

Załącznik 1

## **Autoreferat**

przedstawiający opis osiągnięcia naukowego

dr Piotr Kłapyta

**Uniwersytet Jagielloński**

**Kraków 2023**

**1. Imię i nazwisko:** Piotr Kłapyta

**2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe/artystyczne – z podaniem nazwy, miejsca i roku ich uzyskania oraz tytułu rozprawy doktorskiej.**

*kwiecień 2011*    **Stopień naukowy DOKTOR** nauk o Ziemi, dyscyplina: geografia  
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej  
Rozprawa doktorska pt. „*Późnoglacialny i holoceniński etap ewolucji rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich*” wykonana pod kierunkiem profesora doktora habilitowanego Kazimierza Krzemienia; recenzenci: prof. dr hab. Adam Kotarba (Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN), prof. dr hab. Stefan Skiba (Uniwersytet Jagielloński).

*czerwiec 2005*    **Tytuł MAGISTER**  
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi,  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej  
Kierunek: geografia, specjalność: geomorfologia  
Praca magisterska pt. „*Rzeźba Czarnohory ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Howerla-Turkuł*” wykonana pod kierunkiem profesora doktora habilitowanego Kazimierza Krzemienia

**3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych lub artystycznych**

**Uniwersytet Jagielloński**  
Wydział Geografii i Geologii  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej  
ul. Gronostajowa 7,  
30-387 Kraków

*Przebieg  
pracy  
zawodowej*    2005 – 2011 – **studia doktoranckie**  
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi,  
Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej

2012 – 2015 – **Asystent**  
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii i  
Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geomorfologii

od 2015 – **Adiunkt**  
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, od 1.03.2017 r.  
Wydział Geografii i Geologii, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej,  
Zakład Geomorfologii

4. Omówienie osiągnięć, o których mowa w art. 219 ust. 1 pkt. 2 ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz. U. z 2021 r. poz. 478 z późn. zm.). Omówienie to winno dotyczyć merytorycznego ujęcia przedmiotowych osiągnięć, jak i w sposób precyzyjny określać indywidualny wkład w ich powstanie, w przypadku, gdy dane osiągnięcie jest dziełem współautorskim, z uwzględnieniem możliwości wskazywania dorobku z okresu całej kariery zawodowej.

Wskazanie osiągnięcia wynikającego w art. 219 ust. 1 pkt. 2 ustawy z dnia 20 lipca 2018 r. Prawo o szkolnictwie wyższym i nauce (Dz. U. z 2021 r. poz. 478 z późn. zm.). o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.):

#### 4.1 Tytuł osiągnięcia naukowego

##### ***Zlodowacenie Karpat Wschodnich podczas maksimum ostatniego glaciału***

Na osiągnięcie naukowe składa się sześć recenzowanych publikacji (załącznik nr 3), które zostały opracowane i opublikowane po otrzymaniu stopnia naukowego doktora w czasopismach zaliczanych do dziedziny Nauk o Ziemi, z których pięć jest indeksowanych w Web of Science Core Collection (Journal Citation Reports - JCR). Łączny Impact Factor cyklu publikacji wynosi 26,30, a sumaryczna liczba punktów w punktacji MEiN wynosi 720. Mój wkład w publikacje jest szczegółowo przedstawiony w załączniku nr 4 i potwierdzony załączonymi oświadczeniami współautorów (załącznik nr 5).

#### Zestawienie publikacji:

[A1] Kłapyta P., Mîndrescu M., Zasadni J., 2021a. *Geomorphological record and equilibrium line altitude of glaciers during the last glacial maximum in the Rodna Mountains (eastern Carpathians)*. Quaternary Research, 100, 1-20, <https://doi.org/10.1017/qua.2020.90>

**IF: 2.797, punktacja MEiN: 100**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS: 11/5; Scopus: 13/7

[A2] 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 203, 105346. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105346>

**IF: 6.367, punktacja MEiN: 140**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS: 9/5; Scopus: 8/3

[A3] Kłapyta P., Mîndrescu M., Zasadni J., 2022a. *The impact of local topoclimatic factors on marginal Pleistocene glaciation in the Northern Romanian Carpathians*. Catena 210, 105873, <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105873>

**IF: 6.367, punktacja MEiN: 140**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS: 5/2; Scopus: 5/2

[A4] Kłapyta P., Bryndza M., Zasadni J., Jasionek 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 398, 108060. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.108060>

**IF: 4.406, punktacja MEiN: 100**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS:3/1; Scopus: 3/1

**[A5] Kłapyta P., Mîndrescu M., Zasadni J., 2023a.** *Late Pleistocene glaciation in the headwaters of the Ceremuşul Alb valley (Maramureş Mountains, Romania)*. Geographica Polonica 96, 13-28. <https://doi.org/10.7163/GPol.0243>

**IF: w trakcie ewaluacji, punktacja MEiN: 100**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS: 1/1; Scopus: 1/1

**[A6] Kłapyta P., Zasadni J., Mîndrescu M., 2023b.** *Late Pleistocene glaciation in the Eastern Carpathians - A regional overview*. Catena, 224, 106994

<https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.106994>

**IF: 6.367, punktacja MEiN: 140**

Cytowania (wszystkie/bez cytowań własnych i współautorów): WoS: 0/0; Scopus: 1/0

## **4.2. Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania**

### **Wstęp**

Jednym z głównych zagadnień współczesnych badań geomorfologicznych jest poznanie ewolucji rzeźby obszarów górskich w warunkach morfogenezy glacialnej (Benn i Evans, 2010). Masywy górskie które były zlodowacone w późnym plejstocenie stanowią ważne archiwa paleogeograficzne w badaniach historii czwartorzędowych zmian klimatycznych oraz funkcjonowania środowiska w warunkach ekstremalnie chłodnego klimatu panującego podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia (ang. *Last Glacial Maximum*, LGM, ok. 26.5–19 ka: Clark i in., 2009). Odtworzenie warunków klimatycznych jakie panowały podczas LGM jest możliwe dzięki analizie pośrednich danych paleobotanicznych i paleozoologicznych opierających się na zapisie pyłkowym oraz kopalnych szczątkach roślin i zwierząt (Peyron i in., 1998; Tarasov i in., 1999; Bertlain i in., 2011; Cleator i in., 2020), relacjach glacio-klimatycznych, bazujących na rekonstrukcji lodowców i ich linii równowagi bilansowej (ang. *equilibrium line altitude*, ELA) (Allen i in., 2008; Kuhlemann i in., 2008) oraz komputerowych modelach paleoklimatycznych (Braconnot i in., 2012; Ludwig i in., 2016; Kageyama i in., 2021).

Ilościowe informacje dotyczące parametrów klimatu glacialnego są szczególnie istotne w modelowaniu klimatycznym (Ludwig, 2020; Kageyama i in., 2021), służąc do kalibracji globalnych i regionalnych modeli klimatycznych i właściwej interpretacji obecnie zachodzących procesów oraz symulacji zmian klimatu w najbliższej przyszłości. Wszystkie dotychczasowe komputerowe symulacje paleoklimatyczne wskazują na chłodniejsze i suchsze niż obecnie warunki podczas LGM, ale też znacząco niedoszacowują skalę ochłodzenia (od kilku do nawet 10°C) i wysuszenia klimatu w stosunku do rekonstrukcji paleobotanicznych. Nie jasne jest czy wynika to z limitacji globalnych modeli klimatycznych czy też założeń służących do rekonstrukcji palinologicznych lub może ich wzajemnej kombinacji. Dodatkowo modele paleoklimatyczne nie pozwalają na dobrą reprezentację obszarów górskich (Randall i in., 2007; Strandberg i in., 2011), które w znacznym stopniu modyfikują regionalny rozkład temperatur i opadów. Rekonstrukcje warunków paleoklimatycznych w Europie bazujące na interpretacji mikro- i makrofosyliów metodami paleoekologicznymi są znacznie ograniczona przez

niewielką liczbę stanowisk paleobotanicznych sięgających do LGM. W przypadku Europy Środkowej brak reprezentatywnych spektrów pyłkowych z tego okresu praktycznie uniemożliwia porównanie z wynikami symulacji paleoklimatycznych. W badaniach nad ewolucją środowiska podczas LGM niezbędne jest więc wykorzystanie alternatywnych danych bazujących na relacjach glacja-klimatycznych.

Lodowce górskie ze względu na swoje ścisłe relacje z regionalnym i lokalnymi warunkami klimatycznymi są powszechnie uważane za czuły wskaźnik zmian środowiskowych w obszarach górskich (Ohmura i Boettcher, 2018; Rea i in., 2020). Uwarunkowane klimatycznie zmiany w bilansie masy lodowców są rejestrowane w rzeźbie przez formy i osady glacialne, które dokumentują zasięg dawnych lodowców oraz umożliwiają określenie czasu ich aktywności, stanowiąc podstawę do konstruowania chronologii glacialnych (Kirkbride i Winkler, 2008; Palacios i in., 2022). Poznanie rozmieszczenia paleolodowców i określenie czasu ich aktywności dają wgląd w przeszłe zmiany klimatyczne i pozwalają na wieloaspektowe odtworzenie ewolucji środowiska obszarów górskich.

Podczas LGM w wielu obszarach górskich Europy lodowce po raz ostatni osiągnęły swój maksymalny zasięg, pozostawiając w rzeźbie czytelny zapis w postaci systemu form erozyjnych i akumulacyjnych (Palacios i in., 2022). Rekonstrukcja geometrii lodowców i określenie położenia ich linii równowagi bilansowej (ELA) podczas LGM daje ilościowy wgląd w warunki termiczno-opadowe oraz przestrzenny układ i aktywność regionalnej cyrkulacji atmosferycznej podczas najchłodniejszego etapu ostatniego zlodowacenia (Kuhlemann i in., 2008; Napoli i in., 2019). Z uwagi, że rozkład przestrzenny opadów jest znacznie bardziej zróżnicowany niż temperatura analiza trendów ELA paleolodowców w połączeniu z analizą rozmieszczenia cyrków glacialnych dostarczają cennych informacji o kierunkach adwekcji wilgoci, horyzontalnej dystrybucji opadów, dominujących kierunkach wiatrów oraz indukowanych orograficznie opadach (Kerschner i in., 2000; Roe i in., 2003; Cuffey i Paterson, 2010; Rea i in., 2020). Wnioskowania te są możliwe dla znacznie większych obszarów niż jest to możliwe na podstawie punktowych analiz paleoekologicznych, niemniej jednak, wiarygodne odtworzenie regionalnego paleoklimatu wymaga dużej populacji rekonstruowanych lodowców, które powinny być w miarę szeroko rozmieszczone w obrębie badanego regionu (Hughes i in., 2011; Kuhleman i in., 2008; Rea i in., 2020). Z tego powodu pośrednie dane paleośrodowiskowe pochodzące z rekonstrukcji paleoglacjologicznych są nie tylko niezwykle cennym źródłem informacji o funkcjonowaniu plejstoceńskich zlodowaceń, ale także w istotny sposób uzupełniają globalne i regionalne modele klimatyczne (Strandberg i in., 2011; Ludwig i in., 2016, 2017; Schaffernicht i in., 2020).

Procesy glacialne są powszechnie uznawane za najbardziej wydajne w kształtowaniu rzeźby i krajobrazu obszarów górskich (Egholm i in., 2009; Alley i in., 2019). Rozmiary przeobrażenia rzeźby w wyniku działalności lodowców uwarunkowane są skalą zlodowacenia wynikającą z wzajemnych interakcji pomiędzy warunkami klimatycznymi i hipsometrią masywu górskiego (Pedersen i Egholm, 2013; Robl i in., 2015). W literaturze geomorfologicznej ewolucja rzeźby glacialnej najczęściej przedstawiana jest w sposób jakościowy, wyjątkowo zaś przy pomocy wskaźników ilościowych (Romer, 1909; Evans, 1977; Mindrescu i Evans, 2014). Poziom naszej wiedzy na temat ilościowego aspektu rozwoju rzeźby glacialnej w zależności od lokalnej topografii pozostaje niezadowolający. Przedstawienie regionalnych prawidłowości ewolucji rzeźby glacialnej wymaga więc analizy rzeźby glacialnej w szeregu masywach różniących się skalą przeobrażenia glacialnego od zlodowacenia marginalnego po dobrze rozwinięte zlodowacenie dolinne.

W ostatnich latach dokonano wyraźnego postępu w zakresie geomorfologii glacialnej oraz rekonstrukcji historii zlodowaceń górskich w Europie, co było możliwe dzięki zastosowaniu nowych źródeł detekcji form polodowcowych, wykorzystujących wysokorozdzielcze numeryczne modele terenu (LiDAR) oraz komputerowe techniki rekonstrukcji geometrii lodowców w środowisku GIS (Pellitero i in., 2016). Dodatkowo, zastosowanie względnych metod datowania wieku form glacialnych takich jak młotek Schmidta (Matthews i Winkler, 2022), a w szczególności bezwzględnych metod datowania wieku form glacialnych z użyciem kosmogenicznego izotopu berylu ( $^{10}\text{Be}$ ) i chloru ( $^{36}\text{Cl}$ ) (Ivy-Ochs i Kober, 2008; Makos i in., 2018), umożliwiło rewolucyjny postęp w poznaniu chronologii glacialnej wielu obszarów górskich Europy (Palacios i in., 2022, 2023).

Większość dotychczasowych rekonstrukcji lodowców w górach Europy dotyczyło ewolucji zlodowacenia pojedynczych dolin lub części masywów (Makos i in., 2018; Ruskiczay i in., 2021). Do tej pory niewiele jest publikacji dotyczących rekonstrukcji lodowców i ich ELA obejmujących całe masywy i grupy górskie. Przykłady takiego całościowego podejścia reprezentują prace dla gór Szkocji (Ballantyne, 2007), Gór Dynarskich w Czarnogórze (Hughes i in., 2011), gór Korsyki (Kuhleman i in., 2008) czy gór Riła w Bułgarii (Kuhlemani in., 2013a). **Cykl moich prac wpisuje się w ten ostatni nurt, prezentując wyniki badań prowadzonych przy wykorzystaniu interdyscyplinarnego aparatu badawczego. Badania te wpisują się w główne cele paleoglacjologii, obejmujące rekonstrukcję geometrii lodowców, kalkulację linii równowagi bilansowej (ELA) oraz rekonstrukcję warunków paleoklimatycznych.**

### **Motywacja i cele badań**

Przedmiotem moich badań było zlodowacenie Karpat Wschodnich podczas LGM, które w niniejszym autoreferacie potraktowano w sposób całościowy, obejmujący wszystkie zlodowaczone w tej części Karpat masywy górskie. Karpaty Wschodnie mimo dość wczesnego zainteresowania badawczego (Paul i Tietze, 1876; Lehman, 1891; Romer, 1905), stanowią dotychczas najslabiej poznaną część Karpat pod względem rzeźby glacialnej. Obszar ten rozciągający się na długości 600 km na terenie Polski, Ukrainy i Rumunii jest najbardziej rozległą częścią łańcucha Karpat oraz najbardziej na północny-wschód wysunięty sektor europejskich Alpidów. Karpaty Wschodnie przez swoje położenie geograficzne stanowią wyraźną barierę klimatyczną między wpływami klimatu oceanicznego i kontynentalnego (Constantin i in., 2007; Drăgușin i in., 2014; Micu i in., 2015), przez co stanowią ważny obszar dla rekonstrukcji warunków klimatycznych i zmian cech cyrkulacji atmosferycznej w przeszłości.

Już na początku XX wieku prof. Ludomir Sawicki (1912) sformułował potrzebę szczegółowych badań geomorfologicznych systemów glacialnych w Karpatach oraz określenia ich wpływu na kształtowanie rzeźby oraz klimatycznych uwarunkowań rozwoju zlodowacenia:

*„Badania glaciologiczne w Karpatach muszą skupić się na gruntownym określeniu każdego systemu lodowcowego, ocenie liczbowej wpływu zlodowacenia na krajobraz oraz dokładnej chronologii zjawisk glacialnych. Rozwiązanie tych najbardziej palących pytań pozwoli nam rozwiązać problem, z którym dzisiaj zmagają się glaciolodzy - uchwycić związek między rozwojem lodowców a czwartorzędowymi fazami rozwoju morfologicznego systemów górskich, a także między tymi fazami a rozwojem regionów przyległych, zarówno z punktu widzenia historii geologicznej, jak i historii klimatu”.*

Sawicki L., 1912. *Les etudes glaciaires dans les Carpates.*

Pytania i problemy badawcze sformułowane ponad wiek temu, zostały zebrane i ujęte między innymi w jedynym dotąd syntetycznym opracowaniu zlodowacenia całych Karpat (Pawłowski, 1936). W większości przypadków, te zagadnienia pozostają nadal nierozwiązane, a należą do nich:

- 1) metodyka wyróżniania form i osadów morenowych w górach średnich i określenie ich cech wskaźnikowych w stosunku do osadów stokowych i koluwiów (Sawicki, 1912; Pawłowski, 1936; Świdorski, 1938);
- 2) określenie różnic między warunkami współczesnymi a klimatem podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (Romer, 1905; Sawicki, 1911, 1912);
- 3) wyjaśnienie specyfiki klimatycznej Karpat Wschodnich, która przejawia się w wyjątkowo niskiej wysokości plejstocenijskiej linii śnieżnej. Kalkulacje E. Romera (1905) i L. Sawickiego (1911) oparte o proste metody kalkulacji ELA poddały w wątpliwość paradygmat J. Partscha (1882, 1904) oraz A. Pencka i E. Brücknera (1901/1909) o podnoszeniu się plejstocenijskiej linii śnieżnej z zachodu na wschód Europy podczas ostatniego glacjału, natomiast nie były szerzej dyskutowane.

Przedstawione problemy stały się motywacją do podjęcia prowadzonych przeze mnie badań będących pierwszą, kompletną inwentaryzacją zlodowacenia w całych Karpatach Wschodnich. W nawiązaniu do przytoczonych we wstępie informacji, sformułowano następujące pytania badawcze:

- 1) Jaki był zasięg lodowców podczas LGM w Karpatach Wschodnich i jaki był ich stosunek do zlodowaceń starszych?
- 2) Jak wykształcone są formy i pokrywy morenowe i jaki wpływ ma zróżnicowana litologia podłoża (flisz, skały krystaliczne i wulkaniczne) na cechy tekstualne osadów morenowych?
- 3) Jakie cechy morfometryczne i typy reprezentują cyrki glacialne Karpat Wschodnich oraz jaki był kierunek ich rozwoju w czasie?
- 4) Jaka była wysokość linii równowagi bilansowej lodowców i jej przestrzenne zróżnicowanie podczas LGM?
- 5) Jakie były regionalne prawidłowości wynikające z przestrzennego zróżnicowania temperatur i opadów oraz dominujący kierunek cyrkulacji atmosferycznej podczas LGM w Karpatach i Europie Środkowo-Wschodniej?
- 6) Jaki wpływ mają lokalne warunki topoklimatyczne na wysokość ELA lodowców oraz inicjację i funkcjonowanie zlodowacenia marginalnego?
- 7) Jak wzajemne interakcje między warunkami klimatycznymi i hipsometrią prowadziły do ewolucji rzeźby glacialnej w poszczególnych zlodowaconych masywach Karpat Wschodnich?

