

# ROCZNIK LUDZI KARPAT

Nr 1 (2021)



# RES CARPATHICA

**ROCZNIK  
LUDZI  
KARPAT**

Nr 1 (2021)

**RES  
CARPATHICA**

**Rada Naukowa:**

dr hab. Helena Krasowska (prof. Polskiej Akademii Nauk)  
prof. dr hab. Ewa Paczoska (Uniwersytet Warszawski)  
dr hab. Ewa Roszkowska (prof. AWF w Krakowie)  
dr hab. Jarosław Balon (prof. Uniwersytetu Jagiellońskiego)  
dr hab. Jerzy M. Roszkowski (prof. AWF w Krakowie)  
prof. dr hab. Paweł Valde-Nowak (Uniwersytet Jagielloński)  
prof. dr hab. Mariusz Wołos (Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie)

ISSN 2720-5819 (druk)

ISSN 2720-5886 (online)

**Redakcja:**

Dariusz Dyląg – redaktor naczelny  
Jarosław Krasnodębski – sekretarz redakcji  
Justyna Cząstka-Kłapyta (etnologia Karpat)  
Piotr Kłapyta (geomorfologia Karpat)  
Piotr Sadowski (turystyka historyczna, historia wojskowości w Karpatach)  
Jan Skłodowski (dziedzictwo kulturowe Karpat)

**Recenzenci części naukowej:**

Dr hab. Jarosław Balon, prof. UJ  
Prof. dr hab. Paweł Valde-Nowak

Korekta i redakcja tekstów: Krystyna Malik, Zespół Redakcyjny  
Korekta tekstów w języku ukraińskim: Natalia Tkaczyk  
Korekta tekstów w języku rumuńskim: Aleksander Dymek, Małgorzata Tomasziewicz  
Tłumaczenie na język angielski: Kevin Hadley  
Zdjęcia na kartach działowych: Rafał Krzyżanowski  
Skład i obróbka grafiki: Jacek Wnuk

**Adres:**

Redakcja „Res Carpathica”, ul. Niemcewicza 7/9, m. 173, 02-022 Warszawa, e-mail: redakcja@rescarpathica.pl  
Wydawca: Stowarzyszenie „Res Carpathica”, ul. Niemcewicza 7/9, m. 173, 02-022 Warszawa, rescarpathica.pl

**Вчена рада:**

Гелена Красовська (проф. Польської академії наук), проф. Ева Пачоска (Варшавський університет), Ева Рошковська (проф. Академії фізичного виховання в Кракові), Ярослав Бальон (проф. Ягеллонського університету), Єжи М. Рошковський (проф. АФВ в Кракові), проф. Павел Вальде-Новак (Ягеллонський університет), проф. Маріуш Волос (Краківський педагогічний університет).

**Редактори:**

Даріуш Дильонг – головний редактор, Ярослав Краснодобський – секретар редакції, Юстина Чонстка-Клапита (етнологія Карпат), Піотр Клапита (геоморфологія Карпат), Піотр Садовський (історичний туризм, військова історія в Карпатах), Ян Складовський (культурна спадщина Карпат).

**Рецензенти наукової частини:**

Ярослав Бальон, проф. Ягеллонського університету  
Проф. Павел Вальде-Новак

Вичитка та редагування текстів: Кристина Малік, Редактори  
Коректура текстів українською мовою: Наталія Ткачик  
Коректура текстів румунською мовою: Александер Димек, Малгожата Томашкевич  
Переклад англійською: Кевін Хедлі  
Фотографії на картах ділів: Рафал Кшижановський  
Композиція та обробка графіки: Яцек Внук

**Адреса:**

Редакція «Res Carpathica», вул. Niemcewicza 7/9, квартира 173, 02-022 Варшава  
Видавець: Асоціація «Res Carpathica» у Варшаві, вул. Niemcewicza 7/9, квартира 173, 02-022 Варшава

# ROCZNIK LUDZI KARPAT

Nr 1 (2021)

# Zlodowacenie najwyższych grup górskich Karpat Wschodnich podczas maksimum ostatniego glacjału

Зледеніння найвищих гірських груп Східних Карпат під час піку останнього зледеніння

Glaciation in the highest parts of the Eastern Carpathians during the Last Glacial Maximum

Piotr Kłapyta<sup>1</sup>

**Streszczenie:** Artykuł omawia wyniki najnowszych badań geomorfologicznych nad zlodowaceniem Gór Rodniańskich (2303 m n.p.m.) i Czarnohory (2061 m n.p.m.), będących najwyżej wzniesionymi grupami górskimi w Karpatach Wschodnich. Przedstawiono zrekonstruowany zasięg i geometrię lodu oraz obliczono wysokość linii równowagi bilansowej 63 paleolodowców obecnych na tym obszarze podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (około 20 tys. lat temu). Wyniki badań wskazują, że lokalnym centrum zlodowacenia Karpat Wschodnich była Czarnohora. Mimo, że średnia wysokość tego masywu jest niższa o 110 m w porównaniu z Górami Rodniańskimi, to w Czarnohorze zrekonstruowano największą całkowitą i średnią powierzchnię lodowców (odpowiednio: 51,6 km<sup>2</sup> i 2,51 km<sup>2</sup>) oraz rozpoznano największy i najdłuższy lodowiec w całych Karpatach Wschodnich (lodowiec Prutu: 11.3 km<sup>2</sup> powierzchni i 6.6 km długości).

**Анотація:** У статті розглядаються результати новітніх геоморфологічних досліджень зледеніння Роднянських гір (2303 м) та Чорногори (2061 м), які є найвищими гірськими групами Східних Карпат. Представлено реконструйований діапазон і геометрію льоду, а також розраховано висоту лінії балансу 63 палеольодовиків, наявних у цій місцевості під час останнього льодовикового піку (близько 20 тис. р. тому). Результати досліджень засвідчують, що Чарногора була місцевим центром зледеніння Східних Карпат. Хоча середня

<sup>1</sup> Dr, Uniwersytet Jagielloński, Wydział Geografii i Geologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej.

висота цього масиву на 110 м нижча, ніж у Роднянських горах, на Чорногорі встановлено найбільшу загальну та середню площу льодовиків (51,6 км<sup>2</sup> та 2,51 км<sup>2</sup> відповідно), а також визначено найбільший та найдовший льодовик у всіх Східних Карпатах. (Льодовик Пруту: площа 11,3 км<sup>2</sup> і довжина 6,6 км).

