

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

12

Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – III

POD REDAKCJĄ
ADAMA KOTARBY



WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN

z ostatnich lat

1996

37. A. B. ADAMCZYK – Charakterystyka wiatrów silnych i bardzo silnych w Polsce; J. BARANOWSKI – Wielkość zachmurzenia w Warszawie w zależności od cyrkulacji atmosferycznej, 71 s., zł 4,-
38. H. POWĘSKA, T. KOMORNICKI – Przejścia graniczne: Kostrzyn, Słubice, Świecko, Gubin – podstawowe funkcje i strefa oddziaływania na terenie Polski i Niemiec; J. PAPIS, T. KOMORNICKI – Miasto Duszniki Zdrój jako gmina przygraniczna, 50 s., zł 4,-
39. L. KOLENDOWICZ – Burze na obszarze Polski północno-zachodniej w świetle częstości występowania różnych typów cyrkulacji atmosfery, 115 s., zł 4,-
40. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo i gospodarka żywnościowa w okresie restrukturyzacji 1989–1994, 47 s., 31 il., zł 4,-
41. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: I, 72 s., zł 4,-
42. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: II, 98 s., zł 4,-

1997

43. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: III, 68 s., zł 5,-
44. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: IV, 127 s., zł 5,-
45. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: V, 44 s., zł 5,-
46. P. KORCELLI (red.) – Aglomeracje miejskie w procesie transformacji: VI, 96 s., zł 5,-
47. P. EBERHARDT – Problematyka narodowościowa Estonii, 44 s., zł 5,-
48. W. ZGLIŃSKI – Przekształcenia państwowego rolnictwa w Polsce – skutki społeczne, ekonomiczne i przestrzenne, 64 s., zł 5,-
49. B. GRABIŃSKA – Geografia płazów Europy na tle świata. Regionalizacja zoogeograficzna kręgowców Europy. Powierzchnia jednostki a bogactwo taksonomiczne ssaków, 46 s., zł 5,-
50. R. SZCZĘSNY – Struktura przestrzenna rolnictwa Polski w 1995 roku, s. 115, zł 5,-

1998

51. K. BŁAŻEJCZYK – Promieniowanie słoneczne a gospodarka cieplna organizmu człowieka, s. 85, zł 9,-
52. Z. BABIŃSKI (red.) – „Mongolia 96”. Niektóre zagadnienia badawcze ekspedycji. Raport, s. 128, zł 9,-

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 12

Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – III

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 12

**PHYSICAL GEOGRAPHY STUDY
IN THE TATRA MOUNTAINS – III**

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

12

Z BADAŃ
FIZYCZNOGEOGRAFICZNYCH
W TATRACH – III

POD REDAKCJĄ
ADAMA KOTARBY



KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor: Roman Szczęsny

Zastępca Redaktora: Jerzy Grzeszczak

**Członkowie: Zygmunt Babiński, Krzysztof Błażejczyk,
Piotr Eberhardt, Marek Jerczyński, Adam Kotarba, Władysława Stola**

Sekretarz: Ewa Jankowska

Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania

im. Stanisława Leszczyckiego

Polskiej Akademii Nauk

ul. Twarda 51/55

00-818 Warszawa

Opracowanie redakcyjne: Ewa Jankowska

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma

**© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
im. Stanisława Leszczyckiego PAN, Warszawa 1998**

PL ISSN 0012-5032

ISBN 83-86682-30-2

WYDAWNICTWO
Continuo

ul. Czackiego 46/1

51-607 Wrocław

tel. kom. 0601/77-47-33

fax 071/34-390-18 w. 223

**Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej Polskiej Akademii Nauk**

<http://rcin.org.pl>

SPIS TREŚCI

Adam KOTARBA – Wprowadzenie	7
Adam KOTARBA – Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997	9
Morphological role of rainfalls in modelling of Tatra relief during summer flood of 1997 (summary)	
Grzegorz BARCZYK – Denudacja chemiczna krasu węglanowego w świetle badań stacjonarnych zlewni potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego (Tatry Zachodnie)	25
The stationary field research on chemical denudation of carbonate karst in catchment area of Chochołowski and Kościeliski streams (Western Tatra Mts) (summary)	
Wojciech DOBIŃSKI – Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej	35
Problem of permafrost occurrence in the High Tatra Mountains in the light of geophysical research in the Valley of Five Polish Lakes and Świstówka Roztocka (summary)	
Jerzy DEC, Wojciech DOBIŃSKI – Wyniki refrakcyjnych badań sejsmicznych na Hrubym Piargu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich w Tatrach	59
Shallow refraction soundings on Hruby Piarg in Five Polish Lakes valley in the Tatra Mountains (summary)	

WPROWADZENIE

Studia fizycznogeograficzne w Tatrach prowadzone przez różne zespoły naukowe koncentrują się w dwóch podstawowych nurtach: 1) badaniach współczesnych przemian środowiska naturalnego pod wpływem zmian klimatycznych i antropopresji (dotyczy to zarówno procesów rzeźbotwórczych, jak i hydrologicznych i klimatycznych) oraz 2) rekonstrukcjach warunków panujących w Tatrach w plejstocenie i holocenie. Zostały postawione pytania na temat roli zlodowaceń w przekształcaniu rzeźby oraz kiedy skończyła się w Tatrach epoka lodowa, rozumiana jako moment zaniku ostatnich lodowców. Z tym ostatnim pytaniem wiąże się bezpośrednio następne: czy zanik lodowców górskich oznaczał koniec zlodowacenia, a może istniało znacznie dłużej, lub nadal ma miejsce zlodowacenie podziemne wyrażające się obecnością wieloletniej zmarzliny?

Autorzy niniejszego tomu „Dokumentacji Geograficznej” przedstawiają wyniki studiów zawarte w tych podstawowych kierunkach badań nad środowiskiem naturalnym Tatr. Pierwsze dwie prace dokumentują rolę podstawowych procesów rzeźbotwórczych, jakimi są erozja mechaniczna i denudacja chemiczna. Pozostałe dwie prace dotyczą problemów koncentrujących się wokół pytania o możliwość istnienia wieloletniej zmarzliny i są przedmiotem badań wykonywanych w projekcie badawczym finansowanym przez KBN pod numerem 6PO4E01809. Dotychczas nie przedstawiono bezpośrednich dowodów na istnienie zmarzliny w Tatrach, chociaż wyniki sondaży geofizycznych – płytkiej refrakcji, elektrooporowe i BTS – wskazują w sposób pośredni na taką możliwość. Mamy nadzieję, że zaprezentowane wyniki badań stanowią pewien krok w kierunku wyjaśnienia stawianych pytań. Prezentowane prace są kontynuacją wcześniejszych badań opublikowanych w oddzielnych zeszytach „Dokumentacji Geograficznej” IGiPZ PAN dlatego niniejszy zeszyt jest zatytułowany *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*.

Adam Kotarba

ADAM KOTARBA

MORFOGENETYCZNA ROLA
OPADÓW DESZCZOWYCH
W MODELOWANIU RZEŻBY TATR
PODCZAS LETNIEJ POWODZI W ROKU 1997

WSTĘP

Opady deszczowe należą do głównych czynników decydujących o rozwoju rzeźby gór. To oczywiste stwierdzenie znane wszystkim badaczom obszarów górskich było wielokrotnie dokumentowane opracowaniami naukowymi przedstawiającymi problem erozji wodnej w ujęciu jakościowym i ilościowym. J. Tricart (1970) podejmując próbę określenia właściwości klimatycznych masywów górskich Europy, stwierdził, że nie sposób jednoznacznie scharakteryzować ogólne cechy górskiego typu klimatu, jednak uznał za dominującą właściwość gór położonych poniżej granicy wiecznego śniegu wielką rolę opadów deszczowych i związaną z nimi morfogenezę pluwialną. Morfogenetyczna rola wody płynącej przejawia się w różny sposób i z różną intensywnością i zależy od struktury opadów, a więc ich wydajności, rozkładu czasowego i przestrzennego. Generalnie stwierdza się, że na terenie Europy morfologiczna rola opadów deszczowych jest zmienna i zależy od wielu czynników, takich jak charakter rzeźby i jej cechy morfometryczne, sposób użytkowania ziemi.

Opady deszczowe są ważnym czynnikiem rzeźbotwórczym również w Tatrach. Pogląd ten jest udokumentowany wieloma opracowaniami zarówno w polskiej i słowackiej części (m.in. Staszic 1815; Dudziak 1969; Lukniš 1973; Kaszowski 1973; Ziętara 1974; Nemčok 1982; Midriak 1984; Krzemień 1984, 1988, 1991; Kotarba i in. 1987; Kotarba, Stromquist 1984; Kaszowski i in. 1988; Kotarba 1992). Dobry monitoring opadowy zorganizowany w ramach IMGW dał podstawy do szczegółowej charakterystyki stosunków opadowych w Tatrach, zwłaszcza opadów ekstremalnych, które mają istotne znaczenie w procesie formowania szybkich ruchów masowych (Orlicz 1962; Cebulak 1983). Istnieje również monitoring zmian morfologicznych zachodzących na stokach tatrzańskich pod wpływem opadów deszczowych, zarówno w części zachodniej i wschodniej (Kotarba i in. 1979; Borowiec 1996). Wszystkie te przesłanki skłaniają do postawienia

pytania: jaki jest wpływ opadów o różnej strukturze na sposób i tempo modelowania stoków tatrzańskich? W pytaniu tym jest zwarty cel niniejszego opracowania.

Modelowanie stoków górskich przez szybkie ruchy masowe o charakterze katastrofalnym jest przedmiotem badań wielu geomorfologów z uwagi na znaczenie tych procesów w ewolucji rzeźby oraz często dotkliwych skutków zwłaszcza dla mieszkańców różnych gór świata. Szczególnie istotne jest określenie hydrometeorologicznych wartości progowych, powyżej których są uruchamiane procesy typu osuwania i spływania materiału zwietrzelinowego na stokach. Ponieważ uruchamianie spływów gruzowych nie zależy od opadów przeciętnych, lecz jest uwarunkowane bezpośrednio krótkotrwałymi i intensywnymi opadami, dlatego wielu badaczy ustalało wielkości opadów o czasie trwania 15, 30, 60 czy 120 minut i starało się skorelować takie wyniki ze skutkami geomorfologicznymi na stokach. Dla obszaru Tatr Wysokich A. Kotarba (1994) określił, że wartość krytyczna opadu formującego spływy gruzowe wynosi około 30 mm na godzinę w otoczeniu Hali Gąsienicowej. Inne regionalne studia wykonane w Tatrach Zachodnich i Małej Fatrze wskazują, że wartość ta wynosi 20 mm na godzinę (Janačík 1971). Stosując takie podejście określa się wartości progowe obowiązujące tylko w danym regionie, charakteryzującym się swoistą rzeźbą terenu określoną długością i stromością stoków, stopniem rozczłonkowania i obfitością luźnych utworów zwietrzelinowych, a także stopniem pokrycia i utrwalenia pokrywą roślinną. Ważnym elementem jest również stabilność stoków uwarunkowana długością czasu, jaki upłynął od uformowania pokryw zwietrzelinowych, a więc czasu zakończenia morfogenezy glacialnej i peryglacialnej.

Szczegółowe studia wykonane na terenie Alp, zwłaszcza szwajcarskich, pokazują, że najłatwiej są uruchamiane spływy gruzowe w strefie alpejskiej zmarzliny, a w szczególności w strefie zmarzliny nieciągłej (Haeberli 1990; Zimmermann, Haeberli 1992). W tym piętrze alpejskim położonym ponad 2400 m n.p.m. zachodzą największe zmiany sezonowe związane z formowaniem warstwy czynnej i tam też najłatwiej dochodzi do szybkich ruchów masowych z końcem lata lub jesienią, gdy warstwa czynna ma odpowiednią miąższość. To stwierdzenie jednoznacznie wskazuje, że właściwości pokryw odgrywają istotną rolę w formowaniu spływów i płytkich zsuwów. C. Ballantyne (1986) stwierdził, że częstotliwość spływów gruzowych jest większa w utworach o wysokiej zawartości frakcji piaszczystej, gdyż łatwiej podlegają one saturacji w okresach z intensywnymi opadami, natomiast eksperymenty laboratoryjne udowodniły, że inicjacja spływu gruzowego jest uwarunkowana naturalną gęstością osadu, siłą kohezji i stopniem upakowania osadów, a więc ich teksturą (są bowiem bezpośrednio związane z intensywnościami opadów tak wysokimi, że w obrębie pokryw następuje niestabilność spowodowana przekroczeniem ciśnienia porowego prowadzącego do ich pełnego nasycenia (Takahashi 1978).

Szereg faktów stwierdzanych w obszarach górskich pokazuje, że bardzo wysokie opady deszczowe nie zawsze prowadzą do uformowania spływów gruzowych i płytkich osuwisk, natomiast w innych przypadkach niższe opady są wy-

starczające do ich powstania. W przypadku pierwszym o nie wystąpieniu szybkich ruchów masowych decyduje brak dostatecznej ilości luźnych osadów. Może to nastąpić wtedy, gdy kilka katastrofalnych zdarzeń geomorfologicznych ma miejsce w krótkim okresie czasu, co sprawia, że materiał jest uprządnięty ze stoków. Przypadki takie opisane w literaturze (Rebetez i in. 1997) podkreślają fakt, że obecność osadów luźnych jest podstawowym czynnikiem warunkującym powstawanie spływów gruzowych. Spostrzeżenia alpejskie są zgodne z wnioskami formułowanymi na wyżynach szkockich (Innes 1989). Wypas owiec i jeleni oraz wypalanie traw w ostatnich 200 latach sprawiły, że na stokach szkockich doszło do wzrostu częstotliwości zjawisk erozyjnych, zdegradowania pokryw, a później zmniejszenia ich zasięgu, a nawet zaniku formowania spływów gruzowych. Dlatego autor ten uważa, że działalność procesów stokowych w przyszłości będzie tam bardziej limitowana ilością nowoutworzonych zwietrzelin niż korzystnymi warunkami meteorologicznymi (Innes 1983, 1989).

Przedstawione powyżej rozważania pokazują, że dla różnych gór świata nie można ustalić wiarygodnych globalnych wartości progowych, które jednoznacznie określałyby warunki stabilności stoków. Każdy obszar ma bowiem swoje uwarunkowania przyrodnicze zarówno w zakresie elementów abiotycznych, jak i biotycznych. Występowanie ekstremalnych zjawisk erozyjnych jest rządzone przez złożony zbiór parametrów: a więc nie tylko intensywność i przestrzenny zasięg opadów, ale i charakter rzeźby, a zwłaszcza stoków, podłoże geologiczne, pokrywę roślinną, typ gleby oraz warunki wilgotnościowe w podłożu w okresie bezpośrednio poprzedzającym wystąpienie tych zjawisk. Mimo to były i są podejmowane próby ujęcia matematycznego, które obowiązywałoby powszechnie na różnych szerokościach geograficznych. Jedną z powszechnie cytowanych prób przedstawił N. Caine (1980). Zebrał stosunkowo dużą ilość statystycznych danych (73 obserwacje) dotyczących warunków hydrometeorologicznych, podczas których następowało formowanie spływów gruzowych i płytkich osuwisk. W sformułowanym równaniu bierze pod uwagę równocześnie średnią intensywność opadu (I) i czas ich trwania w godzinach (D). Wartość progowa występuje w sytuacji, gdy równanie przyjmuje postać:

$$I = 14,82D^{-0,39}.$$

Gdy $I < 14,82D^{-0,39}$ powstanie spływu gruzowego jest mało prawdopodobne.

Kolejna próba wyznaczenia wartości progowych dla uruchamiania spływów gruzowych została przedstawiona przez J. L. Innesa (1983). Podobnie jak Caine, Innes zestawił wyniki zamieszczone w literaturze geomorfologicznej, lecz ograniczył się do przeanalizowania przypadków związanych tylko z formowaniem spływów gruzowych. W równaniu uwzględnił sumę a nie intensywność opadu i określał jej związek z czasem trwania opadu. Dlatego krzywa wyznaczająca wartości progowe jest opisana równaniem:

$$T = 4,9355D^{0,5041},$$

gdzie T oznacza sumę opadów (w mm), a D czas trwania opadów (w godzinach).

Liczne studia terenowe pokazały, że przedstawione równania dość dobrze określają progowe wartości, choć istnieje sporo wyjątków. W szczególnych przypadkach nawet stosunkowo małe opady, rzędu 9 mm/godz. lub 2,3 mm/10 min, były wystarczające do uruchomienia sływów gruzowych (Kadommura i in. 1980). Tak niskie wartości progowe zostały wyznaczone dla sływów błotno-gruzowych na stokach wulkanu Usu po erupcji w latach 1977–1978. Te spostrzeżenia dokumentują rolę typu zwietrzelin w procesie inicjującym modelowanie stoków.

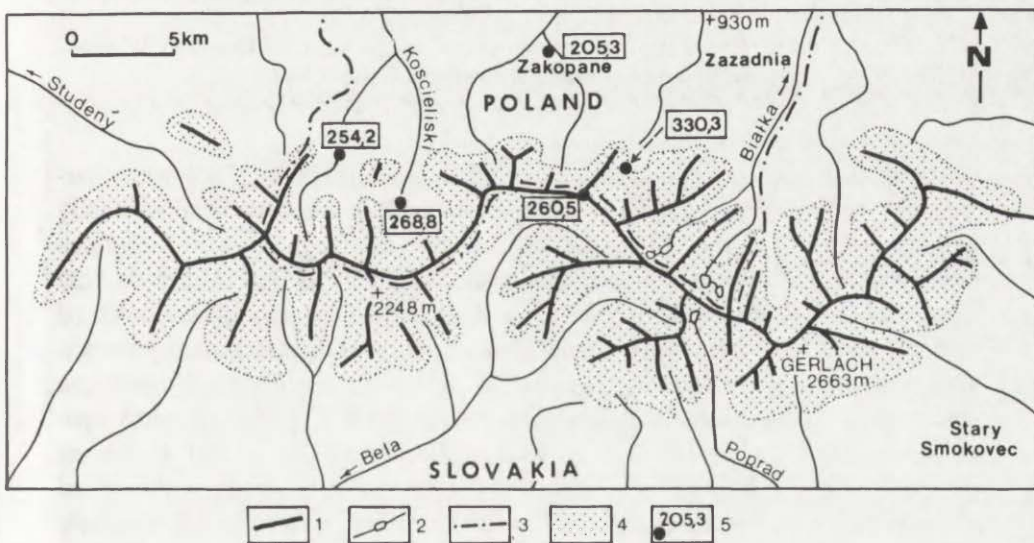
Na terenie Alp szwajcarskich podjęto inną próbę określenia wartości progowych. Jest to metoda statystycznego określania zdarzeń opadowych odpowiedzialnych za uruchomienie sływu gruzowego. M. Rebetez i inni (1997) doszli do przekonania, że wartości progowe określone przez N. Caina i J. L. Innesa można wprawdzie zastosować w konkretnym terenie, ale tylko w takim, gdzie istnieje gęsta sieć pomiaru opadów. Dla obszarów pozbawionych takiej sieci przyjęto metodę polegającą na określaniu odchylenia standardowego opadów jako statystycznego parametru, który pozwala określić z dużym prawdopodobieństwem warunki uruchamiania sływów. Wartość progową opadów wywołujących sływy gruzowe zdefiniowano jako poziom odchylenia standardowego i czasu trwania opadu, tj. czasu, dla którego analizowano sumy opadowe. Porównano więc sumy opadowe 1, 2, 3, 4 i 5-dniowe dla miesięcy letnich (sierpnia i września) w sytuacjach gdy były formowane sływy gruzowe w obszarze Rti-graben w Alpach Penińskich w kantonie Valais (Rebetez i in. 1997). Z ustalonych związków statystycznych wynika, że zbieżność występowania sływów gruzowych z opadami była najwyższa dla progów 4σ w okresie 3-dniowym. Inne nieco mniej istotne relacje występowały dla okresów 4-dniowych z wartością progową $3,5\sigma$, a dla okresów 5-dniowych z progiem 3σ . Praktycznie oznacza to, że przy 3-dniowych sumach opadowych osiągających ponad 40 mm istnieje najwyższe prawdopodobieństwo uruchamiania sływów na stokach alpejskich. Również i od tej metody są wyjątki związane ze zróżnicowanym rodzajem podłoża, charakteru pokryw, a nawet częstotliwości pojawiania się okresów generujących szybkie ruchy masowe.

Pomimo niedoskonałości metod wyżej omówionych, można je stosować, zwłaszcza w opracowaniach kartograficznych wykonywanych dla większych obszarów, w których zmierza się do określenia potencjalnej podatności terenów górskich na szybkie ruchy masowe. Metody te można testować na konkretnych przypadkach wystąpienia katastrofalnych zjawisk erozji stoków. Takie warunki wystąpiły w Tatrach w lecie 1997 roku (ryc. 1).

Celem niniejszego opracowania jest określenie, na czym polegała specyfika tej powodzi w porównaniu z innymi zdarzeniami geomorfologicznymi, jakie miały miejsce w przeszłości na obszarze tatrzańskim.

PRZEBIEG POWODZI W TATRACH W LIPCU 1997 ROKU

Wyjątkowy charakter powodzi w Tatrach w lipcu 1997 roku był związany ze strukturą i czasem trwania opadów, jakie nawiedziły całe Karpaty Zachodnie. Od 5 lipca następował spływ wilgotnych mas powietrza z kierunku północnego. Uformował się front stacjonarny, który dawał opady o charakterze jednostajnym na północnym skłonie Karpat. Para wodna ulegała kondensacji przy trwałej adwekcji chłodnego powietrza. W dniu 7 lipca powstała struktura wirowa pomiędzy Wyżyną Krakowską a zachodnią Ukrainą. Zimne powietrze z północy mieszało się z cieplejszą i wilgotną masą powietrza z Ukrainy. W dniu 8 lipca oś tej struktury przesunęła się z Beskidów Zachodnich (Beskid Śląski i Żywiecki) ku wschodowi i objęła swym zasięgiem Tatry. Dlatego maksymalne sumy opadów w Tatrach i na Podhalu rejestrowały stacje IMGW w dniu 8 lipca. W dniach 5–7 lipca stacje tatrzańskie zarejestrowały sumy opadów od 75,3 mm (Dolina Chochołowska), 89,3 mm (Kasprowy Wierch), 90,4 mm (Hala Ornak) do 100,5 mm (Hala Gąsienicowa). Natomiast w następnym dniu, tj. 8 lipca 1997 roku, dobowe sumy opadów osiągnęły odpowiednio 163,0, 166,1, 162,7 i 223,5 mm. W tym dniu stacje podtatrzańskie (Kiry, Zakopane) rejestrowały opady nieco powyżej

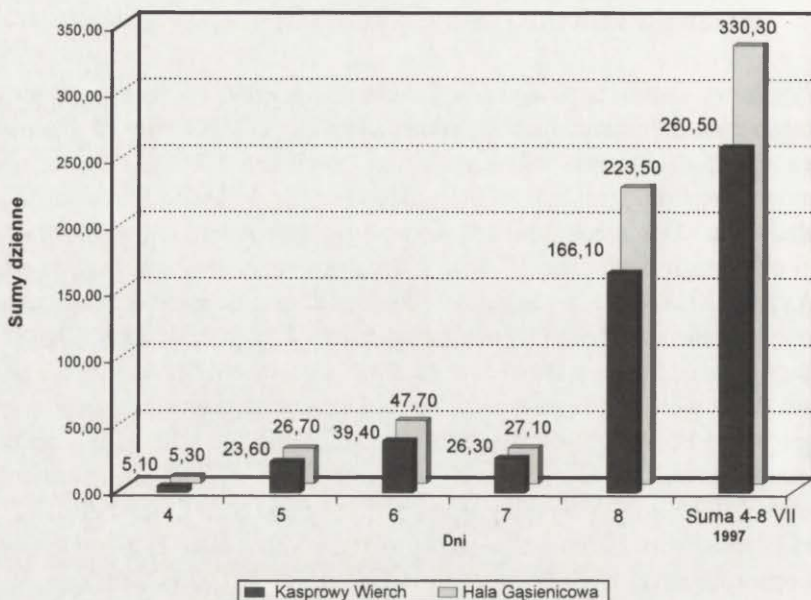


Ryc. 1. Szkicowa mapa Tatr z lokalizacją stacji meteorologicznych i sum opadowych w okresie od 4 do 8 lipca 1997 r.

1 – grzbiet górski, 2 – rzeki i jeziora, 3 – granica państwa, 4 – obszary wyniesione ponad górną granicę lasu, 5 – stacje opadów, sumy opadów w okresie od 4 do 8 lipca 1997 r.

