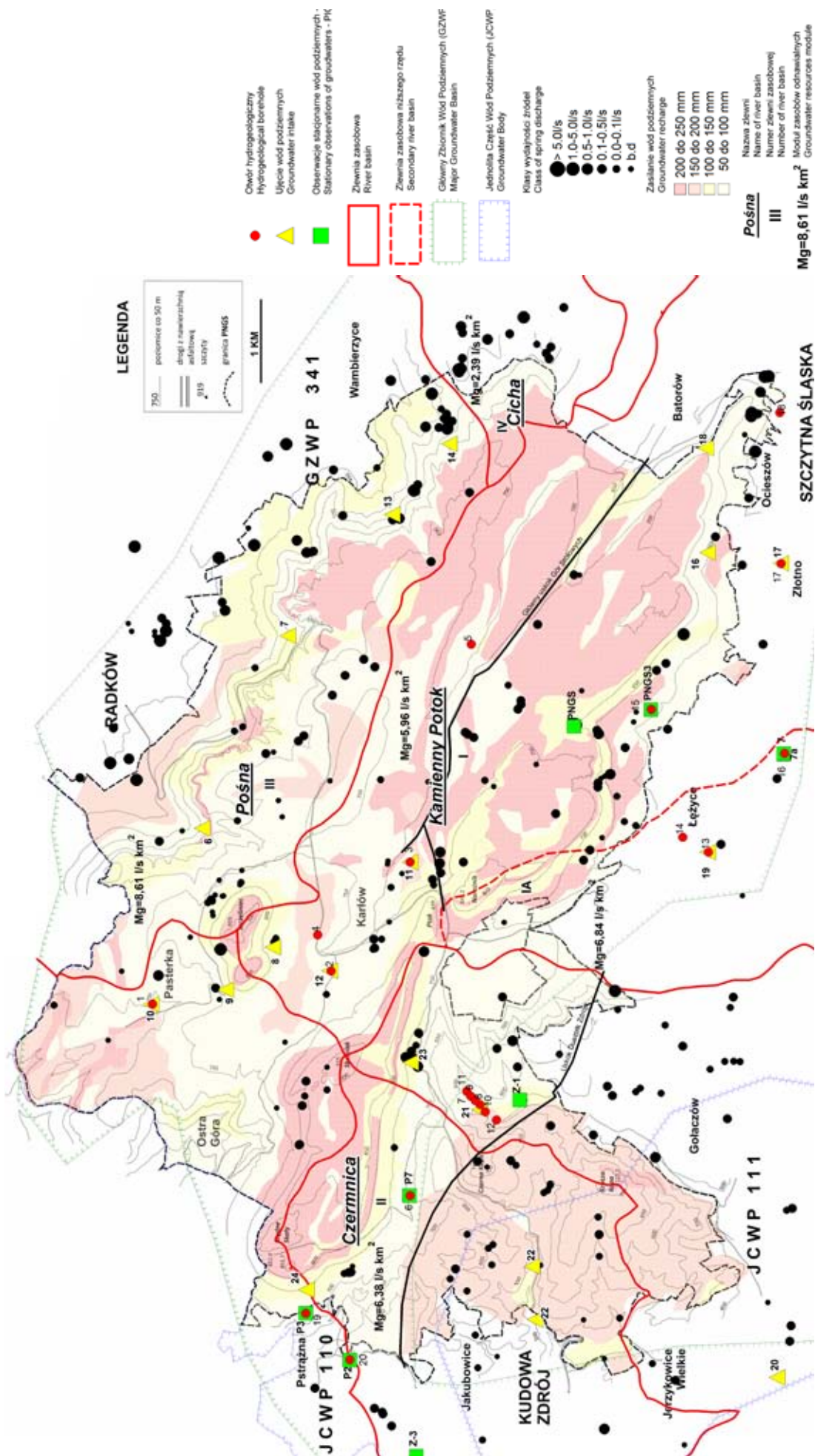
Na terenie PNGS nie istnieje sieć obserwacyjna wód podziemnych pozwalająca na śledzenie zmian zasobów wód podziemnych w poszczególnych zbiornikach i na całym obszarze Parku. Zasadnym wydaje się podjęcie starań mających na celu objęcie monitoringiem wszystkich ujęć głębinowych w granicach Parku oraz wybranych źródeł.

W wyniku kartowania hydrogeologicznego przeprowadzonego w latach 2008-2011 na powierzchni 105,15 km² zarejestrowano 382 wypływy wód podziemnych.

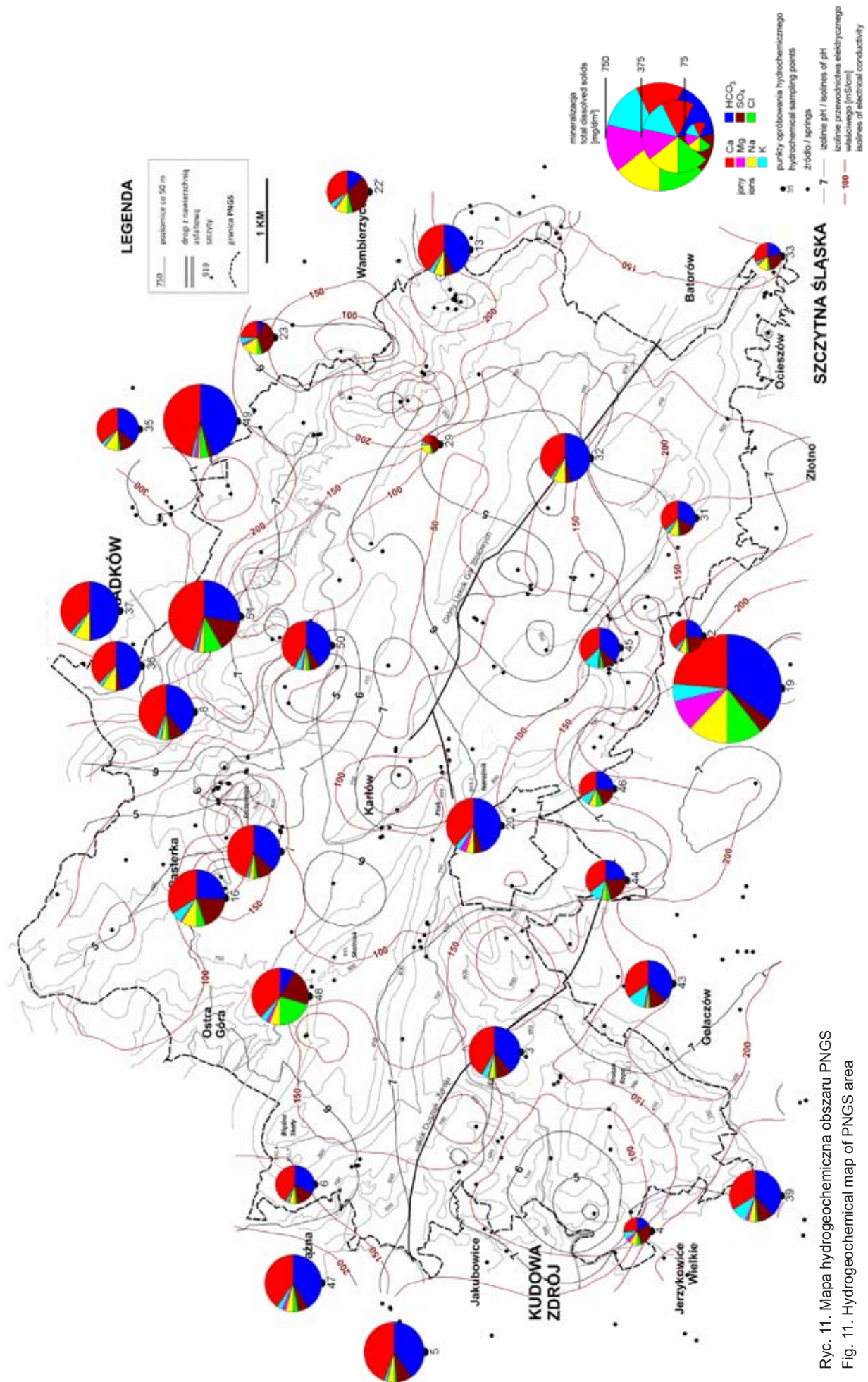
Na terenie PNGS tylko w jednym źródle prowadzone są obserwacje stacjonarne wydajności. W żadnym ze źródeł nie są prowadzone obserwacje stacjonarne zmian podstawowych parametrów fizyko-chemicznych wód takich jak pH, PEW i temperatura. Obserwacje te ograniczają się jedynie do wrywkowych badań prowadzonych dla potrzeb naukowych (Kowalski 1983; Nowicka i inni 1996), kartowanie dla potrzeb niniejszego opracowania (2008-2011).

Postuluje się stworzenie stacjonarnej lub okresowej sieci obserwacyjnej wypływów. Obserwacje kilku źródeł na terenie PNGS umożliwią zbadanie dynamiki środowiska krenologicznego wynikającą zarówno ze zmian wywołanych przez czynniki zewnętrzne jak i wewnętrzne. Sieć monitoringu pozwoli również ustosunkować się do pojawiających się opinii, że proces wysychania i obniżania rzędnej źródeł w Polsce jest faktem i postępuje w coraz szybszym tempie, dotykając nie tylko tereny zurbanizowane, ale również obszary quasi-naturalnego krajobrazu.

Wyznaczone metodami hydrologicznymi zasoby odnawialne wód podziemnych dla opisywanego obszaru wyniosły 70104 m³/d (0,811 m³/s), co wyraża średnia wartość modułu odpływu podziemnego 6,72 dm³/s·km². Biorąc pod uwagę rozkład przestrzenny wartości modułów odpływu podziemnego na terenie badań stwierdzić można, że północno-



Ryc. 10. Mapa hydrogeologiczna obszaru PNGS
Fig. 10. Hydrogeological map of PNGS area



Ryc. 11. Mapa hydrogeochemiczna obszaru PNGS
Fig. 11. Hydrogeochemical map of PNGS area

wschodni fragment Parku Narodowego Gór Stołowych i jego otuliny posiada znaczne możliwości zasobowe.

Zasilanie wód podziemnych w obszarze PNGS przy zastosowaniu metody infiltracyjnej wyniosło 131,7 mm słupa wody, co stanowi 17 % sumy opadów (773 mm), jest to wartość zbliżona do wyników Kowalskiego (1983).

Większe zasoby odnawialne wód podziemnych obszaru północno-wschodniego związane są z szerszym rozprzestrzenieniem w tamtym rejonie piaskowcowych skał kredowych oraz zlepieńców i piaskowców permskich. Niższe wartości odpływu podziemnego związane mogą być z obecnością skał granitoidowych oraz większym udziałem skał mułowcowo-marglistych, które cechują się niskimi parametrami filtracyjnymi.

Badania składu chemicznego wód przeprowadzone w latach 2008-2010 na obszarze badań wykazały jednorodność chemiczną wód podziemnych piętra kredowego drenowanych w granicach PNGS oraz w jego otulinie. Były to wody słodkie i ultrasłodkie, o z reguły obojętnym odczynie, charakteryzujące się typami: wodorowęglanowo-wapniowym, wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowym, wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowym niekiedy dominującym anionem był jon siarczanowy, dotyczyło to szczególnie wód źródeł okresowych, o niskiej wydajności i niskiej mineralizacji. W wodach tych punktowo obserwowano podwyższone stężenia żelaza i manganu oraz azotynów i amoniaku pochodzące prawdopodobnie z lokalnych ognisk zanieczyszczeń.

Wyniki analiz podstawowych składu chemicznego oraz przeprowadzone kartowanie fizyko-chemiczne w obszarze PNGS pozwoliły na wykonanie mapy hydrogeochemicznej tego obszaru obejmującej skład podstawowy wód, ich mineralizację oraz rozkład odczynu oraz przewodnictwa elektrycznego właściwego.

Analiza jakości wód piętra kredowego przeprowadzona dla wybranych reprezentatywnych źródeł opróbowanych w roku 2010 w obszarze PNGS wykazała, że wody te, ze względu na zawarte w nich stężenia poszczególnych parametrów, zaliczają się do wód o dobrym stanie chemicznym (klasa jakości wód I, II, III) według Rozporządzenia Ministra Środowiska z dnia 23 lipca 2008 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych.

Wyniki badań izotopów stabilnych tlenu i wodoru wskazują na meteoryczne (infiltracyjne) pochodzenie badanych wód piętra kredowego drenowanych w obszarze PNGS i jego otulinie. Badania te umożliwiły również wyciągnięcie wstępnych wniosków, co wysokości zasilania. Zasadne jednak byłoby przeprowadzenie w przyszłości szerszych badań składu izotopowego wód obejmujących badania radionuklidów oraz izotopów siarki i tlenu w jonie siarczanowym.

Na podstawie populacji danych zebranych w bazie analiz chemicznych możliwe było wyznaczenia tła hydrogeochemicznego dla wód piętra kredowego dla wybranych wskaźników chemicznych takich jak mineralizacja ogólna, odczyn (pH), jony wapniowe, magnezowe, sodowe, potasowe, wodorowęglanowe, siarczanowe, chlorkowe, fluorkowe, azotanowe, azotynowe, amonowe, żelazo ogólne oraz krzemionka.

Rezultaty badań wskazują, że w obszarze Gór Stołowych bezzasadne jest wydzielanie obszaru Parku w badaniach

hydrogeochemicznych. Piętra wodonośne budujące system hydrogeologiczny tego obszaru drenowane są, bowiem zarówno w granicach PNGS jak i w jego otulinie a nawet poza nią i wykazując jednorodność. Wydaje się również zasadne prowadzenie w przyszłości stacjonarnych obserwacji składu chemicznego wód piętra kredowego w wybranych reprezentatywnych punktach drenażu.

LITERATURA

- Borowiec, A., Bundz, M., Niżański, S., 1991.** Sprawozdanie z kompleksowych obserwacji hydrogeologicznych wykonanych w rejonach przygranicznych Kudowa-Police i Krzeszów-Adrspach w latach hydrologicznych 1979-1989. Arch. Przeds. Geol. Proxima we Wrocławiu. (*niepublikowane*)
- Borowiec, A., Niżański, S., 1983.** Dokumentacja wyników badań hydrogeologicznych dotyczących określenia reżimu wód podziemnych rejonu przygranicznego Kudowa-Police. Przedsiębiorstwo Geologiczne, Wrocław. (*niepublikowane*)
- Buczyński, S., Modelska, M., Olichwer, T., Tarka, R., Staško, S., 2011.** Charakterystyka krenologiczna masywów górskich Ziemi Kłodzkiej na podstawie bazy danych „Źródło”. Biuletyn PIG 445, pp. 17-26.
- Ciężkowski, W., 1990.** Studium hydrogeochemii wód leczniczych Sudetów polskich. Pr. Nauk. Inst. Geotechn. Polit. Wrocł. 60, Monografie 19.
- Ciężkowski, W., Kryza, J., 1989.** Deuter i tlen – 18 w zwykłych wodach podziemnych Sudetów, Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 183–187, Wrocław.
- Duda, R., Karlikowska, J., Witeczak, S., Żurek, A., 2004.** Modyfikacja sposobu opracowania warstw informacyjnych do „Mapy wrażliwości wód podziemnych na zanieczyszczenie”. Zakład Hydrogeologii i Ochrony Wód, AGH Kraków. (*niepublikowane*)
- Grzegorzczak, K., Krawczyń, J., Nowak, A., Dąbrowski, S., Wigura, A., Fisteck, J., 1993.** Dokumentacja hydrogeologiczna dyspozycyjnych zasobów wód podziemnych w utworach kredy górnej rejonu rowu Nysy Kłodzkiej i niecki Batorowa. Przedsiębiorstwo Geologiczne, Wrocław. (*niepublikowane*)
- Klonowski, M., Wojtkowiak, A., 2000 a.** Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50000 ark. Duszniki Zdrój. PIG, Warszawa.
- Klonowski, M., Wojtkowiak, A., 2000 b.** Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50000 ark. Kudowa Zdrój. PIG, Warszawa.
- Kowalski, S., 1983.** Wody podziemne w skałach górnokredowych Gór Stołowych. Prace Hydrogeologiczne, seria specjalna 15, Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Leppla, A., 1900.** Geologische-hydrographische Beschreibung des Niederschlagsgebietes der Glatzer Neisse, Königl. Preuss. Geol. Landesanst., Berlin.
- Macioszczyk, A., 1987.** Hydrogeochemia., Wydawnictwo geologiczne Warszawa.
- Milický, M., Uhlík, J., Kryza, J., Kryza, H., 2001.** Dokumentacja hydrogeologiczna badań modelowych dla określenia warunków hydrodynamicznych wód podziemnych na obszarze pogranicza polski i czech rejonów Kudowa- Police, Krzeszów - Adrspach i Mieroszów. Przedsiębiorstwo Geologiczne PROXIMA, Wrocław. (*niepublikowane*)
- Mroczkowska, B., 1989.** Chemizm wód kredowego piętra wodonośnego w Sudetach Środkowych. Prace Nauk. Instyt. Geotechniki Polit. Wrocł. nr 58, Konferencje 29, Wrocław.

- Mroczkowska, B., 1995.** Atlas hydrogeochemiczny kredy Niecki Śródsudeckiej i Rowu Nysy Kłodzkiej. PAE S.A.
- Mroczkowska, B., 1997.** Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50000 ark. Kłodzko. PIG, Warszawa.
- Nowicka, B., (red), 1996.** Plan Ochrony. Operat ochrony ekosystemów wodnych. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska. Warszawa. (*niepublikowane*).
- Olichwer, T., 2007.** Zasoby wód podziemnych Ziemi Kłodzkiej. Acta Univ. Wrat. 3022.
- Paczyński, B., 1976.** Atlas zasobów zwykłych wód podziemnych i ich wykorzystanie w Polsce (część tekstowa). Cz.1 Zasoby zwykłych wód podziemnych. Inst. Geol. Wyd. Geol. Warszawa.
- Pazdro, Z., Kozerski, B., 1990.** Hydrogeologia ogólna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Pulinowa, M., Z., 1989.** Rzeźba Gór Stołowych. Uniwersytet Śląski Katowice.
- Rozporządzenie Ministra Środowiska** z dnia 23 lipca 2008 r. w sprawie kryteriów i sposobu oceny stanu wód podziemnych. Dz. U. z 2008 r. Nr 143 poz. 896.
- Różycki, M., Kryza, J., Żakowicz, E., Kowalski, S., 1975.** Wody podziemne regionu sudeckiego. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa. (*niepublikowane*)
- Tarka, R., 1999.** Hydrologia – Przewodnik do ćwiczeń laboratoryjnych i terenowych. Wydawnictwo Ocean, Wrocław.
- Tarka, R., 2006.** Hydrogeologiczna charakterystyka utworów kredy w Polskiej części Sudetów. Acta Universitatis Wratislaviensis, Hydrogeologia, Wydawnictwo Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Staśko, S., Tarka, R., Modelska, M., Buczyński, S., Olichwer, T., 2008.** Sprawozdanie merytoryczne z realizacji projektu badawczego „Baza danych i mapa źródeł ziemi kłodzkiej” publikowany w wersji cyfrowej.
- Witczak, S., Adamczyk, A., 1995.** Katalog wybranych fizycznych i chemicznych wskaźników zanieczyszczeń wód podziemnych i metody ich oznaczania, Biblioteka Monitoringu Środowiska. Warszawa.
- Witkowski, A., Pokryszko, B., M., Ciężkowski, W., (red.), 2008.** Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. Park Narodowy Gór Stołowych, Kudowa-Zdrój.
- Wojtkowiak, A., 2000.** Mapa Hydrogeologiczna Polski 1:50000 ark. Radków. PIG, Warszawa.

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE GLEB I SIEDLISK PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

SPATIAL VARIABILITY OF SOILS AND HABITATS IN THE STOŁOWE MOUNTAINS NATIONAL PARK

C. KABAŁA¹, T. CHODAK², A. BOGACZ³, B. ŁABAZ⁴, P. JEZERSKI⁵, B. GAŁKA⁶,
J. KASZUBKIEWICZ⁷, B. GLINA⁸

Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu, Instytut Nauk o Glebie i Ochrony Środowiska

e-mail: ¹cezary.kabala@up.wroc.pl, ²tadeusz.chodak@up.wroc.pl, ³adam.bogacz@up.wroc.pl, ⁴beata.labaz@up.wroc.pl,

⁵pawel.jezierski@up.wroc.pl, ⁶bernard.galka@up.wroc.pl, ⁷jaroslaw.kaszubkiewicz@up.wroc.pl, ⁸bartekglina@gmail.com

Słowa kluczowe: MAPA GLEB, UZIARNIENIE GLEB, ŻYŻNOŚĆ, KWASOWOŚĆ GLEB, ZASOBY WĘGLA ORGANICZNEGO, ZANIECZYSZCZENIE GLEB, MONITORING, SIEDLISKA LEŚNE

Keywords: SOIL MAP, SOIL TEXTURE, FERTILITY, SOIL ACIDITY, ORGANIC CARBON POOLS, SOIL CONTAMINATION, MONITORING, FOREST HABITATS

STRESZCZENIE:

W ramach grantu badawczego "Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych" przeprowadzono rozpoznanie struktury pokrywy glebowej w Górach Stołowych z uwzględnieniem aktualnego stanu wiedzy geologicznej i siedliskowej. Na tej podstawie wykonano cyfrową szczegółową mapę gleb Gór Stołowych, uwzględniającą najnowsze wersje Klasyfikacji Uziarnienia Gleb (2006), Systematyki Gleb Polski (2011) oraz międzynarodowej klasyfikacji gleb FAO-WRB (2006/2007). W celu integracji danych, wydzielenia glebowe wrysowano w siatkę pododdziałów wyodrębnianych w strukturze gospodarczej parku narodowego. Na mapie wyróżniono nie wykazywane dotychczas gleby płowe, które zajmują duże obszary w centralnej części PNGS, a także wilgotnych stagnobielic. Przeprowadzone badania pozwoliły określić rolę warstwowanych pokryw stokowych na morfologię i właściwości bielicy wytworzonych ze zwietrzelin piaskowców. Wpływ warstwowania pokryw na innych podłożach geologicznych okazał się zdecydowanie mniejszy. Przeprowadzona weryfikacja zgodności gleb i siedlisk wykazała lokalne zgeneralizowanie danych siedliskowych w pododdziałach leśnych wyznaczonych na progach morfologicznych. W ramach grantu przeprowadzono również pierwszą serię badań właściwości fizykochemicznych, zasobności i zanieczyszczenia gleb na 402 stałych kołowych powierzchniach monitoringowych. Badania te pozwoliły na statystyczne opracowanie i graficzne przedstawienie przestrzennych zależności między budową geologiczną a właściwościami i żyznością gleb i siedlisk w Górach Stołowych, określenie zasobów materii organicznej w glebach PNGS, a także wpływu przebudowy drzewostanów na zmiany zasobów węgla. Najwyższe stężenia ołowiu stwierdzono w ściółkach leśnych na wierzchołku Skalniaka, którego masyw okazał się poważną barierą orograficzną zatrzymującą zanieczyszczone masy powietrza.

ABSTRACT:

The research grant "Geo-ecological conditions of the environment in the Stołowe Mountains National Park" enabled a new diagnosis of the soil cover structure in the mountains, in line with the present state of geological and ecological knowledge. On this basis, a detailed digital soil map was performed, taking into account the latest versions of the soil texture classification (2006), Polish Soil Taxonomy (2011) and international soil classification FAO-WRB (2006/2007). In order to integrate data, contours of soil units were drawn within the forest spatial sub-units (allotments) distinguished in the territorial structure of the national park. New soil units - Luvisols, Albeluvisols, and moist Stagnic Podzols, not distinguished before, were drawn on the soil map on larger areas in the central part of the SMNP. The research allowed to determine the role of stratified slope covers on the morphology and properties of Podzols developed from sandstone. The effect of cover stratification on other geological substrates proved to be significantly smaller. A verification of soil and forest habitat consistency showed general compatibility of the data, with some overall generalization of forest habitats in the allotments on steep morphological edges (above and on sandstone cliffs). The project allowed also a recognition of spatial variability of soil environment, including physicochemical properties, fertility and contamination of soils based on 402 permanent circle monitoring sites. These studies provided data for statistical analysis and graphical visualization of the spatial relationships between geology (distribution of parent rocks) and the characteristics and fertility of soils and habitats in the Stołowe Mountains, of the stocks of organic matter in soils, and the impact of forest stand reconstruction on carbon stocks changes. The highest concentrations of lead were found in the forest litter on the plateau of Skalniak massif, which turned out to be a major orographic barrier retaining polluted air masses. Other areas

Pozostałe obszary parku narodowego zawierają niskie lub bardzo niskie ilości pierwiastków śladowych. Na podstawie przeprowadzonych badań, i z uwzględnieniem uwarunkowań środowiskowych oraz planów gospodarczych można prognozować, że w glebach Gór Stołowych nie będzie zwiększać się w najbliższej dekadzie zakwaszenie oraz zanieczyszczenie metali ciężkimi, natomiast mogą zmaleć zasoby glebowej materii organicznej.

WPROWADZENIE

Gleby przejmują wiele podstawowych właściwości od skał - utworów macierzystych z których powstają, ale budowa geologiczna jest tylko jednym z czynników glebotwórczych, obok morfologii terenu, klimatu, wpływu organizmów żywych – zarówno roślin, zwierząt, jak i ludzi. Od nasilenia i wzajemnego oddziaływania poszczególnych czynników glebotwórczych zależy, jaką morfologię, właściwości i żyzność posiada gleba w danym miejscu i czasie. Gleby tworzą się i przeobrażają pod wpływem poszczególnych elementów środowiska, ale mogą też na nie oddziaływać (na przykład na skład drzewostanów i runi łąkowej, na jakość wód powierzchniowych i podziemnych, na klimat lokalny itp.) tworząc rodzaj środowiskowego sprzężenia zwrotnego. Pokrywa glebowa jest więc zwornikiem który łączy nieożywione komponenty przyrody z elementamiżywionymi - nieodłącznym komponentem niemal każdego ekosystemu lądowego.

Gleby wypełniają szereg funkcji przyrodniczych i gospodarczych. Na pierwszym miejscu na ogół wymienia się funkcję produkcyjną, w której gleba jest podłożem dla uprawy roślin konsumpcyjnych, paszowych i przemysłowych, albo dla plantacji leśnych. Gleba zawiera określoną rezerwę makro- i mikrośladników (w formach mineralnych i organicznych), które wykorzystywane są przez rośliny. Posiada także zdolności magazynowania wody niezbędnej dla wszystkich organizmów. Nie mniej istotne są hydrologiczne funkcje gleb, szczególnie na obszarach górskich, gdzie zdolności retencyjne gleb regulują przepływ wody na stokach, w rzekach, mogą zapobiegać powodziom i tworzyć rezerwuuar wód pitnych. W glebach górskich następuje też transformacja wody opadowej w wodę gruntową wzbogacaną w składniki mineralne. Gleby spełniają też funkcję sanitarną, która polega na zatrzymywaniu i czasowym lub trwałym wiązaniu zanieczyszczeń w postaci niedostępnej dla roślin, albo hamowaniu (buforowaniu) niekorzystnych dla środowiska reakcji chemicznych – na przykład zakwaszenia albo alkalizacji. Funkcję taką gleba może wypełniać dzięki dużym zdolnościom sorpcyjnym i buforowym minerałów ilastych oraz substancji humusowych. Podkreślić ponadto należy przyrodnicze funkcje gleb. Gleba jest bowiem siedliskiem mikro- i makroorganizmów, które z jednej strony korzystają z zasobności gleby, ale równocześnie są motorem wszystkich procesów biochemicznych, na przykład wietrzenia skał i minerałów, rozkładu materii organicznej, obiegu węgla, azotu, siarki, fosforu itp. Gleba stale podlega transformacji, a wraz z nią zmienia się ekosystem, którego jest podłożem. Gleba jest więc bazą bioróżnorodności środowiska. Gleba, w której procesy fizykochemiczne i biologiczne przebiegają

of the national park contain low amounts of trace elements. Based on the survey, and taking into account environmental considerations and economic plans, it is predicted that in the soils of the Stołowe Mountains will not increase acidification and heavy metal contamination in the next decade, but the soil organic matter stock can decrease.

w sposób naturalny, jest tak samo cennym zasobem przyrodniczym, jak unikalne zbiorowisko roślin – i tak samo zasługuje na ochronę. Realizując zasady zrównoważonej gospodarki rolniczej lub leśnej trzeba w pierwszej kolejności wyeliminować czynniki antropogeniczne, które prowadzą do fizycznej destrukcji pokrywy glebowej, albo osłabiają regulacyjne właściwości gleb.

Do czasu powstania parku narodowego, Góry Stołowe i otaczające je obszary w Kotlinie Kłodzkiej były rzadko eksplorowane przez gleboznawców, toteż posiadały ubogą dokumentację gleboznawczą, na którą składały się charakterystyki pojedynczych profili, albo analizy wybranych właściwości gleb. Przeglądowe mapy gleb Polski przedstawiały zróżnicowanie pokrywy glebowej tego obszaru w zbyt dużym uproszczeniu, a niekiedy z istotnymi błędami. Utworzenie Parku Narodowego Gór Stołowych dało impuls dla badań gleboznawczo-kartograficznych, które zaowocowały nowymi publikacjami dotyczącymi m. in. ogólnych cech struktury pokrywy glebowej Gór Stołowych, charakterystyk poszczególnych typów gleb, w tym gleb bielcowych i gleb organicznych, składu mineralogicznego oraz stopnia zanieczyszczenia gleb. Przegląd dotychczas prowadzonych prac gleboznawczych zamieszczony został w pierwszych opracowaniach monograficznych [Kabała, Szerszeń, Wicik 2002; Kabała, Chodak, Szerszeń 2008]. Zgromadzona dotąd wiedza tworzy wyjściową bazę dla studiów nad środowiskiem przyrodniczym Gór Stołowych i dla planowania gospodarki leśnej, zagospodarowania gruntów porolnych, ochrony zasobów wodnych itp. Prowadzone w poprzednich latach wstępne badania dostarczyły tylko fragmentarycznego obrazu i nie wyjaśniły wielu obserwowanych zjawisk. Nową próbą scalenia i upowszechnienia wiedzy o środowisku glebowym, jego funkcjonowaniu oraz wpływie na jakość i produktywność siedlisk w Górach Stołowych był grant rozwojowy „Geoekologiczne warunki środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych” realizowany w latach 2008-2011 przez interdyscyplinarny zespół naukowy pod kierownictwem prof. Tadeusza Chodaka.

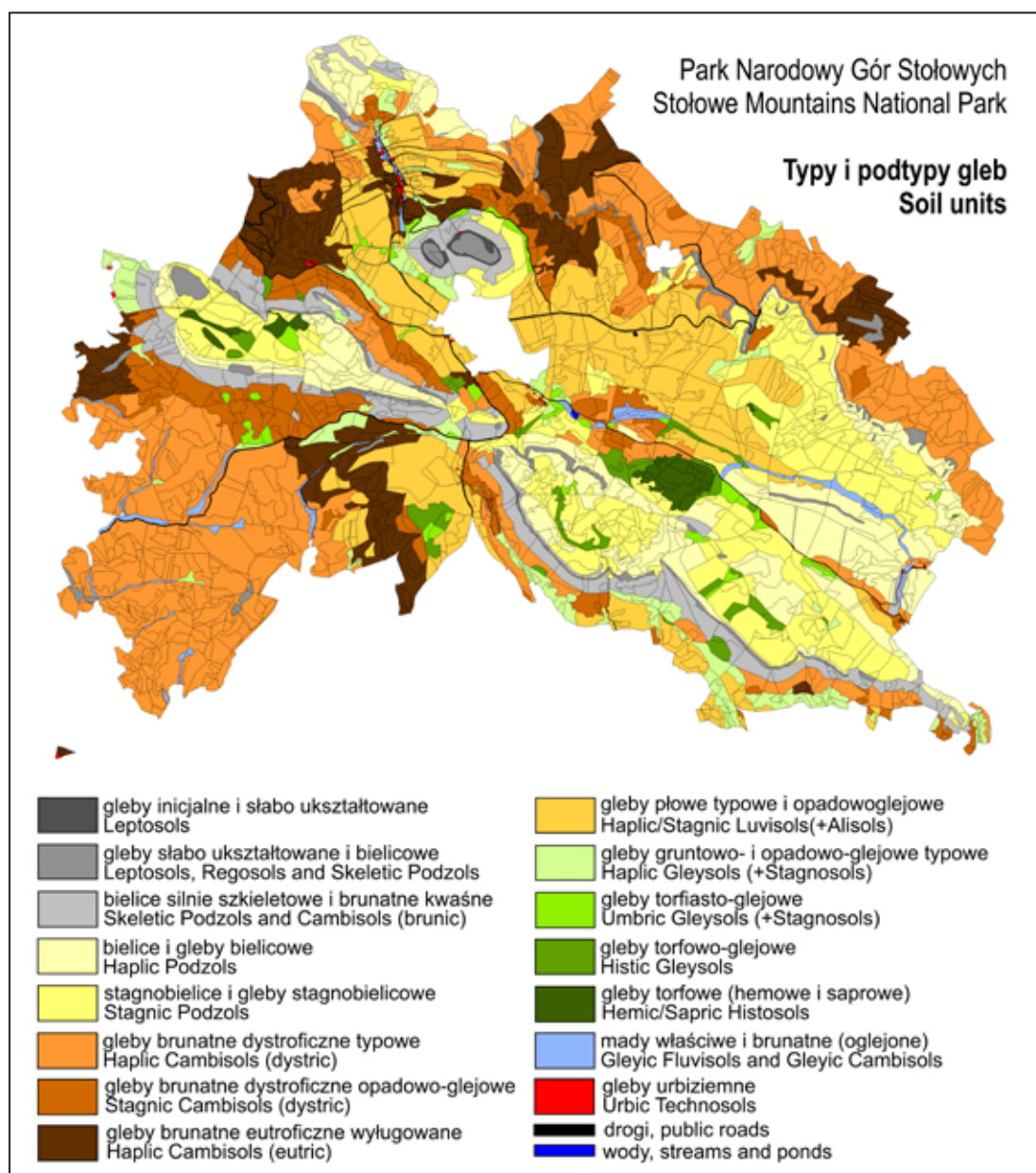
WŁAŚCIWOŚCI GLEB I PRZESTRZENNA STRUKTURA POKRYWY GLEBOWEJ

Najważniejszym czynnikiem środowiskowym decydującym w lokalnej skali Gór Stołowych o składzie chemicznym oraz uziarnieniu gleb jest budowa geologiczna. Jednak stopień wykształcenia i głębokość profilu glebowego w największym stopniu zależą od pozycji w krajobrazie i lokalnej rzeźby terenu, które decydują o intensywności zjawisk erozji i akumulacji zwietrzelin skalnych. Z ukształtowaniem

terenu powiązane są też czynniki mikroklimatyczne oraz hydrologiczne. W analizie przestrzennej struktury pokrywy glebowej na obszarze Gór Stołowych priorytet najczęściej przypisywany jest budowie geologicznej, ale obydwa czynniki - budowa geologiczna i rzeźba terenu mają w Górach Stołowych równorzędne znaczenie. Pod względem geochemicznym, na obszarze PNGS można zatem wyróżnić odrębne płaty gleb wytworzonych ze zwietrzelin granitoidów, piaskowców oraz margli/mułowców (ryc. 1). Zróżnicowanie rzeźby powoduje jednak, że w każdym z tych płatów reprezentowane są wszystkie stadia rozwojowe gleb – od gleb inicjalnych po głębokie gleby z dobrze ukształtowanymi poziomami genetycznymi w profilu glebowym. Pokrywa glebowa na obszarze Gór Stołowych ma więc układ pasowo-wyspowy, który jest skutkiem działających w przeszłości i współcześnie procesów nierównomiernego wypiętrzania albo obniżania fragmentów masywu skalnego i lokalnego

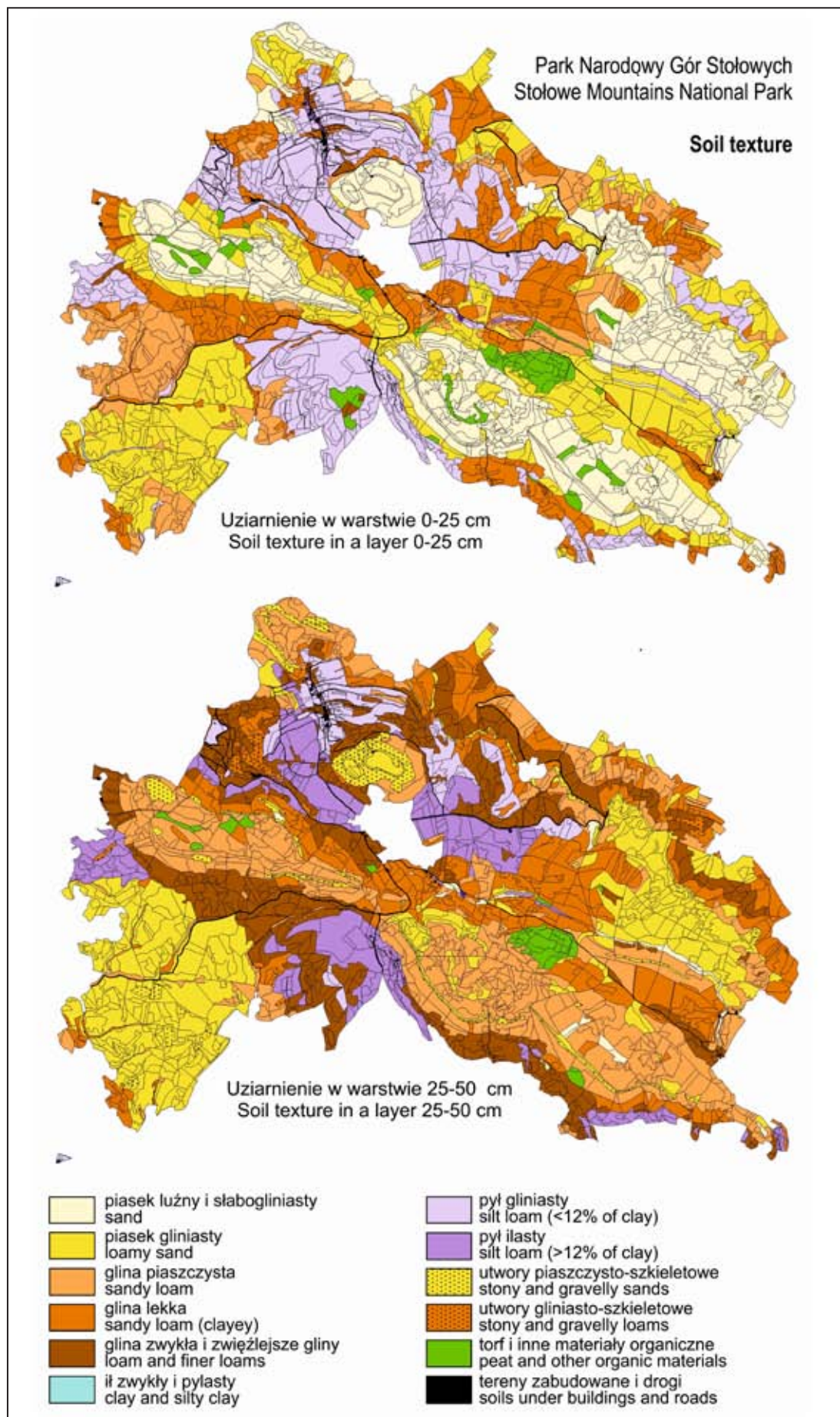
albo selektywnego niszczenia pokryw skalnych. Procesy te odsłoniły w południowej części Gór Stołowych masyw skał granitowych spod osłony osadów kredowych oraz - w centralnej części PNGS - szeroki pas margli/mułowców spod najmłodszej pokrywy górnokredowych piaskowców.

Wbrew potocznym opiniom, w Górach Stołowych dominują gleby głębokie i bardzo głębokie, o miąższości profilu ponad 100 (150) cm, których udział przekracza 48%. Gleby średniogłębokie, o miąższości 50-100 cm zajmują dalsze 41% powierzchni PNGS, natomiast gleby płytkie i bardzo płytkie występują na zaledwie 11% powierzchni. Ostatnie badania pokazały, że udział gleb głębokich jest prawdopodobnie jeszcze większy i może dochodzić do 60%. Ocenę głębokości profilu glebowego prowadzoną za pomocą świrdrów ręcznych utrudnia silna szkieletowość zwietrzelin. Dopiero wykonanie pełnowymiarowych odkrywek pozwala określić właściwą miąższość zwietrzliny i pionowy zasięg



Ryc. 1. Mapa gleb Parku Narodowego Gór Stołowych.

Fig. 1. Soil map of the Stołowe Mountains National Park.



Ryc. 2. Skład granulometryczny gleb PNGS – głębokościowe zróżnicowanie uziarnienia.

