

AUTOREFERAT

1. Imię i Nazwisko.

Stanisław Kędzia

2. Posiadane dyplomy, stopnie naukowe.

27.04.2005 Stopień naukowy doktora w zakresie geografii fizycznej, nadany przez Radę Naukową Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania na podstawie rozprawy „Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki)”
Promotor: prof. dr hab. Adam Kotarba

23.06. 1993 Stopień naukowy magistra geografii
Uniwersytet Jagielloński, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Geografii
Praca magisterska: „Klimatyczne uwarunkowania płatów wiecznego śniegu w Tatrach na przykładzie śnieżnika w Kotle Mięguszowieckim”
Promotor: prof. dr hab. Barbara Obrębska-Starkłowa

1985 Dyplom Technika-Mechanika, Świadectwo Dojrzałości
Technikum Mechaniczne, Zespół Szkół Technicznych w Andrychowie

3. Informacje o dotychczasowym zatrudnieniu w jednostkach naukowych/artystycznych.

01.01.2015 Kierownik Stacji Badawczej im. M. i M. Kłapów na Hali Gąsienicowej
Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Badań Geośrodowiska w Krakowie

01.07.2014 Starszy specjalista
Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Badań Geośrodowiska w Krakowie

1.10.2005-30.06.2009 Starszy wykładowca (drugi etat)
Wszechnica Świętokrzyska w Kielcach

22.06.2005 Adiunkt
Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyzyn w Krakowie

- 1.12.1997 Asystent
Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn w Krakowie
- 1.03.1993 Pracownik techniczny
Polska Akademia Nauk
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn w Krakowie

4. Wskazanie osiągnięcia* wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.):

a) tytuł osiągnięcia naukowego/artystycznego,

**Wpływ zmian klimatu na wybrane elementy kriosfery i modelowanie rzeźby
Tatr i Karkonoszy**

**b) (autor/autorzy, tytuł/tytuły publikacji, rok wydania, nazwa wydawnictwa,
recenzenci wydawniczy),**

1. Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2016. Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology* 263, 39-49.
Mój udział procentowy szacuję na 25%.
2. Kędzia S., Parzóch K., 2016. Aktywność spływów gruzowych w polskiej części Karkonoszy w świetle badań lichenometrycznych. *Przegląd Geograficzny* 88 (3), (w druku, nr doi: <http://dx.doi.org/10.7163/PrzG.2016.3.0>).
Mój udział procentowy szacuję na 50%.
3. Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2015. Application of the ground penetrating radar to identification of the thickness and structure of the sediments in postglacial lakes, illustrated with an example of Mały Staw lake (the Karkonosze Mountains). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 49, 5-13.
Mój udział procentowy szacuję na 33,3%.
4. Kędzia S., 2015a. The occurrence of glaciers in the Polish Tatra Mountains during the Little Ice Age. *Zeitschrift für Geomorphologie* 59,2, 229-241.
5. Kędzia S., 2015b. Lichenometric curves for the Polish part of the Karkonosze and Tatra Mountains established with a new method. *Zeitschrift für Geomorphologie* 59,1, 103-118.
6. Kędzia S., 2014. Are there any active rock glaciers in the Tatra Mountains? *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 48, 5-16.

7. Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., 2013. Rzeźba i wybrane elementy klimatu najwyżej położonych cyrków polodowcowych na przykładzie Koziej Dolinki [w:] Z. Rączkowska, A. Kotarba (red.), Dolina Suchej Wody w Tatrach. Środowisko i jego współczesne przemiany, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 239, 49-66.
Mój udział procentowy szacuję na 33,3%.
8. Kędzia S., 2013a. Nowa krzywa lichenometryczna dla polskiej części Tatr. Przegląd Geograficzny 85, 1, 53-63.
9. Kędzia S., 2013b. Problems and possibilities of lichenometric dating in Polish mountains. Geographia Polonica 86, 4, 363-374.
10. Kędzia S., Parzóch K., 2013. The activity of debris flows in the Łomniczka Cirque in the light of lichenometric dating. Opera Corcontica Vrchlabí Správa Krkonošského národního parku, Dobrovského, 50/S, 75-80.
Mój udział procentowy szacuję na 50%.
11. Kędzia S., 2011. Krzywa lichenometryczna porostu naskalnego *Rhizocarpon geographicum* dla Karkonoszy. Przyroda Sudetów 14, 141-148.
12. Kędzia S., 2010. The age of debris surfaces on the Żółta Turnia Peak (the Polish Tatra Mts.). Geomorphologia Slovaca et Bohemica 10, 2, 29-38.
13. Gądek B., Grabiec M., Kędzia S., Rączkowska Z., 2010. Struktura wewnętrzna i morfodynamika wybranych stoków gruzowych Tatr w świetle wyników pomiarów georadarowych i lichenometrycznych. [w:] A. Kotarba (red.) Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem. T.1. Nauki o Ziemi. Materiały IV Konferencji "Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek", Zakopane, 14-16 października 2010. Zakopane, 55-61.
Mój udział procentowy szacuję na 25%.

c) omówienie celu naukowego/artystycznego ww. pracy/prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania.

Wstęp

Zmiany klimatu, zarówno obecne jak i w przeszłości, są przedmiotem szczególnego zainteresowania ze względu na ich duży wpływ na większość form życia i procesów zachodzących na powierzchni Ziemi. Ponieważ środowisko wysokogórskie uważane jest za szczególnie wrażliwe na zmiany klimatu, dlatego w Tatrach od lat prowadzone są badania dotyczące zmian klimatu i ich wpływu na środowisko (m. in. Hess 1965, 1968; Cebulak 1983; Niedźwiedź 1996, 2000, 2004; Obrębska-Starkel i in. 1995; Kotarba i Pech 2002; Kotarba 2004; Trepińska 2010; Kotarba i in. 2013). W górach, zwłaszcza wysokich, do jednych z najbardziej spektakularnych zdarzeń hydrometeorologicznych i rzeźbotwórczych należą sływy gruzowe. Dotychczasowe badania (m.in. Krzemień 1988; Kotarba 1989, 1991, 1992, 1994, 1995, 1997, 2001, 2004, Kotarba i in. 1987; Kotarba i Pech 2002; Kotarba i in. 2013) wykazały wyraźny związek aktywności sływów gruzowych ze zmianami klimatu. Jednakże

mimo wielu prac dotyczących zmian klimatu Tatr, nadal nie można było szczegółowo odpowiedzieć na pytanie jaki był udział jego wybranych elementów w zmianie aktywności procesów morfogenetycznych, a szczególnie spływów gruzowych. Nie można było również określić trendu zmian w aktywności tych procesów.

W 2006 r. podjąłem w polskiej części Tatr szczegółowe badania dotyczące wpływu zmian klimatu na wybrane procesy geomorfologiczne z zastosowaniem lichenometrii, zdjęć lotniczych i geofizycznych sondowań. Ze względu na występującą w Tatrach wieloletnią zmarzlinę i dużą liczbę wieloletnich płatów śnieżnych oraz ich wpływ na morfodynamikę stoków, postanowiłem również zbadać wpływ zmian klimatu na wybrane elementy kriosfery i ich związek z procesami geomorfologicznymi. Mimo, iż Tatry są obiektem badań wielu geografów fizycznych i powstało wiele prac z tego zakresu, to jednak niektóre bardzo ważne problemy badawcze do tej pory nie zostały rozwiązane. Wiele hipotez dotyczących na przykład aktywności lodowców gruzowych i wielkości zlodowacenia Tatr w okresie małej epoki lodowej, miąższości i struktury wewnętrznej stożków usypiskowych oraz tempa ich rozwoju, nie zostało potwierdzonych datowaniami ani też badaniami geofizycznymi. Nie wszystkie wyniki badań prowadzonych w Tatrach Wysokich można było porównać z wynikami badań prowadzonych w Tatrach Zachodnich. Na przykład w tych ostatnich brak było datowań lichenometrycznych i nie można było porównać aktywności spływów gruzowych pomiędzy obiema częściami Tatr. Zaplanowane badania miały nie tylko uzupełnić i uszczegółowić dotychczasowe wyniki, ale również potwierdzić bądź też zaprzeczyć dotychczasowym tezom dotyczącym aktywności procesów morfogenetycznych i ich zależności od zmian klimatu.

W trakcie prowadzenia w Tatrach badań dotyczących wpływu zmian klimatu na wybrane procesy geomorfologiczne, postanowiłem przeprowadzić w Karkonoszach analogiczne badania jak w Tatrach i porównać wyniki otrzymane z obu masywów.

Badania w Tatrach

Od 2007 r. prowadziłem zarówno w Tatrach Wysokich jak i Zachodnich, szczegółowe badania nad odzwierciedleniem współczesnych zmian klimatu w morfodynamice stoków tatrzańskich. Badania obejmowały między innymi datowania lichenometryczne powierzchni stoków gruzowych (ze szczególnym uwzględnieniem spływów gruzowych), analizę zdjęć lotniczych pod kątem procesów zachodzących na stokach gruzowych, sondowania georadarowe datowanych lichenometrycznie stoków (w tym również sondowanie całościowe jednego z wybranych wysoko położonych cyrków polodowcowych), oraz analizę opadów (głównie ze stacji na Kasprowym Wierchu i Hali Gąsienicowej) pod kątem sum dobowych opadów i ich intensywności.