Sketch map of the Tatra Mountains with location of precipitation gages. Rainfall totals for the period 4–8 July, 1997

1 – mountain ridge, 2 – river and lake, 3 – state boundary, 4 – areas above the upper timberline, 5 – precipitation gages, rainfall totals for the period 4–8 July 1997

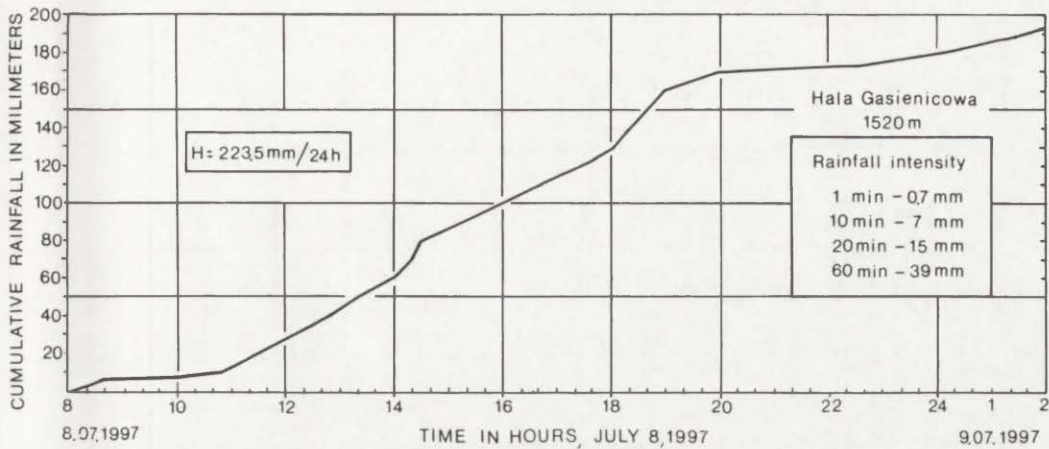


Ryc. 2. Przebieg opadów w dwóch stacjach: szczytowej na Kasprowym Wierchu i na górnej granicy lasu na Hali Gąsienicowej

Daily rainfall distribution at two precipitation gages: summit station – Kasprowy Wierch, and upper timberline station – Hala Gąsienicowa

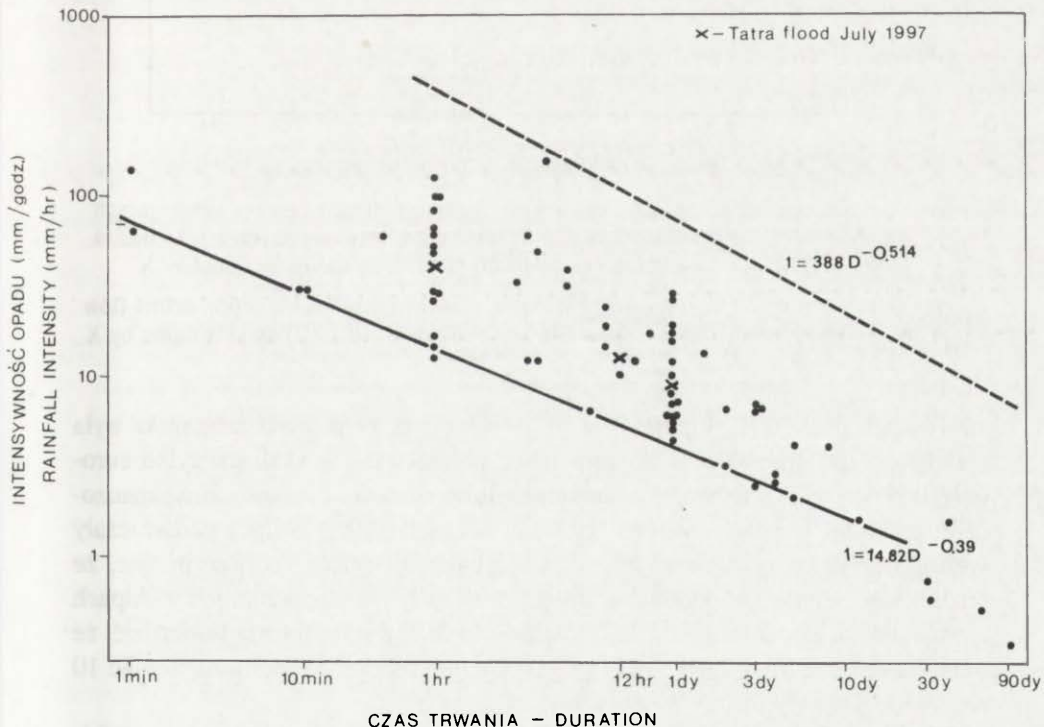
100 mm. Tak wielkie kilkudniowe sumy opadów w przeszłości notowano bardzo sporadycznie. Na przykład w Zakopanem wyższe sumy opadów wystąpiły pomiędzy 15 i 18 lipca 1934 roku (288,9 mm) i w dniach od 4 do 8 czerwca 1948 roku (233,7 mm). W lipcu 1934 roku, w dniach 16 do 18 lipca na Hali Gąsienicowej spadło aż 422 mm deszczu (Orlicz 1962). Natomiast w dniach od 4 do 7 lipca 1997 roku występowały opady rozlewne o małej intensywności. Opady te poprzedziły katastrofalny opad w dniu 8 lipca, który miał zasadnicze znaczenie w przekształcaniu stoków tatrzańskich. Rycina 1 pokazuje sumy opadów na stacjach w Zakopanem, w Dolinie Chochołowskiej, na Hali Ornak, na Kasprowym Wierchu i na Hali Gąsienicowej. Sumaryczne opady w dniach od 4 do 8 lipca wszędzie przekroczyły 200 mm, a na Hali Gąsienicowej osiągnęły 330,3 mm (ryc. 2). Dobowy opad zarejestrowany na pluwiogramie w stacji na Hali Gąsienicowej w dniu 8 lipca osiągnął 223,5 mm. Jego cechą charakterystyczną były stosunkowo niskie intensywności chwilowe (ryc. 3) rzędu 0,7 mm/min przy wysokiej wydajności godzinowej (39 mm/godz.).

Relacje pomiędzy wielkością opadów a ich trwaniem podczas lipcowej powodzi w 1997 roku pokazały, że zostały znacznie przekroczone wartości progowe wyznaczone przez N. Caina (1980) i J. L. Innesa (1983). Opad w dniu 8 lipca trwał 18 godzin, a relacje pomiędzy wielkością a czasem trwania opadu lokują się blisko najwyższych wartości opisanych w literaturze geomorfologicznej i ze-



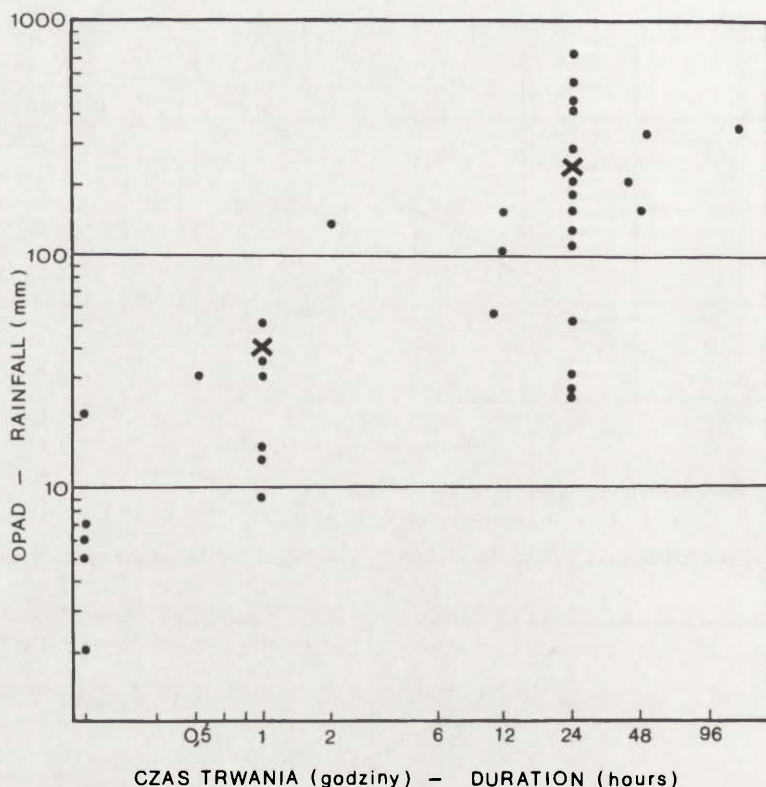
Ryc. 3. Przebieg opadów w dniu 8 lipca 1997 r. na górnej granicy lasu (pluviogram sumaryczny)

Rainfall characteristics on 8 July, 1997. Data for the station located at the upper timberline



Ryc. 4. Relacja pomiędzy intensywnościami a czasem trwania opadów generujących sływy gruzowe i płytkie osuwiska. Na podstawie istniejących publikacji zestawionych przez N. Caine (1980). Przypadek powodzi tatrzańskiej (8 VII 1997) oznaczono symbolem X

The rainfall intensities-duration relationship that has been reported as triggering debris flows and shallow landslides, compiled by N. Caine (1980). The case of Tatra (8 VII 1997) flood is shown by X



Ryc. 5. Relacje pomiędzy sumami opadowymi a czasem trwania opadów generujących spływy gruzowe. Na podstawie istniejących publikacji zestawionych przez J. L. Innesa (1983). Przypadek powodzi tatrzańskiej (8 VII 1997) oznaczono symbolem X

The rainfall amount-duration relationship that has been reported as triggering debris-flow activity, compiled by J. L. Innes (1983). The case of Tatra (8 VII 1997) flood is shown by X

stawionych przez J. L. Innesa (1983). Świadczy to, że powódź tatrzańska była zjawiskiem wyjątkowym, o ekstremalnych parametrach w skali nie tylko europejskiej (ryc. 4 i 5). Również w odniesieniu do wartości progowych wyznaczonych przez M. Rebetza i innych (1997) opady w dniach 4–8 lipca przekraczały wartości średnich opadów w miesiącach letnich o poziom 4σ . Przyjmując, że średnia dobowa suma opadowa w miesiącach letnich jest podobna jak w Alpach szwajcarskich (Kotarba i in. 1987) i wynosi około 10 mm, można stwierdzić, że opady 3-dniowe (6–8 lipca 1997) na granicy lasu osiągały 298,3 mm, a więc 10 razy więcej niż wyliczony 3-dniowy opad.

W przeciwieństwie do opisanej wyżej sytuacji opadowej, deszcze katastrofalne wypadające z chmur typu *Cumulonimbus* podczas letnich burz typu konwekcyjnego trwają krótko i mają chwilowe intensywności powyżej 1 mm/min. Na przykład podczas opadu konwekcyjnego na Hali Gąsienicowej w dniu 16 sierpnia 1988 roku w ciągu godziny spadło 44 mm, lecz intensywność chwilowa



Fot. 1. Stoki Żółtej Turni opadające do Czarnego Stawu Gąsienicowego modelowane przez sploty gruzowe w dniu 9 VIII 1991 r. (A) i po powodzi 8 VII 1997 r. (B)

Rocky slope of Żółta Turnia Mt. near Czarny Staw Gąsienicowy lake, modelled by debris flows of 9 August 1991 (A) and drive catastrophic rainfall of 8 July 1997 (B)



Fot. 2. Dolina wciosowa rozczłonkowująca stoki Kop Sołtysich w Dolinie Filipka.
Po całkowitym uprzątnięciu zwierzelin w dniu 8 VII 1997 r. odstoniło się skalne dno

V-shaped valley on debris-mantled slope in Filipka valley (Kopy Sołtysie Mt.).
Totally washed valley bottom after flood of 8 July 1997

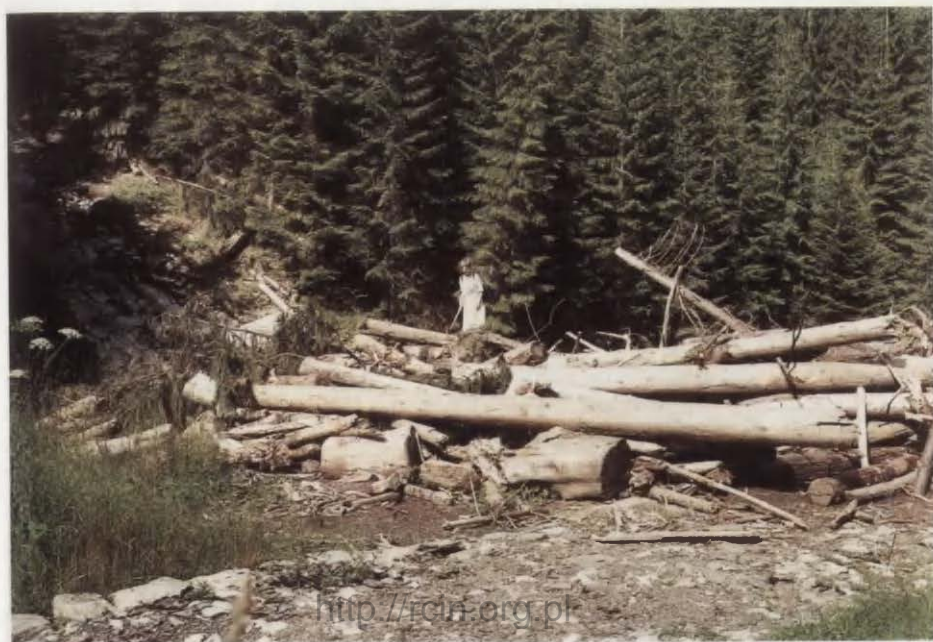


Fot. 3. Stożek drzewno-gruzowy uformowany u wylotu małej doliny wciosowej na stokach Kopy Sottysich w Dolinie Filipka

Woody-debris cone formed at the outlet of small V-shaped valley in Filipka valley, Kopy Sottysie Mt.

Fot. 4. Naturalna przegroda drzewna w dnie Doliny Filipka utworzona po wyprzątnięciu materiału z dolinki nacinającej stoki (od strony lewej)

Natural woody-debris dam across Filipka valley, formed after wood evacuation from tributary valley (on left side)





Fot. 5. Depozycja gruzu skalnego z przewagą materiału drzewnego na mostku gospodarczym (Dolina Filipka)

Mineral/woody deposition on the bridge in Filipka valley

Fot. 6. Podcięcie erozyjne i osuwiska w Dolinie Suchej Wody

Streamside landslides in Sucha Woda valley





Fot. 7. Naturalne wały w korycie Suchej Wody utworzone z materiału głazowego o średnicy do 2 m. Wyraźna imbrykacja głazów

Natural levees built with boulders up to 2 m in diameter in the main channel of Sucha Woda stream. District imbrication of boulders

Fot. 8. Fragment koryta Suchej Wody przedstawionego na fot. 7. Okorowany pień świerka w obrębie nowo utworzonego koryta pozwala stwierdzić, że poziom wody w czasie powodzi wzrósł o około 2,5 m

Living spruce tree scoured by flood marks the maximum water stage ca 2.5 m higher during the event. Fragment of the main channel of Sucha Woda shown in Fig. 7





Fot. 9. Podcięcie erozyjne wzdłuż drogi jezdnej z Brzeziny do Hali Gąsienicowej.
30-metrowy odcinek całkowicie zniszczony. Kubatura utworzonej formy wynosi około
1200–1400 m³

Erosional undercut along the main road from Brzeziny to Hala Gąsienicowa. 30-meter long
reach of the road totally destroyed when around 1200–1400 cu. m of material was
evacuated along the main stream

osiągnęła 1,3 mm/min. Podczas innej burzy w dniu 9 sierpnia 1991 roku opad godzinowy osiągnął 60 mm, a intensywność chwilowa 1,5 mm/min. W obydwu sytuacjach pogodowych opady burzowe uformowały spektakularne w skutkach spływy gruzowe na stokach piargowych w otoczeniu Hali Gąsienicowej, zwłaszcza na Skrajnej Turni, Żółtej Turni, pod Granatami i na stokach Kościelców. Rynny erozyjne uformowane ponad górną granicą lasu podczas takich deszczy mają głębokość 3–4 m, szerokość 10–25 m, a objętości masy przemieszczonego materiału gruzowego są rzędu 3 tysięcy m³. Szybkie ruchy masowe podczas takich ulew powodują rozmycie i przemieszczenie pokryw gruzowych o maksymalnej frakcji głazów od 70 do 150 cm (Kotarba 1994).

W przeciwieństwie do wyżej wspomnianych zjawisk pogodowych opady w lipcu 1997 roku nie spowodowały utworzenia licznych i nowych spływów gruzowych ponad górną granicą lasu. Tylko wcześniej uformowane rynny były poszerzane i pogłębiane, ale nie zmieniły swej formy w sposób zasadniczy (fot. 1). Podczas powodzi w lipcu 1997 roku powstał zaledwie jeden potężny spływ gruzowy na stokach Wołoszyna. Utworzony w niszy źródłowej pod granią dotarł do dna doliny Roztoki wykorzystując Suchy Żleb Wołoszyński. Osiągnął długość około 1 km. Maksymalna szerokość depozycji gruzu w części czołowej wynosi 30 m, a nowo utworzone wały gruzowe mają wysokość do 4 metrów. Za przyczynę braku innych spektakularnych nowych form spływów gruzowych podczas opadów lipcowych w 1997 roku powyżej górnej granicy lasu należy upatrywać w stosunkowo niskiej intensywności deszczu, nie osiągającej 1 mm/min, pomimo że godzinowe wydajności deszczu osiągnęły wartości progowe wystarczające do występowania spływów gruzowych.

GEOMORFOLOGICZNE I EKONOMICZNE SKUTKI POWODZI W TATRACH W LIPCU 1997 ROKU

O rozmiarach geomorfologicznych skutków powodzi i stratach materialnych decyduje nie tylko wielkość i rozkład opadów, lecz również właściwości środowiska naturalnego, w którym zachodzą procesy. W warunkach tatrzańskich występuje specyficzna zmienność elementów środowiska nawiązująca do zróżnicowania geologicznego (trzon krystaliczny i metamorfik w obszarze wysokogórskim, a osłona mezozoiczna w środkowej oraz dolnej części o charakterze średniogórskim), charakteru rzeźby (glacjalna, erozyjno-denudacyjna, fluwialna, krasowa) i odpowiadających im pokryw zwietrzelinowych. Wreszcie piętrowy układ szaty roślinnej również warunkuje obieg wody i określa retencyjne możliwości obszaru. Dlatego takie same opady w różnych częściach Tatr mogą dać różne efekty zarówno w sensie jakościowym, jak i ilościowym. Dane opadowe przedstawione na rycinie 1 pokazują, że na całym obszarze Tatrzańskiego Parku Narodowego wystąpiły opady o wysokości rzędu 250–330 mm. Tak wielkie opady wystąpiły poprzednio w 1934 roku i wywołały największą, rejestrowaną w kronikach powódź nie tylko w Tatrach, ale i w całych polskich Karpatach.

Skutki geomorfologiczne i straty materialne powodzi w Karpatach w roku 1997 nie tylko dorównały skutkom powodzi występujących poprzednio w XX wieku w latach 1903, 1925, 1926, 1931, 1934, 1948, 1951, 1958, 1960, 1970, 1972 i 1996, ale je przewyższały, co dobrze dokumentuje R. Malarz (1997). Podobne stwierdzenia można odnieść do Tatr na podstawie zniszczeń zarejestrowanych i oszacowanych przez administrację Tatrzańskiego Parku Narodowego. Dokumentacja szkód materialnych i skutków geomorfologicznych wykonana bezpośrednio po powodzi wykazała, że zniszczenia były bardzo nierównomierne zarówno w rozciągłości poziomej jak i pionowej. Cechą szczególną było wielkie skupienie szkód w piętrach leśnych, a relatywnie niewielkie zmiany powyżej górnej granicy lasu. Największe przekształcenia rzeźby i zniszczenia w szacie roślinnej wystąpiły w centralnej części Tatr Reglowych, w dolinach Suchej Wody i Olczyskiej. Najsilniej zostały tam przemodelowane koryta głównych cieków i dna dolin oraz doliny rozczłonkowane stoki. Powstały liczne osuwiska, złaziiska, upłynnienia pokryw stokowych i ich przemieszczenia do den dolinnych wraz z całym drzewami. Koryta i dna dolin Suchej Wody i Olczyskiej uległy w dolnych biegach całkowitemu przekształceniu, a zniszczeniu uległy liczne odcinki utwardzanych dróg gospodarczych i turystycznych. Pierwsza, wstępna ocena szkód spowodowanych w TPN pokazała, że straty materialne osiągnęły około 6,1 mln zł. Największe zniszczenia dotyczyły dróg (5,7 mln zł) i szlaków turystycznych (0,243 mln zł). Stwierdzono, że w większości zarejestrowanych szkód procesy morfogenetyczne działały szczególnie efektywnie w obrębie obiektów wykonanych przez człowieka, a więc na drogach gospodarczych, nartostradach i szlakach turystycznych.

GEOMORFOLOGICZNE ZMIANY NA STOKACH TATR REGLOWYCH

Opady rozlewne w okresie od 4 do 7 lipca 1997 roku sprawiły, że pokrywy zwietrzelinowo-glebowe na stokach Tatr Reglowych osiągnęły stan nasycenia, natomiast kolejny dzień (8 lipca) spowodował przesylenie prowadzące do uruchomienia spływu powierzchniowego i upłynnienia pokryw. Nawet w obrębie stoków pokrytych przez las reglowy dochodziło do masowego, w sensie powierzchniowym, uruchamiania złazisk, spływów ziemnych i płytkich osuwisk. Materiał przemieszczony formował języki i loby, które swymi czołami opierały się o pnie drzew i lokalnie prowadziły do formowania drobnych pótek i stopni zbudowanych z koluwiów. Takie formy powstawały w różnych częściach stoków, zarówno w części podgrzbietowej, jak i w środkowej i przydolinnej. Procesy stokowe zasilają dna dolin głównych w zwietrzelinę zwłaszcza na stromych, starych podcięciach erozyjnych. Upłynnienie pokryw sprawiało, że pierwotnie zwarta pokrywa roślinna ulegała przerwaniu i przemieszczaniu ze zwietrzelinami. Jednak głównym źródłem materiału dostarczanego do den dolinnych były małe dolinki nacinające stoki. Transport zwietrzelin koncentrował się w obrębie niecek i wciosów, które w ciągu roku są suche. Dna tych dolin przed powodzią były

wypełnione zwietrzeliną, niejednokrotnie grubofrakcyjną, a ich zbocza porastała regłowy. Nadmiar wody opadowej zgromadzonej w pokrywach podlegał koncentracji w osiach tych dolin, a podczas ulewnej deszczu w dniu 8 lipca dochodziło do gwałtownego zmywu zwietrzelin wraz z całym drzewami, zarówno suchymi w obszarach z powalonym lasem wskutek wiatrów halnych, jak i żywym. W wielu małych dolinach, szczególnie na obszarze Kop Sołtysich, nastąpiło szybkie i całkowite usunięcie gruzu drzewno-mineralnego aż do litej skały. Powstały skalne dna w małych dolinkach, od wielu lat nie obserwowane w Tatrach Regłowych (fot. 2). Materiał uprzątnięty do dna dolin głównych (Dolina Filipka, Żłota, Olczyńska) był składany w postaci stożków. W składzie tych stożków dominowały drzewa powalone i przemieszczone, najczęściej „okorowane” w czasie transportu (fot. 3). W Dolinie Filipka powstały w ten sposób naturalne zapory w poprzek doliny głównej, podpierające i spowalniające spływ wody. Silna turbulencja w strefie zapór drzewnych zwiększała efekt erozyjny. Świadczą o tym liczne bruzdy erozyjne i kotły eworsyjne sięgające głębokość 1,5–2,0 m. Siła erozyjna wody była tak wielka, że rozmyciu uległy utrwalone tłuczniem fragmenty dróg gospodarczych, a drewniane mostki zniszczone lub zasypane transportowanym gruzem (fot. 4 i 5).