Fig. 2. Texture of soils in the SMNP – diversity with depth in soil prof

korzeni drzew. Największe przestrzenne zróżnicowanie miąższości gleb występuje na obszarach wychodni skał piaszczystych, gdzie gleby bardzo płytkie lub skałki pozbawione pokrywy zwietrzelinowej sąsiadują z glebami głębokimi i bardzo głębokimi w szczelinach między skałami albo w stożkach napływowych u wylotu szczelin. Zatem nawet na fragmentach terenu zdominowanych przez wychodnie skalne i gleby inicjalne (jak na wierzchołku Szczelińca Wielkiego i Małego, na obszarze Błędnych Skał, Skalnych Grzybów, na Narożniku, na progu Radkowa itd.), drzewa znajdują warunki dla ukorzenia i wzrostu w rozproszonych glebach o większej miąższości. Gleby średniogłębokie dominują w środkowych i górnych partiach stoków oraz w przykrawędziowych strefach wierzchołków, najczęściej na podłożu marglistym/mułowcowym. Gleby głębokie i bardzo głębokie występują z jednakową częstością na wszystkich podłożach geologicznych. Dominują na rozległych zrównaniach w środkowej części PNGS od Pasterki po Batorów, ale też na granitowych wzniesieniach w południowej części PNGS oraz u podnóża Progu Radkowa (na utworach perm-

skich) w północnej części masywu. Dużą miąższością profilu (ponad 150 cm) charakteryzują się też gleby wytworzone z osadów koluwalnych i aluwialnych zdeponowanych w stożkach napływowych (na przykład w Progu Radkowa) lub dolinach niektórych potoków (szczególnie Czerwonej Wody, Kudowskiego Potoku i Dańczówki).

Uziarnienie gleb ściśle koreluje na terenie PNGS z rodzajem skały macierzystej, ale różnorodne procesy morfologiczne doprowadziły do powstania serii pokryw stokowych o lokalnie mocno zróżnicowanej litologii. W trakcie prac terenowych stwierdzono występowanie kilkunastu gatunków gleb, a jeśli wziąć pod uwagę zmienność w profilu glebowym, liczba odmian uziarnienia gleb na terenie PNGS przekracza 40 (tab. 2). Nazewnictwo grup granulometrycznych w niniejszym opracowaniu i na mapach podawane jest zgodnie z najnowszą klasyfikacją uziarnienia gleb PTG [2009]. Gleby wytworzone z granitoidów posiadają zazwyczaj uziarnienie piasków gliniastych lub glin piaszczystych. W zachodniej części masywu granitowego gleby są nieco bardziej zwięzłe i pylaste (ryc. 2). Wraz

Tabela 1. Struktura pokrywy glebowej Parku Narodowego Gór Stołowych - typy i podtypy gleb (kursywą podano odpowiedniki grup gleb w klasyfikacji międzynarodowej FAO-WRB)

Table 1. Soil cover structure in the Stołowe Mountains National Park – soil types and subtypes (equivalent soil groups of an international classification FAO-WRB are given in italics).

Dominujący typ i podtyp gleby Dominant soil group	Gleby towarzyszące Associate soil groups	Powierzchnia Area [ha]	Udział Percentage [%]
Gleby inicjalne <i>Lithic Leptosols</i>	Gleby słabo ukształtowane <i>Haplic/Folic Leptosols</i>	8,8	0,14
Gleby słabo ukształtowane <i>Haplic/Hyperskeletal Leptosols</i>	Bielice właściwe <i>Albic Podzols</i> Stagnobielice <i>Stagnic Albic Podzols</i> Gleby brunatne dystroficzne <i>Dystric Cambisols</i>	243,5	3,85
Bielice i gleby bielcowe właściwe <i>Albic/Haplic Podzols</i>	Stagnobielice <i>Stagnic/Histic Albic Podzols</i>	1593,0	25,17
Kompleks szkieletowych gleb bielcowych i brunatnych kwaśnych <i>Stagnic Albic Podzols (Skeletal)</i> + <i>Stagnic Cambisols (Skeletal, Dystric)</i>	Gleby opadowo-glejowe <i>Folic Stagnosols</i>	295,5	4,67
Gleby brunatne dystroficzne typowe <i>Haplic Cambisols (Skeletal, Dystric)</i>	Gleby brunatne dystroficzne zbielicowane <i>Folic Cambisols (Skeletal, Dystric)</i>	1630,0	25,75
Gleby brunatne dystroficzne opadowo-glejowe <i>Stagnic Cambisols (Dystric)</i>	Gleby płowe opadowo-glejowe <i>Stagnic Luvisols</i>	435,0	6,87
Gleby brunatne eutroficzne wylugowane <i>Haplic Cambisols (Eutric)</i>	-	578,0	9,13
Gleby płowe opadowo-glejowe <i>Stagnic Luvisols</i>	Gleby płowe zaciekowe <i>Stagnic Albeluvisols</i> Gleby płowe typowe <i>Cutanic Luvisols</i> Gleby płowe zbielicowane <i>Albic Luvisols</i>	951,5	15,0
Gleby glejowe i opadowo-glejowe typowe <i>Haplic Gleysols + Haplic Stagnosols</i>	Gleby torfiasto-glejowe <i>Mollic Gleysols (Humic)</i>	309,0	4,87
Gleby torfowe <i>Histosols</i>	Gleby torfowo-glejowe <i>Histic Gleysols</i>	158,2	2,50
Mady właściwe i brunatne <i>Gleyic Fluvisols + Gleyic Cambisols</i>	Gleby torfiasto-glejowe <i>Mollic Gleysols (Humic)</i>	66,4	1,05
Gleby antropogeniczne (urbiziemne) <i>Urbic Technosols</i>	Gleby pod drogami Ekranic Technosols	56,6	0,89

z głębokością rośnie w tych glebach zawartość zwirowatego szkieletu, który stopniowo przechodzi w zwietrzelinę zwirowo-kamienistą. Gleby wytworzone z piaskowców mają na ogół uziarnienie piasku słabogliniastego (rzadziej luźnego lub gliniastego) o dość stałej proporcji piasków gruboziarnistych do średnioziarnistych i drobnoziarnistych. W rozpadlinach skalnych oraz na stokach stromych, silnie kamienistych, profile gleb uformowane są w młodej pokrywie wietrzeniowej o piaskowym uziarnieniu w całym profilu. Na powierzchniach słabo nachylonych lub płaskich, pod warstwą piaszczystą (o grubości 20-40 cm) występuje warstwa wyraźnie zwięźlejsza, o uziarnieniu piasku gliniastego lub - najczęściej - gliny piaszczystej. Przewaga gliniastego uziarnienia środkowej części profili glebowych jest wyraźnie widoczna na mapach glebowych (ryc. 2). Głębsze partie gleb na powrót mają uziarnienie piasków luźnych lub słabogliniastych. Wydaje się, że wśród gleb wytworzonych z piaskowców turonu górnego częściej występuje uziarnienie piaskowe w całym profilu, natomiast w glebach wytworzonych z piaskowców turonu środkowego niemal regułą jest dwudzielne (piaskowo-gliniaste) uziarnienie profilu.

Zwietrzliny mułowców (margli) tworzą najbardziej zwięzłe i nieprzepuszczalne gleby o uziarnieniu pyłowo-gliniastym. Powierzchniowa warstwa tych gleb ma bardzo często uziarnienie pyłu gliniastego, który z głębokością przechodzi w pył ilasty albo glinę zwykłą (ryc. 2). Płytsze gleby wytworzone z mułowców mają gliniasto-kamieniste uziarnienie w całym profilu. Specyficzne uziarnienie mają gleby, występujące na stokach poniżej wychodni lub ścian piaskowców. Gleby te wytworzone są ze zwietrzliny mułowców, a więc ich skład granulometryczny jest gliniasto-pyłowy, ale odgórnie zasypane są one zwietrzeliną piaskowców, która tworzy warstwę piaszczysto-gruzową na powierzchni tych gleb i wzbogaca w szkielet piaskowcowy głębiej leżącą zwietrzelinę mułowców.

Na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych stwierdzono występowanie gleb należących do niemal wszystkich rzędów według najnowszej Systematyki Gleb Polski [2011].

GLEBY INICJALNE oraz **GLEBY SŁABO UKSZTAŁTOWANE** reprezentują początkową fazę formowania profilu glebowego. Są to gleby stale niszczone („odmładzane”) przez procesy erozyjne i w Górach Stołowych występują tylko na niewielkich i izolowanych powierzchniach w obrębie wychodni skalnych oraz w wyższych partiach urwistych stoków. Gleby te na ogół występują w kompleksach z glebami lepiej ukształtowanymi i o większej miąższości, dlatego trudno jest oszacować ich udział w pokrywie glebowej PNGS. Gleby inicjalne bezwzględnie dominują na powierzchni około 9 ha, co stanowi zaledwie 0,14% obszaru PNGS. Z kolei dominacja gleb słabo ukształtowanych (rankerów), ale w kompleksach z glebami bielcowymi lub brunatnymi, została wykartowana na ok. 244 hektarach, to jest 3,85% obszaru PNGS (tab. 1).

Gleby inicjalne oraz rankery wytworzone z granitoidów o budowie profilu O-AC-R i O-A-BC-R występują na wschodnich stokach Kruczej Kopy i na izolowanych małych powierzchniach w innych częściach masywu granitowego. Buduje je kwaśna zwietrzlina o uziarnieniu piasku gliniastego, bardzo silnie szkieletowa („kaszowata”), o miąższości od 10 do 50 cm. Rankery „granitowe” o głębokości profilu ponad 20 cm zawsze wykazują cechy zbrunatnienia (SQbr).

Gleby inicjalne i słabo ukształtowane (rankery) z górnokredowych piaskowców występują w strefach krawędziowych i w labiryntach Szczelińca Małego i Wielkiego, Błędnych Skał, Skalniaka, Narożnika, progu Batorowa i Radkowa, Dziczego Grzbietu oraz Białych Skał (ryc. 1). Gleby inicjalne mają luźną zwietrzelinę o miąższości kilku centymetrów na podłożu skalnym, na ogół silnie próchniczną (fot. 1). W szczelinach i załomach skalnych występują gleby o szkieletowości ponad 60% (nierzadko nawet >90%) i miąższości najczęściej 30-40 cm, ale sięgającej 100 i więcej centymetrów (fot. 2). Gleby te posiadają uziarnienie (w częściach ziemistych) piasków luźnych lub słabogliniastych, odczyn kwaśny i silnie kwaśny, szczególnie w warstwie powierzchniowej (pH_{KCl} 2.8-3.0 w poziomie AE). Rankery wytworzone ze skał piaskowcowych z reguły mają cechy zbielicowania



Fot. 1. Bujna roślinność na próchnicznych glebach inicjalnych na Skalnych Grzybach.

Photo 1. Rich vegetation on humus initial soils (Leptosols) on sandstone rocks. (Fot. C. Kabała)

(SQbi). Występują najczęściej w kompleksach z glebami bielcowymi tworzącymi się w szczelinach między blokami piaskowca. Cechą charakterystyczną tych gleb jest obecność grubej warstwy materii organicznej (nawet ponad 20 cm), słabo rozłożonej, często storfiałej lub zmurszałej. Gleby takie należą do biellic (LBt) lub stagnobielic (LBog), ale niekiedy spełniają kryteria gleb organicznych ściółkowych (OSt).

Na niewielkich powierzchniach na urwistych północnych stokach proggu Radkowa, a także na północnym stoku Rogowej Kopy występują rankery wytworzone z górnokredowych mułowców/margli, charakteryzujące się małą miąższością (20-50 cm), silną szkieletowością, oraz - w odróżnieniu od rankerów wytworzonych z innych skał macierzystych - zwięzłym, kamienisto-gliniastym lub kamienisto-pyłowym uziarnieniem. Rankery te wykazują oznaki zbrunatnienia (SQbr) i występują w kompleksach z glebami brunatnymi. Rankery brunatne na maglach (szczególnie na Rogowej Kopie) odróżniają się też odczynem zbliżonym do obojętnego i wysoką zasobnością w wapń i inne kationy zasadowe.

W międzynarodowej klasyfikacji gleb FAO-WRB (IUSS 2006) gleby inicjalne skaliste zaliczane są do leptosoli, najczęściej do Lithic Leptosols. Silnie szkieletowe, płytkie rankery odpowiadają Haplic (lub) Hyperskeletal Leptosols. Rankery brunatne przeważnie spełniają kryteria dla Cambic Leptosols, a rankery bielcowane - wymagania dla Leptic Podzols. Ściółkowe gleby organiczne w szczelinach między głazami zaliczane są do Hyperskeletal Histosols.



Fot. 2. Głębokie gleby w szczelinach między skałami piaskowca lub na stożkach napływowych u wylotu szczelin.

Photo 2. Deep soils in crevices on sandstone rocks and in accumulation cones at crevice mouth. (Fot. C. Kabala)

GLEBY BRUNATNOZIEMNE na obszarze Gór Stołowych wytworzyły się ze wszystkich rodzajów występujących tu skał macierzystych i posiadają całe spektrum właściwości fizykochemicznych. W profilach tych gleb występuje sekwencja poziomów genetycznych: Olf-A-Bw-BC-C(R), przy czym stopień rozwoju i miąższość poszczególnych poziomów zależy od szeregu lokalnych czynników.

Gleby brunatne eutroficzne (dawniej zwane brunatnymi właściwymi), najczęściej w podtypie wylugowanym (BEwy) zajmują około 9% powierzchni PNGS. Są to najżyźniejsze gleby na obszarze Gór Stołowych. Występują na stokach Rogowej Kopy, w rejonie Pstrążnej, Ostrej Góry, Pasterki a także na fragmentach proggu Radkowa. Gleby te wytworzyły się z margli/mułowców, po których dziedziczą zwięzłe uziarnienie - najczęściej pyłów lub glin zwykłych, z wyraźnie wysoką zawartością frakcji pyłowej. Mimo położenia na stokach o dużym nachyleniu są to gleby głębokie, ale silnie lub bardzo silnie szkieletowe w całym profilu, za to w bardzo małym stopniu pokryte głazami na powierzchni. W szkielecie występują płytkowe odłamki margli (fot. 3a). Odczyn tych gleb jest obojętny lub słabo kwaśny, przy czym pH rośnie w głąb profilu, aż do pH_{H_2O} 6,4-7,4 na głębokości 60-80 cm. Wysycenie kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi jest bardzo wysokie, nawet do 98%, nie spadając poniżej 50-60%. Wylugowanie tych gleb widoczne jest w poziomach powierzchniowych, gdzie wysycenie zasadami osiąga jedynie 20-40%. Gleby brunatne eutroficzne słabo wylugowane tworzą najlepsze w Górach Stołowych siedliska lasu górskiego świeżego (LGśw), natomiast gleby nieco silniej i głębiej wylugowane tworzą siedliska lasu górskiego mieszanego (LMGśw). Obecnie najczęściej porośnięte są drzewostanami bukowymi lub mieszanymi, ale nadal na znacznych ich połaciach występują drzewostany świerkowe, które przyspieszają lęgowanie składników alkalicznych, a więc przyczyniają się do degradacji tych najwartościowszych siedlisk leśnych. W systematyce gleb FAO-WRB (IUSS 2006) gleby brunatne eutroficzne wylugowane należą do Haplic Cambisols (eutric, skeletal).

Gleby brunatne dystroficzne (dawniej zwane brunatnymi kwaśnymi) są najbardziej rozprzestrzenionym typem gleb, zajmującym niemal 33% powierzchni Parku Narodowego Gór Stołowych. Występują w trzech podtypach: **gleby brunatne dystroficzne typowe (BDt)**, **zbielicowane (BDbi)** i **opadowo-glejowe (BDog)**. Jednak gleby te występują w wielu odmianach nawiązujących do zróżnicowania skał macierzystych.

Gleby brunatne dystroficzne wytworzone z granitoidów kudowskich występują w masywach Kruczej i Czarnej Kopy oraz Lelkowej Góry w południowo-zachodniej części PNGS. Gleby te wykazują małe zróżnicowanie typologiczne i w większości należą do gleb brunatnych dystroficznych typowych (BDt). Tylko lokalnie, i wyłącznie pod drzewostanami świerkowymi lub modrzewiowymi obserwowano słabe zbielicowanie górnej części profilu, upoważniające do wyróżnienia gleb brunatnych dystroficznych zbielicowanych (BDbi). Są to gleby głębokie, nawet na stokach o dużym nachyleniu, ale silnie szkieletowe (fot. 3b). W szkielecie dominuje drobny ostrokrawędzisty żwir („kasza granitowa”) i dopiero poniżej 80-100 cm pojawia się większy odsetek grubszych odłamków skalnych. Jedynie w wierzchołkowych

Tabela 2. Uziarnienie gleb Parku Narodowego Gór Stołowych (*kursywą podano odpowiedniki grup granulometrycznych w klasyfikacji międzynarodowej USDA*)Table 2. Texture of soils in the Stołowe Mountains National Park (*equivalent textural classes of an international classification USDA are given in italics*)

Grupa granulometryczna Textural class according to: - PTG 2009 - USDA	Warstwa 0-25 cm Soil layer 0-25 cm		Warstwa 25-50 cm Soil layer 25-50 cm	
	Powierzchnia Area [ha]	Udział Percentage [%]	Powierzchnia Area [ha]	Udział Percentage [%]
piasek luźny <i>sand</i>	16	0,3	27	0,4
piasek słabogliniasty <i>sand</i>	1557	24,5	19	0,3
piasek gliniasty <i>loamy sand</i>	1560	24,5	1324	21,0
glina piaszczysta <i>sandy loam</i>	636	10,0	1558	25,0
glina lekka <i>sandy loam</i>	1041	16,5	1062	17,0
glina zwykła <i>loam</i>	27	0,5	1142	18,0
ił zwykły <i>clay</i>	0	0,0	1	0,02
pył gliniasty i ilasty <i>silt loam</i>	1270	20,0	845	13,5
utwory kamienisto-piaszczyste/gliniaste <i>extremely stony sand/loam</i>	10	0,2	217	3,5
utwory organiczne <i>organic materials</i>	165	2,6	105	1,8

partiach wzniesień dominują gleby o miąższości 60-100 cm. Gleby wytworzone z granitoidów mają uziarnienie piasków gliniastych lub glin piaszczystych, o niskiej zawartości iłu. Płytsze gleby mają uziarnienie piasków słabogliniastych. Odczyn gleb brunatnych wytworzonych z granitów jest kwaśny lub silnie kwaśny, i od wartości $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 3,2-3,6 w warstwach powierzchniowych rośnie w głąb profilu do $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 4,2-4,7. Suma kationów zasadowych jest w tych glebach bardzo niska, przeważnie poniżej $1 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ (wyjątkowo rzadko do $3,7 \text{ cmol}$), co przy silnym zakwaszeniu skutkuje niskim wysyceniem kompleksu sorpcyjnego zasadami, z reguły poniżej 10% w warstwach powierzchniowych. Mimo zakwaszenia i wylugowania warstw powierzchniowych gleby te tworzą dobre siedliska lasu górskiego mieszanego (LMGśw) lub nawet lasu górskiego (LGśw), a tylko w nie-sprzyjających warunkach topograficznych - boru mieszanego górskiego (BMGśw). W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby brunatne dystroficzne wytworzone z granitów należą do Haplic Cambisols (dystric, skeletic).

Gleby brunatne dystroficzne typowe wytworzone z piaskowców permskich występują na północnych obrzeżach Parku Narodowego u podnóży stoków oraz na stokach do wysokości 480-500 m n.p.m. Są łatwe do wyodrębnienia w terenie ze względu na unikalną czerwono-ochrową barwę odzwierciedlającą obecność silnie zdyspergowanych tlenków żelaza (**fol. 3e**). Są to gleby bardzo głębokie, słabo szkieletowe i w niewielkim stopniu pokryte blokami piaskowca zrzuconymi z wyżej leżących urwisk. Posiadają uziarnienie piasków gliniastych lub glin piaszczystych, na ogół niecałkowite, z przewarstwieniami materiałów

drobniejszych lub grubszych (szkieletowych). Odczyn tych gleb jest kwaśny, co przejawia się w wartościach $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 3,7-3,8 w warstwach powierzchniowych, rosnących do 4,2-4,7 w dolnych partiach profilu. Od innych gleb brunatnych dystroficznych odróżnia je wyższa zawartość zasadowych kationów wymiennych (nawet do $12 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ gleby) i wyższy stopień wysycenia zasadami – w granicach 10-30%. Gleby te położone są w korzystnych warunkach topograficznych i mikroklimatycznych, toteż tworzą dobre siedliska lasu górskiego świeżego (LGśw). Przy większej domieszce zwietrzliny piaskowcowej i silniejszym wylugowaniu są to nieco uboższe siedliska lasu mieszanego górskiego (LMGśw). W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby brunatne dystroficzne wytworzone z piaskowców permskich należą do kambisoli, najczęściej do Haplic Cambisols (dystric), niekiedy również z przyrostkiem *chromic* (od czerwonego zabarwienia).

Gleby brunatne kwaśne (zbielicowane) wytworzone z piaskowców kredowych zajmują nieduże powierzchnie w centralnej i wschodniej części PNGS. Wytworzone są z piaskowców „środkowych” o większej zawartości minerałów ilastych w spoiwie, toteż tworzących zwięźlejsze zwietrzliny. Są to gleby głębokie, posiadające uziarnienie piasków gliniastych i glin piaszczystych, niekiedy nawet glin lekkich w głębi profilu. Mają odczyn silnie kwaśny w całym profilu. Suma kationów zasadowych jest dość niska i waha się w szerokich granicach od $0,7$ do $2,5 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$ gleby. Również stopień wysycenia kationami zasadowymi jest niski, w zakresie 8-26%. Gleby te, ze względu na zwięźlejsze uziarnienie oraz korzystniejsze właściwości fizykochemicz-

ne, odznaczają się większą żyznością niż sąsiadujące z nimi gleby bielcowe wytworzone z piaskowców ciosowych. Jednak w zdecydowanej większości obecnie gleby te pokryte są drzewostanami świerkowymi, to być może jest przyczyną ich wyraźnego zbielicowania. Potencjalnie tworzą siedlisko boru mieszanego górskiego (BMGśw) lub nawet lasu mieszanego górskiego (LMGśw).

Gleby brunatne dystroficzne wytworzone z mułowców (margli) dominują na stokach progów Radkowa oraz w dolnych partiach stoków poniżej progów Skalniaka, Narożnika i Góry Świętej Anny. Są to najczęściej gleby głębokie lub bardzo głębokie, w górnych warstwach zawierające odłamki piaskowca, a w dolnych – dużo łupkowatych i kruchych odłamków margli. Części ziemiste mają uziarnienie gliny zwykłej lub pyłu, ale w warstwie powierzchniowej może być luźniejsze - gliny lekkiej lub piaszczystej. Odczyn gleb brunatnych dystroficznych wytworzonych z mułowców jest silnie kwaśny i zmienia się wraz z głębokością: przy powierzchni pH_{H_2O} wynosi 3,4-4,1, a w poziomie skały macierzystej – 4,0-4,4. Suma kationów wymiennych jest wyższa niż w innych glebach brunatnych dystroficznych, do 8 cmol(+) kg^{-1} gleby, co powoduje, że i stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego kationami zasadowymi jest wyższy, choć nawet w głębi profilu nie przekracza 50%. Gleby brunatne dystroficzne z mułowców/margli występują jako typowe (BDt) lub opadowo-glejowe (BDog). Gleby te niekiedy tworzą słabsze siedliska lasu górskiego świeżego (LGśw) lub wilgotnego (LGw), ale najczęściej - lasu mieszanego górskiego (LMGśw i LMGw). W klasyfikacji FAO-

WRB (IUSS 2006) gleby brunatne dystroficzne wytworzone z mułowców/margli należą do kambisoli, w większości do Stagnic Cambisols (dystric, skeletal).

W myśl nowej Systematyki Gleb Polski [2011] do rzędu gleb brunatnoziemnych zaliczane są także **mady brunatne**, dotychczas włączane do rzędu gleb napływowych. Mady, wytworzone z holocenijskich osadów aluwialnych, rozmieszczone są na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych nierównomiernie, co wynika z przestrzennego rozkładu dolin rzecznych. Ponadto, tylko w niektórych dolinach lub w niektórych odcinkach dolin występują osady aluwialne z madami. Najbardziej rozległe powierzchnie mady zajmują w dolinie Czerwonej Wody. Znacznie mniejsze (węższe) kontury mad (z domieszką materiału deluwialnego oraz dużych otczaków) występują w dolinkach Dańczówki, Kudowskiego Potoku i innych potoków. W trakcie prac terenowych wyróżniono obydwie podtypy mad brunatnych - typowe (BFt) i oglejone (BFgg). Trzeba dodać, że na obszarze PNGS wyróżniono też mady właściwe (SF) będące osobnym typem gleb. Powierzchnie zajmowane przez te gleby są jednak na tyle niewielkie, że podawane są łącznie z madami brunatnymi. Łączna powierzchnia **mad właściwych i brunatnych** wynosi zatem około 66 ha, co stanowi niewiele ponad 1% obszaru PNGS. Uziarnienie mad jest zróżnicowane tak w ujęciu profilowym, jak i przestrzennym. W większości dobrze wykształconych profili warstwa powierzchniowa zbudowana jest zazwyczaj z osadów pyłowych o miąższości od 35 do 50 cm, podścielonych piaskami, poniżej których naprzemian występują osady ilaste, żwirowe lub mieszane,

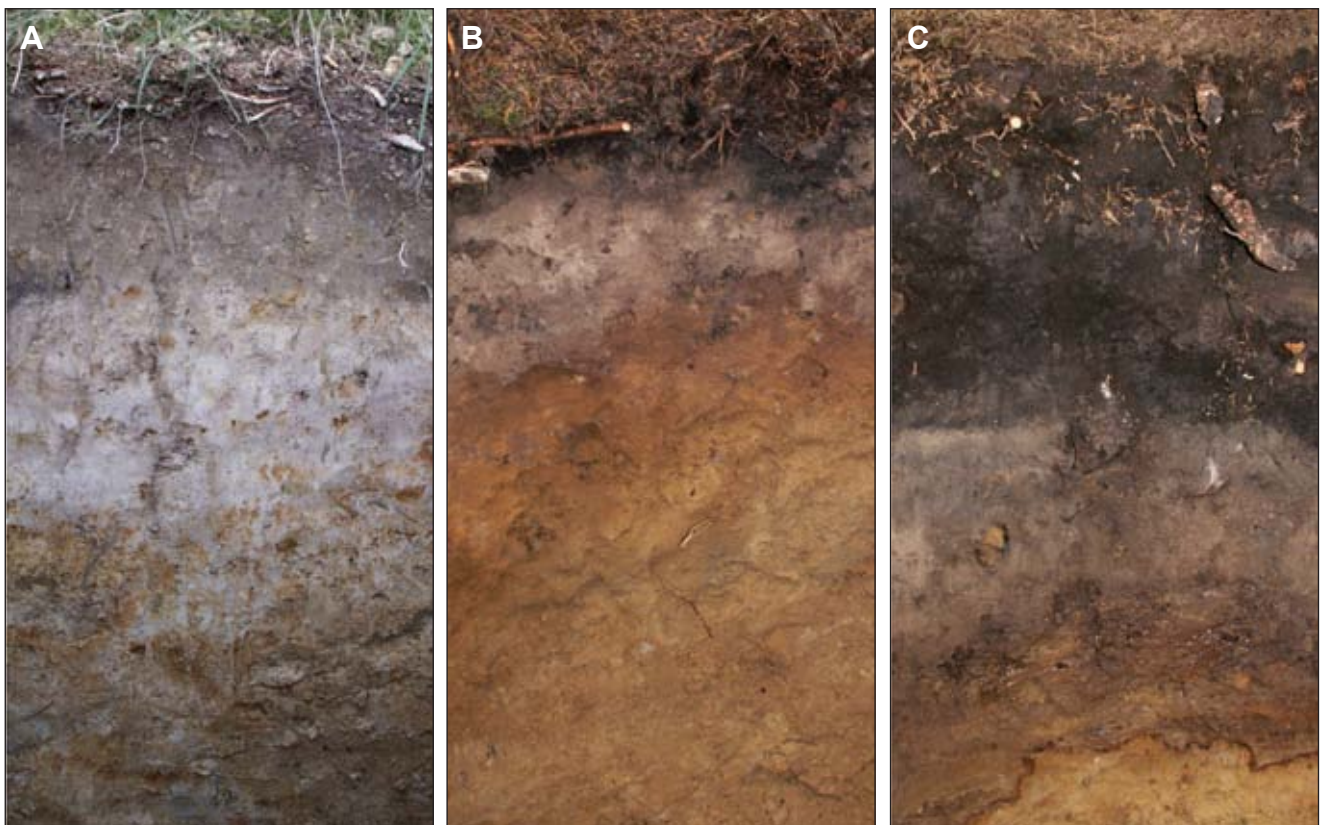


Fot. 3. Gleby Gór Stołowych: gleby brunatne eutroficzne wytworzone z mułowców (a), brunatne dystroficzne wytworzone z granitoidów (b) i piaskowców permskich (c).
Photo 3. Soil of the Stołowe Mountains: Eutric Cambisols developed of marl/mudstone (a), Dystric Cambisols developed of granite (b) and permian sandstone (c).
 (Fot. C. Kabala)

gliniaste. Odczyn mady, choć bywa zróżnicowany, nigdy nie jest tak kwaśny jak w gleb brunatnych czy bielcowych położonych na otaczających stokach. Widoczne są jednak różnice między aluwiami w poszczególnych dolinach, na przykład w dolinie Dańczówki $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ gleb wynosi 5,4-6,6 a w dolinie Czerwonej Wody $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ 4,2-5,0. Różnice te wynikają nie tylko odmiennej budowy geologicznej zlewni, ale też z obecności torfowisk w zlewni Czerwonej Wody. Gleby te są zasobne w wymienne kationy zasadowe, których suma waha się w granicach 2,5-16,6 $\text{cmol}(+)/\text{kg}$, co przekłada się na wysoki stopień wysycenia zasadami, na ogół ponad 40%, w niektórych glebach sięgający nawet 90%. Mady właściwe i brunatne tworzą żyzne, a zarazem wilgotne siedliska typowe dla lasów łęgowych górskich (LIG), lasów górskich wilgotnych (LGw) oraz lasów mieszanych górskich wilgotnych (LMGw). Jednak z niewiadomych przyczyn, większość tych gleb została zalesiona świerkiem (po zaniechaniu użytkowania rolniczego). W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) mady brunatne Gór Stołowych odpowiadają najczęściej grupie Endogleyic Fluvic Cambisols (eutric), natomiast mady właściwe mogą spełniać kryteria Gleyic Fluvisols (eutric), rzadziej Fluvic Gleysols (eutric).

GLEBY PŁOWOZIEMNE na obszarze Gór Stołowych nie były dotychczas wyróżniane ze względu na wątpliwości co do przyczyn zróżnicowania zawartości ilu w profilach tych gleb (iluwalne versus litogeniczne). W wyniku przeprowadzonych ostatnio badań terenowych i analiz laboratoryjnych jednoznacznie potwierdzono iluwalną genezę nagromadzenia ilu w poziomach B, które spełniają wszystkie wymagania poziomów diagnostycznych argic/argilic.

Gleby płowe występujące w Górach Stołowych należą do dwóch typów: **gleby płowe typowe (PW)** oraz **gleby płowe zaciekowe (PA)**. Gleby te występują przede wszystkim w podtypie opadowo-glejowym, ale występują też podtypy spiaszczone i zbielicowane. Gleby płowe zajmują na terenie PNGS znaczący areal - przynajmniej 950 ha, to jest 15% powierzchni. Dominują w środkowej części parku, w rejonie Pasterki i Karłowa, rozciągając się szerokim pasem w kierunku wschodnim. Duży płat tych gleb występuje też na Sawannie Łężyckiej, a izolowane fragmenty stwierdzono na spłaszczeniach stoków Rogowej Kopy oraz na południowych obrzeżach PNGS. Gleby płowe wytworzyły się z pyłowo-gliniastych zwietrzelin mułowców/margli na stokach niewielkim nachyleniu i przechodzą w gleby brunatne na stokach o większym spadku, albo w gleby bielcowe w przypadku zmiany podłoża skalnego na piaskowcowe. Położenie na zrównaniach, spłaszczeniach śródstkowych, siodłach i u podnóży stoków sprzyja dłuższemu zatrzymaniu wód opadowych i roztopowych, a także stagnowaniu wód śródpokrywowych, co potęguje efekt oglejenia (**fol. 4a**). Budowa profilu tych gleb jest następująca: (O)-A(g)-Etg-BCg-C-(R). Głębokość opisywanych gleb, zależna od mikroreliefu jest zróżnicowana, od płytkich do bardzo głębokich. Powierzchnia gleb z reguły wolna jest od głazów. Słynne piaskowcowe bloki skalne występują pojedynczo jedynie na Sawannie Łężyckiej oraz między Karłowem a Pasterką. Obecność warstwy organicznej oraz miąższość i charakter poziomu próchnicznego zależą od sposobu użytkowania gleb płowych. Mniej więcej połowa z nich znajduje się pod roślinnością łąkową i ma dobrze ukształtowany poziom



Fot. 4. Gleby Gór Stołowych: gleby płowe opadowo-glejowe (a), gleby bielcowe i bielice typowe (b), stagnielice (c).

Photo 4. Soil of the Stołowe Mountains: Stagnic Luvisols (a), Albic Podzols (b), and Stagnic Podzols (c). (Fot. C. Kabała)

próchniczny Ap, będący śladem niedawnej orki. Właściwości fizykochemiczne gleb płowych zbliżone są do właściwości gleb brunatnych wytworzonych z podobnych skał macierzystych (margli). Dominuje uziarnienie pyłu gliniastego, który w poziomie Bt przechodzi w pył ilasty lub glinę zwykłą o wyższej zawartości ilu. W poziomach powierzchniowych gleby te niemal bez wyjątku wykazują odczyn silnie kwaśny - wartość pH_{H_2O} wynosi najczęściej 3,5-4,0 i rośnie wraz z głębokością do pH_{H_2O} 4,0-5,4. Suma kationów wymiennych waha się w bardzo szerokim przedziale od szerokim zakresie od 2 (w glebach płowych spiaszczonych) do 15 $cmol(+) kg^{-1}$ gleby. Podobnie wysycenie kationami zasadowymi waha się w zakresie od kilkunastu procent w warstwie powierzchniowej do 60-70% w poziomach Bt. Gleby płowe Gór Stołowych w porównaniu z glebami brunatnymi eutroficznymi odznaczają się zubożeniem wskutek ługowania składników alkalicznych, to jednak stanowią żyzne i zaopatrzone w wodę podłoże odpowiednie dla wymagających zbiorowisk leśnych, szczególnie dla kwaśnej buczyny sudeckiej. W typologii leśnej, gleby płowe Gór Stołowych tworzą siedliska lasu mieszanego górskiego (LMGśw i LMGw), a często również lasu górskiego (LGśw i LGw). W klasyfikacji gleb FAO-WRB (IUSS 2006) gleby płowe Gór Stołowych należą do szeregu grup, w tym przynajmniej trzech grup głównych: luvisoli, albeluvisoli oraz alisoli. Gleby o wyższym wysyceniu kationami zasadowymi (żyźniejsze) należą w większości do Stagnic Luvisols oraz Stagnic Albeluvisols, natomiast gleby silnie wylugowane (silnie kwaśne w poziomie iluwialnym Bt) – do Stagnic Alisols.

GLEBY BIELICOZIEMNE wytworzyły się na obszarze Gór Stołowych głównie ze zwietrzelin piaszczystych, są więc uważane za najbardziej typowe gleby dla tego masywu górskiego, choć powierzchniowo ustępują glebom brunatnym dystroficznym (zajmują prawie 1600 ha czyli około 25% powierzchni PNGS). Dominują w strefach wychodni piaszczystych, a więc w pasie od Błędnich Skał na zachodzie, przez wierzchołki Skalniaka, Narożnika, aż do Batorowa na wschodzie, na Dzikim Grzbiecie, w rejonie Skalnych Grzybów. Gleby bielice występują też w kompleksie z rankerami w górnych partiach Szczelińca Małego i Wielkiego oraz w rejonie kamieniołomu Radków. Izolowaną zwartą powierzchnię zajmują też na północ od Pasterki aż do granicy państwowej. Gleby te odznaczają się ogromną różnorodnością morfologiczną, zmiennością uziarnienia oraz właściwościami fizykochemicznymi. Między innymi z tego powodu w opracowaniach kartograficznych z Gór Stołowych nie oddzielano gleb bielcowych od bielicy. Gleby te występują w dwóch podstawowych odmianach. Pierwszą z nich tworzą gleby o uziarnieniu piasku luźnego lub słabogliniastego, mało zróżnicowanego w całym profilu, silnie szkieletowego (kamienistego). Gleby te wytworzyły się z piaszczystych „górných” na wierzchołkach pagórków wznoszących się ponad poziom zrównania wierzchołkowego Skalniaka i Narożnika oraz w partiach brzeżnych (krawędziowych). W profilu tych gleb wyraźnie zaznacza się jasnoszary poziom eluwialny oraz rdzawobrunatny poziom iluwialny nagromadzenia związków humusowych oraz żelaza i glinu: O-(A)-Es-Bh-Bs-CR (**fol. 4b**). Drugą odmianę bielicy i gleb bielcowych, występujących przede wszystkim na rozległych zrównaniach, łagodnych

stokach oraz w „kotlinach” między wzniesieniami, charakteryzuje wyraźnie dwuczłonowa budowa profilu. Warstwy powierzchniowe, na które składają się poziomy A, Ee oraz na ogół również Bh mają luźniejsze uziarnienie (najczęściej piasku słabogliniastego) zalegają ponad warstwami o wyraźnie zwięźlejszym uziarnieniu piasku gliniastego lub gliny piaszczystej, w których występuje obecnie poziom Bs i BsC. Nieciągłość litologiczna powoduje stagnowanie wody opadowej i roztopowej w górnych warstwach profilu, okresowe utrzymywanie się warunków redukcyjnych i oglejenie, a także zahamowanie rozkładu materii organicznej i wzrost miąższości próchnicy nadkładowej. Znaczna część gleb bielcowych i bielicy Gór Stołowych to w istocie **stagnobielice (fol. 4c)**. Z kolei w otoczeniu Wielkiego Torfowiska Batorowskiego, a podrzędnie również innych mniejszych torfowisk, występują nieduże kontury **glejobielicy**, których nadmierne uwilgotnienie wynika z wysokiego poziomu wody gruntowej. Zróżnicowanie budowy profilowej oraz uziarnienia jest wynikiem odmiennej genezy piaszczystych pokryw stokowych na terenie Gór Stołowych. Odczyn gleb bielcowych i bielicy jest silnie lub bardzo silnie kwaśny w całym profilu. Poziomy powierzchniowy posiadają pH_{H_2O} najczęściej w granicach 3,3-3,8, natomiast w głębi profilu jest to najczęściej pH_{H_2O} 4,0-4,3. Zawartość wymiennych kationów zasadowych jest niska, na ogół nie przekracza 1 $cmol(+) kg^{-1}$ gleby, a wpływ procesu bielcowania objawia się dość wyraźnie w zubożeniu poziomów eluwialnych. Wysycenie gleb kationami zasadowymi nie przekracza 20%, jedynie w poziomach bielcowania wzrasta ponad 50%. Ten pozorny paradoks nie wynika ze wzbogacenia poziomów eluwialnych w kationy zasadowe, ale z bardzo niskiej kwasowości tych poziomów, będącej skutkiem wymycia związków humusowych.

W zależności od położenia (nachylenia stoku, wysokości bezwzględnej, ekspozycji stoku), uziarnienia oraz warunków wilgotnościowych, gleby bielicoziemne tworzą różnorodne siedliska leśne. Najuboższe siedliska - boru górskiego świeżego (BGśw) występują na bielicach piaszczystych w całym profilu, okresowo przesuszonych, położonych w szczytowych partiach wzniesień lub w strefach krawędziowych. Siedliska boru górskiego wilgotnego lub nawet bagiennego (BGw, BGB) tworzą glejobielice z silnymi przejawami procesu bagiennego w postaci oglejenia dużej części profilu, a także akumulacji materii organicznej w formie próchnicy higromor torfiasty. Z kolei głębokie gleby bielcowe i bielice wytworzone z piasków luźnych lub słabogliniastych na piaskach gliniastych, tworzą - w korzystnych warunkach topograficznych - siedliska boru mieszanego górskiego świeżego (BMGśw), lub w warunkach stagnowania wody (stagnobielice) - boru mieszanego wilgotnego (BMGw). Najżyźniejsze siedliska lasu mieszanego górskiego (LMGśw) tworzą się na glebach bielcowych i bielicach niecałkowitych, wytworzonych z piasków słabogliniastych na glinach piaszczystych i lekkich, z wyraźnie wysoką domieszką pyłu. Gleby te mają nie tylko duże zdolności retencji wody (choć równocześnie nie są podmokłe), ale dzięki zwięźlejszemu uziarnieniu mają też większą zasobność w makroskładniki. Siedliska boru górskiego i boru mieszanego górskiego na bielicach i glebach bielcowych występują głównie na wierzchołkach Skalniaka i narożnika oraz w rejonie Skalnych

Grzybów, natomiast siedliska lasu mieszanego górskiego dominują na glebach bielcowych Dziejego Grzbietu, w rejonie Batorowa-Batorówka oraz w rejonie Pasterki.

W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby bielcowe i bielice Gór Stołowych należą generalnie do typowych Albic Podzols. Najwłaściwszym odpowiednikiem stagnobielic są Stagnic Albic Podzols, natomiast odpowiednikiem glejbielic są Gleyic Albic Podzols lub Gleyic Histic Podzols.

