

ZBIGNIEW ZWOLIŃSKI¹, WOJCIECH DOBIŃSKI²

¹*Institut Paleogeografii i Geoekologii
Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań*

²*Katedra Geomorfologii
Uniwersytet Śląski, Sosnowiec,
Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec
E-mail: zbzv@amu.edu.pl
dobin@ultra.cto.us.edu.pl*

RECESJA ŁADOŁODÓW I LODOWCÓW ORAZ DEGRADACJA WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

WPROWADZENIE

Regiony zimne obejmują te obszary powierzchni Ziemi, na których występują temperatury ujemne, śnieg i lód, zamrażanie i rozmarzanie podłoża, jak również organizmy przystosowane do życia w takich warunkach (HEWITT 2002). Badaniem tych obszarów zajmuje się kriologia, która najpełniej obejmuje wszelkie zagadnienia związane z regionami polarnymi. Greckie słowo κρύσταλλ(ιν)ος (kry-stall(in)os), oznaczające lód, zamrażanie, pochodzi od słowa κρύος (kryos), które oznacza chłód, zimno, mróz. Kriologia¹ jest zatem dyscypliną, która zajmuje się badaniem wszystkich rodzajów lodu występującego w przyrodzie, ale również wszystkiego tego, co ogólnie nazwać można chłodem lub zimnem, a co występuje nie tylko w litosferze, atmosferze i hydrosferze. W naukach o Ziemi zazwyczaj przyjmuje się 0°C jako temperaturę graniczną pomiędzy „zimnem” a „ciepłem”. Ustalenie granicy na izotermie 0°C jest zatem niezbędne, ale warto dodać, że temperatura poniżej 0°C nie zawsze przesądza o powstaniu czy obecności lodu w geosferze. Komponentami kriosfery są: pokrywa śnieżna, lód morski, lądolody, lodowce szelfowe, lodowce i kopuły

lodowe, wieloletnia zmarzlina oraz lód rzeczny i jeziorny. Celem niniejszego opracowania jest przybliżenie problematyki zaniku lodowców i zmarzliny jako efektów obserwowanych zmian klimatu, zmierzających przede wszystkim do ocieplenia w strefach polarnych.

Udział Polaków w badaniach kriosfery i regionów polarnych jest znaczący, a dorobek zajmuje ważne miejsce w literaturze światowej, aby wspomnieć zaledwie naukowy udział H. Arctowskiego (jako kierownika naukowego) i B. Dobrowolskiego w pierwszym zimowaniu na wodach antarktycznych na statku Belgica w latach 1897–1898, wprowadzenie terminu „peryglacjalny” przez ŁOZIŃSKIEGO (1909, 1912), opublikowanie wciąż aktualnego dzieła „Historia naturalna lodu” przez DOBROWOLSKIEGO (1923), badania spitsbergeńskie w okresie międzywojennym (SIEDLECKI 1935, RÓŻYCKI 1959, KLIMASZEWSKI 1960) i kontynuowane do dzisiaj przez kilka ośrodków krajowych (KOSTRZEWSKI i ZWOLIŃSKI 2003, KOSTRZEWSKI i współaut. 2004) oraz ekspedycje i badania subantarktyczne (RAKUSA-SUSZCZEWSKI 2005), wydanie opracowań zwartych „Zagadnienia strefy peryglacjalnej”

¹Kriologia jest również określana jako geokriologia dla podkreślenia interakcji pomiędzy lodowcami i wieloletnią zmarzliną (WASHBURN 1979, HARRIS i MURTON 2005).

JAHNA (1975), „Glacjologia” i „Zrozumieć lodowce” autorstwa JANI (1988, 1993, 1996, 1997) i wreszcie ukazywanie się dwóch czasopism o uznaniu światowym: Biuletynu Peryglacjalnego oraz Polish Polar Research.

Wagę tych dokonań podkreśla także działalność Komitetu Badań Polarnych w łonie Polskiej Akademii Nauk i udział Polski w IV Międzynarodowym Roku Polarnym 2007–2009.

WYSTĘPOWANIE KRIOSFERY

Lód w postaci różnych typów lodowców i łądolodów jest najpowszechniejszym przedmiotem badań kriologii. Prowadzone od lat 70. XX w. obserwacje monitoringowe kilkuset lodowców na świecie (WGMS 2008) wskazują wyraźnie nie tylko na spadek zarówno powierzchni, jak i objętości lodowców, ale także ich zanikanie zarówno na obszarach okołobiegunowych, jak i wysokogórskich. Najnowsze dane o powierzchni i objętości lodowców na świecie zawiera Tabela 1. Szacuje się, że na świecie występuje ponad 100 000 lodowców, z czego ok. 60% znajduje się na kontynencie azjatyckim, głównie na Syberii, w Himalajach i na Dalekim Wschodzie (NSIDC 2008a).