GEOMORFOLOGICZNE ZMIANY W DNACH DOLIN TATR REGŁOWYCH

Najbardziej dramatyczne skutki procesów fluwialnych stwierdzono w dolinach Tatr Regłowych, a szczególnie w Dolinie Suchej Wody i Dolinie Olczyńskiej. W Dolinie Suchej Wody na odcinku o długości 2,5 km, tj. od połączenia Potoku Sucha Woda z Potokiem Pańszczyckim do ujścia z Tatr, główne koryto zostało przemodelowane na całej swej szerokości. Przemodelowanie wiązało się z wezbraniem na Potoku Sucha Woda. W pobliżu pierwszego mostu na drodze do Hali Gąsienicowej na wysokości około 1050 m npm. poziom wody w korycie podniósł się w czasie powodzi o około 2,5 m. Można to było stwierdzić na podstawie wysokości „okorowania” pni i konarów żywych drzew rosnących w pobliżu koryta, które oparły się naporowi powodzi i nie zostały powalone. Przy ogólnym spadku koryta wynoszącym około 70‰ (Wit-Józwick 1974) woda płynąca całą jego szerokością podcinała brzegi niszcząc zarówno terasy glacifluwialne, fluwialne jak i wysoczyznę morenową Toporowych Stawów. Wskutek rozmywania teras i zboczy morenowych następowało boczne cofanie brzegów, nawet tych zbudowanych z frakcji grubogłazowej o średnicy 1–1,5 m i włączanie tych frakcji do transportu podłużnego. Natomiast zbocza zbudowane z utworów morenowych bogate we frakcje piaszczysto-pylaste dostarczały tych frakcji do koryta w takiej ilości, że gęstość ośrodka wodnego wzrosła na tyle, iż bloki o maksymalnej średnicy do 2 m podlegały transportowi na odległość 20–30 m, a nawet większą od miejsca swego pierwotnego położenia. Fluwialne środowisko transportowe było wzbogacone o spływ gruzowo-błotny (ang. *debris flow* i *mud-flow*). W takich warunkach materiał blokowy podlegał transportowi pod-

łużnemu i był osadzany w postaci systemu wałów typu *levee* zbudowanych z głazów o średnicy ponad 1 m wykazujących cechy imbrykacji. Materiał ten został wymieszany z gruzem drzewnym pochodzącym z niszczenia drzew rosnących w pobliżu koryta oraz na zboczach podciętych przez główny potok (fot. 6 i 7). Padające do koryta drzewa wraz z systemem korzeniowym stawały się lokalnymi barierami dla rzeki przemieszczającej materiał gruzowy, a nurt wody spychany na obrzeża tych naturalnych zapór był skierowany ku brzegom, powodując dalsze podcinanie zboczy i dostawę następnych drzew i gruzu mineralnego do koryta. Takie sprzężenie zwrotne pomiędzy procesami w korytach i na stokach sprawiło, że bardzo stabilne krawędzie teras zbudowanych z frakcji blokowej, nie mające śladów rozmywania w okresie historycznym, podlegały cofaniu bocznemu o kilka metrów (fot. 8). Podobny proces bocznego poszerzania koryta odbywał się kosztem stoku morenowego od strony Toporowych Stawów. Najbardziej spektakularna forma erozyjna utworzona w ten sposób spowodowała zniszczenie drogi dojazdowej z Brzezin do Hali Gąsienicowej. Na odcinku około 30 m droga biegnąca na wysokości 6 m nad korytem uległa zupełnemu zniszczeniu, gdyż brzeg potoku cofnął się o 10 m. Proste obliczenia ilości wyerodowanego materiału wykonane na zlecenie Tatrzańskiego Parku Narodowego pokazało, że kubatura „uprzątniętego” materiału wraz z drogą jezdnią w tym jednym miejscu wynosi od 1200–1400 m³ (fot. 9). Potok Sucha Woda płynący podczas powodzi na całej szerokości dna doliny rozmył na wielu odcinkach drogę jezdnią na Halę Gąsienicową. Nawet w obrębie utwardzonej nawierzchni drogi bezpośrednio poniżej połączenia Potoku Pańszczyckiego z Suchą Wodą powstały rozcięcia erozyjne o głębokości do 0,5 m.

UWAGI KOŃCOWE

Powódź tatrzańska w lipcu 1997 roku odróżniała się w sposób szczególny od innych katastrofalnych zjawisk hydrometeorologicznych. Opady, które wystąpiły w dniu 8 lipca same w sobie były wystarczająco wysokie, by spowodować znaczne wezbrania w potokach tatrzańskich. Tymczasem spadły na obszar już nasycony wodą w dniach poprzedzających i taka sekwencja opadów spowodowała jedną z największych powodzi w Tatrach. Największe notowane intensywności chwilowe wyrażone w milimetrach na minutę, a obliczone z pluwiogramów, nie przekroczyły wartości 0,7. Znacznie wyższe wartości, rzędu 1,5–1,7 mm/min, są dość często obserwowane w Tatrach podczas krótkotrwałych opadów nawalnych typu konwekcyjnego i takie opady najczęściej wywołują spektakularne zmiany w morfologii stoków tatrzańskich, zwłaszcza w wysokogórskiej dziedzinie krioniwalnej. W czasie lipcowej powodzi w roku 1997 stwierdzono tylko w niewielu miejscach powstanie nowych form w dziedzinie krioniwalnej, natomiast większość pracy geomorfologicznej miało miejsce w dziedzinie umiarkowanej leśnej. Główne przekształcenia rzeźby wystąpiły w Tatrach Reglowych. Procesy geomorfologiczne w tej części Tatr osiągnęły niespotykany w skali historycznej za-

się i rozmiary. W sposób ilościowy wyraziło się to zjawisko w tzw. kompetencji potoków reglowych, tj. zdolności do transportowania dużych głazów podczas wezbrania. Badania prowadzone po powodzi 1 lipca 1973 roku, gdy dobową sumą opadową na Hali Gąsienicowej osiągnięta absolutne maksimum – 300 mm, pokazały, że przemieszczaniu w korytach podlegał materiał o maksymalnych średnicach od 20 do 60 cm (Kaszowski, Kotarba 1985). W tamtym czasie maksymalna transportowana frakcja w Potoku Sucha Woda wyniosła 20–40 cm. Natomiast podczas ostatniej powodzi transportowane były głazy o średnicy do 2 metrów, a za transport były odpowiedzialne nie tylko procesy fluwialne, lecz również procesy o charakterze splywów gruzowych. Ważnym składnikiem transportowanego materiału był gruz drzewny, dotychczas nie obserwowany w Tatrach w takiej skali.

LITERATURA

- Ballantyne C., 1986, *Landslides and slope failures in Scotland: a review*, Scottish Geogr. Magazine 102, s. 134–150.
- Borowiec W., 1996, *Stereofotogrametryczne archiwum dynamiki zjawisk powierzchniowych w Tatrach Polskich*, [w:] *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, T. 1, *Nauka o Ziemi*, Kraków–Zakopane, s. 186–188.
- Caine N., 1980, *The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flows*, Geogr. Annaler 62A, 1–2, s. 23–27.
- Cebulak E., 1983, *Maximum daily rainfalls in the Tatra Mountains and Podhale Basin*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. 57, s. 337–343.
- Dudziałk J., 1969, *Badania nad zasięgiem zniszczeń erozyjnych na terenach wypasowych dolin Chochołowskiej i Lejowej*, Wiad. Inst. Melior. 8, 2.
- Haeblerli W., 1990, *Permafrost, Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer Wärmereichen Atmosphäre*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH, Zurich 108, s. 71–88.
- Innes J. L., 1983, *Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands*, Earth Surface Processes and Landforms 8, s. 579–588.
- 1989, *Rapid mass movements in upland Britain: A review with particular reference to debris flows*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 23, s. 53–67.
- Janačík P., 1971, *Některé poznatky z inventarizačného výskumu v chránenej krajinej oblasti Malé Fatra*, Geografický časopis 23, 2, s. 186–191.
- Kadomura H., Yamamoto H., Imagawa T., Takahashi H., Suzuki R., Tanabe T., Arai K., Tajimi J., 1980, *Erosion and mudflows at Usu Volcano after the 1977–78 eruption: August 1977 – December 1979*, Environmental Science, Hokkaido 3, s. 155–184.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain stream (with Biały Potok in the Tatra Mts as example)*, Prace Geogr. UJ 31, ss. 100.
- Kaszowski L., Kotarba A., 1985, *Mapa współczesnych procesów morfogenetycznych TPN*, [w:] *Atlas Tatrzańskiego Parku Narodowego*, Zakopane–Kraków.
- Kaszowski L., Krzemięń K., Libelt P., 1988, *Postglacjalne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, Prace Geogr. UJ 71, s. 121–141.
- Kotarba A., 1992, *Denudacja mechaniczna Tatr Wysokich pod wpływem opadów ulewnych*, Prace Geogr. IGIPZ PAN 155, s. 191–208.
- 1994, *Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich*, Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia 27, 92, s. 21–34.

- Kotarba A., Kaszowski L., Krzemień K., 1987, *High-mountain denudational system of the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Studies, Spec. Issue 3, Polish Acad. of Sci., ss. 106.
- Kotarba A., Kłapa M., Midriak R., Petraš J., Sroka J., 1979, *Field experiments on high-mountain slopes of the Tatra Mts*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 13, s. 131–144.
- Kotarba A., Strömquist L., 1984, *Transport, sorting and deposition processes of alpine debris slope deposits in the Polish Tatra Mountains*, Geogr. Annaler 66a, 4, s. 285–294.
- Krzemień K., 1984, *Fluvial transport balance in high-mountain crystalline catchment*, Prace Geogr. UJ 61.
- 1988, *The dynamics of debris flows in the upper part of the Starorobociańska Valley (Western Tatra Mts)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 22, s. 123–144.
- 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, Rozprawy habil. UJ 215, s. 1–160.
- Lukniš M., 1973, *Relief Vysokuch Tatier a ich predpolia*, VEDA, Bratislava.
- Malarz R., 1997, *Powódzie w dorzeczu Soły*, Wiad. Ziem Górskich 6 (10), s. 5–25.
- Midriak R., 1984, *Debris flows and their occurrence in the Czechoslovak Carpathians*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. 18, s. 135–149.
- Nemčok A., 1982, *Zosuvy v Slovenských Karpatoch*, VEDA, Bratislava.
- Orlicz M., 1962, *Klimat Tatr*, [w:] *Tatrzański Park Narodowy*, 21, s. 37–44.
- Rebetez M., Lugon R., Baeriswyl P.-A., 1997, *Climatic change and debris flows in high mountain regions: The case study of the Ritigraben torrent (Swiss Alps)*, Climatic Change 36, s. 371–389.
- Staszic S., 1815, *O ziemiородztwie Karpatow i innych gor i rownin Polski*, W Drukarni Rządowej, Druk Wyd. Geol. 1955, s. 1–107.
- Takahashi T., 1978, *Mechanical characteristics of debris flows*, Journ. of the Hydraulics Division, Amer. Soc. of Civil Engineers 104, s. 1153–1169.
- 1980, *Debris flows on prismatic open channel*, Journ. of the Hydraulics Division, Amer. Soc. of Civil Engineers 106, s. 381–396.
- Tricart J., 1970, *Geomorphology of Cold Environments*, Macmillan and Co. Edinburgh.
- Wit-Józwick K., 1974, *Hydrografia Tatr Wysokich, Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie” 1:50 000*, Dok. Geogr. 5, ss. 118.
- Ziętara T., 1974, *Uwagi o roli murów w modelowaniu rzeźby Karpat*, Roczn. Nauk.-Dyd. WSP Kraków 55, Prace Geogr. 6, s. 5–42.
- Zimmermann M., Haeblerli W., 1992, *Climatic change and debris flow activity in high-mountain areas – A case study in the Swiss Alps, Greenhouse-Impact on Cold-Climatic Ecosystems and Landscapes*, Catena Suppl. 22, s. 59–72.

MORPHOLOGICAL ROLE OF RAINFALLS IN MODELLING OF TATRA RELIEF DURING SUMMER FLOOD OF 1997

S u m m a r y

Summer flood in July 1997 was an exceptionally rare event in recent history of the Tatra Mountains. Flooding lasted about 2 weeks, but the main events happened during six days; from 4 to 9 July, 1997. The heavy rainstorm has occurred immediately after four days of nearly continuous rainfall. On 8th July 1997, when 223,5 mm of rain fell in 24 hour period on the upper timberline at Hala Gąsienicowa Station, 1520 a. s. l., the greatest damages were observed in the forest altitudinal belt. The rainstorm affected a whole territory of the Tatra National Park, but showed maximum intensity 7 mm in 10 minutes just at that altitude.

The most of mass movement tracks started as slides, but were rapidly transformed into flowing movements of soil-debris masses and created typical mudflow cones on gently sloping valley-bottoms. On the contrary, classical debris-flow tracks typical for talus slope environment have been triggered only sporadically. The overland flow occurred on the slopes being under dwarf pine and forest. Extremely flashy flood has occurred in valley-bottoms of middle-mountain forest belt, and in some valleys river stage level in main streams raised up to 2,5 m above the average level. Dramatic increases in the number of streamside landslides was also very typical for the flood in middle-mountain belt. Wood-debris mixed with mineral debris was deposited in the form of cones close to main streams, and in some areas such accumulation produced natural dams up to 10 m in height across valley bottoms. Wood debris comprise a significant portion of sediment budget and formed an important element defining the morphology of channels.

The first, rough estimation of economic losses in the Tatra National Park shows that total losses are as high as 8000 USD on 1 km² (according to calculation by Tatra National Park authorities). As a result of geomorphological work many mountain local roads, forest paths ways, tourist trails and bridges were destroyed.

Translated by Adam Kotarba

Adres Autora:

prof. dr hab. Adam Kotarba
Zakład Geomorfologii i Hydrologii Gór i Wyżyn
Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
ul. Św. Jana 11
31-018 Kraków

GRZEGORZ BARCZYK

DENUDACJA CHEMICZNA KRASU WĘGLANOWEGO
W ŚWIETLE BADAŃ STACJONARNYCH
ZLEWNI POTOKÓW CHOCHOŁOWSKIEGO I KOŚCIELISKIEGO
(TATRY ZACHODNIE)

WSTĘP

Problem denudacji chemicznej na terenie Tatr w dotychczasowych opracowaniach poruszany był jedynie sporadycznie. Powierzchniową denudacją Tatr Zachodnich szerzej zajmował się A. Kotarba (1972), określając wielkość denudacji rocznej dla obszaru wapienno-dolomitowego Tatr Zachodnich na podstawie badań prowadzonych w Dolinie Małej Łąki. Ponadto denudacją chemiczną na obszarze zlewni Potoku Kościeliskiego zajmowali się M. Pulina (1974, 1992) oraz W. E. Krawczyk i J. Opołka (1992). Przedstawiony poniżej artykuł powstał na podstawie wyników stacjonarnych badań terenowych prowadzonych od lat siedemdziesiątych pod kierunkiem prof. dr hab. Danuty Małeckiej przez pracowników i magistrantów Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego oraz badań własnych autora prowadzonych w latach 1986–1993 i zawartych w rozprawie doktorskiej pt. „Wody krasowo-szczelinowe Tatr Zachodnich i problemy ich ochrony”.

STOSOWANE METODY OBLICZENIOWE

Obszar krasu węglanowego Tatr Zachodnich, a zwłaszcza zlewnie potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego, są intensywnie modelowane przez występujące tu procesy krasowe, a przede wszystkim przez efekty wywołane denudacją chemiczną. Jednym z bardziej ciekawych zagadnień hydrografii krasu na tym terenie jest denudacja chemiczna.

Na zróżnicowanie wielkości denudacji chemicznej podstawowy wpływ mają zmiany ilości wody krążącej w masywie, w mniejszym stopniu mineralizacja tych wód i czas krążenia. Na obszarze Tatr wahania ilości wody dostarczanej do

masywu wykazują zdecydowanie większą, okresową zmienność niż zmiany mineralizacji wód, tak więc podstawowym czynnikiem decydującym o wielkości denudacji chemicznej jest objętość krążącej w masywie wody.

Wielkość denudacji chemicznej może być wyrażona poprzez funkcję ilości wody odprowadzonej w jednostce czasu z określonej powierzchni (lub objętości) skał krasowięjących i różnicy pomiędzy mineralizacją wód zasilających (infiltrujących) obszar krasowy (element allochtoniczny składu jonowego wód zasilających, nie wynikający z procesów rozpuszczania) a mineralizacją wód odpływających. W danym przypadku dysponowano eksperymentalnie stwierdzonymi wartościami: chemizmu wód opadowych, wód powierzchniowych u wylotu z Tatr oraz wód podziemnych drenowanych przez wywierzyska. Wyniki obserwacji stacjonarnych przepływów potoków oraz wydatków wywierzysk dały podstawę do określenia objętości prowadzonych wód. Czas, dla którego określana jest wielkość denudacji, powinien obejmować pełny cykl obiegu wody w danym obszarze, najlepiej gdy jest ona liczona w skali roku hydrologicznego.

Dla skali czasowej zamkniętej w roku hydrologicznym wzory na obliczanie denudacji chemicznej przyjęte z pracy M. Puliny (1992) są następujące:

$$D_{ch} = \alpha \cdot \left[\left(\frac{\Delta T \cdot Q}{P} \right) \right], \quad (1)$$

gdzie:

ΔT – różnica pomiędzy mineralizacją wody zasilającej (T), a mineralizacją wody odpływającej (T_a) w mg/dm^3 . W przypadku gdy mamy do czynienia wyłącznie z zasilaniem wodami opadowymi, T_a odpowiada mineralizacji wód opadowych,

Q – średnia roczna wielkość odpływu z badanego obszaru w m^3/s ,

P – powierzchnia faktyczna badanego obszaru lub zlewni krasowej w km^2 ,

α – współczynnik przeliczeniowy. Wynika on z przeliczenia jednostek pomiarowych we wzorze (1) w liczniku: $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{mg}/\text{dm}^3 = 1000 \text{ mg}/\text{s} = \text{g}/\text{s}$, liczba sekund w roku $31,5 \cdot 10^6$, czyli $31,5 \cdot 10^6 \text{ g}/\text{km}^2 \cdot \text{rok} = 31,5 \text{ t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$. Często jednak stosowane są jednostki „objętościowe” do określania denudacji ($\text{m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$) (Pulina 1992). Aby dokonać zamiany z jednostek „wagowych” ($\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{rok}$), należy wykorzystać ciężar właściwy denuowanej skały. Dla skał węglanowych przyjęto średni ciężar właściwy równy $2,5 \text{ g}/\text{cm}^3$ (Pulina 1992), stąd ostatecznie współczynnik α przyjmuje wartość: $\alpha = 31,5/2,5 = 12,6$.

Ostateczny wzór na denudację chemiczną dla krasowego kompleksu węglanowego przyjmuje postać:

$$D_{ch} = 12,6 \cdot \left[\left(\frac{\Delta T \cdot Q}{P} \right) \right], \quad (2)$$

lub:

$$D_{ch} = 0,0126 \cdot DT \cdot q \quad (3)$$

(gdy operujemy średnim rocznym odpływem jednostkowym z badanego terenu)

WYNIKI OBLICZEŃ

Na podstawie przedstawionych powyżej wzorów została obliczona średnia roczna denudacja chemiczna dla zlewni potoków Kościeliskiego i Chochołowskiego (tab. 1, ryc. 1).

Tabela 1

Porównanie średnich rocznych wielkości denudacji chemicznej w wybranych zlewniach Tatr Zachodnich (wartość denudacji w $\text{m}^3/\text{km}^2\cdot\text{rok}$)

The comparison between annual average of chemical denudation from the selected catchment areas from the Western Tatra Mts. (in $\text{m}^3/\text{km}^2\cdot\text{rok}$)

Zlewnia	Wg autora okres 1980–90	Wg K. Oleksy- nowej rok 1965	Wg A. Kotarby okres 1967–68	Wg M. Puliny okres 1965–70
Potok Chochołowski	24,5	58,8	–	–
Potok Kościeliski	71,8*	–	–	–
	53,2**	77,2		53,6
Potok Małotański	–	–	37,0***	–
	–	34,9	92,9****	–
Wartość średnia dla Tatr Zachodnich	48,2	51,6	64,9	46,0–49,0

Wielkość denudacji chemicznej obliczona dla:

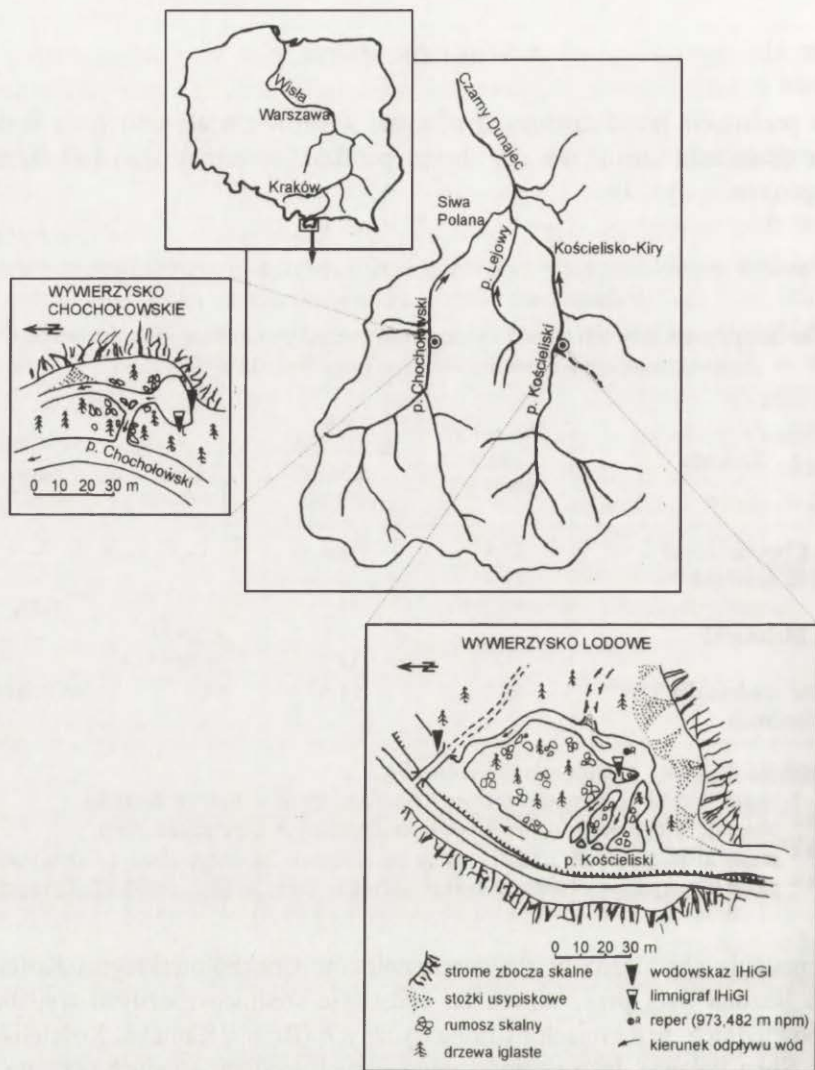
* obszaru zamkniętego w przekroju hydrologicznym w Bramie Kantaka,

** obszaru zamkniętego w przekroju hydrologicznym Kościelisko–Kiry,

*** pięter klimatycznych: umiarkowanie chłodnego i chłodnego (900–1450 m n.p.m.),

**** pięter klimatycznych: bardzo chłodnego i umiarkowanie zimnego (1450–2200 m n.p.m.).

Denudacja chemiczna w zlewniach potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego liczona była przez autora na podstawie średnich rocznych wydatków w odpowiednich przekrojach hydrometrycznych (Brama Kantaka, Kościelisko–Kiry, Siwa Polana). Jako wartości mineralizacji wód zasilających przyjęte zostały średnie wartości mineralizacji wód opadowych dla Hali Ornak i Polany Chochołowskiej, jako mineralizację wód odpływających przyjęto średnie wartości mineralizacji wód powierzchniowych w odpowiednich przekrojach hydrometrycznych. Mineralizacja wód określana była wagowo jako sucha pozostałość. Analizy wykonywane były w laboratorium Instytutu Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. Dodatkowo, w celu kontroli uzyskanych wyników w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano pełne analizy chemiczne wód w zakresie makro- i mikroskładników oraz wskaźników chemicznych, przy zastosowaniu najnowszych metod analitycznych (AAS, ICP). Ocena składu chemicznego kilkoma metodami (AAS-ICP – analiza klasyczna) pozwoliła na pełną ocenę składu chemicznego badanych wód. Do obliczeń przyjęte zostały wielkości uśrednione z analiz wykonanych w latach 1980–1990. Uzyskane wartości



Ryc. 1. Orientacyjna lokalizacja wywierzysk Lodowego i Chochotowskiego
Guiding location of Wywierzysko Lodowe and Chochotowski

denudacji chemicznej odpowiadają wielkości usuniętej warstwy w ciągu roku z obszaru Tatr Zachodnich od 0,046 mm do 0,065 mm.

Na obszarze Tatr Zachodnich skomplikowana sytuacja tektoniczna powoduje istnienie wyraźnej więzi hydraulicznej pomiędzy wodami powierzchniowymi i podziemnymi wszystkich typów (porowe, szczelinowe, szczelinowo-krasowe) (Małecka 1980, 1985; Humnicki 1992). Wiąże się to z ucieczką wód powierzchniowych na rzecz przepływu podziemnego. Klasycznym tego przykładem jest odcinek Potoku Kościeliskiego pomiędzy Bramą Kantaka a przekrojem hydrometrycznym Kościelisko-Kiry zamykającym tatrzańską część zlewni. Straty objętości przepływu na tym odcinku wynoszą średnio (dla okresu 1980–1990) 23%

całkowitego przepływu w Bramie Kantaka. Obliczenie wartości denudacji dla obu przekrojów pozwoliło na określenie ilości materiału transportowanego drogą podziemną do podfliszowych poziomów wodonośnych artezyjskiej Niecki Podhala (średnio $18,5 \text{ m}^3/\text{km}^2 \text{ rok}$). Meteoryczne zasilanie wód artezyjskich tej Niecki w świetle badań eksperymentalnych wielu autorów (Sławiński 1967; Sokołowski 1973; Chowaniec i in. 1975; Małecka 1980, 1980a, 1985; Małecka, Murzynowski 1989) nie budzi obecnie zastrzeżeń.