W celu przeprowadzenia dokładnego datowania lichenometrycznego utworzyłem dla polskiej części Tatr nową krzywą lichenometryczną dla porostu naskalnego *Rhizocarpon geographicum* (Kędzia 2015b, 2013a). Podczas datowania za pomocą dotychczasowych krzywych, wyznaczonych przez A. Kotarbę (1988b) dla piętra klimatycznego bardzo chłodnego i umiarkowanie zimnego (Fig. 1), form rzeźby o dużej rozciągłości pionowej (ponad 400-500 m) lub znajdujących się w pobliżu czy też na granicy pięter klimatycznych, zachodził problem doboru odpowiedniego współczynnika wzrostu (*ang. lichen factor*), ponieważ tempo przyrostu plech zmienia się wraz z wysokością w sposób płynny, a nie skokowy. Na przykład dla form powstałych w wyniku spływów gruzowych i przemodelowanych przez nie na stożku usypiskowo obrywowym pod Skrajną Turnią (Fig. 2) nie można przyjąć dwóch wartości współczynnika wzrostu. Natomiast przyjęcie jednej wartości powoduje, że w miarę oddalania się od środka piętra klimatycznego dla którego został przyjęty współczynnik wzrostu, dokładność datowania lichenometrycznego będzie maleć. W skrajnych przypadkach błąd datowania może wynosić kilkanaście lat. Dla form

rzeźby powstałych ponad wiek temu taki błąd można jeszcze zaakceptować. Natomiast dla młodszych form, powstałych w ostatnich kilkudziesięciu latach, taka wartość błędu jest zbyt duża. Zastosowanie interpolacji tylko częściowo rozwiązywało problem. Natomiast wyznaczanie wąskich przedziałów wysokości i konstruowanie dla nich oddzielnych krzywych zmniejsza błąd datowania, ale z praktycznego punktu widzenia stosowanie kilku krzywych dla jednego obszaru jest mało wygodne.

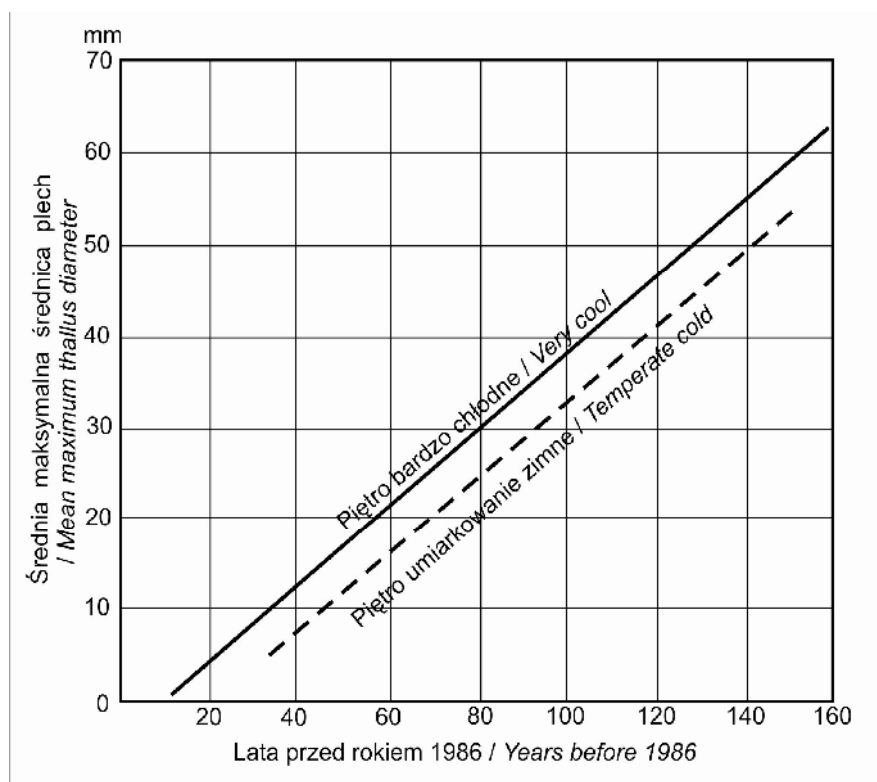


Fig. 1. Krzywe lichenometryczne dla polskiej części Tatr wyznaczone przez A. Kotarbę (1988b).

W dotychczasowej metodzie krzywe wzrostu wyznacza się uśredniając średnice największych plech znajdujące się na różnych wysokościach, co samo w sobie generuje błąd. Zaistniała potrzeba stworzenia nowej krzywej lichenometrycznej, która pozwalałaby uniknąć wyżej wymienionych niedokładności. Liczne terenowe eksperymenty pomiarowe połączone ze statystyczną obróbką danych doprowadziły do powstania, prawdopodobnie pierwszej na świecie, krzywej lichenometrycznej prezentującej tempo wzrostu plech w zależności od wysokości w sposób liniowy, a nie skokowy (Fig. 3). W ten sposób uzyskano dokładniejsze daty i odczyt nowych zdarzeń w postaci spływów gruzowych, zapisanych w formach przez nie utworzonych. Dowodem większej dokładności datowania z zastosowaniem krzywej ciągłej jest między innymi krzywa wzrostu plech dla Tatr wyznaczona przeze mnie w tradycyjny sposób (Fig. 4) na podstawie tych samych obiektów reperowych co nowa krzywa (Fig. 3). Współczynnik korelacji R^2 dla nowej krzywej wynosi 0.9831, natomiast dla krzywej wyznaczonej tradycyjnie 0.9644, co świadczy o lepszym dopasowaniu i tym samym dokładniejszych datach otrzymanych przy użyciu nowej krzywej wzrostu plech (Kędzia 2015b, 2013a). Oprócz wyznaczenia krzywej wzrostu plech prowadziłem również badania nad wypracowaniem najlepszej metody obliczeniowej dla mierzonych plech (Kędzia 2013b).

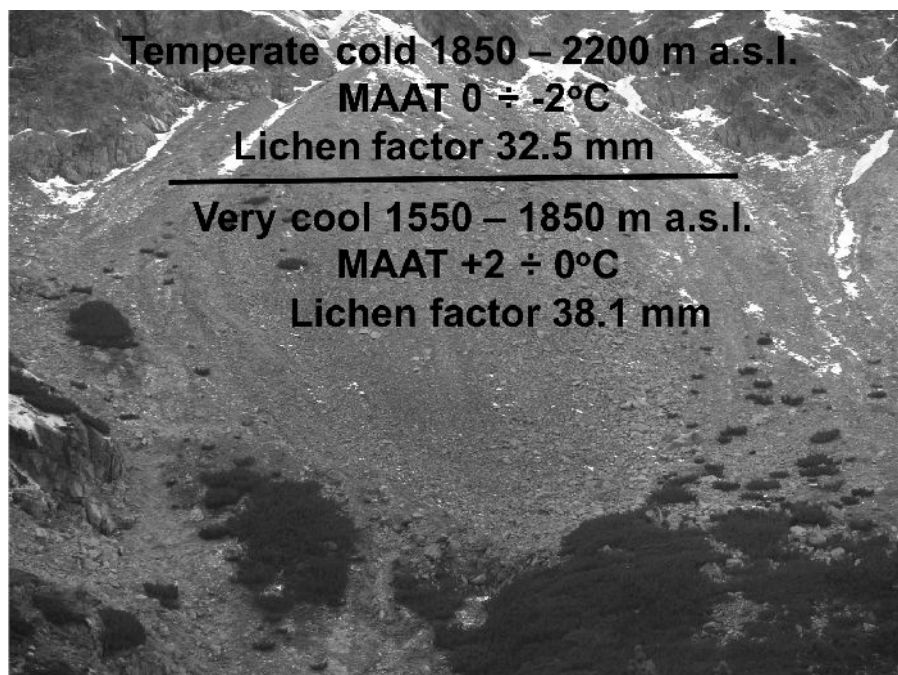


Fig. 2. Stożek usypiskowo-obrywowy pod Skrajną Turnią w Tatrach z zaznaczoną granicą pięter klimatycznych i współczynnikami wzrostu wyznaczonymi przez A. Kotarbę w 1988 r. (Kędzia 2015).