Przeprowadzone badania zaowocowały serią sześciu powiązanych tematycznie publikacji [1-6], które stanowią osiągnięcie naukowe. **Głównym celem tej serii prac była rekonstrukcja zasięgu i geometrii lodowców w Karpatach Wschodnich oraz poznanie warunków paleośrodowiskowych podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w oparciu o dane geomorfologiczne i paleoglacjologiczne.**

Cele szczegółowe (wraz z odniesieniem do konkretnych publikacji, w których zostały poruszone) to:

- 1) Rozpoznanie maksymalnego zasięgu lodowców podczas LGM w oparciu o kartowanie geomorfologiczne i analizy sedymentologiczne; rekonstrukcja geometrii lodowców i określenie stylu zlodowacenia w poszczególnych masywach – **Artykuły 1-6;**
- 2) Rozpoznanie cech morfometrycznych i typologia cyrków glacialnych oraz określenie kierunku ich rozwoju w czasie i ich znaczenia paleoklimatycznego – **Artykuły 2-6;**
- 3) Rozpoznanie cech wskaźnikowych osadów glacialnych w obszarach o odmiennej litologii – **Artykuły 1-5;**
- 4) Określenie wysokości linii równowagi bilansowej (ELA) paleolodowców, regionalnego trendu ELA i określenie przyczyn jej przestrzennego zróżnicowania w kontekście aktywność regionalnej cyrkulacji atmosferycznej podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia w Karpatach i w Europie Środkowo-Wschodniej – **Artykuły 1-6;**
- 5) Kwantyfikacja wpływu lokalnych warunków topoklimatycznych (przewiewania śniegu i zasilana lawinowego) na ELA lodowców w warunkach zlodowacenia marginalnego – **Artykuły 3, 4, 5 i 6;**
- 6) Poznanie ilościowego aspektu rozwoju rzeźby glacialnej w zależności od położenia ELA i lokalnej topografii – **Artykuły 2, 4 i 6;**

Wyniki realizacji poszczególnych celów wraz z odpowiadającymi im publikacjami zostały omówione w dalszej części autoreferatu.

#### **4.3. Skrócony opis uzyskanych wyników**

##### **CEL 1. Rozpoznanie maksymalnego zasięgu lodowców w Karpatach Wschodnich podczas LGM w oparciu o kartowanie geomorfologiczne i analizy sedymentologiczne; rekonstrukcja geometrii lodowców i określenie stylu zlodowacenia w poszczególnych masywach – Artykuły 1-6**

Rozpoznanie geomorfologicznego zapisu zasięgu lodowców stanowi najważniejszy aspekt badawczy decydujący o wynikach rekonstrukcji ich geometrii, kalkulacji ELA oraz interpretacji paleoklimatycznych (Benn i Lehmkuhl, 2000; Kirkbride i Winkler, 2012). Głównym wskaźnikiem dokumentującym zasięg lodowców w strefie ablacji są formy i pokrywy morenowe (ang. *ice-marginal landforms*) (Barr i Lovell, 2014). W Karpatach Wschodnich obecność form rzeźby glacialnej rozpoznano już pod koniec XIX wieku (Paul i Tietze, 1876; Lehmann, 1891). W dotychczasowych badaniach rozpoznanie maksymalnego zasięgu wałów i pokryw morenowych było jednak znacznie ograniczone z powodu trudności interpretacyjnych w określeniu cech wskaźnikowych osadów morenowych (Świdorski, 1938), występowania gęstej szaty leśnej uniemożliwiającej zastosowanie metod teledetekcyjnych oraz braku szczegółowego kartowania form i pokryw glacialnych. Skutkiem tego zapis geomorfologiczny ostatniego zlodowacenia w wielu mało dostępnych, izolowanych masywach górskich pozostał nierozpoznany do dziś. Warto podkreślić, że różnice w określeniu maksymalnego zasięgu lodowców mają kluczowy wpływ na wyniki kalkulacji ELA i w konsekwencji warunków paleoklimatycznych. Przykładem mogą tu być wyniki rekonstrukcji paleolodowca Buhaescu w Górach Rodniańskich, którego ELA podczas maksymalnego awansu w zależności od przyjętego zasięgu moren końcowych była szacowana na wysokości 1250-1330 m (Gheorghiu, 2012), bądź 1735 m (László i in., 2013).



W celu rozpoznania maksymalnego zasięgu lodowców w Karpatach Wschodnich opracowałem spójną metodykę kartowania form i osadów glacialnych, która łączy interpretację danych geomorfologicznych i sedimentologicznych z analizą numerycznego modelu terenu (ALOS PALSAR) z danymi teledetekcyjnymi, morfostratygrafią oraz datowaniem względnego wieku form glacialnych metodą młotka Schmidta. Kombinacja tych metod pozwoliła na rozpoznanie zasięgu form i osadów glacialnych oraz określić rozmieszczenie moren ostatniego zlodowacenia w stosunku do pokryw ze starszych zlodowaceń. Rekonstrukcję geometrii lodowców przeprowadzono półautomatyczną metodą w programie ArcMap w oparciu o narzędzie GlaRe (Pellitero i in., 2015), pozwalające na kalkulację parametrów glaciologicznych (min. naprężenie ścigające, współczynnik kształtu doliny, miąższość lodu). W efekcie badań otrzymano **po raz pierwszy kartograficzny obraz ostatniego zlodowacenia w Karpatach Wschodnich z uwzględnieniem trójwymiarowej geometrii lodowców**, zasięgu wałów i pokryw morenowych oraz podcięć glacialnych. Szczegółowe wyniki badań z poszczególnych części badanego obszaru zawierają opracowania: Kłapyta i in., (2021a,b, 2022 a,b, 2023a); natomiast wyniki rekonstrukcji zasięgu i geometrii lodowców dla całego obszaru wraz z plikami shp. i kmz. zostały udostępnione do pobrania w opracowaniu Kłapyta i in. (2023b; Supp. Data 4).

W wyniku kartowania geomorfologicznego udokumentowano obecność rzeźby glacialnej w 14 masywach górskich Karpat Wschodnich, gdzie zrekonstruowano 147 późnoplejstocenijskich paleolodowców o łącznej powierzchni 153,2 km<sup>2</sup> i objętości 4,74 km<sup>3</sup>. Rozmiary paleolodowców (średnia długość = 1,81 km, średnia powierzchnia = 1,04 km<sup>2</sup> mediana powierzchni = 0,49 km<sup>2</sup> średnia grubość = 24 m), wskazują, że były to lodowce małe i bardzo małe. Wykazano, że 65% lodowców było dłuższych niż 1 km, a jedynie 5% z nich osiągało powyżej 5 km długości, a całkowita powierzchnia lodowców była o połowę mniejsza niż w Tatrach (279,6 km<sup>2</sup>; Zasadni i Kłapyta, 2014). Otrzymane wyniki dały możliwość **weryfikacji wcześniejszych badań zasięgów lodowców w tej części Karpat**. W pracy Kłapyta i in. (2022a) nie wykazano dowodów geomorfologicznych zlodowacenia w masywach: Giurnalău, Budacu, i Ceahlău, które sugerowano we wcześniejszej literaturze (Urdea i in., 2011). W opracowaniach Kłapyta i in. (2022a i 2022b, 2023b) udokumentowano obecność form glacialnych i zrekonstruowano geometrię lodu w obszarach, w których wcześniej nie wzmiankowano dowodów zlodowacenia (Połonina Równa, Borzawa, Krasna, Góry Hryniawskie i Gurghiu). Wyniki kartowania geomorfologicznego pozwoliły także na modyfikację zasięgów istniejących w literaturze (Kłapyta i in., 2021a; Supp. Data 1, 2022b, 2023b). W przypadku Gór Rodniańskich, Kelimeńskich i Marmaroskich wykazano znacznie mniejsze zasięgi niektórych lodowców podczas LGM niż we wcześniejszych opracowaniach (Sawicki, 1911; Sîrcu, 1978; Urdea i in., 2011). Przykładowo w ostatniej przeglądowej syntezie zlodowacenia Karpat Rumuńskim (Urdea i in., 2004) w Górach Rodniańskich sugerowana była nawet obecność czapy lodowej o powierzchni 156 km<sup>2</sup>, a dane te posłużyły do określenia rozkładu przestrzennego ELA podczas LGM w Europie (Allen i in., 2008). Wynik naszych badań dokumentują znacznie mniejszą całkowitą powierzchnię lodowców w tym masywie (45,2 km<sup>2</sup>) oraz cyrkowo-doliny styl zlodowacenia podczas LGM.

Drugim zadaniem badawczym było określenie wieku maksymalnego awansu lodowców w Karpatach Wschodnich podczas ostatniego zlodowacenia oraz ich stosunek do zlodowaceń starszych. Wiek moren maksymalnych określono na podstawie relacji morfostratygraficznych i korelacji do chronologii glacialnej Gór Rodniańskich opartej o datowania wieku moren kosmogenicznym izotopem berylu <sup>10</sup>Be (Gheorghiu, 2012) oraz regionalnych chronologii glacialnych w Karpatach Zachodnich (Engel i in., 2015, 2017; Makos i in., 2014, 2018) i

Południowych (Kuhlemann i in., 2013b; Ruszkiczay-Rüdiger i in., 2016, 2021). W Karpatach granica zasięgu lodowców podczas ostatniego zlodowacenia ujawnia się jako wyraźny kontrast morfologiczny między świeżymi i dobrze wykształconymi (10-80 m wysokości) wałami morenowymi z maksimum ostatniego zlodowacenia (26-18 tys. lat) a znacznie zdegradowanymi pokrywami zlodowacenia wcześniejszego (najprawdopodobniej podczas MIS 6; Zasadni i in., 2021). Przydatne w tych analizach, okazało się zastosowanie analiz sedymentologicznych (patrz Cel 3) oraz testu młotkiem Schmidta do określenia stopnia zwietrzenia moren w oparciu o wartości współczynnika odbicia (ang. *rebound value*, R-value) (Shakesby i in., 2006; Kłapyta, 2013).

W wyniku przeprowadzonych badań wykazano, że starsze, silnie zdegradowane pokrywy morenowe zachowały się jedynie w kilku największych systemach glacialnych w Karpatach Wschodnich: w Czarnohorze, Świdowcu (Kłapyta i in., 2021b) i Górach Rodniańskich (Kłapyta i in., 2021a), gdzie zachowały się na zewnątrz (~1km) świeżych wałów czołowo-bocznych korelowanych z LGM. W niższych masywach nie stwierdzono obecności starszych pokryw morenowych, które najprawdopodobniej zostały zatarte podczas ostatniego maksymalnego awansu. Wartości współczynnika odboju R wskazują, że pokrywy starszego zlodowacenia w Górach Rodniańskich (system morenowy Șesura) zawierają bloki skalne o wyraźnie niższej wartości odboju  $R=30,7 \pm 1,3$ , niż odpowiadające im moren LGM (system moren Pietroasa;  $37,02 \pm 1,7$ ; Kłapyta et al., 2021b). W oparciu o wyniki testu młotkiem Schmidta udowodniono że wcześniej zakładana asynchroniczność wieku moren maksymalnych w Górach Rodniańskich (37,2 – 26,6 ka; Gheorghiu, 2012) nie była wynikiem swoistych lokalnych warunków klimatycznych przed LGM, ale mogła wynikać ze specyfiki datowania wieku ekspozycji starszych pokryw glacialnych. Ze względu na długi czas ekshumacji głazów w obrębie starszych pokryw glacialnych ich wiek może być znacznie młodszy niż depozycji osadów. Podobne prawidłowości zostały udowodnione także w publikacji z Tatr Wysokich (Zasadni i in., 2021), nie wchodzącej w skład osiągnięcia habilitacyjnego.

## **CEL 2) Rozpoznanie cech morfometrycznych i typologii cyrków glacialnych oraz określenie ich kierunku rozwoju w czasie i ich znaczenia paleoklimatycznego – Artykuły 2-6;**

Dzięki zastosowaniu wysokorozdzielczych numerycznych modeli terenu i danych teledetekcyjnych określenie morfometrii i znaczenia paleoklimatycznego cyrków glacialnych jest obecnie znacznie ułatwione (Barr i Spagnolo, 2015). W kontekście dotychczasowych badań geomorfologicznych Karpat Wschodnich obecność cyrków glacialnych rozpoznanych po raz pierwszy przez E. Romera (1904, 1905), była najważniejszym kryterium świadczącymi o glacialnym przemodelowaniu rzeźby. W moim kartowaniu cyrków glacialnych w Karpatach Wschodnich (Kłapyta i in., 2021b; Kłapyta i in., 2022a,b, Kłapyta i in., 2023 a,b) zastosowano spójne podejście do wyznaczania granic cyrków i określenia ich cech morfometrycznych w oparciu o metodologię wypracowaną przez prof. I. Evansa w górach Szkocji i Walii (Evans i Cox, 1995; Evans, 2006, 2021). Podejście to zostało później zastosowane min. w opracowaniu inwentarza cyrków glacialnych Karpat rumuńskich (Mîndrescu i Evans, 2014; Mîndrescu, 2016), stąd ilościowe wyniki naszych analiz mogą być bezpośrednio porównywane z innymi obszarami. W badaniach wykorzystano mapy topograficzne (1: 5000, 1:25 000), Numeryczny Model Terenu ALOS PALSAR oraz ortofotomapy dostępne w aplikacji Google Earth. Baza danych morfometrycznych wszystkich cyrków glacialnych w Karpatach Wschodnich obejmująca także pliki shp. została udostępniona do pobrania w artykule syntetyzującym wyniki badań (Kłapyta i in., 2023b; Supp. Data 1 i 2). W toku przeprowadzonych badań (Kłapyta i in., 2023b) w Karpatach Wschodnich wyróżniono łącznie 214 cyrków glacialnych; 126 w części

ukraińskiej i 88 w części rumuńskiej. Stwierdzono, że większość cyrków (126) wycięta jest w utworach fliszowych, a pozostałe w skałach krystalicznych (70) i wulkanicznych (18).

Parametry morfometryczne cyrków (długość, szerokość, wskaźnik kształtu, powierzchnia, ekspozycja, maksymalne nachylenie zboczy, maksymalna wysokość górnej krawędzi cyrku, minimalna wysokość dna, maksymalna wysokość całego cyrku, wskaźnik przegłębienia) pomierzono w programie ArcMap. W oparciu o uśrednione wartości parametrów morfometrycznych (długość = 586 m, szerokość = 621 m, wysokość = 268 m, powierzchnia = całkowita 36,7 ha, powierzchnia dna = 10,3 ha) wykazano, że cyrki Karpat Wschodnich są mniejsze i płytsze niż w Karpatach Południowych (Mîndrescu i Evans, 2014) i w Tatrach Wysokich (Křížek i Mida, 2013), a podobne rozmiarami do cyrków występujących w Walii i Szkocji (Evans i Cox, 1995; Evans, 2006). Może to wynikać z uwarunkowań geologicznych, mniejszej odporności skał podłoża geologicznego Karpat Wschodnich w stosunku do granitoidów i gnejsów budujących Karpaty Południowe i Tatry Wysokie. Wykazano, że 67% cyrków ma ekspozycję swojej osi ku NE (azymut 38°), co można wiązać z dominującym układem orograficznym grzbietów zorientowanych z NW ku SE. Cyrki o ekspozycji południowej (S, SE, SW) występują jedynie w najbardziej przeobrażonych glacialnie masywach (Czarnohora, Góry Rodniańskie, Świdowiec i Góry Marmaroskie).

Typologię cyrków określono w oparciu stopień ich rozwoju (ang. *cirque grade*; Evans i Cox, 1995). Największą liczbę cyrków (58) oraz ich największe rozmiary i stopień rozwoju (*cirque grade* = 2,2) stwierdzono w Górach Rodniańskich, które zbudowane są z odpornych utworów metamorficznych (gnejsy, łupki krystaliczne), masyw ten obok Czarnohory, Gór Marmaroskich i Świdowca stanowił główny obszar koncentracji cyrków w Karpatach Wschodnich, gdzie w każdym z wymienionych masywów udokumentowano ponad 30 form, w tym także cyrków złożonych (ang. *compund cirques*), wykształconych jedynie na skłonach północnych. Bazując na relacjach pomiędzy hipsometrią masywów górskich, wysokością ELA oraz występowaniem cyrków glacialnych stwierdzono, że cyrki złożone występują jedynie tam, gdzie ELA lodowców podczas maksymalnego zlodowacenia znajdowała się co najmniej 270 m poniżej średniej wysokości grzbietów (Kłapyta i in., 2023b). W celu poznania kierunku rozwoju cyrków w czasie przeprowadzono analizę allometrii kształtów i rozmiarów cyrków (Evans, 2006). Stwierdzono występowanie allometrycznego rozwoju cyrków Karpat Wschodnich, gdzie w toku ich ewolucji geomorfologicznej długość cyrków wzrasta znacznie szybciej niż ich szerokość i wysokość (Kłapyta i in., 2023b). Jest to charakterystyczne dla obszarów o młodocianym stadium rozwoju erozyjnej rzeźby glacialnej, gdzie większość górnych krawędzi cyrków nie docięła się jeszcze do osi grzbietów górskich.

W wyniku przeprowadzonych badań wykazano istnienie rosnącego trendu ( $R^2=0,59$ ) wysokości den cyrków wzdłuż grzbietu Karpat Wschodnich z NW (1129 m n.p.m. w Połoninie Równiej) ku SE (1590 m n.p.m. w Czarnohorze i 1569 m n.p.m. w Górach Marmaroskich do 1784 m n.p.m. w Górach Kelimeńskich). Wielkość tego podnoszenia na odcinku 300 km wynosi 2,53 m/km i jest ono charakterystyczne zarówno dla cyrków występujących na skłonie północnym (2,54 m/km) jak i południowym (2,2 m/km). Silny statystyczny związek wysokości den cyrków i ELA lodowców podczas LGM ( $R^2 = 0,88$ ) wskazuje, że ogólny trend wysokości den cyrków mógł być uwarunkowany klimatycznie. Jeszcze silniejszy horyzontalny gradient wysokości den cyrków stwierdzono wzdłuż transektów W-E przecinających w poprzek łańcucha Karpat, gdzie wysokości den cyrków glacialnych podnoszą się stromo ku wschodowi od 3,7 m/km między Połoniną Równą a Gorganami, 4,2 m/km między Połoniną Krasną a Czarnohorą i 4,1 m/km pomiędzy Górami Tibles i Suhard (Kłapyta i in., 2023b). Dalej ku południowi trend ten nie jest istotny statystycznie. Występowanie takiego rozkładu

przeźrennego cyrków wskazuje jednoznacznie na wpływ zmniejszających się ku wschodowi sum opadów atmosferycznych na wysokość den cyrków. Obliczone przez nas wartości są 5-6 razy większe niż stwierdzone przez Mîndrescu i in. (2010) w Karpatach Południowych, gdzie wysokości den cyrków rośnie ku wschodowi wzdłuż osi łańcucha o 0,71 m/km w związku z redukcją sum opadów atmosferycznych.

### **CEL 3) Rozpoznanie cech wskaźnikowych osadów glacialnych w obszarach o odmiennej litologii – Artykuły 1-5;**

Rozpoznanie zasięgu lodowców w Karpatach w oparciu o relacje geomorfologiczne może być niewystarczające z powodu podobieństwa rzeźby wałów morenowych do form powstałych wskutek ruchów masowych. Problem ten był już podkreślany przez geomorfologów badających Karpaty Wschodnie w okresie międzywojennym (Sawicki, 1912; Pawłowski, 1936; Świdorski, 1938) i dotyczył szczególnie ich części zbudowanej z fliszu, tzw. Zewnętrznych Karpat Wschodnich. Podobna litologia utworów fliszowych powodowała trudności interpretacyjne w określeniu cech wskaźnikowych osadów morenowych w stosunku do osadów stokowych, aluwii i koluwiów (Świdorski, 1938). Dostrzegano jednak wyraźne różnice w obtoczeniu i wysortowaniu frakcji żwirowej między pokrywami morenowymi i fluwioglacialnymi w Czarnohorze (Miller, 1963), a także różnice w obtoczeniu i wysortowaniu osadów moren maksymalnych, dennych i recesyjnych w masywie Świdowca (Ananiew, 1981). Dotychczasowy stan poznania cech wskaźnikowych osadów glacialnych w Karpatach Wschodnich jest jednak niewystraszający, stąd przeprowadzona w toku badań analiza kształtu i obtoczenia klastów umożliwiła określenie cech teksturalnych pokryw glacialnych w obszarach zbudowanych ze skał metamorficznych, osadowych oraz wulkanicznych.