Część rozpuszczonych soli niesionych przez wodę jest deponowana bezpośrednio w jaskini, w dalekim zbiorniku wyznaczającym podstawę bazy erozyjnej, lub na przedpolu obszaru denudowanego w postaci innych form osadów węglanowych. Depozycja rozpuszczonego materiału na miejscu, w jaskiniach tatrzańskich zachodzi w minimalnym stopniu, w przeciwieństwie do Sudetów, gdzie np. wody infiltracji pionowej w obrębie Jaskini Niedźwiedziej w Masywie Snieżnika pozostawiają ponad 21% rozpuszczonej masy marmurów w postaci materiału naciekowego (Pulina 1992). Jednym z przejawów bliskiej depozycji na przedpolu obszaru denudowanego jest powstawanie martwic wapiennych. Na terenie północnych stoków Tatr jedyne stanowisko występowania martwicy zostało znalezione przez S. Alexandrowicza (1985) w Wąwozie Kraków (Dolina Kościeliska) i nie wykazuje ono śladów aktualnego narastania. Najprawdopodobniej utwory te powstały w fazie subborealnej holocenu. Współcześnie tworzące się osady i progi martwicowe występują natomiast w zachodniej części Pienin oraz na całym Podhalu (Potok Kaniowski, Gliczarów, Stare Bystre, Pasma Gubałowskie) w sąsiedztwie dyslokacji nieciągłych (Małecka 1974; Mastella 1975). Strefom tym towarzyszą źródła, wokół których następuje wytrącanie się współczesnych martwic (Halicki, Lilpop 1932; Gołąb 1947; Małecka 1974; Szulc 1983). Klasycznym tego przykładem jest dyslokacja Gliczarowska, w obrębie której występuje najbardziej wydajne źródło fliszu podhalańskiego ($3 \text{ dm}^3/\text{s}$) ujęte dla zaopatrzenia w wodę wsi Biały Dunajec (Małecka 1974). Być może, że cztery generacje wiekowe martwic gliczarowskich (Halicki, Lilpop 1932) są odpowiednikami wyróżnianych przez Rudnickiego (1967) i Wójcika (1968) „etapów” wzmoczonego rozwoju krasu na terenie Tatr.

Zlewnia Potoku Kościeliskiego może służyć za przykład zlewni modelowej, dla której zaistniała możliwość dokładniejszego określenia wielkości poszczególnych parametrów w schemacie denudacja–transport–depozycja. Stosując zasadę analogii, można założyć, że schemat ten zachodzi w innych zlewniach Tatr Zachodnich. Jak już wspomniano, największy wpływ na wielkość denudacji chemicznej ma objętość wody krążącej w denudowanym systemie. Zależność ta wyraźnie widoczna jest zarówno w przypadku analizy ilości wynoszonego materiału w skali roku, jak i przy porównaniu zmienności sezonowej (tab. 2).

W okresie od grudnia do lutego, gdy większość opadów retencjonowana jest w postaci śniegu denudacja jest niewielka ($0,011\text{--}0,021 \text{ mm}$ miąższości warstwy usuniętej); zaczyna wzrastać wraz z wiosennymi roztopami i osiąga maksimum w okresie letnio-jesiennym ($0,027\text{--}0,082 \text{ mm}$ miąższości warstwy usuniętej).

Porównanie średnich wielkości denudacji chemicznej w wybranych zlewniach Tatr Zachodnich w poszczególnych porach roku (wartość denudacji w m^3/km^2 czas)

The comparison between average chemical denudation from the selected catchment areas from the Western Tatra Mts in all seasons (in m^3/km^2 czas)

Zlewnia pora roku	Potok Chochołowski przekrój Siwa Polana	Potok Kościeliski przekrój Kościelisko-Kiry
Wiosna	20,0	60,0
Lato	43,1	82,0
Jesień	27,0	47,9
Zima	11,0	21,2

PRÓBA OKREŚLENIA WIELKOŚCI ZLEWNI ZASILAJĄCYCH WYWIERZYSKA

Uzyskane wyniki dotyczące wielkości denudacji chemicznej posłużyły do przeprowadzenia próby określenia wielkości zlewni podziemnych zasilających wywierzyska. W tym przypadku dysponując wartością denudacji chemicznej wyrażoną w m^3/km^2 -rok, wartością wydatku wywierzysk w m^3/s oraz wielkością ogólnej mineralizacji wód określono obszar zlewni podziemnej.

Pierwsze obliczenia zostały przeprowadzone dla Wywierzyska Chochołowskiego w Dolinie Chochołowskiej. Ponieważ bilans zlewni Potoku Chochołowskiego jest bilansem zamkniętym (Barczyk 1994), można było przyjąć założenie o zgodności zlewni powierzchniowej i podziemnej. Zakładając, że obszar odwadniany przez Wywierzysko Chochołowskie znajduje się całkowicie w obrębie zlewni Potoku Chochołowskiego, przeprowadzono obliczenia pozwalające na określenie:

1. denudacji chemicznej dla całej powierzchni zlewni,
- 2a. denudacji chemicznej dla obszaru obejmującego teren zlewni powyżej wywierzyska z uwzględnieniem wydatku wywierzyska,
- 2b. denudacji chemicznej dla obszaru obejmującego teren zlewni powyżej wywierzyska bez uwzględnienia wydatku wywierzyska,
3. różnicy pomiędzy wartościami otrzymanymi w pkt. 2a i 2b, która stanowi wielkość denudacji chemicznej wytworzonej przez wody samego wywierzyska,
4. wartości P (wartości ΔT i Q znanych dla wód wywierzyska – wzór (1)), spełniającej wzór na denudację chemiczną określoną z różnicy wartości otrzymanych w pkt. 2a i 2b. Uzyskane wyniki przedstawione zostały w tabeli 3.

Zakładając, że średnia denudacja chemiczna w skali roku uzyskana z Wywierzyska Chochołowskiego wynosi $38,0 \text{ m}^3/\text{km}^2$, otrzymano wielkość powierzchni $6,6 \text{ km}^2$ odpowiadającą takiej denudacji. Biorąc pod uwagę fakt, że Wywierzysko Chochołowskie jest zasilane także przez wody powierzchniowe, co z pewnością wpływa zarówno na wielkość jego wydatku, jak i mineralizację wody, moż-

na przyjąć, że drenowany przez nie obszar obejmuje powierzchnię około 6 km². Ze względu na stwierdzoną (Solicki, Koisar 1973) więź hydrauliczną pomiędzy Wywierzyskiem Chochołowskim a oddalonymi od niego o ok. 1,7 km jaskiniami Rybią i Szczelina Chochołowska, wielkość ta wydaje się być prawdopodobna.

Analogiczne obliczenia zostały przeprowadzone dla Wywierzyska Lodowego w Dolinie Kościeliskiej (tab. 4). W tym jednak przypadku interpretacja otrzymanego wyniku nie jest tak jednoznaczna. Bilans zlewni Potoku Kościeliskiego wykazuje wyraźną niezgodność pomiędzy zlewniami powierzchniową i podziemną.

Zasilanie następuje z kierunku wschodniego i północno-wschodniego (Kubiny 1961; Ziemońska 1966; Konowrocka, Piekarski 1988; Barczyk 1994), poprzez skrasowiałe kompleksy skał węglanowych, tak więc ewentualny obszar zasilający Wywierzysko Lodowe powinien sięgać na południową i południowo-wschodnią stronę Masywu Czerwonych Wierchów poza granice powierzchniowej zlewni Potoku Kościeliskiego.

M. Pulina (1974) określił denudację chemiczną dla infiltracji pionowej systemu Wywierzyska Lodowego na 42,3 m³/km².rok. Wynik ten otrzymał stosując wzór (3), i przyjmując jako ΔT wartość 105 mg/dm³ (mineralizacja wód opadowych określona została na 15 mg/dm³). Posługując się tym samym wzorem i wykorzystując wielkość mineralizacji wód opadowych i podziemnych Wywierzyska Lodowego określonych na podstawie badań stacjonarnych (Barczyk 1994) uzyskano wartość 30,3 m³/km².rok.

Jak wspomniano wyżej, w zasilaniu Wywierzyska Chochołowskiego biorą udział również wody powierzchniowe (ok. 20%) (Rogański 1984; Barczyk 1994), natomiast Wywierzysko Lodowe zasilane jest wyłącznie poprzez drenaż wód podziemnych. W świetle tych informacji przeprowadzono dodatkowe obliczenia denudacji chemicznej Wywierzyska Chochołowskiego wyłącznie dla zasilania krasowego. W tym przypadku uzyskano wartość 30,4 m³/km².rok, która jest zaskakująco zbliżona z wielkością denudacji chemicznej wód Wywierzyska Lo-

Tabela 3

Zestawienie wyników teoretycznych obliczeń wielkości obszaru zasilania Wywierzyska Chochołowskiego w Tatrach Zachodnich

The results of theoretical calculations of drainage area for Wywierzysko Chochołowskie (Western Tatra Mts)

Rejon obliczeniowy	Powierzchnia rejonu obliczeniowego [km ²]	Denudacja chemiczna [m ³ /km ² .rok]
Cała zlewnia Potoku Chochołowskiego	35,0	24,5
Obszar powyżej wywierzyska z uwzględnieniem jego wydatku	24,7	38,5
Obszar powyżej wywierzyska bez uwzględnienia jego wydatku	24,7	0,5
Różnica	–	38,0
Teoretyczny obszar zasilania wywierzyska	6,6	38,0

Zestawienie wyników teoretycznych obliczeń wielkości obszaru zasilania Wywierzyska Lodowego w Tatrach Zachodnich

The results of theoretical calculations of drainage area for Wywierzysko Lodowe (Western Tatra Mts)

Rejon obliczeniowy	Powierzchnia rejonu obliczeniowego [km ²]	Denudacja chemiczna [m ³ /km ² .rok]
Cała zlewnia Potoku Kościeliskiego	34,2	53,3
Obszar powyżej wywierzyska z uwzględnieniem jego wydatku	25,6	60,8
Obszar powyżej wywierzyska bez uwzględniania jego wydatku	25,6	30,5
Różnica	–	30,3
Teoretyczny obszar zasilania wywierzyska	16,9	30,3

dowego – 30,3 m³/km².rok. Fakt ten stanowić może pewnego rodzaju potwierdzenie istnienia więzi hydraulicznej wód krasowo-szczelinowych w obrębie całego masywu. Sprawdzenie tej tezy wymagałoby jednak przeprowadzenia analogicznych obliczeń dla pozostałych wywierzysk tatrzańskich.

Wielkość denudacji chemicznej w przypadku średniej wartości dla Tatr Zachodnich (48,2 m³/km².rok) jest zbliżona do wartości denudacji chemicznej określonej dla obszarów krasowych Alp czy Pirynu (47 m³/km².rok, Pulina 1992).

Przeprowadzone badania pozwoliły na stwierdzenie, że wielkość denudacji chemicznej wód krasowych wywierzysk Chochołowskiego i Lodowego są niemal analogiczne. Specyficzne położenie obu wywierzysk w obrębie zlewni powierzchniowych potoków Chochołowskiego i Kościeliskiego pozwoliło wykorzystać informacje o denudacji chemicznej do określenia obszaru zasilającego oba wywierzyska. Należy przypuszczać, że przeprowadzenie podobnych badań i obliczeń dla innych wywierzysk, zarówno tatrzańskich jak i położonych w innych rejonach, a spełniających przedstawione warunki położenia w obrębie zlewni, mogą być także przydatne przy określaniu obszarów zasilających.

LITERATURA

- Alexandrowicz S. W., 1985, *Martwica wapienna w Wąwozie Kraków*, Gacek 2, Kraków, s. 31–33.
- Barczyk G., 1994, *Wody krasowo-szczelinowe Tatr Zachodnich i problemy ich ochrony*. (Praca doktorska), Arch. IHiGI UW, Warszawa, ss. 168.
- Chowaniec J., Poprawa D., Sokołowski S., 1975, *Wyniki badań hydrogeologicznych w otworach Siwa Woda IG-1 i Hruby Regiel IG-2*, Kwart. Geol. 19, (4), s. 950–951.
- Gólab J., 1947, *Hydrogeologia Zachodniego Pasma Gubałowskiego. Sprawozdania z badań hydrogeologicznych w roku 1946*, Biul. Państw. Inst. Geol. 32, s. 39–46.

- Halicki B., Lilpop J., 1932, *Czwartorzędowe trawertyny w Gliczarowie i na Podhale*, Posiedz. Nauk. PIG. 33, Warszawa, s. 97–98.
- Humnicki W., 1992, *Współzależność wód podziemnych i powierzchniowych zlewni Białki w Tatrach na tle budowy geologicznej* (Praca doktorska), Arch. IHiGI UW, Warszawa, ss. 127.
- Kotarba A., 1972, *Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapieniach dolomitycznych Tatr Zachodnich*, Prace Geogr. IG PAN 96.
- Konowrocka M., Piekarski A., 1988, *Drogi krążenia wód podziemnych zlewni Potoku Kościeliskiego w Tatrach* (Praca magisterska), Arch. IHiGI UW, Warszawa.
- Krawczyk W. E., Opolka J., 1992, *Interpretacja analiz fizykochemicznych wody na przykładzie zlewni Potoku Kościeliskiego (Tatry Zachodnie). Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Prace Nauk. Uniw. Śl. 1254, s. 40–65.
- Kubiny D., 1961, *Krasowe systemy v obalonych seriach Liptovských a Nizkých Tatier*. Slovensky Kras 3, (4).
- Małeczka D., 1974, *Analiza związków hydraulicznych wód podziemnych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej*, Biul. Geol. 15, s. 87–153.
- 1980, *Charakterystyka hydrochemiczna wód podziemnych południowego skrzydła Niecki Podhala*, Przegl. Geol. 28, 1.
- 1980a, *Wody podziemne głębokiego krążenia w rejonie Podhala*, Mat. Symp. „Współczesne problemy hydrogeologii regionalnej”. Jachranka k/Warszawy, Wyd. Geol. Warszawa, s. 262–275.
- 1985, *Studia hydrogeologiczne krasu Tatr Polskich*. Mat. Symp. Sekcji Tatarnictwa Jaskiniowego Klubu Wysokogórskiego. Gacek 20/41, (2), Kraków, s. 14–30.
- Małeczka D., Murzynowski W., 1989, *Badania eksperymentalne hydrodynamiki ujętych na Antałówce poziomów wodonośnych oraz ich wpływ na obszary przyległe*. [w:] Mat. Sesji Nauk. „Współczesne problemy geologiczne Polski Centralnej”. SliTG, Wyd. Geol. UW, Warszawa, s. 277–302.
- Mastella L., 1975, *Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala*, Roczn. Pol. Tow. Geol. 45, 3–4, s. 361–394.
- Oleksynowa K., 1969, *Geochemiczna charakterystyka wód w Tatrach*, Spraw. Kom. Fizjograf. PAN. 12, Kraków.
- Pulina M., 1974, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr. IG PAN 105.
- 1992, *Denudacja krasowa. Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej. Wybrane problemy*, Prace Nauk. Uniw. Śl. 1254, s. 16–40.
- Rogalski R., 1984, *Badania znacznikowe przepływów podziemnych w Dolinie Chochołowskiej w polskich Tatrach Zachodnich*, Przegl. Geol. 4 (32), s. 223–225.
- Rudnicki J., 1967, *Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich*, Acta Geol. Polon. 17, (4), s. 521–591.
- Sławiński A., 1967, *Długotrwałe badania hydrogeologiczne głębokiego odwiertu w Zakopanem*, Probl. Uzdr. 4.
- Sokołowski S., 1973, *Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem*, Biul. Inst. Geol. 265, s. 5–75.
- Solicki A., Koisar B., 1973, *Zagadka Wywierzyśka Chochołowskiego*, Tatarnik 1, s. 30–31.
- Szulec J., 1983, *Geneza i klasyfikacja osadów martwicowych*, Przegl. Geol. 4, (30).
- Wójcik Z., 1968, *Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych maszyw Karpat Zachodnich*, Prace Muz. Ziemi, 13, s. 3–169.
- Ziemońska Z., 1966, *Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca*, Przegl. Geogr. 55.

THE STATIONARY FIELD RESEARCH ON CHEMICAL DENUDATION
OF CARBONATE KARST IN CATCHMENT AREA OF CHOCHOŁOWSKI
AND KOŚCIELISKI STREAMS (WESTERN TATRA MTS)

S u m m a r y

The area of carbonate karst in the West Tatra Mts and especially the catchment areas of Chochołowski and Kościeliski streams are intensively formed by karst processes, mainly by chemical denudation. On the grounds of longterm stationary observations, the specification of chemical denudation was made. The values of chemical denudation both for Wywierzysko Chochołowskie and Wywierzysko Lodowe are suprisingly similar (for Wywierzysko Chochołowskie $30,2 \text{ m}^3/\text{km}^2\cdot\text{rok}$, and $30,4 \text{ m}^3/\text{km}^2\cdot\text{rok}$ for Wywierzysko Lodowe). This similarity seems to show, that there is a hydraulic connection between karst-fissured water in the whole area of the West Tatra Mts.

Translated by Grzegorz Barczyk

Adres Autora:

dr Grzegorz Barczyk
Wydział Geologii UW
Instytut Hydrogeologii i Geologii Inżynierskiej
ul. Żwirki i Wigury 93
02-089 Warszawa
internet: gb59@geo.uw.edu.pl

WOJCIECH DOBIŃSKI

PROBLEM WYSTĘPOWANIA ZMARZLINY
W TATRACH WYSOKICH W ŚWIETLE
BADAŃ GEOFIZYCZNYCH WYKONANYCH
W DOLINIE PIĘCIU STAWÓW POLSKICH
I ŚWISTÓWCE ROZTOCKIEJ

WSTĘP

Tatry są masywem górskim, w którym wyodrębnia się piętro alpejskie oraz strefę klimatu zimnego (Hess 1965). W górach tych występuje również strefa peryglacjalna, w której szereg charakterystycznych dla niej form i procesów jest nadal aktywnych (Klimaszewski 1988; Jahn 1958). Na podstawie przesłanek geomorfologicznych, takich jak występowanie lodowców gruzowych, aktywnych gruntów strukturalnych nawet na wysokości poniżej 1600 m n.p.m. (Jahn 1970), słusznym wydaje się przypuszczenie, że w Tatrach powyżej górnej granicy lasu może występować wieloletnia zmarzlina. Z różnych doniesień naukowych wynika także, że wieloletnia zmarzlina występuje w obszarach, gdzie do tej pory tego nie podejrzewano: w Apeninach, w Alpach, nawet na wysokości występowania średniej rocznej temperatury $+2^{\circ}\text{C}$ (Dramis, Kotarba 1992; Hoelzle 1992) a także w najwyższych partiach Karpat Południowych (Urdea 1992, 1993). Podjęto zatem prace nad poszukiwaniem i kartowaniem wieloletniej zmarzliny w Tatrach.

Prace wykonano poprzez zastosowanie dwóch metod geofizycznych: sondowania elektrooporowego i pomiaru temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej, tzw. BTS (Haerberli 1973).

Zagadnienia związane ze zmarzliną, których badanie umożliwiają metody geofizyczne, podzielić można na dwa główne zadania: określenie rozmieszczenia i określenie właściwości zmarzliny. Problem rozmieszczenia zmarzliny można podzielić na określanie zasięgu horyzontalnego (kartowanie) i zasięgu wertykalnego (sondowanie) – czyli wyznaczenie górnej i dolnej granicy izotermy 0°C . Właściwości zmarzliny to jej temperatura oraz ilość, typ i geneza lodu w niej zawartego.

Pierwsze doświadczenia związane z badaniem zmarzliny metodami geofizycznymi związane były z zastosowaniem metody elektrooporowej i płytkich son-

dowań sejsmicznych na Alasce (1941) (Scott i in. 1979). W następnych latach także inne metody testowano i stosowano do badania zmarzliny. Ich charakterystyka i opis zastosowań był przedmiotem wielu szczegółowych i syntetycznych opracowań (Hoekstra, McNeill 1973; Ferrians, Hobson 1973; Vonder Mühl 1993 i in.). W pracach terenowych najczęściej używanymi metodami w Alpach są: sondowanie elektrooporowe, pomiar temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS) i sondowanie sejsmiczne (Haerberli i in. 1990; King 1990; King i in. 1992 i inni). Zatem również do prac w Tatrach wybrano te metody.

Na interpretację danych wpływają dwa główne czynniki. Pierwszy to geofizyczny charakter gruntu (np. wartości oporu lub prędkości fali sejsmicznej). Drugim, ważniejszym są związki występujące pomiędzy tymi geofizycznymi właściwościami a zmarzliną.

Wiele metod wymienionych poniżej posiada dobrze rozwinięte schematy interpretacji danych, ich wykorzystanie polega więc głównie na określeniu związku pomiędzy obserwowanymi parametrami geofizycznymi a właściwościami permafrostu.

Zastosowanie niemal wszystkich metod geofizycznych w regionach objętych zmarzliną powiązane jest z procesem krzepnięcia – tajania wody i formowaniem różnych ilości lodu wewnętrznego. Stopień zmiany we właściwościach fizycznych materiału zależy od zawartości wilgoci, rozmiarów porów, chemizmu wody, temperatury gruntu i ciśnienia.

METODA ELEKTROOPOROWA

Metoda elektrooporowa jest jedną z najczęściej stosowanych dla badania zmarzliny (Scott i in. 1979). Odkąd jest ona w użyciu (przeszło 60 lat) techniki interpretacyjne zostały dobrze rozwinięte, szczególnie dla modeli warstwowych. Jest ona jedną z najbardziej użytecznych metod w geofizyce, która znalazła też swoje zastosowanie w permafroście. Do prac terenowych nad zmarzliną w Tatrach wybrano tę metodę, ponieważ jest ona dobrze znana wśród geofizyków polskich, a literatura dotycząca jej wykorzystania w pracach nad permafrostem jest bogata. Zaletą metody geoelektrycznej jest to, że pozwala na rozpoznanie warstw osadów bez niszczenia pokrywy roślinnej, czy skalnej, nie powoduje hałasu, jest więc metodą „przyjazną środowisku”, co nie jest bez znaczenia w przypadku prowadzenia prac w Tatrzańskim Parku Narodowym. Metoda ta pierwszy raz zastosowana została w Tatrach w latach sześćdziesiątych przez geofizyków słowackich, którzy przy jej pomocy rozpoznawali charakterystykę geologiczną i hydrogeologiczną dolin tatrzańskich w słowackiej części Tatr (Majowsky, Hanzel 1991). W części polskiej po raz pierwszy użyto jej w Dolinie Małej Łąki, gdzie sondowania elektrooporowe pozwoliły określić procesy i osady oraz historię geomorfologicznego rozwoju tej doliny, od maksymalnego zasięgu lodowca würmskiego (Kotarba i in. 1977). Sondowania elektrooporowe przeprowadzono w miejscach, które wybrano tak, aby uzyskać możliwie szerokie

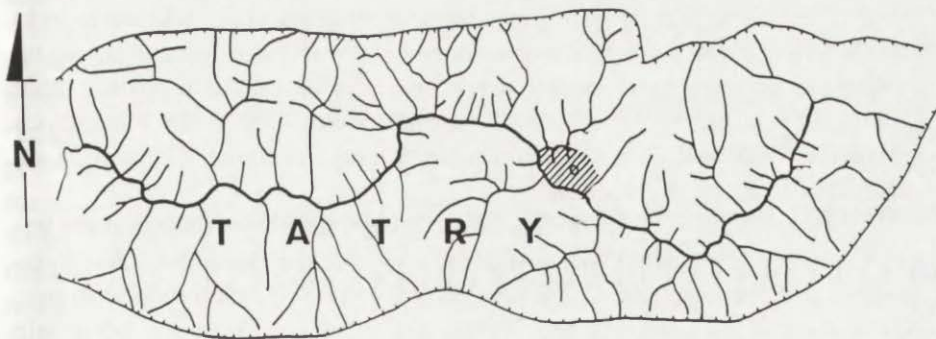
spektrum wyników. Dolina Pięciu Stawów to jedna z dolin dokładniej poznana pod względem geomorfologicznym w Polskich Tatrach Wysokich. W związku z tym, że formy rzeźby nie są bez znaczenia w przypadku występowania zmarzliny (np. lodowce gruzowe), w niej zdecydowano się przeprowadzić badania.

Sondowania wykonane były w przedziale wysokości od około 2000 m do 1730 m npm. na różnych formach rzeźby terenu. Ogółem wykonano w tych dolinach 15 sondowań elektrooporowych.

CHARAKTERYSTYKA OBSZARU BADAŃ

Dolina Pięciu Stawów Polskich jest jedną z najwyższych położonych dolin w Tatrach Wysokich (1600–2100 m npm.) (ryc. 1). Wycięta jest ona w obrębie tatrzańskiego trzonu krystalicznego, zbudowanego z granitów i granodiorytów. Dla rozwoju tej doliny poza czynnikami egzogenicznymi istotne znaczenie miało pocięcie licznymi uskokami tego trzonu krystalicznego. Czynnikiem egzogenicznymi warunkującymi rozwój rzeźby opisywanego obszaru były początkowo przedplejstocenijskie procesy erozyjne, a w dalszej kolejności zlodowacenia plejstocenijskie. W tej dolinie zachowały się formy i osady ukształtowane przez ostatnie, würmskie zlodowacenie (Dzierżek i in. 1987; Klimaszewski, 1988). Dolina Pięciu Stawów podczas tego zlodowacenia przeobrażona została w rozległy cyrk lodowcowy. Ma ona powierzchnię 5,5 km² i charakterystyczny, dendrytyczny układ. Do doliny głównej, o długości 4300 m, i szerokości od 350 do 900 m uchodzą z obu stron naprzemianległe lub naprzeciwległe doliny boczne. Z prawej strony kotły: spod Czarnej Ławki, Szpiglasowej, Miedzianego, Opalonego, dalej już poza Doliną Pięciu Stawów – Swistówka Roztocka i Buczynowa Dolinka – dwie dolinki zawieszane nad Doliną Roztoki. We wszystkich tych dolinkach znajdują się lodowce gruzowe (Dzierżek, Nitychoruk 1986).