Specyficzne gleby, wyróżnione na mapie gleb jako **kompleks szkieletowych gleb bielcowych i brunatnych dystroficznych**, występują na stokach zbudowanych ze skał drobnziarnistych poniżej urwisk piaskowcowych. Na średniozwięzłą lub zwięzłą zwietrzelinę mułowców/margli nakłada się zwietrzelina piaskowo-gruzowa z wietrzenia piaskowców ciosowych „górných”. Warstwa gruzowo-piaszczysta osiąga nawet ponad 100 cm u podnóży urwisk a jej miąższość maleje w miarę oddalania się od urwiska. W dolnych partiach stoku warstwa piaszczystej zwietrzeliny zanika całkowicie i na powierzchni gleby gliniastej pozostają jedynie izolowane głązy piaskowca. W ujęciu przekrojowym pokrywa glebowa układa się pasowo, równoległe do urwiska, od gruzowo-piaszczystych bielic, poprzez dwuczłonowe stagnobielice (z piasków naglinowych), do gleb brunatnych dystroficznych, opadowo-glejowych. Wskutek zróżnicowania rzeźby terenu nie jest to jednak regularny układ pasowy, lecz raczej mozaikowy, zaburzany obecnością blokowisk piaskowcowych oraz stref źródłiskowych z torfowiskami. Omawiane gleby tworzą skomplikowaną mozaikę siedlisk leśnych od boru górskiego świeżego i wilgotnego, przez bór mieszany górski do lasu mieszanego górskiego. Gleby te dominują na południowych stokach poniżej krawędzi Skalniaka, Narożnika i Góry Świętej Anny, ale występują też na północnych stokach Narożnika oraz na stokach Szczelińca Wielkiego i Małego. Powierzchnię tych gleb oszacowano na co najmniej 295 ha (czyli 4,7% obszaru PNGS).

GLEBY GLEJOZIEMNE. Zjawisko oglejenia, uwarunkowane okresowymi warunkami redukcyjnymi w profilu glebowym, występuje powszechnie i z różnym nasileniem w glebach bielcowych, płowych i brunatnych, obok innych cech diagnostycznych tych typów gleb. We właściwych glebach glejowych oznaki procesów redukcji (głównie plamy glejowe i akumulacja materii organicznej) są dominującymi cechami charakterystycznymi w profilu glebowym, i w dużym nasileniu występują bezpośrednio od powierzchni gleby lub płytko pod powierzchnią.

Gleby glejowe (w poprzedniej wersji Systematyki nazywane glebami gruntowo-glejowymi) wyodrębniono w kilkudziesięciu konturach o niewielkich na ogół powierzchniach kilku - kilkunastu hektarów. Gleby te występują w dolinach niektórych potoków, w niekawatych obniżeniach na wierzchołkach oraz na stokach poniżej urwisk skał piaskowcowych, w strefach źródłiskowych. Obok zasadniczych cech wspólnych, takich jak: stałe nadmierne uwilgotnienie, duża miąższość gleby i mała jej szkieletowość, wydzielone podtypy gleb gruntowo-glejowych różnią się od siebie uziarnieniem i nagromadzeniem materii organicznej. Gleby glejowe typowe (GWt), o układzie poziomów genetycznych (O)-Ac-G, nie mają torfowej lub mułowej warstwy organicznej, a jedynie poziom próchniczny wyraźnie wzbogacony w substancję organiczną i silne oglejenie w całym profilu.

Największe powierzchnie tych gleb stwierdzono na południowym obrzeżu Parku, poniżej Urwisk Batorowskich. W glebach torfiasto-glejowych (GWtfg) również brak warstwy torfowej (lub jest minimalnej miąższości), ale poziom powierzchniowy jest wyraźnie mazisty i zawiera od 10 do 20% materii organicznej, przez co ma „torfiasty charakter”. Gleby takie występują w warunkach stałego podtapiania przez wody gruntowe (na przykład w dolinie Czerwonej Wody i dolinkach innych potoków) lub intensywnego dopływu wody źródłiskowej (podnóży Szczelińca). W glebach torfowo-glejowych (GWtog) i murszowo-glejowych (GWmrg) występuje warstwa organiczna o miąższości 10-40(60) cm. Układ poziomów genetycznych w tych glebach jest następujący: Oa(e)-AG-G lub M-Cg-G. Najnowsza Systematyka Gleb Polski (2011), wzorem klasyfikacji międzynarodowych zwiększyła wymaganą miąższość warstwy organicznej dla gleb torfowych do 40 cm (torfy rozłożone) lub nawet 60 cm (torfy gąbczaste i włókniste, np. przykład torfowcowe). Wskutek tej zmiany znacznie poszerzył się zasięg gleb zaliczanych do torfowo-glejowych i murszowo-glejowych o zasięgi dawnych płytkich gleb torfowych i murszowo-torfowych. Obecnie większość takich gleb na wierzchołkach Skalniaka, Narożnika, na Rogowej Kopie, poniżej Urwisk Batorowskich i w innych lokalizacjach należy do gleb torfowo-glejowych. Gleby glejowe nie są na ogół tak silnie kwaśne, jak sąsiednie gleby bielcowe, chyba, że na powierzchni występują warstwy torfowe lub murszowo-torfowe, wówczas odczyn podłoża mineralnego jest silnie kwaśny. Suma zasadowych kationów wymiennych jest w glebach glejowych typowych z reguły bardzo wysoka – nawet do 20 cmol(+) kg⁻¹. Podobnie wysycenie kompleksu sorpcyjnego zasadami jest wysokie – na ogół ponad 80%, jedynie w warstwach powierzchniowych niższe, lecz nie spada poniżej 50%. Zarówno suma kationów, jak i stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego są zdecydowanie niższe w glebach torfowo-glejowych i murszowo-glejowych, szczególnie przy większym udziale mchów torfowców w masie glebowej. Gleby glejowe typowe oraz torfiasto-glejowe tworzą jedno z najwilgotniejszych i najżyźniejszych siedlisk leśnych i łąkowych na terenie PNGS. Mogą być podłożem lasów górskich wilgotnych (LGw), rzadziej lasów mieszanych wilgotnych (LMGw). Gleby torfowo-glejowe i murszowo-glejowe tworzą siedliska wilgotne i bagiennie, ale zdecydowanie mniej żyzne, typowe dla borów mieszanych górskich wilgotnych (BMGw) oraz nawet borów górskich bagiennych (BGB). W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby glejowe typowe oraz torfiasto-glejowe należą do Haplic Gleysols (humic, eutric), natomiast gleby torfowo- i murszowo-glejowe spełniają kryteria Histic Gleysols (dystric/eutric).

Gleby opadowo-glejowe (pseudoglejowe) nie są obecnie oficjalnie wyróżniane w Systematyce Gleb Polski, ale są uznawane zarówno przez Klasyfikację Gleb Leśnych Polski [2001], jak przez klasyfikacje międzynarodowe. Dlatego na mapie gleb zdecydowano się na wyodrębnienie konturów tych gleb. Od właściwych gleb glejowych różnią się na ogół zwięzłym uziarnieniem gliniastym lub ilastym oraz brakiem zwierciadła wody gruntowej w profilu. Oglejenie górnych partii profilu wynika z okresowego nasycenia masy glebowej wodami zawieszonymi (opadowymi, roztopowymi, wysięko-

wymi itp.). Gleby te występują w kilkunastu rozproszonych wydzieleniach na wklęsłych fragmentach łagodnych stoków. Budowa tych gleb przedstawia się następująco: O-Ag-Cg-CR, z oglejeniem zazwyczaj plamistym lub strefowym. Są to na ogół gleby głębokie, o uziarnieniu gliny zwykłej, gliny ilastej oraz iłu zwykłego albo pylastego. Gleby te przeważnie nie są pokryte glazami i nie zawierają szkieletu w warstwach powierzchniowych, natomiast silnie szkieletowa (odłamki mułowca/margla) jest dolna część profilu. Odczyn poziomów mineralnych jest kwaśny i rośnie w głąb profilu w zakresie pH_{H_2O} od 3,6 do 5,8. Wysycenie kationami zasadowymi jest z reguły wysokie, waha się w zakresie od 62 do 86% w warstwach podpowierzchniowych oraz od 11 do 60% w powierzchniowych. Gleby opadowo-glejowe tworzą wilgotne i żyzne siedliska lasów mieszanych górskich wilgotnych (LMGw) oraz lasów górskich wilgotnych (LGw). W klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby opadowo-glejowe Gór Stołowych należą do Haplic Stagnosols (humic, eutric).

Gleby glejoziemne zajmują na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych około 310 ha to jest około 5% powierzchni.

GLEBY ORGANICZNE powstają na drodze akumulacji nierozłożonej materii organicznej w warunkach nadmiernego uwilgotnienia. Ich geneza i właściwości nie są zatem związane z rodzajem podłoża geologicznego, ale raczej z fizjografią terenu oraz czynnikami hydrologiczno-klimatycznymi. Występujące lokalnie gleby organiczne ściółkowe omówiono łącznie z glebami słabo ukształtowanymi, w tej części scharakteryzowane zostaną gleby o charakterze torfowym i murszowym.

Gleby torfowe w najnowszym wydaniu Systematyki Gleb Polski [2011] obejmują trzy zupełnie na nowo zdefiniowane typy w miejsce jednego. **Gleby torfowe fibrowe (OTi)** są w ogólnym zarysie utożsamiane z dawnymi glebami torfowisk wysokich, ale minimalna wymagana miąższość torfu włóknistego wynosi obecnie 60 cm. **Gleby torfowe hemowe (OTe)** mogą być utożsamiane z torfami przejści-

wymi oraz pewnymi fazami degradacji gleb torfowisk wysokich. **Gleby torfowe saprowe (OTa)** to gleby zbudowane z materiałów silnie rozłożonych, zarówno dawnych torfów niskich, jak i przejściowych. Łączna powierzchnia gleb organicznych na obszarze PNGS jest obecnie szacowana na 158 ha, czyli około 2,5% areалу parku. Torfowiska Gór Stołowych występują w kilku wariantach, różniących się warunkami zasilania oraz żyznością wód i całego siedliska: (a) torfowiska położone na terenach wododziałowych, (b) torfowiska stokowe na terenach źródłiskowych związanych z kontaktem piaskowców i margli, (c) torfowiska położone w dolinach potoków. Najliczniejszą grupę stanowią niewielkie torfowiska należące do pierwszej kategorii, szczególnie na wierzchołku Skalniaka, gdzie odnaleziono co najmniej siedem kompleksów torfowiskowych. Torfowiska związane z obszarami źródłiskowymi stwierdzono na stokach Skalniaka poniżej urwisk skalnych (zarówno od strony południowej, jak i północnej), na stokach Narożnika i Kopy Śmierci (poniżej Urwisk Batorowskich) oraz na stokach Szczelińca. Niektóre z wymienionych powyżej konturów, lub ich fragmenty, mają miąższość warstwy organicznej poniżej 40 cm, co spowodowało ich przeklasyfikowanie do gleb glejowo-torfowych, towarzyszących glebom organicznym. Torfowiska ostatniego typu stwierdzono m.in. w dolinie Czerwonej Wody i Moszczenicy. Na szczególną uwagę zasługuje Wielkie Torfowisko Batorowskie, największy jednolity obszar torfowiskowy w Górach Stołowych i jeden z największych w całych Sudetach. Torfowisko to zajmuje generalnie położenie wododziałowe, ale jest też zasilane przez wody spływające z sąsiednich stoków oraz przez wody źródłiskowe na obrzeżach torfowiska. Wskutek przeprowadzonego na początku XX wieku osuszenia, częściowo zahamowane zostały procesy bagienne oraz wyparta naturalna roślinność. Obecnie prowadzi się ostrożne działania mające na celu zatrzymanie wody na obszarze torfowiska i stymulowanie naturalnej jego renaturalizacji (**fol. 5**).



Fot. 5. PNGS podejmuje próby zatrzymania wody na torfowisku w przeszłości osuszonym i zalesionym świerkiem.

Photo 5. Administration of the national park tries to hold the water on a peatbog, previously drained and afforested with spruce. (Fot. A. Bogacz)

Najbardziej obecnie rozpowszechnione na obszarze PNGS są **gleby torfowe hemowe**. **Gleby torfowe saprowe** dominują na torfowiskach źródłiskowych oraz na niektórych torfowiskach dolinnych. Wskutek melioracji większości złóż torfowych przyspieszony został rozkład gleb organicznych, toteż **gleby torfowe fibrowe** zachowały się jedynie fragmentarycznie. Cechą charakterystyczną wielu złóż gleb torfowych jest naprzemienne występowanie różnych rodzajów torfu - sfagnowego, turzycowego, drzewnego i innych, zmienność stopnia rozkładu torfu, a także przewarstwienia mineralne, szczególnie piaskowe. Zawartość substancji organicznej waha się od 68% w torfach zamulonych do około 91% w słabo rozłożonych i nie zamulonych torfach fibrowych. Miąższość gleb torfowych na obszarze parku jest bardzo zróżnicowana, lecz zwykle nie przekracza 1 m, z wyjątkiem Wielkiego Torfowiska Batorowskiego, gdzie torf zalega do głębokości ponad 5 m.

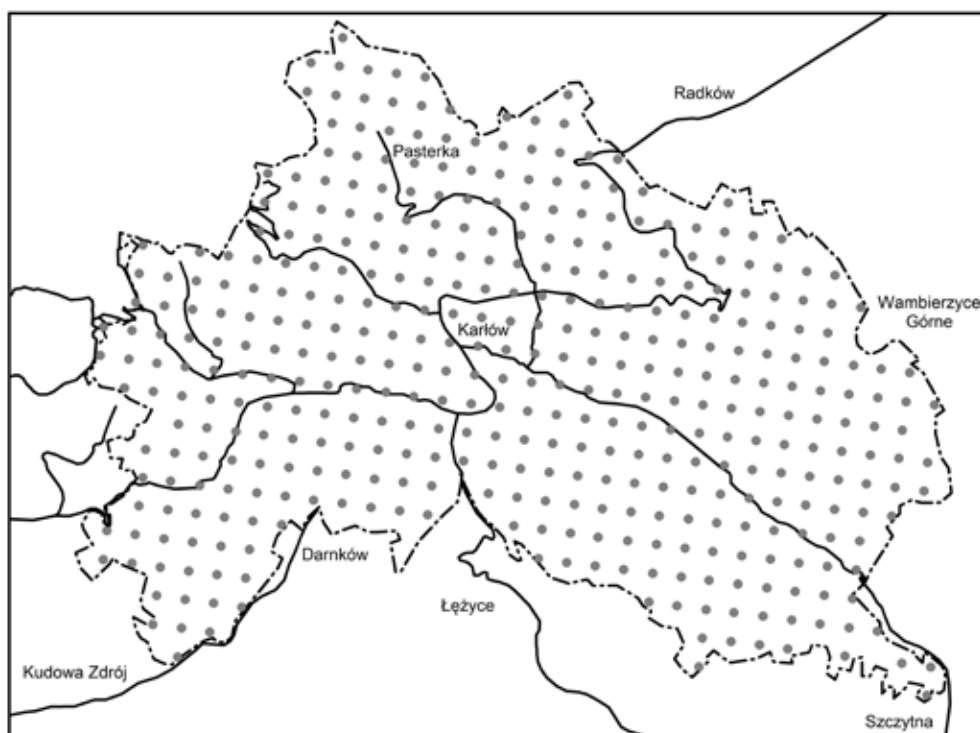
Odczyn torfów jest na ogół silnie kwaśny i rzadko $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ wzrasta ponad wartość 3,5. Odczyn torfów w strefach źródłiskowych, jest słabo kwaśny, a $\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$ niektórych warstw sięga nawet wartości 6,6. Stopień wysycenia kompleksu sorpcyjnego gleb torfowych kationami zasadowymi waha się zatem od 2-20% w torfach fibrowych i fibrowo-hemowych, do 60-85% w torfach hemowych dolinnych, i nawet do 99% w torfach źródłiskowych.

Gleby torfowe tworzą najwilgotniejsze siedliska borów górskich bagiennych (BGb) oraz borów mieszanych górskich bagiennych (BMGb). Na torfowiskach źródłiskowych mogą tworzyć się siedliska lasu górskiego wilgotnego (LGw).

Zgodnie z klasyfikacją FAO-WRB (IUSS 2006), wszystkie gleby torfowe Gór Stołowych należą do histosoli. Najliczniej reprezentowane są Hemic Histosols. Gleby zbudowane z włóknistych torów sfagnowych kwalifikują się niekiedy do Fibric Histosols (dystic), a gleby torfowisk źródłiskowych z silnie rozłożonym torfem – do Sapric Histosols (eutric).

Gleby murszowe (OM) powstają z gleb torfowych po ich odwodnieniu przerywającym proces akumulacji materii organicznej i inicjującym fazę decesji torfowiska. Większość gleb organicznych PNGS przeszła lub nadal przechodzi fazę degradacji spowodowaną obniżeniem poziomu wód gruntowych lub drenażem wód opadowych przez systemy rowów melioracyjnych. Jednak w chwili obecnej, po zaniechaniu konserwacji rowów lub celowej ich likwidacji, w wielu miejscach proces murszenia został powstrzymany, a odnawianie się naturalnych zbiorowisk roślinności bagiennej świadczy o możliwości odrodzenia się torfowiska. Miąższość warstwy organicznej w glebach murszowych sięga niekiedy 100 cm, z tego warstwa zmurszała stanowi przeciętnie 25-50%, resztę torf w różnych stadiach rozkładu. Najczęściej spotykanym podtypem gleb murszowych są gleby hemowo-murszowo (OMe). Mineralne podłoże budują warstwowane osady aluwialne lub deluwialna gliniasta zwietrzelina margli. Warstwy mineralne znajdują się z reguły w zasięgu oddziaływania wód gruntowych lub śródpokrywowych, co przejawia się ich silnym oglejeniem. Gleby murszowe tworzą razem z glebami torfowymi najwilgotniejsze siedliska borów górskich bagiennych (BGb) oraz borów mieszanych górskich bagiennych (BMGb). Według klasyfikacji FAO-WRB (IUSS 2006) gleby organiczne murszowe należą do Hemic lub Sapric Histosols.

GLEBY ANTROPOGENICZNE tworzą się wskutek działalności człowieka powodującej silne przeobrażenie istniejących gleb naturalnych albo stworzenie całkowicie nowego substratu glebowego. Na terenie Gór Stołowych występują **gleby industrioziemne**, związane z wydobywaniem surowców skalnych, oraz **gleby urbizioziemne**, związane z zabudową komunalną. Powstanie i rozmieszczenie gleb industrioziemnych związane jest z funkcjonowaniem kamieniołomów granitu i piaskowca, przy których pozostały stare hałdy odpadów górniczych. Na ogół są to obiekty małe i „zasymilowane” z otoczeniem, niekiedy na tyle stare, że można



Ryc. 3. Schemat sieci monitoringu środowiska leśnego i glebowego PNGS.

Fig. 3. The scheme of forest and soil monitoring sites in the SMNP.

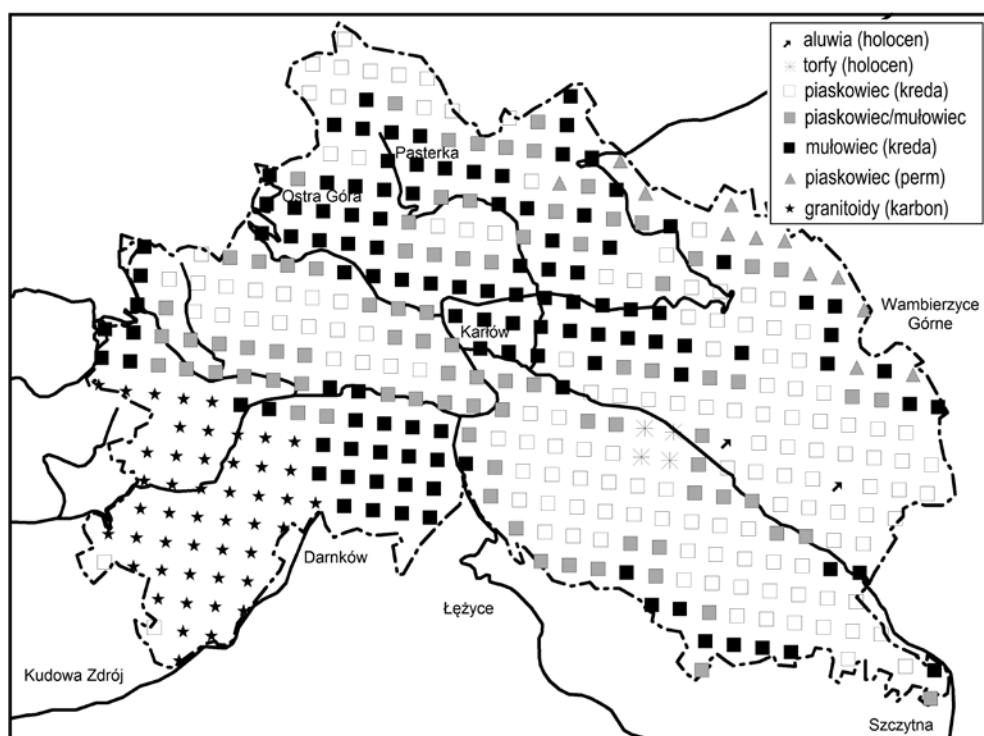
już obserwować proces brunatnienia w zdeponowanych odpadach skalnych. Wyjątkiem są zwałowiska w pobliżu kamieniołomu Radków, na których występują gleby industrioziemne inicjalne. Do konturu gleb industrioziemnych inicjalnych włączono również teren samego kamieniołomu, którego dno budują gruzowo-piaszczyste odpady powydobywcze. Jednakże obszar kamieniołomu i przylegających zwałowisk jest wyłączony z obszaru PNGS, i nie obejmują ich obliczenia powierzchni grup gleb zamieszczone w tym opracowaniu. Gleby antropogeniczne na hałdach przy wyrobiskach piaskowca przypominają pod wieloma względami rankery wytworzone ze skał piaskowcowych. Są to gleby silnie szkieletowe, z licznymi odłamkami gruzu skalnego na powierzchni. Uziarnienie części ziemistych jest najczęściej piaszczyste, lecz spotyka się też gliny piaszczyste. Gleby te odznaczają się odczynem kwaśnym oraz niską zawartością wymiennych kationów zasadowych. W przyszłości należy oczekiwać ewolucji tych gleb w kierunku gleb brunatnych dystroficznych. Klasyfikacja FAO-WRB (IUSS 2006) zalicza gleby industrioziemne na hałdach do Spolic Technosols (Skeletal).

Do gleb antropogenicznych - urbiziemnych należy część gleb na terenach zabudowy wiejskiej w Pasterce, Ostrej Górze, Łężnie i na obrzeżach Karłowa. Są to głównie gleby w obrębie zagród, gdzie naturalny układ poziomów genetycznych jest zaburzony, gleby zawierają domieszki odpadów budowlanych i bytowych, a niekiedy są pokryte brukiem lub innymi materiałami skalnymi. W systemie FAO-WRB (IUSS 2006) gleby urbiziemne zaliczane są do Urbic Technosols. Łączna powierzchnia gleb antropogenicznych (z włączeniem dróg o powierzchni utwardzonej surowcami skalnymi) wynosi około 57 ha, co stanowi około 0,9% obszaru PNGS.

PRZESTRZENNE ZRÓŻNICOWANIE ZASOBNOŚCI I ZANIECZYSZCZENIA GLEB PNGS

Naturalne ekosystemy podlegają ciągłym ewolucyjnym przemianom aż do osiągnięcia stanu względnej stabilizacji w określonych warunkach klimatycznych. Ekosystemy silnie przekształcone przez człowieka, choć pozornie stabilne, stale narażone są na zniszczenie antropogenicznie uformowanej struktury. Szczególnym przykładem są monokulturowe uprawy świerka wprowadzane od połowy XIX wieku na obszarach górskich, przede wszystkim w piętrze regla dolnego i pogórza. Jednogatunkowe i równowiekowe drzewostany mają obniżoną odporność na czynniki fizyczne – silne wiatry, susze, silne opady śniegu, na czynniki biologiczne – jak choroby grzybowe lub inwazje szkodników pierwotnych i wtórnych, a także na czynniki antropogeniczne – jak zanieczyszczenie powietrza atmosferycznego związkami siarki i azotu. Ponadto, gradacje szkodników, rozprzestrzeniające się w monokulturowych drzewostanach pogórza i regla dolnego zwiększają zagrożenie dla naturalnych lasów świerkowych występujących w strefie regla górnego. Zastąpienie naturalnych mieszanych lub liściastych drzewostanów na monokultury iglaste spowodowało zmiany składu i ilości biomasy docierającej do dna lasu oraz zmiany aktywności biologicznej ściółek leśnych i ryzosfery. W glebach zmiany te prowadzą do zakwaszenia, przyspieszenia ługowania związków humusowych, makro- i mikroelementów, co w morfologii profilu glebowego przejawia się nasileniem zbielicowania warstw powierzchniowych.

Gradacje szkodników, huraganowe wiatry, silne opady śniegu i inne zjawiska katastrofalne powodują destrukcję monokultur świerkowych i uruchomienie sukcesji roślinności następczej. Również planowa przebudowa drzewostanów ukierunkowana na zmniejszenie dominacji świerka i zwiększenie udziału gatunków liściastych powoduje zmiany



Ryc. 4. Skały macierzyste gleb występujące na powierzchniach monitoringowych.

Fig. 4. Parent materials of soils observed on monitoring sites.

w składzie gatunkowym zbiorowisk roślinnych oraz w składzie chemicznym biomasy ściółki leśnej. Wszystkie te zjawiska, samodzielnie oraz w kombinacjach, powodują poważne zmiany w funkcjonowaniu ekosystemów, w tym środowiska glebowego. W celu uchwycenia istoty i tempa tych zjawisk oraz przewidywania ich dalekosiężnych skutków środowiskowych zakłada się stałe powierzchnie obserwacyjne – pojedyncze lub zgrupowane w regularne sieci monitoringowe. Pierwsza wielkoobszarowa sieć monitoringu środowiska leśnego i glebowego w Polsce południowo-zachodniej założona została w Karkonoskim Parku Narodowym. W skład sieci weszło ponad 630 kołowych powierzchni monitoringowych, których centroidy rozmieszczono w siatce 200 x 300 metrów. Wdrażanie podobnych systemów monitoringu środowiska rozpoczęto w innych parkach narodowych, gdyż to właśnie parki narodowe posiadają najlepsze warunki dla uruchamiania wielopunktowych, długoterminowych i interdyscyplinarnych programów i sieci monitoringowych. Tym bardziej, że zasady ochrony przyrody w parkach wykluczają niektóre zabiegi normalnie wykonywane w komercyjnej gospodarce leśnej. Eliminacja zabiegów zachowujących status quo w ekosystemach leśnych przyspiesza ich przemiany i uruchamia procesy samoregulacji. Wiedza o ich skutkach pomaga kształtować politykę „naturalizacji” również w lasach gospodarczych.

Potrzebę stworzenia sieci obserwacyjnej, która umożliwiałaby określenie struktury, stanu i dynamiki zasobów leśnych w PNGS jeszcze w latach 90-tych zgłaszał S. Miścicki z SGGW w Warszawie [Jędryszczak, Miścicki 2001]. Sieć została wyznaczona w terenie w latach 2005-2006. Składają się na nią 403 powierzchnie kołowe, których centroidy rozmieszczone są w regularnej więźbie 400 x 400 metrów (ryc. 3). Lokalizacja powierzchni oparta została na układzie odniesienia PUWG 1992 i „wpasowana” w siatkę wielkoobszarowej inwentaryzacji lasów w Polsce. Badania gleboznawcze (terenowe i laboratoryjne) prowadzono w latach 2008-2011. Dla prawidłowej oceny dynamiki zmian chemizmu gleb pobierano osobne próby z trzech poziomów: ektopróchnicy, z warstwy mineralnej 0-10 i 10-20 cm. Dla zminimalizowania wpływu zmienności glebowej w obrębie powierzchni badawczej, co ma kluczowe znaczenie dla

powtarzalności i porównywalności wyników obserwacji, reprezentatywną próbę średnią do analiz laboratoryjnych tworzono z przynajmniej 5 lub nawet 10 próbek podstawowych. Próbkę gleb pobierano próbnikiem żłobkowym (fot. 6-7).



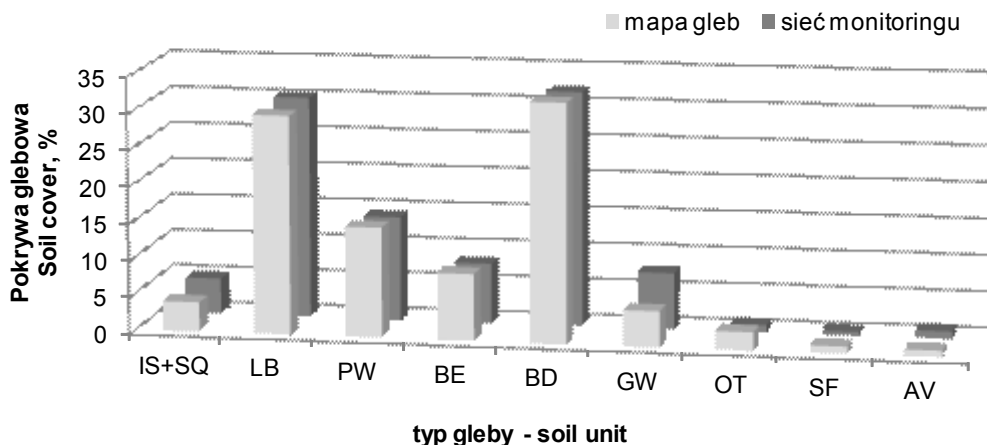
Fot. 6. Studenci Koła Naukowego Gleboznawców z Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu uczestniczyli w poborze prób gleb na powierzchniach monitoringowych.

Photo 6. Students of the Wrocław University of Environmental and Life Sciences at soil sampling on a monitoring site. (Fot. C. Kabala)



Fot. 7. Próbnik żłobkowy do prób gleb.

Photo 7. Rill sampler for collecting of soil samples. (Fot. C. Kabala)



Ryc. 5. Reprezentatywność sieci monitoringu względem struktury pokrywy glebowej PNGS.

Fig. 5. Representativeness of the soil cover in the monitoring system.

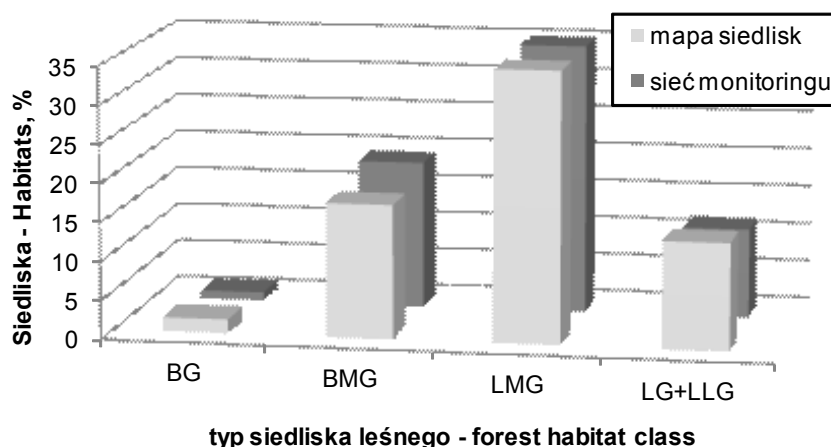
IS+SQ - gleby inicjalne i słabo ukształtowane (Leptosols), LB - bielice i gleby bielcowe (Podzols), PW - gleby płowe (Luvisols+Albeluvisols), BE - gleby brunatne eutroficzne (Eutric Cambisols), BD - gleby brunatne dystroficzne (Dystric Cambisols), GW - gleby glejowe i opadowo-glejowe (Gleysols-Stagnosols), OT - gleby organiczne (Histosols), SF - mady (Fluvisols+Fluvisols Cambisols), AV - gleby antropogeniczne (Technosols). Compared data from the map of habitats (mapa siedlisk) and monitoring sites (sieć monitoringu).

Rozmieszczenie powierzchni monitoringowych dobrze odzwierciedla przestrzenne zróżnicowanie struktury pokrywy glebowej PNGS (ryc. 5). Dotyczy to w szczególności najważniejszych typów gleb, to jest gleb bielcowych i bieliec, gleb brunatnych eutroficznych i dystroficznych oraz gleb płowych. Mniejszą zgodność stwierdzono w przypadku gleb zajmujących niewielkie i rozproszone kontury, na przykład gleb glejowych, organicznych i antropogenicznych. Podobnie przypadkowe „trafienia” centroidów powierzchni monitoringowych zdarzały się na glebach występujących w formie długich ale wąskich pasów - jak mady w dolinach rzecznych. Na powierzchniach monitoringowych występują wszystkie rodzaje skał istotne jako skały macierzyste gleb (ryc. 4). Na ocenę reprezentatywności sieci w stosunku do budowy geologicznej wpływają dwa założenia metodyczne przyjęte w trakcie prac gleboznawczych. Na powierzchni monitoringowej wykazywano ten rodzaj skały, którego zwietrzelina budowała profil glebowy, co nie zawsze było zgodne z mapą geologiczną, pomijającą utwory pokrywowe o miąższości do 2 m - uważanie za nieistotne z geologicznego punktu widzenia. Tymczasem w Górach Stołowych zwietrzeliny piaskowców dość często na stokach przykrywają podłoże mułowcowe, zwietrzeliny mułowców przykrywają zwietrzeliny permskie itd. Szczególnym przypadkiem są stoki poniżej urwisk piaskowcowych, zbudowane ze zwietrzeliny mułowców, ale przykryte warstwą zwietrzeliny piaskowca osypującej się lub wymywanej z obszaru wychodni. Miąższość pokrywowej warstwy piaskowo-gruzowej nie przekracza 0,5-1 m, ale jest to wystarczająco dużo by istotnie wpływać na warunki glebowe i siedliskowe. Na takich powierzchniach wyróżniano osobną kategorię geologiczną „piaskowiec na mułowcu”. Sieć monitoringowa jest również reprezentatywna pod kątem struktury siedlisk leśnych (rys. 6). Najlepsza zgodność na poziomie typu siedliskowego występuje w przypadku lasu mieszanego górskiego oraz boru górskiego. Słabsza reprezentatywność siedlisk łągowych wynika z tych samych przyczyn, które decydują o niedoszacowaniu udziału mad rzecznych. Z kolei „nadreprezentacja” boru mieszanego górskiego może wynikać z nadmiernej generalizacji opisów siedliskowych

w wydzieleniach leśnych (pododdziałach), co często ma miejsce na krawędziach morfologicznych i długich stokach.

Wśród wskaźników charakteryzujących stan chemiczny gleb, w tym ich żyzność i stopień zanieczyszczenia, analizowano między innymi skład granulometryczny, zawartość materii organicznej, odczyn, kwasowość wymienną, wymienne kationy zasadowe (wapń, magnez, potas i sód), zawartość przyswajalnych dla roślin form magnezu, potasu i sodu, a także całkowitą zawartość ołowiu, cynku i miedzi (tab. 3). Przeciętna, dość wysoka, zawartość frakcji iltu i pyłu potwierdza, że w skali parku narodowego dominują gleby o gliniastym uziarnieniu warstw powierzchniowych. Uziarnienie gleb na powierzchniach monitoringowych z reguły zgodne jest z uziarnieniem wykazywanym na mapie glebowej.

Suma wymiennych kationów zasadowych jest jednym z uniwersalnych wskaźników informujących o geochemicznych warunkach tworzenia się gleby, o zasobności troficznej siedliska oraz o odporności gleby na degradację geochemiczną. Zmiany zawartości kationów wymiennych, łatwo desorbowanych i wymywanych, są też jednym z pierwszych fizykochemicznych skutków zmian użytkowania gleb lub zmian składu gatunkowego zbiorowisk leśnych. Najważniejszym kationem w kompleksie sorpcyjnym gleb jest wapń, którego proporcja do magnezu, potasu i wapnia kształtuje się przeciętnie jak 25:7:2:1 (tab. 3). Suma kationów przyjmuje w Górach Stołowych wartości najczęściej bardzo niskie i niskie, co odzwierciedlają wartości średnie 3,5 i 3,2 cmol(+) kg⁻¹, odpowiednio w warstwie 0-10 i 10-20 cm. Równocześnie, suma kationów zasadowych jest bardzo zróżnicowana na obszarze PNGS (ryc. 7). Wyraźnie najzasobniejsze są gleby wytworzone z mułowców, w tym gleby brunatne eutroficzne, płowe, glejowe i opadowo-glejowe w rejonie Pasterki - Pośny, Ostrej Góry, Karłowa, Pstrążnej, na Sawannie Łężyckiej oraz na południowych obrzeżach PNGS w granicach Szczytnej. W glebach tych suma kationów na ogół przekracza 10 cmol(+) kg⁻¹, maksymalnie osiągając nawet 66 cmol(+) kg⁻¹. Z kolei najniższe ilości kationów zasadowych występują w glebach bielcowych wytworzonych z piaskowców oraz w glebach brunatnych



Ryc. 6. Reprezentatywność sieci monitoringu względem struktury siedlisk leśnych PNGS.

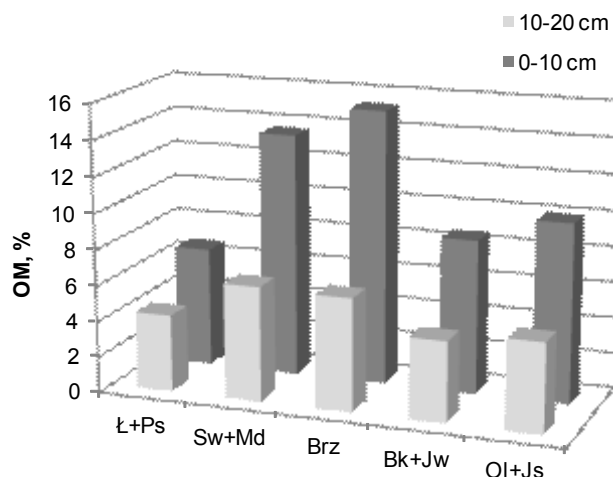
Fig. 6. Representativeness of the forest habitats structure in the monitoring system.

BG - bór górski (mountain coniferous forest), BMG - bór mieszany górski (mountain mixed-coniferous forest), LMG - las mieszany górski (mountain mixed-broadleaf forest), LG+LLG - las górski, włącznie z lasem łągowym górskim (mountain broadleaf forest). Compared data from the map of habitats (mapa siedlisk) and monitoring sites (sieć monitoringu).

dystroficznych wytworzonych z granitów, co dobrze ilustruje **ryc. 7**. Z sumą zasadowych kationów wymiennych powiązany jest wskaźnik wysycenia kompleksu sorpcyjnego, mający duże znaczenie w diagnostyce troficznej i typologicznej gleb. Przeciętne wartości tego wskaźnika oscylujące wokół 33% (**tab. 3**) wskazują na średnio dystroficzny charakter większości gleb i siedlisk Gór Stołowych. W glebach dystroficznych, jak bielice wytworzone z piaskowców lub gleby brunatne wytworzone z granitoidów, wysycenie zasadami często spada poniżej 10-20% (w warstwie powierzchniowej). Z kolei w glebach eutroficznych, których zasięg ilustruje **ryc. 7**, wysycenie zasadami wynosi ponad 50%, maksymalnie sięgając do 99%, co jest wówczas jednoznaczne z niemal całkowitym zbuforowaniem czynników zakwaszających, jak glin wymienne.

Słabo powiązana z rodzajem podłoża geologicznego, a raczej z rodzajem użytkowania terenu, składem gatunkowym roślinności, warunkami klimatycznymi i wodnymi - jest zawartość materii organicznej. Generalnie można stwierdzić, że jej ilość w glebach PNGS jest wysoka, podobnie jak na innych obszarach leśnych w górach, co jest uwarunkowane klimatycznie. Najwyższe zawartości w PNGS stwierdzono w glebach pod drzewostanami świerkowymi, modrzewiowymi i brzozowymi, zdecydowanie mniejsze pod drzewostanami bukowymi, jaworowymi i łągowymi, a najmniejsze w glebach nieleśnych - łąkowych i pastwiskowych (**ryc. 8**). Różnice między rodzajami użytkowania lub składem drzewostanów maleją w profilu glebowym z głębokością, ale zawsze najwyższa zawartość substancji organicznej jest pod drzewostanami iglastymi. Stwierdzone zróżnicowanie wynika z odmiennego tempa rozkładu biomasy opadu organicznego (liści/igieł) docierającego do dna lasu, co w pierwszej kolejności przejawia się różną grubością ektopróchnic (**ryc. 9**). Największe tempo rozkładu biomasy, a więc i tempo obiegu węgla organicznego wystę-

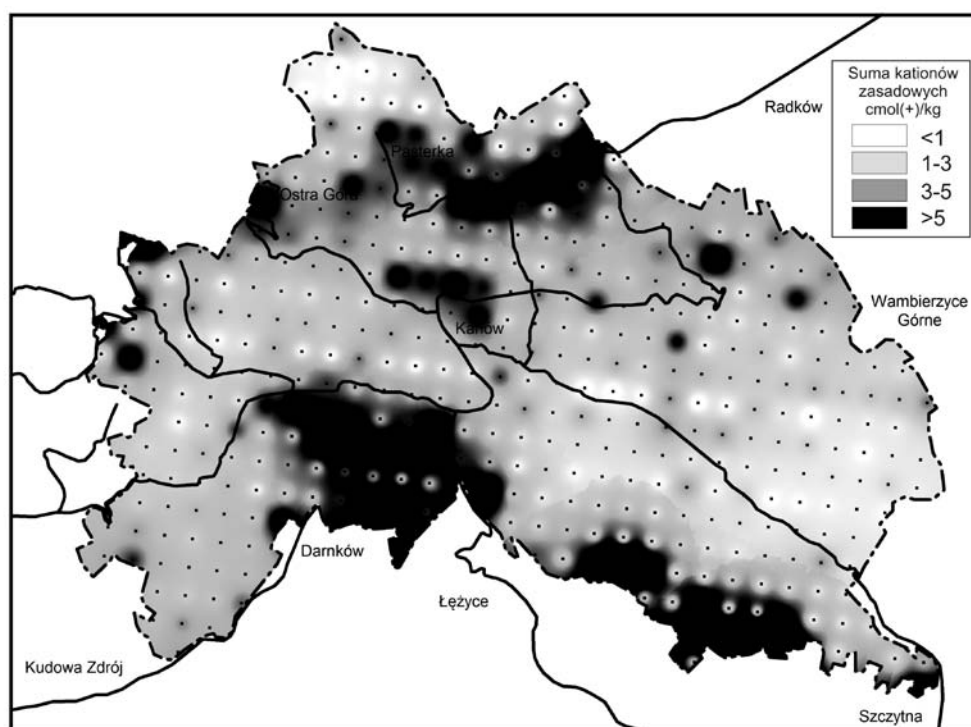
puje w żyzniejszych glebach pod buczynami, jaworzynami oraz lasami łągowymi. Tam miąższość ektopróchnic oraz zawartość materii organicznej w poziomach mineralnych są najmniejsze. Szybkość rozkładu igliwia świerkowego, jodłowego lub modrzewiowego jest zdecydowanie mniejsza, co w powiązaniu z zakwaszającym działaniem produktów rozkładu prowadzi do nagromadzenia materii organicznej w grubych ektopróchnicach i w mineralnych poziomach gleb. Szczególne miejsce drzewostanów brzozowych (najczęściej brzozowo-świerkowych i brzozowo-sosnowych) w zestawieniu wynika głównie stąd, że występują one na wysoko położonych stanowiskach borowych na wierz-



Ryc. 8. Zawartość materii organicznej (OM) w glebach łąkowych i pod różnymi drzewostanami.