Wieloletnią zmarzliną określa się stale, a przynajmniej przez dwa lata, przemarznięty grunt (permafrost wg Międzynarodowej Asocjacji Zmarzlinoznawstwa – International Permafrost Association) (IPA 1998). Ze względu na lokalizację zmarzliny na kuli ziemskiej rozróżnia się zmarzlinę polarną i górską. W klimacie bardzo zimnym, okołobiegunowym, występowanie zmarzliny ma charakter ciągły i może sięgać do głębokości 600 m w północnej Kanadzie, a nawet do 1500 m w północnej Syberii (BROWN 1970, LEWKOWICZ 1988). Na półkuli północnej w kierunku południowym głębokość jej zalegania zmniejsza się i mogą się pojawić miejsca, gdzie wcale

nie występuje – wówczas ma ona charakter nieciągły. Jeszcze dalej na południe jej występowanie przybiera charakter sporadyczny. Wszędzie tam, gdzie średnia roczna temperatura powietrza jest ujemna ($<0^{\circ}\text{C}$) istnieją przynajmniej potencjalne warunki dla występowania zmarzliny. Degradacja czyli zanikanie wieloletniej zmarzliny może być niekiedy tożsame z wytapianiem się lodu podziemnego. Wówczas na powierzchni ziemi pojawiają się charakterystyczne zagłębienia, jeziora, powstają nierówności, które ogólnie nazywamy formami termokrasowymi. Jednak gdy w przemrożonym gruncie znajdują się znaczne ilości lodu podziemnego, to wówczas na skutek jego wytapiania na powierzchni ziemi jest skała lita, krystaliczna (np. granitowy trzon Tatr) czy skała osadowa, to wówczas występującą zmarzlinę nazywa się suchą, ponieważ nie zawiera ona lodu, a jej występowanie identyfikowane jest jedynie poprzez ujemną temperaturę.

Najprostszym wyznaczeniem występowania obszarów polarnych jest przyjęcie przebiegu kół podbiegunowych na szerokości geograficznej $66^{\circ}33'$, odpowiednio północnej i południowej. Można przyjąć w generalnym zarysie, że podobnie do rozprzestrzenienia wieloletniej zmarzliny na półkuli północnej (SMITH i RISEBOROUGH 2002), kriosfera reprezentowana jest przez obszary od sezonowo

Tabela. 1. Globalny rozdział pokryw lodowcowych (wg IPCC 2007).

Element kriosfery	Powierzchnia [mln km ²]	Objętość lodu [mln km ³]	Możliwe podniesienie poziomu wszechoceanu [m]
Lodowce i kopuły lodowe			
Najmniejsze oszacowanie	0,51	0,05	0,15
Największe oszacowanie	0,54	0,13	0,37
Lodowce szelfowe	1,50	0,70	~0
Łądolody			
Grenlandia	1,70	2,90	7,3
Antarktyka	12,3	24,7	56,6