**Abstract:** The article presents the results of novel geomorphological studies on glaciation in the Rodna (2303 m asl) and Chornohora (2061 m asl) massifs which represent the highest mountain massifs located in the Eastern Carpathians. The reconstructed extent and ice-surface geometry as well as equilibrium line altitudes (ELAs) for 63 palaeoglaciators in the study area during the Last Glacial Maximum (LGM; ca 20 ka) were presented. The results indicate that the Chornohora Mts. represent the local centre of glaciation. Although the Chornohora is lower by 110 m compared to the Rodna Mountains, it had larger glaciers (2.51 km<sup>2</sup>) and a greater total glaciation area (51.6 km<sup>2</sup>) as well as the largest and longest LGM glacier in the entire Eastern Carpathians with 11.3 km<sup>2</sup> area and a length of 6.6 km.

**Słowa kluczowe:** maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM), Czarnohora, Góry Rodniańskie, Karpaty Wschodnie.

**Ключові слова:** пік останнього зледеніння (LGM), Чорногора, Роднянські гори, Східні Карпати.

**Keywords:** Last Glacial Maximum (LGM), Chornohora, Rodna, Eastern Carpathians.

### 1. Karpaty podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM)

Podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia (ang. Last Glacial Maximum, LGM, ok. 26-19 tys. lat temu) w wielu masywach górskich Europy lodowce po raz ostatni osiągnęły swoje największe rozmiary, pozostawiając w rzeźbie czytelny system wyraźnych form erozyjnych i akumulacyjnych. Badania paleogeograficzne dotyczące zlodowacenia gór Europy podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia stanowią przedmiot wciąż rosnącego zainteresowania [Palacios i in., 2022]. Formy rzeźby pozostawione w terenie przez lodowce nawet po długim czasie od ich ustąpienia umożliwiają bowiem szczegółowe odtworzenie kształtów i rozmiarów dawnych lodowców (paleolodowców) oraz odtworzenie warunków środowiska w jakich powstawały. Z uwagi, że lodowce górskie funkcjonują w ścisłej relacji z klimatem, poznanie rozmieszczenia paleolodowców i określenie czasu ich aktywności (chronologii glacialnej) dają wgląd w przeszłe zmiany klimatyczne i pozwalają na wieloaspektowe odtworzenie ewolucji środowiska obszarów górskich. Ostatnie lata przyniosły bardzo duży postęp w badaniach zlodowaceń górskich, poczynając od pojawienia się nowych, wysokorozdzielczych technik detekcji form polodowcowych (m.in. technologia LiDAR),

możliwości trójwymiarowego modelowania geometrii lodowców i wreszcie bezwzględne datowania form i osadów glacialnych z użyciem kosmogenicznych izotopów berylu (<sup>10</sup>Be) i chloru (<sup>36</sup>Cl) [Ivy-Ochs i in., 2008].

Z racji niewielkiej średniej wysokości Karpat plejstocenyjskie lodowce stanowiły jedynie 0,5 % ich całkowitej powierzchni [Zasadni i in., 2018a]. Niezaprzeczalnym liderem karpacciego zlodowacenia były Tatry, gdzie uformowały się największe, najdłuższe i najgrubsze karpaccie lodowce, których łączna powierzchnia (280 km<sup>2</sup>) stanowiła około 27% powierzchni wszystkich lodowców w Karpatach [Zasadni i Kłapyta, 2016; Kłapyta i in., 2018a]. Biorąc jednak pod uwagę indywidualną liczbę lodowców, to większość zlodowaconych masywów (ponad 30) znajdowała się w najwyższych częściach Karpat Południowych i Wschodnich [Urdea i in., 2011; Kłapyta i in., 2021a, b].

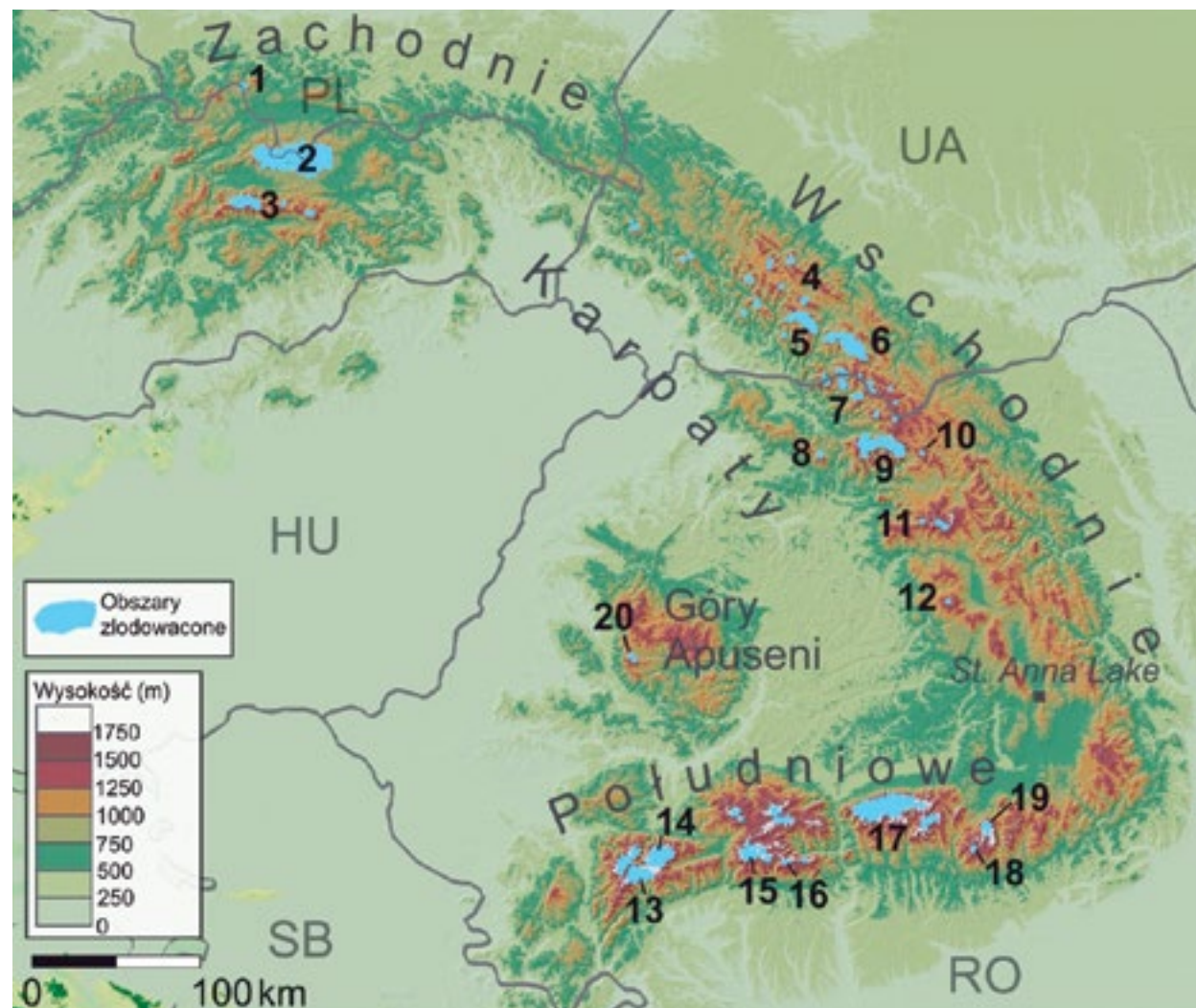
Karpaty Wschodnie stanowią najbardziej na północny-wschód wysuniętą część europejskich alpidów, która podlegała zlodowaceniowi górskiemu podczas LGM (Ryc. 1). W rzeźbie licznych masywów wzniesionych powyżej 1500-1600 m n.p.m. zachowały się przykłady erozyjnej i akumulacyjnej działalności plejstocenyjskich lodowców, takie jak cyrki czy wały moren. Z dotychczasowego stanu badań [Pawłowski, 1936; Kłapyta i in., 2018b, 2021a, b, 2022a, b] wynika że ślady ostatniego zlodowacenia zachowały się w dziewięciu grupach górskich Karpat ukraińskich: Połonina Równa, Borżawa, Połonina Krasna, Gorgany, Świdowiec, Czarnohora, Połoniny Hryniawskie, Masyw Marmaroski wraz z Górami Czywczyńskimi (Ryc. 1) oraz sześciu pasmach górskich rumuńskiej części Karpat Wschodnich: Cyblesz, Góry Marmaroskie, Góry Rodniańskie, Suhard, Góry Kelimeńskie oraz Gurghiu (Ryc. 1).