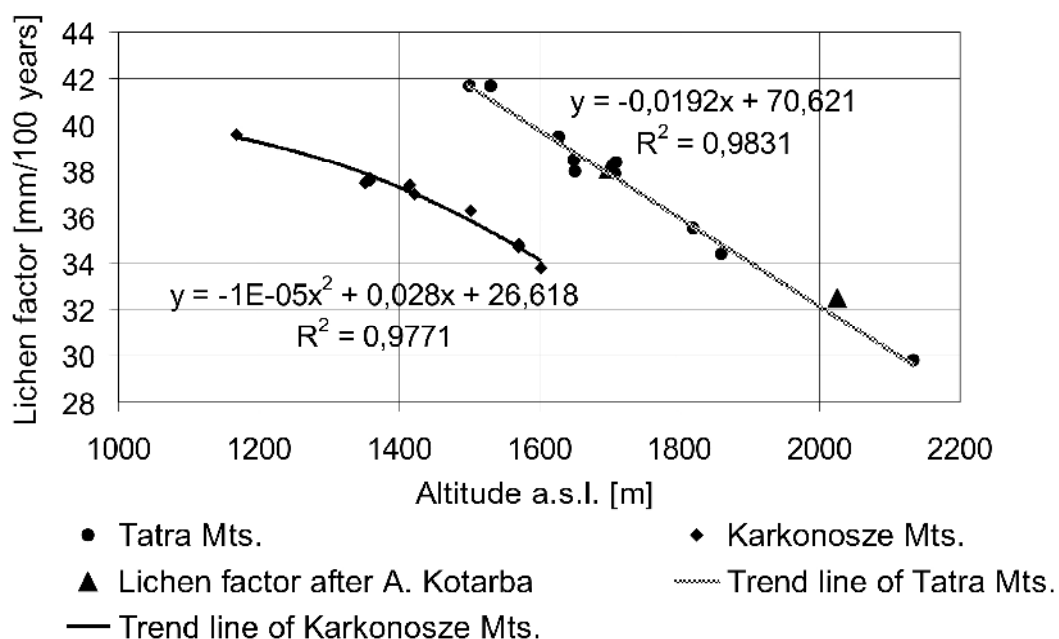


Fig. 3. Krzywe wzrostu plech dla Tatr i Karkonoszy wyznaczone nową metodą. Trójkątnymi sygnaturami zaznaczono współczynniki wzrostu wyznaczone przez A. Kotarbę dla tatrzańskich pięter klimatycznych umiarkowanie zimnego i bardzo chłodnego (Kędzia 2015).

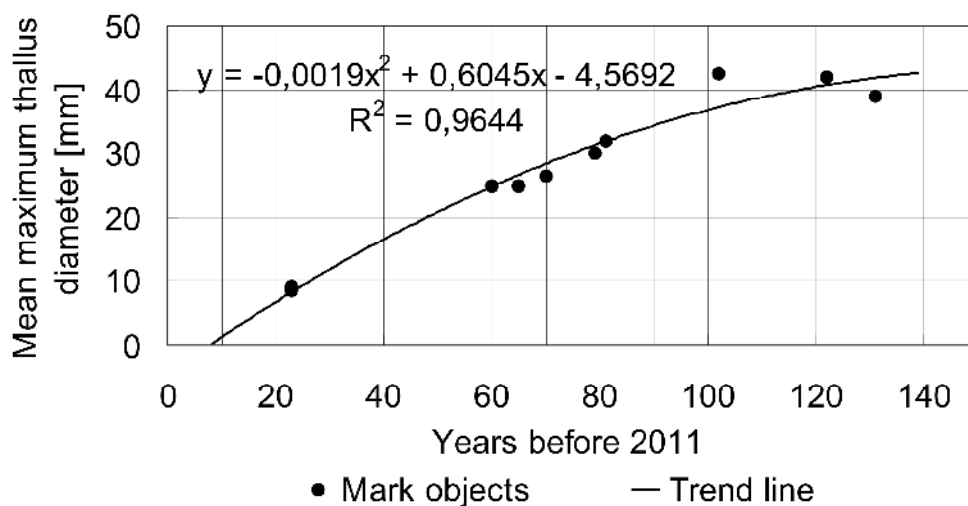


Fig. 4. Krzywa wzrostu plech dla Tatr wyznaczona w tradycyjny sposób (Kędzia 2015).

Za pomocą datowania lichenometrycznego i analizy zdjęć lotniczych wyznaczono fazy wzmożonej aktywności procesów morfogenetycznych na stokach w Tatrach Wysokich i po raz pierwszy w Tatrach Zachodnich (Fig. 5). W okresie ostatnich 200 lat gruzowe stoki Tatr były najaktywniejsze w trzech okresach: pod koniec małej epoki lodowej, w latach trzydziestych i czterdziestych XX w. oraz po roku 1970 (Kędzia 2010; Gądek i in. 2010, 2016).

W końcowym okresie małej epoki lodowej najbardziej zaznaczyły się lata 1820-1830, 1850-1860, 1880-1900 oraz 1910-1920. W większości odpowiadają one okresom awansu lodowców w Alpach, wyznaczonych przez badaczy alpejskich (m.in. Vivian 1975; Bachmann 1979; Röthlisberger et al. 1980; Zumbühl et al. 1983) oraz okresom aluwiacji stoków wyznaczonym przez A. Kotarbę (1995, 2004) na podstawie badań w Tatrach Wysokich. Na wielu stokach gruzowych udział powierzchni uformowanych w okresie małej epoki lodowej jest wciąż bardzo duży.

Kolejnym okresem o zwiększonej intensywności modelowania stoków były lata trzydzieste i czterdzieste XX w. Były to lata stosunkowo ciepłe, z kilkoma bardzo ostrymi zimami w Tatrach i dużą powodzią w Karpatach Zachodnich w 1934 r. (Niedźwiedź 1996, 2000). Zaznaczyła się wzmożona aktywność lawin śnieżnych (Kaczka i in. 2015; Rączkowska i in. 2015).

Ostatnia faza wzmożonej aktywności modelowania stoków gruzowych (głównie przez spływy gruzowe) w Tatrach rozpoczęła się w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku i trwa do chwili obecnej.

Wyżej wymienione fazy, zwłaszcza najstarsze, nie zaznaczają się na wszystkich badanych stokach gruzowych. Przyczyną jest głównie przestrzenne zróżnicowanie natężenia opadów, a także zasypywanie starszych utworów przez młodszy materiał gruzowy. Jednakże na niektórych stokach przekształcanie stoków zachodziło w miarę równomiernie przez okres ostatnich 200 lat. Nie stwierdzono, aby w okresie omawianych 200 lat aktywność badanych stoków gruzowych wykazywała stałą tendencję. Wyniki badań lichenometrycznych w powiązaniu z analizą długookresowych danych opadowych wskazują na wyraźną zależność pomiędzy aktywnością procesów morfogenetycznych modelujących stoki gruzowe (głównie spływów gruzowych) a zmianami klimatu (Gądek i in. 2010, 2016). Zmienność i zróżnicowanie modelowania stoków, głównie przez spływy gruzowe, w ostatnim okresie

drugiej połowy XX w. w Tatrach jest podobna do stwierdzanej w niezłodowaconej części Alp francuskich (Jomelli i in. 2004).

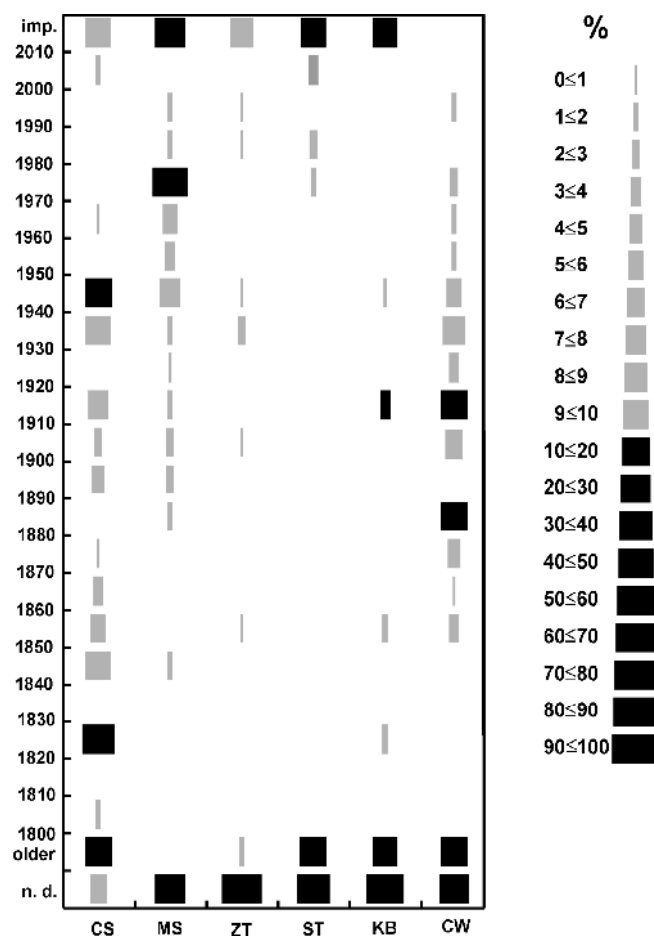


Fig. 5. Procentowy udział powierzchni o określonym wieku w stosunku do całej powierzchni stoku gruzowego. Znaczenie skrótów: imp. – powierzchnie świeże bez plech, older – powierzchnie sprzed 1800 r., n.d. – powierzchnie których wieku nie da się określić wskutek np. pojawienia roślinności (kosodrzewiny, muraw wysokogórskich), CS – Dolina Rybiego Potoku-Czarny Staw, MS – Dolina Rybiego Potoku-Morskie Oko, ZT – Dolina Suchoj Wody-Żółta Turnia, ST – Dolina Suchoj Wody-Skrajna Turnia, KB – Dolina Kościeliska-Błyszcz, CW – Dolina Chochołowska-Wołowiec (**Gądek i in. 2016**).