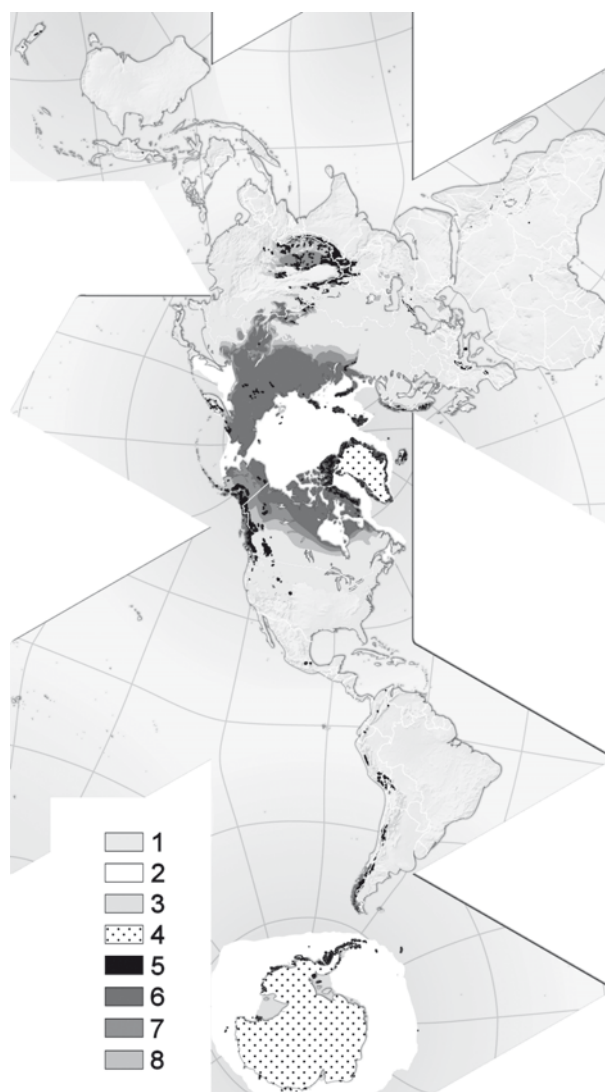
zamarzniętego gruntu szerokości umiarkowanych na południu (HAEBERLI i współaut. 1993) do rozległych obszarów stale zamarzniętego gruntu na dalekiej północy, przy czym wyraźnie należy podkreślić, że grunt ten wchodzi w interakcję z lodem i lodowcami (ETZELMULLER i HAGEN 2005). Wiele badań dokumentuje, że obszary o cechach kriosfery występują również w niższych szerokościach geograficznych i w górach wysokich. Obecnie istnieje kilka różnych kryteriów delimitacji obszarów kriosfery i są one zmienne w miarę jak nauka poznaje naturę ich funkcjonowania (Ryc. 1). Niezależnie od tego można przyjąć, że pokrywy lodowcowe na powierzchni Ziemi zajmują 16 mln km², z tego na lądolód Antarktydy przypada 12,3 mln km², Grenlandii – 1,7 mln km², lodowce szelfowe – 1,5 mln km² i pozostałe lodowce – ponad 0,5 mln km² (IPCC 2007). Zmarzlina na półkuli północnej obejmuje 22,8 mln km², a obszary z sezonową pokrywą śnieżną mogą zajmować od 1,9 do 45,2 mln km² (IPCC 2007). Obecnie stały lód lodowcowy pokrywa ok. 10% obszarów lądowych kuli ziemskiej (z niewielkim odsetkiem występującym poza Antarktyką i Grenlandią) oraz ok. 7% wszechoceanu, natomiast pokrywa śnieżna może występować na półkuli północnej nawet do 49%.

ZASIĘG ARKTYKI

Za najczęściej przyjmowaną granicę Arktyki przyjmuje się albo północną granicę występowania lasów borealnych albo nieco częściej przebieg izotermy 10°C w lipcu (ACIA 2004). Niezależnie od przyjmowanych kryteriów wyznaczania przebiegu granicy Arktyki (KOSTRZEWSKI i współaut. 2007, ZWOLIŃSKI i współaut. 2008) można stwierdzić, że zmiany południowego jej przebiegu są zdecydowanie największe od czasów zakończenia Małej Epoki Lodowej w drugiej połowie XIX w. (HALSEY i współaut. 1995, LABERGE i PAYETTE 1995, OSTERKAMP i ROMANOVSKY 1999). Jakkolwiek zmiany te mają charakter regionalny, to jednak rzutują na całościowe rozprzestrzenienie północnej strefy polarnej (BURGESS i współaut. 2001; OSTERKAMP i ROMANOVSKY 1999; ROMANOVSKY 2006).

Zmiany zasięgu granic Arktyki powodują przesuwanie jej w kierunku północnym, równocześnie zmniejszając jej powierzchnię. Znaczące kurczenie się Arktyki silnie oddziałuje na takie obszary jak: Alaska, dorzecze Mackenzie, południowe archipelagi Arktyki Kanadyjskiej, Grenlandię, północną Europę wraz z Nizinami

Dżwiny i Peczorską, Syberię oraz wyspy subarktyczne, w tym Spitsbergen. Nieco wolniejsze tempo tych zmian odnotowywane jest na obszarze Yukonu, wschodniej Arktyki Kanadyjskiej, Wysokiej Arktyce Kanadyjskiej, północnej Norwegii, na Półwyspie Kola i w północnych regionach Syberii Zachodniej i wschodnich krańcach Syberii Wschodniej. Efektem tych przesunięć jest przemieszczanie się północnej granicy lasów borealnych, które ekspandują na skutek m.in. ocieplenia klimatu, wzrostu miąższości warstwy czynnej zmarzliny, zwiększonego parowania, zaniku obszarów podmokłych itp. Przygotowywane scenariusze trendów klimatycznych (IPCC 2007) przewidują przesunięcie tej granicy lasów o setki kilometrów w



Ryc. 1. Rozmieszczenie kriosfery na kuli ziemskiej (wg UNEP/GRID-Arendal, 2007).