Fig. 8. Organic matter (OM) content in soils on meadows and under various forest vegetation.

Ł+PS - łąki i pastwiska (madows and pastures), Sw+Md - świerk i modrzew (spruce and larch), Brz - brzoza (birch), Bk+Jw - buk i jawor (beech and sycamore), Ol+Js - olsza i jesion (alder and ash). Warstwy gleby: 0-10 i 10-20 cm (Soil layers: 0-10 and 10-20 cm)



Ryc. 7. Przestrzenne zróżnicowanie zawartości zasadowych kationów wymiennych w glebach PNGS.
Fig. 7. Spatial variability of exchangeable base cations in soils of the SMNP.

Tabela 3. Stan chemiczny gleb PNGS - wyniki z 402 kołowych powierzchni monitoringowych (wartości średnie)

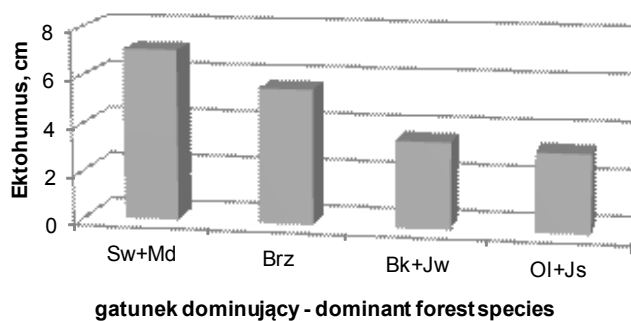
Table 3. Chemical properties of soils in the Stołowe Mountains National Park – result from 402 circle monitoring surfaces (mean values)

Parametr Soil properties	Warstwa gleby / Soil Layer		
	Ektopróchnica (ściółka) Forest litter	Warstwa Layer 0-10 cm	Warstwa Layer 10-20 cm
Materia organiczna, Organic matter, %	78,4	12,5	6,0
pH - 1M KCl	3,4	3,2	3,4
pH - H ₂ O _{dest.}	4,2	4,0	4,2
Kwasowość wymienna, Exchangeable acidity, cmol(+) kg ⁻¹	-	6,4	5,2
Al wymienny, Exchangeable Al, cmol(+) kg ⁻¹	-	5,8	5,1
Ca wymienny, Exchangeable Ca, cmol(+) kg ⁻¹	-	2,5	2,3
Mg wymienny, Exchangeable Mg, cmol(+) kg ⁻¹	-	0,7	0,6
K wymienny, Exchangeable K, cmol(+) kg ⁻¹	-	0,2	0,1
Na wymienny, Exchangeable Na, cmol(+) kg ⁻¹	-	0,1	0,1
Wymienne kationy zasadowe, Sum of exchangeable cations, cmol(+) kg ⁻¹	-	3,5	3,2
Wysycenie kationami zasadowymi, Base saturation, %	-	32,3	33,5
Ołów, Total Pb, mg kg ⁻¹	91,4	47,2	28,2
Cynk, Total Zn, mg kg ⁻¹	60,5	31,9	29,1
Miedź, Total Cu, mg kg ⁻¹	16,5	6,9	5,0
Mg przyswajalny, Available Mg, mg _{MgO} kg ⁻¹	-	79,4	
K przyswajalny, Available K, mg _{K₂O} kg ⁻¹	-	71,5	
P przyswajalny, Available P, mg _{P₂O₅} kg ⁻¹	-	40,2	
Fracja piasku, Sand fraction, %	-	66	
Fracja pyłu, Silt fraction, %	-	27	
Fracja łu, Clay fraction, %	-	7	

chołkach wzniesień i wychodniach skalnych, gdzie mała aktywność mikrobiologiczna i powolny rozkład biomasy są uwarunkowane ostrym klimatem. Wstępne wyniki badań monitoringowych prowadzą do wniosku, że przebudowa drzewostanów świerkowych na liściaste spowoduje w dłuższej perspektywie czasowej zmniejszenie zasobów materii organicznej w glebach i uwolnienie części związanego dwutlenku węgla.

Gleby Gór Stołowych odznaczają się na ogół kwaśnym lub nawet silnie kwaśnym odczynem i wartościami pH_{H₂O} przeciętnie około 4,0-4,2 oraz pH_{KCl} 3,2-3,4 w warstwach mineralnych (**tab. 3**). W poziomach mineralnych gleby wartość pH jest odwrotnie skorelowana z zawartością substancji organicznej, dlatego warstwy powierzchniowe (0-10 cm) z reguły odznaczają się niższym pH niż warstwy głębsze (10-20 cm), mniej zasobne w próchnicę (**ryc. 10**). Jednakże istotny jest również stopień rozkładu materii organicznej, co powoduje, że pH warstw powierzchniowych (0-10 cm) jest niższe niż ektopróchnicy - zawierającej kilka razy więcej materii organicznej, ale słabiej zhumifikowanej. W ujęciu przestrzennym, zauważono wyraźną ujemną korelację między wysokością n.p.m. a pH gleb, zarówno powierzchniowych warstw mineralnych, jak i ektopróchnicy (**ryc. 11-A**). Jednocześnie stwierdzono wyraźny związek między składem drzewostanów a pH gleb, szczególnie ektopróchnicy. Zdecydowanie najniższe pH mają gleby pod drzewostanami świerkowymi w porównaniu z bukowymi i jaworowymi

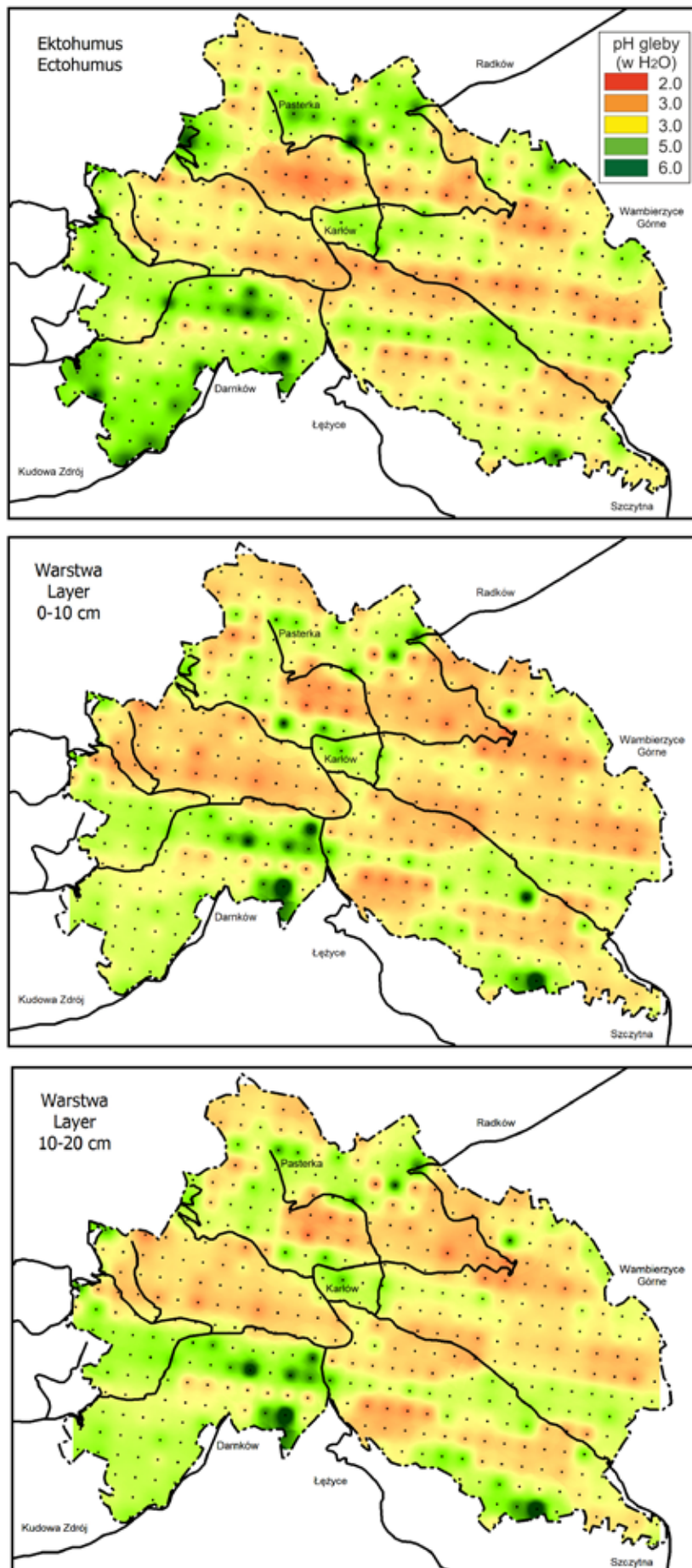
(**ryc. 11-B**). Wykazano też, że gleby utworzone z piaskowców górnokredowych posiadają pH nieco niższe niż gleby utworzone z piaskowców permskich, ale znacznie niższe od gleb utworzonych z mułowców i granitoidów (**ryc. 11-C**). Najogólniej rzecz ujmując można stwierdzić, że kwaśny odczyn gleb w Górach Stołowych jest efektem dominacji skał macierzystych nie zawierających węgla wapnia i ubogich w inne składniki alkaliczne, a także efektem długotrwałego ługującego działania wilgotnego klimatu



Ryc. 9. Grubość ektopróchnicy pod różnymi drzewostanami w PNGS.

Fig. 9. Thickness of an ectohumus layer under various forest vegetation.

Sw+Md - świerk i modrzew (spruce and larch), Brz - brzoza (birch), Bk+Jw - buk i jawor (beech and sycamore), Ol+Js - ołsa i jesion (alder and ash).

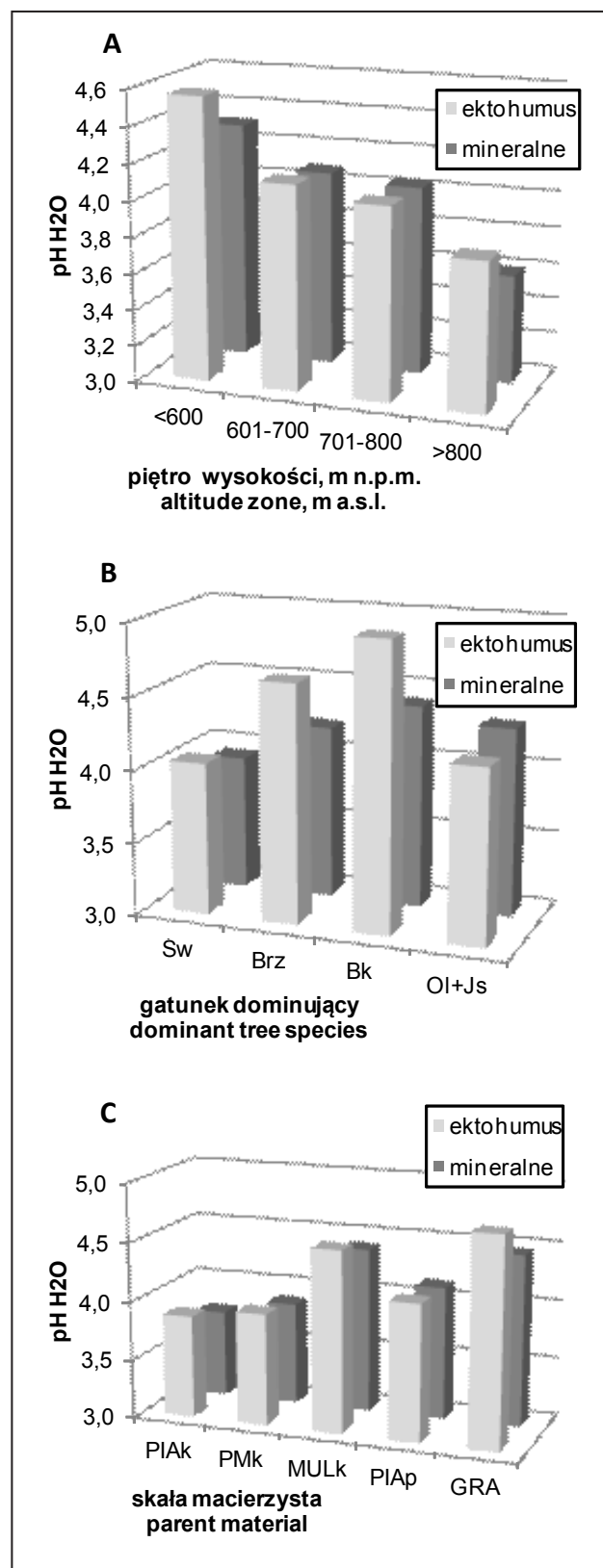


Ryc. 10. Przestrzenne zróżnicowanie odczynu (pH_{H2O}) w glebach PNGS.
Fig. 10. Spatial variability of soil reaction (pH measured in distilled water).

oraz borowej roślinności. Dlatego - w układzie przestrzennie -wysokościowym - najniższe pH mają gleby wysoko położone na wierzchołkach Skalniaka, Szczelińca i Narożnika, wytworzone z piaskowców górnokredowych i porośnięte borami świerkowymi (ryc. 10). Te same czynniki, co już wcześniej wykazano, sprzyjają ługowaniu wymiennych kationów zasadowych i zubożeniu gleb, ale także akumulacji materii organicznej. Należy jednocześnie stwierdzić, że silne i pogłębiające się zakwaszenie części tych gleb jest ich cechą naturalną, w niewielkim stopniu związaną z działalnością człowieka. Jednak w niższych położeniach, gdzie warunki klimatyczne nie eliminują gatunków liściastych, eliminacja nadmiernego udziału świerka w drzewostanach z całą pewnością zahamuje proces zakwaszenia gleb - oczywiście w dłuższej perspektywie czasowej i w powiązaniu ze zmianami w obiegu węgla.

Zasobność gleb w składniki przyswajalne dla roślin jest jednym ze wskaźników ich żyzności. Generalnie gleby leśne Gór Stołowych zawierają niewielkie ilości przyswajalnego magnezu, potasu i fosforu - niedoborowe z punktu widzenia komercyjnej gospodarki leśnej. Wyższe stężenia wymienionych składników w glebach z reguły są śladem użytkowania rolniczego i nawożenia. Jest to szczególnie widoczne w przypadku fosforu, którego zawartość nie zależy od rodzaju skały macierzystej, uziarnienia gleby czy składu drzewostanu. Podwyższone zawartości tego składnika stwierdzono w glebach łąkowych (poornych) na Sawannie Łężyckiej i w Karłowiu, ale też w wzdłuż ruchliwej szosy do Radkowa (ryc. 12). Wysokie zawartości fosforu również w tych leśnych glebach należy wiązać z wpływami antropogenicznymi. Zawartość przyswajalnego magnezu i potasu, choć również nawiązuje do sposobu użytkowania terenu, wyraźnie związana jest z rodzajem skały macierzystej. Najniższe ilości P i Mg występują w glebach wytworzonych z piaskowców, natomiast najwyższe w glebach wytworzonych z mułowców, co skorelowane jest z ilością tych pierwiastków w formach wymiennych w kompleksie sorpcyjnym. Wysokie zawartości potasu przyswajalnego stwierdzono ponadto w części gleb wytworzonych z granitów, co było zauważone również na innych obszarach granitowych i związane jest z podwyższoną zawartością potasu w tych skałach. Gleby pod drzewostanami świerkowymi i bukowymi różnią się zawartością potasu i magnezu przyswajalnego - na korzyść gleb pod zbiorowiskami liściastymi. Różnicy tej nie stwierdzono w przypadku fosforu, co potwierdza, że ten deficytowy składnik może ograniczać produktywność drzewostanów bukowych.

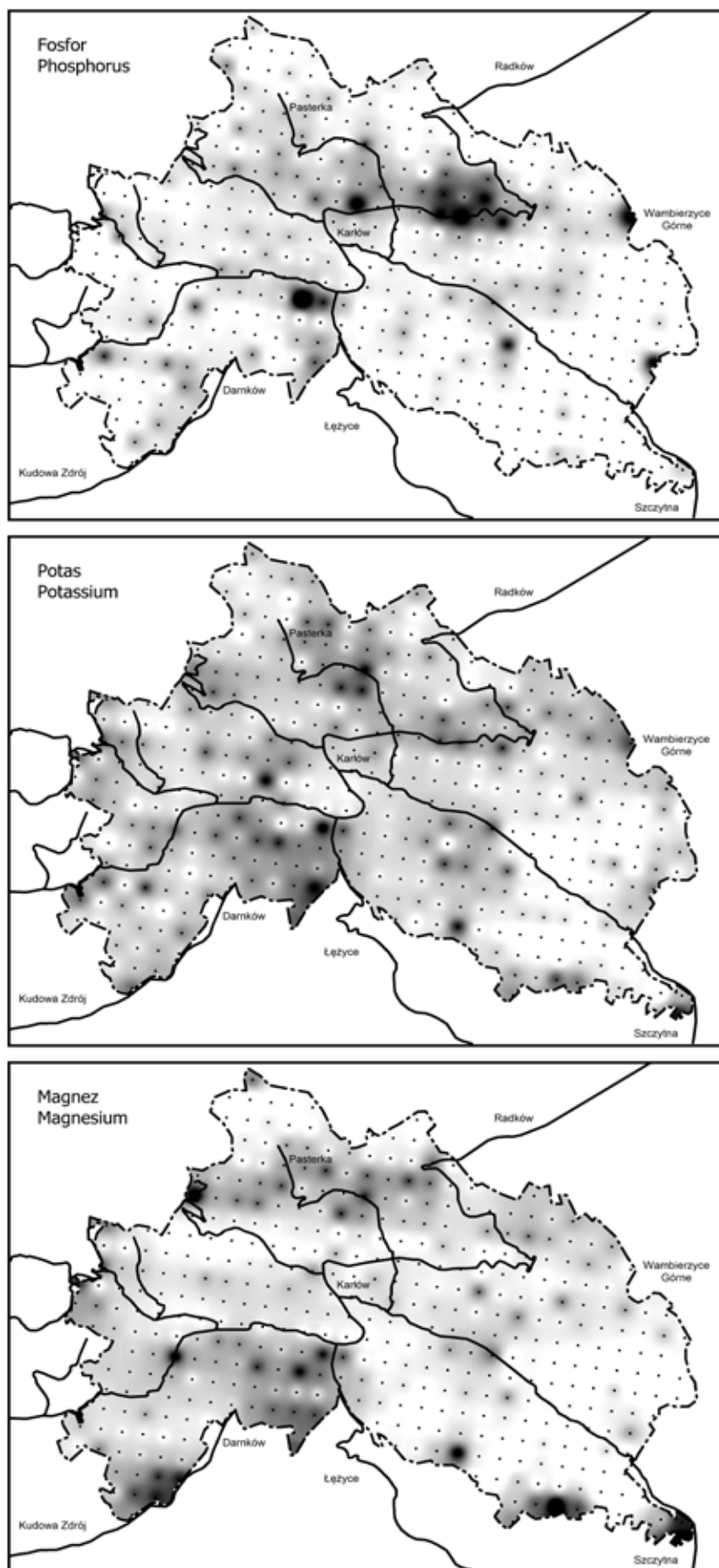
Metale ciężkie są powszechnie wykorzystywanymi wskaźnikami jakości środowiska, gdyż wszelkie formy gospodarczej aktywności człowieka były w przeszłości powiązane z emisją metali ciężkich do atmosfery. W programie monitoringu środowiska glebowego PNGS zdecydowano się na oznaczenie zawartości miedzi, cynku i ołowiu, jako pierwiastków, których związek z aktywnością człowieka jest dobrze udokumentowany i dla których istnieje najobszerniejszy materiał porównawczy na obszarze Sudetów i Polski. Miedź i cynk są pierwiastkami zaliczanymi do mikroelementów niezbędnych dla właściwego wzrostu roślin - w śladowych ilościach. Przy nadmiernych koncentracjach w środowisku mogą oddziaływać toksycznie na organizmy żywe. Ołów nie



Ryc. 11. Zróżnicowanie pH gleb PNGS: (A) w kolejnych piętrach wysokości, (B) pod różnymi drzewostanami (wymieniono gatunki dominujące) i (C) na różnych podłożach.

Fig. 11. Comparison of soil pH: (A) in subsequent altitude zones, (B) under dominant forest tree species, and (C) on various parent materials.

PIA - piaskowiec kredowy (Cretaceous sandstone), MULk = mułowiec/margiel kredowy (Cretaceous marl/mudstone), PMk - piaskowiec na mułowcu (sandstone on mudstone), PIAp - piaskowiec permski (Permian sandstone), GRA - granitoidy (granite). Data shown separately for ectohumus and mineral soil layers.

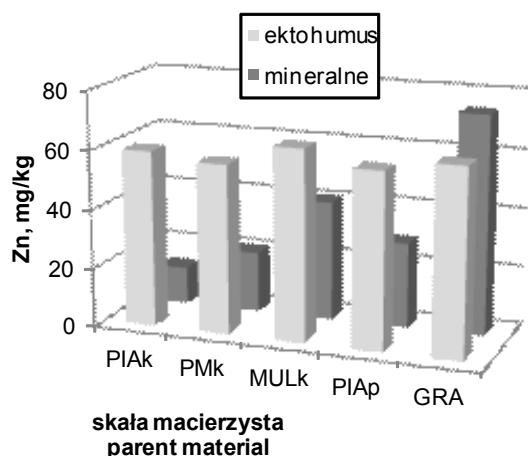


Ryc. 12. Przestrzenne zróżnicowanie zawartości przyswajalnych form fosforu, potasu i magnezu w glebach PNGS. Zawartość makroskładników roślinie z natężeniem ciemnej barwy.
Fig. 12. Spatial distribution of plant -available phosphorus, potassium, and magnesium contents in soils. Darker colour means higher content of macronutrient.

należy do mikroelementów, a każda jego ilość w środowisku uważana jest za niepożądaną. Niestety, badania gleb na powierzchniach monitoringowych w PNGS wykazały, że to właśnie ołów występuje w największych ilościach, natomiast stężenia cynku i miedzi są na ogół niskie (tab. 3).

Stężenie metali ciężkich w glebach w pierwszej kolejności zależy od rodzaju skały macierzystej i uziarnienia gleby. Związek ten widoczny jest najsilniej w przypadku cynku (ryc. 13), słabiej w przypadku miedzi (ryc. 14), a najsłabiej w przypadku ołowiu (ryc. 15). Najmniejsze ilości metali występują w glebach wytworzonych z piaskowców górnokredowych oraz permskich, większe w glebach z mułowców, natomiast największe - w glebach na podłożu granitowym. Różnica między zawartością cynku w glebach wytworzonych z granitów i piaskowców jest prawie czterokrotna. Różnice zawartości cynku stwierdzone w warstwach mineralnych, podobnie jak lokalizacja/wysokość położenia n.p.m. nie przekładają się na zróżnicowanie cynku w ekto próchnicy. Jedynie rodzaj ekto próchnicy wpływa na stężenie cynku - wyraźnie większe jest w ekto próchnicach mull, tworzących się pod drzewostanami liściastymi głównie na podłożu marglistym, a mniejsze w ekto próchnicach mor, tworzących się pod świerkiem, przede wszystkim na podłożu piaskowcowym (ryc. 16). Można zatem stwierdzić, że niskie zawartości cynku w glebach Gór Stołowych są zbliżone do naturalnych, i naturalne czynniki - jak skała macierzysta i bioakumulacja - decydują o przestrzennej i profilowej dystrybucji pierwiastka. Jedynie w kilku punktach wykazano lokalnie podwyższone zawartości cynku, z całą pewnością genety antropogenicznej - w rejonie Karłowa, pasterki, Dańczowa i przy Szosie 100 Zakrętów (ryc. 17).

Na zawartość miedzi w glebach, podobnie jak cynku, wpływa przede wszystkim rodzaj skały macierzystej. To powoduje, że na mapie stężeń tego pierwiastka (warstwach mineralnych gleb) wyraźnie odróżnić można strefy niższej koncentracji - w glebach wytworzonych z piaskowca, oraz obszary wyższej koncentracji - na podłożu mułowcowym,

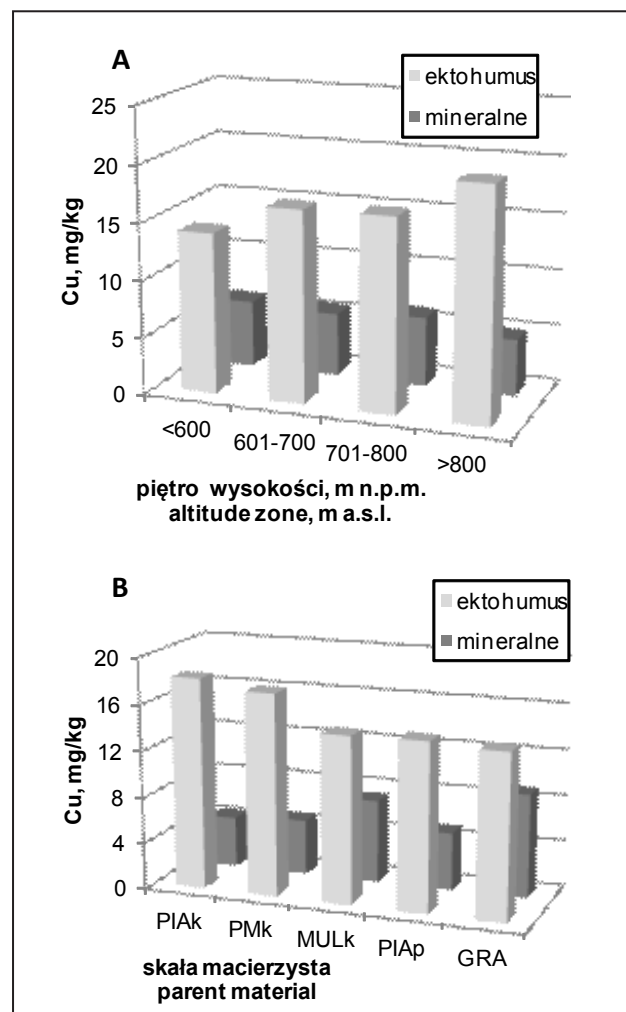


Ryc. 13. Zawartość cynku w glebach PNGS w zależności od podłoża geologicznego.

Fig. 13. Zinc content in soils of the SMNP as influenced by parent materials.

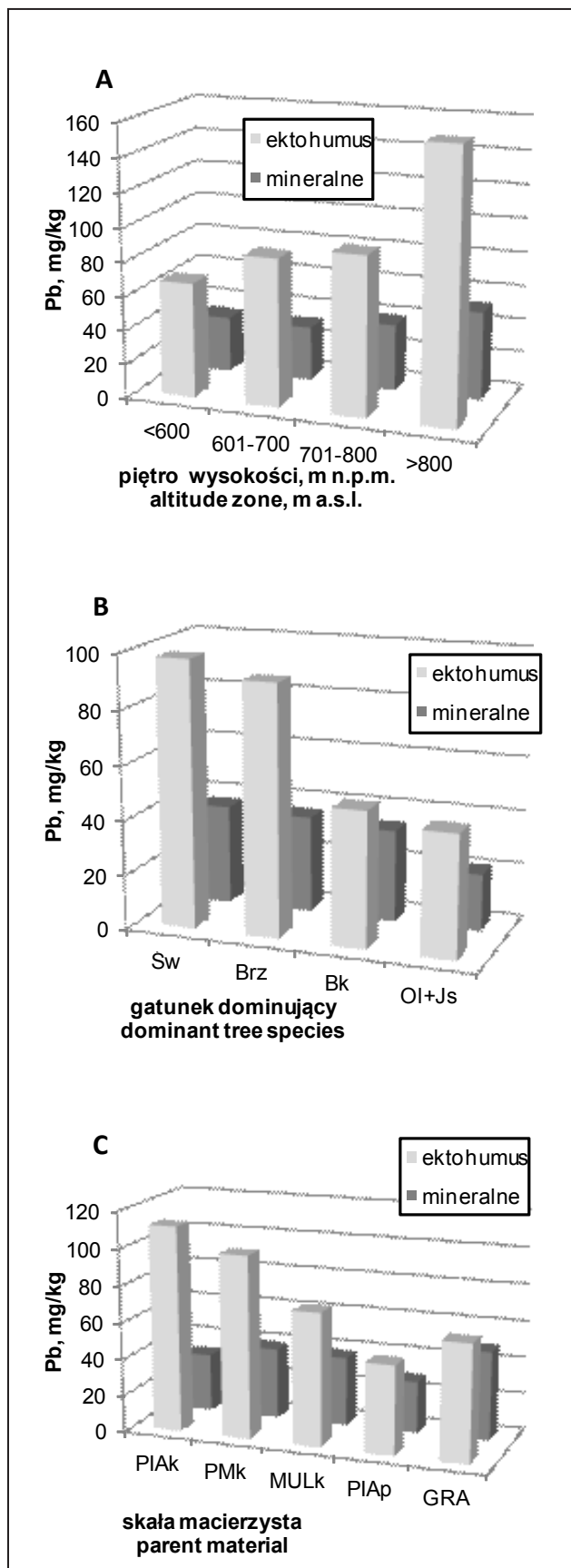
PIA - piaskowiec kredowy (Cretaceous sandstone), MULk - mułowiec/margiel kredowy (Cretaceous marl/mudstone), PMk - piaskowiec na mułowcu (sandstone on mudstone), PIAp - piaskowiec permski (Permian sandstone), GRA - granitoidy (granite). Data shown separately for ektohumus and mineral soil layers.

a szczególnie granitowym (ryc. 17). Przeciętne zawartości miedzi w warstwach mineralnych - rzędu 5-7 mg/kg gleby są niskie, i nie wskazują na antropogeniczne zanieczyszczenie, które stwierdzono tylko w trzech izolowanych punktach wzdłuż dróg w Karłowie i Pasterce. Jednakże w ekto próchnicach gleb leśnych zauważono jednoznaczność zależności nagromadzenia miedzi od wysokości n.p.m. (ryc. 14), przy czym nie stwierdzono związku między składem gatunkowym drzewostanu albo rodzajem i miąższością ekto próchnicy (ryc. 16), które na ogół skorelowane są z wysokością n.p.m. Podwyższone koncentracje miedzi w ekto próchnicach leśnych występują głównie na wierzcholinie Skalniaka, w zachodniej części Szczelińca oraz na wzniesieniach otaczających Pasterkę (ryc. 17). Obiekty te tworzą rodzaj „barier orograficznych” najbardziej narażonych na kontakt z masami powietrza napływającymi z kierunku zachodniego i południowo-zachodniego. W przeszłości z tymi masami powietrza napływały zanieczyszczenia pyłowe z obszarów przemysłowych Czech i pogranicza niemiecko-czeskiego. Podwyższone zawartości miedzi w ekto próchnicach niektórych gleb są więc skutkiem transgranicznego zanieczyszczenia powietrza. Można przypuszczać, że w przyszłości



Ryc. 14. Zawartość miedzi w glebach PNGS: (A) w kolejnych piętrach wysokości i (B) na różnych podłożach geologicznych.

Fig. 14. Copper content in soils of the SMNP as influenced by: (A) altitude and (B) parent materials. Data shown separately for ektohumus and mineral soil layers.

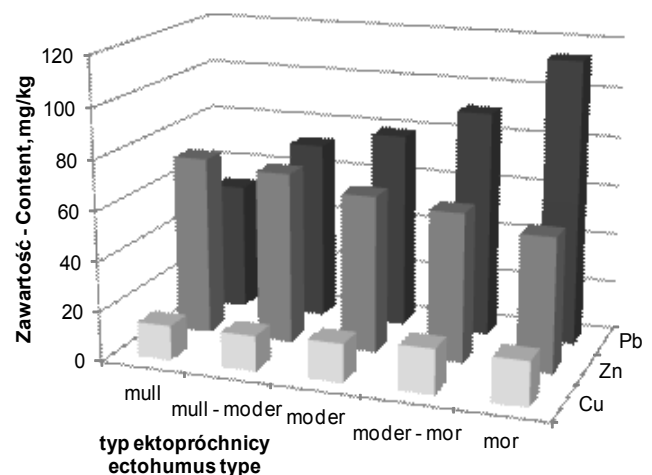


Ryc. 15. Zawartość ołowiu w glebach PNGS: (A) w kolejnych piętrach wysokości, (B) pod różnymi drzewostanami (wymieniono gatunki dominujące) i (C) na różnych podłożach

Fig. 15. Lead content in soils of the SMNP as influenced by: (A) altitude, (B) dominant forest tree species, and (C) parent materials. Data shown separately for ectohumus and mineral soil layers.

podwyższone stężenia powinny zanikać w odpowiedzi na zasadnicze zmniejszenie emisji zanieczyszczeń i poprawę jakości powietrza napływającego na teren Sudetów.

Zróźnicowanie zawartości ołowiu zdecydowanie silniej odzwierciedla zjawiska opisane w przypadku miedzi. Zawartość ołowiu w warstwach mineralnych gleb słabo koreluje z rodzajem skały macierzystej (ryc. 18) a znacznie silniej z nagromadzeniem substancji organicznej i składem drzewostanu (ryc. 15-B). Pod drzewostanami świerkowymi, nawet na różnych podłożach geologicznych, zawartość ołowiu jest z reguły nieco większa niż pod drzewostanami liściastymi, szczególnie na wyższych wysokościach n.p.m. (ryc. 15-A). Różnice te spotęgowane są w poziomie ekto-próchnicy: zawartość ołowiu jest zdecydowanie najwyższa w grubych ekto-próchnicach mor (ryc. 16) tworzących się pod świerkiem, szczególnie na podłożu piaszczowym i w warunkach osłabienia aktywności mikroorganizmów przez ostrzejsze warunki klimatyczne na większych wysokościach n.p.m. (ryc. 15-A-B-C). Nie jest możliwe w tej sytuacji jednoznaczne rozstrzygnięcie, czy wysokie zawartości ołowiu w ekto-próchnicach gleb na wierzcholinie Skalniaka są efektem zanieczyszczenia powstałego w kontakcie lasu z zanieczyszczonymi masami powietrza zatrzymanymi na barierze orograficznej, czy są efektem szczególnego powinowactwa ołowiu do substancji organicznej, manifestującego się w silnej i trwałej koncentracji pierwiastka w ekto-próchnicach. Jednakże znacznie niższe stężenia ołowiu w podobnych ekto-próchnicach na „cofniętej” wierzcholinie Narożnika i w głębi masywu pozwalają wnioskować, że wysokie stężenia ołowiu w ekto-próchnicach gleb leśnych PNGS są skutkiem dopływu transgranicznych zanieczyszczeń atmosfery. I podobnie jak w przypadku miedzi należy oczekiwać, że w dłuższej perspektywie czasowej stężenia te zmaleją w miarę poprawy jakości powietrza napływającego na teren Gór Stołowych. Dodatkowym czynnikiem zmniejszającym współczesną akumulację metali na wierzcholinie Skalniaka jest destrukcja drzewostanów świerkowych. Wpływ Szosy 100 Zakrętów na zawartość ołowiu w ekto-próchnicach i glebach był zdecydowanie mniejszy niż wpływ zanieczyszczeń transgranicznych.

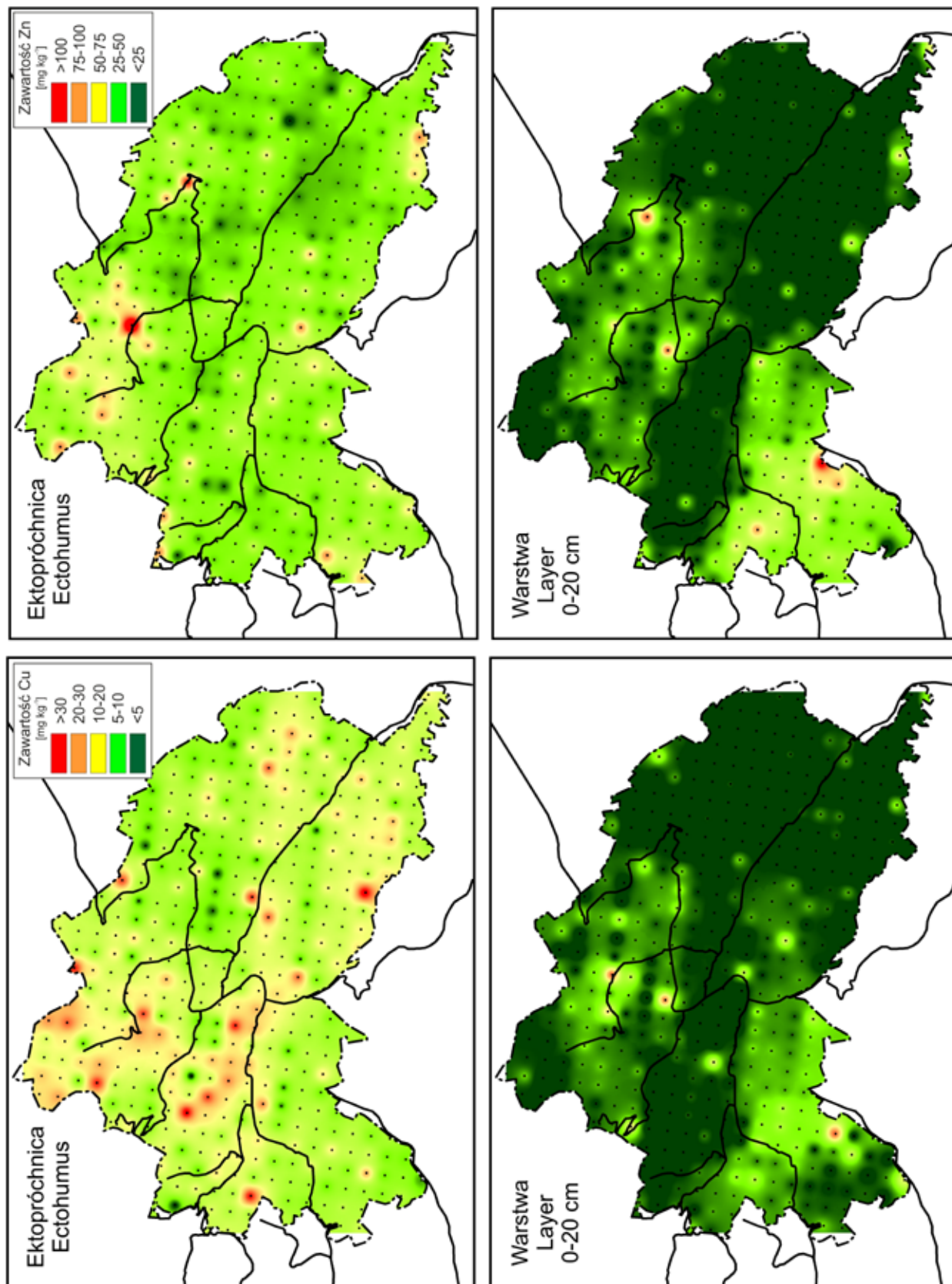


Ryc. 16. Zawartość metali ciężkich w różnych typach ekto-próchnic leśnych

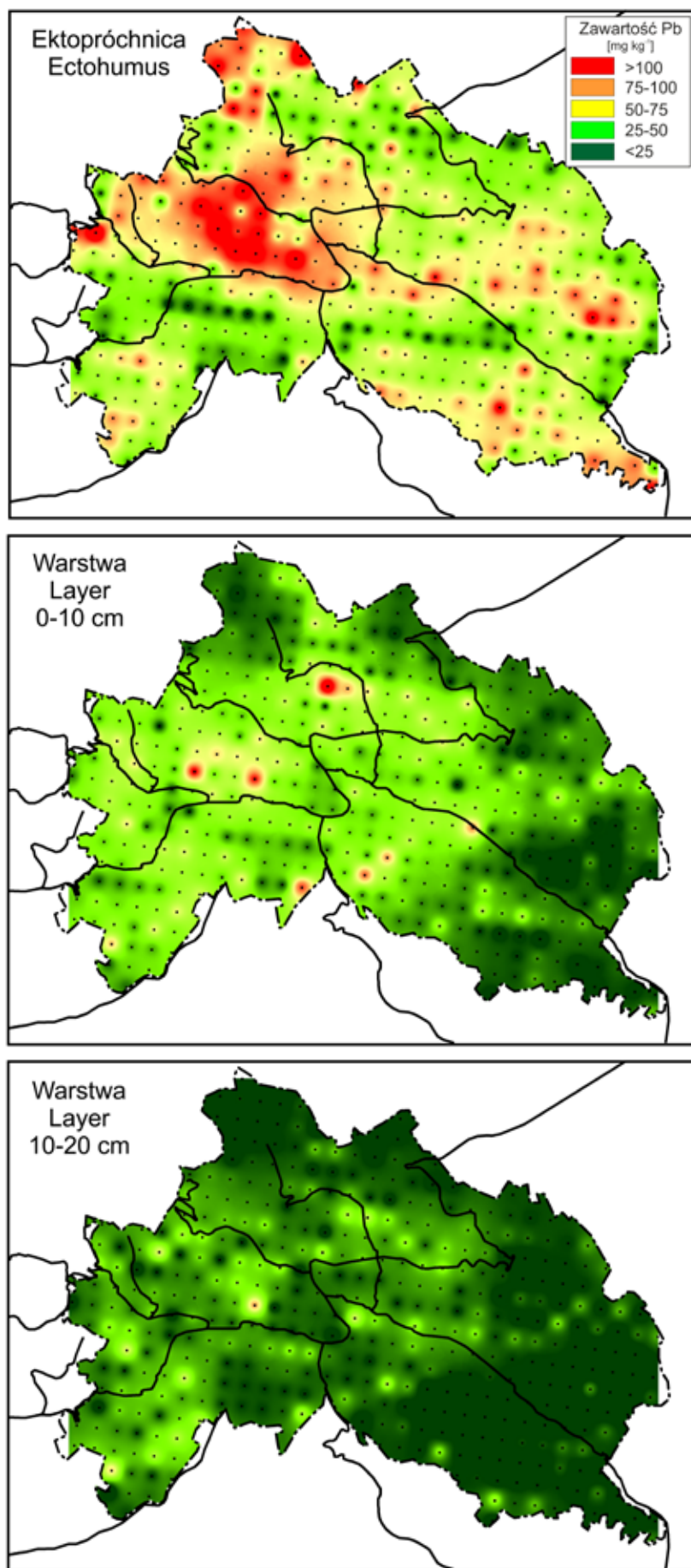
Fig. 16. Heavy metal content in various types of forest ectohumus

Pierwsza seria badań monitoringowych miała rzecz jasna charakter inwentaryzacyjny i dopiero powtórzenie prac, planowane w odstępach 10-letnich będzie miało walor rzeczywistych badań monitoringowych i pokaże, czy zaproponowane wyjaśnienia zjawisk zachodzących w ekosystemach Gór Stołowych oraz prognozy przekształceń były prawidłowe.