Aktywność stoków gruzowych w Tatrach związana jest z impulsami hydrometeorologicznymi, przy czym wrażliwość na te impulsy zależy od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego, w tym ilości dostarczanej zwietrzliny oraz typu i dynamiki procesów stokowych. Na podstawie analizy danych opadowych stwierdzono, że suma dobowa opadów ma dużo mniejsze znaczenie niż natężenie opadów. Im większe natężenie opadu, tym krótszy czas potrzebny do uruchomienia spływów gruzowych. Przy natężeniu wynoszącym 1,0-1,5mm/min już po około 15 minutach może dojść do powstania spływów gruzowych (**Gądek i in. 2010,2016**).

Przeprowadzone sondowanie georadarowe stoków gruzowych w Dolinach Rybiego Potoku, Suchoj Wody, Kościeliskiej i Chochołowskiej dostarczyło pierwszych w historii badań Tatr kompleksowych informacji o miąższości i strukturze piargów, oraz kształcie

skalnego podłoża, miąższości i strukturze wypełnień w zawieszonym cyrku polodowcowym – Koziej Dolince (**Gądek i in. 2010,2016; Gądek i in. 2013**).

Dotychczasowa miąższość największych stożków piargowych w Tatrach była szacowana na około 15 m (Lukniš 1973). Sondowania georadarowe wykazały, że maksymalna grubość badanych stożków waha się od 20 do 35 m. Zróżnicowanie miąższości stożków piargowych w Tatrach nawiązuje głównie do różnic w rzeźbie, uwarunkowanych przez litologię. Większa odporność skał granitoidowych w Tatrach Wysokich zadecydowała o korzystniejszych warunkach dla rozwoju zlodowaceń, wskutek których kotły i żłoby lodowcowe na tym obszarze są otoczone rozleglejszymi ścianami i stokami skalnymi niż w Tatrach Zachodnich. Stwierdzono, że maksymalna grubość stożków piargowych zależy przede wszystkim od aktywności procesów dostarczających materiał skalny oraz od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego. Położenie wysokościowe i ekspozycja stoku nie mają tak dużego znaczenia. Nie stwierdzono też związku pomiędzy grubością usypiska a jego rozciągłością pionową (**Gądek i in. 2010,2016; Gądek i in. 2013**).

Sondowania georadarowe w Koziej Dolince dostarczyły niezwykle interesujących informacji o tym wysoko zawieszonym cyrku polodowcowym. Jego skalne podłoże jest przegłębione o około 30 m. Natomiast miąższość luźnego materiału na nim zalegającego wynosi od 55 m w dolnej części cyrku do 35 m w jego górnej części. Skalny rygiel przykrywają utwory morenowe o grubości od 12 do 17 m. Mimo małych rozmiarów omawianego cyrku, miąższość niektórych badanych stożków wynosiła ponad 30 m (**Gądek i in. 2013**).

Po zakończeniu wyżej wspomnianego projektu prowadziłem w Tatrach dalsze badania, których celem było znalezienie odpowiedzi na dwa zagadnienia, pojawiające się w literaturze tatrzańskiej od wielu lat. Pierwszym problemem badawczym było znalezienie dowodów na występowanie, bądź zaprzeczenie istnienia w okresie małej epoki lodowej aktywnych lodowców gruzowych. Drugim – określenie stopnia zlodowacenia polskiej części Tatr we wspomnianym okresie.

Pierwsza wzmianka o lodowcach gruzowych w Tatrach pojawiła się w pracy J. Partscha w 1923 r. Przez następne dziesięciolecia opisy tych form zamieszczali w swoich pracach m. in. M. Lukniš (1973), A. Nemčok oraz T. Mahr (1974), M. Klimaszewski (1948, 1988), A. Jahn (1958), Kotarba (1986, 1988a, 1991-1992; L. Kaszowski, K. Krzemień oraz P. Libelt (1988), P. Kłapyta (2011, 2013). W 1986 ukazała się praca J. Dzierżka i J. Nitychoruka, natomiast w 1987 praca J. Dzierżka, L. Lindnera i J. Nitychoruka. W obu pracach autorzy wysuwają tezę o tworzeniu się w okresie małej epoki lodowej przełęczowych lodowców gruzowych. A. Kotarba w pracy z 1986 r. jako pierwszy wskazał na licznie pokryte porostem naskalnym *Rhizocarpon geographicum* głazy, tworzące lodowiec gruzowy w Świstówce Rostockiej, które świadczą o stabilności tej formy od długiego czasu. Podobnie jak większość autorów zajmujących się problematyką lodowców gruzowych w Tatrach, stwierdził, że do ich powstania doszło w okresie młodszego dryasu, lub nawet wcześniej. W roku 2000 Ł. Ostrowski (2002), a później M. Ciepły (2011) prowadzili pomiary ruchu na lodowcu gruzowym w Świstówce Rostockiej. Na trzech stanowiskach pomiarowych, usytuowanych w górnej części lodowca, stwierdzili występowanie ruchu, który według tychże autorów był spowodowany występowaniem wieloletniej zmarzliny.

W 2014 r. przeprowadziłem pomiary lichenometryczne na lodowcu gruzowym w Świstówce Rostockiej oraz lodowcu gruzowym w Buczynowej Dolince (**Kędzia 2014**). Celem tych badań było wykazanie za pomocą datowania lichenometrycznego, czy wymienione lodowce gruzowe wykazują ruch charakterystyczny dla aktywnych form zawierających lód w swojej masie. Z analizy rozkładu przestrzennego plech i ich wieku wynika, że conajmniej od około 400 lat lodowce gruzowe nie wykazywały ruchu charakterystycznego dla tego typu aktywnych form, zawierających w sobie lód.

Przemieszczanie się pojedynczych głazów, czy nawet grupy głazów tworzących lodowiec gruzowy, nie musi być związane z występowaniem wieloletniej zmarzliny. Na skutek śnieżnych lawin oraz dostawy materiału gruzowego ze stoków, głazy tworzące lodowiec gruzowy mogą być obracane i przemieszczane. Najczęściej ma to miejsce w częściach brzeżnych lodowca, zwłaszcza na kontakcie ze stożkami usypiskowo-obrywowymi. Również w miejscach o dużym nachyleniu, materiał gruzowy pod wpływem działania siły grawitacji może wykazywać niewielki ruch (Kędzia 2014). Podobne wyniki uzyskano przy badaniu lodowca gruzowego przy Wielkim Hińczowym Stawie w słowackiej części Tatr (Kędzia i in. 2004). Lodowce gruzowe w Tatrach najprawdopodobniej zaczęły się tworzyć, tak jak twierdzi większość autorów, na przełomie plejstocenu i holocenu. Część lodowców gruzowych mogła być jeszcze aktywna, lub nawet powstać w okresie Venedigeru, kiedy to wytopiły się ostatnie wysoko położone lodowce karowe Tatr (Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001 a,b).

W celu rozwiązania drugiego problemu, dotyczącego wielkości zlodowacenia Tatr w okresie małej epoki lodowej, do badań wybrałem dwa wieloletnie płyty śnieżne: największy w polskiej części Tatr zalegający w Kotle Mięguszowieckim, oraz znacznie mniejszy znajdujący się pod Bulą pod Rysami (Kędzia 2015a).

Płat śnieżny w Kotle Mięguszowieckim, nazwany przez J. Kondrackiego lodowczykiem (Kondracki 1967), jest największą i najbardziej stabilną tego typu formą w polskiej części Tatr (Wiśliński 2002). Według S. Wdowiaka (1961) we wrześniu 1959 r. występowało w nim 126 warstw rocznych, przy czym wiek najstarszej ocenił on na 150 lat. Ponad 30 lat później, na skutek zmian klimatu, liczba warstw rocznych zmalała do zaledwie kilku (Kędzia 1993). Pomiary lichenometryczne prowadzone przeze mnie na skalnej ścianie do której przylega lodowczyk oraz na głazach wokół niego wykazały, że największą miąższość osiągnął najprawdopodobniej w połowie XIX w., czyli w czasie największego awansu wielu lodowców alpejskich (m. in. Vivian 1975; Bachmann 1979; Röthlisberger i in. 1980; Zumbühl i in. 1983). W brzeżnej części miąższość lodu i firnu była większa od obecnej o około 3-4 m, natomiast w środkowej części o około 10 m (Kędzia 2015a).

Płat śnieżny pod Bulą pod Rysami w przeciwieństwie do Lodowczyka Mięguszowieckiego jest mniejszą i znacznie mniej stabilną formą, która w ostatnich kilkudziesięciu latach ulegała wielokrotnie całkowitemu wytopieniu. Prowadzone przeze mnie pomiary lichenometryczne wykazały, że największą miąższość płyt osiągnął na przełomie XIX i XX w. Różnica pomiędzy współczesną miąższością a maksymalną wynosi od około 0,5 m do około 2 m. (Kędzia 2015a).