1 – pokrywa śnieżna, 2 – lód morski, 3 – lodowce szelfowe, 4 – lądolody, 5 – lodowce i kopuły lodowe, 6 – zmarzlina ciągła, 7 – zmarzlina nieciągła, 8 – zmarzlina sporadyczna

kierunku północnym, co powoduje na wielkie zmiany w funkcjonowaniu wielu geosystemów wysokich szerokości geograficznych, obejmujących tysiące, a może nawet miliony kilometrów kwadratowych.

Szczególne znaczenie w Arktyce przypisywane jest Grenlandii (60–80° N) z uwagi na bardzo szybkie topnienie jej lądolodu w okresie ok. 20 ostatnich lat. Lądolód ten ma średnią miąższość 1600 m, z dwoma kulminacjami: północną o wysokości 3200 m n.p.m. i południową – 2850 m n.p.m. Powierzchnia jego wynosi 1,7 mln km², a objętość – 3 mln km³, która stanowi ekwiwalent 7 m podniesienia się poziomu wszechoceanu. Lód lodowcowy spływa na wybrzeża Grenlandii wieloma lodowcami wypustowymi, które współcześnie podlegają silnej recesji.

ZASIĘG ANTARKTYKI

Nieco prościej wygląda wyznaczenie granicy obszarów polarnych na półkuli południowej, gdyż w całości przebiega ona na obszarze akwenów morskich wód subantarktycznych (Ryc. 1). Utożsamiana ona jest przez tzw. linię/strefę Konwergencji Antarktycznej, która rozdziela chłodniejsze, nieco słodsze i o mniejszej gęstości wody wokółantarktyczne od wód południowych akwenów trzech oceanów: cieplejszych, bardziej zasolonych i o większej gęstości. Jednakże i ta granica podlega, jakkolwiek powolnym i sezonowym wahaniom na skutek zmian parametrów fizykochemicznych wód oceanicznych, wynikających m.in. z cyrkulacji termo-halinowej. W obrębie Antarktyki wydziela się kontynent Antarktydy oraz wyspy subantarktyczne, z których część w bliskim sąsiedztwie Półwyspu Antarktycznego nazywa się także Antarktyką Morską. Na tym właśnie obszarze obserwuje się współcześnie najbardziej dynamiczne zmiany w pokrywach lodowo-śnieżnych na świecie.

Lądolód Antarktydy ma powierzchnię blisko 13 mln km² i zawiera niespełna 25 mln km³ lodu, co odpowiada ponad 50-metrowemu słupowi wody w oceanie światowym. Dzieli się on na dwie części: wschodnią, większą i chłodniejszą, oraz zachodnią, mniejszą

(2,2 km²) i cieplejszą, zalegającą maksymalnie na głębokości ok. 2500 m p.p.m. Charakterystyczną jego cechą jest występowanie strumieni lodowcowych o rozmiarach dochodzących do 50 km szerokości, 2000 m miąższości i o długości do kilkuset kilometrów. Poruszają się one z prędkością do 1000 m na rok (m a⁻¹). Innym ważnym elementem lądolodu antarktycznego są lodowce szelfowe o wielkości do 0,5 mln km² (Amery'ego, Larsena, Rossa, Ronne-Filchnera, itd.), które mogą się przemieszczać z prędkością nawet do 3 km rocznie.