Mimo bardzo wczesnego rozpoznania śladów obecności przeobrażenia glacialnego sięgającego 2 połowy XIX w. [Paul i Tietze, 1876; Lehman 1891], Karpaty Wschodnie to obecnie jedna z najsłabiej poznanych części Karpat zarówno pod względem zasięgu lodowców, jak i chronologii ostatniego zlodowacenia. Szczególnie dotyczy to ich części położonej na terenie Ukrainy. Złożyły się na to znaczna izolacja przestrzenna zlodowaconych masywów oraz położenie form morenowych, wyznaczających maksymalny zasięg lodowców, w zalesionym i trudno dostępnym terenie. Najnowsze badania geomorfologiczne przeprowadzane przez autora w Karpatach Wschodnich pozwoliły po raz pierwszy na przedstawienie kartograficznego obrazu zlodowacenia podczas maksimum ostatniego glacjału w pełnych granicach badanych masywów, uwzględniając trójwymiarową geometrię lodowców [Kłapyta i in., 2021a, b; 2022a, b]. W niniejszym artykule zostanie zaprezentowana charakterystyka form glacialnych, występujących w dwóch najintensywniej zlodowaconych masywach górskich Karpat Wschodnich: Czarnohorze i Górach Rodniańskich (Ryc. 1).

### 2. Maksimum ostatniego zlodowacenia w Górach Rodniańskich

Góry Rodniańskie położone są w północnej Rumunii i stanowią najwyższe pasmo górskie

całych Karpat Wschodnich (Pietros 2303 m n.p.m.). Główny grzbiet o długości 55 km i średniej wysokości 1770 m n.p.m. rozciąga się z zachodu na wschód, tworząc wybitną barierę orograficzną, rozciągniętą pomiędzy Kotliną Marmaroską na NW i północną częścią Kotliny Transylwańskiej na S [Sîrcu, 1978]. Pod względem budowy geologicznej Góry Rodniańskie stanowią ograniczony uskoki, wyniesiony tektonicznie zrąb zbudowany ze skał krystalicznych, będących częścią jednostki tektonicznej o nazwie Dacia, tworzącej wewnętrzną część Karpat Wschodnich [Kräutner i in., 1982, 1983]. W litologii dominują odporne skały metamorficzne: łupki kwarcowo-mikowe, paragnejsy i gnejsy plagioklazowo-biotytowe, pochodzące z prekambriu (650-550 mln lat) i będące jednymi z najstarszych utworów geologicznych w Karpatach. W centralnej części masywu,



Ryc. 1. Wybrane masywy górskie Karpat zlodowacone podczas maksimum ostatniego zlodowacenia [Kłapyta i in., 2022]. 1) Babia Góra, 2) Tatry, 3) Niżne Tatry, 4) Gorgany, 5) Świdowiec, 6) Czarnohora, 7) Góry Marmaroskie, 8) Cybiesz, 9) Góry Rodniańskie, 10) Suhard, 11) Góry Kelimeńskie, 12) Gurghiu, 13) Godeanu, 14) Retezat, 15) Parâng, 16) Căpățâni, 17) Góry Fogaraskie, 18) Leaota, 19) Bucegi, 20) Góry Bihorskie.

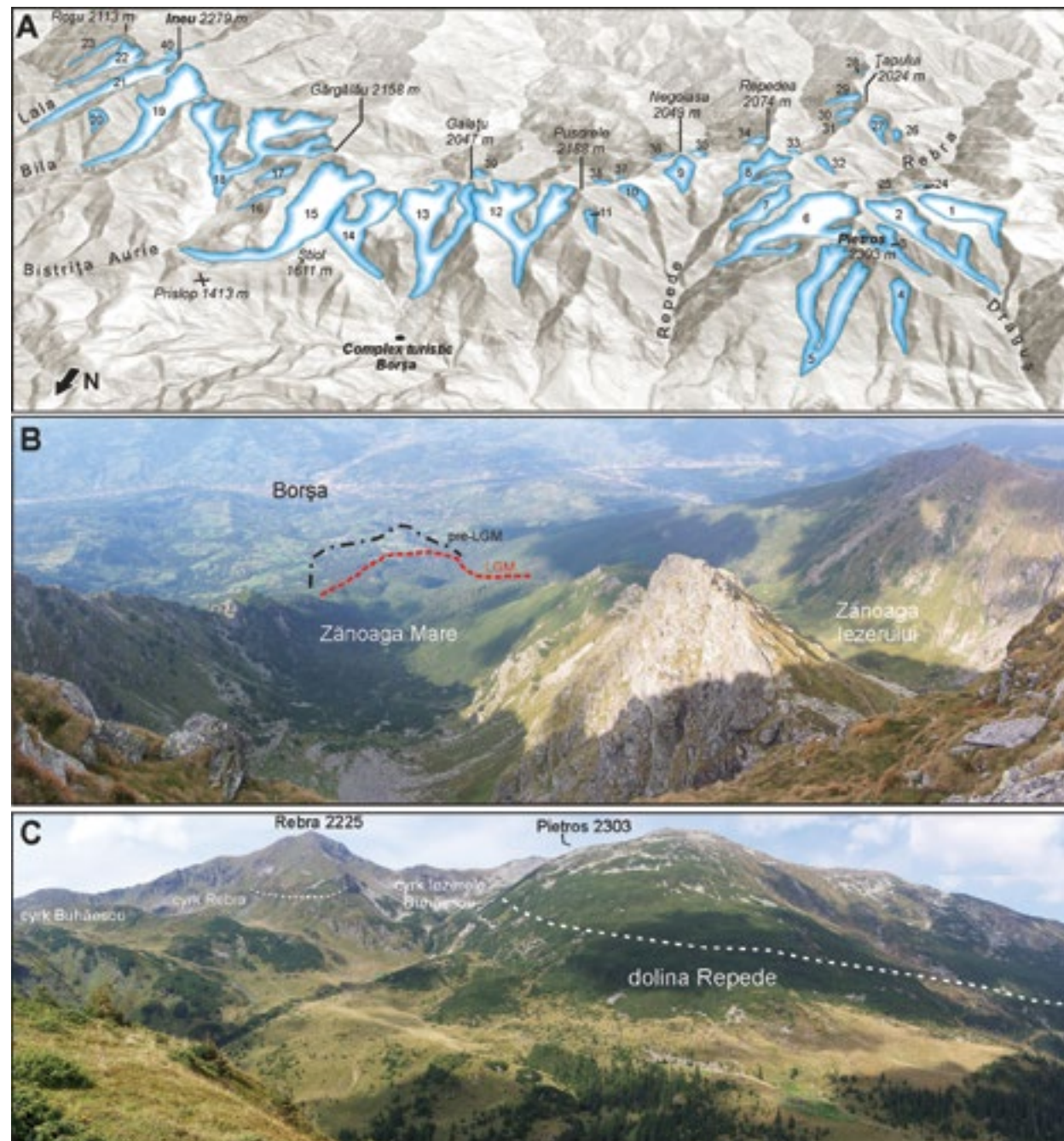
w obrębie rozległego okna tektonicznego odsłaniają się także młodsze, waryscyjskie (ok. 350 mln lat temu) skały metamorficzne: łupki serycytowo-grafitowe, serycytowo-chlorytowe, wapienie krystaliczne, zlepieńce, kwarcyty skalenkowe i szarogłazy [Kräutner i in., 1982, 1983].