Kotły znajdujące się po prawej stronie Doliny Pięciu Stawów mają niewielkie rozmiary. W niektórych miejscach daje się dostrzec piętrowość w ich ułożeniu (np. Kocioł Szpiglasowej). Ich stoki są skaliste, często urwiste, ponacinane źle-



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań w Tatrach

Location of field research in the Tatra

<http://rcin.org.pl>

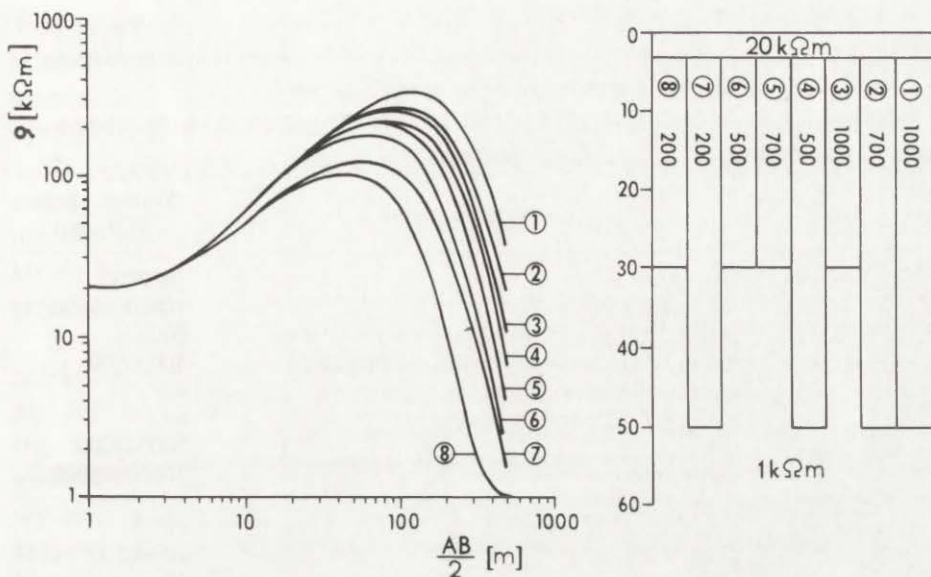
bami, u ich wylotu znajdują się duże, nieraz kilkupiętrowe stożki piargowe. W niektórych miejscach widoczne są niewielkie moreny. W kotle Czerwonego i Brzuchatego piargi mają wysokość 6–8 metrów. Towarzyszą im także morenki zspiskowe i dość liczne zagłębienia wytopiskowe. Widoczne są one zwłaszcza u wylotu Kotła Opalonego, gdzie szeroki piarg przechodzi w rozległy jezior lodowca gruzowego (Dzierżek, Nitychoruk 1986).

Świstówka Roztocka to dolinka o długości 730 m i szerokości do 200 m wycięta w północnym stoku Opalonego Wierchu. Jest to dwustopniowy kocioł lodowcowy z asymetrycznymi zboczami. Ściana tylna i stok o ekspozycji północnej są urwiste, rozczłonkowane poszerzonymi żlebami, u wylotu których znajdują się krótkie stożki piargowe. Dno Świstówki jest dwustopniowe. Wyższe, położone na wysokości 1830–1800 m n.p.m. jest nieco spłaszczone. Wypełnia je wyraźny jezior lodowca gruzowego. Opada ono progiem o wysokości 80 m w kierunku niższego, znajdującego się na wysokości 1720–1690 m dna dolinki. W jego obrębie znajdują się dwa wały uznawane dotychczas za morenę czołową, a mogące uchodzić również za część jeziora lodowca gruzowego. Dolinka ta była przedmiotem szczegółowego kartowania geomorfologicznego (Kotarba 1991–1992).

METODYKA BADAŃ

Metoda elektrooporowa pozwala śledzić zmiany oporności w gruncie, a te w zależności od temperatury zmieniają się bardzo wyraźnie. Szczególnie wyraźnie widać tę zmianę w przemianie fazowej – gdy woda w gruncie zamarza. Oporność każdego typu gleby wzrasta dziesięciokrotnie przy przechodzeniu od temperatury 1°C do –10°C. Na rycinie 2 przedstawiono krzywe teoretyczne dla zmarzliny wraz z ich charakterystyką interpretacyjną, opracowane przez Vonler Mühlla (1993). Także oporność w temperaturze –5°C jest co najmniej trzykrotnie większa niż niezamrożonego materiału (Hoekstra, McNeil 1973). W niektórych przypadkach rozróżnienie pomiędzy zamrożonym i niezamrożonym gruntem może być utrudnione, ponieważ oporność zamrożonej gliny zwykle jest niższa niż oporność np. niezamrożonego mułu lub skały (Haerberli, Epifani 1986). Podobnie w czasie sondowania w grubookruchowym materiale, tak jak to było w wielu miejscach w Tatrach, wysokie wartości oporu wskazywać mogą albo na wysoką koncentrację lodu pod powierzchnią, albo na pustkę w zwietrzelninie wypełnioną powietrzem, która może znacznie podnosić wartości mierzonych oporów. Przykładowe wartości oporu różnych skał i osadów w zależności od temperatury przedstawia tabela 1.

Technika sondowania elektrooporowego polega na przepuszczaniu przez badane podłoże prądu elektrycznego, stosując w tym celu elektrody A i B – połączące prąd ze źródła zasilania do gruntu. Elektrody M i N to elektrody pomiarowe, między którymi umieszczony jest woltomierz mierzący różnicę w potencale elektrycznym indukowanym w gruncie. W miarę zwiększania rozstawu elektrod A oraz B i oddalania się ich od elektrod pomiarowych, podawany do podbza



Ryc. 2. Krzywe teoretyczne dla zmarzliny i ich interpretacja według Vonder Mühlla (1993)
Theoretical curves for permafrost and their interpretation according to Vonder Muhll (1993)

prąd przechodzi przez coraz głębiej położone warstwy. Pomiarzy odczytywane przy elektrodach M i N dają wartość nazywaną opornością pozorną, która zmienia się w zależności od rodzaju i grubości mierzonej warstwy. Poprzez interpretację krzywej oporności pozornej, jako funkcji odległości pomiędzy elektrodami ($AB/2$), otrzymuje się przekrój geoelektryczny gruntu pod punktem pomiarowym. Prace terenowe i opracowanie wyników pomiarów elektrooporowych wykonano przy pomocy dr. Bogdana Żogały z Zakładu Geofizyki Katedry Geologii Stosowanej Uniwersytetu Śląskiego.

W terenie wykorzystano cyfrowy miernik geoelektryczny CMG-01 opracowany przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie. Pracuje on na bateriach wykorzystując prąd zmienny i napięcie rzędu 180 V. Aparatura terenowa pozwalała na wykonywanie badań elektrooporowych o małym i średnim zasięgu głębokościowym, wynik pomiaru wyrażany był bezpośrednio w omome-trach. Zastosowano metodę sondowań elektrycznych SE. Polega ona na wykorzystaniu różnicy oporu właściwego następujących po sobie w pionie warstw. Na podstawie analitycznych związków pomiędzy zmierzonym oporem pozornym, rozstawem elektrod zasilających AB a nie znanymi parametrami oporu właściwego i miąższości poszczególnych warstw określono następnie te nie znane parametry. Na wszystkich stanowiskach pomiarowych zastosowano układ pomiarowy symetryczny Schlumbergera ($AM = NB$; $AB 5MN$), gdzie: M, N – elektrody pomiarowe.

Badania starano się wykonywać w terenie w miarę płaskim, bez większych deniwelacji, a długość rozstawu prądowego (rozstaw elektrod AB) ograniczona

Charakterystyczne wartości oporu zamrożonego i niezamrożonego materiału skalnego i form terenu według różnych autorów

Characteristics of electric resistivity of frozen and unfrozen material within certain landforms

Autor	Rodzaj materiału	Wartość oporu (kOhm)
King i in. 1987	zamrożony gruz lód (zagrzebany) „efekt boczny” na lodowcu gruzowym Gruben najprawdopodobniejszy wynik dla zmarzliny granodiority, marmury nie zamrożone granodiority, marmury zamrożone firn, lód lodowcowy	10–900 10000–50000 2000 500–6000 4,5 45 2000–3000 30000–45000
Evin, Fabre 1990	wapień, skały fliszowe piaskowce skały krystaliczne lód lodowcowy zmarzlina w zależności od ilości lodu osady okrucowe najczęściej	1,8–3 1,5–4,5 10 2000–100000 10–280 50–750 (50–70% lodu) 1–20 8
Vonder Mühl 1993	niezamrożona, górna warstwa lodowca gruzowego zmarzlina	4–30 50–2000 (4000)
Fisch i in. 1977	lodowiec alpejski, zagrzebany płat śnieżny gnejs gruz niezamrożony	10000–100000 2–12 1–5
Barsch, King 1989	pokrywa zwietrzelinowa lodowca gruzowego rdzeń lodowca gruzowego fosyliny (bez lodu) lodowiec gruzowy lodowiec pokryty gruzem	1–50 30–250 2–9 500–20000
Haeberli i in. 1990	lód lodowcowy płaty firnowe, stare lawiny zmarzlina bogata w lód morena nasycona wodą	100000–1000000 10000–100000 1000–10000 1–10

była jedynie ukształtowaniem powierzchni terenu (stromie stoki, gwałtowne spadki). Sondowanie elektrooporowe zastosowane do badania rozmieszczenia zmarzliny w terenach górskich od 1952 roku dają zwykle dobry rezultat (King i in. 1992). Szersze ich zastosowanie w takich badaniach pozwoliło między innymi określić warunki i ograniczenia, z jakimi należy się liczyć przystępując do tego rodzaju badań. King i in. (1987), Haeberli (1985), Vonder Mühl (1993) wymieniają następujące czynniki wpływające na wyniki pomiarów:

1. Oporność badanego materiału wzrasta wraz ze spadkiem temperatury poniżej 0°C. Różnice osiągają 1–2 rzędy wielkości. Może być także trudne lub niemożliwe rozróżnienie pomiędzy zmarzliną „w pobliżu” 0°C a nie zamrożonym gruntem.

2. Warstwy podpowierzchniowe muszą mieć pewną minimalną grubość, by zostały wykryte. Ten sam wykres oporności pozornej można interpretować bardzo różnorodnie, w zależności od ilości przyjętych w modelu warstw. Badania elektrooporowe powinny być zatem uzupełniane dodatkowymi badaniami w terenie (sejsmicznymi, radarowymi, tzw. BTS, itp.).

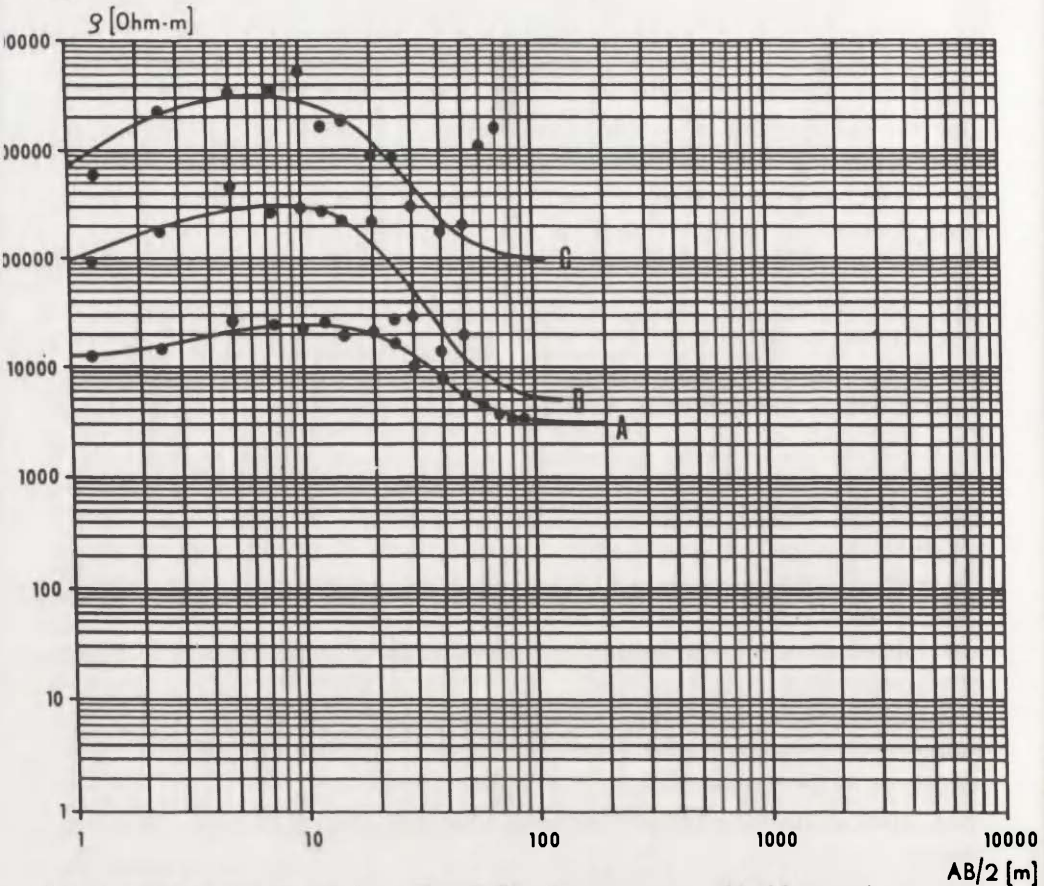
3. Sondowanie elektrooporowe może być zniekształcone przez tak zwany „efekt boczny”. Powodowany jest on poprzez zakłócenie pomiaru kształtem formy. Jeśli teren nie jest poziomy i płaski, lecz ma swoją charakterystyczną formę (np. lodowiec gruzowy) kończącą się stromym stokiem, to wówczas oporność gwałtownie wzrasta, gdyż mierzone jest otaczające ją powietrze mające bardzo wysokie oporności. Ten efekt gwałtownego wzrostu oporności widoczny jest na krzywej wznoszącej się pod kątem powyżej 45° i osiągającej tym samym wysokie oporności. Wykres taki nie może być interpretowany konwencjonalnymi metodami. Dobrze jest wówczas wykonać dodatkowy pomiar innym sposobem (w innej konfiguracji).

Dane terenowe analizowano wielokrotnie, stosując klasyczne i cyfrowe metody opracowywania danych. Analizę komputerową przeprowadzono wykorzystując programy komputerowe: 'INT – interpretation of apparent resistivity curves' opracowany w Instytucie Geofizyki Akademii Górniczo – Hutniczej w Krakowie oraz szwajcarski program SCHLUMY v.1.0 firmy AQUAPHYS z Genewy do analizy pomiarów elektrooporowych.

WYNIKI SONDOWAŃ Z DOLINY PIĘCIU STAWÓW POLSKI

Miejsca pod sondowania elektrooporowe wybrano tak, aby uzyskać wyniki z możliwie szerokiego przedziału wysokości bezwzględnych, by możliwe stało się uchwycenie zmienności w oporze dla terenu objętego i nie objętego zmarzliną. W ramach wcześniejszych prac wykonano także sondowanie na płacie śnieżnym, w celu zweryfikowania wartości oporu charakterystycznego dla śniegu i lodu (Dobiński i in. 1996) (ryc. 3). Rozmieszczenie punktów sondowań elektrooporowych zamieszczono na rycinie 4.

Sondowania elektrooporowe wykonane w tych dolinach interpretowano na podstawie modeli dwu-, trój- i czterowarstwowych. Krzywe sondowań elektrooporowych przedstawione są na rycinie 5, natomiast w tabeli 2 interpretacja wyników. W wielu miejscach krzywe elektrooporowe są dobrze dopasowane do punktów wartości pomierzonych, mają one charakterystyczny przebieg i kształt, podobny do krzywych uzyskiwanych przez badaczy szwajcarskich czy francuskich (Vonder Mühl 1993; Evin, Fabre 1990). W tych sondowaniach widać



X	ρ [Ohm·m]	miąższość [m]
A	12000 35000 3000	1,5 9
B	80000 500000 5000	0,8 6
C	500000 6000000 100000	0,6 4

Ryc. 3. Charakterystyczne przebiegi krzywych sondowań elektrooporowych uzyskanych w Tatrach wraz z ich interpretacją

A) sondowanie wykonane w miejscu, w którym zmarzlina nie występuje (sondowanie nr 7)

B) sondowanie wykonane w miejscu prawdopodobnego występowania zmarzliny (sondowanie nr 12)

C) sondowanie wykonane na wieloletnim płacie śnieżnym (Dolina Dzika, Słowacja) (Dobiński i in. 1996).

W tabeli obok podano wyinterpretowane opory rzeczywiste oraz miąższości warstw

Characteristics of electroresistivity soundings in the Tatras

A) sounding in the site free of permafrost (sounding no. 7)

B) sounding in the site of probable existence of permafrost (sounding no. 12)

C) sounding within multiannual snowpatch (Dolina Dzika, Slovakia, according to Dobiński *et al.* 1996)

wyraźnie różniące się charakterystyki oporu w poszczególnych warstwach. Te sondowania nie powodowały trudności interpretacyjnych.

Drugi rodzaj sondowań to taki, gdzie punkt pomiarowy znajdował się w bardzo grubym blokowisku skalnym. W tych miejscach często występowały trudno-

ści z uzyskaniem przez elektrody dobrego kontaktu z podłożem. Wyniki pomiarów interpretowano w modelu 2- i 3-warstwowym. W tych sondowaniach oporność pierwszej warstwy często osiągała wartości od kilkudziesięciu do powyżej 100 kOhmm. Szczegółowe zestawienie charakterystyki poszczególnych warstw przedstawiono poniżej.

INTERPRETACJA TRÓJWARSTWOWA

WARSTWA GÓRNA

W badanych miejscach miąższość górnej warstwy zmieniała się między 0,5–11 m. Wyniki podzielono na dwie różne pod względem zakresu oporności grupy, charakterystyka ich jest następująca.

Wartości oporu 3–15 kOhmm

Wyniki w tym przedziale oporności występowały w materiale zwietrzelinowym w miejscach z dość dobrze rozwiniętą warstwą gleby. Im grubsza i bardziej nasycona wodą była ta warstwa, tym niższe uzyskiwano oporności. Najniższe wartości uzyskano w sondowaniu nr 4 – poniżej 10 kΩm w sondowaniu 2, 5, 9. Następnie w punktach 7, 11 i 1 (ryc. 4) w przedziale 12–15 kΩm. Te wartości sprzyjały uzyskiwaniu dobrego kontrastu między warstwami.

Wartości oporu 22–80 kOhmm

Tak wysokie wartości oporu w pierwszej warstwie uzyskiwano w terenie pokrytym bardzo grubookruchową zwietrzeliną z blokami skalnymi, których objętość niejednokrotnie przekraczała kilka metrów sześciennych. Pomiędzy nimi występowały liczne wolne przestrzenie wypełnione powietrzem. Sytuacja taka powodowała, że przeprowadzenie sondowania było bardzo utrudnione. Górny poziom interpretowano więc jako warstwę raczej cienką, o miąższości znacznie zmieniającej się na niewielkim odcinku, co spowodowane jest deniwelacjami pomiędzy poszczególnymi gładzami.

Na osobną uwagę zasługuje górna warstwa w interpretowanym z użyciem modelu dwuwarstwowego sondowaniu nr 3, gdzie już w 1 warstwie o znacznej miąższości (11 m) oporność wzrasta do 170 kΩm. Warunki topograficzne oraz frakcja materiału (kamienisto-żwirowa z glebą inicjalną) przemawiają za interpretowaniem jej jako płytko występującej warstwy zmarzliny. Wniosek ten jest prawdopodobny, ponieważ w sondowaniu nr 9 (czterowarstwowe) oraz w podobnych warunkach terenowych w Świstówce Roztockiej również uzyskano w górnej warstwie wyniki wskazujące na występowanie zmarzliny.

WARSTWA ŚRODKOWA

Miąższość tej warstwy w modelu trójwarstwowym waha się w granicach 2–16 metrów. Uzyskane wartości zostały pogrupowane w czterech zakresach scharakteryzowanych poniżej.

Wartości oporu 1 MOhmm

Wartości powyżej 1 MOhmm świadczą o występowaniu w tym miejscu zagrzebanego lodu albo o bardzo bogatej w lód zmarzlinie. Takie wartości uzyskano w sondowaniach w Świstówce Roztockiej, lecz duży rozrzut punktów stawia w wątpliwość uzyskane wartości i ich interpretację. Nie można wykluczyć jednak, że zróżnicowanie to spowodowane jest występowaniem soczewek lub cienkich warstw lodu.

Wartości oporu 500–600 kOhmm

Tak wysoka oporność w drugiej warstwie wskazuje na występowaniu w tym miejscu zmarzliny z zawartością lodu powyżej 50%. Istnieje w tym przypadku także duże prawdopodobieństwo, że pod (przemarzniętą) zwietrzeliną znajduje się zagrzebany lód. Wyniki takie uzyskano w Dolince Pod Kołem (punkty 12 i 13), na znajdującym się tam lodowcu gruzowym.

Wartości oporu 150–350 kOhmm

Powyższe wartości nadal mieszczą się w przedziale charakterystycznym dla zmarzliny. W tych przypadkach możliwe jest występowanie w zwietrzelinie pewnych ilości lodu. Dotyczy to zwłaszcza stanowisk 6, 10 i 11, również zlokalizowanych na lodowcach gruzowych w Dolince pod Kołem i w Dolince Pustej.

Wartości oporu 35–50 kOhmm

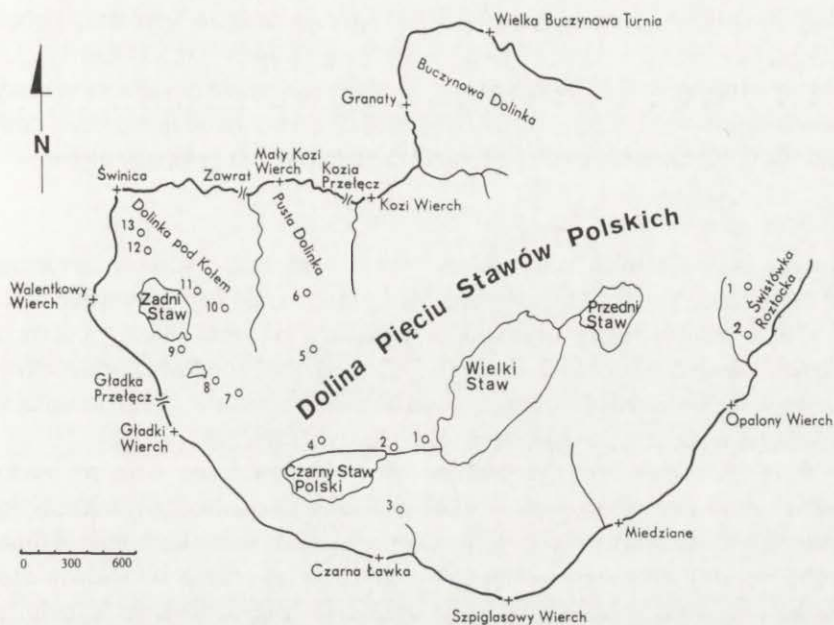
Punkty pomiarowe 4, 5, 7, 8 (ryc. 4), gdzie w drugiej warstwie uzyskano takie wartości oporu rozlokowane były w osi doliny, to jest w miejscach, gdzie istnieje i istniała w przeszłości główna linia drenażu wód. Sytuacja ta nie sprzyjała utrzymaniu się zmarzliny w tych miejscach. Dodatkowym elementem, który nie sprzyja przetrwaniu zmarzliny, jest tutaj ekspozycja. Na korzyść może wpływać występowanie dosyć bogatej i dobrze izolującej szaty roślinnej (murawy górskie). Jak wspomniano wcześniej, zmarzlina podlegająca degradacji, mająca temperaturę bardzo bliską 0°C, wykazuje niskie wartości oporu. Wykrycie jej jest trudne. W przypadku tych sondowań być może mamy do czynienia z taką sytuacją.

Wartości oporu 10–24 kOhmm

Powyższe wartości jak i przebieg krzywej elektrooporowej świadczą o braku w tych miejscach oznak występowania zmarzliny. Są to najniżej położone ze wszystkich wykonanych sondowań (punkty 1 i 2), znajdujące się w osi doliny, w miejscu silnie zawodnionym.