Jednak już obecnie, na podstawie przeprowadzonych badań i z uwzględnieniem uwarunkowań środowiskowych oraz planów gospodarczych można prognozować, że w glebach Gór Stołowych nie będzie zwiększać się w najbliższej dekadzie zakwaszenie oraz zanieczyszczenie metali ciężkimi, natomiast mogą zmaleć zasoby glebowej materii organicznej.



Ryc. 17. Przestrzenne zróżnicowanie zawartości miedzi i cynku w ektopróchnicach i poziomach mineralnych gleb PNGS.
Fig. 17. Spatial distribution of copper and zinc contents in ectohumus and mineral soil horizons.



Ryc. 18. Przestrzenne zróżnicowanie zawartości ołowiu w ektopróchnicach i poziomach mineralnych gleb PNGS.

Fig. 18. Spatial distribution of lead content in ectohumus and mineral soil horizons.

LITERATURA

- IUSS Working Group WRB, 2006.** World Reference Base for Soil Resources 2006. 2nd edition, World Soil Resources Reports 103, FAO, Rome, pp. 1-122.
- Jędruszczak E., Miścicki S., 2001.** Lasy Parku Narodowego Gór Stołowych. *Szczeliniec* 5, 79-104.
- Kabala C., Haase T. 2004.** Przejawy poligenezy gleb biellicowych utworzonych z piaskowców kredowych Gór Stołowych. *Rocz. Glebozn.* 55, 4, pp. 39-49.
- Kabala C., Szerszeń L., Wicik B. 2002.** Geneza, właściwości i systematyka gleb Parku Narodowe Gór Stołowych. *Szczeliniec*, 6, pp. 21-94.
- Klasyfikacja Zasobów Glebowych Świata 2006**, aktualizacja 2007 [2009]. World Reference Base for Soil Resources 2006, update 2007. FAO, ISRIC, ISSS. Edycja polska: (tłum. i red.) Bednarek R., Charzyński P., Kabala C., Wyd. Nauk. UMK, Toruń, pp. 1-145.
- Polskie Towarzystwo Gleboznawcze, 2009.** Klasyfikacja uziarnienia gleb i utworów mineralnych – PTG 2008. *Roczniki Gleboznawcze*, 60, 2, pp. 5-16.
- Systematyka Gleb Polski, 1989.** *Roczniki Gleboznawcze*, 40, 3/4, pp. 1-150.
- Systematyka Gleb Polski, 2011.** *Roczniki Gleboznawcze*, 62, 3, pp. 1-178.

WARUNKI HYDROLOGICZNE GÓR STOŁOWYCH

HYDROLOGICAL CONDITIONS OF GÓRY STOŁOWE

M. ADYNKIEWICZ-PIRAGAS¹, A. BOGUSZ², B. CHUDZIK³, B. GARNCARZ-WILK⁴, I. LEJCUŚ⁵,
J. MALICKA⁶, H. MORDALSKA⁷, A. PASIECZNIK⁸, T. TOKARCZYK⁹

¹Mariusz.Adynkiewicz@imgw.pl, ²Anna.Bogusz@imgw.pl, ³Bartosz.Chudzik@imgw.pl, ⁴Barbara.Garncarz-Wilk@imgw.pl,
⁵Iwona.Lejcus@imgw.pl, ⁶Jolanta.Malicka@imgw.pl, ⁷Halina.Mordalsaka@imgw.pl, ⁸Anna.Pasiecznik@imgw.pl,
⁹Tamara.Tokarczyk@imgw.pl,

Słowa kluczowe: WODY POWIERZCHNIOWE, SIEĆ RZECZNA, OCENA HYDROMORFOLOGICZNA

Keywords: SURFACE WATERS, RIVER NETWORK, HYDROMORPHOLOGICAL ASSESSMENT

STRESZCZENIE:

W latach 2008-2009 w Parku Narodowym Gór Stołowych wykonano trzy serie pomiarów hydrometrycznych obejmujących strefy stanów średnich oraz niskich, w celu oszacowania wielkości zasobów wód powierzchniowych dla 13 głównych rzek PNGS. Ponadto dokonano oceny stanu hydromorfologicznego głównych cieków. Ocena hydromorfologiczna jest elementem wspierającym ocenę stanu ekologicznego wód, wymaganego przez Ramową Dyrektywę Wodną (RDW). Przeprowadzona ocena hydromorfologiczna (według metodyki IMGW - PIB OWr) obejmowała ocenę trzech stref: koryta rzecznej, strefy przybrzeżnej i dna doliny. Polegała ona na zgromadzeniu danych dotyczących m.in. geometrii koryta, rodzaju dna, ciągłości cieku i występowania barier, struktury brzegów, typu roślinności i użytkowania doliny. Oceniono cztery ciek: Czerwoną Wodę, Pośną, Dańczówkę i Czermonicę. Należą one w większości do klasy III, co pozwala określić ich stan jako umiarkowany o średnim stopniu przeobrażenia. Dla Czerwonej Wody, której zlewnia zajmuje największą część powierzchni PNGS wykonano obliczenia modelowe relacji opad-odpływ, w celu określenia zależności między opadem a odpływem w zlewni niekontrolowanej. Dane niezbędne do budowy modelu opracowano na podstawie numerycznego modelu terenu oraz warstw tematycznych GIS, m.in. struktury użytkowania terenu Corine Land Cover 2006, lokalizacji dróg asfaltowych, mapy glebowej i układu sieci rzecznej. Jako dane meteorologiczne wykorzystano sumy opadu atmosferycznego z automatycznych czujników systemu LSOP Starostwa Powiatowego w Kłodzku oraz dobowe sumy opadów z posterunków IMGW zlokalizowanych na obszarze PNGS. Do weryfikacji modelu wykorzystano wykonane wcześniej serie pomiarów hydrometrycznych. Przeprowadzono symulacje odpływu w zmienionych warunkach użytkowania i klimatu w celu analizy wpływu zmian struktury użytkowania terenu oraz zmian warunków klimatycznych na wielkość odpływu.

ABSTRACT:

In 2008-2009 hydrometric measurements have been carried out in the Stołowe Mountains National Park (PNGS), in the conditions of middle and low water levels, in order to estimate surface water resources for 13 main rivers in PNGS. In addition, hydromorphological assessment of four main rivers – Czerwona Woda, Pośna, Dańczówka and Czermnica, was attempted. According to the Water Framework Directive (WFD), hydromorphological study is a part of ecological river assessment. The study, following methodology adopted by IMGW – PIB OWr, focused on three zones: river bed, river banks and valley floor. Necessary data included information about geometry of the river bed, river bed substrate, river continuity, bank structure, vegetation and management of the valley floor. The results show that all rivers belong mostly to the class III, meaning that they represent medium state, with moderate level of transformation. For Czerwona Woda river, whose catchment occupies the largest part of PNGS area, rainfall-runoff modelling was carried out in order to establish a relationship between rainfall and runoff in an ungaged catchment. Input data for the model were derived from the digital terrain model and GIS layers, such as Corine Land Cover 2006, localization of asphalt roads, soil map, and river network. As meteorological data, precipitation totals from automatic sensors of LSOP system and daily precipitation totals from IMGW rainfall stations localized in PNGS area were used. For model verification the results of hydrometric measurements were used. Runoff simulations in changing conditions of land use and climate were performed, in order to analyze the influence of land use and climate changes on runoff volume.

WPROWADZENIE

Obszar Gór Stołowych wchodzi w skład dwóch większych jednostek hydrograficznych: zlewiska Morza Północnego (dorzecze Łaby) i zlewiska Morza Bałtyckiego (dorzecze Odry). W granicach PNGS znajdują się: źródłowy odcinek Židovki (Truklavy) i jej prawostronne dopływy (Piekło), źródłowy odcinek Czermnicy, Kudowski Potok i system rzeczny Dańczówki. Powierzchnia zlewni Židovki i jej dopływów w granicach Polski (więc także PNGS) wynosi 8,8 km² (Nowicka i in., 1996).

W większej części PNGS panują warunki ułatwiające szybkie odprowadzanie wody poza analizowany teren. Ważną rolę w tym procesie odgrywa dobrze rozwinięta sieć cieków naturalnych. Ich średnia gęstość wynosi 2,7 km/km². Tworzą ją systemy cieków, decentrycznie odwadniających PNGS we wszystkich kierunkach świata. W sumie można wyróżnić około 23 cieków wypływających z terenu Parku.

Na terenie PNGS zinwentaryzowano następujące cieków w poszczególnych zlewniach: Pośnę z dopływem w Radkowie i Wambierzycki Potok (Cedron) w zlewni Ścinawki, Kamienny Potok, Złotnowski Potok, Bobrówkę, Czerwoną Wodę, Cichą i Toczek w zlewni Bystrzycy Dusznickiej oraz Dańczówkę, Kudowski Potok i Czermnicę w zlewni Metuje. Dla tych cieków opracowano w późniejszym etapie sieć rzeczna, jako warstwę *.shp w skali 1:10 000.

Dane archiwalne o wodach powierzchniowych uzyskane zostały na podstawie dostępnej literatury oraz źródeł internetowych. Zebrano również informacje dotyczące obszarów retencji powierzchniowej (mokradała stałe i okresowe, podmokłości), obiektów o szczególnych walorach hydrologicznych a także o ujęciach wody na terenie PNGS. Terenami stale podmokłymi w obrębie PNGS są, obok Długiego i Krągłego Mokradała oraz Wielkiego i Małego Torfowiska Batorowskiego, południowe podnóża Szczelińca i Puchacza, spłaszczenia pomiędzy Lisim Grzbieciem i Górą Ptak, w dolinie Czermnicy na zachód od Ptasiej Góry oraz w środkowej części doliny Czerwonej Wody. Powierzchnia mokradłał stałych w obrębie PNGS wynosi 132,49 ha.

Do obiektów o szczególnych walorach hydrologicznych należą: Skalna Furta, Niknąca Łąka, Dolina górnego biegu Bobrówki, Długie i Krągłe Mokradało, Mokradała od zachodniej strony Wielkiego Torfowiska Batorowskiego, Powierzchnia zrównania w Masywie Narożnika, Niecka Wambierzycka, Mokradało w Pasterce, Pośna.

Na terenie PNGS zlokalizowano dwa rodzaje ujęć: powierzchniowe w postaci naturalnych wypływów wód podziemnych z pierwszego i drugiego horyzontu wodonośnego oraz głębinowe. Do ujęć głębinowych należą: Darnkowskie, na północnych stokach Szczelińca, spod Ostrej Góry, w Bukowinie Kłodzkiej i Karłowie. Wypływy występują najczęściej na zboczach i stromych krawędziach. Należą do nich ujęcia Karłowskie i Błazejowickie, ujęcia w odcinku źródłiskowym Pośny i w Niece Wambierzyckiej.

Wpływy ujęć głębinowych na zmiany sieci drenażu mają charakter pośredni. Dotyczą one przede wszystkim sposobu ich funkcjonowania. W przypadku nadmiernej eksploatacji ujęć może dojść do rozszerzania się leja depresyjnego, a przez to do ograniczenia zasilania cieków i w konsekwencji do zmiany ich charakteru ze stałych na okresowe, zaś z okresowych na epizodyczne. Procesy ograniczania zasobów

wody drugiego horyzontu wodonośnego w ostatnich latach nasiliły się (Zgorzelski 1999).

SIEĆ RZECZNA GÓR STOŁOWYCH

Rzeki znajdujące się na terenie PNGS mają charakter dynamiczny i w różny sposób funkcjonują w ciągu roku. Podstawę całego systemu stanowią cieków stałe, to jest cieków odprowadzające wodę przez cały rok (zarówno w okresach suchych jak i wilgotnych). Jest to możliwe dzięki zasilaniu ich przez wody podziemne. Może to być wynikiem bezpośredniego drenowania wód podziemnych poprzez głęboko wcięte doliny rzeczne. Innym sposobem może być dopływ wody z różnego typu wypływów stałych. Z chwilą zwiększania się zasobów wód podziemnych podnosi się ich zwierciadło, wzrasta też liczba funkcjonujących wypływów. W efekcie sieć rzeczna rozrasta się o cieków okresowe. Pojawiają się one zazwyczaj w sezonach wilgotnych (np. na wiosnę). Mają one dobrze wykształcone koryta nawiązujące swym przebiegiem do sieci cieków stałych. Opiswane procesy przybierają na sile w okresie opadowym bądź roztopowym. Łączna długość cieków naturalnych na terenie PNGS wynosi nieco ponad 174,5 km, z tego stałe stanowią 111 km. W okresach wilgotnych sieć rzeczna rozwija się i jest o 63,5 km dłuższa niż w okresach suchych. Niezależnie, w ekstremalnych warunkach zasilania sieć ta może się powiększyć o dodatkowe 67,6 km, które stanowią drogi skoncentrowanego odpływu. Wówczas gęstość sieci drenażu wzrasta z 2,7 do 3,7 km/km². Reasumując należy podkreślić, że na analizowanym obszarze panują warunki sprzyjające rozwojowi sieci drenażu, co powoduje szybkie odprowadzanie wody z PNGS (Nowicka i in., 1996).

Najdłuższym ciekkiem PNGS jest *Czerwona Woda*, która odwadnia ponad 21% powierzchni parku i jest lewostronnym dopływem Kamiennego Potoku. Bierze ona początek ze źródła znajdującego się w okolicach Karłowa pod Lisim Grzbieciem. Następnie płynie po głównym stolicie w kierunku Batorowa doliną, która miejscami osiąga głębokość kilkudziesięciu metrów i przebiega na linii dyslokacji Karłów-Batorów. Czerwona Woda nie posiada prawie zupełnie dopływów lewostronnych. Jej dopływy prawostronne są natomiast małe i krótkie. Biorą swój początek ze źródeł, wycieków i młak pod Lisią Przełęczą, Białymi Skałami, w Skalnej Furcie i w okolicach Wielkiego Torfowiska Batorowskiego. Długość ciekku wynosi 13,45 km, a powierzchnia zlewni 20,09 km² (według nowego Podziału Hydrograficznego Polski 17,86 km²). Zalesienie zlewni jest równe 87,9%, a średni spływ powierzchniowy wynosi 16,0 l/s/km² (Szpindor 1976).

Drugim co do wielkości ciekkiem wypływającym z PNGS jest *Kudowski Potok*, którego zlewnia zajmuje 10% PNGS. Jest on dużym dopływem Czermnicy o długości 7,12 km i powierzchni zlewni 11,11 km². Jego źródła znajdują się na południowych stokach stolicia Skalniaka. Jest to duża strefa źródłiskowa z wieloma wypływami wód, które łączą się dając skoncentrowany wypływ. Zlewnia Kudowskiego Potoku w granicach PNGS jest prawie w całości zalesiona. Górna część zlewni znajduje się na terenie występowania skał górnej kredy (piaskowce, margle i mułowce), natomiast dolna w strefie występowania skał karbońskich (granitoidy kudowskie).

Kolejnym pod względem długości ciekami jest **Dańczówka**, której zlewnia zajmuje 8% PNGS. Jej źródła znajdują się po południowej stronie Lisiego Grzbietu. W górnym biegu Dańczówka płynie dosyć głęboko wciętą doliną. Jest zasilana wieloma prawostronnymi dopływami ze źródeł pod Lisim Grzbietem (częściowo ujmowanych na potrzeby miasta Kudowa Zdrój). Poniżej rzeka przyjmuje wiele lewostronnych dopływów spływających od strony Łężyckich Skałek (Rogowej Kopy). Na terenie PNGS (do ujścia dopływu spod Gołaczowa włącznie) zlewnia Dańczówki ma powierzchnię 13,4 km², przy całkowitej powierzchni zlewni 21,3 km², długość cieku wynosi 9,04 km. W górnym biegu rzeka płynie w terenie zalesionym. W okolicy Łężyckich Skałek przeważają tereny odkryte (tzw. Sawanna) (Nowicka B. i in., 1996).

Kolejne miejsce zajmuje **Pośna**, która jest jednym z ważniejszych i większych cieków odwadniających północne stoki Gór Stołowych (7% powierzchni PNGS). Jej całkowita długość wynosi 13,6 km a powierzchnia zlewni 50,94 km². Zalesienie zlewni wynosi około 40%, średni spadek zlewni 7,8%, zaś średni spływ powierzchniowy ok. 15,0 l/s/km². W granicach PNGS znajduje się jedynie odcinek źródłowy tej rzeki. Tam też spadek zlewni i jej zalesienie są największe (Szpindor A., 1976). Obszar źródłowy Pośny i jej najważniejszych dopływów znajduje się na północnych stokach Szczelińca Wielkiego. W niecce znajduje się zespół ujęć wód podziemnych i powierzchniowych (murowane studnie, odkryty zbiornik wody pitnej) dla Radkowa. Pomiędzy oboma strefami występują liczne wypływy przykorytowe. Obok niecki wambierzyckiej jest to największa strefa drenażowa wód podziemnych na terenie Parku, a jednocześnie funkcjonuje tu jeden z największych systemów ujęć wody. Pośna na stosunkowo krótkim odcinku zmienia swój charakter. Liczne progi i wodospady występują w górnym i środkowym biegu; w dolnym, przy granicy PNGS, ciek ma charakter meandrujący z wyraźną erozją boczną (niewielki spadek podłużny cieku) (Zgorzelski M., 1999).

Wambierzycki Potok wypływa spod Słonecznych Skał, źródła na wys. ok 560 m n.p.m. Całkowita długość cieku wynosi 6,00 km, a powierzchnia zlewni 15,51 km².

Kamienny Potok (zlewnia obejmuje 5% PNGS) bierze swój początek na wyższym stolicie Gór Stołowych w okolicy Narożnika, a następnie płynie w kierunku południowo-wschodnim i tworzy wodospad na krawędzi stolicia koło Skał Puchacza. Jest to największy pod względem powierzchni zlewni potok, obejmujący niemal całe Obniżenie Dusznickie. Ma dobrze rozwiniętą sieć dopływów lewostronnych, które biorą początek ze źródeł u podnóża Urwiska Batorowskiego. Dosyć dobrze rozwinięta jest sieć jego dopływów prawostronnych w rejonie Łężyc (Złotnowski Potok). Kamienny Potok ma długość 10,37 km i powierzchnię zlewni 53,95 km² (według Podziału Hydrograficznego Polski 50,93 km²). Zalesienie zlewni wynosi 52,1% dla całej jej powierzchni, natomiast w części źródłowej (na terenie PNGS) jest większe – 72,1%. Średni spadek zlewni wynosi 5,7% i podobnie jak zalesienie jest większy w części źródłowej (6,4%). Średni spływ w zlewni wynosi 14,0 l/s/km² (Szpindor, 1976).

Źródła **Czermnicy** (4% PNGS) znajdują się w górnym horyzoncie morfologicznym Gór Stołowych, na stolicie

Skalniaka. Rzeka bierze swój początek z jednego z mokradel, które znajdują się w tej okolicy, zwanych Długim Mokradłem. Jej całkowita długość wynosi 7,97 km, a powierzchnia zlewni 20,21 km². Górna część zlewni Czermnicy w granicach PNGS jest prawie w całości zalesiona i charakteryzuje się dużym spadkiem. Jej podłoże stanowią skały górnej kredy (piaskowce, margle i mułowce) (Nowicka B. i in., 1996).

Rzeka **Cicha** jest dużym lewostronnym dopływem Bystrzycy Dusznickiej. Jej źródła znajdują się na wschód od Rogacza i Dzika, tuż za wschodnią granicą PNGS. Długość cieku wynosi 14,1 km, a zlewnia ma powierzchnię 38,59 km² (według Podziału Hydrograficznego Polski 39,19 km²). Lasy zajmują 32,8% powierzchni zlewni. Średni spływ powierzchniowy wynosi 12,5 l/s/km² (Szpindor, 1976).

Bobrówka – źródła znajdują się w Górach Stołowych na wysokości 729,7 m n.p.m. na południowy wschód w okolicach Pątnicznej Ścieżki. Całkowita długość cieku wynosi 3,47 km, a powierzchnia zlewni 2,43 km².

Mostowa Woda – źródła znajdują się na wysokości 752,5 m n.p.m. na południowo-zachód od Wielkiego Torfowiska Batorowskiego. Całkowita długość cieku wynosi 2,25 km.

Toczek – źródła znajdują się na wysokości 548 m n.p.m. na południe od wzniesienia Orlik. Całkowita długość cieku wynosi 6,39 km, a powierzchnia zlewni 13,30 km².

Złotnowski Potok – źródła znajdują się na wysokości ok. 779 m n.p.m., na zachodnich stokach Narożnika. Całkowita długość cieku wynosi 5,85 km, a powierzchnia zlewni 12,40 km².

CHARAKTERYSTYKA HYDROMORFOLOGICZNA KORYT I DOLIN WAŻNIEJSZYCH CIEKÓW PNGS

Parki narodowe są jedną z form ochrony cennych przyrodniczo terenów stosowaną w Polsce. Przykładem obszaru objętego tą formą ochrony jest utworzony w 1993 r. Park Narodowy Gór Stołowych. W jego granicach znajdują się zarówno osobliwości przyrody nieożywionej, jak i liczne cenne walory flory i fauny. W ustawie o ochronie przyrody (z dn. 16.10.1991 r.) znajdujemy takie cele ochrony przyrody jak: utrzymanie procesów ekologicznych i stabilności ekosystemów, zachowanie różnorodności biologicznej, zapewnienie ciągłości istnienia gatunków lub zwierząt wraz z siedliskami poprzez utrzymywanie lub przywracanie ich do właściwego stanu, a także innych zasobów przyrody lub ich składników. Dodatkowo, jednym z nadrzędnych celów Ramowej Dyrektywy Wodnej (RDW) jest osiągnięcie (do 2015 r.) dobrego stanu ekologicznego we wszystkich wyznaczonych kategoriach wód (rzekach, jeziorach, wodach przybrzeżnych, przejściowych czy podziemnych). Stąd, zgodnie z prawodawstwem obowiązującym w krajach Unii Europejskiej (RDW 2000/60/WE, normą CEN PN-EN 14614) oraz Prawem Wodnym (art. 103 pkt. 1a) Polska jest zobowiązana do wykonania oceny stanu ekologicznego wód powierzchniowych, gdyż pozwala to określić jakość struktury i funkcjonowania ekosystemu wodnego. Przeprowadzenie monitoringu i oceny stanu hydromorfologicznego jest częścią składową tej oceny, obok oceny elementów biologicznych (ichtiofauny, makrofitów, makrozoobentosu) i elementów fizyko-chemicznych. Warunki hydromorfologiczne oddzia-

ływają bezpośrednio i pośrednio na fizyczne i chemiczne właściwości powierzchniowych wód płynących i przez to mają wpływ na jakość wód i przede wszystkim zasiedlenie przez organizmy żywe. Przykładowo, duże zróżnicowanie ukształtowania brzegów i dna wpływa na dużą różnorodność typów siedlisk i przestrzeni życiowej dla organizmów o odmiennych wymaganiach życiowych. Elementy abiotyczne cieków (hydromorfologiczne i fizyczno-chemiczne) mają więc równorzędne znaczenie dla organizmów żywych, zamieszkujących wody powierzchniowe. Zatem, każdy z elementów stanowi pewien pośredni, cząstkowy wskaźnik jakości ekologicznej, przy czym stan ekologiczny cieków determinowany jest przez element najsłabszy. Przy braku takich danych o stanie elementów biologicznych, które pozwoliłyby na bezpośrednią ocenę stanu ekologicznego akwenu, stan ten można ocenić pośrednio na podstawie gorszego ze stanów: fizyko-chemicznego i hydromorfologicznego. Stąd ocena hydromorfologiczna jest składowym komponentem służącym do określania charakterystyki dorzecza i oceny działalności człowieka na opisywane środowisko. Obejmuje swym zakresem określenie wielu elementów w strefach takich jak koryto rzeczne, strefa przybrzeżna i dolina cieków. Wytyczne odnośnie elementów, które powinna zawierać ocena hydromorfologiczna zawiera określa norma CEN (PN-EN 14614). Elementy, na których powinna opierać się ocena stanu hydromorfologicznego to: w strefie koryta rzeczne sześć kategorii – geometria koryta, substrat, roślinność koryta i szczątki organiczne, erozja, przepływ, ciągłość podłużna, w ekosystemie brzegowym dwie kategorie – struktura brzegów i modyfikacje, typy roślinności na brzegu i terenach przyległych i na terenie zalewowym dwie kategorie – użytkowanie sąsiednich obszarów i kierunki rozwoju, stopień połączenia obszaru z obszarami zalewowymi.

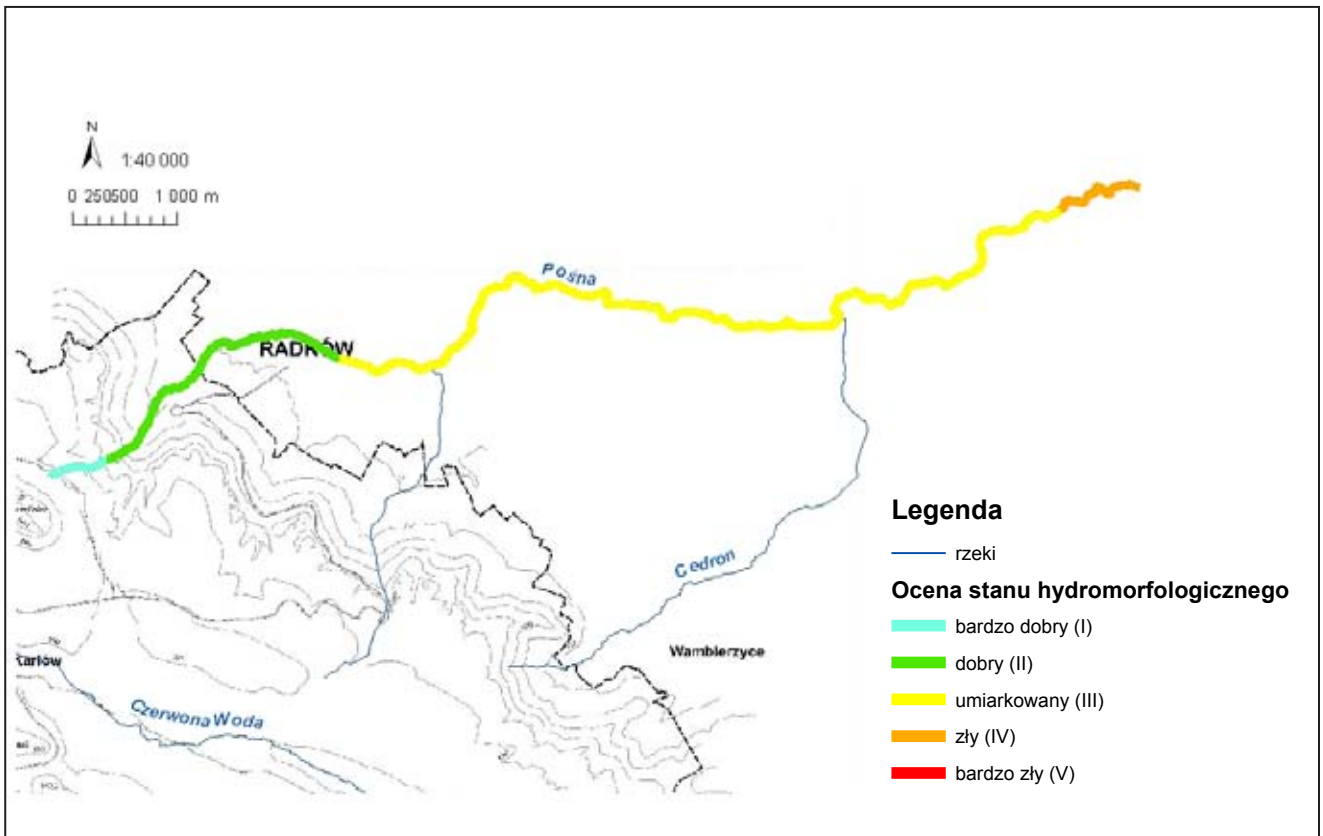
Do przeprowadzenia oceny stanu hydromorfologicznego ważniejszych cieków PNGS wykorzystano metodykę opracowaną w Zakładzie Badań Regionalnych IMGW – PIB Oddział Wrocławski w latach 2007-2009. Metodyka ta uwzględnia fizyczne i hydrologiczne charakterystyki cieków – 28 parametrów i 11 atrybutów. Podstawą zastosowanej metodyki były badania terenowe obejmujące inwentaryzację hydromorfologiczną w trzech strefach: koryto rzeczne, strefa przybrzeżna, dolina rzeczna (Adynkiewicz-Piragas i in. 2009).

Strefa koryta rzeczne stanowi najniższą część doliny rzecznej, ukształtowaną przez przepływ wody i rumowiska, stale lub częściowo znajdująca się pod wodą, wzdłuż której w okresach międzypowodziowych przemieszcza się większość osadów i spływu powierzchniowego. W opisie hydromorfologicznym koryto rzeczne jest równoważne z krawędzią skarpy koryta rzeczne. W strefie tej oceniano następujące atrybuty: geometrię koryta, reżim hydrologiczny (w trakcie wizji terenowej określa się typ przepływu i zmienność przepływu), ciągłość cieków, substrat dna, strukturę skarpy, roślinność koryta i skarpy. Strefa przybrzeżna jest rozumiana jako pas brzegowy, który jest najczęściej wąskim obszarem (często < 10 m) rozciągającym się wzdłuż rzeki (wyjątkowo tylko oddalającym się od jej brzegów). Jest on porośnięty w różnych proporcjach drzewami, krzewami, trawami bylinami, a jednocześnie charakteryzujący się z reguły wyższą bioróżnorodnością gatunkową od ograniczającego ją

koryta rzeczne i doliny rzecznej. W tej strefie oceniane są następujące atrybuty: geometria strefy przybrzeżnej, roślinność i użytkowanie strefy przybrzeżnej. Ostatnia wyróżniona strefa, dolina cieków, to tereny oddalone od koryta rzeczne i obejmujące swym zasięgiem obszar terasy nadzalewowej. W zależności od ukształtowania terenu może również rozwijać się w równinę nadrzeczną lub jedną ewentualnie kilka teras nadzalewowych. W przypadku tej strefy należy określić następujące atrybuty: użytkowanie doliny oraz przekształcenia antropogeniczne w dolinie (Adynkiewicz-Piragas i in. 2009). Na stosunkowo niedużym obszarze PNGS wynoszącym 62,8 km², a wraz z otuliną 105,7 km² wytypowano do analizy cztery cieków – Pośną, Czerwoną Wodę, Dańczówkę i Czermnicę. Były one badane na całej długości, od źródła do ujścia (lub granicy państwowej). Jest to teren interesujący pod względem hydrologicznym, gdyż w tym obszarze centrycznie bierze swój początek kilkanaście cieków, zasilających następnie dwa różne zlewiska – Morza Bałtyckiego i Morza Północnego (Radziejowski 1993, Czamara, Tokarczyk 1996, Zgorzelski 1999, Witkowski i in. 2008). Sieć rzeczna omawianego terenu tworzą systemy cieków, które decentrycznie odwadniają PNGS we wszystkich kierunkach. Wpływ na taki układ sieci rzecznej wywarła centralne położenie płaskowyżu Gór Stołowych, z górującymi nad nim masywami ostańcowymi.

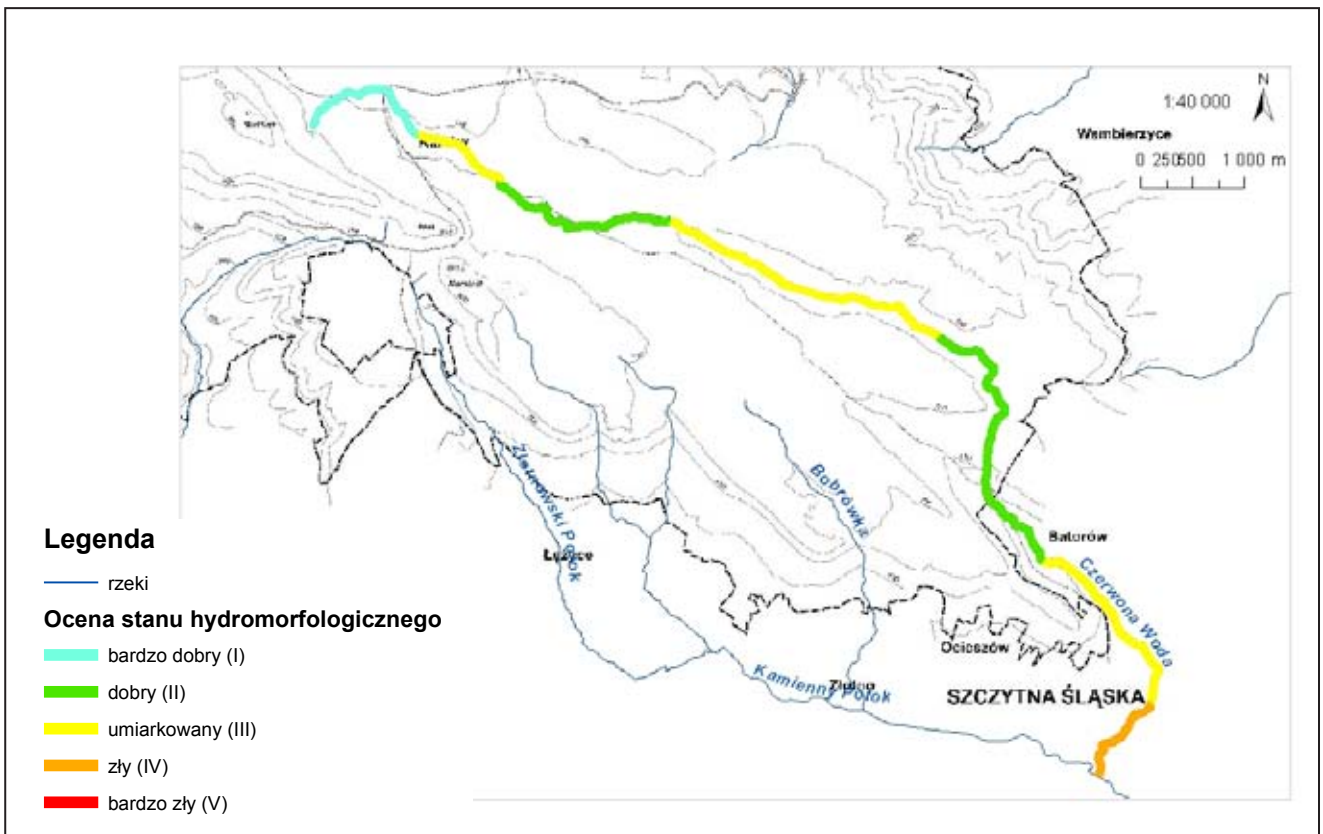
Ocena stanu hydromorfologicznego czterech głównych cieków Gór Stołowych wykazała, że należą one w większości do klasy III, co pozwala określić ich stan jako umiarkowany, o średnim stopniu przeobrażenia dolin rzecznych. Są to cieków ekologicznie i krajobrazowo średniej wartości, odcinkami uregulowane (o średnim stopniu przeobrażenia).