Góry Rodniańskie charakteryzuje wyraźna asymetria północ-południe, związana z silniejszym wyniesieniem masywu od strony północnej na linii głębokiego regionalnego rozłamu Bogdan-Dragoș Vodă [Tischler i in., 2007], powodującego łagodne (ok. 5°) pochylenie całego masywu ku SW [Sîrcu, 1978]. W efekcie stoki po stronie północnej są strome i tworzą wyraźny próg strukturalny (tzw. kuestę), natomiast doliny są znacznie krótsze i mają większe spadki, niż te po stronie południowej. Dodatkowo asymetria, wynikająca z budowy geologicznej, jest podkreślona znacznym przeobrażeniem glacialnym dolin skłonu północnego przy niewielkim skłonu południowego.

Historia badań rzeźby lodowcowej tego obszaru sięga 2. połowy XIX w. [Lehmann, 1891], kiedy rozpoznano po raz pierwszy obecność form morenowych w dolinie Lala u podnóża Ineula (2279 m n.p.m.). Kolejne prace [Czirbusz, 1896; Pawłowski i Pokorny, 1907; Szilády, 1907; Orghidan, 1910; de Martonne, 1924; Layos, 1927; Varga, 1927; Morariu, 1940] udokumentowały obecność form glacialnych w kolejnych dolinach masywu. Syntetyczne, kartograficzne opracowania rzeźby glacialnej całego masywu przedstawił jako pierwszy Ludomir Sawicki w 1911 r., a monografię geomorfologiczną tego obszaru opracował Ion Sîrcu w 1978 r. Obszar ten posiada, jako jedyny w całych Karpatach Wschodnich, dokumentację wieku form morenowych, który określono w oparciu o datowania metodą kosmogenicznego izotopu berylu ( $^{10}\text{Be}$ ) bloków morenowych w dolinach Pietroasa i Repede [Gheorghiu, 2012].

Góry Rodniańskie charakteryzują się najlepiej zachowanym zespołem erozyjnej rzeźby glacialnej w Karpatach Wschodnich. Sprzyjała temu duża wysokość bezwzględna masywu i znaczna odporność krystalicznego podłoża. Charakterystycznym elementem rzeźby Gór Rodniańskich jest koncentracja form polodowcowych na jego północnym skłonie [Sawicki, 1911; Sîrcu, 1978] (Ryc. 2A). Biorąc pod uwagę całkowitą powierzchnię przeobrażoną przez lodowce w trakcie ostatniego glaciału (45.2 km<sup>2</sup>), aż 92% tej powierzchni (41.6 km<sup>2</sup>) znajduje się na skłonie północnym masywu [Kłapyta i in., 2021a]. Łącznie w całym masywie rozpoznano 53 cyrki glacialne [Mîndrescu i in., 2010; Mîndrescu i Evans, 2014], w tym typowe dla obszarów o silnym przeobrażeniu glacialnym cyrki piętrowe (Ryc. 2C). Ich strome zbocza, osiągające do 300-350 m wysokości względnej, są w wielu miejscach skaliste (Ryc. 2C), natomiast progi cyrków mają 50-100 m wysokości. W Górach Rodniańskich znajdują się największe cyrki glacialne w całej Rumunii; ich średnia długość to 812 m, a średnia szerokość 855 m [Mîndrescu i Evans 2014]. Wyrównane, ale nie przegłębione dna cyrków leżą na średniej wysokości 1749 m n.p.m. Największym z nich jest cyrk Bistrițioary, wycięty w północnych stokach Gărgălău (2158 m n.p.m.) o długości 1988 m, szerokości 2124 m i powierzchni 3.78 km<sup>2</sup> (nr 15, Ryc. 2). W jego dnie biją źródła Złotej Bystrzycy i znajduje się największe w masywie jezioro polodowcowe Știol (1.08 ha).