W interpretacji obróbki osadów wykorzystano **po raz pierwszy w badanym obszarze** powszechnie stosowaną w geomorfologii glacialnej analizę zmian wartości wskaźników C40 oraz RA i RWR (Benn i Ballantyne, 1994; Brook i Lukas, 2012; Lukas i in., 2013; Greń, 2016), które umożliwiają określenie historii erozji transportu i depozycji klastów. Współczynnik C40 stanowi jeden z wyznaczników typu transportu osadów w środowisku glacialnym, natomiast RA i RWR pozwalają na rozróżnienie klastów ostrokrawędzistych transportowanych supraglacialnie od okruchów skalnych, które podlegały procesom zaokrąglenia krawędzi w transporcie subglacialnym (Lukas i in., 2013). Do badań porównawczych wybrano także pokrywy reprezentujące środowisko stokowe (zwietrzliny *in situ*, pokrywy stokowe, koluwalne, osady stożków torencjalnych) i fluwialne.

**Cechy wskaźnikowe osadów morenowych wykształconych w obszarach zbudowanych z prekambryjskich skał metamorficznych** (paragnejsy, łupki mikowe, łupki serycytowo-chlorytowe) przeanalizowano na przykładzie Gór Rodniańskich (Kłapyta i in., 2021a; Supp. Data2) oraz Gór Marmaroskich (Kłapyta i in., 2023a). W toku przeprowadzonych badań wykazano różnice między morfologią zwietrzelin i osadów koluwalnych, odznaczających się dominacją klastów ostrokrawędzistych (RA = 80% i RWR = 0%) o kształtach płytkowych, spłaszczonych i wydłużonych (C40 = 80%), a osadami glacialnymi, dla których stwierdzono znaczne zaokrąglenie krawędzi (RA = 10-20% i RWR = 8%), przy niewielkiej zmianie ich pierwotnego kształtu (C40 = 50-70%). Wzrost zaokrąglenia dla klastów łupków serycytowo-chlorytowych stwierdzono na stanowiskach położonych w odległości 0,7-1,0 km od górnej krawędzi cyrku (Kłapyta i in., 2023a). Wyniki badań wskazują, że osady glacialne

wykształcone w litologii metamorficznej w Górach Rodniańskich i Marmaroskich wykazują wysoki odsetek kształtów płytkowych (wysokie wartości C40) oraz silne zaokrąglenie (niskie wartości RA). Otrzymane wyniki są zgodne z relacjami określonymi przez S. Lukasa i innych (2013), którzy uznali zaokrąglenie za dominującym wyznacznik obróbki glacialnej dla podatnych i wysoko-anizotropowych typów skał metamorficznych (łupki mikowe, paragnejsy). W Górach Rodniańskich określono także różnice w wykształceniu cech teksturalnych osadów morenowych ostatniego zlodowacenia (jednostka Pietroasa) i zlodowacenia starszego (jednostka Śesura) (Kłapyta i in., 2021a). Osady starszego zlodowacenia zawierające klasty łupków mikowych odznaczają się wyższymi wartościami C40 (80%) niż osady jednostki Pietroasa (C40 = 65%), co może być związane z bardziej zaawansowanym rozpadem mechanicznym wskutek zwietrzenia starszych pokryw morenowych. Dla moren jednostki Śesura stwierdzono także niższe wartości RA (0 - 20%, średnio 9%), i wyższe wartości RWR (6,3%), wskazujące na obecność klastów bardziej zaokrąglonych.

**Wykształcenie osadów morenowych w obszarach zbudowanych z piaskowców** fliszu przeanalizowano na przykładzie Połoniny Równiej i Borżawy (Kłapyta i in., 2022b; Supp. Data1) oraz Świdowca (Kłapyta i in., 2021b; Supp. Data1). Osady morenowe w litologii fliszowej Karpat Wschodnich charakteryzuje dominacja klastów częściowo obtoczonych (40-60%) i niezupełnie kańciastych (20-40%), a mniejszym udziałem kańciastych i obtoczonych (do 5-10%). Zastosowanie analizy granulometrycznej nie wykazało różnic frakcjonalnych między osadami glacialnymi, zwietrzeliną, pokrywami stokowymi i osuwiskowymi (Kłapyta i in., 2022b; Supp. Data1). Piaskowce odznaczają się znaczną podatnością na proces abrazji lodowcowej w stosunku do skał krystalicznych, jednak w osadach morenowych zbudowanych z tych skał nie stwierdzono bardzo niskich wartości wskaźnika C40, które powinny charakteryzować formy dojrzałe sferoidalne i izometryczne, powstające wskutek abrazji. Brak form sferoidalnych w obróbce klastów piaskowcowych można wytłumaczyć najprawdopodobniej procesem ciągłego pęknięcia okruchów, który powszechnie zachodzi wraz z transportem i abrazją glacialną (Lukas i in., 2013). W masywie Świdowca zbudowanym z późno-kredowo i paleogeńskich piaskowców z Urda oraz w masywach Połoniny Równiej i Borżawy zbudowanych z późno-kredowych piaskowców czarnogołowskich, stwierdzono wyraźne różnice teksturalne między osadami glacialnymi oraz osadami środowiska fluwialnego i stokowego. Dotyczą one podobnie jak w przypadku litologii metamorficznej różnic w obtoczeniu (indeks RA). Stwierdzono wyraźny wzrost zaokrąglenia klastów między stanowiskami położonymi w cyrkach (RA = 50-72%; średnio 60%) a morenami końcowymi (RA = 8-25%, średnio 19%), położonymi 0,7-1 km niżej, ale bez wyraźnej zależności od długości transportu. Dowody obróbki klastów stwierdzono już w odległości ~250–300 m od górnej krawędzi cyrku, co jest zgodne z minimalnym dystansem obróbki klastów w transporcie subglacialnym (Kjær, 1999; Greń, 2016). W oparciu o połączone wyniki analiz kształtu i obtoczenia klastów zaproponowano model ewolucji transportu i depozycji klastów (ang. *debris cascade*) w małej zlodowaczonej zlewni fliszowej (Kłapyta i in., 2022b).

**Osady glacialne w obszarach o litologii wulkanicznej** przeanalizowano w Górach Kelimeńskich zbudowanych z neogeńskich andezytów (Kłapyta i in., 2022a; Supp. Data1), które z racji średniej odporności nie sprzyjają rozwojowi i zachowaniu form glacialnych. W pracy P. Kłapyta i in., (2022a) stwierdziliśmy, że morfologia andezytowych klastów morenowych nie różni się znacząco od pozostałych badanych litologii (RA = 2-15,7%; średnio 10,6%, C40 = 33-

74,5%). Na podstawie przeprowadzonych badań stwierdzono, że inicjalna znaczna kanciastość okruchów może zostać znacząco zredukowana w efekcie aktywnej obróbki podczas transportu subglacjalnego, na dystansie ok. 0,5-1 km. Wynik ten wpisują się w zależności stwierdzone przez O. Humluma (1981, 1985) dla lodowców Islandii, gdzie minimalna odległości transportu dla obróbki klastów andezytowych szacowana była na 0,5 km.

Wyniki analiz sedymentologicznych przeprowadzonych w wybranych obszarach testowych Karpat Wschodnich różniących się budową geologiczną wykazały, że głównym wyznacznikiem cech morfologii klastów morenowych jest wskaźnik zaokrąglenia (RA), pozwalający na odróżnienie moren od osadów stokowych i fluwialnych. Wskaźnik kształtu (C40) nie wykazuje istotnych różnic w środowisku glacialnym i ekstraglacialnym, gdzie dla wszystkich badanych litologii przeważał kształt płytkowy i spłaszczony. Stwierdzone zależności dowiadują do modelu kaskady rumowiska w obszarach zlodowaconych zbudowanych z silnie anizotropowych skał (tzw. zlewnie typu II; Lukas i in., 2013), gdzie początkowa znaczna kanciastość klastów jest zmniejszana w wyniku obróbki subglacjalnej i fluwialnej przy niewielkiej zmianie kształtu. Relacje te zostały potwierdzone w badaniach osadów w masywie Babiej Góry (Kłapyta, 2020), nie wchodzących w skład osiągnięcia habilitacyjnego.

#### **CEL 4) Określenie wysokości linii równowagi bilansowej (ELA) paleolodowców, regionalnego trendu ELA i określenie przyczyn jej przestrzennego zróżnicowania w kontekście aktywności regionalnej cyrkulacji atmosferycznej podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia w Karpatach i w Europie Środkowo-Wschodniej – Artykuły 1-6;**

Zasadniczym celem rekonstrukcji zasięgu i geometrii lodowców w Karpatach Wschodnich było określenie wysokości ich linii równowagi bilansowej (ELA), która stanowi ważny wskaźnik regionalnych warunków paleoklimatycznych. Cel ten wpisuje w ważny problem dotychczasowych badań paleogeograficznych w Karpatach, związany z rekonstrukcją trendu zmian wysokości plejstocenijskiej granicy wieloletniego śniegu wzdłuż kontynentu europejskiego (Partsch, 1882, 1904; Penck i Brückner, 1901/1909; de Martonne, 1902; Allen i in., 2008; Heyman i in., 2013). W odróżnieniu od starszych publikacji (Romer, 1905, Sawicki, 1911; Pawłowski, 1915, Miller, 1963), w których bazowano na prostych relacjach hipsometrycznych w kalkulacji ELA (metody: Höfera THAR, Kurowskiego) wykorzystałem **najbardziej zaawansowaną obecnie metodę** uwzględniającą pionowy rozkład powierzchni lodowca i współczynnik bilansu masy (ang. *area-altitude balance ratio*, AABR; (Osmaston, 2005; Rea, 2009), za który przyjęto wartość 1,6. Dodatkowo w celu porównania z innymi badaniami obliczono ELA także z użyciem metod AAR (ang. *accumulation area ratio*), AABR 1,0 (metoda Kurowskiego) oraz skalowanego powierzchnią lodowca współczynnika powierzchni akumulacji (ang. *size-specific AAR*; ssAAR; Kern i László (2010).

Uzyskane wyniki (Kłapyta i in., 2023b) wskazują że średnia AABR 1,6 ELA w Karpatach Wschodnich wynosiła  $1546 \pm 169$  m. Stwierdzono wyraźny ( $R^2=0,68$ ) trend podnoszący wzdłuż grzbietu Karpat Wschodnich z NW (Połonina Równa - 1289 m n.p.m.) ku SE o 580 m (Czarnohora - 1516 m n.p.m., Góry Kelimeńskie - 1896 m n.p.m.) w odpowiedzi na wzrost temperatury ku S i zmniejszanie się sum opadów w kierunku E. Wielkość tego podnoszenia na odcinku 300 km wynosi 2,4 m/km i jest ono porównywalne dla lodowców, które występowały na skłonie północnym (2,4 m/km) i południowym (2,5 m/km). Analizując rozkład przestrzenny ELA w Karpatach Ukraińskich wykazaliśmy istotne statystycznie horyzontalne gradienty podnoszenia ELA ku wschodowi o 2,1–3,4 m/km, dowiadujące do trendu podnoszenia cyrków

glacialnych (patrz Cel 2). Najniższa pozycja LGM ELA stwierdzona w NW części Karpat ukraińskich (Kłapyta i in., 2022b), powodowała, że czoła lodowców w masywie Połoniny Równej sięgały tam najniżej w całym Karpatach do 860 m n.p.m. W publikacji P. Kłapyta i in., (2022a) w Górach Kelimeńskich stwierdziliśmy zaś jedne z najwyższych wartości LGM ELA w Karpatach (1740-1870 m n.p.m.) oraz jedne z najwyższej położonych czoł lodowców podczas LGM, które sięgały do 1650–1750 m. n.p.m.

W celu porównania rozkładu przestrzennego ELA podczas LGM do warunków współczesnych w publikacji P. Kłapyta i in., (2023b) obliczono wysokość współczesnej, klimatycznej linii równowagi bilansowej (tpELA), której pozycja jest pochodną średniej temperatury lata i opadów w ciągu roku (Žebre i in., 2020). Uzyskane wyniki (Kłapyta i in., 2023a) wskazują, że rozkład tpELA w badanym obszarze naśladuje zarówno rozkład przestrzenny jaki i horyzontalny gradient ELA (2,4 m/km) podczas maksimum ostatniego glacjału. Dlatego na podstawie analogii do dzisiejszego klimatu możemy wnioskować, że silne wymuszanie orograficzne opadów w Karpatach Wschodnich podczas LGM był generowany ze względu na przeważające wiatry z W i NW, co miało decydujący wpływ na ELA podczas LGM.

Otrzymane kalkulacje położenia ELA podczas LGM w Karpatach Wschodnich z zastosowaniem współczesnych metod potwierdziły sugerowaną w starszej literaturze wyjątkowo niską pozycję ELA w ukraińskich Karpatach (1289–1352 m n.p.m.) w porównaniu z Tatrami (1580 m n.p.m.; Zasadni i in., 2018). Wykazaliśmy, że mogło to być wynikiem:

- 1) podobnego jak obecnie rozmieszczenia opadów w Karpatach Wschodnich z przeważającym kierunkiem transportu wilgoci z N i NW powodującym indukowane orograficznie zwiększone sumy opadów, szczególnie w sezonie letnim na dowietrznym skłonie gór. W suchym i bardziej wietrznym klimacie lodowcowym efekt wymuszenia orograficznego rekompensował znacznie niższą podaż wilgoci niż obecnie (Pinto i Ludwig, 2020; Karger i in., 2017).
- 2) silniejszego ochłodzenia w sezonie zimowym w bardziej kontynentalnej części Europy, które pozwoliło na utrzymanie bilansu masy lodowców przy podobnych lub nawet niższych wartościach opadów niż w Karpatach Zachodnich.

Uzyskane wyniki zaprzeczają wcześniejszym poglądom (de Martonne, 1902; Romer, 1905; Sawicki, 1912, Gheorghiu, 2012) sugerującym, że kierunek głównej cyrkulacji atmosferycznej podczas LGM w Karpatach wiązał się z dominacją katabatycznych, wilgotnych wiatrów z NE i E i zasadniczo różnił się od dzisiejszego. Otrzymane wyniki kwestionują także koncepcję dominacji południowej cyrkulacji atmosferycznej i transport wilgoci z obszaru śródziemnomorskiego sugerowanego w Karpatach przez analogię do Alp.

Uzyskane wyniki wpisują się w najnowsze wyniki modelowań paleoklimatycznych (Pinto i Ludwig, 2020; Ludwig i in., 2020, 2021) i pośrednich danych klimatycznych opartych na zapisie form eolicznych i lessowych w Europie Środkowej (Różycki, 1967; Bradák, 2009; Sebe i in., 2011; Lehmkuhl i in., 2021). Wskazują one że Karpaty podczas LGM były w lecie pod wpływem adwekcji wilgotnych mas powietrza z W i NW z obszaru Niziny Panońskiej i Niżu Europejskiego a zimą suchych i zimnych wiatrów z sektora wschodniego. Relacje te wskazują, że podczas najchłodniejszego etapu ostatniego zlodowacenia kierunek regionalnej cyrkulacji atmosferycznej był podobny do współczesnej, a jej dynamika znacznie większa.

**CEL 5) Kwantyfikacja wpływu lokalnych warunków topoklimatycznych (przewiewania śniegu i zasilana lawinowego) na wysokość ELA lodowców w warunkach zlodowacenia marginalnego – Artykuły 3, 4, 5 i 6;**

Rekonstrukcja lodowców oraz ich linii równowagi bilansowej (ELA) dostarcza cennych informacji o elementach klimatu takich jak średnia temperatura lata oraz roczne sumy opadów na poziomie ELA (Ohmura i Boettcher, 2018; Kerschner i in., 2000). Niemniej jednak, oszacowanie położenia ELA na podstawie cech hipsometrycznych dawnych lodowców jest obarczone wpływem lokalnych warunków topoklimatycznych, takich jak zacienienie, przewiewanie śniegu z otaczających lodowiec niezlodowaconych stoków i grzbietów oraz lawin śnieżnych, które mogą znacząco wpływać na bilans masy lodowców (Mitchell, 1996; Coleman i in., 2009; Benn i Lehmkuhl, 2000; Benn i Ballantyne, 2005). Wpływ tych czynników jest szczególnie istotny dla małych (<5 km<sup>2</sup>) i bardzo małych (<0,5 km<sup>2</sup>) lodowców cyrkowych, które dominowały podczas LGM w Karpatach (Pawłowski, 1936; Urdea i in., 2004), a także w niższych masywach górskich Europy takich jak Szumawa (Mentlik i in., 2013) czy Sudety (Traczyk, 2004; Engel i in., 2014). Najmniejsze powierzchniowo lodowce stanowią współcześnie ~80–90% liczby wszystkich lodowców w niskich i średnich szerokościach geograficznych (Pfeffer i in., 2014; Huss i Fischer, 2016). Powstanie i funkcjonowanie tych lodowców jest w wielu sytuacjach całkowicie kontrolowane przez lokalne warunki topoklimatyczne (Benn i Lehmkuhl, 2000). Jednocześnie kalkulacja położenia ELA bez uwzględnienia wpływu tych czynników znacząco niedoszacowuje położenie regionalnej ELA (Dahl i Nesje, 1992; Whalley, 2009), stąd też wnioski paleoklimatyczne bazujące na rekonstrukcji małych lodowców mogą być obciążone znacznymi błędami. W dotychczasowej literaturze ilościowe oszacowanie wpływu czynników topoklimatycznych na wysokość ELA było rzadko podejmowane (Benn i Ballantyne, 2005; Carr i Coleman, 2007), z tego względu przeprowadzona w ramach moich badań kwantyfikacja wpływu lokalnych warunków topoklimatycznych na wysokość ELA w warunkach zlodowacenia marginalnego jest ważna z geomorfologicznego i paleoklimatycznego punktu widzenia dla właściwego zrozumienia i rekonstrukcji dynamiki lodowców.

Problem ten przeanalizowano na przykładzie marginalnie zlodowaconych masywów w Karpat Wschodnich, które były bliskie progu zlodowacenia podczas LGM: Gór Kelimeńskich i Gurghiu; (Kłapyta i in., 2022a), Gór Marmaroskich (Kłapyta i in., 2023a) oraz Połoniny Równiej i Borżawa (Kłapyta i in., 2022b).

**Po raz pierwszy w Karpatach zastosowano podejścia metodyczne wypracowane w górach Szkocji i Walii**, gdzie podczas ostatniego zlodowacenia procesy przewiewania śniegu i lawiny miały ważną rolę jako dodatkowe źródło zasilania lodowców (Sissons i Sutherland, 1976; Mitchell, 1996; Benn i Ballantyne, 2005; Coleman i in., 2009). W kalkulacji ELA uwzględniono dodatkowy obszar dostawy śniegu (ang. *snow contribution area*; Mitchell, 1996; Benn i Ballantyne, 2005), na który składa się obszar przewiewania śniegu (ang. *snowblow area*), obejmujący teren położony powyżej AABR 1,6 ELA, nachylony w stronę lodowca i przeciwstoki o nachyleniach do 10° (Sissons i Sutherland, 1976; Coleman i in., 2009) oraz obszar lawinowy (ang. *avalanche area*), definiowany jako stoki w otoczeniu lodowca nachylone powyżej 20° (Sissons i Sutherland, 1976). Jako miarę wpływu dodatkowego zasilania na bilans masy lodowca przyjęto współczynniki przewiewania (ang. *snowblow factor*) i lawinowy (ang. *avalanche factor*), bazujące na stosunku powierzchni obszarów przewiewania i lawinowych do całkowitej powierzchni lodowca.

Jednym z efektów przeprowadzonych badań było wykazanie znaczącego wpływu dodatkowego obszaru dostawy śniegu na bilans masy i ELA lodowców w Karpat Wschodnich. Kwantyfikacja wpływu lokalnych warunków topoklimatycznych przedstawiona dla wszystkich zrekonstruowanych lodowców (Kłapyta i in., 2023b) dowodzi, że prawie 30 % lodowców Karpat Wschodnich było całkowicie kontrolowanych przez lokalne warunki topoklimatyczne.



Wykazano, że warunki bliskie progu zlodowacenia podczas LGM panowały w górach: Gurghiu, Kelimeńskich, Czywczyńskich, Hryniawskich, Połoninie Równiej i Borzawie, gdzie obszar dodatkowej dostawy śniegu na lodowce był wielokrotnie (5-12) większy niż powierzchnia lodowców. Największe wartości stwierdzono dla paleolodowca Bradul Ciont w Górach Kelimeńskich (Kłapyta i in., 2022a), gdzie obszar dodatkowej dostawy śniegu był nawet 14-krotnie większy od powierzchni lodowca. Warto podkreślić, że wartości większe od 10 są charakterystyczne dla paleolodowców silnie uwarunkowanych lokalną topografią. C.G. Coleman i in., (2009) stwierdzili takie zależności dla zasilanych z rozległych spłaszczeń grzbietowych lodowców stadiału Loch Lomind w górach Brecon Beacons w Walii.