WARSTWA DOLNA

Wartości oporu w warstwie dolnej są zróżnicowane w przedziale od 1 do 12 kOhmm. W miejscach gdzie grunt był wilgotny lub zawodniony (w przypadku widocznego lub prawdopodobnego przepływu wody w sąsiedztwie punktu po-



Ryc. 4. Rozmieszczenie punktów sondowań elektrooporowych w Dolinie Pięciu Stawów i Świstówce Roztockiej

Location of electric resistivity soundings in Five Polish Lakes valley and in Świstówka Roztocka

miarowego np. pomiędzy Czarnym i Wielkim Stawem, oporność dolnej warstwy spadała do 0,5–1 kOhmm). W miejscach gdzie osiągnięto podłoże skalne wartości oporu mieściły się tu w przedziale od 3 do 10 kOhmm (sondowanie 5, 6, 7, 8, 12, 13). Wynik ten pokrywa się z wartościami oporu granitu tatrzańskiego określonymi przez badaczy słowackich (Majovsky, Hanzel 1991). W innych miejscach Tatr, gdzie sondowanie kończyło się w nie zamrożonym rumowisku, oporności sięgały 12–20 kOhmm.

INTERPRETACJA CZTEROWARSTWOWA

W dwóch sondowaniach wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów: nr 9 i 2 wyniki interpretowano przy użyciu modelu czterowarstwowego, który pozwalał lepiej dopasować krzywą do wyników pomiarów terenowych. W przypadku sondowania nr 9, wykonanego na tak zwanym przełęczowym lodowcu gruzowym (Dzierżek, Nitychoruk 1986), 3 pierwsze warstwy wykazują wysoką oporność, wskazującą na materiał cementowany lodem, przy czym zawartość lodu w warstwie 2 jest największa (50–300 kOhmm). Warstwa dolna wskazuje na osiągnięcie granitowego (zawodnionego – sondowanie 2) podłoża.

W przeciwieństwie do sondowania nr 9, sondowanie 2 wskazuje na teren wolny od zmarzliny, w którym najwyższe wartości nie przekraczają 10 kOhmm

w warstwie drugiej, a następnie stopniowo spadają wraz ze wzrostem głębokości. 25 metrów pod powierzchnią oporność osiąga zaledwie 0,5 kOhmm.

Sondowanie to wskazuje na stosunkowo dużą miąższość osadów morenowych zgromadzonych w tym miejscu. Frakcja grubookruchowa znajduje się bliżej powierzchni, natomiast materiał drobny i mocno zawodniony jest położony głębiej.

PODSUMOWANIE

W przeprowadzonych badaniach uzyskano spektrum wyników zawierające się w przedziałach od 0,5 kOhmm do 1 MOhmm. Wyniki interpretowano najczęściej w układzie trójwarstwowym, który najlepiej – zdaniem autora – odpowiada sekwencji warstw w badanych osadach. W większości sondowań widoczny jest wyraźny kontrast między oporami poszczególnych warstw. Fakt ten ułatwił interpretację wyników. Można zatem ogólnie stwierdzić, że:

- warstwa 1 to zwietrzelina drobno- lub grubookruchowa, w której wartości oporu najczęściej nie wskazywały na istnienie zmarzliny, choć były także wyjątki – sondowania wykonane w szczególnie sprzyjających warunkach mikroklimatycznych, np. Stok Niżniego Kostura. W innych przypadkach wysokie wartości oporu w 1 warstwie związane były najprawdopodobniej z pustkami wypełnionymi powietrzem w bardzo grubym blokowisku. Podobna sytuacja obserwowana była na Spitsbergenie (Hoelzle 1993). Interpretacja tych wyników jest utrudniona, ponieważ wartości oporu dla grubego blokowiska zachodzą na wartości oporu charakterystyczne dla zmarzliny. W takim przypadku interpretację opierano na obserwacji terenowej – brano pod uwagę frakcję materiału powierzchniowego. Większej pewności daje w takim przypadku zastosowanie metody kartowania zmarzliny, jaką jest BTS.

- warstwa 2 była tą warstwą, w której najczęściej wykrywano zmarzlinę. Po analizie zebranego materiału można przyjąć wartość około 50 kΩm, jako graniczną oporność dla zmarzliny w tej warstwie. Duże zróżnicowanie oporności w środkowej warstwie, gdzie wykryto zmarzlinę zawierającą się w przedziale 50 kΩm – 1 MΩm, świadczy o dużym zróżnicowaniu objętości lodu w warstwie zmarzliny i/lub o zróżnicowaniu temperatury zmarzliny w tej warstwie. W tatrzańskiej zmarzlinie mamy prawdopodobnie do czynienia z lodem cementującym, międzyoporowym (niskie wartości oporu), segregacyjnym, w postaci soczewek lub warstw. Wskazywać na to może także duży rozrzut punktów pomiarowych mimo dobrego kontaktu elektrod w terenie. Duże objętości lodu sugerujące nawet obecność rdzenia lodowego pod powierzchnią przemarzniętego gruzu wykryto w Świstówce Roztockiej.

- wartości oporu jak i typ lodu pozwalają na wyrażenie poglądu także na genezę lodu. W przypadku lodu międzyoporowego czy segregacyjnego geneza wiąże się z procesami kriogenicznymi występującymi w strefie peryglacjalnej. Rdzeń lodowy, który być może znajduje się w kotłach lub lodowcach gruzowych (Śnieżny Kocioł, Świstówka Roztocka, Dolinka pod Kołem), zwykle kojarzony bywa z lodem lodowcowym.

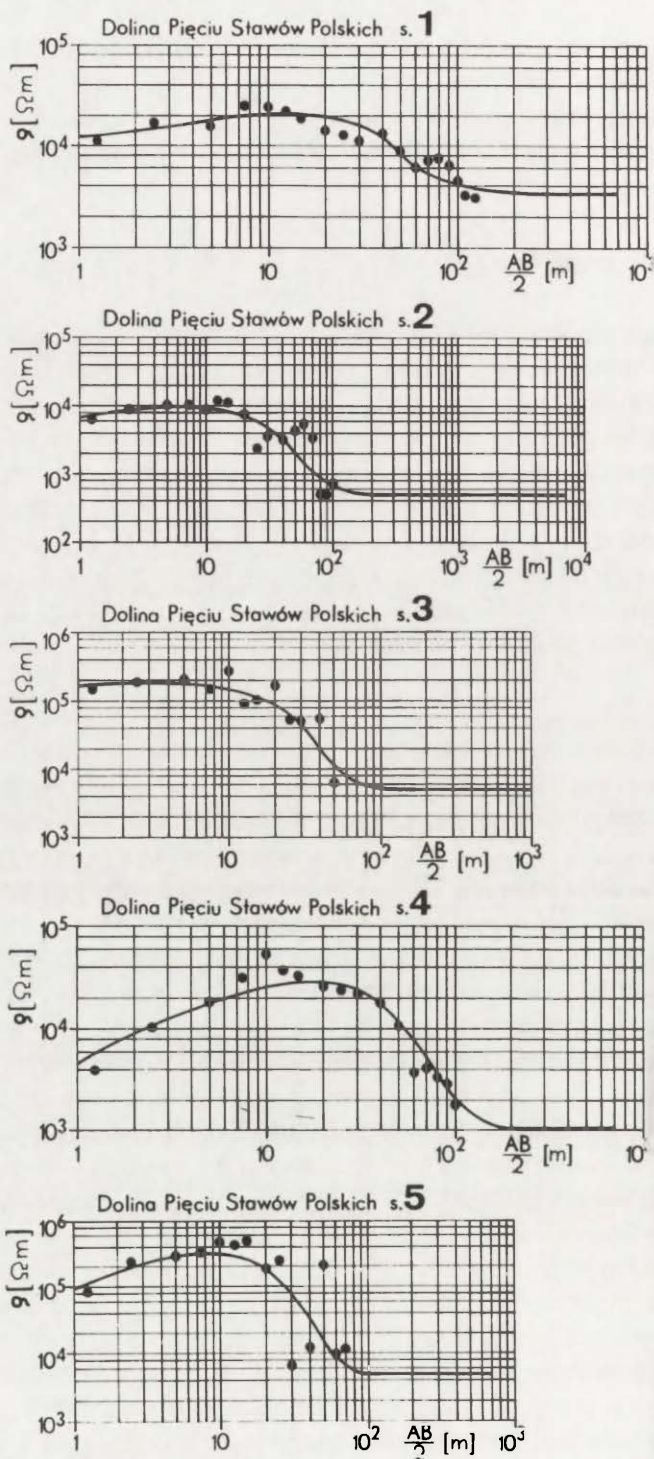
– warstwa 3 to najczęściej podłoże skalne, zwykle nie zamrożone, często lekko zwietrzałe i mocno nasączone wodą. W niektórych przypadkach, gdzie nie ma pewności co do uzyskanych wyników (czy jest, czy nie ma zmarzliny), interpretacja została zweryfikowana z użyciem innej (BTS) metody kartowania zmarzliny.

METODA POMIARU TEMPERATURY U SPODU ZIMOWEJ POKRYWY ŚNIEŻNEJ (BTS)

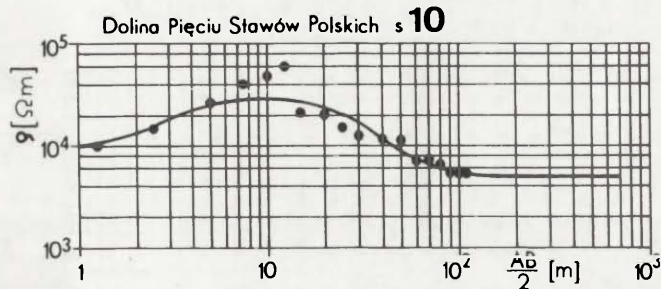
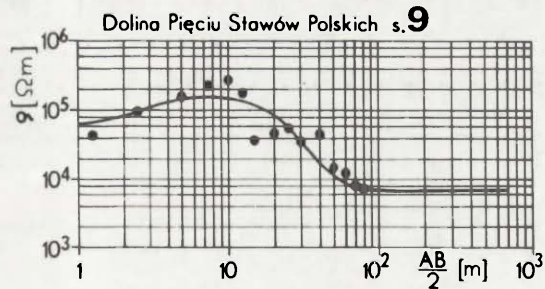
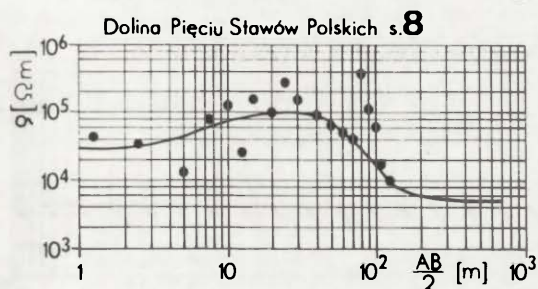
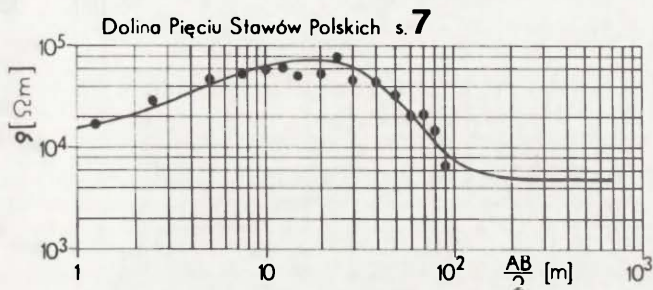
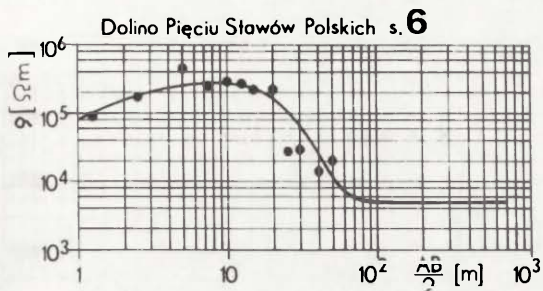
W latach siedemdziesiątych została opracowana, a następnie rozwinięta w praktyce prosta metoda badania przepływu ciepła geotermalnego służąca do detekcji rozmieszczenia zmarzliny podziemnej. Polega ona na pomiarze temperatury na styku podłoża i zalegającej przez dłuższy czas pokrywy śnieżnej (ang. bottom temperature of the winter snow cover – BTS). Metoda ta została zastosowana najpierw w Alpach, a następnie w Skandynawii, Górach Skalistych, gdzie wykazała swą dobrą przydatność do tego celu (Haeberli 1985). W Polsce metoda ta nie była dotychczas stosowana. W alpejskim piętrze Tatr zastosowano ją jako jeden ze sposobów przesłedzenia, czy w alpejskim piętrze Tatr istnieje możliwość znalezienia zmarzliny podziemnej.

CHARAKTERYSTYKA METODY BTS

Metoda BTS została opracowana i przetestowana w Alpach (Haeberli 1973). Wykorzystuje ona fakt, że zimowa pokrywa śnieżna mająca bardzo niewielką zdolność przewodzenia temperatury jest „filtrem termalnym”, nie pozwalającym przeniknąć w głąb śniegu krótkoterminowym zmianom temperatury występującym podczas zimy na powierzchni. Jest więc ona sposobem pomiaru przepływu ciepła z wnętrza ziemi, a ściślej z powierzchniowej warstwy gruntu. Przepływ tego ciepła zależy głównie od tego, czy istnieje, lub czy nie istnieje w tym gruncie zmarzlina, oraz od ciepła przechowywanego w pokrywie znajdującej się ponad ewentualnym permafrostem od lata (Haeberli 1985). Wpływ ciepła geotermalnego jest tak mały w całkowitej ilości ciepła docierającego do powierzchni ziemi, że powodować może jedynie niewielkie zmiany w temperaturze gruntu na głębokości, poza którą nie przenikają roczne zmiany temperatury powietrza (Gold, Lachenbruch 1973). Nie może mieć zatem wpływu na powstanie, czy utrzymywanie się zmarzliny, a co najwyżej na jej miąższość. Natomiast wpływ promieniowania słonecznego jest około 6000 razy większy niż ciepło dostarczane z jej wnętrza (Judge 1973). Pomiar wykonany tą metodą wskazuje nie tylko na możliwość występowania zmarzliny w gruncie, lecz także średnią roczną temperaturę gruntu (King 1990; King i in. 1992). Jest to zatem efektywna metoda do określania rozmieszczenia zmarzliny. Aby przeprowadzić pomiary BTS konieczne jest dość długie zaleganie pokrywy śnieżnej (kilka, kilkanaście tygodni), aby ustabilizowana została temperatura pod śniegiem i odpowiednia grubość tej pokrywy (minimum 0,8 m). Oczywiście musi to być śnieg suchy. Przesiákanie wody roztopowej do spągu pokrywy śnieżnej powoduje zaburzenie

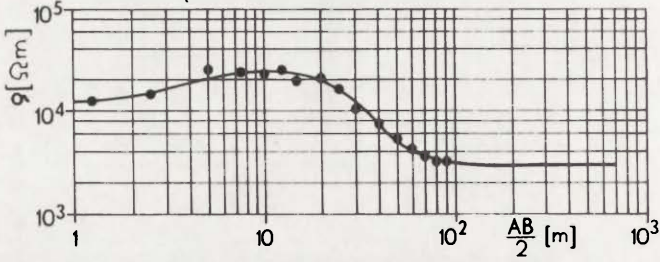


Ryc. 5. Krzywe sondowań elektrooporowych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstowce Roztockiej. Numery sondowań te same co w tabeli 2

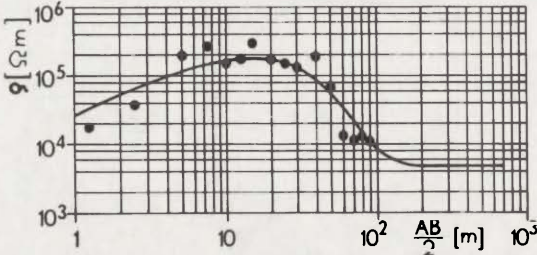


Electric resistivity curves from Five Polish Lakes valley and in Świstówka Roztocka.
Numbers of soundings the same as in Table 2

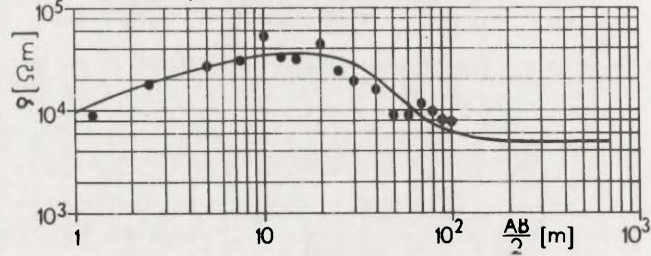
Dolina Pięciu Stawów Polskich s.11



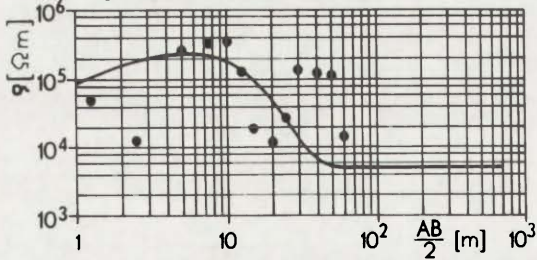
Dolina Pięciu Stawów Polskich s.12



Dolina Pięciu Stawów Polskich s.13



Świstówka Roztocka s.1



Świstówka Roztocka s.2

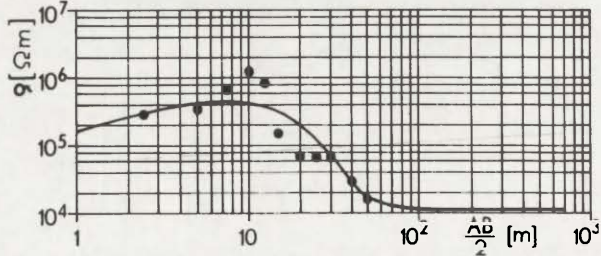


Tabela 2

Wyniki interpretacji sondowań elektrooporowych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej

Results of electric resistivity Sandings in the Five Polish lakes valley and Świstówka Roztocka valley

Numer kolejny	Numer warstwy	Oporność rzeczywista warstwy [Ωm]	Mięższość warstwy [m]
1	2	3	4
Dolina Pięciu Stawów Polskich			
Sondowanie 1	I	12000	1,4
	II	24000	16
	III	3500	
Sondowanie 2	I	6000	0,5
	II	10000	12
	III	3000	13
	IV	500	
Sondowanie 3	I	170000	11
	II	5000	
Sondowanie 4	I	3000	0,6
	II	50000	13
	III	1000	
Sondowanie 5	I	8000	0,8
	II	50000	14
	III	5000	
Sondowanie 6	I	22000	0,7
	II	350000	10
	III	5000	
Sondowanie 7	I	12000	1,5
	II	35000	9
	III	3000	
Sondowanie 8	I	9000	1
	II	40000	10
	III	5000	
Sondowanie 9	I	50000	1
	II	300000	4,5
	III	40000	5
	IV	7000	
Sondowanie 10	I	30000	3
	II	300000	10
	III	5000	
Sondowanie 11	I	15000	1,4
	II	150000	10
	III	5000	
Sondowanie 12	I	80000	0,8
	II	500000	6
	III	5000	
Sondowanie 13	I	55000	0,5
	II	600000	6
	III	5000	

1	2	3	4
Świstówka Roztocka			
Sondowanie 1 (14)	I	50000	0,5
	II	800000	2
	III	5000	
Sondowanie 1 (15)	I	150000	1
	II	1000000	4
	III	12000	

temperatury na styku śnieg–podłoże zwietrzelinowe poprzez oddawanie ciepła utajonego i podniesienie temperatury. Obecność wody podczas pomiarów BTS automatycznie eliminuje wynik obserwacji. Najlepszą zatem porą do wykonania tych obserwacji jest wczesna wiosna (luty–marzec) (Hoelzle i in. 1993; Keller, Gubler 1993; Hoelzle 1992 i inni).

W Alpach w kantonie Ober Engadin wykonano prawdopodobnie do tej pory największą ilość pomiarów BTS. Na tym obszarze przeprowadzono pomiary w sześciu różnych obszarach na wysokości pomiędzy 1800 a 3400 m n.p.m. Punkty pomiarowe rozmieszczone były możliwie regularnie. Wykonano około 700 pomiarów, które umożliwiły przeprowadzenie analiz statystycznych. Analiza komputerowa i modelowanie, skonstruowane w ramach geograficznego systemu informacyjnego (GIS), w którym wzięto do opracowania oprócz temperatur BTS także potencjalne bezpośrednie promieniowanie słoneczne i średnią roczną temperaturę powietrza wraz z numerycznym modelem terenu, pozwoliły na określenie przedziałów prawdopodobieństwa występowania zmarzliny. W alpejskim permafroście określono także głębokość zalegania wieloletniego lodu gruntowego (stropu zmarzliny) na podstawie empirycznego związku pomiędzy wartościami BTS a (określoną sejsmicznie) grubością warstwy aktywnej (Haerberli, Epifani 1986), oraz opracowano na tych podstawach przedziały temperatury wskazujące na obecność lub brak zmarzliny (Haerberli 1973; Hoelzle 1992, Hoelzle i in. 1993). Przedziały te przedstawiają się następująco:

1. $< -3^{\circ}\text{C}$ prawdopodobieństwo występowania zmarzliny,
2. $-3^{\circ} - -2^{\circ}\text{C}$ możliwość występowania zmarzliny,
3. $> -2^{\circ}\text{C}$ nieprawdopodobieństwo występowania zmarzliny.

A zatem wartości BTS niższe od -3°C wskazują na obecność lodu gruntowego, podczas gdy wartości powyżej -2°C wyłączają możliwość znalezienia lodu na głębokości 4–6 m. Przedział środkowy to przedział niepewności interpretacji (Haerberli, Epifani 1986).

METODYKA PRAC TERENOWYCH

Do pomiaru temperatury użyto termistora UUB31J1 Uni Curve, odpowiednio przygotowanego do przewidzianych prac terenowych (zaopatrzonego został w osłonkę przeciwuderzeniową). Termistor połączony był 3,5 m kablem z cyfro-

wym miernikiem METEX dającym dokładność pomiaru $0,2^{\circ}\text{C}$. Pomiarów terenowych dokonywano używając do tego celu dwóch składanych metalowych tyczek. Jedną wykonywano otwór przez pokrywą śnieżną aż do podłoża, tyczkę drugą wraz z przymocowanym do niej termistorem wprowadzano w przygotowany otwór. Odczytu dokonywano po ustabilizowaniu się temperatury. Obydwie tyczki były wyskalowane, a więc możliwa była kontrola, czy termistor osiągnął dno pokrywy śnieżnej, a także pomiar grubości pokrywy śnieżnej w punkcie pomiarowym. Ze względów technicznych wykonywanie pomiarów, w miejscu gdzie grubość pokrywy śnieżnej przekraczała 3 m, było znacznie utrudnione.

PRZEPROWADZONE POMIARY I UZYSKANE WYNIKI

Na przełomie lutego i marca 1995 r. wykonano serię 205 pomiarów w niemalże całym dostępnym (bez podejmowania wielkiego ryzyka) obszarze Doliny Pięciu Stawów Polskich. Aby przetestować i możliwie najbardziej uwiarygodnić tę metodę w polskich warunkach, przeprowadzono także kilka testowych pomiarów na lodzie pokrywającym Wielki Staw. Wyniki badań z Doliny Pięciu Stawów Polskich, a więc i rozmieszczenie zmarzliny zgodnie z przyjętymi przedziałami BTS przedstawiono na rycinie 6. Poniżej przedstawiono wyniki testu i szczegółowe omówienie uzyskanych wyników.

TEST METODY BTS

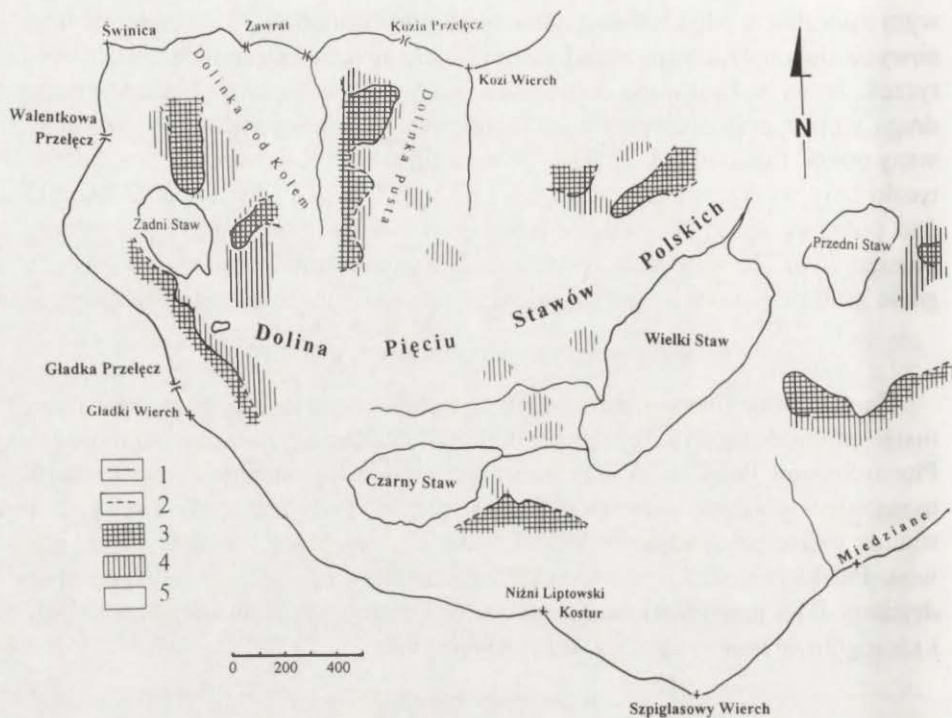
Lód pokrywający jezioro, na którym wykonano pomiary testowe, przysypany był od kilku tygodni śniegiem, którego grubość w niektórych miejscach przekraczała 80 cm. Spełnione były zatem warunki zastosowania metody BTS. Pomiar temperatury na styku lodu i śniegu na Wielkim Stawie dawał w każdym przypadku wynik w granicach od 0,1 do $-0,25^{\circ}\text{C}$. Oznacza to, iż temperatura lodu na stawie jest wynikiem interakcji temperatury powietrza i temperatury wody znajdującej się poniżej, a lód pod izolującą pokrywą śnieżną utrzymuje swoją temperaturę w pobliżu granicy równowagi termicznej wynoszącej 0°C . Wynika stąd jasno, że ujemna temperatura w oznaczonych przedziałach BTS wskazuje na przemarznięte podłoże.