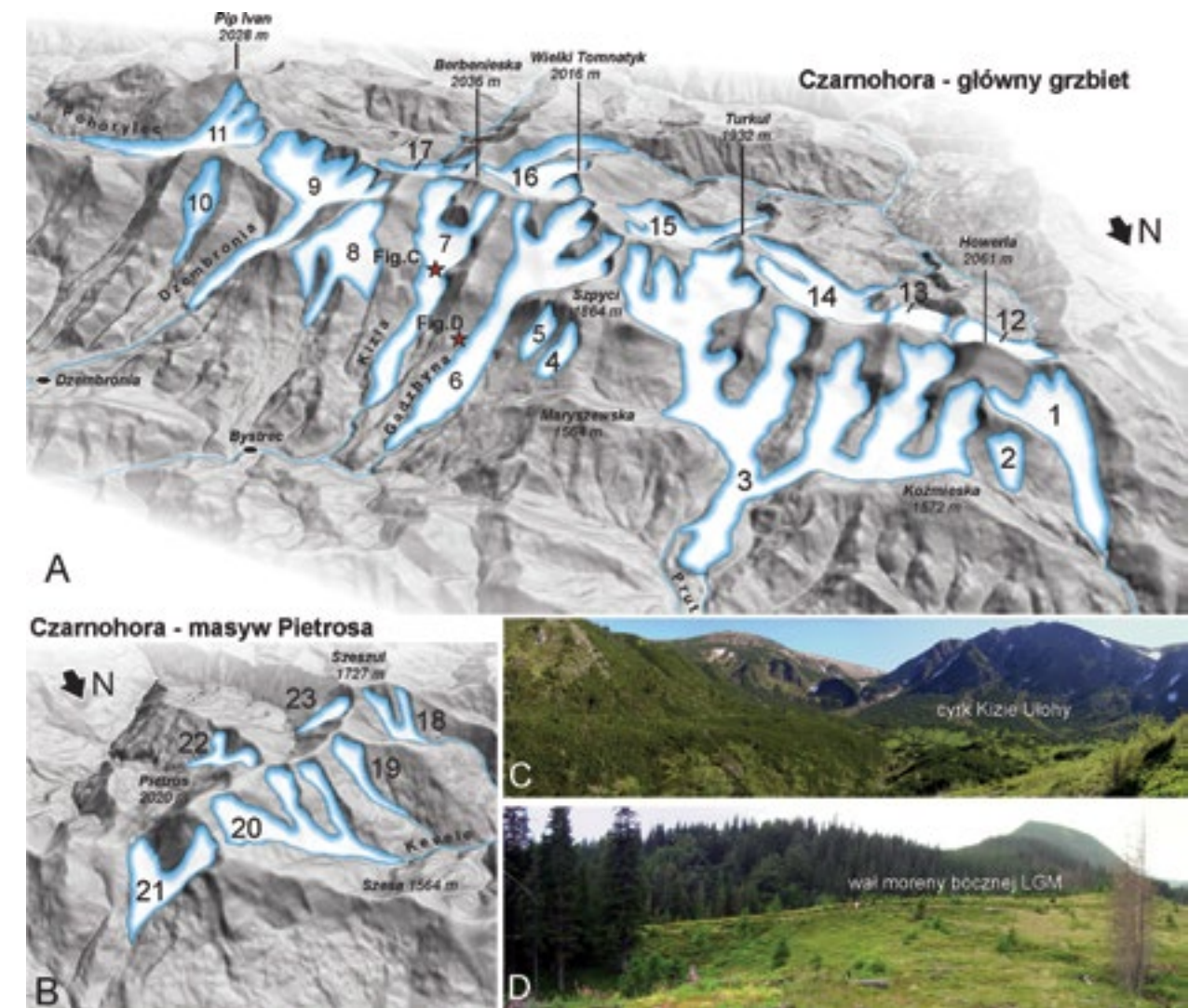
Charakterystycznym elementem rzeźby glacialnej środkowej części Gór Rodniańskich jest obecność całkowicie zerodowanych przez erozję glacialną działów między dolinami Bistrițioara



Ryc. 2. Góry Rodniańskie podczas maksimum ostatniego zlodowacenia [Kłapyta i in., 2021a]. A – Widok perspektywiczny od północy wykonany w programie ArcGISPro. Numerami oznaczono zrekonstruowane lodowce, ich charakterystykę zamieszczono w Tabeli 1. B – Widok z Pietrosa na cyrki glacialne w dolinie Pietroasa. Czerwoną przerywaną linią zaznaczono zasięg lodowca w dolinie Pietroasa podczas LGM, czarną przerywaną linią zaznaczono zasięg podczas starszego zlodowacenia. C – Widok na zamknięcie górnej części doliny Repede, z cyrkami glacialnymi; przerywaną linią zaznaczono zasięg przeobrażenia glacialnego. Poniżej progów cyrków Buhăescu lodowiec Repede osiągał największą miąższość w całym masywie (144 m grubości).

i Fântâna oraz Cimpoiașului i Negoiescu [Sawicki, 1911; Kräutner, 1930; Sîrcu, 1978]. Ta swoista topografia umożliwiła przepływ lodu z cyrku w dwóch kierunkach (difluencja) i jednocześnie zasilenie dwóch sąsiednich systemów lodowcowych (Ryc. 2A).

Profile podłużne dolin na skłonie północnym zostały przeobrażone glacialnie do wysokości 1100-1050 m n.p.m., gdzie zachowały się rozcięte i częściowo zdegradowane wały moren końcowych z licznymi, dużymi (2-3 m) blokami skalnymi na powierzchni. Lokalnie w dolinach Pietroasa (nr 5, Ryc. 2) i Fântâna (nr 5, Ryc. 2), poniżej form morenowych z ostatniego zlodowacenia, zachowały się silnie zdegradowane pokrywy morenowe ze starszego zlodowacenia, sięgające do wysokości 900–850 m n.p.m. Jak dotąd, są to jedyne udokumentowane stanowiska osadów glacial-



Ryc. 3. Czarnohora podczas maksimum ostatniego zlodowacenia [Kłapyta i in., 2021b]. A – Widok perspektywiczny na główny grzbiet Czarnohory od północy wykonany w programie ArcGISPro. Numerami oznaczono zrekonstruowane lodowce, ich charakterystykę zamieszczono w Tabeli 2. B – Widok perspektywiczny na masyw Pietrosa. Oznaczenia jak na rycinie 3A. C – Widok na pietrowski cyrk glacialny Kizich Ułohów. D – Wał moreny bocznej z maksimum ostatniego zlodowacenia w dolinie Gadzyny.

nych starszych od ostatniego zlodowacenia na terenie całej Rumunii [Gheorghiu, 2012; Kłapyta i in., 2021a; Urdea i in., 2022]. Na północnym skłonie Gór Rodniańskich rozpoznano obecność dwóch systemów moren recesyjnych, wyznaczających etapy deglacjacji podczas późnego glaciału. Młodszy zespół moren położony na wysokości 1800-1950 m n.p.m. został wydатовany na młodszy dryas (13-11 tys. lat) [Gheorghiu, 2012].

W Górach Rodniańskich rozpoznano obecność 40. paleolodowców (Tabela 1), które zajmowały powierzchnię 45.2 km<sup>2</sup> i magazynowały 1.56 km<sup>3</sup> lodu. Największym lodowcem był lodowiec w dolinie Putredu – 5.48 km<sup>2</sup> (nr 16, Ryc. 2A), natomiast najgrubszym lodowiec Repede – 144 m (nr 6, Ryc. 2A). Lodowce na skłonie północnym (n=23) były znacznie dłuższe (maksymalna długość 5.9 km, średnia długość 2.8 km) i większe (średnia powierzchnia 1.81 km<sup>2</sup>) od niewielkich lodowców cyrkowych na skłonie południowym, których średnia wielkość wynosiła 0.21 km<sup>2</sup> [Kłapyta i in., 2021a]. Rekonstruowana wysokość linii równowagi bilansowej w całym masywie wynosiła 1697 m n.p.m. i była niższa na skłonie północnym (1657 m n.p.m.), niż na południowym (1738 m n.p.m.).