W wyniku badań stwierdzono, że w przypadku Karpat Wschodnich kluczową rolę odgrywało dodatkowe zasilanie lodowców w skutek przewiewania śniegu z rozległych, mało nachylonych (5-10°) grzbietowych spłaszczeń denudacyjnych (Kłapyta i in., 2022b) oraz skłonów kalder wulkanicznych (Kłapyta i in., 2022a), a w przypadku Borzawy także lawin śnieżnych (Kłapyta i in., 2022b). W efekcie uwzględnienia dodatkowej dostawy śniegu rekonstruowana wysokość ELA indywidualnych lodowców była wyższa średnio od 25 do 150 m, co odpowiadało od 1,8 do 53% wysokości lodowca (średnio  $17 \pm 12\%$ ). Otrzymane wartości są wyższe niż dla rekonstruowanych lodowców w Szkocji (Benn i Ballantyne, 2005; Coleman i in., 2009), gdzie stwierdzono podniesienie ELA o 8% wysokości lodowca. Warto podkreślić, że w przypadku małych (<5 km<sup>2</sup>) i bardzo małych (<0,5 km<sup>2</sup>) lodowców nieuwzględnienie wpływu dodatkowego zasilania może znacząco wpłynąć na wysokość rekonstruowanej ELA i na wyniki interpretacji paleoklimatycznych. Powoduje to konieczność korekty wysokości ELA w sytuacjach gdzie obszar dodatkowej dostawy śniegu w skutek przewiewania bądź procesów lawinowych jest większy od powierzchni rekonstruowanego lodowca. Wykazano także (Kłapyta i in. 2022a), że dla małych lodowców, które nie były otoczone przez spłaszczone grzbiety współczynnik przewiewania był mniejszy niż 1, stąd otrzymane różnice (ok. 5% wysokości lodowca) nie są istotne w kalkulacji wysokości ELA.

Dodatkowym, metodycznym aspektem tych badań było wykazanie że kalkulacja linii równowagi bilansowej małych lodowców powinna być przeprowadzana z uwzględnieniem korekty uwzględniającej dodatkowy obszar zasilania tzw. scaELA (ang. *snow contribution area ELA*) w odróżnieniu do tradycyjnie stosowanej metody AABR ELA, bazującej wyłącznie na hipsometrii powierzchni lodowca.

#### **CEL 6) Poznanie ilościowego aspektu rozwoju rzeźby glacialnej w zależności od wysokości ELA i lokalnej topografii – Artykuły: 2, 4 i 6;**

Kompletna inwentaryzacja rozmieszczenia i morfometrii form glacialnych w Karpatach Wschodnich pozwoliła na określenie ogólnych prawidłowości dotyczących ewolucji rzeźby glacialnej oraz ilościowych wskaźników opisujących wpływ plejstoceńskiej morfogenezy glacialnej na rozwój rzeźby. Podejście to opierało się na relacji między wysokością ELA a średnią wysokością grzbietu ograniczającego zlodowacone zlewnie, które wyraża wskaźnik  $\Delta$ ridge-ELA. Wskaźnik ten ma uniwersalne zastosowanie dając ilościową miarę stopnia zlodowacenia, wymaga jednak rekonstrukcji wszystkich lodowców istniejących w danym masywie w warunkach pełnego zlodowacenia. W publikacji P. Kłapyta i in. (2022b) stwierdzono, że w miarę rozwoju zlodowacenia rośnie  $\Delta$ ridge-ELA, zmniejsza się asymetria zlodowacenia i obserwuje się wyższy stopień rozwoju cyrków glacialnych. W publikacjach P. Kłapyta i in. (2021b, 2022b, 2023b) wykazaliśmy, że **zlodowacenie w Karpatach Wschodnich mogło być zainicjowane w masywach które wznosiły się co najmniej 100 m powyżej ELA.**

Analizując wzajemnie relacje między wysokością ELA a hipsometrią zlodowaconych masywów górskich w Karpatach Wschodnich wyróżniono trzy stopnie rozwoju rzeźby glacialnej (ang. *glaciation grade*, glG; (Kłapyta i in., 2032b):

- 1) najniższy (marginalny) stopień rozwoju zlodowacenia (glG 1), gdzie  $\Delta\text{ridge-ELA} \sim 100\text{-}220$  m. Stopień ten odznacza się obecnością lodowców cyrkowych wyłącznie na predysponowanych klimatycznie skłonach N i NE, pełną asymetrią zlodowacenia ( $gA = 1$ ) oraz marginalnie (Cg 5) i słabo wykształconymi (Cg 4) typami cyrków glacialnych. Analizując marginalny rozwój zlodowacenia obecny w dziesięciu masywach Karpat Wschodnich wyróżniliśmy marginalny stopień rozwoju zlodowacenia który jest całkowicie predysponowany lokalnymi warunkami topoklimatycznymi (glG 1A;  $\Delta\text{ridge-ELA} \sim 100$  m) oraz częściowo warunkowany przez te czynniki (glG 1B), gdzie  $\Delta\text{ridge-ELA} = 100\text{-}220$  m.
- 2) pośredni stopień rozwoju zlodowacenia (glG 2), gdzie  $\Delta\text{ridge-ELA} = 220\text{-}300$  m. Stopień ten został wyróżniony w oparciu o obecność lodowców cyrkowych i dolinnych wyłącznie na skłonach N i NE oraz małych lodowców cyrkowych na skłonie południowym. Asymetria zlodowacenia jest wysoka ( $gA 0,7$ ), a cyrki z przewagą typu 3 (pewne, ang. *definite*). W ramach tego stopnia rozwoju zlodowacenia wyróżniano w oparciu o typ rozwoju cyrków dwa podtypy: glG 2a z obecnością wyłącznie cyrków prostych oraz glG 2b z obecnością cyrków złożonych (piętrowych).
- 3) wysoki stopień rozwoju zlodowacenia ( $\Delta\text{ridge-ELA} > 300$  m) charakteryzuje się obecnością lodowców dolinnych na obu skłonach masywu, przy niskiej wartości asymetrii ( $gA 0,3$ ), dobrze rozwiniętych cyrkach (Cg 3) zdominowanych przez cyrki piętrowe na skłonie N. W badanym obszarze stopień ten stwierdzono jedynie w Czarnohorze, gdzie udokumentowano największy całkowity obszar zlodowacenia ( $51,6 \text{ km}^2$ ) w Karpatach Wschodnich oraz największe lodowce (średnia powierzchnia  $2,51 \text{ km}^2$ ) (Kłapyta i in., 2022b).

Dodatkowo w Karpatach Wschodnich określono poziom plejstoceńskiego zlodowacenia (ang. *Pleistocene glaciation level*; PGL), który określa minimalną wysokość masywu górskiego niezbędną dla zainicjowania zlodowacenia. Stwierdzono (Kłapyta i in. 2023b), że średnia wysokość PGL wynosiła  $1706 \text{ m n.p.m.}$  i wykazywała wyraźny wzrost wzdłuż osi tego łańcucha górskiego od  $1392 \text{ m n.p.m.}$  (Połonina Równa) do  $1964 \text{ m n.p.m.}$  (Góry Kelimeńskie). Wykazano że horyzontalny gradient PGL wykazuje silny trend podnoszenia ku SE o  $1,9 \text{ m/km}$  ( $r^2 = 0,68$ ), który koresponduje ze stwierdzonymi kierunkami podnoszenia ELA oraz wysokości den cyrków glacialnych.

#### 4.4. Podsumowanie

Publikacje prezentowane jako osiągnięcie naukowe dostarczają szeregu nowych informacji na temat geomorfologii glacialnej Karpat Wschodnich oraz warunków funkcjonowania zlodowacenia górskiego podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia w Europie Środkowo-Wschodniej. Ważnym aspektem omawianego cyklu prac jest również ich aspekt metodyczny polegający na kartowaniu form i osadów glacialnych w oparciu o kombinację metod geomorfologicznych i sedymentologicznych wraz z analizą danych teledetekcyjnych oraz datowaniem względnego wieku form metodą młotka Schmidta. Istotnym aspektem metodycznym było także opracowanie ilościowego podejścia do określenia etapów rozwoju rzeźby glacialnej w oparciu o związek między pozycją ELA a hipsometrią zlodowaconego masywu górskiego. Opublikowane wyniki znalazły się już w

międzynawowym obiegu naukowym, czego wyrazem są cytowania (WoS: 29, Scopus: 31, Google Scholar: 41).

Za najważniejsze wyniki uzyskane w omawianym cyklu prac uważam:

1. Opracowanie pierwszej kompletnej inwentaryzacji plejstocenijskiego zlodowacenia w Karpatach Wschodnich, obejmującą dokumentację zasięgu form i osadów glacialnych oraz rozmieszczenia 147 paleolodowców podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) w 14 masywach górskich.
2. Opracowane charakterystyki morfometrycznej i typologii cyrków glacialnych (n=214) w Karpatach Wschodnich oraz określenie kierunku ich rozwoju w czasie w oparciu o analizę allometrii kształtów i rozmiarów cyrków. Wykazanie uwarunkowań orograficznych i klimatycznych w rozmieszczeniu cyrków glacialnych w Karpatach Wschodnich.
3. Rozpoznanie i udokumentowanie form i osadów morenowych z ostatniego zlodowacenia i pokryw pochodzących ze starszych zlodowaceń oraz określenie cech wskaźnikowych służących do ich wyróżniania w obszarach o odmiennej litologii (skały metamorficzne, utwory fliszowe, skały wulkaniczne). Wykazanie w oparciu o analizę cech morfologii klastów kryteriów pozwalający na odróżnienie osadów glacialnych od osadów stokowych i fluwialnych.
4. Określenie wysokości linii równowagi bilansowej (ELA) dla wszystkich zrekonstruowanych lodowców w oparciu o najbardziej zaawansowaną obecnie metodę współczynnika bilansu masy (AABR). Wykazanie przestrzennych trendów wysokości ELA oraz określenie przyczyn jej przestrzennego zróżnicowania w kontekście aktywności regionalnej cyrkulacji atmosferycznej podczas kulminacji ostatniego zlodowacenia.
5. Określenie współczesnej wysokości klimatycznej granicy śniegu (tpELA) w Karpatach i porównanie jej z warunkami podczas LGM. Wykazanie, podobieństw i różnic między cechami regionalnej cyrkulacji atmosferycznej podczas najchłodniejszego etapu ostatniego zlodowacenia a warunkami współczesnymi.
7. Kwantyfikacja wpływu lokalnych warunków topoklimatycznych (przewiewania śniegu i zasilania lawinowego) na wysokość ELA lodowców cyrkowych w warunkach zlodowacenia marginalnego. Wykazanie znaczącego wpływu dodatkowego obszaru dostawy śniegu na bilans masy i wysokość ELA lodowców w Karpatach Wschodnich. Stwierdzenie zasadności stosowania korekty uwzględniającej dodatkowy obszar zasilania (scaELA) w kalkulacji ELA.
8. Opracowanie modelu ewolucji górskiej rzeźby glacialnej Karpat Wschodnich oraz ilościowych wskaźników opisujących wpływ plejstocenijskiej morfogenezy glacialnej na rozwój rzeźby.

**Za najważniejszą publikację wchodzącą w skład cyklu osiągnięć naukowych uważam opracowanie syntetyzujące wyniki badań (Kłapyta i in., 2023b), które zawiera bazę danych wszystkich cyrków glacialnych i zrekonstruowanych lodowców wraz z plikami shp. i kmz., która może stanowić przykład integralnego podejścia do odtworzenia ewolucji obszarów górskich w warunkach morfogenezy glacialnej.**

## Literatura

- Allen R., Siegert M., Payne A.J., 2008. Reconstructing glacier based climates of LGM Europe and Russia—Part 2: a dataset of LGM precipitation/temperature relations derived from degree-day modelling of paleo glaciers. *Climate of the Past* 4, 249–263.
- Alley R.B., Cuffey K.M., Zoet L.K., 2019. Glacial erosion: status and outlook. *Annals of Glaciology* 1–13. <https://doi.org/10.1017/aog.2019.38>
- Ananov G.S., (red.), 1981. Geomorfologiya osevoj zony Vostochnykh Karpat. Izd. Moskovskogo Universiteta, Moskva, 130.
- Ballantyne C.K., 2007. Loch Lomond Stadial glaciers in North Harris, Outer Hebrides, north-west Scotland: glacier reconstruction and palaeoclimatic implications. *Quat. Sci. Rev.* 26, 25–28, 3134–3149.
- Barr I.D., Lovell H., 2014. A review of topographic controls on moraine distribution. *Geomorphology* 226, 44–64. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.07.030>.
- Barr I.D., Spagnolo M., 2015. Glacial cirques as palaeoenvironmental indicators: their potential and limitations. *Earth Sci. Rev.* 151, 48–78. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.10.004>.
- Benn D.I., Ballantyne C.K., 1994. Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the covariance of clast form indices. *Sediment. Geol.* 91, 215–227. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90130-9](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90130-9).
- Benn D.I., Ballantyne C.K., 2005. Palaeoclimatic reconstruction from Loch Lomond Readvance glaciers in the West Drumochter Hills, Scotland. *J. Quat. Sci.* 20 (6), 577–592. doi: 10.1002/(ISSN)1099-141710.1002/jqs.v20:610.1002/jqs.925
- Benn D.I., Evans D.J.A., 2010. *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, London.
- Benn D.I., Lehmkuhl F., 2000. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments. *Quat. Int.* 65 (66), 15–29. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00034-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00034-8).
- Bartlein P. J., i in., 2011. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: A global synthesis, *Clim. Dyn.*, 37, 775–802.
- Bradák, B., 2009. Application of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) for the determination of paleo-wind directions and paleo-environment during the accumulation period of Bag Tephra, Hungary. *Quat. Int.* 198, 77–84.
- Braconnot P.S.P. Harrison M. Kageyama P.J. Bartlein V. Masson-Delmotte A. Abe Ouchi B. Otto-Bliesner B., Zhao Y., 2012. Evaluation of climate models using paleoclimate data, *Nat. Clim. Change*, 2, 417–424, doi:10.1038/nclimate1456.

- Brook M.S., Lukas S., 2012. A revised approach to discriminating sediment transport histories in glacial sediments in a temperate alpine environment: a case study from Fox Glacier, New Zealand. *Earth Surf. Process. Landf.* 37 (8), 895–900. <https://doi.org/10.1002/esp.3250>
- Carr S., Coleman C., 2007. An improved technique for the reconstruction of former glacier mass balance and dynamics. *Geomorphology* 92 (1–2), 76–90.
- Clark P.U., Dyke A.S., Shakun J.D., Carlson A.E., Clark J., Wohlfarth B., Mitrovica J.X., Hostetler S.W., McCabe A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325 (5941), 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>.
- Cleator S.F., Harrison S.P., Nichols N.K., Prentice I.C., Roulstone I., 2020. A new multivariable benchmark for Last Glacial Maximum climate simulations. *Clim. Past*, 16, 699–712, <https://doi.org/10.5194/cp-16-699-2020>
- Coleman C.G., Carr S.J., Parker A.G., 2009. Modelling topoclimatic controls on palaeoglaciers: implications for inferring palaeoclimate from geomorphic evidence. *Quat. Sci. Rev.* 28, 249–259. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.016>.
- Constantin S., Bojar A.M., Lauritzen S.E., Lundberg J. 2007. Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: a speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 243, 322–338.
- Cuffey K., Paterson W.S.B., 2010. *The Physics of Glaciers*, third ed. Elsevier, Burlington.
- Dahl S.O., Nesje A., 1992. Equilibrium-line altitude depressions of reconstructed Younger Dryas and Holocene in Fosdalen, inner Nordfjord, western Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 72, 206–216.
- De Martonne E., 1902. Remarques sur le climat de la période glaciaire dans les Karpates méridionales. *Bull. Soc. Géol. de Fr.*, 4, 2, 330–332.
- Drăgușin V., Staubwasser M., Hoffmann D.L., Ersek V., Onac B.P., Veres D., 2014. Constraining Holocene hydrological changes in the Carpathian-Balkan region using speleothem  $\delta^{18}O$  and pollen-based temperature reconstructions. *Climate of the Past* 10, 381–427
- Egholm D.L., Nielsen S.B., Pedersen V.K., Lesemann J.E., 2009. Glacial effects limiting mountain height. *Nature*, 460: 884–887. <https://doi.org/10.1038/nature08263>
- Engel Z., Braucher R., Traczyk A., Laetitia L., AsterTeam, 2014.  $^{10}Be$  exposure age chronology of the last glaciation in the Krkonoše Mountains, Central Europe. *Geomorphology* 206 107–121.
- Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Minár J., L'éanni L., 2015. Geomorphological evidence and  $^{10}Be$  exposure ages for the Last Glacial Maximum and deglaciation of the Velká and Malá Studená dolina valleys in the High Tatra Mountains, central Europe. *Quat. Sci. Rev.* 124, 106–123. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.015>.

- Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Křížek M., Pluhačková M., Arnold M., Aumaître G., Bourles D., Keddadouche K., 2017. 10 Be exposure age chronology of the last glaciation of the Roháčská Valley in the Western Tatra Mountains, central Europe. *Geomorphology* 293, 130–142. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.05.012>.
- Evans, I.S., 1977. World-wide variations in the direction and concentration of cirque and glacier aspects. *Geografiska Annaler* 59A, 151–175
- Evans I.S., 2006. Allometric development of glacial cirque form: geological, relief and regional effects on the cirques of Wales. *Geomorphology* 80, 245–266. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.02.013.
- Evans I.S., 2021. Glaciers, rock avalanches and the ‘buzzsaw’ in cirque development: why mountain cirques are of mainly glacial origin. *Earth Surf. Process. Landf.* 46 (1), 24–46. <https://doi.org/10.1002/esp.4810>.
- Evans I.S., Cox N.J., 1995. The form of glacial cirques in the English Lake District, Cumbria. *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 39, 175–202.
- Gheorghiu D., 2012. Testing Climate Synchronicity since the Last Glacial Maximum between Scotland and Romania. PhD thesis, University of Glasgow, Glasgow
- Greń K., 2016. Wpływ środowiska glacialnego na obróbkę ziaren osadów gruboklastycznych budujących moreny czołowe na przykładzie Lodowca Waldemara (NW Spitsbergen). *Prace i Studia Geograficzne* 61 (2), 7–24.
- Heyman B.M., Heyman J., Fickert T., Harbor J.M., 2013. Palaeo-climate of the central European uplands during the last glacial maximum based on glacier mass-balance modelling. *Quat. Res.* 79, 49–54. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.09.005>
- Hughes P.D., Woodward J.C., van Calsteren P.C., Thomas L.E., 2011. The glacial history of the Dinaric Alps. *Montenegro. Quat. Sci. Rev.* 30 (23-24), 3393–3412.
- Humlum O. 1981. Observations on debris in the basal transport zone of Myrdalsjökull, Iceland. *Annals of Glaciology*, Vol. 2, p. 71–77 <https://doi.org/10.3189/172756481794352469>.
- Humlum 1985 Changes in texture and fabric of particles in glacial traction with distance from source, Myrdalsjökull, Iceland. *Journal of Glaciology*, 31, 8, 150–156 <https://doi.org/10.3189/S0022143000006390>
- Huss M., Fischer M., 2016. Sensitivity of very small glaciers in the Swiss Alps to future climate change. *Front. Earth Sci.* 4, 34. <https://doi.org/10.3389/feart.2016.00034>.
- Ivy-Ochs S., Kober F., 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Eiszeitalter und Gegenwart Quat. Sci.*, J. 57 (1-2), 157-189.
- Karger D.N., Conrad O., Böhner J., Kawohl T., Kreft, H., Soria-Auza R.W., Zimmermann N.E., Linder H.P., Kessler M., 2017. Climatologies at high resolution for the earth’s land surface areas. *Sci. Data* 4, 170122. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.122>

- Kageyama M., Harrison S.P., Kapsch M.L., Lofverstrom M., Lora J.M., Mikolajewicz U., Sherriff-Tadano S., Vadsaria T., Abe-Ouchi A., Bouttes N., Chandan D., Gregoire L.J., Ivanovic R.F., Izumi K., LeGrande A.N., Lhardy F., Lohmann G., Morozova P.A., Ohgaito R., Paul A., Peltier W.R., Poulsen C.J., Quiquet A., Roche D.M., Shi X., Tierney J.E., Valdes P. J., Volodin E., Zhu J., 2021. The PMIP4 Last Glacial Maximum experiments: preliminary results and comparison with the PMIP3 simulations, *Climate of the Past*, 17, 1065–1089, <https://doi.org/10.5194/cp-17-1065-2021>.
- Kern Z., László P., 2010. Size specific steady-state accumulation-area ratio: an improvement for equilibrium-line estimation of small palaeoglaciers. *Quat. Sci. Rev.* 29 (19–20), 2781–2787. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.06.033>.
- Kerschner H., Kaser G., Sailer R., 2000. Alpine Younger Dryas glaciers as palaeoprecipitation gauges. *Annales of Glaciology* 31, 80–84.
- Kirkbride M.P., Winkler S., 2012. Correlation of late Quaternary glacier chronologies: impact of climate variability, glacier response, and chronological resolution. *Quat. Sci. Rev.* 46, 1–29.
- Kjær K.H., 1999. Mode of subglacial transport deduced from till properties, Myrdalsjökull, Iceland. *Sediment. Geol.* 128 (3–4), 271–292. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00074-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00074-3).
- Klapyta P., 2013. Application of Schmidt hammer relative age dating to Late Pleistocene moraines and rock glaciers in the Western Tatra Mountains, Slovakia. *Catena* 111, 104–121. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.07.004>
- Křížek M., Mida P., 2013. The influence of aspect and altitude on the size, shape and spatial distribution of glacial cirques in the High Tatras (Slovakia, Poland). *Geomorphology* 198, 57–68. [DOI:10.1016/j.geomorph.2013.05.012](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.05.012)
- Kuhlemann J., Rohling E.J., Krumrei I., Kubik P., Ivy-Ochs S., Kucera M., 2008. Regional synthesis of Mediterranean circulation during the last glacial maximum. *Science* 321, 1338–1340. <https://doi.org/10.1126/science.1157638>.
- Kuhlemann J., Gachev E., Gikov A., Nedkov S., Krumrei I., Kubik P., 2013a. Glaciation in the Rila mountains (Bulgaria) during the Last Glacial Maximum. *Quat. Int.* 293, 51–62.
- Kuhlemann J., Dobre F., Urdea P., Krumrei I., Gachev E., Kubik P., et al., 2013b. Last glacial maximum glaciation of the Central South Carpathian Range (Romania). *Aust. J. Earth Sci.* 106, 83–95.
- László P., Kern Z., Nagy B., 2013. Late Pleistocene glaciers in the western Rodna Mountains, Romania. *Quaternary International* 293, 79–91.
- Lehmann P., 1891. Der ehemalige Gletscher des Lala-Thales im Rodna Gebirge. *Petermanns Mitteilungen* 37, 98–99.
- Lehmkuhl F., Nett J.J., Pötter, S., Schulte P., Sprafke T., Jary Z., Antoine P., Wacha L., Wolf, D., Zerboni A., Hošek J., Marković S.B., Obreht I., Sümegi P., Veres D., Zeeden C., Boemke B., Schaubert V.,

- Viehweger J., Hambach U., 2021. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. *Earth-Sci. Rev.* 215, 103496  
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496>
- Ludwig P., Schaffernicht E.J., Shao Y., Pinto J.G., 2016. Regional atmospheric circulation over Europe during the last glacial maximum and its links to precipitation. *J. Geophys. Res.: Atmosp.* 121, 2130–2145.
- Ludwig P., Pinto J.G., Raible C.C., Shao Y., 2017. Impacts of surface boundary conditions on regional climate model simulations of European climate during the last glacial maximum. *Geophys. Res. Lett.* 44, 5086–5095.
- Ludwig P., Gavrilov M.B., Marković S.B., Ujvari G., Lehmkuhl F., 2020. Simulated regional dust cycle in the Carpathian Basin and the Adriatic Sea region during the Last Glacial Maximum. *Quat. Int.*  
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.09.048>.
- Ludwig P., Gavrilov M.B., Radaković M.R., Marković, S.B., 2021. Malaco temperature reconstructions and numerical simulation of environmental conditions in the southeastern Carpathian Basin during the Last Glacial Maximum. *J. Quat. Sci.* 1–10. doi: 10.1002/jqs.3318
- Lukas S., Benn D.I., Boston C.M., Brook M., Coray S., Evans D.J.A., Graf A., Kellerer-Pirklbauer A., Kirkbride M.P., Krabbendam M., Lovell H., Machiedo M., Mills S.C., Nye K., Reinardy B.T.I., Ross F.H., Signer M., 2013. Clast shape analysis and clast transport paths in glacial environments: a critical review of methods and the role of lithology. *Earth Sci. Rev.* 121, 96–116.
- Makos, M., Dzierżek, J., Nitychoruk, J., Zreda, M., 2014. Timing of glacier advances and climate in the High Tatra Mountains (Western Carpathians) during the Last Glacial Maximum. *Quat. Res. (United States)* 82 (1), 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.04.001>.
- Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Tołoczko-Pasek A., Arnold M., Aumaître G., Bourlés D., Keddadouche K., 2018. Last Glacial Maximum and Lateglacial in the Polish High Tatra Mountains - Revised deglaciation chronology based on the <sup>10</sup>Be exposure age dating. *Quat. Sci. Rev.* 187, 130–156. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.006>.
- Matthews J., Winkler S., 2022. Schmidt-hammer exposure-age dating: a review of principles and practice. *Earth-Science Reviews* 230, 104038.
- Mentlik P., Engel Z., Braucher R., Léanni L., Aster Team, 2013. Chronology of the Late Weichselian glaciation in the Bohemian Forest in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* 65, 120–128.
- Micu, D.M., Dumitrescu, A., Cheval, S., Birsan, M.V., 2015. Climate of the Romanian Carpathians. *Variability and Trends*. Springer, Cham, Switzerland.
- Miller H.P., 1963. Struktura, genezis i voprosy racionalnogo ispolzovaniya landshafta Chernogory v Ukrainskikh Karpatakh: avtoref. dis. na soisk. uch. stupeni kand. geogr. nauk: spec. 11.00.01, Lvov, 23.



- Mitchell W.A., 1996. Significance of snowblow in the generation of Loch Lomond Stadial (Younger Dryas) glaciers in the western Pennines, northern England. *J. Quat. Sci.* 11, 233–248. [10.1002/\(SICI\)1099-1417\(199605/06\)11:3<233::AIDJQS240>3.0.CO;2-Q](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1417(199605/06)11:3<233::AIDJQS240>3.0.CO;2-Q).
- Mîndrescu M., Evans I.S., Cox N.J., 2010. Climatic implications of cirque distribution in the Romanian Carpathians: palaeowind directions during glacial periods. *J. Quat. Sci.* 25, 875–888. <https://doi.org/10.1002/jqs.1363>.
- Mîndrescu M., Evans I.S., 2014. Cirque form and development in Romania: allometry and the buzzsaw hypothesis. *Geomorphology* 208, 117–136. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.11.019>.
- Mîndrescu, M., 2016. Geomorfmetria circurilor glaciare din Carpatii Românești. Editura Universității Stefan cel Mare, Suceava, pp. 1–173.
- Napoli A., Crespi A., Ragone F., Maugeri M., Pasquero C., 2019. Variability of orographic enhancement of precipitation in the Alpine region. *Sci. Rep.* 9, 13352. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49974-5>.
- Ohmura A., Boettcher M., 2018. Climate on the equilibrium line altitudes of glaciers: theoretical background behind Ahlmann’s P/T diagram. *J. Glaciol.* 64 (245), 489–505.
- Osmaston H., 2005. Estimates of glacier equilibrium line altitudes by the Area × Altitude, the Area × Altitude Balance Ratio and the Area × Altitude Balance Index methods and their validation. *Quat. Int.* 138–139, 22–31. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2005.02.004>.
- Palacios D., Hughes P.D., Garcá -Ruiz J.M., Andrés N., 2022. European Glacial Landscapes. Maximum Extent of Glaciations. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00031-5>.
- Palacios D., Hughes P.D., Garcá -Ruiz J.M., Andrés N., 2023. European Glacial Landscapes. Last Deglaciation. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00034-6>
- Partsch J., 1882. Die Glerscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlads. Breslau.
- Partsch J., 1904. Die Eiszeit in den Gebirgen Europas wischen dem nordischen und dem alpinen Eisgebiet. *Verhandlungen der Gesellschaft deutscher Naturforscher und Arzte* 10, 3–11.
- Paul C.M., Tietze E., 1876. Bericht über die bisher in diesem Sommer ausgefarten Untersuchungen in den Karpathen. *Verh. der k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien*12, 294–297.
- Pawłowski S., 1915. Ze studiów nad zlodowaceniem Czarnohory. *Prace Towarzystwa Naukowego Warszawskiego* 3 (10), 1–60.
- Pawłowski S., 1936. Les Karpates a l’époque glaciaire. In: *C. R. du. Congrès Géogr. International à Varsovi, Travaux de la section II*, 2, 89–141.
- Pedersen V.K., Egholm D.L., 2013. Glaciations in response to climate variations preconditioned by evolving topography. *Nature* 493 (7431), 206–210. <https://doi.org/10.1038/nature11786>.

- Pellitero R., Rea B.R., Spagnolo M., Bakke J., Hughes P., Ivy-Ochs S., Lukas S., Ribolini A., 2015. A GIS tool for automatic calculation of glacier equilibrium-line altitudes. *Comput. Geosci.* 82, 55–62. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.05.005>
- Penck A., Brückner E., 1901/1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchitz, Leipzig.
- Peyron O. J. Guiot R. Cheddadi P. Tarasov M. Reille J.L. de Beaulieu S. Bottema J., Andrieu V. 1998. Climatic reconstruction in Europe for 18 000 yr BP from pollen data, *Quat. Res.*, 49, 183–196.
- Pinto J.G., Ludwig P., 2020. Extratropical cyclones over the North Atlantic and Western Europe during the Last Glacial Maximum and implications for proxy interpretation. *Climate of the Past*. <https://doi.org/10.5194/cp-2019-139>.
- Pfeffer W.T., Arendt A.A., Bliss A., Bolch T., Cogley J.G., Gardner A.S., Hagen J., Hock R., Kaser G., Miles E.S., Moholdt G., Mölg N., Paul F., Radić V., Rastner P., Raup B.H., Rich J., Sharp M.J., The Randolph Consortium Ch, Kienholz, 2014. The Randolph Glacier Inventory: a globally complete inventory of glaciers. *J. Glaciol.* 60 (221), 537–552. <https://doi.org/10.3189/2014JoG13J176>.
- Randall D.A., Wood R.A., Bony S., Colman R., Fichet T., Fyfe J., Kattsov V., Pitman A., Shukla J., Srinivasan J., Stouffer R.J., Sumi A., Taylor K.E., 2007. *Climate Models and Their Evaluation*. w: S. Solomon i in. (ed.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rea B.R., 2009. Defining modern day Area-Altitude Balance Ratios (AABRs) and their use in glacier-climate reconstructions. *Quat. Sci. Rev.* 28, 237–248. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.10.011>
- Rea B.R., Pellitero R., Spagnolo M., Hughes P., Ivy-Ochs S., Renssen H., Ribolini A., Bakke J., Lukas L., Braithwaite R.J., 2020. Atmospheric circulation over Europe during the Younger Dryas. *Sci. Adv.* 6 (50).
- Robl J.G., Prasicek G., Hergarten S., Stüwe K., 2015. Alpine topography in the light of tectonic uplift and glaciation. *Global and Planetary Change*, 127, 34–49. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2015.01.008>
- Roe G.H., Montgomery D.R., Hallet B., 2003. Orographic precipitation and the relief of mountain ranges. *J. Geophys. Res.* 108 (B6), 2315. <https://doi.org/10.1029/2001JB001521>
- Romer E., 1904. Kilka wycieczek w dorzecze Bystrzycy, Łomnicy i Cisy Czarnej. *Kosmos* 29, 440–503
- Romer E., 1905. Epoka lodowa na Świdowcu. *Rozprawy Akademii Umiejętności* 3, 6.
- Romer E., 1909. Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. *Kosmos* 34 (7–9), 22–27.

- Różycki S., 1967. Le sens des vents portant la poussière de loess, à la lumière de l'analyse des formes d'accumulation du loess en Bulgarie et en Europe centrale. *Revue de Géomorphologie dynamique* 17, 1–9.
- Ruszkiczay-Rüdiger Z., Kern Z., Urdea P., Braucher R., Madarász B., Schimmelpfennig I., 2016. Revised deglaciation history of the Pietrele Stănișoara glacial complex, Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania. *Quat. Int.* 415, 216–229. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.085>.
- Ruszkiczay-Rüdiger Z., Kern Z., Urdea P., Madarasz B., Braucher R., ASTER Team, 2021. There was limited glacial erosion during the last glaciation in mid-latitude cirques (Retezat Mts, Southern Carpathians, Romania). *Geomorphology* 384, 107719
- Sawicki L., 1911. Die glazialen Züge der Rodner Alpen und Marmaroscher Karpathen. *Mitteilungen der Kaiserlich-Königlichen Geographische Gesellschaft* 54, 10–11, 510–571.
- Sawicki L., 1912. Les études glaciaire dans les Karpates. Aperçu historique et critique. *Annales de Géographie*, Paris XXI, 230–250.
- Sebe K., Csillag, G., Ruszkiczay-Rüdiger Z., Fodor L., Thamó-Bozsó E., Müller P., Braucher R., 2011. Wind erosion under cold climate: a Pleistocene periglacial mega yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). *Geomorphology* 134, 470–482. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.08.003>.
- Schaffernicht E.J., Ludwig P., Shao Y., 2020. Linkage between dust cycle and loess of the last glacial maximum in Europe. *Atmos. Chem. Phys.* doi: 10.5194/acp-2019-693.
- Shakesby R.A., Matthews J.A., Owen G., 2006. The Schmidt hammer as a relative-age dating tool and its potential for calibrated-age dating in Holocene glaciated environments. *Quat. Sci. Rev.* 25, 2846–2867.
- Sissons J.B., Sutherland D.G., 1976. Climatic inferences from glaciers in the Southeast Grampian Highlands, Scotland. *J. Glaciol.* 17, 325–346. <https://doi.org/10.3189/S0022143000013617>
- Sîrcu I., 1978. Muntii Rodnei. Studiu morfogeografic. Editura Academiei R.S, România, București, pp. 112
- Strandberg G., Brandefelt J., Kjellström E., Smith B., 2011. High-resolution regional simulation of Last Glacial Maximum climate in Europe, *Tellus, Ser. A*, 63, 107–125, [doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00485.x](https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2010.00485.x).
- Świdorski B., 1938. *Geomorfologia Czarnohory*. Wyd. Kasy im, Mianowskiego, Warszawa.
- Tarasov P.E.O. Peyron J. Guiot S. Brewer V. S. Volkova L. G. Bezusko N. I. Dorofeyuk E. V. Kvavadze I. Osipova M., Panova N.K., 1999. Last Glacial Maximum climate of the former Soviet Union and Mongolia reconstructed from pollen and plant macrofossil data, *Clim. Dyn.*, 15, 227–240.
- Traczyk, A., 2004. Late Pleistocene evolution of periglacial and glacial relief in the Karkonosze mountains: new hypotheses and research perspectives. *Acta Univ. Carol. Geogr.* 39, 59-72.

- Urdea P., 2004. The Pleistocene glaciation of the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.), Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part 1, Europe. Elsevier, Amsterdam, pp. 301–308.
- Urdea P., Onaca A., Ardelean F., Ardelean M., 2011. New evidence on the Quaternary glaciation in the Romanian Carpathians. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, A Closer Look. Developments in Quaternary Science, Vol. 15. Elsevier, Amsterdam, pp. 305–322.
- Whalley, W.B., 2009. On the interpretation of discrete debris accumulations associated with glaciers with special reference to the British Isles. In: Knight, J., Harrison, S. (Eds.), Periglacial and Paraglacial Processes and Environments. 320. Geol. Soc. London, Spec. Publ., pp. 85–102. <https://doi.org/10.1144/SP320.7>.
- Zasadni J., Kłapyta P., Świąder A., 2018. Predominant western moisture transport to the Tatra Mountains during the last glacial maximum, inferred from glacier palaeo-ELAs. XXI International Congress of the CBGA
- Zasadni, J., Kałuża, P., Kłapyta, P., Świąder, A., 2021. Evolution of the Białka Valley Pleistocene moraine complex in the High Tatra Mountains. Catena 207, 105704. <https://doi:10.1016/j.catena.2021.105704>.
- Žebre M., Colucci, R.R., Giorgi F., Glasser N.F., Racoviteanu A.E., Del Gobbo C., 2020. 200 years of equilibrium-line altitude variability across the European Alps (1901–2100). Climate Dyn. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05525-7>.

## **4.5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych**

### **4.5.1. Badania naukowe przed uzyskaniem stopnia doktora**

Moje zainteresowania naukowe rozwinęły się w trakcie studiów w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego, które odbywałem w latach 2000-2005. Od samego początku były one związane z ewolucją rzeźby obszarów górskich. W czasie studiów ukończyłem Kurs Przewodników Beskidzkich SKPG Kraków, Kurs Pilotów Wycieczek Zagranicznych oraz Studium Pedagogiczne UJ. Impulsem do podjęcia badań w Karpatach Wschodnich było uczestnictwo w obozach naukowych „Czarnohora 2003-2004” pod kierownictwem dr Mateusza Trola, w ramach których rozpocząłem badania geomorfologiczne w Czarnohorze. Wiązały się one z opracowaniem map geomorfologicznych dla części zakarpackiej tego masywu oraz określeniem stopnia modyfikacji rzeźby glacialnej przez postglacialne ruchy masowe. Tytuł magistra uzyskałem w czerwcu 2005 r., po obronie z wyróżnieniem **pracy magisterskiej** pod tytułem „*Rzeźba Czarnohory ze szczególnym uwzględnieniem rejonu Howerla-Turkuł*”, którą realizowałem pod kierunkiem prof. dr hab. Kazimierza Krzemienia. Rezultaty badań, obejmujące charakterystykę strukturalnych uwarunkowań rozwoju rzeźby Czarnohory były prezentowane na trzech konferencjach (Kraków) oraz zostały opublikowane w monografii (Kłapyta, 2006) oraz w

artykułach (Kłapyta, 2007a, 2008a), natomiast wyniki badań geomorfologicznych z Gór Marmaroskich prezentowałem w ramach odczytu w PTG oraz opublikowałem w artykule (Kłapyta i Sitko, 2006).

W październiku 2005 roku podjąłem studia doktoranckie w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ oraz rozpocząłem badania nad przebiegiem deglacji Tatr Zachodnich oraz dynamiką procesów stokowych podczas holocenu. W ramach współpracy z Tatrzańskim Parkiem Narodowym TPN i Polskim Towarzystwem Przyjaciół Nauk o Ziemi w ramach projektu „Atlas Tatr”, otrzymałem dostęp do obrazów satelitarnych Ikonos, których potencjał do badań geomorfologicznych opracowałem w formie publikacji (Kłapyta, 2007b).

W 2008 uzyskałem grant MNiSW (NN306282235) na badania własne w Tatrach, w ramach których zostały przeprowadzone badania geomorfologiczne, sedimentologiczne oraz datowania i analizy palinologiczne osadów w zagłębieniach śródmorenowych. W tym celu nawiązałem współpracę z dr hab. Piotrem Kołaczkiem (wówczas doktorantem w Środowiskowym Studium Doktoranckim przy Wydziale BiNoZ UJ), który opracował palinologicznie profil ze stanowiska Niżnia Polana Pyszniańska. Wyniki badań paleoekologicznych prowadzonych w ramach przygotowania rozprawy doktorskiej były prezentowane na dwóch międzynarodowych konferencjach naukowych w Krakowie i Salonikach oraz opublikowane w artykułach naukowych (Kłapyta i Kołaczek, 2009, 2012), natomiast wyniki badań geomorfologicznych referowałem na konferencji krajowej i opublikowałem w dwóch artykułach (Kłapyta 2008b, 2009) oraz jako rozdział w monografii (Kłapyta, 2010).