Próg Czarnego Stawu

Na gruzowisku progu Czarnego Stawu przeprowadzono 16 pomiarów BTS w odległości co 100 m, z wyjątkiem pomiarów najwyżej położonych punktów, wkraczających na piargowy stok Niżniego Kostura. Tam odległość wynosiła 50 m. Mierzona temperatura wraz ze wzrostem wysokości obniżała się, osiągając wartość około -3°C na wysokości około 1770 m npm. A zatem w tym miejscu wydaje się możliwe występowanie zmarzliny podziemnej. W badanym obszarze średnia grubość pokrywy śnieżnej w badanych punktach wynosiła 1,8 m.

Dolinka pod Kołem

W marcu 1995 r. w całej Dolince pod Kołem wykonano ogółem 33 pomiary BTS na wysokości do 2100 m npm. Zwrócono szczególną uwagę, by pomiarami



Ryc. 6. Wyniki pomiarów BTS w Dolinie Pięciu Stawów Polskich

- 1 – określona granica występowania zmarzliny, 2 – przypuszczalna granica występowania zmarzliny, 3 – temperatura BTS niższa od -3°C , 4 – temperatura BTS pomiędzy -2 i -3°C , 5 – obszar nie objęty zmarzliną lub niedostępny dla badań

Results of BTS measurements in Five Polish Lakes valley. Limits of probable permafrost occurrence

- 1 – defined limit of permafrost, 2 – probable limit of permafrost, 3 – BTS lower than -3°C , 4 – BTS between -2°C and -3°C , 5 – area free of permafrost, or inaccessible for research

objąć miejsca, w których wykonano wcześniej sondowania elektrooporowe. Uzyskane wartości mieszczą się we wszystkich przyjętych w metodzie przedziałach. Najniższe wartości BTS uzyskano na lodowcach gruzowych – pod Kołową Czubą i koło Walentkowej Kopki: od $-3,15^{\circ}\text{C}$ do $-4,4^{\circ}\text{C}$. Podobnie niskie wartości otrzymano na przełęczowym lodowcu gruzowym i na stoku pod Gładkim Wierchem.

Dolinka Pusta

W marcu 1995 r. wykonano także 32 pomiary BTS w Dolince Pustej, do wysokości około 2000 m npm. W wyżej położonym kotle uzyskano najniższe wartości sięgające $-3,75$, $-4,8^{\circ}\text{C}$, przy czym temperatury niższe związane były ze stokiem o ekspozycji NE, E. Wartości BTS wskazujące na występowanie zmarzliny w tej dolince uzyskano jeszcze wzdłuż stoku Kołowej Czuby. Warto-

ści poniżej -2°C uzyskano na stoku pomiędzy tą dolinką a stokiem Koziego Wierchu, w okolicy przeprowadzonego sondowania elektrooporowego.

Stok Koziego Wierchu

Na rozległym stoku Koziego Wierchu Wykonano 47 pomiarów, z których większość nie wykazuje obecności zmarzliny. Dotyczy to zwłaszcza miejsc na stoku o ekspozycji południowej. Na stoku SE stwierdzono miejsca, na których osiągnięto wartości nawet do $-3,8^{\circ}\text{C}$. Związane ono było z wałem akumulacji zwietrzelinowej nad Wielkim Stawem.

Okolice „Niedźwiedzia”

Miejsce to, zwłaszcza okolice małego zasypanego Kotła pod Miedzianym Kosturem, to miejsce o najniższych ze zmierzonych w całej Dolinie Pięciu Stawów wartościach BTS: od $-4,05$ do $-4,85^{\circ}\text{C}$. Temperatura ta związana jest przede wszystkim z geomorfologią i ekspozycją (NE) miejsca mocno zacienionego przez stok. Wysokość, na której wykonano pomiary nie przekraczała 1800 m npm. Ciekawym i niespodziewanym wynikiem były wartości poniżej -3°C uzyskane na lodowcu gruzowym pod Miedzianymi, którego wały znajdują się na wysokości poniżej 1700 m npm.

Dno Doliny Pięciu Stawów

W dnie doliny pomimo wykonania 40 pomiarów na progu Czarnego Stawu i w okolicy Starej Koleby nie stwierdzono nigdzie temperatury poniżej -3°C , choć są miejsca, w których temperatura spadała do $-2,25^{\circ}\text{C}$.

PODSUMOWANIE WYNIKÓW POMIARÓW BTS

We wszystkich badanych obszarach uzyskiwano wyniki temperatury BTS mieszczące się w każdym z trzech przedziałów interpretacji. Daje to sposobność do wyznaczenia w badanych miejscach przypuszczalnego przebiegu granicy występowania zmarzliny. Uzyskane wyniki świadczą o tym, że występowanie zmarzliny możliwe jest na wysokości około 1670 m npm. (lodowiec gruzowy pod Granatami). Bardzo prawdopodobne jest, że występowanie zmarzliny szczególnie uwarunkowane jest ekspozycją stoku (ilością otrzymanywanego bezpośredniego promieniowania słonecznego) (Hoelzle 1992), szczególnych warunków topograficznych: stoki pod wysokimi szczytami górskimi lub wysoko położone między szczytami górskimi kotły i dolinki, a także od charakterystycznego dla tych miejsc mikroklimatu. Występowanie zmarzliny ma charakter nieciągły.

W zależności od wywiewania oraz nachylania stoku grubość pokrywy śnieżnej była mocno zróżnicowana. Były więc miejsca, gdzie wykonanie pomiaru uniemożliwione było zarówno zbyt grubą (ponad 3 m), jak i zbyt cienką (poniżej 80 cm) pokrywą śnieżną. W tych miejscach pomiarów zaniechano.

Także w Świstówce Roztockiej przeprowadzono pomiary BTS. Ich wyniki potwierdzają wykonane tam sondowania elektrooporowe. Wyniki BTS z tego obszaru przedstawione są w oddzielnej publikacji (Dobiński 1996).

WNIOSKI

Na podstawie wykonanych prac geofizycznych można stwierdzić, że w Tatrach Wysokich istnieją warunki dla utrzymywania się wieloletniej zmarzliny. Badania wskazują, że na wysokości od około 1670 m n.p.m. w miejscach o szczególnie dogodnej ekspozycji (N, NW), gdzie znajduje się dużo materiału zwietrzelinowego i lodowce gruzowe, zmarzlina (lód) może występować na kilkumetrowej głębokości.

Analiza zebranych wyników z prac geofizycznych pozwala sądzić, że zmarzlina tatrzańska jest zjawiskiem zróżnicowanym w badanej przestrzeni. Może to być zarówno miększa ilość pogrzebanego lodu, przemarznięta skała lub gleba, a także materiał znajdujący się w temperaturze bliskiej 0°C.

Zebrane wyniki świadczą też o tym, że nie wszystkie lodowce gruzowe w Dolinie Pięciu Stawów są formami reliktowymi, lecz przynajmniej część z nich w najwyższej położonych miejscach to najprawdopodobniej formy nieaktywne zawierające lód wewnętrzny. Na obecnym etapie prac nie można jednak z całą pewnością określić genezy tego lodu.

Występowanie zmarzliny wykryte za pomocą metod geofizycznych w badanym obszarze ma charakter nieciągły. Na podstawie tych wyników trudno jest określić czy w badanych miejscach jest to zmarzlina aktywna, a jej występowanie związane z obecnie występującymi warunkami klimatycznymi, czy też zjawisko reliktowe, pochodzące z okresów wcześniejszych.

Zastosowane metody potwierdziły swoją przydatność w badanym terenie, co pozwala na podjęcie w przyszłości dalszych prac nad zmarzliną tatrzańską, zmierzających także do jej jakościowego i ilościowego określenia. Konieczne są także prace nad określeniem jej genezy i znaczenia w środowisku geograficznym Tatr Wysokich.

PODZIĘKOWANIA. Autor pragnie podziękować Żonie, za pomoc podczas prowadzenia badań. Za cenne rady podczas analizy wyników i pisania pracy panom Profesorom Jackowi Jani, Adamowi Kotarbie, mgr. Bogdanowi Gądkowi, dr. Bogdanowi Żogale. Badania przeprowadzono i wyniki opracowano w ramach projektu badawczego nr 6 PO 4 E 01908 i częściowo w ramach badań własnych Katedry Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego.

LITERATURA

- Barsch D., King L., 1989, *Origin and geoelectrical resistivity of rock glaciers in semi-arid subtropical mountains (Andes of Mendoza, Argentina)*, Zeitschr. Geomorph. 33, 2, s. 151–163.
- Dobiński W., 1996, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS)*, Geogr. Studia et dissertationes T. 20, s. 15–22.
- Dobiński W., Gądek B., Żogala B., 1996, *Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętrze alpejskim Tatr Wysokich*, Przegl. Geol. vol. 44 nr 3, s. 259–261.
- Dramis F., Kotarba A., 1992, *Southern Limit of Relict Rock Glaciers, Central Apennines, Italy*, Permafrost and Perigl. Proc. vol. 3, nr 3, s. 257–260.

- Dzierżek J., Lindner L., Nitychoruk J., 1987, *Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry)*, Przegł. Geol. 1, s. 8–15.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of Fossil Rock Glaciers in the Polish Tatra Mts.* Bull. of the Polish Acad. of Sciences, Earth Sciences vol. 34, nr 4, s. 409–418.
- Evin M., Fabre D., 1990, *The Distribution of Permafrost in Rock Glaciers of the Southern Alps (France)*, Geomorphology 3. Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam. s. 57–71.
- Ferrians Jr. O. J., Hobson G. D., 1973, *Mapping and predicting permafrost in North America: a review, 1963–1973 [1]*, North American Contribution, Permafrost, Second International Conference, 13–28 July 1973 Yakutsk, Nat. Acad. Press, Washington, s. 479–494.
- Fisch W. Sen., Fisch W. Jun., Haeblerli W., 1977, *Electrical soundings with long profiles on rock glaciers and moraines in the Alps of Switzerland*, Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie 13 (1/2), s. 239–260.
- Gold L. W., Lachenbruch A. H., 1973, *Thermal conditions in permafrost – a review of north american literature*, North American Contribution, Permafrost, Second International Conference, 13–28 July 1973 Yakutsk, Nat. Acad. Press, Washington, s. 3–21.
- Haeblerli W., 1973, *Die Basis-Temperatur der winterlichen Schneedecke als möglicher indikator für die Verbreitung von permafrost in den Alpen*, Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. IX, H. 1–2, s. 221–227.
- 1985, *Creep of mountain permafrost: Internal structure and flow of Alpine rock glaciers*, Mitteilungen der VAW/ETH, Nr 77, Zurich, s. 142.
- Haeblerli W., Epifani, 1986, *Mapping the distribution of buried glacier ice – an example from Lago delle Loce, Monte Rosa, Italian Alps*, Annals of Glaciology 8, s. 78–81.
- Haeblerli W., Rickemann D., Zimmerman M., Roesli U., 1990, *Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: General concept and geophysical soundings*, Hydrology in Mountainous Regions. Artific. Reservoirs; IAHS Publ. no. 194, s. 303–310.
- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ CXV, Prace Geogr. 11, Prace Inst. Geogr. z. 33. s. 258.
- Hoekstra P., McNeill D., 1973, *Electromagnetic probing of permafrost*, North American Contribution, Permafrost, Second International Conference, 13–28 July 1973 Yakutsk, Nat. Acad. Press, Washington, s. 517–526.
- Hoelzle M., 1992, *Permafrost occurrence from BTS measurements and climatic parameters in the Eastern Swiss Alps*, Permafrost and Perigl., Proc. vol. 3, no. 2. s. 143–148.
- 1993, *DC resistivity soundings 1992 in North-western Svalbard*. Arbeitsheft Nr. 13, Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology ETH-Zurich, s. 19.
- Hoelzle M., Haeblerli W., Keller F., 1993, *Application of BTS – measurements for modelling mountain permafrost distribution*, Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, China 5–9 July 1993, vol. 1, s. 272–277.
- Jahn A. 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Perygl. 6, s. 57–81.
- 1970, *Najniższe stanowisko czynnych gruntów strukturalnych w Tatrach i problem genyzy występowania zjawisk peryglacjalnych w górach*, Acta Geogr. Lodz. 24, s. 217–224.
- Judge A. S., 1973, *Deep temperature observations in the Canadian North*, North American Contribution, Permafrost, Second International Conference, 13–28 July 1973 Yakutsk, Nat. Acad. Press, Washington, s. 35–40.
- Keller F., Gubler H., 1993, *Interaction between snow cover and high mountain permafrost Murtel/Corvatsch, Swiss Alps*, Proceedings of the Sixth International Conference on Permafrost, Beijing, China 5–9 July 1993 vol. 1, s. 332–337.
- King L., 1990, *Soil and Rock Temperatures in Discontinuous Permafrost: Gornergrat and Unterthorn, Wallis, Swiss Alps*, Permafrost and Perigl. Proc. vol. 1, s. 177–188.
- King L., Gorbunov A. P., Evin M., 1992, *Prospecting and mapping of mountain permafrost and Associated Phenomena*, Permafrost and Perigl. Proc. vol. 3, no. 2, s. 73–81.
- King L., Fisch W., Haeblerli W., Waechter H. P., 1987, *Comparison of Resistivity and Radio – Echo Soundings on Rock Glacier Permafrost*, Zeitschr. für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd 23, H. 1, s. 77–97.

- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN Warszawa, s. 667.
- Kotarba A. 1991–1992, *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. XXV–XXVI, s. 139–150.
- Kotarba A., Smolak W., Sroka J., 1977, *Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts. in the light of geophysical measurements*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcan. XI, s. 68–78.
- Majovsky J., Hanzel V., 1991, *Prinos geofyziky k poznaniu hydrogeologicznych pomerov Tatier a Popradskej kotliny*, Geologicke práce, Spravy 93, s. 81–109.
- Scott W. J., Sellman P. V., Hunter J. A., 1979, *Geophysics in the study of permafrost*, Third Inter. Conf. on Permafrost Proceedings Vol. 2, Edmonton, Canada. Nat. Res. Council of Canada, Ottawa, s. 93–111.
- Urdea P. 1992, *Rock Glaciers and Periglacial Phenomena in the Southern Carpathians*, Permafrost and Perigl. Proc. vol. 3, no. 3, s. 267–273.
- 1993, *Permafrost and periglacial forms in the Romanian Carpathians*. Proceedings of the Sixth Inter. Conf. on Permafrost, Beijing, vol. 1. s. 631–637.
- Vonder Mühl D., 1993, *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins*, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie Nr. 122, s. 222.

PROBLEM OF PERMAFROST OCCURRENCE
IN THE HIGH TATRA MOUNTAINS
IN THE LIGHT OF GEOPHYSICAL RESEARCH IN THE VALLEY
OF FIVE POLISH LAKES AND ŚWISTÓWKA ROZTOCKA

S u m m a r y

Tatra Mountains form an isolated mountain massif in the Western Carpathians. The highest ridges reach the altitude of about 2600 m a. s. l. Mean annual air temperature (MAAT) at the altitude of 1900 m a. s. l. is -1°C . At this level mountain periglacial zone occur.

The aim of this investigation is to find out if permafrost is present in the Tatra Mountains. The field studies were carried out in the Five Lakes Valley. Fifteen electroresistivity soundings mostly on the northern slopes were carried out between 1670 and 2100 m a. s. l. At the altitude of 1800 m a. s. l. and above, the result for measurements is 150–600 kOhm. About 200 of the BTS measurements were carried out in the same area. The measurements indicate temperatures from 0 to $-4,8^{\circ}\text{C}$.

The results allow to conclude, that on the altitude of 1670 m a. s. l. and higher, discontinuous permafrost can occur locally, where favourable microclimatic and geomorphological conditions occur.

North-west exposition, shading, and such geomorphological features as taluses and rock glaciers give special opportunity to permafrost preservation. It would mean, that not all the rock glaciers are fossil, but some of them, are still nonactive. Permafrost in the Tatras shows locally considerable differences. It can occur as frozen soil, rock, and probably also a block ice in rock glaciers, in places where electroresistivity soundings show very high values. The problem of the origin of the permafrost is still open.

Translated by Adam Kotarba

Adres Autora:

dr Wojciech Dobiński
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

JERZY DEC
WOJCIECH DOBIŃSKI

WYNIKI REFRAKCYJNYCH BADAŃ SEJSMICZNYCH NA HRUBYM PIARGU W DOLINIE PIĘCIU STAWÓW POLSKICH W TATRACH

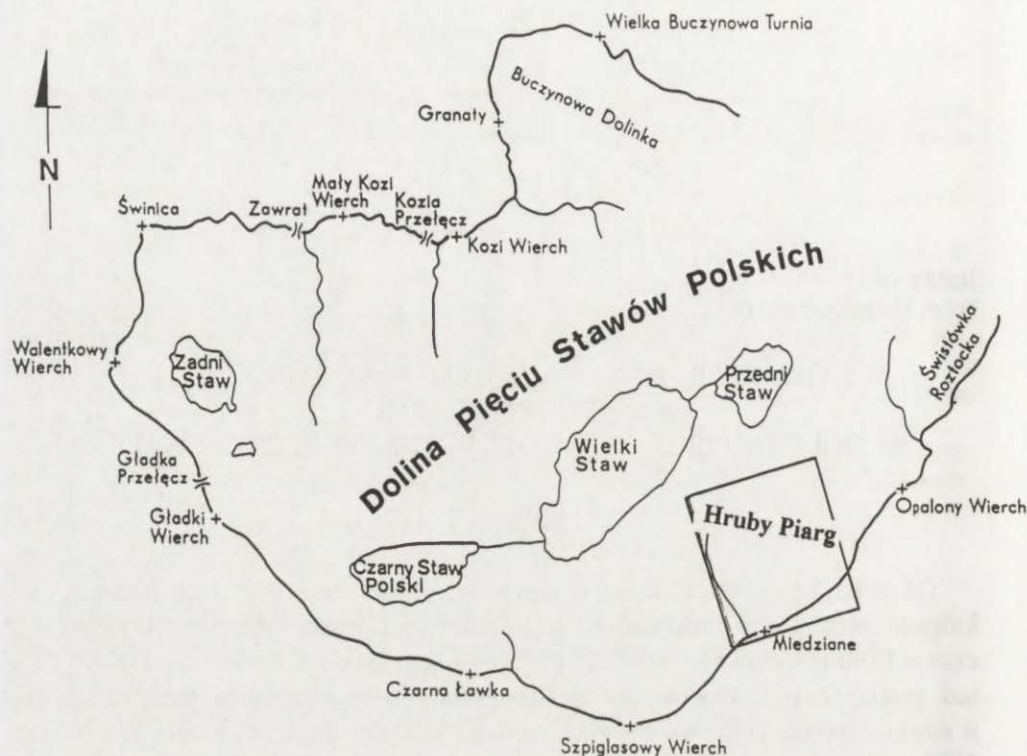
WSTĘP

Od kilku lat prowadzone są w alpejskim piętrze Tatr Wysokich badania, których celem jest poszukiwanie i kartowanie wieloletniej zmarzliny. Dotychczas w Dolinie Pięciu Stawów Polskich prowadzono prace z zastosowaniem metod geofizycznych: sondowania elektrooporowego oraz pomiaru temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej, tzw. BTS (Dobiński 1996; Dobiński i in. 1996), oraz przeprowadzono analizę klimatyczną obliczając wskaźnik tajania i zamrozu dla obszaru Tatr Wysokich. Uzyskane wyniki wskazują na występowanie w różnych miejscach Doliny Pięciu Stawów Polskich nieciągłej zmarzliny na wysokości od około 1700 m npm. Potencjalną klimatyczną granicą występowania zmarzliny w polskiej części Tatr Wysokich jest warstwica 1900 m npm.

Zastosowanie metody sejsmicznej w badaniach miało na celu określenie przekroju litologicznego w osadach czwartorzędowych na wybranym piargu i zweryfikowanie wyników uzyskanych w tym samym miejscu przy pomocy metody BTS. Metoda sejsmiczna pozwala bowiem dokładniej niż inne wcześniej stosowane metody określić głębokość przebiegu granicy pomiędzy nie zamrożoną warstwą aktywną a znajdującą się pod nią zmarzliną.

OBSZAR BADAŃ

Dolina Pięciu Stawów jest dogodnym miejscem na prowadzenie prac nad zmarzliną, ponieważ cała rozpościera się powyżej 1600 m npm., a więc powyżej górnej granicy lasu. Jest to obszar występowania warunków peryglacjalnych (Jahn 1958). Do przeprowadzenia sondowań wybrano miejsce znajdujące się za „Niedźwiedziem” u podnóża rozległego stożka – Hrubego Piargu na wysokości nieco powyżej 1800 m npm (ryc. 1). Stożek ten powstał z osypującej się z Miedzianych (2233 m npm.) i Miedzianego Kostura zwietrzliny. Wypełnia on wraz



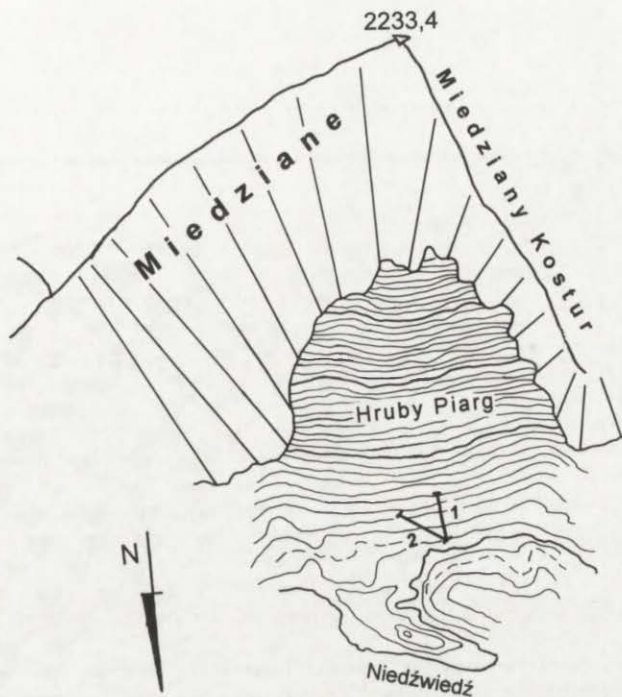
Ryc. 1. Lokalizacja miejsca sondowań sejsmicznych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich
Location of seismic prospectings in Five Polish Lakes valley

z pozostałym materiałem zwietrzelinowym, na którym widać oznaki pęcznienia, dno cyrku, z którego zasilany był lodowiec Doliny Pięciu Stawów (Klimaszewski 1988). Dzierżek, Nitychoruk (1986) dostrzegają w tym miejscu początek lodowca gruzowego. Hruby Piarg ma ekspozycję północną i znajduje się pomiędzy dwoma wysokimi ścianami skalnymi o ekspozycji NW i NE. Ilość bezpośredniego promieniowania słonecznego jest więc niewielka, a zarówno mikroklimat, jak i rzeźba sprzyjają utrzymywaniu się zmarzliny.

ZASTOSOWANA METODA I UZYSKANE WYNIKI

Stanowisko pomiarowe zlokalizowano na wysokości około 1800 m n.p.n. Prowadzono od niego dwa profile refrakcyjne o długości 57,5 m. Pierwszy z nich przebiegał w kierunku 170°S , stromo w górę, w stronę grani, natomiast drugi w kierunku 130°SE , nieznacznie wznosząc się ponad linię trawersu. Lokalizacja terenu badań przedstawiona jest na rycinie 2.