### 3. Maksimum ostatniego zlodowacenia w Czarnohorze

Czarnohora stanowi najwyższe pasmo górskie w ukraińskiej części Karpat Wschodnich (Howerla 2061 m n.p.m.), w którym sześć wierzchołków wznosi się powyżej wysokości 2000 m n.p.m. Główny grzbiet pasma o średniej wysokości 1667 m n.p.m. i długości 43 km dowiązuje na odcinku Howerla-Przełęcz Szybeńska do przebiegu głównego grzbietu Karpat. Pod względem budowy geologicznej Czarnohora jest częścią Karpat Zewnętrznych (Fliszowych) i zbudowana jest z miąższego (do 7.5 km) kompleksu kredowo-paleogeńskiego fliszu, złożonego w tej części Karpat głównie z piaskowców i zlepieńców (tzw. piaskowców czarnohorskich). Brzeżna, NE strefa występowania piaskowców czarnohorskich tworzy wyraźny próg strukturalny (*kuestę*) o wysokości 400-500 m, nawiązującą do stromo (40-45°) zapadających ku SW ławic skalnych [Świdorski, 1938; Kłapyta, 2008].

Czarnohora była pierwszym masywem w całych Karpatach Wschodnich, gdzie rozpoznano dowody plejstocenijskiego zlodowacenia [Paul i Tietze, 1876, 1877], a także głównym obszarem późniejszych badań geomorfologicznych [Pawłowski, 1915; Świdorski, 1938; Miller, 1963], które potwierdziły, że Czarnohora stanowi modelowy przykład rzeźby glacialnej w obszarze fliszowym. W całym masywie rozpoznano 43 cyrki glacialne [Kłapyta i in., 2021 b], wśród których 6 cyrków to cyrki piętrowe z progami o wysokości 50-200 m, typowe dla obszarów o silnym przeobrażeniu glacialnym (Ryc. 3C). Średnia długość czarnohorskich cyrków wynosi 683 m, a średnia szerokość 661 m [Kłapyta i in., 2021b]. Dna cyrków leżą na średniej wysokości 1590 m n.p.m. Największy cyrki glacialny (150 ha) znajduje się w górnej części doliny Prutu Dancerskiego, a łącznie z systemem

Tabela 1. Parametry paleolodowców z okresu maksimum ostatniego zlodowacenia w Górach Rodniańskich, uproszczone [Kłapyta i in. 2021a]. Rozmieszczenie paleolodowców przedstawiono na rycinie 2A.

Symbol lodowca	Nazwa	Długość (km)	Powierzchnia (km <sup>2</sup> )	Maksymalna grubość (m)	Średnia grubość (m)	Objętość lodu (km <sup>3</sup> )	Wysokość czoła (m n.p.m.)
<b>Góry Rodniańskie – skłony północny</b>							
1	Jneapânul Bâtrânei	2,69	1,66	76	33	0,054	1374
2	Gropilor	3,53	1,90	78	25	0,047	1013
3	Pietrosu	1,93	0,67	65	23	0,016	1290
4	Sforac	1,85	0,50	53	19	0,010	1160
5	Pietroasa	4,00	2,44	88	31	0,075	992
6	Buhâescu	3,99	3,85	144	46	0,177	1078
7	Buhâescu Mic	2,10	0,78	93	33	0,026	1436
8	Repedea	2,15	1,28	70	22	0,028	1387
9	Negoiasa	1,15	0,55	42	15	0,008	1569
10	Gardina	0,85	0,28	60	23	0,006	1543
11	Fața	0,65	0,13	30	14	0,002	1625
12	Negoiescu	3,62	3,43	88	32	0,110	1175
13	Cimpoiașului	4,14	3,30	130	40	0,130	961
14	Fântâna	3,21	1,94	91	39	0,070	1059
15	Bistrițioara	5,90	4,73	101	44	0,210	1223
16	Zânoaga Putredului N	1,22	0,31	50	17	0,005	1346
17	Zânoaga Putredului S	1,37	0,41	37	15	0,006	1484
18	Putredu	5,10	5,48	115	34	0,186	1258
19	Bila	5,32	3,48	122	48	0,169	1262
20	Târnița din Ciung	0,73	0,24	25	11	0,003	1606
21	Lala	4,62	2,30	105	44	0,101	1319
22	Gagii	2,55	1,55	79	30	0,046	1140
23	Izvoru Oii	1,78	0,39	40	15	0,006	1174
<b>Góry Rodniańskie – skłony południowy</b>							
24	Jneapânu	0,46	0,18	54	20	0,004	1676
25	Gropilor South	0,41	0,10	23	11	0,001	1726
26	Creața Mic	0,38	0,07	22	12	0,001	1525
27	Creața	1,00	0,29	44	19	0,006	1481
28	Paltinu	0,38	0,06	27	12	0,001	1520
29	Pietros	0,99	0,28	44	22	0,006	1544
30	Țapului	0,61	0,17	43	19	0,003	1566
31	Țapului Mic	0,29	0,05	32	13	0,001	1622
32	Cormaia	0,67	0,13	36	16	0,002	1564
33	Obârșia Cormaia	0,69	0,17	32	14	0,002	1649
34	Repede	0,65	0,21	47	18	0,004	1614
35	Anieșul Mic	1,07	0,39	42	14	0,005	1396
36	Izvorul Mare	0,71	0,18	26	12	0,002	1608
37	Bârsan West	0,60	0,09	22	8	0,001	1642
38	Bârsan East	0,75	0,19	37	16	0,003	1501
39	Izvorul Popii	0,87	0,23	43	19	0,004	1572
40	Cobășel	2,10	0,78	45	19	0,015	1276



zawieszonych cyrków Małych i Wielkich Kozłów, Jeziorka Niesamowitego i Dancerskim – tworzy złożony system cyrków o powierzchni 327 ha.

Maksymalny zasięg lodowców podczas maksimum ostatniego zlodowacenia wyznaczają dobrze zachowane wały moren (Ryc. 3D), które znajdują się w przedziale wysokości 982-1300 m n.p.m. [Pawłowski, 1915, 1936; Świdorski, 1938; Kłapyta i in., 2021b]. Najbardziej wybitne wały czołowo-boczne, osiagające do 80-100 m wysokości, zostały uformowane przed czołami lodowców Prutu i Gadżyny [Świdorski 1938]. Pewną ciekawostką geomorfologiczną jest przelew (difluencja) lodowca Prutu przez główny grzbiet Karpat w rejonie przełęczy między Małą Howerlą a Koźmieską, gdzie zasięg osadów glacialnych dokumentuje obecność krótkiego bocznego lobu lodowca Prutu na terenie Zakarpacia [Kłapyta i in., 2021b] (Ryc. 3A).