ZASIĘG WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

Badania zmarzliny koncentrują się na półkuli północnej, gdyż na niej właśnie występują największe jej powierzchnie na wszystkich kontynentach, sięgając np. w Azji po Mongolię, a nawet Tybet. Zmarzlina obejmuje 22,79·10⁶ km² powierzchni tej półkuli (ZHANG i współaut. 2008). Jedynie niewielka część Ameryki Południowej sięga poniżej 50° szerokości geograficznej południowej i, poza Antarktydą na półkuli południowej, nie istnieją warunki dla rozwoju zmarzliny polarnej. Oprócz zmarzliny polarnej, występującej do wysokości 500 m n.p.m. (ok. 62%), w wielu miejscach na całej kuli ziemskiej występuje lokalnie wieloletnia zmarzlina górską, szczególnie w górach najwyższych, np. Himalaje, Andy, Alpy itp. (Ryc. 1). Cechą występowania zmarzliny w górach jest jej bardzo duże zróżnicowanie przestrzenne, jak i typologiczne (RĄCZKOWSKA 2007). Z punktu widzenia rejestrowanego obecnie ocieplenia szczególne znaczenie ma wieloletnia zmarzlina zawierająca lód, choć przy wielkim areale zmarzliny zawiera ona tego lodu stosunkowo niewiele. Szacunki oparte na metodyce IPA określają objętość lodu gruntowego na półkuli północnej w przedziale 5,63–15,12·10³ km³, co stanowi ekwiwalent około 2–4 cm wody w oceanie światowym. W porównaniu z objętością lodowców i lądolodów (28,4·10⁶ km³) nie jest to dużo. Jednak degradacja lodu podziemnego poprzez wytapianie powoduje istotne zmiany w środowisku geograficznym i pociąga za sobą wiele konsekwencji.

RECESJA ŁĄDOLODÓW I LODOWCÓW

Do najważniejszych czynników i procesów wpływających na recesję lądolodów, lodowców należy zaliczyć:

– telekoneksje pomiędzy cyrkulacją oceaniczną (termohalinową i układami prądów morskich) a cyrkulacją atmosferyczną;

– powszechne, aczkolwiek zróżnicowane przestrzennie, dodatnie anomalie termiczne i opadowe na świecie;

– wzrastającą rolę albedo na coraz szerzej odsłanianych spod lodu powierzchniach lądowych i morskich, generując ocieplenia w skali lokalnej;

– szybsze i dłuższe przemieszczanie strumienia ciepła w gruncie i zmarzlinie.

Wszystkie te czynniki i procesy są ściśle powiązane z przejawami globalnego ocieplenia na świecie. Lód lodowcowy znajdujący się na powierzchni Ziemi jest jednym z najczulszych geoindykatorów zmian klimatycznych zachodzących w geosferze. Aby lądolody i lodowce w strefie polarnej mogły zareagować na globalne ocieplenie klimatu, potrzebna jest bardzo duża ilość ciepła, która jest w stanie doprowadzić do przemiany fazowej lodu lodowcowego od stanu stałego do postaci ciecży. Jeśli energia cieplna, pochodząca z promieniowania słonecznego, jest dostarczana do obszarów polarnych i subpolarnych w dużych ilościach (a tak się dzieje po powstaniu dziury ozonowej) i przez długie okresy (rzędu kilkunastu-kilkudziesięciu lat), to reakcje systemów lodowcowych są obserwowalne i mierzalne z pewną inercją. Ocenia się, że dla obszarów Antarktyki Morskiej może to być ok. 25 lat, bowiem po odnotowanym wzroście temperatury powietrza w latach 50–60. XX stulecia lodowce na Wyspie Króla Jerzego zaczęły podlegać wyraźnej recesji w latach 70–80 (Ryc. 2). Oprócz



Ryc. 2. Czolo Lodowca Windy, Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe (Fot. Zb. Zwoliński, 2007).

Na zdjęciu pozycja czola lodowca w styczniu 2007 oraz odtworzona wysokość i zasięg lodowca (linia kropkowana) w roku 1979.



Ryc. 3. Stożki ablacyjne – świadectwo szybkiej recesji lodowca, Hornbreen, Hornsund, Spitsbergen, Svalbard (Fot. Zb. Zwoliński, 2003).

Jeden z najszybciej cofających się lodowców spitsbergeńskich zarówno na lądzie jak i na morzu.

cyklu ćwierćwiecznego występują też cykle krótsze, kilkuletnie, najprawdopodobniej związane z zjawiskiem El-Nino (SCHNEIDER i STEIG 2008, ZWOLIŃSKI 2007a).

Inną charakterystyczną cechą dla recesji lądolodów i lodowców jest zróżnicowane tempo cofania się ich czoł w zależności od lokalizacji. Lądolody i lodowce kończące się na lądzie wykazują zazwyczaj niższe tempo recesji aniżeli te, które kończą się w wodach morskich (Ryc. 3). Dzieje się tak za sprawą wzmocnionego oddziaływania energii cieplnej na masy lodowcowe „ogrzewane” od góry i z boków przez ciepłe powietrze oraz od dołu i z boków przez ciepłe wody morskie, w przeciwieństwie do mas lodowcowych na lądzie, które są „ogrzewane” tylko przez powietrze, a od dołu są „schładzane” przez przemarzniete podłoże. Na to nakładają się anomalie pogodowe (termiczne i opadowe) o charakterze lokalnym, regionalnym i globalnym, które wraz z właściwościami podłoża mogą niekiedy bardzo silnie oddziaływać na przebieg recesji pojedynczych lodowców.