Równoległe do badań prowadzonych w ramach przygotowania rozprawy doktorskiej nawiązałem trwającą do dnia dzisiejszego współpracę naukową z dr Jerzy Zasadnim (ówczesnym doktorantem Instytutu Nauk Geologicznych UJ), która dotyczyła historii zlodowaceń tatrzańskich i paleogeografii późnego glacjału. Współpraca ta zaowocowała wspólnym doniesieniem konferencyjnym dotyczącym zapisu zdarzeń klimatycznych podczas interfazy Bølling/Allerød (Kraków) oraz publikacją (Zasadni i Kłapyta, 2009), w której w oparciu o dane klimatologiczne (temperatura lata i roczna suma opadów) obliczono po raz pierwszy wysokość klimatycznej granicy śniegu w Tatrach podczas Małej Epoki Lodowej (1850 AD) oraz współcześnie. W pracy tej udowodniono, że zarówno współcześnie jak i podczas najchłodniejszej fazy klimatycznej holocenu granica śniegu w Tatrach znajdowała się powyżej najwyższych szczytów Tatr, odpowiednio 2450-2800 m n.p.m. oraz 2300-2700 m n.p.m. Współpraca z dr Jerzy Zasadnim skutkowałą także moim pobytem na badaniach geomorfologicznych w Alpach Zillertalskich (lipiec 2009), które dotyczyły deglacji tego obszaru po maksimum ostatniego zlodowacenia. Umożliwiły one zdobycie doświadczenia terenowego w kartowaniu form i osadów glacialnych oraz lodowców gruzowych.

W lipcu 2009 r. byłem kierownikiem obozu naukowego Koła Geografów UJ w Paśmie Lubania, którego wynikiem była waloryzacja środowiska przyrodniczego oraz opracowanie monografii przyrodniczej (Płaczowska i Kłapyta, 2009), która przyczyniła się do powstrzymania planów rozwoju rabunkowej gospodarki narciarskiej w tym regionie.

W trakcie trwania studiów doktoranckich uczestniczyłem w specjalistycznych kursach i warsztatach terenowych dzięki którym mogłem doskonalić swój warsztat badawczy a także zapoznać się z nowymi metodami z zakresu analiz geomorfologicznych, datowania form i osadów, paleogeografii i geomorfologii wysokogórskiej. Były to specjalistyczny kurs na

Akademii Górniczo-Hutniczej (semestr jesienny 2006 roku) prowadzony przez prof. dr hab. Marka Krąpca „Wykorzystanie metod dendrochronologicznych w badaniach przyrodniczych”, warsztaty geoinformatyczne „GIS w TPN” (październik 2008) Brałem także udział w krótkoterminowych wyminach zagranicznych w Uniwersytecie Komenskigo w Bratysławie (13-21 kwietnia 2008), oraz Uniwersytecie im. Iwana Franki we Lwowie (25-31 maja 2010). W 2010 r. brałem udział w pracach przy wniosku do projektu badawczego pt. „Landscape evolution since the last glacial-interglacial cycle and 18'000 yrs of human settlement north of Swiss Alps and around the Tatra Mts” w ramach Polsko-Szwajcarskiego Programu Badawczego. Prace nad projektem umożliwiły mi nawiązanie kontaktów naukowych z Instytutem Geografii w Bernie (dr A. Herr) i Federalnym Instytutem Technologii (ETH) w Zurychu (prof. S. Ivy-Ochs), oraz Instytutem Fizyki Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika w Toruniu (prof. A. Chruścińska).

W 2011 roku obroniłem **pracę doktorską** „Późnoglacialny i holocenijski etap ewolucji rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich”, która wykonana została pod kierunkiem prof. dr hab. Kazimierza Krzemienia, a recenzentami byli: prof. dr hab. Adam Kotarba (Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN) oraz prof. dr hab. Stefan Skiba (Uniwersytet Jagielloński). W tym monograficznym opracowaniu w oparciu o analizę rozmieszczenia i wieku względnego form glacialnych i peryglacialnych oraz wykształcenie osadów zrekonstruowałem uwarunkowania i przebiegu deglacjacji oraz dynamikę procesów morfogenetycznych w okresie postglacialnym. W pracy tej po raz pierwszy w Tatrach zastosowałem z powodzeniem metodę testu młotkiem Schmidta do określenia względnego wieku moren i lodowców gruzowych. Komitet Nauk Geograficznych PAN uznał tę rozprawę za najlepszą pracę doktorską z zakresu geografii fizycznej obronioną w 2011 roku i wyróżnił dyplomem im. Eugeniusza Romera. Rozprawa ta została także wyróżniona w 2014 r. dyplomem im. Stefana Kozarskiego przez Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich, jako najlepsza praca doktorska z zakresu geomorfologii w Polsce w 2011 r.

#### Cytowane publikacje:

- Kłapyta P.**, 2006. *Rzeźba południowych stoków Czarnohory (Karpaty Ukraińskie) pomiędzy Howerlą a Turkułem* [w:], M. Troll (red.) *Czarnohora. Przyroda i człowiek*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ, Kraków, 27–46.
- Kłapyta P.**, 2007a. *Charakterystyka środowiska przyrodniczego pasma Czarnohory*. Zeszyty Naukowe Koła Wschodniego Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, 113-127.
- Kłapyta P.**, 2007b. *Wykorzystanie wysoko rozdzielczego obrazu satelity Ikonos do opracowania mapy geomorfologicznej Tatr*. Nowe pola badawcze, ujęcia teoretyczne i metody polskiej geografii, Wyd. UJ, Kraków, 32-45.
- Kłapyta P.**, 2008a. *The structural influences on morphology of south-western slope of Chornohora Mountains between Mt. Hoverla and Mt. Pip Ivan (Eastern Carpathian Mountains)*. *Annales Societates Geologicum Poloniae* 78, 37-49.
- Kłapyta P.**, 2008b. *Reliktowe wały lodowo-morenowe (ice-cored moraines) w zachodniej części Cyrku Pyszniańskiego, Tatry Zachodnie*. *Prace Geograficzne* 120, 65-77.

- Kłapyta P.**, 2009. *Glacial and periglacial relief on the southern slopes of the Western Tatra Mts. (Slovakia) – the results of the first detailed geomorphological mapping of the Žiarska, Jamnicka, Račkova and Bystra Valleys*. *Landform Analysis*, 10, 50-58.
- Kłapyta P.**, 2010. *Przebieg deglacjacji Doliny Bystrej (Tatry Zachodnie, Słowacja) podczas ostatniego zlodowacenia w świetle analiz geomorfologicznych oraz datowania względnego form metodą młotka Schmidta*. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, 61-66.
- Kłapyta P.**, Sitko I., 2006. *Budowa geologiczna i rzeźba Gór Marmaroskich*. *Informator PTG*, 3, 150-159.
- Kłapyta P.**, Kołaczek P., 2009. *The last millennium slope processes and anthropogenic activity recorded in the sediments from the Pyszniańska glade, Western Tatra Mts. (Poland)*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 43, 145-163.
- Kłapyta P.**, Kołaczek P., 2010. *Multi-proxy analysis of the Subatlantic peat bog sediments from the Western Tatra Mts. (Poland)* [w:] G. Christofides, N. Kantiranis, D.S., Kostopoulos, A.A., Chatzipetros (red.), *Proceedings of the XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Thessaloniki, Special Volume 99*, 503-511.
- Zasadni J., **Kłapyta P.**, 2009. *An attempt to assess the modern and the Little Ice Age climatic snowline altitude in the Tatra Mountains*. *Landform Analysis*, 10, 124-134.
- Płaczkowska E., **Kłapyta P.**, 2009. *Charakterystyka środowiska przyrodniczego Pasma Lubania w aspekcie planowanej inwestycji narciarskiej* [w:] Lubań. *Przyrodniczo-kulturowe dziedzictwo turystyczną przyszłością regionu*, Centralny Ośrodek Turystyki Górskiej PTTK, Kraków, 6, 13-18.

## **5.2. Badania naukowe po uzyskaniu stopnia doktora**

### **5.2.1. Badania przebiegu deglacjacji i postglacialnej ewolucji rzeźby Tatr Zachodnich – publikacje będące efektem badań prowadzonych w ramach rozprawy doktorskiej i ich kontynuacja w Tatrach Wysokich.**

Wyniki badań prowadzonych w ramach pracy doktorskiej zostały opublikowane w formie monografii (Kłapyta, 2012a), artykułów w recenzowanych publikacjach (Kłapyta, 2012b, Kłapyta 2013), jako rozdziały w monografiach (Kłapyta 2013, 2015) oraz zaprezentowane na konferencjach krajowych i zagranicznych w Szczecinie, Starej Lesnej, Toruniu i Zakopanem. Artykuły naukowe (Kłapyta, 2012b, Kłapyta, 2013), dotyczyły zastosowania metody młotka Schmidta w datowaniu starszych niż holoceńskie granitowych powierzchni skalnych i wykazały potencjalny zakres tej metody sięgający do LGM (25 tys. lat temu). Wyniki te znalazły się w literaturze światowej czego wyrazem są liczne cytowania (WoS = 26, Google Scholar = 47), w tym w ostatnio wydanym przeglądowym artykule dotyczącym metody młotka Schmidta (Matthews i Winkler, 2022). Szczegółowe mapy geomorfologiczne wybranych cyrków Tatr Zachodnich w formie plansz tematycznych (Kłapyta 2015) zostały dołączone do „*Atlasu Tatr*”, prezentującego najnowsze wyniki badań dotyczących przyrody nieożywionej tego masywu.

W oparciu o metodologię wypracowaną w ramach rozprawy doktorskiej bazującą na kartowaniu geomorfologicznym, analizach morfostratygraficznych i teście metodą młotka Schmidta, poszerzonej o nowe podejście metodyczne (rekonstrukcja geometrii lodowców) włączyłem się w badania nad przebieg deglacjacji w Tatrach Wysokich, w których współpracowałem z dr Jerzym Zasadnim (AGH). Opracowane wyniki pozwoliły przygotować

artykuł (Zasadni i Kłapyta, 2016), w którym opracowano nowy schematu deglacjacji Doliny Białki, gdzie wyróżniono pięć późnoglacialnych stadiów deglacjacji. Wykazano, że lodowce cyrkowe w Tatrach mogły zaniknąć już podczas interstadiału Bølling/Allerød (14,7-12,9 tys. lat) i lokalnie rozbudowały się na nowo w odpowiedzi na ochłodzenie młodszego dryasu (12,9-11,5 tys. lat). Wyniki pokazały, także że w specyficznych warunkach hipsometrycznych cyrków daleko posunięta deglacjacja mogła być spowodowana przyczynami topograficznymi przy minimalnym wpływie wymuszenia klimatycznego.

W oparciu o zebrane materiały geomorfologiczne i paleośrodowiskowe powstały artykuły syntezujące wyniki badań nad późnoglacialną i holocenią ewolucją środowiska Tatr (Kłapyta i in., 2016), dynamiką współczesnych procesów geomorfologicznych (Krzemień i Kłapyta, 2018) oraz historią zlodowaceń tatrzańskich (Kłapyta i Zasadni, 2018). W publikacji (Kłapyta i in., 2016) zebrano wszystkie dotychczasowe wyniki badań bazujące na zapisie paleośrodowiskowym jezior, torfowisk i osadów stokowych oraz przedstawiono ich spójną chronologię bazując po raz pierwszy na skalibrowanych wynikach dotychczasowych datowań radiowęglowych. Udowodniono, że płytkie jeziora (<10 m) i zamknięte zagłębienia międzymorenowe w Tatrach niezależnie od wysokości i położenia morfologicznego nie mają zapisu sięgającego poza holocen, co mogło wynikać z niekorzystnego reżymu hydrologicznego i suchości klimatu w okresie późnego glaciału. Wyniki badań dotyczące antropopresji w Tatrach zostały przedstawione na konferencji krajowej (Warszawa). Wyniki badań dotyczące ewolucji rzeźby glacialnej Tatr zostały przedstawione w monografii *Landforms and Landscapes of Poland* Wydawnictwa Springer (Kłapyta i in., 2023).

#### Cytowane publikacje:

- Kłapyta P.**, 2012a. *Ewolucja rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich w późnym glacie i holocenie*. Wyd. IGI GP UJ, Kraków, 1–285.
- Kłapyta P.**, 2012b. *Relative surface dating of rock glacier systems in the Žiarska Valley, the Western Tatra Mountains, Slovakia*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 45, 89–106.
- Kłapyta P.**, 2013. *Application of Schmidt hammer relative age dating to Late Pleistocene moraines and rock glaciers in the Western Tatra Mountains*. *Slovakia. Catena* 111, 104–121.
- Kłapyta P.**, 2013. *Ewolucja rzeźby wysokogórskiej Tatr Zachodnich w późnym glacie* [w:], R.K. Borówka, A. Cedro, I. Kavetsky (red.) *Współczesne problemy badań geograficznych*. PPH ZAPOL Dmochowski, Sobczyk, Szczecin, 73–82.
- Kłapyta P.**, 2015. *Rzeźba wybranych regionów Tatr Zachodnich* [w:], K. Dąbrowska, M. Guzik (red.) *Atlas Tatr: przyroda nieożywiona*, Zakopane, TPN.
- Matthews J.A., Winkler S., 2022. *Schmidt-hammer exposure-age dating: a review of principles and practice*. *Earth-Science Reviews* 230, 104038.
- Zasadni J., **Kłapyta P.**, 2016. *From valley to marginal glaciation in alpine-type relief: Lateglacial glacier advances in the Pięć Stawów Polskich/Roztoka Valley, High Tatra Mountains, Poland*. *Geomorphology* 253, 406–424.
- Kłapyta P.**, Zasadni J., Pociask-Karteczka J., Gajda A., Franczak P., 2016. *Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains (East-Central Europe) based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: a summary review*. *Quaternary International*, 415, 126–144.
- Krzemień K., **Kłapyta P.**, 2018. *Current state of knowledge and turning points in geomorphologic studies on the present-day evolution of the Tatra Mountains*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 51–52, 107–137.



Kłapyta P., Zasadni J., 2018. *Research history on the Tatra Mountains glaciations*. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 51–52, 43–85.

Kłapyta P., Zasadni J., 2023. Tatra Mountains – the only high-mountain landscape in Poland [w:], P. Migoń (red.) *Landforms and Landscapes of Poland*. Springer (w druku).

### **5.2.2. Rekonstrukcja lodowców w Tatrach podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM) oraz podczas starszych zlodowaceń**

W ramach współpracy naukowej z dr J. Zasadnim (AGH) kontynuowałem badania geomorfologiczne w Tatrach, które dotyczyły rekonstrukcji zlodowacenia Tatr podczas maksimum ostatniego zlodowacenia (LGM). Korzystając z wyników kartowania geomorfologicznego, analiz numerycznych modeli terenu oraz komputerowych technik rekonstrukcji geometrii lodowców w środowisku GIS, byłem zaangażowany w tworzenie mapy paleoglacjologicznej Tatr podczas LGM. W tym opracowaniu przedstawiono po raz pierwszy szczegółowy zasięg i geometrię powierzchni wszystkich ( $n = 55$ ) tatrzańskich lodowców. Wyniki tych badań potwierdziły uwarunkowane wpływem lokalnej topografii większe zlodowacenie południowego skłonu Tatr, gdzie rozpoznano amfiteatry morenowe lodowców pokrytych gruzem sięgających przedpola masywu. Publikacja wyników badań (Zasadni i Kłapyta, 2014) została wyróżniona **międzynarodową nagrodą „Best Map Award 2014”** za najlepszą mapę opublikowaną w czasopiśmie *Journal of Maps* w roku 2014. Mapa paleoglacjologiczna zlodowacenia Tatr została dołączona także do Atlasu Tatr (Zasadni i in., 2015).

W oparciu zrekonstruowaną geometrię lodowców określona została wysokość linii równowagi bilansowej (ELA) podczas LGM. Do kalkulacji położenia ELA wykorzystano po raz pierwszy w Tatrach najbardziej zaawansowaną metodę kalkulacji ELA bazującą na bilansie masy lodowców (AABR). Badania te wykazały, że średnia wysokość ELA podczas LGM wynosiła w Tatrach 1580 m i była niższa o 130 m na skłonie N niż na skłonie S. Rozkład przestrzenny ELA wykazuje także trend podnoszący z północnego zachodu (1450 m) na południowy wschód (1680 m), który naśladuje współczesny przestrzenny rozkład opadów w masywie. Wyniki tych analiz zostały opublikowane w monografii (Zasadni i in., 2022a, 2022b) i były prezentowane na konferencjach międzynarodowych w Wiedniu i Salzburgu.

Od 2019 r we współpracy z dr Jerzym Zasadnim (AGH), dr Andrzejem Świąderem (AGH) i mgr Piotrem Kałużą (AGH) byłem zaangażowany w badania nad wykształceniem wskaźnikowych cech geomorfologicznych i sedymentologicznych form i osadów ostatniego zlodowacenia oraz starszych zlodowaceń w Tatrach. Badania te były prowadzone w plejstoceniowym kompleksie morenowym doliny Białki w Tatrach Wysokich, gdzie zachował się najbardziej kompletny zespół form i osadów glacialnych złożony z trzech kompleksów morenowych. W badaniach wykorzystałem test młotkiem Schmidta do określenia stopnia zwietrzenia transportowanych glacialnie bloków skalnych. Badanie to ujawniło wyraźne różnice w wielkości bloków skalnych budujących moreny (powszechnie do 5 m średnicy) i pokrywy fluwioglacjalne (< 1,5 m). Wykazano, także, że wiek najstarszych głazów granitowych zachowanych na powierzchni pokryw morenowych w Tatrach nie może sięgać poza przedostatnie zlodowacenie (MIS 6), co uwydatnia problem datowania wieku ekspozycji starszych od LGM pokryw morenowych. W oparciu o tempo podnoszenia tektonicznego N skłonu Tatr (0,3-0,4 mm/rok) oszacowano wiek najstarszych pokryw morenowych Tatr

(pokrywa morenowa Hurkotnego), który może sięgać 0,55–0,73 mln lat. Wyniki tych badań zostały opublikowane w artykule (Zasadni i in., 2021), monografii (Zasadni i in., 2022c) i były prezentowane na konferencji międzynarodowej w Salzburgu.

#### Cytowane publikacje:

- Zasadni J., **Kłapyta P.**, 2014. *The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum*. *Journal of Maps* 10, 3, 440–456.
- Zasadni J., **Kłapyta P.**, Świąder A., 2015. *Lodowce maksimum ostatniego zlodowacenia i osady starszych zlodowaceń* [w:], K. Dąbrowska, M. Guzik (red.) *Atlas Tatr: przyroda nieożywiona*, Zakopane, TPN.
- Zasadni J., Kałuża P., **Kłapyta P.**, Świąder A., 2021. *Evolution of the Białka valley Pleistocene moraine complex in the High Tatra Mountains*. *Catena* 207, 105704.
- Zasadni J., Makos M., **Kłapyta P.**, 2022a. *Glacial landscapes of the Tatra Mountains* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European glacial landscapes: maximum extent of glaciations*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 103-107 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00046-7>
- Zasadni J., **Kłapyta P.**, Kałuża P., Makos M., 2022b. *The Tatra Mountains: glacial landforms prior to the Last Glacial Maximum* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European glacial landscapes: maximum extent of glaciations*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 271-275 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00059-5>
- Zasadni J., **Kłapyta P.**, Makos M., 2022c. *The Tatra Mountains: glacial landforms from the Last Glacial Maximum* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European glacial landscapes: maximum extent of glaciations*. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 435-440 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-823498-3.00049-2>

### **5.2.3. Przebieg deglacjacja Karpat Zachodnich w świetle datowań metodą kosmogenicznego izotopu berylu 10.**

W 2015 roku rozpocząłem badania dotyczące rekonstrukcji zasięgu i ram czasowych najmłodszych etapów deglacjacji Tatr i Niżnych Tatr w oparciu o wykorzystanie datowania metodą kosmogenicznego izotopu berylu ( $^{10}\text{Be}$ ). Od 2016 r badania te były realizowane w ramach projektu badawczego NCN pt. „*Younger Dryas glaciation in the Western Carpathians*” (2015/17/B/ST10/03127) (kierownik: prof dr hab. Susan Ivy-Ochs, ETH Zurich), realizowanego przy współpracy z AGH, ETH Zurich (Szwajcaria) oraz Uniwersytetem Mateia Bela w Bańskiej Bystrzycy (Słowacja).