W zlodowaconych dolinach na północnym skłonie Czarnohory rozpoznano dwa systemy moren recesyjnych: starszy na wysokości 1250–1300 m n.p.m. oraz młodszy na wysokości około 1400 m n.p.m. [Świdorski, 1938]. Podobnie jak w Górach Rodniańskich, w Czarnohorze rozpoznano także obecność pokryw morenowych ze starszego zlodowacenia [Świdorski, 1938]. Zachowały się one jedynie na NE skłonie masywu, na zewnątrz, w odległości 0.5-2.5 km od moren LGM największych lodowców (Prutu, Gadżyny, Kiziej i Dzembroni).

Podczas maksimum ostatniego lodowacenia w Czarnohorze uformowały się 23 lodowce, które zajęły obszar 51.57 km<sup>2</sup> i miały objętość 1.63 km<sup>3</sup> (Tabela 2) [Kłapyta i in., 2021b]. Największe lodowce uformowały się na NE skłonie masywu, wśród nich największy i najdłuższy lodowiec w całych Karpatach Wschodnich (lodowiec Prutu: 11.3 km<sup>2</sup> powierzchni i 6.6 km długości). Największą miąższość zrekonstruowano dla lodowca Gadżyny (137 m). Mimo, że 69% (35.7 km<sup>2</sup>) zlodowaconego obszaru znajdowało się na skłonie N i NE, stosunkowo duże lodowce powstały także na skłonie SW, gdzie koncentrowało się 31% powierzchni lokalnego zlodowacenia. Zrekonstruowana wysokość linii równowagi bilansowej w całym masywie wynosiła 1516 m n.p.m. i była o 126 m niższa na skłonie północnym (1469 m n.p.m.), niż na skłonie południowym (1564 m n.p.m.) [Kłapyta i in. 2021b].

### Podsumowanie

Wyniki badań geomorfologicznych przeprowadzonych w Górach Rodniańskich i Czarnohorze wskazują, że lokalnym centrum zlodowacenia w Karpatach Wschodnich była Czarnohora. Mimo, że średnia wysokość tego masywu jest niższa o 110 m w porównaniu z Górami Rodniańskimi, to właśnie w Czarnohorze zrekonstruowano największe i najdłuższe lodowce oraz największą powierzchnię objętą zlodowaceniem wśród wszystkich pas górskich Karpat Wschodnich (51.57 km<sup>2</sup>). Większa skala przeobrażenia glacialnego w Czarnohorze wynikała z bardziej korzystnych dla zlodowacenia relacji pomiędzy wysokością linii równowagi bilansowej lodowców (ELA), a średnią

Tabela 2. Parametry paleolodowców z okresu maksimum ostatniego zlodowacenia w Czarnohorze, uproszczone [Kłapyta i in., 2021b]. Rozmieszczenie paleolodowców przedstawiono na rycinie 3A.

Symbol lodowca	Nazwa	Długość (km)	Powierzchnia (km <sup>2</sup> )	Maksymalna grubość (m)	Średnia grubość (m)	Objętość lodu (km <sup>3</sup> )	Wysokość czoła (m n.p.m.)
<b>Czarnohora – grzbiet główny, skłony północny</b>							
1	Koźmieszczyk	2.91	1.82	67	25	0.045	1470
2	Mała Howerla	0.75	0.29	34	17	0.005	1493
3	Prut	6.63	11.31	94	36	0.404	1441
4	Szypci 1	0.9	0.33	39	16	0.005	1466
5	Szypci 2	0.77	0.27	29	13	0.003	1503
6	Gadżyna	5.62	4.35	137.5	45	0.196	1458
7	Kizia	4.99	2.63	88	37	0.097	1466
8	Hlybokyi	2.33	1.77	50	15	0.026	1557
9	Dzembronia	4.92	3.85	92	42	0.161	1542
10	Smotrec	2.12	0.76	70	22	0.017	1485
11	Pohorylec	4.65	3.25	93	39	0.126	1533
<b>Czarnohora – grzbiet główny, skłony południowy</b>							
12	Howerla	2.16	1.44	53.5	178	0.025	1599
13	Breskuł	2.74	3.63	66	20	0.074	1525
14	Ozirny	3.74	2.53	104	34	0.086	1583
15	Butyniec	5.26	3.44	111	42.6	0.146	1600
16	Berbenieskuł	2.11	1.79	60	19	0.034	1618
17	Balzatul	1.66	0.61	62	23.5	0.014	1369
<b>Czarnohora – masyw Pietrosa, skłony północny</b>							
18	Szumnieska	1.66	0.61	62	23.5	0.014	1369
19	Drymbaliwka	1.81	0.54	43	17	0.009	1382
20	Kewełe	3.36	2.65	64	24	0.064	1476
21	Hołowczeski	1.99	1.12	62	23	0.026	1489
<b>Czarnohora – masyw Pietrosa, skłony południowy</b>							
22	Szeszul	1.79	0.66	50	21	0.014	1468
23	Rohnieski	2.19	2.01	56	20.7	0.042	1649

wysokością masywu. Masyw Czarnohory wznosił się 324 m powyżej wysokości lokalnej ELA (1516 m n.p.m.), natomiast w Górach Rodniańskich wartość ta wyniosła 277 m. Większe wyniesienia ponad ELA spowodowało, że większa powierzchnia masywu znajdowała się w obrębie strefy akumulacji lodowców, a styl zlodowacenia był znacznie mniej asymetryczny. W kontekście regionalnym zrekonstruowana wysokość linii równowagi bilansowej lodowców w Karpatach Ukraińskich była niższa, niż w położonych 350 km na północny zachód Tatrach, gdzie średnia wysokość ELA została określona na 1580 m n.p.m. [Zasadni i in., 2018b]. Ten odwrócony trend ELA, występujący

na wschód od Tatr, jest wyzwaniem i sugeruje bardziej złożone uwarunkowania paleoklimatyczne w bardziej kontynentalnej części Europy podczas LGM.

## Bibliografia

### 1. Opracowania:

#### 1.1 Książki:

Gheorghiu, D., 2012. *Testing Climate Synchronicity since the Last Glacial Maximum between Scotland and Romania. PhD thesis*, University of Glasgow, Glasgow.

Kłapyta, P., Bryndza, M., Murawska, M., Dąbek, J., Powroźnik, P., Wąs, J., Kałuziak, M., 2018b. *Formy i osady glacialne w dolinie Małej Płoszanki (Karpaty Wschodnie, Ukraina)*. W: *Współczesne problemy i kierunki badawcze w geografii*, t. 6, Instytut Geografii i Gospodarki Przemysłowej UJ, Kraków, s. 99-126.