Zestawienie wyników oceny i klasy stanu hydromorfologicznego dla poszczególnych cieków zestawiono w tabeli 1 dla analizowanych 1 km odcinków cieków. Na podstawie średniej wartości ze wszystkich odcinków Pośna została zakwalifikowana do III klasy (**ryc. 1**), oznaczającej stan umiarkowany (69,4 pkt na 105 możliwych). Najwyżej oceniono odcinki źródłiskowe położone na terenie PNGS. Na odcinkach tych przekrój poprzeczny cieków jest znacznie zróżnicowany, a w korycie występują liczne głazy, kamienie i powalone drzewa. Można tu spotkać liczne wodospady oraz progi skalne charakterystyczne dla rzek górskich. Zostały one zakwalifikowane do I klasy – stan hydromorfologiczny bardzo dobry. Odcinek źródłiskowy Pośny położony jest w okolicy „Równej Łąki”, skąd potoki spływają stromymi stokami przez zalesione tereny. Odcinek ten nie podlega antropopresji może być uznany za odcinek referencyjny dla cieków na terenie PNGS. Odcinki od 12 km do 9 km uzyskały klasę II – stan dobry. Pośna na omawianym kilometrażu początkowo płynie w obrębie wielkiego cyrku źródłiskowego, w którym spływa stromym żlebem, gdzie niegdyś tworzyła tzw. Wodospady Pośny, a następnie płynie przez łąki, na skraju PNGS i otuliny parku. Większa część odcinków uzyskała klasę III. Wynika to głównie ze znacznego przekształcenia wszystkich trzech omawianych stref. Koryto Pośny po wpłynięciu na tereny zurbanizowane traci górski charakter. Na znacznym odcinku rzeka została ujęta w mury oporowe, co negatywnie wpływa na możliwość swobodnego kształtowania trasy cieków. Na omawianych odcinkach Pośna płynie uregulowanym korytem wzdłuż



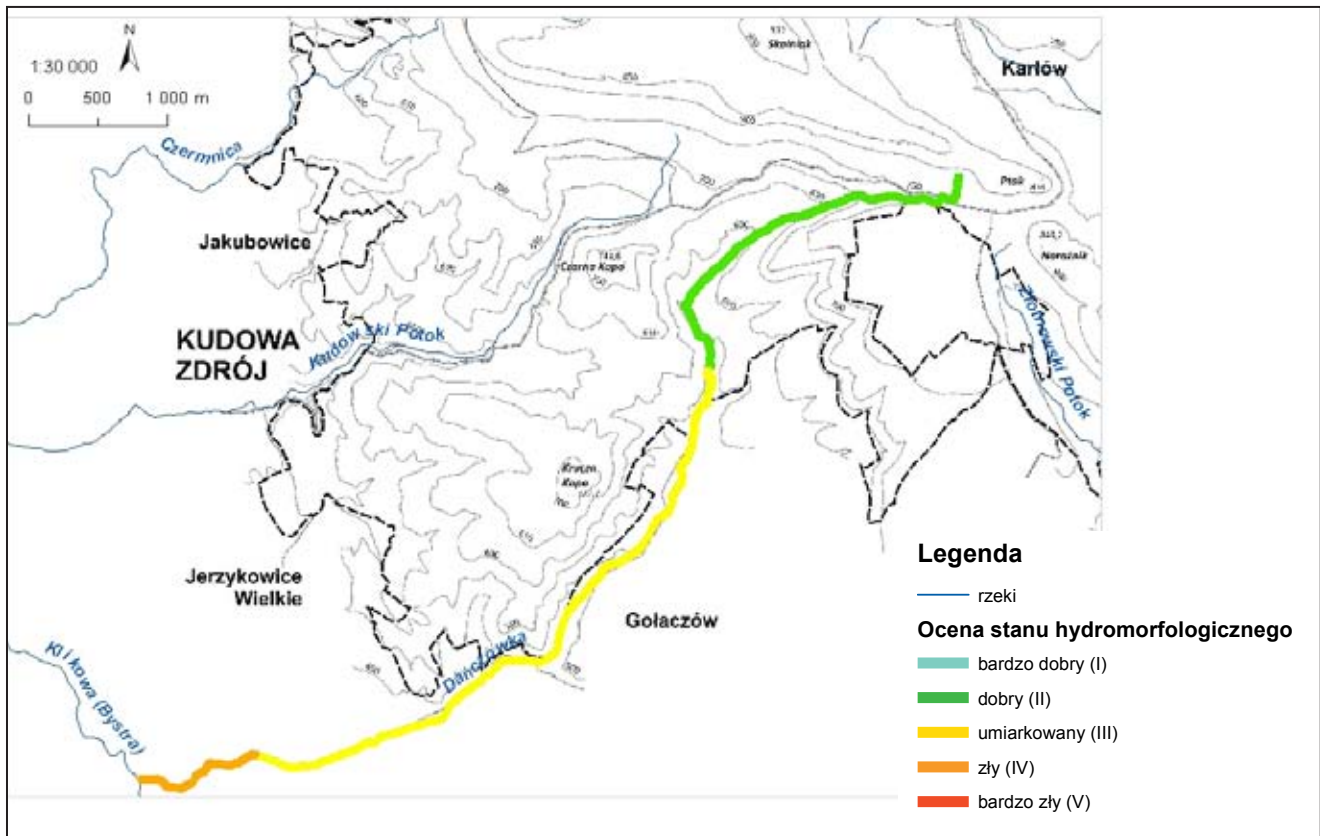
Ryc. 1. Wizualizacja oceny hydromorfologicznej rzeki Pośna

Fig. 1. Hydromorphological assessment of the Pośna river

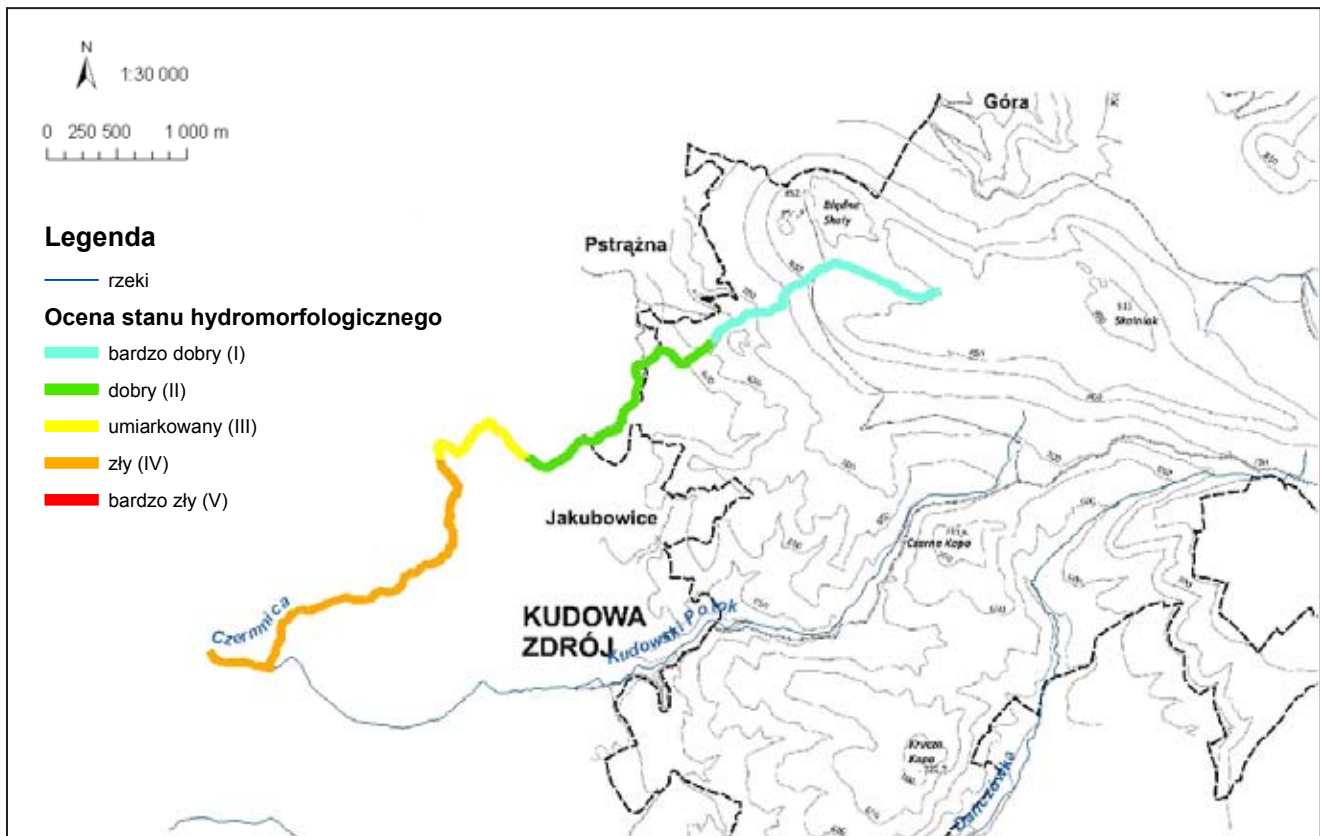


Ryc. 2. Wizualizacja oceny hydromorfologicznej Czerwonej Wody

Fig. 2. Hydromorphological assessment of Czerwona Woda river



Ryc. 3. Wizualizacja oceny hydromorfologicznej Dańczówki
 Fig. 3. Hydromorphological assessment of Dańczówka river



Ryc. 4. Wizualizacja oceny hydromorfologicznej Czermnicy
 Fig. 4. Hydromorphological assessment of Czermnica river

drogi krajowej 387, łączącej kilka miejscowości Radków, Ratno Górne, Ratno Dolne.

Ponadto w korycie jest brak głazów i kamieni charakterystycznych dla rzek górskich, a Pośna przypomina ciek nizinny z typowym piaszczystym dnem. Znacznie przekształcona została również strefa przybrzeżna, co związane jest głównie ze zmianą użytkowania. Dominują tutaj głównie grunty orne i łąki oraz tereny zurbanizowane (< 20%), co także wpływa na obniżenie oceny strefy doliny rzecznej. Również duży wpływ mają zmiany użytkowania doliny rzecznej, gdzie dominują grunty orne. Zabudowa miejsko-wiejska dochodzi do koryta ciek. Natomiast najniżej został sklasyfikowany odcinek ujściowy (klasa IV stan zły). Ujściowy odcinek jest właściwie wybetonowanym kanałem całkowicie uregulowanym, położonym w miejscowości Ścinawka Średnia.

Nieco wyższą średnią ocenę całkowitą otrzymała Czerwona Woda – 72,2 pkt. (ryc. 2), niemniej w tej ocenie rzeka jest również zaliczona do III klasy stanu hydromorfologicznego. Zadecydowały o tym liczne antropogeniczne przekształcenia koryta rzecznej oraz strefy przybrzeżnej w postaci progów i stopni regulacyjnych, przepustów i mostów. Strefa koryta rzecznej najkorzystniej prezentuje się w odcinku źródłiskowym, gdzie koryto charakteryzowało się obecnością licznych głazów, kamieni i detrytusów drzewnego, co korzystnie wpływa na zróżnicowanie przekroju poprzecznego. Odcinek ten można uznać za referencyjny dla tego typu rzeki. Odcinki od 10 do 11 km oraz 4 do 6 km uzyskały klasę II – stan dobry. Otoczenie potoku w większości stanowią lasy, rzadziej łąki. Średnia szerokość potoku wynosi 2,5 m, a maksymalna głębokość 0,4 m. Koryto potoku jest kamienisto-zwirowe z niskimi progami kamiennymi. Potok charakteryzuje się nietypowym brunatno-czerwonym kolorem wody, który jest wynikiem specyficznego składu chemicznego wód pochodzących z odwadniania licznych torfowisk (Wielkie Torfowisko Batorowskie, Niknąca Łąka, Kształna Łąka, Zmrozowisko), położonych w dolinie tego ciek. Sześć odcinków Czerwonej Wody uzyskało klasę III, oznaczającą stan umiarkowany. Część odcinków klasy III

znajduje się jeszcze na terenie PNGS. Ingerencje człowieka zwłaszcza w strefach: przybrzeżnej i dolinie przyczyniły się do obniżenia oceny do klasy III. Na tych odcinkach wraz z biegiem Czerwonej Wody ciągnie się lokalna droga zwana Kręgielnym Traktem, a w związku z jej budową wykonano liczne przepusty pod drogami i odwodnienia. Stanowią one istotne przeobrażenia o wpływie zaburzającym równowagę hydrologiczną ekosystemów torfowiskowych, należących do ekosystemów od wody zależnych. W przypadku zlewni Czerwonej Wody jest to ok. 36,5 km rowów (Witkowski i in. 2008), przy długości ciek niespełna 14 km. Natomiast pozostała część odcinków, które zakwalifikowano do klasy III położona jest w obszarach zabudowy wiejsko-miejskiej (Batorówek, Batorów, Szczytna). W miejscowościach tych Czerwona Woda płynie uregulowanym korytem i dodatkowo bardzo ograniczona jest strefa przybrzeżna (ogródki przydomowe dochodzą bezpośrednio do koryta). Najniżej został sklasyfikowany uregulowany odcinek ujściowy (klasa IV – stan zły). Zmiany klas wzdłuż Czerwonej Wody zamieszczono na rys. 2 i tabeli 1. W przypadku Czerwonej Wody ponad 50% długości ciek uzyskało stan hydromorfologiczny umiarkowany – klasa III. Najwyższą ocenę stanu hydromorfologicznego uzyskały odcinki rzeki zlokalizowane w obrębie PNGS.

Dańczówkę także zakwalifikowano do III klasy stanu hydromorfologicznego (średnia ocena całkowita 70,1 pkt.) (tabela 1, ryc. 3). Na taką ocenę (stan umiarkowany) wpływ miały liczne zinwentaryzowane przekształcenia koryta rzecznej i strefy przybrzeżnej oraz zmiany użytkowania strefy przybrzeżnej na ogródki działkowe wraz z zabudową miejsko-wiejską. Ciek przepływając przez liczne miejscowości ma mocno ograniczoną szerokość strefy przybrzeżnej, która powinna stanowić bufor pomiędzy korytem rzecznej a doliną. Lokalnie występują umocnienia brzegów (mury oporowe) oraz liczne przepusty w ciągu lokalnej drogi. Odcinki rzeki najbardziej zbliżone do naturalnego zinwentaryzowano w obszarze PNGS, gdzie koryto rzeczne nie jest poddane tak znacznej antropopresji. Występują tu liczne

Tabela 1. Ocena stanu hydromorfologicznego wybranych rzek Gór Stołowych

Table 1. Hydromorphological assessment of selected rivers in the Stołowe Mountains

km rzeki	odcinek	Pośna		Czerwona Woda		Dańczówka		Czermnica	
		Ocena	Klasa	Ocena	Klasa	Ocena	Klasa	Ocena	Klasa
0 – 1	1	58	IV	59	IV	59	IV	57	IV
1 – 2	2	61	III	60	III	69	III	57	IV
2 – 3	3	62	III	60	III	70	III	50	IV
3 – 4	4	64	III	76	II	70	III	65	III
4 – 5	5	64	III	77	II	67	III	86	II
5 – 6	6	64	III	77	II	67	III	86	II
6 – 7	7	65	III	71	III	78	II	94	I
7 – 8	8	65	III	73	III	76	II	94	I
8 – 9	9	65	III	73	III	75	II		
9 – 10	10	77	II	76	II				
10 – 11	11	75	II	76	II				
11 – 12	12	87	II	70	III				
12 – 13	13	95	I	90	I				

głazy i kamienie oraz powalone drzewa i detrytus. Najwyższą klasę (II – stan dobry) uzyskał górny bieg ciek, na terenie PNGS. Potok bierze początek z kilku strumieni spływających wąskimi, stromymi dolinami wciosowymi. Większość odcinków w obrębie otuliny PNGS położona jest w dolinie z zabudową miejsko-wiejską (luźna na terenie PNGS, zwarta w odcinku ujściowym). Dolina na omawianym odcinku jest wąska i stąd zarówno droga biegnąca równoległe do biegu ciek, jak i zabudowania znacząco oddziałują na ciek (zaobserwowano liczne śmieci wysypane tuż przy skarpach ciek). Dodatkowym elementem otuliny PNGS, przekształcającym bezpośrednią dolinę Dańczówki jest zbiornik wody pitnej „Dańczówka”. Najniżej został sklasyfikowany zaś uregulowany odcinek ujściowy (klasa IV – stan zły).

Rzeka Czermnica otrzymała średnią ocenę całkowitą 71 pkt., co kwalifikuje ją również do III klasy stanu hydromorfologicznego (tabela 1, ryc. 4). Najwyższą klasę (I – stan bardzo dobry) uzyskały odcinki w obrębie PNGS, w górnym biegu ciek. Potok ma źródła na terenie torfowiska Długie Mokradło, następnie płynie niewielką dolinką na płaskowyżu Skalniaka, by następnie wąską doliną o stromych zboczach płynąć w kierunku Czermej. Jego bieg przez zalesione tereny nie jest zaburzany przez działalność człowieka, ciek jest nieuregulowany, o wartkim przepływie. Ciek charakteryzuje zróżnicowane dno – stwierdzono liczne głazy i detrytus drzewny. Kolejne odcinki położone w otulinie PNGS są przykładem ciek poddanej regulacji (mury oporowe > 50%). Na tych odcinkach zinwentaryzowano znaczne zwężenie szerokości strefy przybrzeżnej, a nawet jej brak. Została ona głównie zagospodarowana w postaci ogródków działkowych i zabudowę wiejsko-miejską. Regulacja koryta oraz bezpośrednia ingerencja człowieka przyczyniły się do utraty charakteru rzeki górskiej, którą obserwujemy w górnej części ciek, w granicach PNGS. Jeden odcinek uzyskał III klasę (stan umiarkowany). Najniższą ocenę uzyskały kolejne odcinki położone w Czermej (klasę IV – stan zły). Tutaj ciek jest obustronnie ujęty w mury oporowe, pozbawiony strefy przybrzeżnej, a dolinę ciek stanowi zwarta zabudowa miejska. Na tym odcinku Czermnica charakteryzuje się wyraźnie zmienionym ekosystemem i małą atrakcyjnością krajobrazową, bieg ciek jest często prostoliniowy o regularnym geometrycznym przekroju koryta, jednorodnym nachyleniu skarp, umocnionych murkami oporowymi.

W parkach narodowych funkcja ochronna ma pierwszeństwo przed wszystkimi innymi funkcjami i wszelkie działania podporządkowane są ochronie przyrody. Jednocześnie uwarunkowania prawne związane z członkostwem w Unii Europejskiej zobowiązują do przeciwdziałania pogarszaniu się stanu części wód i osiągnięcia dobrego stanu ekologicznego wszystkich wód powierzchniowych do końca 2015 roku. Zebrane podczas monitoringu hydromorfologicznego dane dotyczące czterech głównych cieków Gór Stołowych wskazują, że należą one do III klasy, co pozwala określić ich stan jako umiarkowany o średnim stopniu przeobrażenia.

Przeprowadzony monitoring hydromorfologiczny cieków odwadniających PNGS daje podstawy dla dalszych działań planistycznych mających na celu poprawę stanu hydromorfologicznego (elementów morfologicznych koryta, strefy przybrzeżnej lub doliny). Wskazuje na potrzebę

działań dążących do polepszenia ekologicznego stanu poprzez bliskie naturze kształtowanie koryt rzecznych, czego wymagają odcinki z oceną stanu hydromorfologicznego III i IV, szczególnie w stosunkowo mocno zasiedlonej otulinie parku. Niejednokrotnie degradacja wód płynących wiąże się z rozwojem osadnictwa. Zjawiska typowe to odwadnianie niżżej położonych obszarów, prostowanie, pogłębianie i poszerzanie koryta rzek. Regulacja rzek oraz melioracje terenów dolinowych przyczyniają się do zwiększania powierzchni nadających się do zabudowy miejsko-wiejskiej, ale odbywa się to kosztem środowisk wodnych i od wody zależnych. Ponadto w ujściowych odcinkach wszystkich omawianych cieków ich stan można poprawić poprzez wprowadzenie pasa brzegowego. Jest to rozciągający się wzdłuż rzeki porośnięty w różnych proporcjach drzewami, krzewami, trawami i bylinami (Żelazo, Popek 2002). Charakterystyczną cechą tego obszaru powinno być wyłączenie go z użytkowania rolniczego i każdego innego, tak aby tworzył strefę buforującą pomiędzy korytem a doliną rzeczna. Obszar ten zasiedlają liczne gatunki roślin i zwierząt związane zarówno ze środowiskiem wodnym jaki i lądowym. Brak tego pasa lub zmiana jego użytkowania, w tym zabudowa miejsko-wiejska świadczy o znacznym oddziaływaniu antropogenicznym na ekosystem rzeczny.

PRZEPLYWY W CIEKACH GÓR STOŁOWYCH

Pomiary hydrometryczne wykonano w trzech terminach: na przełomie września i października 2008, w kwietniu 2009 oraz we wrześniu 2009 roku. Badaniami objęto 13 potoków PNGS. Na czterech potokach wyznaczono po jednym przekroju pomiarowo-badawczym, na pozostałych potokach wykonano większą ilość przekrojów.

Pomiary hydrometryczne zostały wykonane według metodyki i norm obowiązujących w IMGW - PIB. Dobór przekrojów pomiarowych oraz pionów hydrometrycznych uzależniony jest od szerokości rzeki, kształtu dna koryta, rozkładu strug płynącej wody, ponadto od głębokości rzeki oraz od warunków przepływu.

Pomiary objęły strefę stanów średnich i niskich. Brak jest pomiarów natężenia przepływów podczas przepływów wysokich, po opadach nawałnych. Brak ciągłych pomiarów oraz charakter potoków górskich, które są stosunkowo krótkie i mają duże spadki utrudniają w znacznym stopniu wykonanie pomiarów w strefie stanów wysokich. Występujące tu obfite deszcze powodują gwałtowne wezbrania w potokach, szczególnie latem trwające do kilku godzin.

Pomiary natężenia przepływu w przekrojach poprzecznych zostały wykonane dwoma przyrządami, tj. za pomocą przepływomierza elektromagnetycznego typu SEBA 902 oraz za pomocą młynka hydrometrycznego typu A. OTT Nr 46597 - skrzydło A- 48838; $\alpha = 0,01363$, $\beta = 0,12851$, $0,35 < h < 16,72$. Przepływomierz elektromagnetyczny działa na zasadzie Faradaya, mierząc przepływ średni wody wokół czujnika. W przypadku bliskiego występowania przewodów wysokiego napięcia od przekrojów pomiarowych, pomiary przepływomierzem elektromagnetycznym wykazywały duże odchylenia od pomiarów wykonywanych młynkiem hydrometrycznym. W związku z tym w pracy przedstawiono tylko pomiary wykonane młynkiem hydrometrycznym. Zasada

działania młynka hydrometrycznego polega na zamianie siły dynamicznej płynącej wody na obrót wirnika.

Reżim hydrologiczny wód powierzchniowych znajdujących się na terenie PNGS określono na podstawie pomiarów wykonanych w trzech seriach pomiarowych w strefie stanów niskich, średnich oraz wysokich. Pierwsza seria została wykonana na przełomie września i października 2008 r., druga w kwietniu 2009 r., a trzecia we wrześniu 2009 r.

Na podstawie wyników pomiarów hydrometrycznych sporządzona została mapa odpływu jednostkowego obliczonego w przekrojach pomiarowych w $l/s/km^2$. Odpływ jednostkowy wyraża ilość wody odpływającej ze zlewni w jednostce czasu. Największy odpływ jednostkowy w strefie stanów średnich niskich występuje w zlewni rzeki Pośnej i Czerwonej Wody, w strefie stanów średnich w zlewni Dańczówki i Pośnej, natomiast w strefie stanów górnych niskich w zlewni Dańczówki. Największe odpływy jednostkowe występują w centralnej części PNGS.

Wykonane serie pomiarów hydrometrycznych w wybranych przekrojach pomiarowo-badawczych dla cieków biorących początek na terenie PNGS są podstawą do oszacowania wielkości zasobów wód powierzchniowych.

Wykonane pomiary w zakresie stanów średnich i niskich są podstawą oceny reżimu hydrologicznego potoków w tym zakresie oraz oszacowania zasobów wodnych w warunkach niedoboru opadów. W dobie coraz częściej pojawiających się okresów suszy jest to szczególnie istotne, nie tylko z punktu widzenia użytkowników wód powierzchniowych, ale również dla całej flory i fauny.

MODEL OPAD-ODPŁYW ORAZ SYMULACJE ODPŁYWU W ZMIENIONYM WARUNKACH UŻYTKOWANIA I KLIMATU

Informacje o objętości odpływu, przepływie maksymalnym czy też o przewidywanym rozkładzie czasowym odpływu są niezbędne w wielu dziedzinach działalności człowieka, wykorzystywane są m.in. do projektowania budowli hydrotechnicznych lub określania stref zagrożenia powodziowego. Charakterystyki odpływu oblicza się na podstawie wieloletnich jednorodnych obserwacji hydrologicznych, jednak dla większości cieków, szczególnie tych niewielkich, które nie są kontrolowane pod względem hydrologicznym stosuje się inne metody obliczeń charakterystyk hydrologicznych. Jedną z metod są modele matematyczne typu opad-odpływ, wykorzystujące różne sposoby opisu głównych procesów hydrologicznych zachodzących w zlewni (Soczyńska 1997; Marcinkowski i Jaworski 2007).

Wraz z rozwojem technologii komputerowych i metod numerycznych rośnie liczba dostępnych programów służących do modelowania procesów hydrologicznych. Są to zarówno modele uniwersalne, znajdujące zastosowanie dla dowolnej zlewni, jak i modele opracowane dla konkretnych zlewni, bądź zlewni określonego typu.

W ramach realizacji zadań „Model opad-odpływ” oraz „Symulacje odpływu w zmienionych warunkach użytkowania i klimatu” projektu badawczo-rozwojowego „Geologiczne warunki środowiska przyrodniczego PNGS” wykonano obliczenia modelowe opad-odpływ dla zlewni rzeki Czerwona Woda, która zajmuje największą część

powierzchni PNGS. Ze względu na dostępność danych wejściowych, model ograniczono do części zlewni położonej na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych.

Do obliczeń wykorzystano program HEC-HMS, należący do grupy programów HEC opracowanych przez U.S. Army Corps of Engineers – Hydraulic Engineering Center. Program służy do symulacji relacji opad-odpływ oraz transformacji fali z wykorzystaniem następujących komponentów:

- modeli służących do obliczania opadu efektywnego (na podstawie wielkości opadu oraz charakterystyk zlewni szacowane są wielkości strat na intercepcję, infiltrację, retencję, ewapotranspirację),
- modeli transformacji opadu efektywnego w odpływ bezpośredni,
- modeli odpływu bazowego, modeli transformacji przepływu wody w korytach rzecznych.

Program pozwala na definiowanie danych o opadzie różnymi metodami. Możliwe jest obliczenie średniego opadu dla poszczególnych zlewni metodą wielokątów równego zadeszczenia Thiessena, metodą odwrotnych odległości, kwadratów odwrotnych odległości lub metodą izohiet, z wykorzystaniem historycznych epizodów opadowych, bądź hietogramów hipotetycznych o określonym czasie trwania i prawdopodobieństwie wystąpienia. Program umożliwia ponadto zdefiniowanie przestrzennego rozkładu opadu w postaci warstwy GRID z wykorzystaniem danych radarowych, stanowiącego podstawę transformacji opad-odpływ za pomocą modelu o parametrach rozłożonych. HEC-HMS posiada funkcję automatycznej optymalizacji (kalibracji), służącą do estymacji parametrów modelu oraz warunków początkowych na podstawie wyników pomiarów hydrometeorologicznych. Połączony jest z zewnętrzną bazą danych HEC-DSS pozwalającą na gromadzenie danych oraz ich wymianę pomiędzy innymi programami i narzędziami analitycznymi z rodziny HEC. Program posiada również możliwość stosunkowo łatwego i szybkiego opracowywania danych wejściowych do modelu z wykorzystaniem systemów informacji geograficznej, poprzez wykorzystanie programu HEC-GeoHMS – nakładki na popularny program ArcGIS.

Dane wejściowe do modelu opad-odpływ

Dane wejściowe do modelu HEC-HMS stanowią: (1) charakterystyki fizyczno-geograficzne zlewni cząstkowych, (2) wielkości parametrów oraz warunków początkowych zależnie od przyjętych poszczególnych modeli składowych, (3) dane opadowe w postaci serii czasowych oraz sum opadu.

W celu opracowania charakterystyk fizyczno-geograficznych zlewni Czerwonej Wody oraz parametrów modeli składowych wykorzystano Numeryczny Model Terenu w postaci warstwy GRID o rozdzielczości 0,6 m – udostępniony w ramach Projektu przez dyrekcję PNGS oraz warstwy GIS w postaci plików shp:

- układ sieci rzecznej – warstwa wykonana w ramach realizacji zadania IVa6 „Opracowanie sieci rzecznej, jako warstwy GIS w skali 1: 10 000” na podstawie map topograficznych,
- CORINE LAND COVER 2006 – dane dotyczące form użytkowania terenu, wchodzące w skład systemu informacji na temat przyrody CORINE nadzorowanego przez

Europejską Agencję Środowiskową EEA, opracowane na podstawie zdjęć z satelity Landsat 5,

- lokalizacja dróg asfaltowych – warstwa wykonana na podstawie map topograficznych w skali 1: 10 000,
- mapa glebowa - warstwa opracowana przez Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu w ramach Projektu,
- lokalizacja posterunków opadowych IMGW oraz LSOP.

Na podstawie Numerycznego Modelu Terenu oraz układu sieci rzecznej w zlewni Czerwonej Wody za pomocą programu HEC-GeoHMS wyznaczono 25 zlewni cząstkowych, dla których obliczono powierzchnię zlewni, spadek zlewni, długość cieków, spadek cieków, najdłuższą drogę spływu, współrzędne oraz wysokość położenia środka ciężkości zlewni, długość drogi spływu od środka ciężkości zlewni.

Na podstawie mapy glebowej wyznaczono udział poszczególnych typów i gatunków gleb, natomiast na podstawie bazy danych CORINE LAND COVER 2006 oraz warstwy GIS określającej lokalizację dróg asfaltowych określono strukturę użytkowania terenu, w tym procent powierzchni nieprzepuszczalnych w poszczególnych zlewniach cząstkowych.

Jako dane meteorologiczne wykorzystano sumy opadu atmosferycznego dla przedziałów 15-minutowych z automatycznych czujników systemu LSOP Starostwa Powiatowego w Kłodzku dla stacji: Karłów, Szczytna i Łężyce oraz dobowe sumy opadów z posterunków IMGW zlokalizowanych na obszarze PNGS (stacje: Pasterka, Słozów i Chocieszów). Do obliczeń wybrano trzy charakterystyczne epizody opadów:

- epizod I – 23 maja 2005 r. – opad trwający około 10 godzin, o sumie od 40 mm dla stacji Szczytna do 59 mm dla stacji Karłów, suma dla 5 dni poprzedzających analizowany opad – 11-12 mm;
- epizod II – 4-8 sierpnia 2006 r. – opad długotrwały kilkudniowy, o sumie od 201 mm dla stacji Łężyce do 204 mm dla stacji Karłów, suma dla 5 dni poprzedzających analizowany opad – 9-19 mm;
- epizod III – 21 czerwca 2007 r. – opad trwający około 7 godzin, o sumie od 11 mm dla stacji Szczytna do 40 mm dla stacji Karłów, suma dla 5 dni poprzedzających analizowany opad – 1-3 mm.

Do weryfikacji modelu wykorzystano pomiary hydrometryczne wykonane w ramach realizacji zadania IVa7 „Wykonanie 3 serii pomiarów natężenia przepływów w ważniejszych ciekach biorących początek w obszarze PNGS w różnych warunkach tj. w strefie stanów niskich, średnich oraz wysokich” – seria pomiarowa wykonana 2 października 2008 r., poprzedzona opadami w dniach 30 września – 2 października 2008 r. (epizod kontrolny).

Dane opadowe opracowano w formie szeregów czasowych o kroku 15 minut w zewnętrznej bazie danych HEC-DSS. Sumy opadu dla wybranych epizodów obliczone na podstawie danych 15-minutowych z systemu LSOP porównano z sumami obliczonymi na podstawie sum dobowych opadu z posterunków IMGW znajdujących się na obszarze objętym opracowaniem.

Wyznaczenie opadu efektywnego

W modelach typu opad–odpływ bardzo ważne jest właściwe oszacowanie opadu efektywnego, którym nazy-

wamy tę część średniego opadu całkowitego, która poprzez spływ kształtuje hydrogram odpływu powierzchniowego (Soczyńska 1997).

Do wyznaczenia opadu efektywnego w zlewni Czerwonej Wody zastosowano metodę SCS opracowaną przez Służbę Ochrony Gleb (Soil Conservation Service) w USA na podstawie bogatego materiału obserwacyjnego z terenu całych Stanów Zjednoczonych. Metoda ta jest jedną z najczęściej stosowanych metod, ponieważ wyróżnia się dużą szczegółowością doboru parametrów oraz daje możliwość obliczenia opadu efektywnego również w zlewniach niekontrolowanych, w których nie są prowadzone pomiary stanów lub przepływów.

W metodzie SCS opad efektywny uzależniony jest od: rodzaju gleb, sposobu użytkowania terenu zlewni oraz uwilgotnienia gleby w zlewni przed wystąpieniem opadu. Wszystkie te czynniki ujmując jeden bezwymiarowy parametr CN (Curve Number), związany z maksymalną potencjalną retencją zlewni S, o wartościach zmieniających się w zakresie od 0 do 100. Uwzględnione są straty początkowe, a przebieg krzywej strat jest zbliżony kształtem do krzywej infiltracji.

W metodzie SCS wyznaczenie opadu efektywnego w pierwszej kolejności opiera się na określeniu rodzaju gleb występujących na terenie zlewni badawczej. Dla potrzeb tej metody dokonano podziału gleb na cztery grupy w zależności od możliwości powstawania odpływu powierzchniowego: gleby o małej możliwości powstawania odpływu powierzchniowego, gleby o przepuszczalności powyżej średniej, gleby o przepuszczalności poniżej średniej oraz gleby o dużej możliwości powstawania odpływu powierzchniowego.

Parametr CN określany jest następnie w zależności od użytkowania powierzchni zlewni, grupy glebowej oraz warunków hydrologicznych, które określają możliwość powstania odpływu powierzchniowego wynikającego z gęstości szaty roślinnej.

Zmienność wartości CN dla poszczególnych wezbrań wynika głównie z różnic w stanie retencji początkowej zlewni. W metodzie SCS ten stan uwzględnia się poprzez analizę sumy opadów w okresie 5 dni poprzedzających analizowany opad, określając poziom wilgotnościowy AMC:

- AMCI – najmniejsza możliwość wystąpienia odpływu powierzchniowego, gleby w zlewni są suche,
- AMCII – warunki przeciętne,
- AMCIII – największe możliwości wystąpienia odpływu powierzchniowego, zlewnia jest nasycona wodą z poprzednich opadów.

Obszarową zmienność użytkowania powierzchni zlewni, rodzaju gleby, sposobu uprawy i warunków hydrologicznych uwzględnia się w wartości CN, obliczając ją jako średnia ważoną (Ignar 1993).

Dla zlewni Czerwonej Wody grupy gleb wyznaczono na podstawie mapy glebowej opracowanej przez Uniwersytet Przyrodniczy we Wrocławiu w ramach Projektu. Strukturę użytkowania powierzchni zlewni opracowano z wykorzystaniem bazy danych Corine Land Cover 2006. Sumy opadu z 5 dni poprzedzających analizowany epizod opadowy obliczono na podstawie danych LSOP dla stacji Karłów, Pasterka oraz Łężyce.

Transformacja opadu efektywnego w odpływ

Do transformacji opadu efektywnego w odpływ zastosowano dwie metody: hydrogramu jednostkowego SCS i hydrogramu jednostkowego Clarka.

Metoda hydrogramu jednostkowego SCS opracowana została na podstawie średnich hydrogramów jednostkowych dla dużej liczby kontrolowanych pod względem hydrologicznym oraz meteorologicznym małych zlewni rolniczych na terenie Stanów Zjednoczonych. Pozwala ona na określenie wartości przepływu kulminacyjnego, całkowitej objętości odpływu, kształtu hydrogramu oraz jego przebiegu w czasie.

Metoda hydrogramu jednostkowego Clarka transformacji opadu efektywnego w odpływ uwzględnia dwa krytyczne procesy: przemieszczanie się wody z opadu efektywnego z punktu wyjściowego siecią rzeczna do punktu zamykającego zlewnię oraz redukcję wielkości przepływu spowodowaną retencjonowaniem opadu efektywnego w zlewni.

Obliczenia modelowe

Zlewnia Czerwonej Wody jest zlewnią niekontrolowaną pod względem hydrologicznym. Z powodu braku obserwowanych hydrogramów przepływu w obliczeniach modelowych niemożliwe jest uwzględnienie przepływu bazowego, jak również zastosowanie automatycznej optymalizacji parametrów modelu.

Obliczenia modelowe dla zlewni Czerwonej Wody wykonano w czterech wariantach:

(I) wyznaczenie opadu efektywnego metodą SCS z założeniem początkowych warunków uwilgotnienia zlewni jako suche (AMCI) oraz transformacja opad-odpływ metodą SCS,

(II) wyznaczenie opadu efektywnego metodą SCS z założeniem początkowych warunków uwilgotnienia zlewni jako przeciętne (AMCII) oraz transformacja opad-odpływ metodą SCS,

(III) wyznaczenie opadu efektywnego metodą SCS z założeniem początkowych warunków uwilgotnienia zlewni jako suche (AMCI) oraz transformacja opad-odpływ metodą Clarka,

(IV) wyznaczenie opadu efektywnego metodą SCS z założeniem początkowych warunków uwilgotnienia zlewni jako przeciętne (AMCII) oraz transformacja opad-odpływ metodą Clarka,

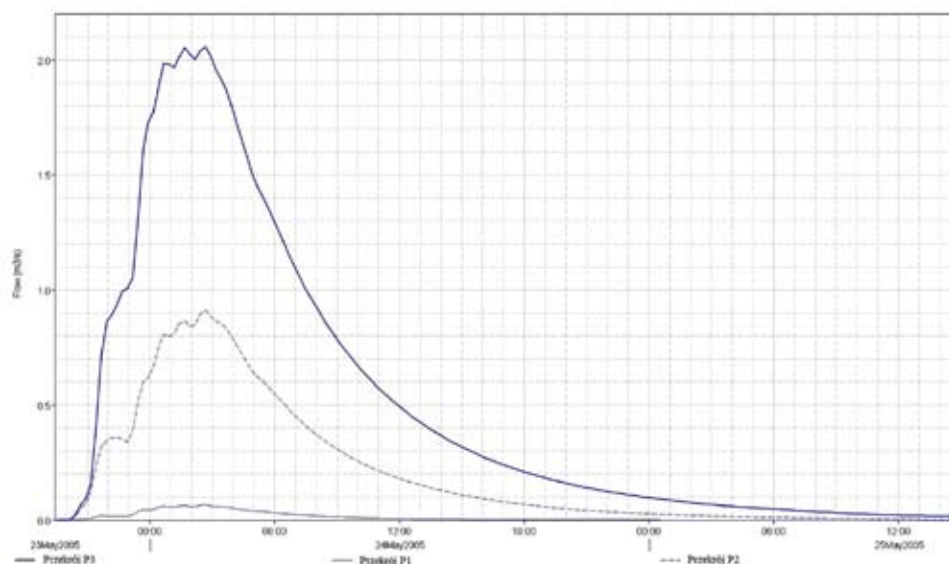
Uzyskane wyniki porównano z pojedynczymi pomiarami hydrometrycznymi wykonanymi w punktach kontrolnych na Czerwonej Wodzie dnia 2 października 2008 r.

Ostatecznie przyjęto wyniki obliczeń opadu efektywnego metodą SCS z założeniem przeciętnych warunków wilgotnościowych w zlewni (AMCII) oraz transformacji opadu efektywnego w odpływ metodą Clarka, jako najbliższe wartościom z pomiarów hydrometrycznych. Różnica pomiędzy wartościami pomierzonymi a odpowiadającymi im wartościami z obliczeń wynika z faktu, iż wyznaczone hydrogramy przepływu odpowiadają jedynie składowej powierzchniowej hydrogramów rzeczywistych, ze względu na brak możliwości uwzględnienia w obliczeniach odpływu bazowego.

Po przeprowadzeniu analizy zgodności modelu z pomiarami hydrometrycznymi oraz przyjęciu metod obliczeniowych pozwalających na uzyskanie najbardziej prawdopodobnych wyników, wykonano symulacje dla trzech wybranych charakterystycznych epizodów opadowych. Wyniki obliczeń za pomocą programu HEC-HMS możliwe są do przedstawienia w różnych formach: jako wartości przepływu kulminacyjnego, czasu wystąpienia przepływu kulminacyjnego, objętości fali dla poszczególnych epizodów opadowych, mapy rozkładu przestrzennego opadu efektywnego w zlewniach cząstkowych bądź hydrogramy przepływów, zarówno w formie tabelarycznej, jak i rysunkowej (ryc. 5).

Symulacje odpływu w zmienionych warunkach użytkowania i klimatu

Wielkość odpływu ze zlewni uzależniona jest od wielkości strat opadu całkowitego na procesy m.in. intercepcji, retencji i infiltracji, które z kolei są ściśle związane ze sposobem użytkowania powierzchni zlewni, rodzajem i gęstością szaty roślinnej, przepuszczalnością gleb oraz stanem początkowego uwilgotnienia zlewni.



Ryc. 5. Hydrogramy przepływu dla Czerwonej Wody w przekrojach P1, P2 i P3 dla wybranego epizodu opadowego

Fig. 5. Discharge hydrographs for Czerwona Woda river in cross-sections P1, P2 and P3 for a selected rainfall episode

W modelu HEC-HMS użytkowanie powierzchni zlewni oraz rodzaj gleb mają bezpośredni wpływ na wartość parametru CN, będącego podstawą obliczeń opadu efektywnego w metodzie SCS oraz na wielkość czasu koncentracji w metodzie Clarka. W celu symulacji odpływu w zmienionych warunkach użytkowania założono wylesienie zlewni dla czterech grup przepuszczalności gleb (grupy A, B, C i D wg metody SCS). Ze względu na dominujący udział w użytkowaniu powierzchni zlewni Czerwonej Wody przyjęto wycięcie lasów iglastych w ilości około 10% całkowitego zalesienia zlewni na obszarze PNGS. Powierzchnie zalesione zastąpiono przez łąki (wariant I) oraz pastwiska (wariant II).

Wpływ zmian warunków klimatycznych na odpływ uwzględniono w symulacjach poprzez zmianę początkowego uwilgotnienia zlewni. Jako dane opadowe do symulacji zmian odpływu wykorzystano epizody opadowe I, II i III.

Analizowane zmiany użytkowania zlewni spowodowałyby niewielkie zwiększenie odpływu ze zlewni, zależne od przepuszczalności gleb na obszarze zmian użytkowania terenu oraz wielkości i rozkładu przestrzennego analizowanych opadów.

Dla epizodu opadowego III, który charakteryzował się najmniejszymi przepływami z trzech wybranych epizodów, nastąpiłoby zwiększenie odpływu ze zlewni w czasie analitycznego wezbrania:

- dla wariantu I zmiany struktury użytkowania zlewni od około 0,1% w przypadku 10% wylesienia na glebach z grupy B do około 2% dla gleb z grupy D,
- dla wariantu II od 0,8% dla gleb z grupy B do ponad 29% dla wylesienia na glebach z grupy D.
- Dla epizodu opadowego II, podczas którego wystąpiły największe przepływy z trzech analizowanych epizodów nastąpiłoby zwiększenie odpływu ze zlewni:
- dla wariantu I od około 0,15% dla wylesienia na glebach z grupy C do około 1,2% na glebach z grupy A,
- dla wariantu II od 2,4% dla gleb z grupy C do około 5,5% dla gleb z grupy B.
- Dla epizodu opadowego I dla analizowanych zmian użytkowania terenu nastąpiłoby zwiększenie odpływu ze zlewni Czerwonej Wody:
- dla wariantu I od 0,18% dla gleb z grupy C do 1,5% dla gleb z grupy A,
- dla wariantu II od 3,6% dla wylesienia na glebach C do 14,6% dla gleb z grupy D.

Zmiana warunków klimatycznych, przyjęta w analizach jako zmiana warunków uwilgotnienia początkowego zlewni, spowodowałaby znaczące różnice w wielkości odpływu ze zlewni. Dla epizodu opadowego I zmiana warunków klimatycznych na bardziej suche wywołałaby zmniejszenie odpływu o około 77% dla niezmiennych warunków użytkowania zlewni, natomiast zmiana klimatu na bardziej wilgotny skutkowałaby zwiększeniem odpływu aż o 185%. Dla epizodu opadowego II zmiana klimatu na suchy spowodowałaby zmniejszenie odpływu o 51% oraz zwiększenie o około 49% w przypadku zwiększenia uwilgotnienia, natomiast dla epizodu opadowego III odpowiednio zmniejszenie o 67% i zwiększenie aż o ponad 300% dla założonych niezmiennych warunków użytkowania zlewni.