Badania wykazały, że najmłodsze wały morenowe i lodowce gruzowe w Tatrach powstały podczas młodszego dryasu (12,9-11,7 tys. lat temu), kiedy niewielkie lodowce cyrkowe rozbudowały się na nowo po całkowitej deglacjacji podczas interfazy Bølling/Allerød (14,7-12,9 tys. lat). Wykazano, że młodszy dryas był ostatnim okresem aktywności glacialnej i lodowców gruzowych w Tatrach, a jego zasięg ujawnia się jako wyraźny kontrast morfologiczny między dobrze wykształconymi i świeżymi a słabiej zachowanymi morenami oraz lodowcami gruzowymi w najwyższych partiach dolin lodowcowych. Wyniki badań były prezentowane w artykule (Zasadni i in., 2020), w rozdziałach w monografii międzynarodowej (Zasadni i in., 2023a, 2023b, 2023c) oraz na konferencjach krajowych i międzynarodowych (Wiedeń, Salzburg, Genewa, Geiranger, Dublin, Sztokholm).

W artykule Zasadni i in. (2020) przedstawiono nową chronologię glacialną w masywie Krywania oraz określono czas ostatecznej stabilizacji najwyżej położonych lodowców

gruzowych w Tatrach (2220 m n.p.m.). Wykazano, że ostateczny zanik wieloletniej zmarzliny i stabilizacja lodowców gruzowych nastąpiła we wczesnym holocenie, nie później niż 10,4 tys. lat temu. W tym kontekście wszystkie lodowce gruzowe Tatr są formami reliktowymi, które rozwinęły się w odpowiedzi na surowe warunki klimatyczne okresu późnego glacjału. Dodatkowo, w badaniach tych po raz pierwszy w Tatrach zastosowano równoległe techniki datowania bezwzględnego ( $^{10}\text{Be}$ ) i względnego (młotek Schmidta), które pozwoliły na konstrukcję krzywej kalibracyjnej umożliwiającej korelację wieku moren, wygładów i reliktowych lodowców gruzowych w pozostałych sekwencjach form glacialnych w Tatrach. Ważnym nowatorskim aspektem tych badań było udowodnienie, że inicjacja zlodowacenia podczas młodszego dryasu w Tatrach spowodowana była znacznym spadkiem średnich temperatur podczas sezonu zimowego (o ok 3-4°C), przy podobnych temperaturach lata jak w trakcie interfazy Bølling/Allerød.

#### Cytowane publikacje:

Zasadni J., **Kłapyta P.**, Broś E., Ivy-Ochs S., Świąder A., Christl M., Balážovičová L., 2020. *Latest Pleistocene glacier advances and post-Younger Dryas rock glacier stabilization in the Mt. Kriváň group, High Tatra Mountains, Slovakia*. *Geomorphology*, 358. 107093.

Zasadni J., **Kłapyta P.**, Makos M., 2023a. *The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the deglaciation* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European Glacial Landscapes: the last deglaciation*, Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 157–164.

Zasadni J., **Kłapyta P.**, Makos M., 2023b. *The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the Bølling Allerød Interstadial* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European Glacial Landscapes: the last deglaciation*, Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 35, 341–346.

Zasadni J., **Kłapyta P.**, Tołoczko-Pasek A., Makos M., 2023c. *The evolution of glacial landforms in the Tatra Mountains during the Younger Dryas* [w:] D. Palacios P.D. Hughes J.M. García-Ruiz, N. de Andrés (red.), *European Glacial Landscapes: the last deglaciation*, Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge, 53, 509–515.

#### **5.2.4. Ewolucja rzeźby osuwiskowej i rekonstrukcja plejstoceńskiego zlodowacenia w masywie Babiej Góry**

W okresie 2014-2018 prowadziłem badania geomorfologiczne w masywie Babiej Góry, w których zastosowałem dane przestrzenne pochodzące z nowo opracowanego wówczas skaningu laserowego LiDAR, analizy sedymentologiczne oraz test młotkiem Schmidta. Badania te wiązały się z opracowania pierwszej szczegółowej mapy geomorfologicznej całego masywu Babiej Góry, którą opracowałem w skali 1:10 000 (Kłapyta, 2020). W 2021 r opracowanie to znalazło się w **pierwszej dziesiątce map nominowanych do nagrody Best Map Awards 2020**, przez czasopismo *Journal of Maps*.

Wyniki badań wykazały, że 29% powierzchni całego masywu została przeobrażona przez ruchy masowe (zsuwy, deformacje skalne, obrywy), zidentyfikowałem łącznie 212 form osuwiskowych, z których większość to duże osuwiska o powierzchni powyżej 0,25 km<sup>2</sup>. Na północnym skłonie tego masywu stwierdziłem jeden z najwyższych w Europie wskaźników osuwiskowości wynoszący 45% oraz rozpoznałem jedną z największych znanych form osuwiskowych w polskich Karpatach o powierzchni 2,6 km<sup>2</sup> i objętości przemieszczonego

materiału rzędu  $150 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Znalazłem także dowody geomorfologiczne i sedymentologiczne plejstocenijskiego zlodowacenia w dolinie Szumiącej Wody, gdzie zrekonstruowałem niewielki paleolodowiec (2,2 km długości,  $0,87 \text{ km}^2$  powierzchni), którego ELA znajdowała się na wysokości około 1350 m n.p.m. W oparciu o analizy kształtu i obtoczenia klastów wykazałem różnice sedymentologiczne między pokrywami glacialnymi a koluwiami osuwiskowymi. Różnice te zostały także potwierdzone wynikami datowania wieku względnego metodą młotka Schmidta. Wyniki badań prezentowałem jako rozdział w monografii (Kłapyta i Kolecka, 2015), artykule (Kłapyta, 2020), a także na dwóch konferencjach (Wieliczka, Kraków).

#### Cytowane publikacje:

**Kłapyta P.**, Kolecka N., 2015. *Combining LiDAR data with field mapping and Schmidt-hammer relative age dating: examples from the Babia Góra range (Western Carpathians, Poland)* [w:], J. Jasiewicz, Z. Zwoliński, H. Mitasova, T. Hengl (red.), *Geomorphometry for geosciences*, Poznań 217–220.

**Kłapyta P.**, 2020. *Geomorphology of the high-elevated flysch range—Mt. Babia Góra Massif (Western Carpathians)*. *Journal of Maps* 16, 2, 689–701.  
<https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1800530>

#### **5.2.5. Późnoglacialna i holocenijska ewolucja środowiska masywu Świdowca (Karpaty Wschodnie) w świetle zapisu osadów jeziornych i torfowiskowych**

W 2018 roku we współpracy z pracownikami Zakładu Geomorfologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ (dr hab. E. Gorczyca, prof. dr hab. K. Krzemień), Uniwersytetu Lwowskiego (dr hab. L. Dubis), Uniwersytetu im A. Mickiewicza w Poznaniu (dr hab. P. Kołaczek, dr hab. M. Gałka) oraz Uniwersytetu Szczecińskiego (dr D. Okupny) kierowałem interdyscyplinarnymi badaniami paleoekologicznymi w masywie Świdowca (Karpaty Wschodnie, Ukraina). Badania dotyczyły późnoglacialnych i holocenijskich zmian klimatu, roślinności i działalności człowieka w ukraińskich Karpatach Wschodnich zarejestrowanych w osadach jeziornych i torfowych. Badania te miały na celu opracowanie pierwszej w tej części Karpat wieloskaźnikowej rekonstrukcji przemian środowiska. Przeanalizowano 5 metrowy profil osadów ze stanowiska Ozero Velykie (obejmujący okres 9200–4600 lat kal. BP) pobrany z oligotroficznego torfowiska wysokiego w cyрку Geresheskim. Profil osadów został poddany wieloaspektowej analizie paleoekologicznej i geochemicznej które wykazały obecność fazy jeziornej w osadach między 9200–6800 lat kal. BP oraz fazy torfowiskowej po 6800 lat kal. BP, związanej ze stopniowym spadkiem poziomu wody w zbiorniku. Zidentyfikowano kilka faz zwiększonej dostawy materiału mineralnego (5543–4460 kal BP, 365–684 AD, 1570–1700 AD, ok. 1860 AD) w odpowiedzi na wzrost aktywności procesów stokowych. Wyniki badań paleoekologicznych są obecnie w trakcie przygotowywania do publikacji. Badania w masywie Świdowca obejmowały również problematykę geomorfologicznych skutków historycznej i współczesnej antropopresji związanej z gospodarką pasterską oraz niekontrolowanym rozwojem narciarstwa i offroadu, które skutkowały zmianami położenia górnej granicy lasu oraz degradacją stoków. Wyniki tych badań były opublikowane w pracach Kłapyta i in. (2020a) oraz Kłapyta i in. (2020b) a także na międzynarodowej konferencji we Lwowie w 2023 r.

#### Cytowane publikacje:

**Kłapyta P.**, Dubis L., Krzemień K., Gorczyca E., Krąż P., 2020a. *Rzeźba i współczesne procesy morfogenetyczne wysokogórskiego masywu Świdowca (Karpaty Wschodnie, Ukraina)*. Roczniki Bieszczadzkie 28, 159–188.

**Kłapyta P.**, Krzemień K., Gorczyca E., Krąż P., Dubis L., 2020b. *Geomorphologic effects of human impact across the Svydovets Massif in the Eastern Carpathians in Ukraine*. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 53–54, 85–111.

### **5.2.6. Wpływ kryzysu klimatycznego Małej Epoki Lodowej na rozwój osadnictwa na prawie wołoskim w Karpatach**

W ramach badań nad uwarunkowaniami geograficznymi osadnictwa wołoskiego w Karpatach opracowałem mapy rozwoju osadnictwa na prawie wołoskim w Karpatach oraz wykazałem główne prawidłowości związane z rolą i ewolucją osadnictwa na prawie wołoskim w Karpatach. Wyniki tych badań zostały opublikowane jako rozdziały w monografiach (Kłapyta 2013, 2014, 2018).

W ramach projektu Narodowego Programu Rozwoju Humanistyki (NPRH 0604/NPRH3/H12/82/2014) realizowanego przez Uniwersytet im A. Mickiewicza w Poznaniu pt. „*Wołosi w europejskiej i polskiej przestrzeni kulturowej. Migracje – osadnictwo – dziedzictwo kulturowe*”, wziąłem udział w badaniach nad przyczynami kryzysu osadniczego na Podtatrze i w Karpatach Zachodnich na przełomie XV i XVI wieku. W oparciu o analizę zapisu zmian środowiskowych zarejestrowanych w osadach jezior i torfowisk Tatr wykazałem, że udokumentowany w źródłach historycznych kryzys osadnictwa rolniczego w Karpatach na przełomie XV i XVI wieku mógł być spowodowany zmianami klimatycznymi podczas Małej Epoki Lodowej. Przyczyną było ochłodzenie podczas minimum słonecznego Spörera (AD 1460–1550), na które nałożyła się wyraźna regionalna faza zwilgotnienia klimatu i ekstremalnych zdarzeń hydrometeorologicznych. Kryzys demograficzny spowodował depopulację części wsi rolniczych wschodniego Podtatru lokowanych na prawie magdeburskim oraz pociągnął za sobą potrzebę zmiany strategii gospodarowania w obszarach górskich Karpat z rolniczej na pastersko-rolniczą opartą o innowacyjne regulacje prawa wołoskiego. Wyniki tych badań były opublikowane w artykule Kłapyta (2021).

Badania związane z wpływem gospodarki pasterskiej na kształtowanie górskiego krajobrazu kulturowego Ochotnicy zaowocowały moim współautorstwem w książce (Wielgus i in., 2022).

#### Cytowane publikacje:

**Kłapyta P.**, 2013. *Wołosi: nomadzi Bałkanów* [w:], M. Kiereś (red.) *Pasterstwo w Karpatach: tradycja a współczesność: szkice*. Centrum UNEP/GRID, Warszawa, Grafikon, Wadowice, 29–39.

**Kłapyta P.**, 2014. *Wołoskie osadnictwo w Karpatach w aspekcie historyczno-geograficznym*. [w:] U. Janicka-Krzywda (red.) *Kultura pasterska łuku Karpat i jej oddziaływanie na kulturę Babiogórców*. Babiogórskie Centrum Kultury, Kraków–Zawoja, 9–26

**Kłapyta P.**, 2018. *Wołosi i osadnictwo na prawie wołoskim w przestrzeni historyczno-geograficznej Karpat*. [w:], K. Kiwior (red.), *Szlak kultury wołoskiej: przewodnik*. Wyd. Turkula, Rzeszów, 10–17.

**Kłapyta P.**, 2021. *Klimatyczne uwarunkowania rozwoju osadnictwa na prawie wołoskim w Karpatach Zachodnich na przełomie XV i XVI wieku na przykładzie Podtatru*. Balcanica Posnaniensia 28, 1, 133-148. <https://doi.org/10.14746/bp.2021.28.6>

Wielgus K., Środulska-Wielgus J., **Kłapyta P.**, Mulet W., Buczek K., 2022. *Wołoskie echa w Ochotnicy i Tylmanowej: architektura i krajobraz na Szlaku Kultury Wołoskiej w Małopolsce*. Wydaw. Aleksander, Ochotnica Górna, 1–288.

### **5.2.7. Ochrona przyrody i ewaluacja potencjału geosrodowiskowego Karpat**

W latach 2012–2015 byłem członkiem zespołu konsultacyjnego w projekcie realizowanym przez UNEP/GRID Warszawa „*Karpaty Łączą - mechanizm konsultacji i współpracy dla wdrażania Konwencji Karpackiej*” w ramach Polsko-Szwajcarskiego Programu Badawczego. W ramach tego projektu w roku 2012 brałem udział w realizacji zadania: „*Georóżnorodność wybranych gmin Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego*, (kierownik dr W. Mróz), w ramach którego opracowałem waloryzację potencjału geologicznego i geomorfologicznego środkowej części Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego dla rozwoju geoturystyki. Wyniki tych prac były referowane na konferencji oraz opublikowane w monografiach (Kłapyta, 2015a; Wantuch i in., 2016). W ramach współpracy z organizacją Ekopsychologia z Zakliczyna brałem udział w pracach nad przygotowaniem podręcznika dotyczącego edukacji ekologicznej w Karpatach, w którym opracowałem rozdział dotyczący zróżnicowania środowiska nieożywionego w Karpatach (Wantuch i in., 2022).

W roku 2012 brałem udział w opracowywaniu planu Ochrony Gorczańskiego Parku Narodowego, w ramach którego opracowywałem rozdział „*Charakterystyka, waloryzacja i ogólne zasady ochrony walorów krajobrazowych Gorczańskiego Parku Narodowego*”. W roku 2014 byłem współautorem części operatu kulturowego do planu Ochrony Magurskiego Parku Narodowego, w którym dokonałem identyfikacji infrastruktury ukrytej na terenie Magurskiego Parku Narodowego w oparciu o analizę modelu terenu LiDAR. W latach 2011–2013 uczestniczyłem w projekcie Państwowego Instytutu Geologicznego „*Geopark Dolina Wisłoka-Polski Texas*”, w ramach którego opracowywałem bazę geostanowisk reprezentatywnych w gminach powiatu krośnieńskiego.

Ważnym aspektem badań w tym zakresie zainteresowań było także opracowania artykułów dotyczących ochrony przyrody nieożywionej w Karpatach (Gorczyca i in., 2014; Kłapyta, 2015b; Krzemeń i in., 2019) oraz haseł do Małej Encyklopedii Karpat (Balon i in., 2018).

#### Cytowane publikacje:

Balon J., Cyło A., Fac I., Jakiel M., **Kłapyta P.**, Krąż P., Maciejowski W., Michniewski A., Nycz E., Pieniążek A., Rechciński M., Staszewski K., Uliszak R., Więclaw-Michniewska J., Zieliński K., 2018. *Mała encyklopedia Karpat: pogranicze polsko-słowackie*. Wyd. Pro Carpathia, Rzeszów, 1–383.

Gorczyca E., Izmailow B., **Kłapyta P.**, Krzemeń K., Wrońska-Wałach D., 2014. *Polskie badania geomorfologiczne w Karpatach Wschodnich i znaczenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego dla ochrony walorów przyrody nieożywionej*. Roczniki Bieszczadzkie 22, 141–167.

**Kłapyta P.**, 2015a. *Różnorodność walorów geologicznych i geomorfologicznych środkowej części Beskidu Niskiego i Pogórza Karpackiego jako podstawa dla rozwoju geoturystyki* [w:], K. Szpara B. Zawilińska, A. Wilkońska (red.) *Lokalny potencjał a zrównoważony rozwój turystyki w Karpatach*, Rzeszów, Centrum UNEP-GRID, Warszawa, 11–32.

**Kłapyta P.**, 2015b. *Zarys budowy geologicznej Karpat w rejonie Rabki-Zdroju*. Zeszyty Rabczańskie 3-4, 329–336.

- Krzemień K., **Kłapyta P.**, Gorczyca E., Krzemień P., Nesteruk J., Troll M., 2019. *Ochrona przyrody nieożywionej w okresie II Rzeczypospolitej i współcześnie w południowo-wschodniej Polsce i w zachodniej Ukrainie*. Roczniki Bieszczadzkie 27, 197–231.
- Wantuch M., **Kłapyta P.**, Środulska-Wielgus J., 2016. *Charakterystyka wybranych walorów przyrodniczych i kulturowych Karpat Polskich* [w:], K. Szpara (red.) *Wspólnie dla zrównoważonego rozwoju Karpat: Poradnik o Konwencji Karpackiej*, Stowarzyszenie Ekopsychologia, Zakliczyn, 11–24.
- Wantuch M., **Kłapyta P.**, Badidová Brinzíková M., Baláž E., Bizubová M., Botos István C., Brinzík M., Dušek J., Fedor P., Fedorová J., Galvánek D., Guttová A., Hájek M., Chrenková M., Macura B., Michałek J., Mišíková K., Ochwat-Marcinkiewicz M., Ripková S., Seyboth A., Sos T., Tadic M., Tasenkevich L., Turtureanu D., Uhrin M., Zavadil V. 2022. *Świat Karpat: podręcznik edukacji ekologicznej*. Wantuch M. **Kłapyta P.**, Ochwat-Marcinkiewicz M., (red.), Stowarzyszenie Ekopsychologia, Zakliczyn, 1–458.

### **5.2.8. Pozostałe badania**

W latach 2013-2016 brałem udział w multidyscyplinarnych badaniach dotyczących paleośrodowiska i problemu granicy pliocen/plejstocen w Karpatach Zachodnich w oparciu o odkryte przeze mnie stanowisko paleobotaniczne Grywałd-Pólko (pogranicze Pienin i Gorców). Celem badań było poznanie rozmieszczenia, budowy, wieku i genezy słodkowodnych utworów plioceńskich i wczesno-plejstoceńskich oraz poznanie kopalnej flory i roślinności. Odślonięcia słodkowodnych osadów wieku plioceńskiego stanowią bardzo dużą rzadkość w skali Karpat, stąd nieliczne istniejące w tym obszarze, historyczne już stanowiska paleobotaniczne należą do najważniejszych w skali Polski, a nawet Europy Środkowej. Osady rozpoznane na stanowisku Grywałd-Pólko stanowią jedyne istniejące powierzchniowe odślonięcia tego typu w polskich Karpatach, w którym można śledzić ciągłość poszczególnych warstw. Badania były realizowane przy współpracy z paleobotanikami dr hab. E. Worobiec i dr hab. R. Stachowicz-Rybką (PAN, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera) oraz geologami (dr hab. prof. IOP PAN W. Margielewski). W analizowanym palinologicznie materiale stwierdzono obecność licznych i dobrze zachowanych makroszczątków roślin, takich jak owoce i nasiona oraz liście (głównie szpilki drzew i krzewów iglastych). Oznaczono ok. 70 taksonów sporomorf, w tym taksony „trzciorzędowe”. Wstępne wyniki ujawniły podobieństwo badanego zespołu sporowo-pyłkowego do zespołów opisanych wcześniej z Mizernej, Krościenka-Potoczki i Domańskiego Wierchu. W 2014 i 2015 roku ubiegałem się o środki finansowe na kontynuowanie dalszych badań w konkursie Narodowego Centrum Nauki OPUS.