Palacios, D., Hughes, P. D., García Ruiz, J. M., de Andrés, N., 2022. *European Glacial Landscapes Maximum Extent of Glaciations*, Amsterdam, s. 1-528.

Pawłowski, S., 1936. *Les Carpates à l'époque glaciaire. Congrès Internationale de Géographie (Varsovie 1934). Comptes Rendus, Travaux de section 2*, [Warszawa,] s. 89-141.

Șircu, I., 1978. *Muntii Rodnei. Studiu morfogeografic*. Editura Academiei R.S, România, București, s. 112.

Świdorski, B., 1938. *Geomorfologia Czarnohory*. Wyd. Kasy im. Miąnowskiego, Warszawa.

Urdea, P., Onaca, A., Ardelean, F., Ardelean, M., 2011. *New evidence on the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians*. W: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D., red. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, A Closer Look. Developments in Quaternary Science*, nr 15, Amsterdam, s. 305-322.

Urdea, P., Ardelean, F., Ardelean, M., Onaca, A., 2021. *The Romanian Carpathians: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum*. W: Palacios, D., Hughes, P.D., García Ruiz, J.M., de Andrés, N., red. *European Glacial Landscapes Maximum Extent of Glaciations*, nr 25, Amsterdam, s. 277-281.

#### 1.2 Czasopisma:

Czirbusz, G., 1896. Hegyen-völgön. A Radnai havasokon. *Erdély*, nr 5, s. 10-12.

Ivy-Ochs, S., Kober, F., 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart Quat. Sci.*, J. 57 (1-2), s. 157-189.

Kłapyta, P., 2008. Structural control on morphology of south-western slope of Chornohora Mountains between Mt. Hoverla and Mt. Pop Ivan (Eastern Carpathian Mountains, Ukraine). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, nr 78, s. 37-49

Kłapyta, P., Zasadni, J., Świąder, A., 2018a. Ostatnie zlodowacenie. *Tatry*, nr 62-63, s. 89-91.

Kłapyta, P., Mindrescu, M., Zasadni, J., 2021a. Geomorphological record and equilibrium line altitude of glaciers during the last glacial maximum in the Rodna Mountains (eastern Carpathians). *Quat. Res.*, nr 100, s. 1-20.

Kłapyta, P., Zasadni, J., Dubis, L., Świąder, A., 2021b. Glaciation in the highest parts of the Ukrainian Carpathians (Chornohora and Svydovets massifs) during the local last glacial maximum. *Catena*, nr 203,

105346. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105346>

Kłapyta, P., Mindrescu, M., Zasadni, J., 2022a. The impact of local topoclimatic factors on marginal Pleistocene glaciation in the Northern Romanian Carpathians. *Catena*, nr 210, 105873. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105873>

Kłapyta, P., Bryndza, M., Zasadni, J., Jasione, M., 2022b. The lowest elevation Pleistocene glaciers in the Carpathians – the geomorphological and sedimentological record of glaciation in the Polonyna Rivna and Borzhava massifs (Ukraine Carpathians). *Geomorphology*, nr 398, 108060. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108060>.

Kräutner, T., 1930. Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Süd-Karpathen. Geologisch-morphologische Studie, Verhandl. Und Mitt. des Siebenbürg. Vereins für Naturwissenschaften zu Hermannstadt, nr 29-30, s. 10-85.

Layos, V., 1927. A Radi keleti felének glacialis jelensegei. *Földrajzi Közlemények*, nr 55, Budapesti.

Lehmann, P. W., 1891. Der ehemalige Gletscher des Lalatales im Rodnaergebirge. *Petermanns Mitteilungen*, nr 37, s. 98-99.

Martonne, E. de, 1924. Excursion géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj en 1921. *Résultats scientifiques, Lucrările Institutului de Geografie al Universității din Cluj*, nr 1, s. 43-211.

Mindrescu, M., Evans, I. S., Cox, N. J., 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: palaeowind directions during glacial periods. *Journal of Quaternary Science*, nr 25, s. 875-888.

Mindrescu, M., Evans, I. S., 2014. Cirque form and development in Romania: allometry and the buzzsawhypothesis. *Geomorphology*, nr 208, s. 117-136.

Morariu, T., 1940. Contributini la glaciatiunea din Munți Rodnei. *Revista geografica romana*, nr 3, s. 60-72.

Orghidan, N., 1910. Urme de ghetari in Munți Rodnei, Valea Bistrițioaraei. *Anuar de geografie și antropogeografie*, nr 1, s. 77-84.

Paul, C. M., Tietze, E., 1876. Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgefahren Untersuchungen in den Karpathen. *Verh. der k. k. Geologische Reichsanstalt*, Wien, nr 12, s. 294-297.

Paul, C. M., Tietze, E., 1877. Studien in der Sandsteinzone der Karpathen. *Jahrbuch der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt*, nr 27, s. 33-130.

Pawłowski, S., Pokorny, W., 1907. Studia lodowcowe w górach Rodniańskich. *Sprawozdanie z posiedzeń naukowych w sekcjach X Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich we Lwowie*, t. 57, Lwów.

Pawłowski, S., 1915. Ze studiów nad zlodowaceniem Czarnohory. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego*, nr 3 (10), s. 1-60.

Sawicki, L., 1911. Die glazialen Züge der Rodner Alpen und Marmaroscher Karpathen. *Mitteilungen der Kaiserlich-Königlichen Geographische Gesellschaft*, nr 54, s. 10-11, 510-571.

Szilády, Z., 1907. A Nagy-Pietrosz czirkus-völgyei. *Földrajzi Közlemények*, nr 35, s. 6-8.

Tischler, M., Gröger, H. R., Fügenschuh, B. Schmid, S. M., 2007. Miocene tectonics of the Maramures area (Northern Romania): implications for the Mid-Hungarian fault zone. *International Journal of Earth*

*Sciences*, nr 96, s. 473-496.

Varga, L., 1927. A Radnai havasok keleti felének glacialis jelensegei. *Földrajzi Közlemények*, nr 55, s. 46.

Zasadni, J., Kłapyta, P., 2014. The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum. *J. Maps*, nr 10, s. 440-456.

Zasadni J., Kłapyta P., Świąder A., 2018a. Kiedy i dlaczego w Tatrach dominowały lodowce? *Tatry*, nr 62-63.

Zasadni, J., Kłapyta, P., Świąder, A., 2018b. Predominant western moisture transport to the Tatra Mountains during the last glacial maximum, inferred from glacier palaeo-ELAs. *XXI International Congress of the CBGA, Salzburg, Austria, September 10-13, 2018, Abstract 237.79*.

#### 1.3 Mapy:

Kräutner, H. G., Kräutner, F., Szasz L., 1982. *Harta Geologică România 1:50.000, Pietros 20a*, București.

Kräutner, H. G., Kräutner, F., Szasz L., 1983. *Harta Geologică România 1:50.000, Ineu 20b*, București.