Podczas małej epoki lodowej w polskiej części Tatr nie było w pełni wykształconych lodowców, co jest zgodne z wcześniejszymi hipotezami J. Jani (Jania 1997). Lodowczyk Mięguszowiecki oraz wieloletnie płyty śnieżne na zmianę klimatu w postaci ochłodzenia, zareagowały głównie poprzez zwiększenie swojej miąższości. Powierzchnia istniejących już wówczas płatów podlegała mniejszym wahaniom niż grubość, głównie za sprawą otaczających je wałów niwalnych (*protalus ramparts*). Masa lodowczyka nie była wystarczająca aby przekroczyć, bądź przemieścić wały. Reakcję Lodowczyka Mięguszowieckiego na zmiany klimatu można uznać za charakterystyczną dla małych lodowców, natomiast reakcję płata pod Bulą pod Rysami należy uznać za reprezentatywną dla większości istniejących obecnie płatów śnieżnych w Tatrach (Kędzia 2015a).

Prowadziłem również obserwacje dotyczące występowania w Tatrach współcześnie aktywnych gruntów strukturalnych oraz tworzenia się wieloletniej zmarzliny pochodzenia glacyjogenicznego. Współczesna wieloletnia zmarzlina w Tatrach jest pochodzenia kriogenicznego (*criogenic permafrost*) i glacyjogenicznego (*glacigenic permafrost*). Przykładem zmarzliny kriogenicznej jest zmarzlina w Koziej Dolince (m. in. Kędzia i in. 1998; Mościcki, Kędzia 2001; Lamparski, Kędzia 2007), natomiast opisana przeze mnie zmarzlina w Kotle Mięguszowieckim jest zmarzliną pochodzenia glacyjogenicznego. Oba typy

zmarzliny mają niewielki wpływ na obecnie zachodzące procesy peryglacjalne. Powodem tego jest znaczna miąższość warstwy aktywnej (np. 2 m w Koziej Dolince) i intensywne procesy stokowe związane z dużym nachyleniem powierzchni stoków (Kędzia 2004; Rączkowska 2007; Gądek i in. 2016).

Badania w Karkonoszach

Badania w Karkonoszach rozpocząłem w 2010 r. od sporządzenia pierwszej w historii badań tych gór krzywej wzrostu plech dla porostu *Rhizocarpon geographicum* (Kędzia 2011, 2015b). Krzywa została sporządzona głównie dla partii grzbietowych. Ponieważ klimat kotłów polodowcowych różni się od klimatu partii grzbietowych, w każdym badanym kotle należało znaleźć obiekt reperowy o znanej dacie powstania, w celu kalibracji współczynnika wzrostu plech. Bardzo dużym utrudnieniem w datowaniu lichenometrycznym było duże zróżnicowanie w ilości plech i tempie ich przyrostu. Głównym powodem takiego stanu jest szybkie zarastanie roślinnością badanych form utworzonych przez spływy gruzowe oraz zróżnicowanie w zanieczyszczeniu powietrza a także zróżnicowaniu topoklimatycznym. Datowanie niektórych form geomorfologicznych było bardziej zbliżone do szacowania, niż datowania. Mimo tych trudności udało się po raz pierwszy w Karkonoszach przeprowadzić datowanie lichenometryczne form utworzonych przez spływy gruzowe w pięciu kotłach polodowcowych: Kotle Łomniczki, Wielkim Śnieżnym Kotle, Czarnym Kotle Jagniątkowskim, Kotle Małego Stawu oraz niszy niwalnej Białego Jaru (Tab. 1). Na podstawie otrzymanych dat można wyróżnić trzy fazy aktywności spływów gruzowych w Karkonoszach. Najstarsza faza odpowiada okresowi małej epoki lodowej, a właściwie jej ostatnim kilkudziesięciu latom. Okres ten obfitował w dużą liczbę spływów gruzowych, ponieważ mimo upływu prawie wieku od zakończenia małej epoki lodowej, w każdym z badanych cyrków polodowcowych znaleziono formy utworzone przez spływy gruzowe z tego okresu. Następną fazą, datowaną na okres od lat trzydziestych do lat osiemdziesiątych XX w., charakteryzowała się małą aktywnością omawianych procesów. Wyjątkiem był rok 1964, w którym wystąpiły liczne spływy gruzowe z wyraźnymi formami lub nagromadzenia materiału gruzowego, świadczące o znacznym przemieszczeniach materiału we wszystkich badanych karach. Ostatnia faza zaczęła się w latach osiemdziesiątych, szczególnie dużą aktywnością występowania spływów gruzowych charakteryzują się dwa ostatnie dziesięciolecia (Kędzia, Parzóch 2013, 2016).

Datowanie lichenometryczne przeprowadziłem również w miejscu występowania sezonowego płata śnieżnego w Wielkim Śnieżnym Kotle. Najstarsze plechy rosnące u podnóża skalnej ściany mają około 90 lat. Zgodnie z założeniami metody datowania lichenometrycznego (Haeberli i in. 1979) to oznacza, że do około 1930 r. płat śnieżny zalegał w tym miejscu przez co najmniej 10 miesięcy w roku, czyli znacznie dłużej niż obecnie. Niestety nie można jednoznacznie stwierdzić, czy ów płat zalegał przez cały rok, czy też prawie cały rok. Niemniej jednak końcowy okres małej epoki lodowej w Karkonoszach zaznaczył się nie tylko zwiększoną aktywnością spływów gruzowych, ale również znacznie dłuższym niż obecnie zaleganiem płatów śnieżnych. Z kolei datowanie lichenometryczne przeprowadzone przeze mnie na największym i najlepiej wykształconym lodowcu gruzowym w polskiej części Karkonoszy (Chmal, Traczyk 1993), znajdującym się pomiędzy Łabskim Szczytem a zachodnią krawędzią Małego Śnieżnego Kotła wykazało, że forma ta od co najmniej 150-200 lat nie wykazała ruchu, związanego z występowaniem wieloletniej zmarzliny (Kędzia 2016).

Tab. 1. Okresy aktywności spływów gruzowych i późniejszych przemieszczeń materiału w obrębie form rzeźby utworzonych przez spływy gruzowe (T – wystąpienie spływu lub

niewielkie przemieszczenie materiału, b.d. – brak spływów lub brak danych) (**Kędzia, Parzóch 2016**).

Czas	Wielki Śnieżny Kocioł	Czarny Kocioł Jagniątkowski	Kocioł Małego Stawu	Biały Jar	Kocioł Łomniczki
Druga połowa XIX w.	T	b.d.	T	b.d.	T
1900-1930 (1926)	T	T	b.d.	b.d.	T
1930-1940	b.d.	b.d.	T	b.d.	b.d.
1940-1950	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	T
1950-1960	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
1960-1970 (1964)	T	T	T	b.d.	T
1970-1980	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
1980-1990	b.d.	b.d.	T	b.d.	T
1990-2000 (1994 i 1997)	T	T	T	T	T
2001-2002	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	T
2006	T	T	T	b.d.	T

Pod koniec zimy w 2012 r. zostały przeprowadzone na Małym Stawie i w jego najbliższym otoczeniu sondowania georadarowe (**Gądek i in. 2015**). Celem tych badań było pozyskanie podstawowych informacji o osadach jeziornych i geomorfologicznych uwarunkowaniach ich depozycji, oraz określenie miąższości i struktury pokryw zwietrzelinowych, zalegających na skalnym podłożu. Z otrzymanych danych georadarowych wynika, że Mały Staw powstał w utworach morenowych w miejscu przegłębienia granitowego podłoża. Lita skała znajduje się około 25 m poniżej współczesnego dna jeziora. Maksymalna miąższość osadów limnicznych dochodzi do 15 m i jest prawie dwukrotnie większa, niż wynika to z wierceń przeprowadzonych przez B. Wicika (Wicik 1984, 1986). Pod osadami jeziornymi zalega materiał morenowy z prawdopodobnie najmłodszym wałem moreny recesyjnej z okresu ostatniego zlodowacenia Karkonoszy. Miąższość dwóch badanych stożków napływowych (w południowo-wschodniej i południowo-zachodniej części stawu) w ich końcowych strefach oceniliśmy na maksymalnie kilkanaście metrów (**Gądek i in. 2015**).

Podsumowanie najważniejszych osiągnięć naukowych

Sporządzenie przeze mnie prawdopodobnie pierwszej na świecie krzywej lichenometrycznej, w której współczynnik wzrostu plech zmienia się płynnie wraz z wysokością, pozwoliło na dokładniejsze określenie wieku powierzchni stoków gruzowych w Tatrach Wysokich. W Tatrach Zachodnich było to pierwsze datowanie stoków gruzowych. Dla polskiej części Tatr wyznaczono za okres ostatnich 200 lat trzy fazy wzmożonej aktywności modelowania stoków gruzowych, głównie przez spływy gruzowe. Pierwsza faza obejmowała końcowy okres małej epoki lodowej i charakteryzowała się bardzo dużą intensywnością omawianych procesów. Szczególnie zaznaczyły się lata 1820-1830, 1850-1860, 1880-1900 oraz 1910-1920, w większości odpowiadające okresom awansu lodowców alpejskich. Druga faza przypadła na lata trzydzieste i czterdzieste XX w. Faza ta była stosunkowo krótka i nie zapiswała się tak intensywnym modelowaniem stoków gruzowych jak ostatni okres małej epoki lodowej. Trzecia faza zaczęła się w latach siedemdziesiątych ubiegłego wieku i trwa do chwili obecnej. Wyżej wymienione fazy, zwłaszcza najstarsze, nie zaznaczyły się na wszystkich badanych stokach gruzowych. Dotyczy to zarówno Tatr

Wysokich jak i Zachodnich. Główną tego przyczyną jest przestrzenne zróżnicowanie natężenia opadów, a także fosylizacja starszych utworów przez młodsze.