W latach 2016-2018 w oparciu o odkryte przez dr J. Zasadniego (AGH, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska) i przeze mnie nowego stanowiska paleobotanicznego w Jurgowie uczestniczyłem w badaniach nad rekonstrukcją warunków środowiskowych panujących podczas ostatniego pleniglacjału na północnym przedpolu Tatr. Badania były realizowane przy współpracy z geomorfologami dr hab. A. Michno (IG i GP UJ), paleobotanikami dr K. Korzeń (PAN, Instytut Botaniki im. Władysława Szafera) oraz geologami i geofizykami: dr J. Zasadni, dr hab. W.J. Mościcki, dr G. Bania (AGH, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska). Wyniki badań wskazują na występowanie u schyłku środkowego pleniglacjału ok. 29-26 tys. lat zwartych zbiorowisk roślinności drzewiastej typu borowego na wysokości 900 m n.p.m. Wyniki badań były prezentowane na Konferencja Paleobotaniki

Czwartorzędu oraz zebraniu naukowym Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU. Geneza osadów w Jurgowie wymaga dalszych badań i daje perspektywy na poznanie dynamicznych warunków sedymentacji w regionie o znacznej w skali Karpat Zachodnich aktywności neotektonicznej. Nowy etap badań został rozpoczęty w 2023 r. przy współpracy z dr J. Szczygłem (Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski).

W 2022 r. w ramach programu „Tworzenie grup badawczych” w ramach Priorytetowego Obszaru Badawczego „Anthropocene” rozpocząłem badania nad chronologią glacialną Karpat Południowych i Gór Zachodniorumuńskich, które realizuję we współpracy naukowej z dr J. Zasadnim (AGH), dr hab. M. Mîndrescu (Uniwersytet Suczawa) oraz dr hab. A. Vespremeanu-Stroe (Uniwersytet w Bukareszcie). Badania te mają na celu określeniem wieku form maksymalnego zasięgu lodowców w oparciu o datowania metodą kosmogenicznego izotopu  $^{10}\text{Be}$  oraz rekonstrukcją lodowców i ich linii równowagi bilansowej. Dotychczas zostały pobrane próby z bloków budujących moren końcowe w dolinie Jieț w Górach Păraňg oraz cyrków glacialnych w górach Bihor i Șureanu, gdzie rozpoznano maksymalne zasięgi lodowców. Obecnie biorę udział w pracach nad przygotowaniem mapy Geomorfologicznej Polski w skali 1:500 000 oraz opracowaniu tekstu dotyczącego rzeźby Tatr w ramach monografii Geomorfologia Polski opracowywanego w ramach Stowarzyszenia Geomorfologów Polskich.

## **6. Informacja o wykazywaniu się istotną aktywnością naukową albo artystyczną realizowaną w więcej niż jednej uczelni, instytucji naukowej lub instytucji kultury, w szczególności zagranicznej.**

### **6.1 Umowy z innymi uczelniami:**

W 2010 r. w ramach umowy z **Akademią Górniczo Hutniczą w Krakowie** brałem udział w pracach nad przygotowywaniem wniosku do projektu badawczego pt. “Landscape evolution since the last glacial-interglacial cycle and 18’000 yrs of human settlement north of Swiss Alps and around the Tatra Mts” w ramach Polsko-Szwajcarskiego Programu Badawczego. Prace nad projektem umożliwiły mi nawiązanie kontaktów naukowych z Instytutem Geografii w Bernie (dr A. Herr) i Federalnym Instytutem Technologii (ETH) w Zurychu (prof. S. Ivy-Ochs), oraz Instytutem Fizyki Uniwersytetu im. Mikołaja Kopernika w Toruniu (prof. A. Chruścińska).

W latach 2011-2013 w ramach umowy z **Akademią Górniczo Hutniczą w Krakowie** (Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska) wykonywałem karty geostanowisk reprezentatywnych w województwie podkarpackim w ramach projektu „*Geopark Dolina Wisłoka-Polski Texas*”.

W okresie 15.03.2016 – 14.03. 2019 byłem zatrudniony przez **Akademią Górniczo Hutniczą w Krakowie** (Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska) jako wykonawca grantu Narodowego Centrum Nauki (2015/17/B/ST10/03127, konkurs OPUS-9) “Younger Dryas glaciation in the Western Carpathians”. Kierownikiem projektu była prof. Susan Ivy-Ochs z Politechniki Federalnej w Zurychu, światowej sławy pionier w zastosowaniu metody datowania izotopami kosmogenicznymi w badaniach geomorfologicznych. W ramach tego projektu współpracowałem także z dr Lenką Balážovičová z Uniwersytetu Mateia Bela w Bańskiej Bystrzycy z którą prowadziłem wspólne badania na obszarach chronionych Tatr i Niżnych Tatr.



W okresie 2014–2019 byłem zatrudniony przez Wydział Historyczny **Uniwersytetu im A. Mickiewicza w Poznaniu** jako wykonawca grant Narodowego Programu Rozwoju Humanistyki (0604/NPRH3/H12/82/2014) „Wołosi w europejskiej i polskiej przestrzeni kulturowej. Migracje – osadnictwo – dziedzictwo kulturowe”. Kierownikiem projektu była prof. dr hab. Ilona Czamańska.

## **6.2. Pobyty naukowe na uczelniach zagranicznych**

W okresie kwietniu 2008 r. uczestniczyłem w wymianie zagranicznej w Instytucie Geografii na **Uniwersytecie im. Komeńskiego w Bratysławie** (Słowacja), opiekunem pobytu był prof. dr hab. Miloš Stankovianski. W ramach pobytu współpracowałem również z prof. Jurajem Hreško oraz prof. dr hab. Martin Boltziarem z Uniwersytetu Konštantína Filozofa w Nitrze.

W okresie 25-31.05.2010 r. odbyłem wymianę naukową w Instytucie Geografii **Uniwersytetu Iwana Franki we Lwowie** (Ukraina) Katedra Geomorfologii i Paleogeografii. Opiekunem pobytu był dr hab. Volodia Šušnák.

W latach 2018-2022 odbyłem trzy pobyty naukowe w **Uniwersytecie Stefana cel Mare w Suczawie** (Rumunia), gdzie łącznie spędziłem 29 dni. Pobyty miały miejsce w dniach 8-13.12.2018, 4-19.08.2019 oraz 18-24.09.2022. W ramach tego pobytu realizowałem badania związane z projektem „Złodowacenie Gór Rodniańskich podczas maksimum ostatniego zlodowacenia”. Wygłosiłem referat naukowy, przeprowadziłem kwerendę biblioteczną oraz wspólne badania terenowe z dr hab. Marcel Mîndrescu (Instytut Geografii Uniwersytet Suczawa) oraz dr Cristiną Balaban (Uniwersytet Durham, Anglia). Opiekunem pobytu był dr hab. Marcel Mîndrescu.

W sierpniu 2023 r. uczestniczyłem w 7-dniowym pobycie naukowym w Alpach Wschodnich w ramach współpracy naukowej z **Uniwersytetem Salzburg** (Austria). W ramach tego pobytu prezentowałem wyniki badań w Karpatach Wschodnich, realizowałem wspólne badania terenowe z dr hab. Bernhardem Salzerem w masywie Gross Venediger (Wysokie Taury) oraz nawiązałem współpracę z prof. dr hab. Dirkiem van Husenem, wybitnym geomorfologiem glacialnym i geologiem czwartorzędu.

## **7. Informacja o osiągnięciach dydaktycznych, organizacyjnych oraz popularyzujących naukę lub sztukę.**

### **Działalność dydaktyczna**

#### **7.1. Prowadzenie zajęć dydaktycznych**

Działalność dydaktyczną podjąłem w 2012 r. w ramach zatrudnienia w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej. Moje obciążenie dydaktyczne wynosiło w ramach etatu 210 godzin/rok. W ramach działalności dydaktycznej prowadziłem **26 różnych kursów** dla studentów kierunków: geografia, e\_gospodarka przestrzenna oraz geografia i gospodarka przestrzenna, zarówno na pierwszym jak i na drugim stopniu studiów w tym:

- 1) wykłady i konwersatoria z przedmiotów: Geografia Tatr, Geomorfologia, Geomorfologia dynamiczna, Geomorfologia gór, Strefy i regiony morfoklimatyczne, Paleogeografia, Przyrodnicze podstawy planowania przestrzennego;

- 2) ćwiczenia: Geografia regionalna świata, Geoinformatyka, Metody badania rzeźby, Pracownia ogólna;
- 3) zajęcia terenowe: Babia Góra, Ćwiczenia terenowe z geomorfologii, Geoinformatyka, Geomorfologia Polski Południowej, Metody badań osadów czwartorzędowych, Podstawy terenoznawstwa, Terenowe metody badań przyrodniczych, Terenowa praktyka specjalizacyjna z geomorfologii;
- 4) zajęcia w języku angielskim dla studentów zagranicznych: Geomorphology, Principles of glaciology,

W ankietach oceny zajęć dydaktycznych byłem oceniany przez studentów **ocenami powyżej średniej wydziałowej** tj. pomiędzy 4, a 5 w 5-stopniowej skali.

### **7.2. Przygotowanie i uruchomienie kursów dydaktycznych**

Samodzielnie przygotowałem nowe kursy: Paleogeografia, Geomorfologia gór oraz istotnie zmodyfikowałem o nowe treści kursy: Babia Góra, Geomorfologia Polski Południowej oraz Principles of Glaciology. Współtworzyłem kursy: Geomorphology i Podstawy terenoznawstwa. W roku 2018 byłem członkiem instytutowego zespołu projektującego nowy kierunek studiów „Studia Górskie”, tworząc sylabusy do czterech kursów dydaktycznych.

### **7.3. Promowanie prac dyplomowych**

W trakcie mojej pracy wypromowałem **6 prac licencjackich** oraz **3 prace magisterskie**, z których prace magisterskie Macieja Bryndzy pt. „*Rzeźba glacialna masywu Borżawy (Karpaty Wschodnie, Ukraina) w świetle badań geomorfologicznych i sedymentologicznych*” oraz Mateusza Rajczyka pt. „*Zlodowacenie Tatr Wiechowych podczas maksimum ostatniego zlodowacenia*” uzyskały tytuł najlepszych pracy magisterskich w Polsce w dyscyplinie Geografia w latach 2021 i 2022 w konkursie organizowanym przez PTG.

Byłem recenzentem 2 prac licencjackich oraz sekretarzem na dwóch obronach prac doktorskich. W 2023 r byłem **recenzentem rozprawy doktorskiej** mgr. Ramachandrana Kanagasundarama Dhavamaniego pt. „*Impact of topography and altitude on timing of the deglaciation in the High Tatra Mts.*” Rozprawa została obroniona w sierpniu na Wydziale Nauk o Środowisku Uniwersytetu im. Komenskigo w Bratysławie.

Pełniłem także funkcję **promotora pomocniczego pracy doktorskiej** Dariusza Strzyżowskiego „*Funkcjonalność stoku górskiego w warunkach saltacji wykrotowej na wybranych przykładach z Tatr Zachodnich*” (2023 rok), a od 2021 r jestem promotorem pomocniczym pracy doktorskiej Magdaleny Murawskiej-Kąckiej „*Deglacjacja doliny Prutu podczas ostatniego zlodowacenia*” (doktorat będzie bronił na przełomie roku 2023/24).

### **7.4. Działalności publikacyjna ze studentami i doktorantami**

W ramach współpracy ze studentami i doktorantami opublikowałem dwie publikacje: Kłapyta i in. (2019), publikacja z udziałem M. Bryndzy, M. Murawskiej, J. Dąbek, P. Powroźnika, J. Wąs i J. Kałuziak oraz Kłapyta i in. (2022), publikacja z udziałem M. Bryndzy i M. Jasionek. W przygotowaniu jest kolejna publikacja we współpracy z D. Siemkiem i M. Jasionek.

### **7.5. Opieka naukowa nad projektami studenckimi**

W latach 2018 i 2019 byłem opiekunem naukowym projektów naukowych studentów Koła Geografów UJ pt. „Rzeźba glacialna w masywie Borżawy”, a w roku 2021 projektu pt. „Społeczny odbiór przemian środowiska geograficznego spowodowanych zmianami klimatu w małych społecznościach alpejskich na przykładzie wioski Fieschertal, Valais, Szwajcaria”. W 2023 r zostałem opiekunem projektu pt. „Rekonstrukcja historycznego użytkowania ziemi i toponomastyki związanej z pasterstwem na prawie wołoskim na terenie Cięciny w Beskidzie Żywieckim”.

## 7.6. Działalność organizacyjna

1. Pełnienie **funkcji Sekretarza Naukowego Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej** w latach 2014-2019.
2. Pełnienie funkcji **członka Komisji Rekrutacyjnej** na międzynarodowe studia *Earth Sciences in a Changing World* na Wydziale Geografii i Geologii UJ (od 2020).
3. Pełnienie funkcji **opiekuna naukowego Koła Geografów** im. Ludomira Sawickiego (od 2022).
4. Koordynacja i organizacja prezentacji Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej na Festiwalu Nauki w Krakowie (2013 i 2014).
5. Administrowanie strony internetowej Zakładu Geomorfologii (od 2013).
6. Prowadzenie terenowej sesji naukowej w ramach międzynarodowych warsztatów IAG/AIG Working Group Landform Assessment for Geodiversity: „Geodiversity assesement in mountain areas”, 25-30. 08. 2019, Kraków-Zakopane.
7. Pełnienie funkcję **eksperta merytorycznego** i współtwórcy wystawy dotyczącej Historii naturalnej Tatr dla Centrum Edukacji Przyrodniczej Tatrzańskiego Parku Narodowego (2022-2023).
8. Wykonywanie **recenzji naukowych** dla czasopism z listy JCR – łącznie zrecenzowałem **12 artykułów dla 7 czasopism** (Catena, Quaternary International, Environmental Earth Sciences, Geological Quarterly, Geology, Geophysics and Environment, Applied Science, Geosciences) oraz międzynarodowych monografii – łącznie zrecenzowałem **5 rozdziałów** dla wydawnictwa Springer. Dodatkowo wykonywałem recenzję do innych czasopism naukowych (Studia Geomorphologica Carpatho Balcanica, Prace Geograficzne), wydawnictw IGiGP UJ oraz publikacji pokonferencyjnych Tatry, Przyroda i człowiek (12 recenzji).
9. Członkostwo w **radach redakcyjnych czasopism**: Geoconcept (Geoconcept Association of applied Geography, AGAG) oraz rocznika Res Carpathica wydawanego przez Stowarzyszenie Res Carpathica.

## 7.7. Działalność popularyzatorska

Ważną część mojej aktywności popularyzatorskiej stanowi współpraca pomiędzy środowiskiem akademickim i organizacjami pozarządowymi. Jestem członkiem stowarzyszeń „Porozumienie Karpackie - Karpaty Naszym domem”, oraz „Res Carpathica” w których działam na rzecz ochrony i zrównoważonego rozwoju Karpat.

1. W latach 2006-2011 byłem **koordynatorem i organizatorem** pięciu **Festiwali Huculskich**, z których ostatni Międzynarodowy Festiwal Huculski „Słowiańska Atlantyda”, miał miejsce w 14 miastach Polski i 4 na Ukrainie a współorganizowały go łącznie 42

instytucje. Wydarzenie to zostało nominowane do prestiżowej, ogólnopolskiej nagrody Fundacji Rozwoju Demokracji Lokalnej.

2. W ramach **działalności popularyzatorskiej geografii i geomorfologii** prowadziłem wykłady w ramach Warsztatów Geograficznych dla Nauczycieli (łączy 2016-2017), słuchaczy Uniwersytetów III Wieku na Uniwersytecie Rolniczym w Krakowie (2019-2022), wykłady w ramach Kursu Przewodników beskidzkich (SKPG Kraków, 2017-2018) i tatrzańskich (AKPT Kraków; 2020-2021). W 2013 i 2019 r. prowadziłem wykłady plenarne w ramach „Wielkiej Lekcji Geografii” organizowanej przez Uniwersytet Łódzki dla uczniów szkół średnich z całego kraju. W czerwcu 2023 prowadziłem wykład z geologii i geomorfologii dla maturzystów w ramach „Popołudnia Powtórkowego z Geografii” realizowanego w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ.
3. Prowadziłem także wykłady i warsztaty w jednostkach kultury (Muzeum Narodowe w Krakowie, Wojewódzki Dom Kultury w Rzeszowie, Muzeum Tatrzańskie, Muzeum Etnograficzne w Kielcach, Centrum Kultury Młodych w Łodzi, Centrum Kultury im J.N. Jeziorańskiego w Warszawie, Ośrodek kultury w Ochotnicy i Kalwarii Zebrzydowskiej).
4. Dotychczas brałem udział w ponad 20 audycjach radiowych (Radio Kraków, Program 2 Polskiego Radia, Radio Vox FM, Plus Radio, Radiostacja Krakowska) oraz programach TVP Kraków i TVP Polonia (Korona Gór Polski 2022) w roli narratora.

**8. Oprócz kwestii wymienionych w pkt. 1-6, wnioskodawca może podać inne informacje, ważne z jego punktu widzenia, dotyczące jego kariery zawodowej.**

**8.1. Nagrody i wyróżnienia:**

1. Stypendium naukowe na studium doktoranckim w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ (2005-2009).
2. **Dyplom im. Eugeniusza Romera** za najlepszą pracę doktorską z zakresu geografii fizycznej obronioną w 2011 roku. Komitet Nauk Geograficznych PAN, (Szczecin, 2013 rok).
3. **Dyplom im. Stefana Kozarskiego** za najlepszą pracę doktorską z zakresu geomorfologii w Polsce w 2011 r. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich (Toruń, 2014).
4. **Best Map Award 2014**. Międzynarodowa nagroda czasopisma Journal of Maps za najlepszą mapę opublikowaną w 2014 roku „The Tatra Mountains during the Last Glacial Maximum” (2014 rok).
5. **Nagroda im. Wincentego Pola** za osiągnięcia naukowe, dydaktyczne i organizacyjne w Instytucie Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Dyrektor Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ (Kraków, 2019 rok).
6. Nagrody Rektora Uniwersytetu Jagiellońskiego zespołowe III stopnia za osiągnięcia naukowe w latach: 2014, 2015, 2017 i 2021.
7. Nominacja do nagrody **Best Map Award 2021** w konkursie czasopisma Journal of Maps. Mapa geomorfologiczna masywu Babiej Góry „*Geomorphology of the high-elevated flysch range—Mt. Babia Góra Massif (Western Carpathians)*”(2021 rok).
8. **I nagroda w XXXVIII Konkursie Prac Magisterskich** z zakresu geografii. Promotor pracy magisterskiej Macieja Bryndzy pt. „*Rzeźba glacialna masywu Borzawy (Karpaty Wschodnie, Ukraina) w świetle badań geomorfologicznych i sedymentologicznych*”. Polskie Towarzystwo Geograficzne (2022 rok).

9. I nagroda w XXXIX Konkursie Prac Magisterskich z zakresu geografii. Promotor pracy magisterskiej Mateusza Rajczyka pt. „Złodowacenie Tatr Wierchowych podczas maksimum ostatniego złodowacenia”. Polskie Towarzystwo Geograficzne (2023 rok).

Piotr Wopysk

.....  
(podpis wnioskodawcy)