PODSUMOWANIE

Na podstawie przeprowadzonego monitoringu hydromorfologicznego czterech głównych cieków Gór Stołowych określono ich stan hydromorfologiczny jako umiarkowany o średnim stopniu przeobrażenia (III klasa). W związku z tym, iż ciek te zlokalizowane są na obszarze objętym najwyższą formą ochrony wskazane jest podjęcie działań służących renowacji rzek w celu osiągnięcia wymaganego przez RDW dobrego stanu ekologicznego wód powierzchniowych.

Modelowanie typu opad-odpływ w zlewniach niekontrolowanych obciążone jest błędami trudnymi do oszacowania. Ze względu na brak ciągłych pomiarów hydrometrycznych nie jest możliwe przeprowadzenie optymalizacji parametrów modelu oraz obliczenie statystycznych miar jakości modelu. Uzyskane hydrogramy z powodu braku informacji o odpływie bazowym odpowiadają jedynie składowej powierzchniowej hydrogramów rzeczywistych. Ich przebieg ma charakter szacunkowy, podobnie jak obliczone wartości objętości fal i przepływów wezbraniowych wywołanych przez określone epizody opadowe.

W celu kalibracji modelu konieczne byłoby założenie co najmniej jednej stacji wodowskazowej, z możliwością prowadzenia automatycznych pomiarów ciągłych oraz zagęszczenie sieci stacji opadowych.

W wyniku przeprowadzonych badań dotyczących pomiarów hydrometrycznych można wywnioskować, iż na terenie Parku Narodowego Gór Stołowych występują obfite opady. Opady te powodują gwałtowne wezbrania w potokach, szczególnie latem trwające do kilku godzin.

LITERATURA

- Adynkiewicz-Piragas, M., Błachuta J., Lejcuś I. 2009.** Raport – pilotażowe badania parametrów hydromorfologicznych i biologicznych Nysy Łużyckiej i jej dopływów zgodnie z wymogami RDW, IMGW Oddział Wrocław, maszynopis IMGW Wrocław, 125 pp.
- Bieroński J., Pawlak W., Tomaszewski J., 2002 a.** Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz Kudowa, Warszawa
- Bieroński J., Pawlak W., Tomaszewski J., 2002 b.** Komentarz do mapy hydrograficznej w skali 1:50 000, arkusz Szczytna, Warszawa
- CEN/TC pr EN 14614, 2003.** Water quality – Guidance standard for assessing the hydromorphological features of rivers, Brussels, 19 pp.
- Charley W.J., 2005.** HEC-DSSVue HEC Data Storage System Visual Utility Engine User's Manual. U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA
- Czamara W., Tokarczyk T. 1996.** Charakterystyka cieków powierzchniowych obszaru Parku Narodowego Gór Stołowych. *Zeszyty Naukowe Akademii Rolniczej we Wrocławiu. Inżynieria Środowiska*, VIII, 301, 97-106.
- Fleming M.J., Doan J.H., 2009.** HEC-GeoHMS Geospatial Hydrologic Modeling Extension User's Manual. U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA
- Ignar S., 1993.** Metodyka obliczania przepływów wezbraniowych w zlewniach nieobserwowanych. Wydawnictwo SGGW, Warszawa
- Kowalski S., 1978.** Wody podziemne w skałach górnokredowych Gór Stołowych. Archiwum Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław

- Marcinkowski M., Jaworski W., 2007.** Próba zastosowania modelu HEC-HMS do symulacji odpływu ze zlewni niekontrolowanej. *Wiadomości Meteorologii, Hydrologii, Gospodarki Wodnej*, Tom I zeszyt 1/2007. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa
- Nowicka B., Pacia G., Lenartowicz M., 1996.** Operat ochrony ekosystemów wodnych. Narodowa Fundacja Ochrony Środowiska, Warszawa
- Feldman A.D. (red.), 2000.** Hydrologic Modeling System HEC-HMS Technical reference Manual. U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA
- Nachlik E. (red.), 2001.** Wizualizacja integralnego systemu transformacji opadu w odpływ (WISTOO) – podstawy i aplikacje w ocenie zagrożenia powodziowego. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa
- Ozga-Zielińska M. (red.), 1994.** Modelowanie procesów hydrologicznych. Oficyna Wydawnicza Politechniki Warszawskiej, Warszawa
- Radziejowski J., 1993.** Góry Stołowe i problemy ich ochrony. *Ochrona Środowiska i Zasobów Naturalnych*, 6, 21-39.
- Scharffenberg W.A., Fleming M.J., 2008.** Hydrologic Modeling System HEC-HMS User's Manual. U.S. Army Corps of Engineers Hydrologic Engineering Center, Davis, CA
- Soczyńska U., 1995.** Modelowanie systemów naturalnych. Uniwersytet Warszawski Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa
- Soczyńska U. (red.), 1997.** Hydrologia dynamiczna. Wydawnictwa Naukowe PWN, Warszawa
- Straub T.D., Melching C.S., Kocher K.E., 2000.** Equations for Estimating Clark Unit-Hydrograph Parameters for Small Rural Watersheds in Illinois. *Water-Resources Investigations Report 00-4184*. U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Illinois
- Szpindor A., 1976.** Ocena ilości zasobów powierzchniowych wód płynących Ziemi Kłodzkiej. Zasoby wodne Ziemi Kłodzkiej, PAN, Wrocław
- Witkowski A., Pokryszko B., Ciężkowski W. (red.), 2008.** Przyroda Parku Narodowego Gór Stołowych. Wyd. PNGS, Kudowa Zdrój
- Woś A., 1999.** Klimat Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa
- Zgorzelski M. (red.), 1999.** Góry Stołowe. Wydawnictwo Akademickie DIALOG, Warszawa
- Żelazo J., Popek Z., 2002.** Podstawy renaturyzacji rzek. SGGW Warszawa

ZRÓŻNICOWANIE TEMPERATURY POWIETRZA W WARUNKACH RZEŻBY PARKU NARODOWEGO GÓR STOŁOWYCH

AIR TEMPERATURE DIFFERENTIATION IN RELATION TO RELIEF CHARACTERISTICS OF THE STOŁOWE GÓRY NATIONAL PARK

IRENA OTOP, BARTŁOMIEJ MISZUK

Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Państwowy Instytut Badawczy

Oddział we Wrocławiu

ul. Parkowa 30, 51-616 Wrocław

Irena.Otop@imgw.pl; Bartlomiej.Miszuk@imgw.pl

Słowa kluczowe: GÓRY STOŁOWE, TEMPERATURA POWIETRZA, SYTUACJE SYNOPTYCZNE

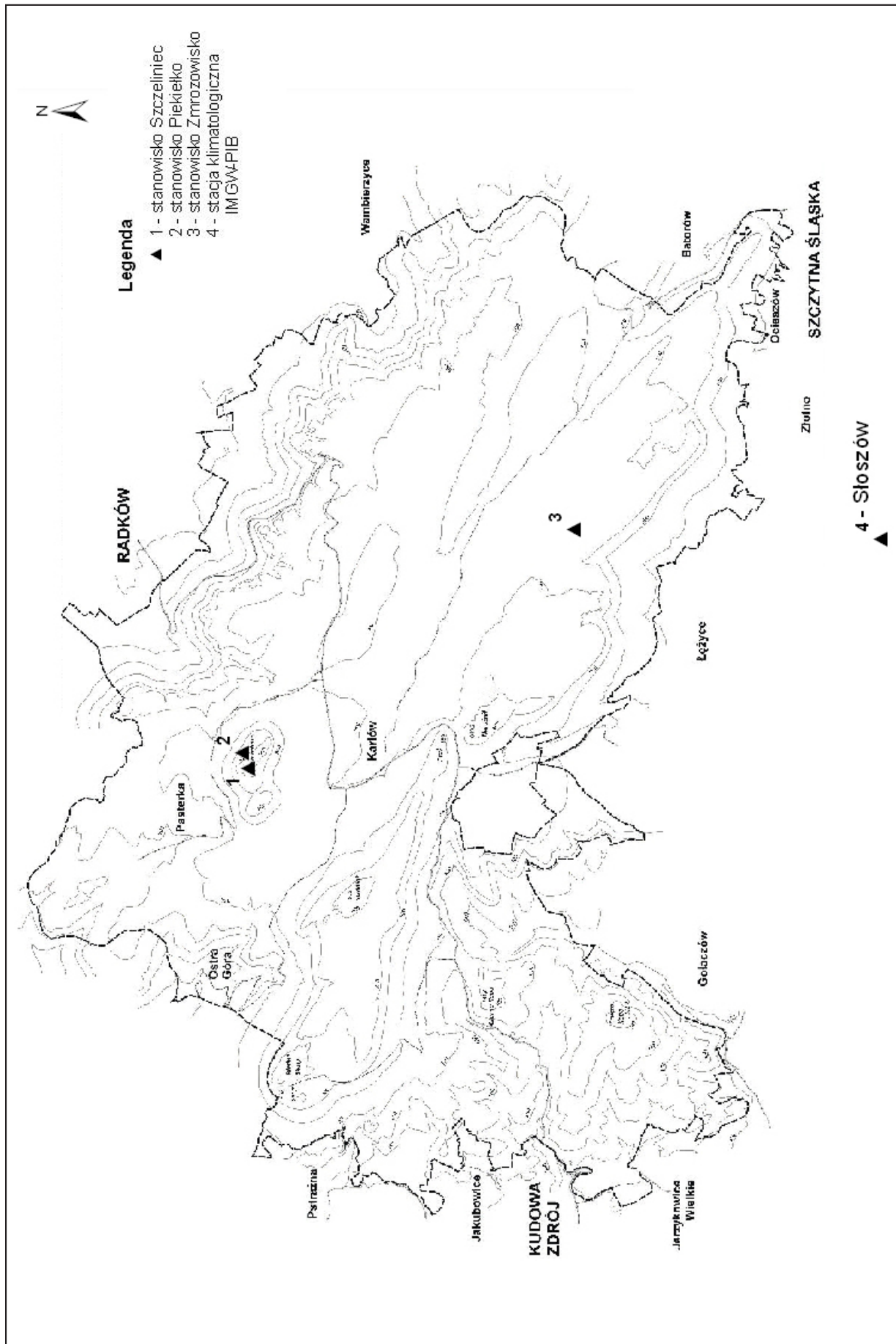
Keywords: GÓRY STOŁOWE, AIR TEMPERATURE, SYNOPTIC SITUATIONS

STRESZCZENIE:

Celem pracy jest określenie zróżnicowania temperatury powietrza w warunkach specyficznej rzeźby Parku Narodowego Gór Stołowych (PNGS). Charakterystykę warunków termicznych PNGS opracowano na podstawie pomiarów temperatury powietrza wykonywanych w latach 2009-2010. Stanowiska pomiarowe reprezentowały różne elementy rzeźby: strefę wierzchowinową (Szczeliniec Wielki, 900 m n.p.m.), szczeliny w rozpadlinie skalnej masywu Szczelińca (Piekiełko, 890 m n.p.m.) oraz formy dolinne (Polana Zmrozowisko, 700 m n.p.m.). Wykorzystano również dane pomiarowe ze stacji IMGW-PIB w Słoszowie (555 m n.p.m.), położonej w otulinie Parku. Pomiary temperatury powietrza wykonywano za pomocą czujników HOBO na standardowej wysokości 2 m n.p.g., z rozdzielczością czasową 10 minut. Wyniki pomiarów wskazują na duże zróżnicowanie termiczne PNGS, które jest związane przede wszystkim z cechami rzeźby, takimi jak nachylenie i ekspozycja stoków, forma terenu (wierzchowiny, ściany skalne, szczeliny itp.) oraz ze zróżnicowanym pokryciem terenu (skały, obszary leśne, łąki). Przebieg temperatury powietrza, w zależności od warunków pogodowych, ulega znacznemu zróżnicowaniu w obrębie poszczególnych form terenu. Największe zróżnicowanie warunków termicznych ujawnia się przy pogodzie antycyklonalnej. Charakterystyczną cechą Gór Stołowych jest osobliwy mikroklimat szczelin skalnych, gdzie ze względu na specyficzne warunki solarne i morfologiczne przebieg temperatury powietrza jest bardzo wyrównany. Pod względem termicznym w obrębie masywu Szczelińca wyróżnić można zarówno obszar odznaczający się termiką typową dla wierzchowin, jak i charakteryzujące się specyficznym mikroklimatem szczeliny skalne.

ABSTRACT:

The aim of the study is to determine temperature variation in the specific relief conditions of the Stołowe Mountains National Park (PNGS). The characteristics of thermal conditions of the PNGS are based on air temperature measurements carried out in 2009-2010. Measuring sites represent various relief units: top part of a mesa (Szczeliniec Wielki, 900 m a.s.l.), deep open cleft in the sandstone massif of Szczeliniec (Piekiełko, 890 m a.s.l.) and broad concavity within the central plateau (Polana Zmrozowisko, 700 m a.s.l.). Measurement data from the IMGW-PIB station in Słoszów (555 m a.s.l.), located in the protective buffer zone of the Park, were also used. Air temperature was measured using HOBO sensors at standard height of 2 m above the ground, with time resolution of 10 minutes. The results indicate large thermal variations within the PNGS, which are primarily associated with features of local relief, such as slope inclination and aspect, landform (plateau, rocky walls, crevices, etc.) and with land cover (rocks, forests, grasslands). Depending on weather conditions, the course of air temperature varies greatly among particular forms of relief. The characteristic feature of the Stołowe Mountains is specific microclimate of rock clefts, where due to specific solar and morphological conditions the course of daily air temperature is characterized by small fluctuations. Regarding thermal conditions within the Szczeliniec massif, the top surface of the mesa and the clefts show various of types of microclimate.



Ryc. 1. Rozmieszczenie stanowisk pomiarowych w PNGS i ich otoczeniu w okresie wrzesień 2009 roku – lipiec 2010 roku

Fig. 1. Location of measurement sites in the PNGS and its nearby during the September 2009 – July 2010 period

WPROWADZENIE

Klimat jest komponentem środowiska przyrodniczego, który odgrywa ważną rolę w funkcjonowaniu całego ekosystemu. Warunki klimatyczne danego obszaru kształtowane są przez zespół czynników radiacyjnych, cyrkulacyjnych i geograficznych, które są modyfikowane przez uwarunkowania lokalne. Na właściwości klimatu w skali lokalnej wpływają takie czynniki jak rzeźba (ekspozycja, forma terenu, wysokość względna) oraz pokrycie terenu (szata roślinna, forma użytkowania).

W obszarach górskich wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza zmieniają się warunki klimatyczne (m.in. obniża się temperatura powietrza) oraz zależne od klimatu elementy środowiska przyrodniczego, co uwidocznione jest przede wszystkim w pionowym zróżnicowaniu szaty roślinnej. Pionowy gradient rocznej temperatury powietrza w Sudetach wynosi średnio $0,57^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ na wypukłych oraz $0,52^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ we wklęsłych formach terenowych (Hess i in. 1980).

W obszarach górskich charakterystyczną cechą zróżnicowania termicznego, powszechnie opisywaną i dokumentowaną w literaturze przedmiotu, jest częste występowanie w dolinach śródogórskich zastoisk chłodnego powietrza, związanych z inwersjami termicznymi, które obserwowane są szczególnie w zimie. Dna dolin i kotlin śródogórskich są chłodniejsze od wierzchołków i stoków leżących na tej samej wysokości (Schmuck 1969, Niedźwiedz 1973, Obrębska-Strakłowa 1995, Kicińska i in., 1999, Trepińska 2002, Sobik i Miszuk 2005). Rzeźba PNGS warunkuje w znacznym stopniu specyfikę warunków klimatycznych tego obszaru oraz decyduje o ich zróżnicowaniu w skali lokalnej.

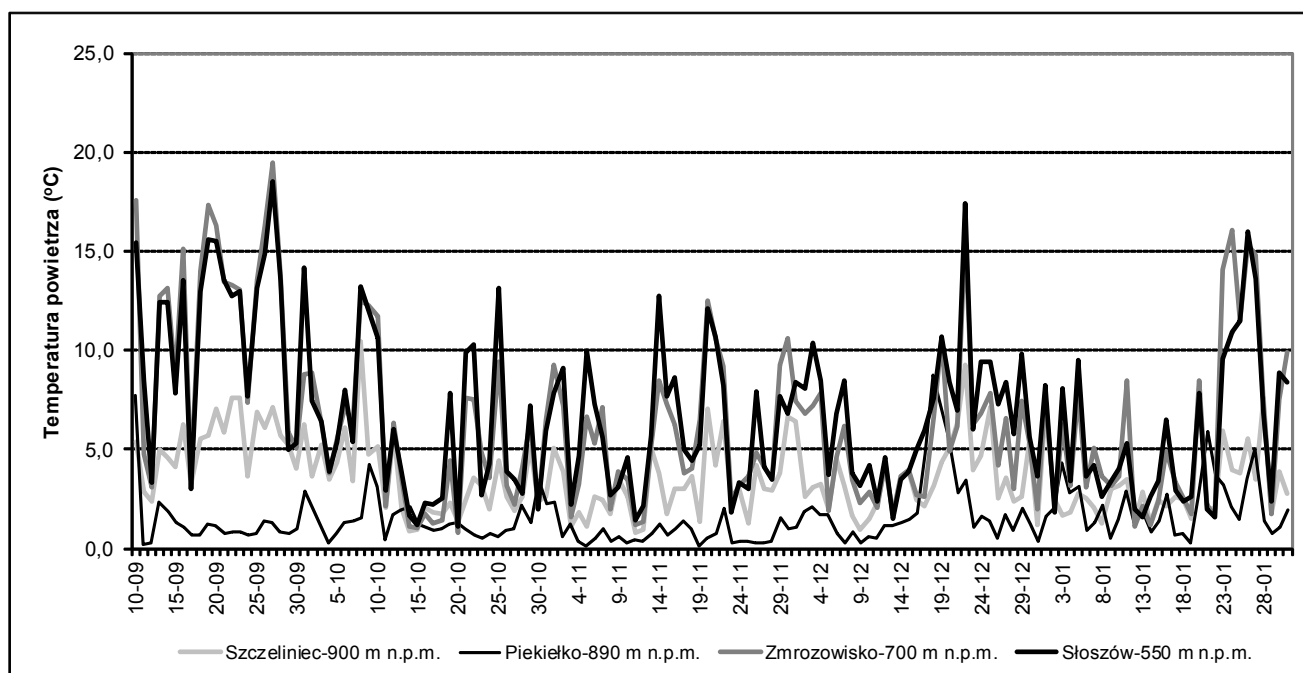
Celem niniejszego opracowania jest określenie zróżnicowania temperatury powietrza w warunkach specyficznej rzeźby Parku Narodowego Gór Stołowych.

MATERIAŁ ŹRÓDŁOWY I METODY BADAŃ

W Górach Stołowych i ich otoczeniu Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej Państwowy Instytut Badawczy prowadzi pomiary i obserwacje meteorologiczne na stacji klimatologicznej Słoszów oraz na sześciu stacjach opadowych: Pasterka, Lewin Kłodzki, Chocieszów, Kudowa Zdrój, Polanica Zdrój i Gajów. W granicach Parku Narodowego Gór Stołowych (PNGS) obecnie znajduje się jedna stacja pomiarowa IMGW-PIB, jest to stacja opadowa Pasterka.

W niniejszej pracy charakterystykę warunków termicznych Gór Stołowych opracowano na podstawie pomiarów temperatury powietrza wykonywanych na trzech stanowiskach pomiarowych oraz stacji klimatologicznej IMGW-PIB w Słoszowie (ryc. 1). Stanowiska pomiarowe rozmieszczono w miejscach reprezentujących różne elementy rzeźby Gór Stołowych. Strefę wierzchołkową reprezentowało stanowisko nr 1 – Szczeliniec, położone w szczytowej części masywu Szczelińca Wielkiego, na wysokości 900 m n.p.m. (fot. 1). Stanowisko nr 2 – Piekielko zostało zainstalowane w szczelinie położonej w głębokiej rozpadlinie w przykrawędziowej części stoliwa Szczelińca Wielkiego, na wysokości 890 m n.p.m. (fot. 2). Natomiast stanowisko nr 3 - Zmrozowisko zostało zlokalizowane w obrębie dolinnej formy terenu, na śródleśnej Polanie Zmrozowisko (fot. 3) w centralnej części Gór Stołowych, na wysokości 700 m n.p.m. W opracowaniu uwzględniono również dane pomiarowe ze stacji klimatologicznej IMGW-PIB w Słoszowie (550 m n.p.m.), położonej w północnej części Obniżenia Dusznickiego, w otulinie PNGS. Pomiary wykonywano w okresie od 10 września 2009 roku do 10 sierpnia 2010 roku, z przerwą od 15 marca 2010 do 20 kwietnia 2010 roku.

Pomiary temperatury powietrza wykonywane były za pomocą czujników HOBO, umieszczonych na standardowej wysokości 2 m n.p.g., osłoniętych przed oddziaływaniem



Ryc. 2. Amplituda dobowa temperatury powietrza na poszczególnych stanowiskach pomiarowych w PNGS i ich otoczenia w okresie 10.09.2009-31.01.2010 roku

Fig. 2. The amplitude of daily air temperature at measurement sites in the PNGS and its nearby during the 10.09.2009-31.01.2010 period



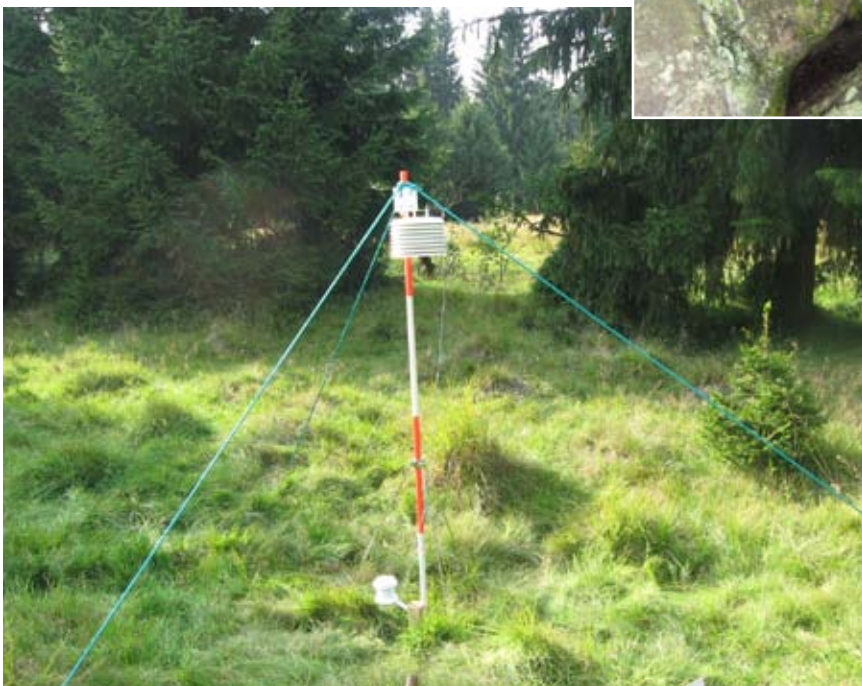
Fot. 1. Stanowisko pomiarowe nr 1 – Szczeliniec (900 m n.p.m.)

Photo 1. Measurement station No 1 – Szczeliniec (900 m a.s.l.)



Fot. 2. Stanowisko pomiarowe nr 2 – Piekielko (890 m n.p.m.)

Photo 2. Measurement station No 2 – Piekielko (890 m a.s.l.)



Fot. 3. Stanowisko pomiarowe nr 3 – Zmrozowisko (700 m n.p.m.)

Photo 3. Measurement station No 3 – Zmrozowisko (700 m a.s.l.)

promieniowania słonecznego przy pomocy osłony antyreflektacyjnej. Na wszystkich stanowiskach pomiary temperatury powietrza były wykonywane z rozdzielczością czasową 10 minut.

Zróżnicowanie przebiegu wartości temperatury powietrza na poszczególnych stanowiskach pomiarowych przedstawiono w wybranych sytuacjach synoptycznych. Podstawą przyporządkowania danego dnia do określonej sytuacji synoptycznej stanowił kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej, opracowany przez T. Niedźwiedzia (2011).

WYNIKI

Charakterystyczną cechą obszaru Parku Narodowego Gór Stołowych jest znaczne zróżnicowanie warunków termicznych. Czynnikiem, który w znaczącym stopniu wpływa na kształtowanie się reżimu termicznego Gór Stołowych jest wysokość bezwzględna. W okresie pomiarowym od 10 września 2009 do 10 sierpnia 2010 roku średni gradient termiczny w profilu Słozów-Zmrozowisko-Szczeliniec wyniósł $0,48^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$.

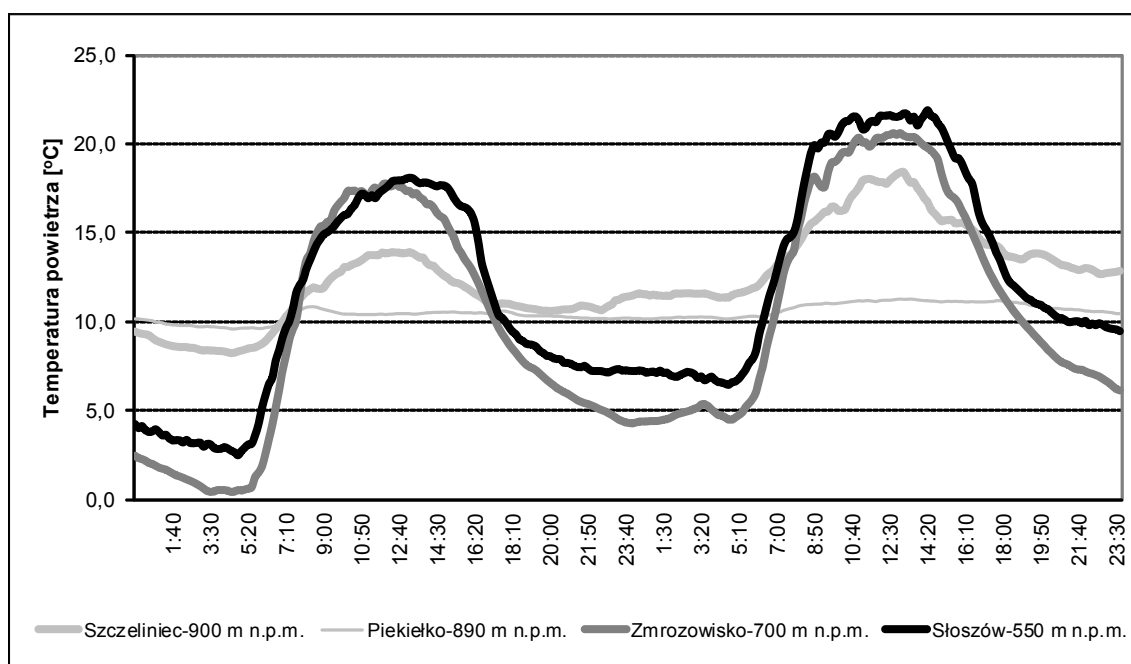
W okresie prowadzenia pomiarów miesiącem najchłodniejszym był styczeń 2010 r., kiedy średnia temperatura powietrza wyniosła od $-7,8^{\circ}\text{C}$ (Zmrozowisko) i $-7,7^{\circ}\text{C}$ (Szczeliniec) do $-6,6^{\circ}\text{C}$ w Słozowie. Na stacji klimatologicznej w Słozowie średnia temperatura stycznia 2010 była niższa o $3,6^{\circ}\text{C}$ w porównaniu do średniej z wielolecia 1971-2000. Natomiast najcieplejszym miesiącem był lipiec 2010 roku ze średnią temperaturą kształtującą się od $16,0^{\circ}\text{C}$ (Szczeliniec) do $17,9^{\circ}\text{C}$ (Słozów). W Słozowie średnia miesięczna temperatura lipca 2010 roku była o $2,3^{\circ}\text{C}$ wyższa od średniej wieloletniej (1971-2000).

Dobowa amplituda temperatury powietrza w czasie całego okresu pomiarowego była największa na stanowi-

skach pomiarowych Zmrozowisko oraz Słozów. Natomiast stanowisko Piekiełko z uwagi na swój specyficzny charakter uwarunkowany formą terenu cechowało się najmniejszymi amplitudami w porównaniu do pozostałych stanowisk (ryc. 2). Na podstawie prowadzonych pomiarów można stwierdzić, że w przypadku dobowej amplitudy temperatury większe znaczenie ma rodzaj formy terenu niż wysokość bezwzględna, gdyż największymi wartościami amplitudy odznaczają się obszary położone w obrębie form dolinnych (Słozów, Zmrozowisko).

Warunki termiczne na stanowiskach reprezentujących różne elementy rzeźby PNGS charakteryzowały się znacznym zróżnicowaniem w zależności od sytuacji synoptycznej. W okresie pomiarowym znaczną intensywność inwersji termicznych odnotowano we wrześniu 2009 r., odznaczającym się dużą częstością pogody o charakterze antycyklonalnym. W przypadku średniej dobowej temperatury powietrza (w dniach 10-30.09.2009 roku) najwyższe wartości stwierdzono w położonym najniższej Słozowie. Natomiast w strefie wierzchwinowej (Szczeliniec) średnia temperatura dobowa była wyższa niż notowana na położonych niżej stanowiskach pomiarowych Zmrozowisko oraz Piekiełko. Odmienna sytuacja wystąpiła w październiku 2009 r., który wyróżniał się dużą częstością pogody typu cyklonalnego. W tym miesiącu średnie dobowe wartości temperatury powietrza malały wraz ze wzrostem wysokości nad poziomem morza.

W czasie występowania antycyklonalnych typów cyrkulacji, ze względu na zwykle mniejszą prędkość wiatru w porównaniu do obserwowanej w czasie pogody cyklonalnej, a także większe usłonecznienie, znaczny wpływ na termikę wywierają czynniki związane z lokalnymi cechami morfologicznymi, glebowymi czy pokrywą roślinną. Natomiast zdecydowanie mniejszą rolę odgrywa wysokość bezwzględna.

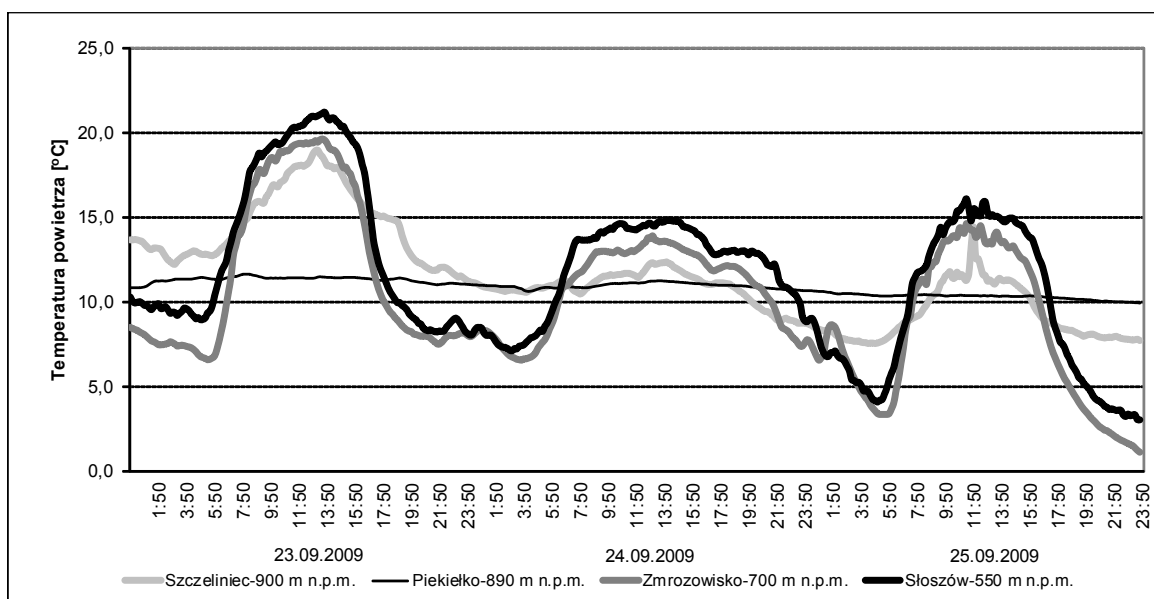


Ryc. 3. Przebieg temperatury powietrza w dniach 19-20.09.2009 r. w czasie antycyklonalnej sytuacji pogodowej (SE_a i S_a)
Fig. 3. Course of air temperature in the 19-20.09.2009 period during anticyclonic weather (SE_a and S_a)

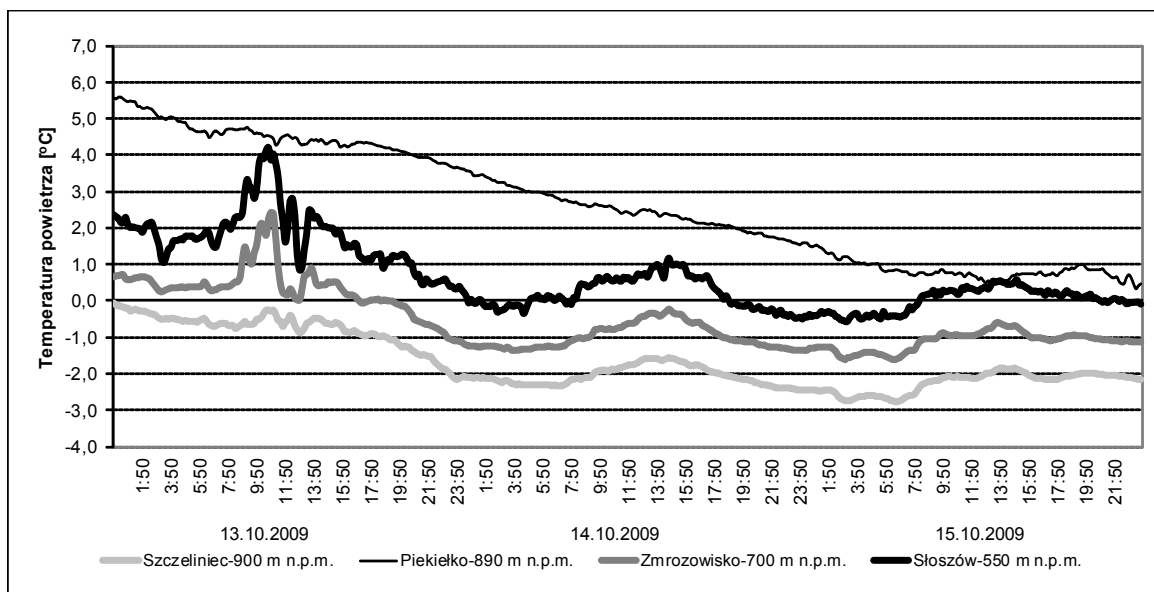
W dniach 19-20.09.2009, kiedy w Polsce południowej występował antycyklonalny typ cyrkulacji południowo-wschodniej i południowej (SE_a i S_a), odznaczający się małym stopniem zachmurzenia i dużym usłonecznieniem, w przebiegu dobowym temperatury powietrza w jeszcze większym stopniu uwidaczniał się wpływ czynników lokalnych. Na stacjach położonych w obrębie form dolinnych cechą charakterystyczną były duże amplitudy dobowe temperatury powietrza, które w przypadku Zmrozowiska i Słozowa przekraczały $15^{\circ}C$. W ciągu dnia temperatura powietrza odznaczała się wysokimi wartościami. Natomiast w nocy, wskutek wypromieniowania ciepła przy małym zachmurzeniu w obniżeniach terenu tworzyły się zastoiska chłodnego powietrza, notowane minima na tych stanowiskach były znacznie niższe niż w przypadku punktu pomiarowego Szczeliniec. Na tym stanowisku dobowe amplitudy tem-

peratury powietrza były znacznie mniejsze. Natomiast na stanowisku Piekielko przebieg dobowy był bardzo wyrównany, z niewielkim tylko wzrostem temperatury w godzinach dziennych w dniu 20.09.2009 roku (ryc. 3).

W dniach 23-25.09.2009, odznaczających się występowaniem zachodniej cyrkulacji antycyklonalnej (W_a), przebieg temperatury powietrza cechował się przede wszystkim wysokimi wartościami amplitudy dobowej (ryc. 4). Były one znacznie większe w formach wklęsłych, co jest uwarunkowane splywem wychłodzonego powietrza z obszarów wierzchwinowych i jego zaleganiem w obniżeniach terenu. Sprzyja to tworzeniu się zastoisk chłodnego powietrza w godzinach nocnych. Na stanowisku Szczeliniec przebieg dobowy temperatury powietrza w omawianych dniach był bardziej wyrównany, a w szczelinach skalnych (Piekielko) nie wykazywał niemal żadnych wahań dobowych.



Ryc. 4. Przebieg temperatury powietrza w dniach 23-25.09.2009 r. w czasie antycyklonalnej sytuacji pogodowej (W_a)
Fig. 4. Course of air temperature in the 23-25.09.2009 period during anticyclonic weather (W_a)



Ryc. 5. Przebieg temperatury powietrza w dniach 13-15.10.2009 r. w czasie cyklonalnej sytuacji pogodowej (N_c i NW_c)
Fig. 5. Course of air temperature in the 13-15.10.2009 period during cyclonic weather (N_c and NW_c)

Natomiast w dniach odznaczających się występowaniem pogody cyklonalnej różnicowanie temperatury powietrza było uzależnione głównie od wysokości bezwzględnej. W dniach 13-15.10.2009, w których nad obszarem Polski południowej występował typ północnej (N_c) i północno-zachodniej (NW_c) cyrkulacji cyklonalnej, temperatura powietrza na wszystkich stanowiskach pomiarowych charakteryzowała się dość wyrównanym przebiegiem, a jej wartości malały wraz ze wzrostem wysokości (ryc. 5). Czynniki lokalne miały zdecydowanie mniejsze znaczenie ze względu na silne mieszanie się powietrza spowodowane większą niż w czasie pogody antycyklonalnej prędkością wiatru. Wyjątek stanowiło stanowisko Piekiełko, w przypadku którego nie można wyróżnić wyraźnego cyklu dobowego temperatury, większa była natomiast jej zmienność międzydobowa.

Prowadzone pomiary temperatury powietrza wskazują na duże zróżnicowanie termiczne na stosunkowo niewielkim obszarze PNGS, a także na znaczną odmienność masywu Szczelińca pod względem termicznym w porównaniu do pozostałego obszaru Parku. Niewątpliwie najbardziej charakterystyczną cechą termiki Gór Stołowych jest mikroklimat szczelin skalnych, w których ze względu na specyficzne warunki solarne i morfologiczne, przebieg temperatury powietrza jest bardzo wyrównany. Pod względem termicznym w obrębie masywu Szczelińca wyróżnić można zarówno obszar odznaczający termiką typową dla wierzchowin, jak i charakteryzujące się specyficznym mikroklimatem szczeliny skalne. Z tego względu PNGS stanowi w tym przypadku dużą osobliwość i wyróżnia się znaczną odmiennością termiczną w porównaniu do innych otaczających pasm górskich Sudetów Środkowych.

PODSUMOWANIE

Zależność pomiędzy elementami meteorologicznymi a cechami środowiska nabiera szczególnego znaczenia w badaniach klimatu obszarów górskich, gdzie uwarunkowania związane z położeniem oraz charakterem powierzchni czynnej powodują duże zróżnicowanie klimatu w skali lokalnej.

Park Narodowy Gór Stołowych pod względem zróżnicowania warunków termicznych jest obszarem charakteryzującym się silnie zaznaczonymi cechami indywidualnymi. Występują tu obszary o bardzo dużych kontrastach termicznych. Osobliwy charakter rzeźby PNGS, na którą składają się płaskie wierzchowiny, ściany skalne, kolumny i filary skalne, formy izolowane, nisze w ścianach skalnych, szczeliny oraz zmienność pokrycia terenu (nagie skały, ob-

szary leśne, łąki) powodują częste występowanie inwersji termicznych. Obserwowane inwersje temperatury powodują silne zróżnicowanie warunków termicznych zarówno między partiami szczytowymi i ich podnóżem, jak również pomiędzy partiami szczytowymi a pobliskimi szczelinami lub dolinami. Największe zróżnicowanie lokalne warunków termicznych ujawnia się przy pogodzie antycyklonalnej, o małym zachmurzeniu i słabej prędkości wiatru lub ciszy. Obserwowane są wówczas duże amplitudy dobowe temperatury powietrza oraz znaczne zróżnicowanie warunków termicznych w skali lokalnej. Najważniejszą rolę odgrywa wówczas czynnik lokalny, jakim jest forma terenu, w mniejszym stopniu na przebieg i wartości temperatury powietrza ma również wpływ pokrywa roślinna. Natomiast pogoda cyklonalna, z dużym zachmurzeniem oraz z silnym wiatrem sprzyja zmniejszeniu różnic termicznych spowodowanych czynnikami lokalnymi.