Wyniki datowań lichenometrycznych w powiązaniu z analizą długookresowych danych opadowych wskazują na wyraźną zależność pomiędzy aktywnością procesów morfogenetycznych modelujących stoki gruzowe (głównie spływów gruzowych) a zmianami klimatu. Nie stwierdzono, aby w okresie ostatnich 200 lat aktywność badanych stoków gruzowych w Tatrach wykazywała stałą tendencję.

Wykazano, że aktywność stoków gruzowych w obu częściach Tatr związana jest z impulsami hydrometeorologicznymi, przy czym wrażliwość na te impulsy zależy od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego, w tym ilości dostarczanej zwietrzliny oraz typu i dynamiki procesów stokowych. Suma dobowa opadów ma dużo mniejsze znaczenie niż natężenie opadu. Im większe natężenie opadu, tym krótszy jest czas potrzebny do uruchomienia spływów gruzowych.

Zmienność i zróżnicowanie modelowania stoków gruzowych przez spływy gruzowe w drugiej połowie XX w. w Tatrach, zachodziło podobnie jak w niezlodowaconej części Alp francuskich. To dowodzi istnienia równoleżnikowej telekoneksji nie tylko w przebiegu zmian temperatury powietrza, czy też przyrostów słoju drzew, ale również w procesach morfogenetycznych.

Sporządzenie przeze mnie pierwszej krzywej lichenometrycznej dla Karkonoszy pozwoliło na przeprowadzenie pierwszych datowań lichenometrycznych stoków gruzowych, głównie form utworzonych przez spływy gruzowe. W polskiej części Karkonoszy za ostatnie 150 lat wyznaczono trzy okresy modelowania stoków gruzowych. Pierwszy okres obejmował drugą połowę XIX w i skończył się w latach dwudziestych XX w. Charakteryzował się dużą aktywnością modelowania stoków gruzowych. Następna faza, datowana na okres od lat trzydziestych do lat osiemdziesiątych XX w., zapisała się małą aktywnością omawianych procesów. Wyjątkiem był rok 1964, który zaznaczył się spływami gruzowymi lub znacznymi przemieszczeniami materiału we wszystkich badanych cyrkach polodowcowych. Do nielicznych przemieszczeń materiału w badanych formach, utworzonych przez spływy gruzowe, doszło również w latach trzydziestych i czterdziestych ubiegłego wieku. Ostatnia faza rozpoczęła się w latach osiemdziesiątych i trwa do dziś. Największą aktywnością spływów gruzowych w tej fazie charakteryzowały się dwie ostatnie dekady.

Wykazano, że okresy wzmożonej aktywności modelowania stoków gruzowych w Karkonoszach w ostatnich 150 latach są zbliżone do okresów modelowania stoków gruzowych w Tatrach. W obu masywach górskich najbardziej zaznaczyły się lata przypadające na końcowy okres małej epoki lodowej oraz ostatnie 30-40 lat. Z kolei lata trzydzieste i czterdzieste XX w. wyraźnie zaznaczyły się w Tatrach, natomiast słabo zaznaczyły się w Karkonoszach. Odwrotnie było z 1964 r., który w Karkonoszach zapisał się występowaniem spływów gruzowych lub znacznymi przemieszczeniami materiału, natomiast w Tatrach nie odnotowano wzmożonej aktywności tego rodzaju procesów.

Analiza intensywności i czasu trwania opadów wykazała, że w Tatrach przy dużym natężeniu opadu wynoszącym ponad 1mm/min już po około 15 minutach mogą wystąpić spływy gruzowe. Dla Karkonoszy czas ten jest około dwukrotnie dłuższy. Jest to związane z różnicą w wielkości oraz ukształtowaniu obszaru alimentacyjnego i związanej z tym ilości dostarczanej zwietrzliny jak również typu i dynamiki procesów stokowych.

Przeprowadzono pierwsze kompleksowe, zarówno w Tatrach Wysokich jak i Zachodnich sondowania georadarowe, które dostarczyły wielu dotąd nie znanych informacji o grubości i strukturze piargów oraz kształcie skalnego podłoża. Po raz pierwszy za pomocą badań geofizycznych określono miąższość stożków piargowych, która waha się od 20 do 35 m, czyli około dwukrotnie więcej niż do tej pory szacowano. Najbardziej miąższe stożki znajdują się w Tatrach Wysokich. Stwierdzono, że zróżnicowanie grubości stożków piargowych zależy przede wszystkim od aktywności procesów dostarczających materiał skalny oraz od wielkości i ukształtowania obszaru alimentacyjnego. Położenie wysokościowe i ekspozycja stoku mają znacznie mniejsze znaczenie. Nie stwierdzono związku pomiędzy grubością piargu a jego rozciągłością pionową. Grubość badanych georadarowo stożków w Tatrach jest co najmniej dwukrotnie większa od miąższości stożków przy Małym Stawie w Karkonoszach.

Przeprowadzone po raz pierwszy datowanie lichenometryczne na lodowcach gruzowych w Tatrach i Karkonoszach wykazały brak ich aktywności w okresie ostatnich kilkuset lat. Nie wyklucza to jednak istnienia wieloletniej zmarzliny, której istnienie w Tatrach zostało wykazane zarówno metodami pośrednimi jak i bezpośrednimi.

Po raz pierwszy udowodniono za pomocą datowania lichenometrycznego, że w okresie małej epoki lodowej w Tatrach nie było w pełni wykształconych lodowców. Stwierdzono, że istniejące lodowczyki zareagowały na zmianę klimatu głównie poprzez zwiększenie swojej miąższości. Największe rozmiary osiągnęły w połowie XIX w., to jest podczas awansu większości lodowców w Alpach. Również za pomocą datowania lichenometrycznego, wykazano że w polskiej części Karkonoszy istniejące płyty śnieżne od lat trzydziestych XX w. wykazują krótszy czas zalegania. Pokrywa się to z końcem małej epoki lodowej w Tatrach, jak również z końcem pierwszej fazy wzmożonej aktywności modelowania stoków gruzowych zarówno w Tatrach jak i Karkonoszach.

Pomimo różnic klimatycznych pomiędzy Tatrami i Karkonoszami, związanych głównie z wysokością bezwzględną i położeniem geograficznym, duża zgodność w przebiegu zmian omawianych w tej pracy procesów morfogenetycznych nawiązuje do stwierdzonej przez klimatologów i dendrochronologów równoleżnikowej telekoneksji. Wpływ zmian klimatu na aktywność spływów gruzowych i reakcję wieloletnich płatów śnieżnych/lodowczyków w Tatrach i Karkonoszach jest podobny do wpływu i zmian zachodzących w Alpach.

Literatura

(oprócz wymienionej powyżej w p. 4b i oznaczonej w tekście pogrubioną czcionką)

- Bachman C.R., 1979. Glaciers des Alps. Bibliothèque des Arts, Paris.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001a. Deglacjacja Doliny Suchej Wody w Tatrach Wysokich. [w:] A. Karczewski, Z. Zwoliński (red.), Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych - monitoring, ochrona, edukacja. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań, 73-84.
- Baumgart-Kotarba M., Kotarba A., 2001b. Deglaciation in the Sucha Woda and Pańszczyca valleys in the Polish High Tatras. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 35, 7-38.
- Cebulak E., 1983. Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 57, 337-343.