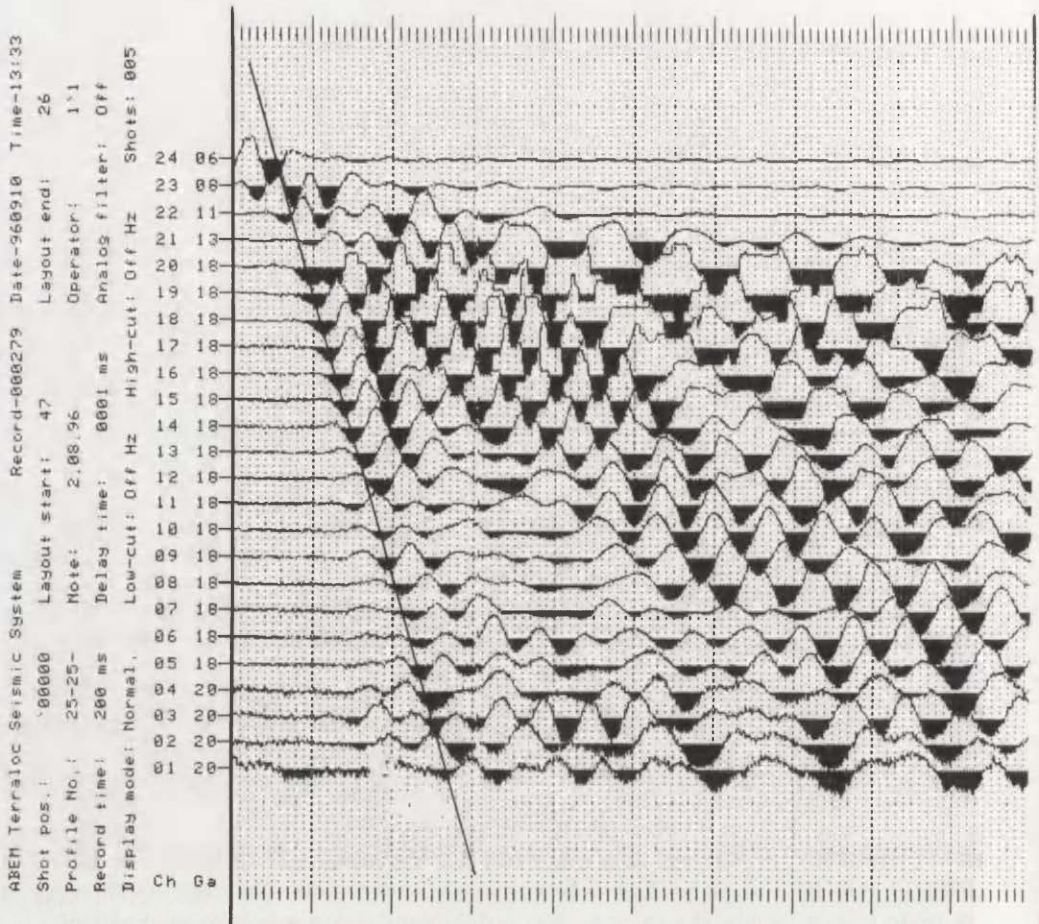
Do pomiarów wykorzystano 24-kanałową aparaturę rejestrującą Terelloc Mk3 oraz wysokoczęstotliwościowe geofony, po jednym geofonie na kana. Od-



Ryc. 2. Lokalizacja profili sejsmicznych na Hrubym Piargu
Location of seismic prospecting on Hrubym Piargu

ległość pomiędzy geofonami wzdłuż profilu wynosiła 2,5 m. Drgania wzbudzano poprzez uderzenie 5 kg młotkiem w wystający blok skalny, bądź też uderzenie w płytę leżącą na ubitym śniegu. Obecność śniegu, po uprzednim jego ubiciu w punkcie odbioru, pozwoliła na dość dobrą stabilizację geofonów w piargu. Długość profili wynosząca 57,5 m uwarunkowana była zasięgiem wzbudzanych drgań. W niesprzyjających bowiem warunkach powierzchniowych (piarg) i przy zastosowaniu wspomnianego źródła drgań na dłuższych dystansach obserwowano silny zanik energii drgań sprężystych, co powodowało, że nawet przy ustawionych maksymalnych wzmocnieniach w aparaturze drgania te nie były rejestrowane, bądź też poziom zakłóceń był dużo wyższy niż energia przychodząca z drgań. Dla obniżenia poziomu zakłóceń zastosowano sumowanie kilku rejestracji uzyskiwanych dla tego samego punktu wzbudzania drgań i tej samej geometrii układu pomiarowego. Wzdłuż obu profili wykonano sondowania refrakcyjne lokalizując miejsca wzbudzania drgań w punktach o następujących współrzędnych w linii profilu: -30 m, 0 m, 28,75 m, 57,5 m oraz 87,5 m, przy nieziennej linii rejestracji (odbioru) 0-57,5 m.

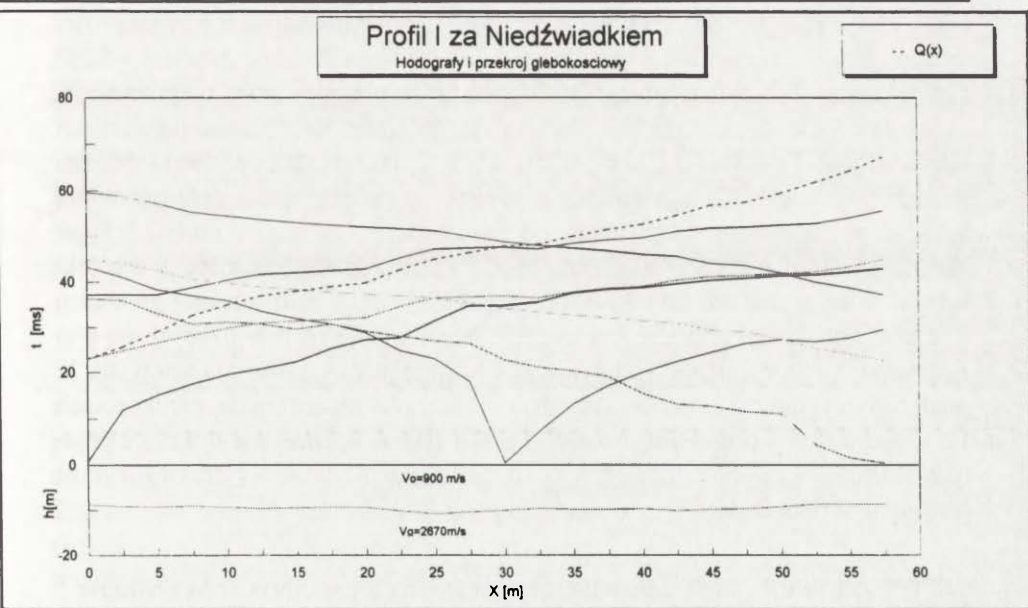
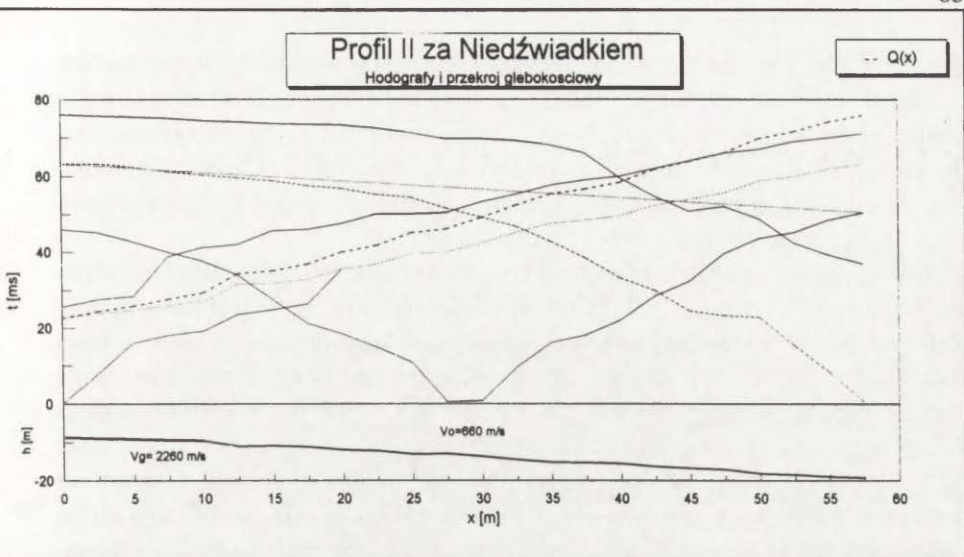
Przykładową rejestrację z profilu I przedstawia rycina 3. Widoczne na nich linie proste są w pierwszym przybliżeniu orientacyjnymi liniami korelacji sygnałów fali refrakcyjnej od danej granicy litologicznej. W zapisach rejestracyjnych



Ryc. 3. Przykład wydruku z miernika ABEM Terraloc, profil I
 Result of shallow refraction sounding by use ABEM Terraloc, Profile I

wyraźnie widać zanik energii (amplitudy) sygnału wraz ze wzrostem odległości od punktu wzbudzenia.

Dla każdej rejestracji po wykonaniu filtracji i wzmocnienia amplitud zapisu oznaczono czasy pierwszych wystąpień sygnałów fali prostej i refrakcyjnej. Rozkłady tych czasów w funkcji odległości wzdłuż linii rejestracji (tzw. hodografy) przedstawiono na wykresach (ryc. 4). W oparciu o uzyskane hodografy oszacowano prędkości V_0 w strefie przypowierzchniowej oraz wykreślono hodograf różnicowy $Q(x)$ i linię $to(x)$ odzwierciedlającą morfologię granicy refrakcyjnej. Na podstawie hodografu różnicowego $Q(x)$ obliczono prędkość graniczną V_g odwzorowującą prędkość w warstwie poniżej obserwowanej granicy. Następnie w oparciu o wyznaczone prędkości V_0 i linię $to(x)$ wykreślono przekrój głębokościowy odwzorowujący przebieg obserwowanej granicy i prędkości w war-



Ryc. 4. Hodografy oraz ich interpretacja geologiczna

$Q(x)$ – hodograf różnicowy, V_g – prędkość graniczna, V_o – prędkość w strefie powierzchniowej

Hodographs and their geological interpretation

$Q(x)$ – discriminate hodograph, V_g – limitary velocity, V_o – surficial velocity (first layer)

stwach poniżej i powyżej zaznaczonego horyzontu. Kształt hodografu wskazuje, że na omawianych profilach śledzimy przekrój dwuwarstwowy. Wzdłuż profilu I prędkość w pierwszej warstwie zmienia się w niewielkim zakresie i można uznać ją za stałą, a jej wartość wynosi około 900 m/s. W warstwie tej, wzdłuż profilu II, prędkość zmienia się od 590 do 760 m/s, a jako jej wartość średnią

można przyjąć 660 m/s. Prędkość w warstwie drugiej wynosi 2670 m/s wzdłuż profilu I, natomiast wzdłuż profilu II jest mniejsza i wynosi 2260 m/s. Granica pomiędzy tymi warstwami przebiega wzdłuż I profilu na głębokości około 8 m, równoległe do powierzchni terenu, natomiast wzdłuż profilu II wykazuje względem powierzchni terenu upad w kierunku wschodnim, a głębokość jej występowania zmienia się od około 8 m do około 19 m.

Jak wykazują badania geofizyczne przeprowadzone w Dolinie Rybiego Potoku (Baumgart-Kotarba i in. 1996), prędkość fali refrakcyjnej w granitowym podłożu zawiera się w przedziale 3300–3900 m/s i średnio wynosi 3500 m/s. Z kolei badania zlokalizowane w Dolinie Białej Wody poniżej Starej Roztoki wskazują jeszcze większe wartości prędkości fali podłużnej w podłożu granitowym osiągające wartości powyżej 4000 m/s. Przyjmując powyższe wartości prędkości jako charakterystyczne dla podłoża granitowego, należy stwierdzić, że wartości prędkości granicznej wyznaczone za „Niedźwiedziem” na Hrubym Piargu nie są związane z litą skałą granitową. Oznacza to, że na obu wykonanych sondowaniach nie „sięgnięto” do granitowego podłoża, czyli zarejestrowane sygnały fali refrakcyjnej nie powstały na granicy piarg–granit. Stwierdzone prędkości 2260 i 2670 m/s nie odpowiadają też prędkościom fali w piargu, czy też w drobnoziarnistej, zawodnionej zwietrzelinie. Prędkości te są natomiast zbliżone do wartości odpowiadającej prędkości fali w lodzie, tj. ok. 2500 m/s (Müller 1961). Można więc przypuszczać, że obserwowany horyzont jest stropem strefy przemarzniętej bądź też pogrążonego pod piargiem lodu – dotyczy to zwłaszcza profilu I. Brak obecności fali refrakcyjnej od granitowego podłoża można tłumaczyć w dwojaki sposób. Albo granica ta leży na dużej głębokości i przy zastosowanej geometrii rozstawu pomiarowego nie śledzimy jej, albo tłumienie przychodzących od niej sygnałów jest bardzo silne. Jeśli wziąć pod uwagę pierwszy wariant i przyjmując, że prędkość w granicy wynosi 3500 m/s, to przy wyznaczonych prędkościach $V_0 = 900$ m/s w pierwszej warstwie i $V_g = 2670$ m/s w warstwie drugiej z prostych zależności geometrycznych wynika, że miąższość warstwy drugiej wynosi przynajmniej 20–25 m.

INTERPRETACJA FIZYCZNOGEOGRAFICZNA UZYSKANYCH WYNIKÓW

Sondowania sejsmiczne prowadzone były przez różnych badaczy zarówno na lodzie lodowcowym, jak i na zmarzlinie. Istnieje zatem dość bogaty zasób informacji na temat prędkości fali sejsmicznej w różnego rodzaju materiale związanym z występowaniem lodu czy wody w gruncie. Haeberli (1985) i Vonder Mühl (1993), oprócz własnych wyników sondowań sejsmicznych, prezentują szereg zebranych informacji na ten temat. Z prac tych wynika, że w nie zamrożonej warstwie aktywnej, składającej się głównie z grubookruchowego materiału zwietrzelinowego, prędkość fali sejsmicznej waha się w granicach od 400 do 1300 m/s, wynosząc średnio około 600 m/s. Prędkość tej fali wzrasta wraz z głębokością, co spowodowane jest wzrostem zawartości drobnej zwietrzliny

w tym kierunku. W przypadku zawodnienia zwietrzeliny prędkość fali wzrasta do wartości pomiędzy 2000 a 2300 m/s (Haerberli 1985). Scott i inni (1979) podają, że prędkości zbliżone do uzyskanych przez autorów cechują także poddany zamrażaniu materiał drobnziarnisty – il, glinę, piasek. Prędkość fali wówczas wzrasta od kilkuset m/s do ponad 3000 m/s, gdy temperatura w takim ośrodku spada do około -10°C . Prędkości w drugiej warstwie w aktywnych lodowcach gruzowych zawierają się w przedziale pomiędzy 2600–4000 m/s, przy czym średnio wynoszą około 3500 m/s (Haerberli 1985; Vonder Mühl 1993).

Müller (1961) opracował model empiryczny dla określania zawartości lodu w materiale drobnoookruchowym w oparciu o prędkość fali sejsmicznej w mieszaninie kwarcowego piasku i lodu. Formuła ta wyraża się wzorem:

$$\frac{1}{V} \left[\frac{1}{\text{m}} \right] = \frac{\phi}{2500} + 1 - \frac{\phi}{6250},$$

gdzie 6250 m/s to wartość prędkości fali sejsmicznej dla kwarcu, 2500 m/s to prędkość fali sejsmicznej w lodzie, ϕ – zawartość lodu. W tym wzorze wartość prędkości fali w lodzie jest nieco niższa w porównaniu z wynikami osiąganymi w pracach terenowych. Scott i inni (1979) stwierdzają, że prędkość fali sejsmicznej maleje wraz ze wzrostem temperatury zmarzliny, a Vonder Mühl (1993) podaje wartość około 2200 m/s dla zmarzliny w temperaturze bliskiej 0°C . Prędkością graniczną dla zmarzliny jest 2000 m/s (Vonder Mühl 1993).

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Po przeanalizowaniu wszystkich informacji oraz zastosowaniu powyższego wzoru do uzyskanych wyników, można stwierdzić, że w badanym miejscu mamy prawdopodobnie do czynienia ze zmarzliną, choć prędkości fali sejsmicznej mieszczą się w dolnym przedziale z zakresu charakterystycznego dla zmarzliny. Trudno jest przypuszczać, że pod warstwą blokowiska znajduje się kilkudziesięciometrowej grubości warstwa bardzo drobnoookruchowej zwietrzeliny. Zatem w I profilu warstwa druga o prędkości 2670 m/s to zmarzlina, prawdopodobnie składa się ona w blisko 90% z lodu. Warstwa ta zalega na tej samej głębokości w stosunku do powierzchni piargu, podnosząc się wzdłuż całego I profilu zgodnie z nachyleniem stoku.

W profilu drugim prędkość 2260 m/s w drugiej warstwie także interpretowano jako zmarzlinę, lecz znajdującą się w temperaturze bliskiej 0°C , a więc prawdopodobnie podlegającej degradacji. Przebieg granicy pomiędzy zmarzliną a zwietrzeliną piargu jest inna niż w pierwszym profilu. W profilu drugim zmarzlina zalega niemalże horyzontalnie – zapada się niejako w głąb piargu, gdy poziomem odniesienia będzie jego powierzchnia. Taki przebieg granicy można interpretować dwojako. Jeżeli jest to lód nielodowcowy zmienność przebiegu granicy zmarzliny pomiędzy I i II profilem można łączyć ze zmiennością warun-

ków oświetlenia na tym piargu. Zmarzlina w profilu II otrzymuje zapewne zwiększoną ilość bezpośredniego promieniowania słonecznego, które nie pozwala na utrzymywanie się zmarzliny w takiej postaci, jak w profilu pierwszym. Jeżeli założymy, że tak wysoka zawartość lodu (90%) może pochodzić tylko z lodowca, przebieg granicy między zwietrzeliną a lodem będzie odbiciem rdzenia lodowcowego nawiązującego do topografii terenu, a przysypanego i konserwowanego pod 8–19-metrową holocenią zwietrzeliną. Za taką interpretacją przemawia także fakt, iż materiał zwietrzelinowy znajdujący się nieco poniżej, przy stoku Miedzianych wykazywał oznaki pełnienia, co tłumaczyć można jedynie obecnością lodu w tym materiale (lodowiec gruzowy).

Wcześniej przeprowadzono w tym obszarze badań pomiary BTS. Osiągnięte wyniki pozwalają stwierdzić dość dużą zmienność w temperaturze BTS w całej Dolinie Pięciu Stawów Polskich, w tym także za „Niedźwiedziem”: od około -5°C do powyżej -2°C . (Dobiński, w tym tomie). Warunki występowania zmarzliny poddane są zatem dużej lokalnej zmienności, a zmarzlina występuje w najbardziej dogodniejszych miejscach w pojedynczych płatach – w postaci zmarzliny nieciągłej. Jej prawdopodobna temperatura wskazuje, że być może przy brzegach tych płatów podlega ona degradacji.

PODZIĘKOWANIA. Autorzy serdecznie dziękują za cenne uwagi i krytyczne spojrzenie podczas pisania pracy Profesorom: Jackowi Jani, Adamowi Kotarbie, Marianowi Pulinie oraz Ryszardowi Ślusarczykowi. Praca ta finansowana była z grantu KBN nr 6PO4E01908.

LITERATURA

- Baumgart-Kotarba M., Dec J., Kotarba A., Ślusarczyk R., 1996, *Cechy geomorfologiczne i sedymentologiczne masy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Doliny Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych*, [w:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II*, Dok. Geogr. 4, s. 9–31.
- Dobiński W., 1996, *Problem występowania wyspowej zmarzliny w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i okolicy w świetle pomiarów temperatury u spodu zimowej pokrywy śnieżnej (BTS)*, Geogr. Studia et dissertationes T. 20, s. 15–22.
- 1998, *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej*, w tym tomie s. 35–58.
- Dobiński W., Gądek B., Żogała B., 1996, *Wyniki geoelektrycznych badań osadów czwartorzędowych w piętze alpejskim Tatr Wysokich*, Przegl. Geol. vol. 44, nr 3, s. 259–261.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1986, *Types of Fossil Rock Glaciers in the Polish Tatra Mts*, Bull. of the Polish Acad. of Sciences Earth Sciences vol. 34, nr 4, s. 409–418.
- Haerberli W., 1985, *Creep of mountain permafrost, Internal structure and flow of Alpine rock glaciers*, Mitteilungen der VAW/ETH, Nr. 77, Zurich, s. 142.
- Klimaszewski M., 1988, *Rzeźba Tatr Polskich*, PWN, Warszawa, s. 667.
- Jahn A., 1958, *Mikrorelief peryglacjalny Tatr i Babiej Góry*, Biul. Perygl. 6, s. 57–81.
- Müller G., 1961, *Geschwindigkeitsbestimmung elastischer Wellen in gefrorenen Gesteinen und die Anwendung akustischer Messungen auf Untersuchungen des Frostmantels in Gefrierschächten*, Geophys. Prospect. 9, s. 276–295.

Scott W. J., Sellman P. V., Hunter J. A., 1979, *Geophysics in the study of permafrost*, Third Inter. Conf. on Permafrost Proceedings, Vol 2, Edmonton, Canada. Nat. Res. Council of Canada, Ottawa, s. 93-111.

Vonder Mühl D., 1993, *Geophysikalische Untersuchungen im Permafrost des Oberengadins. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrol. u. Glaziol.* 122, s. 222.

SHALLOW REFRACTION SOUNDINGS ON HRUBY PIARG IN FIVE POLISH LAKES VALLEY IN THE TATRA MOUNTAINS

S u m m a r y

Geophysical seismic refraction survey have been undertaken in the High Tatra Mountains. The main aim of this research is to find evidences for permafrost existence in the area and to determine its characteristics. The results obtained indicate that discontinuous permafrost can occurs in different parts of Five Polish Lakes valley an an altitude above ca 1700 m a. s. l.

Translated by Adam Kotarba

Adres Autorów:

dr inż. Jerzy Dec
Pracownia Geofizyki Inżynierskiej
Zakład Geofizyki
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Akademia Górniczo-Hutnicza
al. Adama Mickiewicza 30
30-059 Kraków

dr Wojciech Dobiński
Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski
ul. Będzińska 60
41-200 Sosnowiec

**WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA**

Bibliografia Geografii Polskiej 1991, 1997, 290 s.

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Paćko, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –

WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS

1. Restructuring of economies and regional development, 1988, 156 s.
2. Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, 1988, 184 s.
3. The state, modes of production and world political map, 1989, 186 s.
4. Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topoclimatology, 1990, 226 s.
5. Agricultural classifications. A review of methodology, 1990, 69 s.
6. Global change regional research centres, 1990, 181 s.
7. The impact of urbanization upon rural areas, 1990, 272 s.
8. The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, 1990, 322 s.
9. Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, 1990, 322 s.
10. Evolution of population and economic activities in urban regions, 1990, 168 s.
11. Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, 1991, 123 s.
12. Restructuring and spatial strategy, 1991, 203 s.
13. Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, 1991, 215 s., zł 2, –
14. Sesja naukowa IGiPZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, 1991, 156 s., zł 2, –
15. Housing and urban policy in transition, 1992, 112 s., zł 2, –
16. Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, 1992, 158 s., zł 2, –
17. Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, 1993, 128 s., zł 2, –
18. Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18, 1991, 1993, 188 s., zł 3, –
19. Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9, 1992, 1994, 276 s., zł 15, –
20. Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, 1995, 124 s., zł 9, –
21. EURO–MAB IV. Mountain zonation facing global change, 1995, 176 s., zł 10, –/18, –
22. Polish eastern border. Past and present problems, 1995, 96 s., zł 8, –/14, –
23. Współczesne badania klimatologów polskich w kraju i za granicą / Recent Polish climatological investigations in Poland and abroad, 1995, 236 s., zł 16, –/24, –
24. Urban and regional issues in geographical research in Poland and Italy, 1995, 168 s., zł 10, –/18, –
25. Przemiany struktury przestrzennej obszarów wiejskich w strefach podmiejskich Polski i Rumunii. Materiały seminarium polsko-rumuńskiego, Warszawa 12–16 VI 1995, 1996, 116 s., zł 8, –/14, –

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
z ostatnich lat

1994

- 1-2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczno-krajobrazowe okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,-
 - 3-4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970–1988, 77 s., zł 10,-
 - 5-6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993, 138 s., 8 zał.
- SUPLEMENT (5–6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953–1993, 69 s., zł 10,-

1995

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,-
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie, 92 s., zł 5.20,-
3. A. GAWRYSZEWSKI – Mapy narodowościowe, wyznaniowe i językowe Polski wykonane przez autorów obcych. Bibliografia (lata 1846–1967), s. 102, zł 6,-

1996

4. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – II, s. 70, zł 6,-

1997

5. E. CZYŻOWSKA – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu boreału i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu, s. 74, zł 7,-
6. T. KALICKI (red.) – Badania ewolucji dolin rzecznych na Białorusi – I, s. 111, zł 10,-
7. A. GAWRYSZEWSKI – Przestrzenna ruchliwość ludności Polski. Bibliografia (lata 1896–1990), s. 160, zł 12,-
8. L. STARKEL (red.) – Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku), s. 108, zł 15,-

1998

9. M. BANACH – Dynamika brzegów dolnej Wisły, s. 76, zł 15,-
10. M. BŁASZKIEWICZ – Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie i wczesnym holocenie, s. 116, zł 18,-
11. L. STARKEL (red.) – Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew, s. 107, zł 15,-