LITERATURA

- Hess M., Niedźwiedz T., Obrębska-Starkłowa B., 1980.** O prawidłowościach piętrowego zróżnicowania stosunków klimatycznych w Sudetach. *Roczniki Naukowo-Dydaktyczne Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Krakowie*, 71, Prace Geograficzne VIII, pp. 167-201.
- Kicińska B., Żmudzka E., Olszewski K., 1999.** Ogólne cechy klimatu PNGS. W: Zgorzelski M. [red.] *Góry Stołowe*. Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa, pp. 89-95.
- Niedźwiedz T. 1973.** Temperatura i wilgotność powietrza w warunkach rzeźby pogórskiej Karpat na przykładzie doliny Raby koło Gaikabrzezowej. *Zeszyty Naukowe UJ Prace Geograficzne*, 32, pp. 7-88.
- Niedźwiedz T., 2011.** *Kalendarz typów cyrkulacji atmosfery dla Polski południowej* — zbiór komputerowy. Uniwersytet Śląski, Katedra Klimatologii, Sosnowiec (informacja uzyskana bezpośrednio od autora).
- Obrębska-Starkłowa B., 1995.** Differentiation of topoclimatic conditions in a Carpathian Foreland Valley based on multiannual observations. *Zeszyty Naukowe UJ Prace Geograficzne*, 101, pp. 110.
- Schmuck A., 1969.** Klimat Sudetów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich*, 5 (18), pp. 93-153.
- Sobik M., Miszuk B., 2005.** Zróżnicowanie temperatury powietrza w Górach Bystrzyckich w sezonie wegetacyjnym na przykładzie 2001 roku. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, 5, 1 (13), pp. 117-132.
- Trepińska J., 2002.** *Górskie klimaty*. Wydawnictwo Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, pp. 202.

Prof. dr hab. Antoni OGORZAŁEK (1940-2010)

INSTYTUT ZOOLOGICZNY



ŻYCIORYS

Profesor Antoni Ogorzałek urodził się 29 listopada 1940 roku w Borzęcinie (powiat Brzesko) w rodzinie nauczycielskiej. Tuż po zakończeniu wojny rodzina Ogorzałków przyjeżdża na Ziemie Odzyskane, najpierw do Kudowy-Zdroju, a następnie, w roku 1953, do Karpacza. W roku 1955 przenoszą się do Bielska-Białej. Ojciec Antoniego, Józef Ogorzałek pracuje na stanowiskach kierowniczych w placówkach szkolno-wychowawczych, a matka, Maria Ogorzałek z.d. Małopolska, jest nauczycielką i wychowawczynią. W 1958 roku, po ukończeniu Liceum Ogólnokształcącego Antoni Ogorzałek rozpoczyna studia na Uniwersytecie Wrocławskim, na kierunku biologia. Studia kończy w roku 1963 obroną pracy magisterskiej pt. „Cytochemiczne i histochemiczne badania oogenezy u kowala bezskrzydłego, *Pyrrhocoris apterus* (Insecta Heteroptera)”, którą przygotowuje pod opieką prof. dr hab. Kazimierza Sembrata. Po ukończeniu studiów rozpoczyna pracę w Instytucie Zoologicznym Uniwersytetu Wrocławskiego na stanowisku technika stażysty, a w roku 1965 zostaje przyjęty na studia doktoranckie do kierowanego przez profesora Sembrata Zakładu Zoologii Ogólnej. Na przełomie lat 1967/1968 odbywa półroczny staż naukowy w Instytucie Cytologii i Genetyki Syberyjskiego oddziału AN ZSRR, gdzie zapoznaje się z metodyką badań autoradiograficznych i wykonuje eksperymentalną część swojej przyszłej pracy doktorskiej. Od roku 1969 do 1972 pracuje na stanowisku asystenta naukowo-technicznego. Stopień doktora uzyskał w roku 1971 na podstawie dysertacji pt. „Interrelacje jądrowo – cytoplazmatyczne podczas oogenezy

w politroficznych jajnikach owadów”. W roku 1972 zostaje zatrudniony na etacie adiunkta w Zakładzie Zoologii Ogólnej Instytutu Zoologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Odpowiedni dorobek naukowy oraz przedstawiona w roku 1988 rozprawa naukowa pt. „Indukcyjny wpływ jądra oocytu na morfogenezę pęcherzyków jajnikowych u pluskwiaków wodnych (Heteroptera)” stają się podstawą do uzyskania stopnia doktora habilitowanego. W roku 1989 dr hab. Antoni Ogorzałek zostaje zatrudniony na stanowisku profesora Uniwersytetu Wrocławskiego. Tytuł profesorski uzyskuje w roku 1996. Pracuje na stanowisku profesora nadzwyczajnego do roku 2002, a następnie zostaje mianowany na stanowisko profesora zwyczajnego w Uniwersytecie Wrocławskim.

Dorobek naukowy profesora Antoniego Ogorzałka obejmuje kilkadziesiąt prac oryginalnych oraz znaczną liczbę rozmaitych opracowań naukowych o różnej wadze i problematyce. Profesor Ogorzałek był badaczem o bardzo szerokich zainteresowaniach naukowych. W zakresie Jego zasadniczych zainteresowań poznawczych znajdowały się zagadnienia dotyczące mechanizmów oogenezy, czyli formowania komórek jajowych. Znaczną i najcenniejszą część swoich badań Profesor Ogorzałek poświęcił interakcjom do jakich dochodzi pomiędzy oocytom (przyszłą komórką jajową) a somatycznymi komórkami folikularnymi w procesie morfogenezy pęcherzyków jajnikowych pluskwiaków różnoskrzydłych (Heteroptera). Drobiazgowa analiza zgromadzonego przez lata badań bogatego materiału porównawczego pozwoliła nie tylko na opis podstawowych procesów cytologicznych, do których dochodzi w czasie morfogenezy struktur jajnikowych u badanych gatunków, ale umożliwiła przedstawienie ogólnych modeli opisujących mechanizmy rządzące procesami morfogenetycznymi. Do niewątpliwie oryginalnych rozwiązań autorstwa Profesora Ogorzałka należała koncepcja sugerująca, że istotną rolę determinującą zróżnicowanie komórek folikularnych w jajnikach owadów odgrywają czynniki związane, bądź emitowane z jądra oocytu. Szeroki ogląd badanego materiału nie pozwalał Profesorowi Ogorzałkowi na skoncentrowaniu się tylko na jednym bądź dwóch zagadnieniach. Stąd, poza wymienionymi powyżej, w Jego dorobku są także prace poświęcone funkcjonalnej strukturze jądra oocytu, międzypokoleniowemu transferowi endosymbiontów, czy wreszcie te dotyczące strukturalnych uwarunkowań zachowań pseudospołecznych owadów. Ogromna, wychodząca daleko poza dziedzinę własnych badań, wiedza powodowała, że wielu bardzo chętnie z Nim współpracowało. Profesor Ogorzałek był współautorem rozmaitych doniesień z dziedziny fizjologii, medycyny czy systematyki. Podjęta w roku 1989 współpraca z pracownikami Uniwersytetu w Sankt Petersburgu skutkuje nie tylko publikacjami, ale wieloletnią wymianą naukową i studencką. Ogromną rolę Profesora Antoniego Ogorzałka w rozwijaniu szerokiej współpracy zarówno naukowej, jak i w sferze dydaktyki pomiędzy Uniwersytetem Wrocławskim i Uniwersytetem w Sankt Petersburgu doceniły w 1997 roku władze Uniwersytetu Petersburskiego, honorując Go tytułem profesora honoris causa na Wydziale Biologii i Gleboznawstwa tej uczelni. Poza badaniami naukowymi drugą pasją Profesora Ogorzałka były góry i jaskinie. Przez wiele lat bardzo poważnie zajmował się speleologią. Jako wieloletni członek Sekcji Grotołazów brał udział w 16 wyprawach eksploracyjnych do Wielkich jaskiń tatrzańskich - m.in. Jaskini Miętusiej, Zimnej, Czarnej, Śnieżnej oraz do jaskiń w Jugosławii i Rosji. Od roku 1966 uczestniczył w eksploracji Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. Jest autorem scenariusza ekspozycji muzealnej w pawilonie wejściowym do tej jaskini i dwóch folderów turystycznych. Co ciekawe swe pasje - naukową i speleologiczną potrafił umiejętnie łączyć: eksploracjom jaskiniowym towarzyszyły często badania sensu stricto naukowe. Wyniki tych badań były publikowane w specjalistycznych opracowaniach.

Znaczną część swej aktywności zawodowej Profesor Ogorzałek poświęcił dydaktyce. Olbrzymia wiedza, łatwość w jej przekazywaniu oraz bezpośredni kontakt, jaki potrafił nawiązać ze studentami powodowały, że Jego wykłady i prelekcje spotykały się zawsze z niezwykle ciepłym odbiorem i pozostawały na długo w pamięci słuchaczy.

Na szczególną uwagę zasługuje działalność organizacyjna Profesora Ogorzałka. W latach 1988 - 1991 był zastępcą dyrektora do spraw dydaktycznych, a w latach 1991-1999, przez trzy kadencje, pełnił obowiązki dyrektora Instytutu Zoologicznego Uniwersytetu Wrocławskiego. Przez wiele lat był członkiem Komitetu Naukowego

Parku Narodowego Gór Stołowych oraz redaktorem związanego z tym Parkiem czasopisma „Szczeliniec”. Był także aktywnym członkiem Zespołu Opiniodawczo-Doradczego Wojewody Dolnośląskiego w Naukowym Komitecie Opiekuńczym Rezerwatu Przyrody Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie. Przez wiele lat z ogromnym zaangażowaniem uczestniczył w organizowaniu i funkcjonowaniu interdyscyplinarnego Studium Generale przy Uniwersytecie Wrocławskim. Przez 30 lat (od roku 1971) brał udział w pracach Komitetu Olimpiady Biologicznej w Opolu. Przez ponad 10 lat był redaktorem naczelnym specjalistycznego czasopisma „Zoologica Poloniae”.

Profesor Antoni Ogorzałek był człowiekiem o dużej wrażliwości i prawdziwie nieprzeciętnej inteligencji. Miał niezwykłą, wręcz „patologiczną”, pamięć. Jego olbrzymia i szeroka wiedza nie wynikała z przeczytanych właśnie prac naukowych, ale była wiedzą głęboką, której sednem jest rozumienie rzeczy istotnych. Był w swym myśleniu i poglądach zawsze niepokorny, a nawet przekorny!! Jego przekora nie zawsze była źródłem sukcesu. Niewątpliwą zaletą Jego charakteru była szczególna prostolinijność i potrzeba autentyczności. Miał bardzo szczególne wyczucie związku między treścią i formą. Najlepszym tego wyrazem było Jego nie przywiązywanie wagi do konwenansów. W takich sytuacjach zawsze czuł się skrępowany. Takie sytuacje „rozładowywał” niezrównanym humorem i dowcipem (często „do sytuacji nieprzystającym”). Co ciekawe nikogo to nigdy nie obrażało, nikt nie czuł się urażony !!

Profesor Antoni Ogorzałek zmarł po kilkumiesięcznej ciężkiej chorobie 4 lipca 2010 roku. Został pochowany w grobowcu rodzinnym na cmentarzu Grabiszyńskim we Wrocławiu.

Wrocław, 29 lipca 2011r

Życiorys sporządził Prof. Dr hab. Janusz Kubrakiewicz

Od Redakcji: życiorys Prof. Dr hab. Antoniego Ogorzałka autorstwa J. Kubrakiewicza ukazał się w takiej samej wersji w Albumie Życiorysów Profesorów Uniwersytetu Wrocławskiego, wydanym w 2011 przez Archiwum Uniwersytetu Wrocławskiego.

PODSUMOWANIE

TADEUSZ CHODAK, JAROSŁAW KASZUBKIEWICZ

W toku kilkuletnich badań nad ukształtowaniem geologicznych warunków środowiska przyrodniczego Parku Narodowego Gór Stołowych zebrano bogaty materiał badawczy opisujący jego najbardziej wartościowe elementy oraz umożliwiający dostosowanie funkcji Parku do wymogu utrzymania ekosystemów. W oparciu o dynamikę morfologiczną w krótkich skalach czasowych oraz wyniki pomiarów geodynamicznych określono ograniczenia dotyczące ruchu turystycznego i zagrożenia związane z jego nasileniem. Zinventaryzowano i opisano najbardziej interesujące obiekty przyrody nieożywionej Parku. Opisano również wzajemne związki pomiędzy czynnikami geologicznymi, hydrogeologicznymi, morfologicznymi, klimatycznymi, hydrologicznymi i glebowymi środowiska PNGS.

Przeprowadzone badania geodynamiczne na obszarze PNGS wykazały występowanie rejonów o różnym stopniu intensywności przemieszczeń struktur geologicznych oraz zmian grawimetrycznych. Dla oceny współczesnej aktywności geodynamicznej zastosowano satelitarne pomiary GPS i grawimetryczne oraz zainstalowano 3 szczelinomierze w strefach aktywności tektonicznej. Stwierdzono istotne przemieszczenie poziome w dwóch punktach oznaczonych jako NARO (Narożnik) i WAMB (Wambierzyce). Istotne zmiany grawitacji zlokalizowano w punktach (BUKO (Bukowina) i SKABA (Skalne Baszty)). W otoczeniu punktów NARO i SKABA przebiegają trasy turystyczne i z tego względu należy zwrócić uwagę na potencjalne zagrożenie ruchami tektonicznymi. Przeprowadzone badania z zastosowaniem zaawansowanych technologii wnoszą istotne dane dla oceny współczesnej geodynamiki górotworu Gór Stołowych, wyznaczają miejsca zagrożeń ruchami masowymi.

Pomiary geodezyjne obejmujące przemieszczanie masowych bloków skalnych Szczelińca Wielkiego wykazały ich przemieszczanie w poziomie i pionie.

Stwierdzono największe zmiany przemieszczenia bloków skalnych w rejonie „Piekiełka”. Jest to potencjalne zagrożenie dla trasy turystycznej przebiegającej w tym rejonie. Podobnie zarejestrowane największe osiadanie na obszarze widowskim schroniska PTTK. Rezultaty badań terenowych dostępne są w numerycznych zbiorach danych przechowywanych w Instytucie Geodezji i Geoinformatyki Uniwersytetu Przyrodniczego we Wrocławiu.

Skały występujące na obszarze PNGS można podzielić na 5 pięter strukturalno-wiekowych: kompleks metamorficzny serii strońskiej, kompleks granitoidowy Kudowy-Oleśnic, osady karbonu, permu oraz kredy. Piętra rozdzielone są powierzchniami niezgodności, często pokrytymi zwietrze-

linami, które stanowią zapis długookresowych luk stratygraficznych (hiatusów) w historii formowania się górotworu.

Wychodnie skały metamorficzne występują w południowo-zachodniej części PNGS i są zaliczane do tzw. serii strońskiej. Największe wychodnie występują w dnie i zboczach doliny potoku Dańczówka, między Darnkowem i Dańczowem, mniejsze znajdują się między Jakubowicami a Czermną. Kompleks metamorficzny na obszarze PNGS zbudowany jest w przewadze z łupków kwarcytowych, kwarcytowo-serycytowych i fyllitów. Podrzednie występują amfibolity i łupki amfibolitowe.

W południowo zachodniej części PNGS występują skały magmowe tworzące tzw. „masyw granitowy Kudowy”. Poza różnymi odmianami granitów, masyw ten jest bardzo bogaty w inne odmiany skalne, w tym różne skały magmowe i żyłowe, takie jak granodioryty, tonality oraz porfiry. Skały masywu są bardzo silnie popękane, poprzecinane uskokami i żyłami. Powszechnie występują brekcje tektoniczne, kataklazyty oraz mylonity.

Specyficzną odmianę skalną na obszarze PNGS stanowią zwietrzliny i pokrywy zwietrzelinowe (saprolity) rozwinięte na skałach krystalicznych, głównie granitoidach. W granicach PNGS saprolity stwierdzono w wielu miejscach masywu granitoidowego Kudowy, głównie w pasie między Dańczowem i Czermną, z zwłaszcza wzdłuż strefy uskoków Czerwonej skały. Czasem występują bezpośrednio na powierzchni, częściej jednak są przykryte skałami osadowymi permu lub kredy.

Skały osadowe wieku karbońskiego są to w przewadze zlepienie i piaskowce z pokładami węgla kamiennego. Są to najstarsze, niezmetamorfizowane i udokumentowane paleontologicznie osady leżące bezpośrednio na granitach Kudowy lub na skałach metamorficznych i tworzące wąski pas wychodni między Pstrążną na zachodzie i Czarną Kopą na wschodzie.

Skały osadowe permu występują na powierzchni w południowym i północnym obrzeżeniu Parku, odpowiednio w obrębie zapadliska Kudowy (tektonicznych rowów Lewina Kłodzkiego i Brzozowia) oraz na obszarze synklinorium śródsudeckiego w okolicach Radkowa. Ich południowy zasięg pod skałami osadowymi kredy wyznacza linia uskoków Czerwonej Wody, przecinająca centralnie i niemal równoleżnikowo główny masyw Gór Stołowych. Są to osady pochodzenia lądowego – w przewadze rzeczne oraz jeziorne, podrzednie eoliczne o miąższość na obszarze Parku nie przekraczającej 200 m.

Skały osadowe kredy, zlokalizowane na obszarze Parku, to utwory morskie, w przewadze drobnoziarniste, wapieniste osady mułowcowe i średnioziarniste do gruboziarnistych, a nawet zlepieńcowatych, piaskowce kwarcowo-skaleninowe, kwarcowe (arenity kwarcowe) i glaukonitowe występujące na obszarze synklinorium śródsudeckiego i w zapadlisku Kudowy. Na południowych krańcach obszaru PNGS znajdują się lokalne wychodnie zlepieńców muszlowych oraz piaskowców krzemionkowo-wapienistych. Na całym obszarze PNGS występują mułowce krzemionkowe i spongiolity tworzące zmiennej miąższości wkładki w obrębie skał wapienistych (tzw. margli).

Główną masę skalną obszaru PNGS, stanowi seria heterolityczna. Ma ona największą objętość w obrębie skał osadowych kredy zarówno w synklinorium śródsudeckim, jak i na obszarze zapadliska Kudowy. Są to różne osady wapieniste, od piaskowców, poprzez mułowce do ilowców. Utwory te, potocznie nazywane „marglami”, są bardzo zróżnicowane pod względem składu oraz struktur sedymentacyjnych. W części południowej Gór Stołowych dominują mułowce krzemionkowe i wapieniste (ogniwo mułowców ze Szczytnej), ponad którymi występują ilowce wapieniste formacji Karłowa (tzw. *margle Plateau Karłowa*).

Skałami, które narzucają Górcom Stołowym ich styl budowy, są niewątpliwie piaskowce ciosowe dzielące się na trzy główne poziomy (płyty) piaskowce. Najniżej w profilu osadów kredy występuje dolny piaskowiec ciosowy. Pod względem składu można go zaklasyfikować jako arenit lityczny, czyli piaskowiec o zróżnicowanym składzie mineralnym i niewielkiej domieszce materiału bardzo drobnoziarnistego (tzw. *matriks*). Miąższość dolnego piaskowca ciosowego zmienia się od kilku do kilkunastu metrów. W środku profilu utworów kredowych występuje środkowy piaskowiec ciosowy. Jego charakterystyczną cechą jest obecność w szkielecie ziarnowym zwietrzałych skaleni lub pseudomorfoz kaolinitowych po skaleniach. Miąższość środkowego piaskowca ciosowego maleje od 80 m w okolicach Progu Radkowa do ok. 16 m w okolicy Złotna, aż do całkowitego zaniku w okolicach Szczytnej i Dusznik. Profil utworów kredowych Gór Stołowych kończy górny piaskowiec ciosowy. Piaskowiec ten klasyfikuje się pod względem petrograficznym jako arenit kwarcowy, czyli skała, która składa się niemal wyłącznie z krzemionki i kwarcu. Występuje on w obrębie głównych masywów Gór Stołowych: Szczełińca, Skalniaka, Białych Ścian i Masywu Batorowa.

Piaskowce międzyplenerskie to kilka poziomów piaskowcowych, często łączących się bocznie ze sobą, zlokalizowanych między głównymi litosomami piaskowcowymi (średnim i górnym). Wykazują one przejściowy skład petrograficzny i wyklinowują się ku południowi, ale również równoleżnikowo wzdłuż północnych zboczy Gór Stołowych.

W Górach Stołowych, poza stromymi progami skalnymi (Próg Radkowa, Urwisko Batorowskie, czy Pasterkie Skałki), do najbardziej malowniczych należą formy skalnych grzybów, skalnych baszt oraz labirynty skalne i bloki piaskowcowe. Większość z tych form powstała w obszarach, gdzie zachodzą intensywne procesy erozji powierzchniowej, ale jednocześnie ma miejsce infiltracja wód powierzchniowych w głąb masywów skalnych. Grzyby skalne swoje powstanie zawdzięczają kilku czynnikom, ale

przede wszystkim pierwotnej (sedymentacyjnej) strukturze, jak również składowi petrograficznemu skał. Silnie porowaty materiał stopy grzyba, jako bardziej podatny na wypłukiwanie spoiwa, szybciej traci masę skalną niż zalegająca na nim, cechująca się znacznie mniejszą porowatością czapka.

Skalne bastiony i baszty występują na ogół w brzeźnych częściach progów morfologicznych. Powstają we wszystkich litosomach piaskowcowych i prawie zawsze w obszarach o bardzo regularnych spękaniach ciosowych. Skalne bastiony i baszty powstają dokładnie według tego samego schematu, jak skalne grzyby, jednak proces sufozji i erozji nie jest tak zaawansowany.

W piaskowcach ciosowych występują charakterystyczne, niemal idealnie kuliste formy wietrzeniowe – kawerny. Powstały one w wyniku lokalnego wypłukiwania ze skały materiału znacznie słabiej scementowanego niż całość skały, przesyconego w czasie diagenety gazem (metanem).

Kolejne charakterystyczne formy to skalne labirynty powstałe tam, gdzie masywy piaskowcowe są spękane regularnym systemem ciosu. Do najbardziej znanych należą labirynt Błędnych Skał, labirynt Szczełińca. Mniejsze, mniej znane i niedostępne skalne labirynty występują w rejonie Skalnych Bastionów, Masywu Białych Ścian oraz w tzw. Piekielku koło Pasterki.

Na obszarze Gór Stołowych od czasów historycznych obserwuje się wysoką aktywność sejsmiczną. Do najważniejszych stref deformacji należy strefa uskokowa Czerwonej Wody i związane z nią Obniżenie Czerwonej Wody. O neotektonicznej aktywności tej strefy świadczą liczne miejsca, gdzie od plejstocenu odbywa się sedymentacja fitogeniczna (Wielkie Torfowisko Batorowskie), a ciągle powstające zniszczenia nawierzchni dróg w jej sąsiedztwie przemawiają wręcz za jej dzisiejszą aktywności.

W analizie rzeźby i stosunków wysokościowych bardzo przydatny okazał się cyfrowy model wysokości dla Gór Stołowych, powstały z lotniczego skaningu laserowego (LIDAR). Wykorzystano także wykonywane z powietrza zdjęcia ortogonalne (ortofotomapy).

W analizie geomorfologicznej posłużono się podstawowymi pierwotnymi i wtórnymi parametrami morfometrycznymi, takimi jak: nachylenie (spadek), ekspozycja, relief (energia rzeźby) i topograficzny współczynnik uwilgotnienia.

Według modelu terenu wykonanego z rozdzielczością poziomą 0,6x0,6 m kota wysokościowa wynosi dla PNGS 921,9 m n.p.m., co przekracza wartości wyznaczone geodezyjnie na 919,0 m n.p.m. (Staffa i in. 1992 s. 231, Mapa Topograficzna 1:10 000). Najniżej położony punkt PNGS ma wysokość 391,4 m n.p.m. Przeciętna wysokość w PNGS wynosi 680,6 m n.p.m. a odchylenie standardowe 98,4 m. Dominują tereny o wysokościach bezwzględnych 700–800 m n.p.m., zajmujące całą centralną część PNGS.

Orientacja masywu Gór Stołowych, przebieg i ukształtowanie powierzchni stokowych sprawiają, że są one zorientowane w kierunku różnych stron świata stosunkowo równomiernie. W ogólnej powierzchni dominują stoki eksponowane w kierunku południowym przy niewiele mniejszym udziale stoków eksponowanych na północ. Najmniej powierzchni stokowych skierowane jest w kierunku zachodnim.

Park Narodowy Gór Stołowych tworzy mozaikę powierzchni o skrajnych wartościach nachylenia, gdzie stoki połogie są tożsame z górnymi powierzchniami stoliw, a stoki strome wyznaczają progi strukturalne. Powierzchniowo dominują nachylenia małe. Stoki o nachyleniu poniżej 10° stanowią ponad 1/3 powierzchni podczas gdy udział nachyleń powyżej 60° jest minimalny. Stoki najbardziej strome występują powszechnie przy północnej granicy analizowanego obszaru, są także charakterystyczne dla Szczelińca i progów morfologicznych. Najmniejsze nachylenia pojawiają się na zaproszach i przedprozach. Wyliczona wartość średnia spadku wynosi 13,1°, czyli 23,36%, przy odchyleniu standardowym 25,43%.

Unikalny charakter PNGS związany jest w znacznej mierze z obecnością form wietrzeniowych piaskowców. Efektem selektywnego wietrzenia ścian skalnych zbudowanych z piaskowca są liczne kawerny, nisze, żebra i kociołki. Zróżnicowane warunki litologiczne oraz strukturalne są przyczyną powstawania ostańców w formie grzybów. Ich masywna „czapka”, zbudowana z osadu piaszczystego ujednoczonego w procesie bioturbacji (Wojewoda 2011) ma na ogół powierzchnię gładką, co kontrastuje z rzeźbą trzonu, gdzie procesy wietrzenia podkreślają obecność warstwowania.

Obserwacje terenowe wskazują na intensywnie zachodzące procesy dezintegracji granularnej piaskowców skutkujące tworzeniem się pokryw piaszczystych u stóp skałek i ścian skalnych. Lokalnie dochodzi także do eksfoliacji, czyli oddzielania się dużych, ale cienkich łusek.

Zróżnicowanie wysokościowe i jego układ przestrzenny decydują o energii rzeźby. Parametr ten przyjmuje zdecydowanie najwyższe wartości na północnej krawędzi masywu Gór Stołowych, gdzie występują wysokie ściany skalne i rozległe, wyraźnie wykształcone leje źródłiskowe. Niemniej jednak pod względem powierzchni w obrębie PNGS dominują obszary o małej energii rzeźby. One też tworzą najrozleglejsze, jednorodne pod względem analizowanego parametru strefy, głównie w centralnej części PNGS.

Mapa rozkładu topograficznego współczynnika uwilgotnienia wskazuje na potencjalne warunki do koncentracji wilgoci u podnóża długich stoków oraz na spłaszczeniach wierzchowinowych Gór Stołowych. Uwypukla także obraz dolin rzecznych, gdzie zasadniczo układ cieków ma charakter promienisty rozbieżny, bowiem wody odprowadzane są w każdym kierunku, na zewnątrz masywu Gór Stołowych.

W wyniku kartowania geomorfologicznego oraz analizy cyfrowego modelu terenu stwierdzono występowanie ruchów masowych o charakterze przechyłów, osiadania, odpadania i obrywania, zsuwów oraz spływów.

Wprawdzie okresem intensywnego przekształcania stoków Gór Stołowych był plejstocen, natomiast w holocenie przekształcanie stoków przez obrywy, osuwiska i procesy pokrewne niemal ustało niemniej jednak, krótkookresowy monitoring geodezyjny wybranych odcinków progów skalnych Szczelińca Wielkiego, wykazuje postępujące otwieranie się szczelin, będące prekursorem przechyłania i odpadania (Cacoń i in. 2008).

Współcześnie morfologia obszaru PNGS kształtowana jest także przez procesy fluwialne, spłukiwania powierzchniowego, sufozji, saltacji wykrotowej, oraz pełzania gruntu.

Pod względem współczesnej morfogenezy, w dekadowej skali czasowej, największe przekształcenia zachodzą w obrębie użytkowanych i nieutwardzonych dróg i szlaków turystycznych. Dynamika procesów rzeźbotwórczych Gór Stołowych była jednak dużo większa w XIX i I. połowie XX w., szczególnie w obrębie domeny stokowej, gdy obszar był poddany znacznie silniejszej antropopresji. Historycznie istotną rolę odgrywały także zmiany pokrywy roślinnej i użytkowania ziemi, tworzenie teras rolnych i zabudowa dolin rzecznych oraz budowa pojedynczych obiektów stanowiących barierę dla swobodnego transportu materiału mineralnego i organicznego.

Chociaż warunki środowiskowe Gór Stołowych (stosunki wysokościowe, przewodnie cechy rzeźby, zalesienie) i status parku narodowego raczej wykluczają drastyczne zmiany systemu morfogenetycznego, należy oczekiwać pewnej dynamiki morfologicznej, zwłaszcza w kontekście działań podejmowanych przez Park Narodowy Gór Stołowych na rzecz ochrony przyrody i udostępniania do celów turystycznych.

Domeną, w której można oczekiwać dużych zmian powierzchni terenu w krótkiej skali czasowej (lat, dekad) są użytkowane nieutwardzone drogi oraz szlaki turystyczne pozbawione pokrywy darniowej. Wskazana jest stabilizacja powierzchni bardziej stromych odcinków szlaków poprzez ich odpowiednią zabudowę lub okresowe zmiany przebiegu niektórych odcinków szlaków w celu umożliwienia regeneracji pokrywy darniowej.

Zmian można się również spodziewać w obrębie ścian skalnych progów morfologicznych. Wprawdzie w okresie historycznym nie odnotowano większych przemieszczeń, to jednak nie można wykluczyć przewrócenia się lub oberwania dużych pakietów skalnych praktycznie w każdej chwili. Kontynuacja monitoringu geodezyjnego w miejscach użytkowanych turystycznie musi być w tej sytuacji traktowana priorytetowo.

Obszar PNGS charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem termicznym, związanym przede wszystkim z cechami rzeźby, takimi jak nachylenie i ekspozycja stoków, forma terenu (wierzchowiny, ściany skalne, szczeliny itp.) oraz ze zróżnicowanym pokryciem terenu (skały, obszary leśne, łąki). Największe zróżnicowanie warunków termicznych ujawnia się przy pogodzie antycyklonalnej. Czynnikiem, który w znaczącym stopniu wpływa na kształtowanie się reżimu termicznego Gór Stołowych jest wysokość bezwzględna generująca gradient termiczny wynoszący 0,48 °C/100m.

Przeprowadzone pomiary temperatury powietrza wskazują na znaczną odmienność masywu Szczelińca w porównaniu do pozostałego obszaru Parku.

Charakterystyczną cechą Gór Stołowych jest osobliwy mikroklimat szczelin skalnych, gdzie ze względu na specyficzne warunki solarne i morfologiczne przebieg temperatury powietrza jest bardzo wyrównany.

Wywołane specyficznymi cechami morfologicznymi PNGS, zróżnicowanie warunków termicznych jest czynnikiem przyczyniającym się do dużej zmienności glebowej obserwowanej na obszarze Parku.

Park Narodowy Gór Stołowych charakteryzuje się dobrze rozwiniętą siecią cieków naturalnych. Tworzą ją systemy cieków, decentrycznie odwadniających PNGS we wszystkich

kierunkach świata. Podstawę systemu tworzą ciekłe stałe, odprowadzające wodę przez cały rok (zarówno w okresach suchych jak i wilgotnych) co jest możliwe dzięki zasilaniu ich przez wody podziemne.

Cztery główne ciekłe Gór Stołowych charakteryzują się średnim stopniem przeobrażenia dolin rzecznych, są odciśniętymi uregulowanymi, charakteryzują się średnią wartością ekologiczną i krajobrazową.

W związku z tym, iż ciekłe te zlokalizowane są na obszarze objętym najwyższą formą ochrony wskazane jest podjęcie działań służących rentauracji rzek w celu osiągnięcia wymaganego przez RDW, dobrego stanu ekologicznych wód powierzchniowych.

W celu kalibracji modelu opad-odpływ konieczne byłoby założenie co najmniej jednej stacji wodowskazowej, z możliwością prowadzenia automatycznych pomiarów ciągłych oraz zagęszczenie sieci stacji opadowych.

Zasilanie wód podziemnych, stwierdzone w toku badań w obszarze PNGS, wyniosło 131,7 mm słupa wody, co stanowi 17 % sumy opadów (773 mm). Średnia wartość modułu odpływu wynosi 6,72 dm³/s km². Większe zasoby odnawialne wód podziemnych obserwowano na obszarze północno-wschodnim, co związane jest z szerszym rozprzestrzenieniem w tamtym rejonie piaskowcowych skał kredowych oraz zlepieńców i piaskowców permskich. Niższe wartości odpływu podziemnego związane mogą być z obecnością skał granitoidowych oraz większym udziałem skał mułowcowo-marglistych, które cechują się niskimi parametrami filtracyjnymi.

Pod kątem odnawialności zasobów wód podziemnych zlewnie występujące na obszarze PNGS należy zaliczyć do grupy wybitnie zasobnych, a tylko w 1 przypadku do zasobnych.

Pod względem składu chemicznego wody podziemne piętra kredowego PNGS zaliczono do typów: wodorowęglanowo-wapniowego, wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowego, wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowego. W oparciu o średnią mineralizację wynoszącą 187 mg/dm³ wody te zakwalifikowano do słodkich i ultrasłodkich. Wody te z reguły miały odczyn obojętny. W wodach tych punktowo obserwowano podwyższone stężenia żelaza i manganu oraz azotynów i amoniaku pochodzące prawdopodobnie z lokalnych ognisk zanieczyszczeń. Wyniki badań izotopów stabilnych tlenu i wodoru wskazują na meteoryczne (infiltracyjne) pochodzenie badanych wód piętra kredowego drenowanych w obszarze PNGS i jego otulinie.

Analiza jakości przeprowadzona dla wybranych reprezentatywnych źródeł wykazała, że wody te, ze względu na zawarte w nich stężenia poszczególnych polutantów, zaliczają się do wód o dobrym stanie chemicznym.

Wody podziemne piętra permskiego występujące w granicach otuliny PNGS w okolicach wsi Ratno Górne charakteryzowały się typem wodorowęglanowo-wapniowo-magnezowym ze średnią mineralizacją ogólną wynoszącą 368 mg/dm³.

Wody piętra czwartorzędowo-kredowego (ujmowane głównie studniami kopanymi w obszarze otuliny PNGS), były z kolei wodami o typach wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-sodowym lub wodorowęglanowo-wapniowym.

Płytkie poziomy wodonośne wykazują regularne wahania roczne stanów, a poziom napełnienia zbiornika silnie uzależniony jest od warunków atmosferycznych. W głębszych poziomach wodonośnych wahania roczne są znacznie mniejsze i zaznaczają się wyraźnie tendencje długookresowe.

Rezultaty badań wskazują, że w obszarze Gór Stołowych bezzasadne jest wydzielenie obszaru Parku w badaniach hydrogeochemicznych. Piętra wodonośne budujące system hydrogeologiczny tego obszaru drenowane są, bowiem zarówno w granicach PNGS jak i w jego otulinie a nawet poza nią i wykazując jednorodność. Wydaje się również zasadne prowadzenie w przyszłości stacjonarnych obserwacji składu chemicznego wód piętra kredowego w wybranych reprezentatywnych punktach drenażu.

Ważnym efektem końcowym terenowych i kameralnych prac z zakresu hydrogeologii było skonstruowanie modelu koncepcyjnego występowania i krążenia wód w masywie skalnym Gór Stołowych wraz z numerycznymi mapami warunków hydrogeologicznych i hydrochemicznych.

Czynnikami decydującymi na obszarze Gór Stołowych o składzie chemicznym i uziarnieniu gleb jest budowa geologiczna. Natomiast stopień wykształcenia i głębokość profilu glebowego są determinowane głównie przez pozycję gleby w krajobrazie i rzeźbę terenu, które decydują o relacji pomiędzy procesami erozji i akumulacji zwietrzelin skalnych.

Pod względem geochemicznym, na obszarze PNGS można zatem wydzielić odrębne przestrzennie płaty gleb wytworzonych ze zwietrzelin granitoidów, piaskowców oraz margli/mułowców.

Zróznicowanie rzeźby powoduje jednak, że w każdym z tych płatów reprezentowane są wszystkie stadia rozwojowe gleb – od inicjalnych po głębokie z dobrze ukształtowanymi poziomami genetycznymi w profilu.

Pokrywa glebowa na obszarze Gór Stołowych ma układ pasowo-wyspowy, który jest skutkiem działających w przeszłości i współcześnie procesów nierównomiernego wypiętrzania albo obniżania fragmentów masywu skalnego oraz selektywnego niszczenia pokryw skalnych.

Istnienie płaskich powierzchni stoliw sprzyja występowaniu płatów gleb głębokich, jednolitych typologicznie, a jednocześnie pasowy układ pokrywy glebowej jest wyraźnie widoczny w rejonach o najwyższej energii rzeźby (ryc. 8 Migoń), a zatem na północnej krawędzi Gór Stołowych, w strefie Kruczych Skał, na stokach Rogowej Kopy oraz obu Szczelińców.

Obraz ten jest modyfikowany przez warunki hydrologiczne. U podnóża długich stoków oraz na spłaszczeniach wierzchołkowych Gór Stołowych, w miejscach o wysokich wartościach topograficznego współczynnika uwilgotnienia (rys 9. Migoń) obserwuje się występowanie gleb torfowych, torfowo-glejowych i torfiasto-glejowych.

Śród ważniejszych płatów należałoby wymienić Torfowisko Batorowskie, Niknąca Łąka, Długie i Krągłe Mokradło, lokalne zatorfienia pod Szczelińcem (na płd Zach), czy zatorfienia w dolinie Potoku Bobrówka.

Powierzchniowo w Górach Stołowych dominują gleby głębokie i bardzo głębokie. Występują one z równą częstością na wszystkich podłożach geologicznych. Dominują na rozległych zrównaniach w środkowej części PNGS, ale też na granitowych wzniesieniach w jego południowej części

oraz u podnóży Progu Radkowa. Gleby średniogłębokie dominują w środkowych i górnych partiach stoków oraz w przykrawędziowych strefach wierzchowin. Gleby płytkie i bardzo płytkie występują najczęściej na obszarach wychodni skał piaskowcowych, gdzie jednocześnie sąsiadują z glebami głębokimi i bardzo głębokimi, zlokalizowanymi w szczelinach między skałami albo w stożkach napływowych u wylotu szczelin.

Uziarnienie gleb na terenie PNGS koreluje z rodzajem skały macierzystej. Gleby wytworzone z granitoidów posiadają zazwyczaj uziarnienie piasków gliniastych lub glin piaszczystych.

Gleby Gór Stołowych wytworzone z piaskowców mają a ogół uziarnienie piasku słabo gliniastego. Na powierzchniach słabo nachylonych lub płaskich, pod warstwą piaszczystą (o miąższości 20 – 40 cm) występuje warstwa zwięźlejsza o uziarnieniu piasku gliniastego lub najczęściej, gliny piaszczyste. Głębsze partie tych gleb na powrót mają uziarnienie piasków luźnych lub słabo gliniastych.

Zwierzeliny mułowców/margli tworzą najbardziej zwięzłe i nieprzepuszczalne gleby o uziarnieniu pyłowo-gliniastym.

Na obszarze Parku Narodowego Gór Stołowych stwierdzono występowanie gleb należących do niemal wszystkich rzędów najnowszej Systematyki Gleb Polski. Największe powierzchnie zajmują jednak: gleby brunatne dystroficzne typowe, bielice i gleby bielicowe właściwe, gleby płowe opadowo glejowe i gleby brunatne eutroficzne wylugowane. Razem stanowią one 75% powierzchni Parku.

Interesujących danych dostarczyły badania monitoringowe prowadzone w sieci 403 punktów zlokalizowanych na obszarze PNGS.

W ich toku stwierdzono m.in., że zawartość materii organicznej jest słabo powiązana z rodzajem podłoża geologicznego, a w znacznie większym stopniu ze składem gatunkowym roślinności, warunkami klimatycznymi i wodnymi.

Wstępne wyniki badań monitoringowych prowadzą również do wniosku, że planowana przebudowa drzewostanów świerkowych na liściaste spowoduje w dłuższej perspektywie czasowej zmniejszenie zasobów materii organicznej w glebach i uwolnienie części związanego dwutlenku węgla.

Stwierdzono również, że kwaśne odczyny gleb w Górach Stołowych są efektem dominacji skał macierzystych nie zawierających węglany wapnia i ubogich w inne składniki alkaliczne, a także efektem długotrwałego ługującego działania wilgotnego klimatu oraz borowej roślinności. Silne i pogłębiające się zakwaszenie części gleb PNGS jest cechą naturalną słabo związana z działalnością człowieka.

Gleby PNGS zawierają niewielkie ilości przyswajalnego magnezu, potasu i fosforu – niedoborowe z punktu widzenia gospodarki lekkiej. Ich lokalnie podwyższone stężenia (szczególnie fosforu) są śladem użytkowania rolniczego i związanego z tym nawożenia.

Stężenie metali ciężkich w glebach PNGS zależy wyraźnie od rodzaju skały macierzystej i uziarnienia gleby. Najmniejsze ilości metali ciężkich występują w glebach wytworzonych z piaskowców, większe w glebach z mułowców, a największe w glebach o podłożu granitowym.

Zaobserwowano jednoznaczność zależności pomiędzy koncentracją miedzi w ektopróchnicach gleb leśnych, a wysokością nad poziomem morza. Wierzchowiny Skalniaka, Szczelińca oraz wzniesień wokół Pasterki były najbardziej narażone na kontakt, z niosącymi zanieczyszczenia pyłowe, masami powietrza napływającymi z zachodu. Jeszcze wyraźniej zjawiska te są widoczne w przypadku ołowiu.

Już obecnie, na podstawie przeprowadzonych badań monitoringowych oraz w oparciu o uwarunkowania środowiskowych i plany gospodarcze można prognozować, że w glebach Gór Stołowych nie będzie zwiększać się w najbliższej dekadzie zakwaszenie oraz zanieczyszczenie metali ciężkimi, natomiast mogą zmaleć zasoby glebowej materii organicznej.