- Chmal H., Traczyk A., 1993. Plejstocenijskie lodowce gruzowe w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 64 (3 – 4), 253-263.
- Cieplý M., 2011. Dynamika i przyczyny ruchu formy gruzowej w Świstówce Roztockiej. [w:] R. Machowski, M.A. Rzętała (red.) *Z badań nad wpływem antropopresji na środowisko*. Studenckie Koło Naukowe Geografów UŚ, Sosnowiec, 12, 9-18.
- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987. Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). *Przegląd Geologiczny* 1, 8-15.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986. Types of Fossil Rock Glaciers in the Polish High Tatra Mts. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 34 (4), 409-418.
- Haeberli W., King L., Flotron A., 1979. Surface movement and lichen-cover studies at the active rock glacier near the Grubengletscher, Wallis, Swiss Alps. *Arctic and Alpine Research* 11, 421-441.
- Hess M., 1965. Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 11, 268.
- Hess M., 1968. Próba rekonstrukcji klimatu w holocenie na terenie Polski południowej. *Folia Quaternaria* 29, 21-39.
- Jahn A., 1958. Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry. *Biuletyn Peryglacjalny* 6, 57–80.
- Jania J., 1997. The problem of Holocene glacier and snow patches fluctuations in the Tatra Mountains: a short report, *Glacier fluctuations during the Holocene*, Strasbourg, 85-93.
- Jomelli, V., Pech, V.P., Chochillon, C., Brunstein, D., 2004. Geomorphic variations of debris flows and recent climatic change in the French Alps. *Climatic Change* 64, 77–102.
- Kaczka R.J., Lempa M., Czajka B., Rączkowska Z., Hreško J., Bugar G., 2015. The recent timberline changes in the Tatra Mountains: A case study of the Mengusovská Valley (Slovakia) and the Rybi Potok Valley (Poland). *Geographia Polonica* 88 (2), 71-84.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988. Postglacjalne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, Prace Geograficzne* 71, 121-142.
- Kędzia, S. 1993. Klimatyczne uwarunkowania płatów wiecznego śniegu w Tatrach na przykładzie śnieżnika w Kotle Mięguszwieckim. Uniwersytet Jagielloński, Zakład Klimatologii Instytutu Geografii (maszynopis), Kraków.
- Kędzia S., 2004. Klimatyczne i topograficzne uwarunkowania występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach Wysokich (na przykładzie Koziej Dolinki). Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk, Warszawa, praca doktorska – maszynopis, s. 124.
- Kędzia S., 2016. Zapis zmian klimatu w ostatnich 200 latach w morfodynamice stoków oraz kriosferze Tatr i Karkonoszy. *Przegląd Geograficzny* (w druku).
- Kędzia S., Kotarba A., Mościcki J., 2004. Lodowiec gruzowy nad Wielkim Hińczowym Stawem w Tatrach Słowackich - wyniki wstępnych badań termicznych. [w:] A. Styczyńska, A. A. Marsz (red.), *XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia, Akademia Morska, Polish Polar Studies, 167-177.
- Kędzia S., Mościcki J., Wróbel A., 1998. Studies on the occurrence of permafrost in Kozia Valley (The High Tatra Mts). [w:] J. Repelewska-Pękalowa (red.), *Relief, Quaternary palaeogeography and changes of the polar environment*. Polar Session. IV Conference of Polish Geomorphologists, Lublin, 3-6 June 1998. Lublin, Maria Curie-Skłodowska University Press, 51-57 (Spitsbergen Geographical Expeditions).
- Klimaszewski M., 1948. Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. *Prace Wrocławskiego Towarzystwa Naukowego B*, 7, 236.

- Klimaszewski M., 1988. Rzeźba Tatr polskich. Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa.
- Kłapyta P., 2011. 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.
- Kondracki J., 1978. Geografia fizyczna Polski. Państwowe Wydawnictwa Naukowe, Warszawa.
- Kotarba A., 1986. Lodowce gruzowe w Tatrach, *Wszechświat* 87 (5), 97-99.
- Kotarba A., 1988a. Fossil rock glaciers in the Polish Tatra Mountains: origin and age. [w:] M. Pecsí, L. Starkel L. (red.), *Paleography of Carpathian Regions*, Geographical Research Institute Hungarian Academy of Science, Budapest, 161-169.
- Kotarba A., 1988b. Lichenometria i jej zastosowanie w badaniach geomorfologicznych w Tatrach. *Wszechświat* 89 (1), 13-15.
- Kotarba A., 1989. On the age of debris slopes in the Tatra Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 23, 139-152.
- Kotarba A., 1991. On the ages and magnitude of debris flows in the Polish Tatra Mountains. *Bulletin of the Polish Academy of Science* 39 (2), 129-135.
- Kotarba A., 1991-1992. Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 25-26, 133-150.
- Kotarba A., 1992. High energy geomorphologic events in the Polish Tatra Mountains. *Geografiska Annaler* 74A, 123-131.
- Kotarba A., 1994. Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich, *Acta UNC Geografia* 27, 21-34.
- Kotarba A., 1995. Rapid mass wasting over the last 500 years in the High Tatra Mountains. *Questiones Geographicae, Spec. Issue* 4, 177-183.
- Kotarba A., 1996. Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene - geomorphic interpretation. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 30, 51-61.
- Kotarba A., 1997. Formation of high mountain talus slope related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes* 8, 191-204.
- Kotarba A., 2001. Lichenometryczne oznaczanie wieku formy rzeźby wysokogórskiej. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 179, 197-208.
- Kotarba A., 2004. Zdarzenia geomorfologiczne w Tatrach Wysokich podczas małej epoki lodowej, [w:] A. Kotarba (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr*. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 197, 9-55.
- Kotarba A., 2007. Lodowce gruzowe i wały niwalne – efekt późnoglacialnej ewolucji rzeźby Tatr. *Przegląd Geograficzny* 79 (2), 199-213.
- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987. High-mountain denudational system in the Polish Tatra Mountains. *Geographical Studies IGiPZ PAN, Special issue* 3.
- Kotarba A., Migoń P., 2010. Góry wysokie a góry średnie Europy – spojrzenie geomorfologa. *Czasopismo Geograficzne* 81 (1-2), 3-19.
- Kotarba A., Pech P., 2002. The recent evolution of talus slopes in the High Tatra Mountains (with the Pańszczyca Valley as example). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 36, 69 – 76.
- Kotarba A., Rączkowska Z., Długosz M., Boltziar M., 2013. Recent debris flows in the Tatra Mountains. [w:] D. Loczy (red.), *Geomorphological impacts of extreme weather. Case studies from Central and eastern Europe*. London, New York, Springer, 221-236.

- Krzemień K., 1988. The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts.). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 22, 123-144.
- Lamparski P., Kędzia S., 2007. Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of ground penetrating radar investigations. *Geomorph. Slovaca Bohem.* 7 (1), 82-88.
- Lukniš M., 1973. Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. Vydavateľstvo Slovenskej Akadémie Vied, Bratislava.
- Mościcki J., Kędzia S., 2001. Investigation of mountain permafrost in the Kozia Dolinka valley, Tatra Mountains, Poland. *Norsk Geogr. Tidsskr.* 55, 235-240.
- Nemčok A., Mahr T., 1974. Kamenné ľadovce v Tatrách. *Geografický Casopis* 26 (4), 359-374.
- Niedźwiedź, T., 1996. Wieloletnia zmienność temperatury powietrza i opadów w Tatrach. [w:] Kotarba, A. (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, Nauki o Ziemi* 1, 161-163.
- Niedźwiedź, T., 2000. Zmienność temperatury powietrza i opadów w Tatrach w ostatnich 50 latach. [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek. Współczesne przemiany środowiska przyrodniczego Tatr, II Ogólnopolska Konferencja, Zakopane, 12–14 października 2000, TPN, PTPNoZ Oddział Krakowski*, 37–38.
- Niedźwiedź T., 2004. Rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach od 1550 roku. [w:] A. Kotarba (red.), *Rola małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr, Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 197, 57-88.
- Obrębska-Starkel B., Bednarz Z., Niedźwiedź T., Trepieńska J., 1995. On the trend of the climate changes in the higher part of the Carpathian Mountains. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne* 98, 123-151.
- Ostrowski Ł., 2002. Próba określenia dynamiki form gruzowych w wybranych dolinach Tatr Wysokich. *Archiwum Katedry Geomorfologii, WNoZ UŚ, Sosnowiec (maszynopis)*, 107.
- Partsch J., 1923. *Die Hohe Tatra zur Eiszeit*, Leipzig.
- Rączkowska Z., 2007. Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 212.
- Rączkowska Z., Długosz M., Gądek B., Grabiec M., Kaczka R.J., Rojan E., 2015. Uwarunkowania przyrodnicze, skutki i zmiany aktywności lawin śnieżnych w Tatrach. [w:] A. Chrobak, A. Kotarba (red.), *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a Człowiek, Nauki o Ziemi* t.1, 133-141.
- Röthlisberger F., Haas P., Holzhauser H., Keller W., Bircher W., Renner F., 1980. Radiocarbon dating of fossil soils (fAh) and woods from moraines and glaciers in the Alps. *Geography in Switzerland, Geographica Helvetica* 35 (5), 21-52.
- Trepieńska J. B., 2010. Gradienty opadowe w polskich Tatrach i Karkonoszach. [w:] T. Ciupa, R. Suligowski (red.), *Woda w badaniach geograficznych*, 295-302.
- Vivian R., 1975. *Les glaciers des Alpes Occidentales*. Imprimerie Allier, Grenoble.
- Wdowiak S., 1961. Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięguszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. *Biuletyn Geologiczny* 1 (1), 87-92.
- Wicik B., 1984. Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. *Prace i Studia Geograficzne UW* 5, 55-69.
- Wicik B., 1986. Asynchroniczność procesów wietrzenia i sedymentacji w zbiornikach jeziornych Tatr i Karkonoszy w postglacjale. *Przegląd Geograficzny* 58 (4), 809-823.
- Wiśliński A., 2002. O zmianach zasięgu niektórych płatów firnu i lodu w zlewni Morskiego Oka. [w:] Borowiec, W., Kotarba, A., Kownacki, A., Krzan, Z., Mirek, Z. (red.),

Przemiany Środowiska Przyrodniczego Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi, Oddział Kraków, Kraków-Zakopane, 71-75.
Zumbühl H. J., Messerli B., Pfister C., 1983. Die Kleine Eiszet. Gletschergeschichte im Spiegel der Kunst. Gletschergarten-Museum Luzern, Schweizerisches Alpines Museum Bern.

5. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo - badawczych (artystycznych). *(po napisaniu pracy doktorskiej w 2004 r.)*

Po uzyskaniu stopnia doktora moje zainteresowania badawcze, oprócz wcześniej opisanych, skupiały się na następujących zagadnieniach:

1. Termice gruntu w piętrze krioniwalnym Tatr.
2. Topoklimatycznych uwarunkowaniach górnej granicy lasu.
3. Morfodynamice rzeźby (poza Polską)
4. Survivalu

1. Termika gruntu w piętrze krioniwalnym Tatr

Od około 20 lat (z przerwami) prowadzę pomiary temperatury gruntu w Koziej Dolince i na Hali Gąsienicowej. Wyniki tych pomiarów zostały opublikowane samodzielnie (Kędzia 2006, 2015a), bądź też we współpracy z innymi osobami.

Wraz z B. Gądkiem opublikowałem wyniki pomiarów temperatury gruntu i śniegu w miejscach występowania wieloletniej zmarzliny i wolnych od niej. Przeprowadzone pomiary pozwoliły na opracowanie typów reżimu termicznego u spągu pokrywy śnieżnej i wyciągnięcia bardzo ważnych wniosków, dotyczących detekcji wieloletniej zmarzliny przy użyciu metody BTS (**B**ottom **T**emperature of the winter **S**now cover). Otrzymane wyniki zostały opublikowane w Permafrost and Periglacial Processes (Gądek, Kędzia 2008 -11 cyt. wg WOS, 15 cyt. wg Scopus, 25 cyt. wg GS) oraz Przeglądzie Geograficznym (Gądek, Kędzia 2009).

Wyniki badań nad przemarzaniem gruntu oraz przemieszczaniem pokryw w Dolinie Suchej Wody w Tatrach opublikowałem również z J. Baranowskim oraz Z. Rączkowską (Baranowski i in. 2004, 2005).

Badania nad przemarzaniem gruntu były wspomagane innymi metodami. Przykładem tego mogą być sondowania georadarowe w Koziej Dolince, których głównym celem była detekcja wieloletniej zmarzliny (Lamparski, Kędzia 2007).

2. Topoklimatyczne uwarunkowaniach górnej granicy lasu.

Od 2007 r. prowadzę przy współpracy z J. Baranowskim badania nad zależnością pomiędzy rzeźbą terenu, temperaturą powietrza i przebiegiem górnej granicy lasu w rejonie Doliny Suchej Wody w Tatrach. Roczne pomiary temperatury powietrza prowadzone przy zwartej górnej granicy lasu w różnych formach terenowych wykazały bardzo duże zróżnicowanie, zarówno średniej dobowej temperatury powietrza, jak również temperatury minimalnej i maksymalnej (Baranowski, Kędzia 2010; Kędzia 2011).

W 2011 r. przeprowadzono pomiary temperatury na stanowiskach usytuowanych w kosodrzewinie, tuż powyżej granicy lasu oraz na stanowiskach usytuowanych w lesie, tuż poniżej granicy lasu. Otrzymane wyniki dowodzą bardzo dużego zróżnicowania w przebiegu temperatury pomiędzy stanowiskami w lesie a stanowiskami w kosodrzewinie. Najmniej korzystne pod względem termicznym warunki panują w kosodrzewinie, tuż przed zwartą

granicą lasu. Na stanowiskach usytuowanych w kosodrzewinie zarejestrowano najniższe wartości temperatury i największą liczbę dni z przymrozkami (Baranowski, Kędzia 2015). Otrzymane wyniki pomiarów są szczególnie ważne dla leśników.

3. Morfodynamika rzeźby (poza Polską)

Wraz z Z. Rączkowską prowadziłem datowanie lichenometryczne na Sławkowskim Szczycie w Tatrach Słowackich. Wyniki tych datowań przeczą opisom, według których podczas kilkudniowych intensywnych opadów deszczu, rzekomo połączonych z trzęsieniem ziemi, w 1662 roku miało dojść w obrębie Sławkowskiego Szczytu do runięcia olbrzymich mas skalnych, powodując obniżenie się jego wierzchołka o około 300 m (Kędzia, Rączkowska 2008, 2010).

Wspólnie z J. Mościckim i A. Kotarbą opublikowałem wyniki badań geofizycznych prowadzonych w Górach Abisko (między Kiruną a Narvikiem), dotyczące erozji glacialnej oraz występowania wieloletniej zmarzliny. Wyniki zostały opublikowane między innymi w Geografiska Annaler (Mościcki i in. 2006 -1 cyt. wg WOS, 1 cyt. wg Scopus, 3 cyt. wg GS).

4. Survival

Od wielu lat zajmuję się również badaniami z zakresu survivalu, publikując z tych zagadnień artykuły naukowe (Kędzia 2010, 2015b,) i popularno-naukowe (m. in. Borecki i in. 2016).

Literatura

1. Baranowski J., Kędzia S., 2015. Zróżnicowanie temperatury powietrza na górnej granicy lasu w Dolinie Suchej Wody. Wydawnictwa Tatrzńskiego Parku Narodowego, Zakopane, t. 1, 27-34.
2. Baranowski J., Kędzia S., 2010. Wpływ rzeźby terenu na topoklimat i położenie górnej granicy lasu. [w:] A. Kotarba (red.) Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem. T.1. Nauki o Ziemi. Materiały IV Konferencji Przyroda Tatrzńskiego Parku Narodowego a człowiek, Zakopane, 14-16 października 2010. Zakopane: Tatrzński Park Narodowy, 17-22.
3. Baranowski J., Kędzia S., Rączkowska Z., 2004. Soil freezing and its relation to slow soil movements on Alpine slopes (of the Tatra Mountains, Poland). Analele Univ. Vest Timis. Geografie 14, 169-179.
4. Baranowski J., Kędzia S., Rączkowska Z., 2005. Badania przemieszczania gruntu i przemieszczania pokryw w otoczeniu Hali Gąsienicowej. [w:] K. Krzemień, J. Trepińska, A. Mokwa (red.), Rola stacji terenowych w badaniach geograficznych, Kraków: IGiGP UJ, 251-261.
5. Borecki S., Jaśkiewicz B., Kędzia S., Kwiatkowski K., Marszałek E., Trembaczowski A., 2016. Cztery pory roku w lesie. Surwiwal. Wydawnictwo Lasów Państwowych (w druku).
6. Gądek B., Kędzia S., 2006. Reżim termiczny gruntu u spodu pokrywy śnieżnej w strefie wieloletniej zmarzliny w Tatrach. [w:] A. Kotarba, W. Borowiec, (red.), Tatrzński Park

Narodowy na tle innych górskich terenów chronionych. T.1. Nauki o Ziemi. Zakopane-Kraków: Wydaw. Tatrzańskiego Parku Narodowego, 109-115.

7. Gądek B., Kędzia S., 2008. Winter ground surface temperature regimes in the zone of sporadic discontinuous permafrost, Tatra Mountains (Poland and Slovakia). *Permafrost and Periglacial Process* 19, 315-321.
8. Gądek B., Kędzia S., 2009. Problem detekcji wieloletniej zmarzliny na podstawie temperatury u spągu zimowej pokrywy śnieżnej na przykładzie Tatr. *Przegląd Geograficzny* 81 (1), 75-91.
9. Kędzia S., 2015a. Zarys historii badań przemarzania gruntu i wieloletniej zmarzliny w polskiej części Tatr. *Przegląd Geograficzny* 87 (1), 53-69.
10. Kędzia S., 2015b. Budowa awaryjnych schronień z wykorzystaniem izolacyjnych właściwości śniegu. *Studia i Materiały CEPL w Rogowie*, R. 17, z. 43/2, 80-90.
11. Kędzia S., 2011. The influence of relief on microclimate and location of the upper tree-limit. *Geographia Polonica* 84 (1), 5-11 .
12. Kędzia S., 2010. Survival i jego najważniejsze elementy. [w:] R. Kulig, A. Skorupa (red.), *Człowiek wobec gór. Perspektywa psychologiczna, filozoficzna i kulturoznawcza*. Wrocław, Word-Press, 15-20.
13. Kędzia S., 2006. Winter thermal regime of ground in the Kozia Dolinka valley (Polish High Tatra Mts.). [w:] I. Smolova (red.), *Geomorfologice vyzkumy w roce 2006*. Olomouc, Vydavatelstvi Univerzita Palackeho, 100-103.
14. Kędzia S., Rączkowska Z., 2010. Wielki obryw na Sławkowskim Szczycie w świetle ostatnich badań lichenometryczno-geomorfologicznych. *Wierchy* 2010 (74), 163-167.
15. Kędzia S., Rączkowska Z., 2008. Lichenometric - geomorphological investigations in the area of Slavkovsky Stit. *Geomorph. Slovaca Bohem.* 8 (1), 36-41.
16. Lamparski P., Kędzia S., 2007. Permafrost occurrence in Kozia Dolinka (High Tatra Mountains) in light of ground penetrating radar investigations. *Geomorph. Slovaca Bohem.* 7 (1), 82-88.
17. Mościcki J., Kotarba A., Kędzia S., 2006. Glacial erosion in the Abisko Mountains: Kaerkevagge and Vassivagge, Northern Sweden. *Geografiska Annaler, Ser.A*, 88 (2), 151-163.

Kraków 19.07.2016