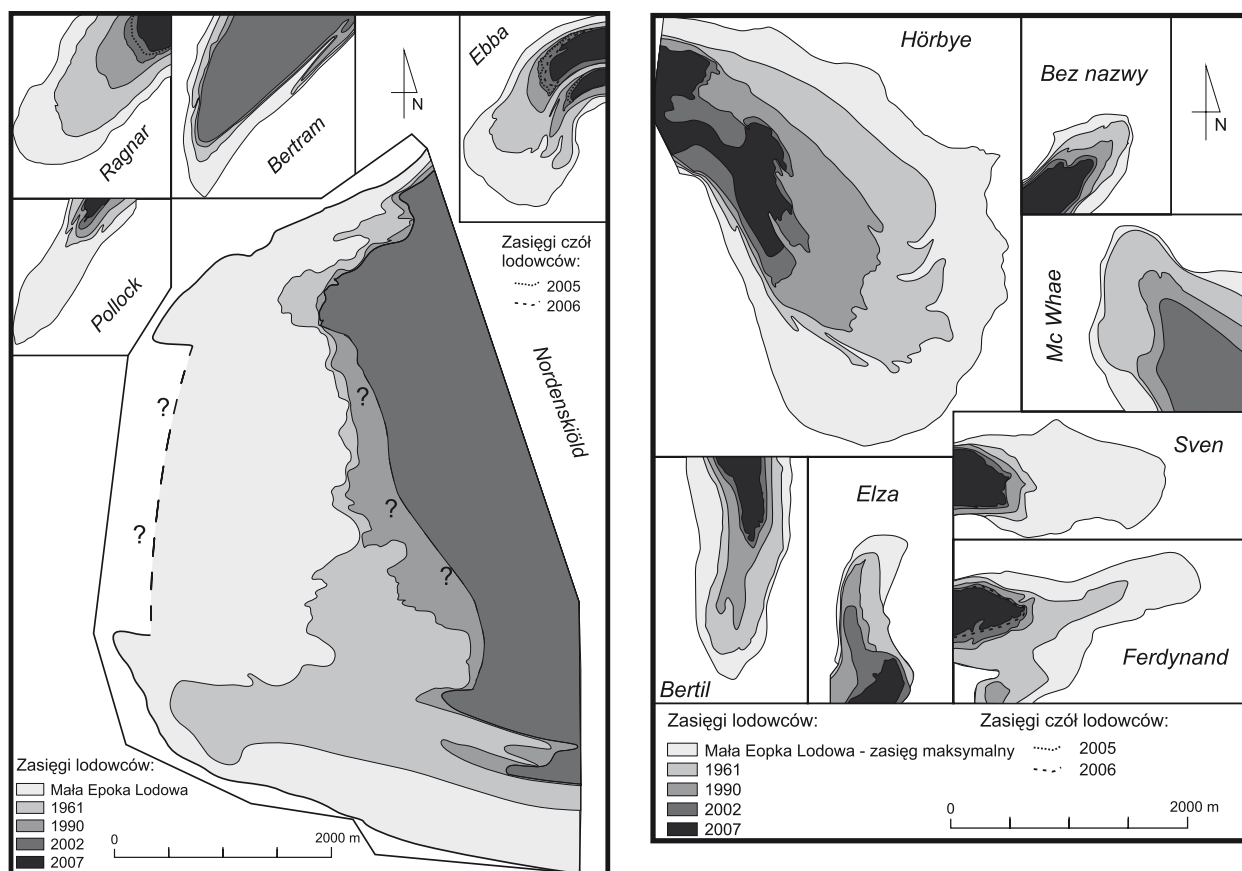
ARKTYKA

W ostatnich latach obserwuje się wyjątkowo intensywne cilenie się lodowców wypustowych Grenlandii, których jezory pływają na wodach mórz Baffina i Grenlandzkiego. Zatem dzieje się tak zarówno po zachodniej (np. lodowiec Jacobshavn płynie z wieloletnią prędkością średnią ok. 3 km a⁻¹) jak i wschodniej stronie wyspy (np. dla lodowca

Helheim nastąpił wzrost pływnięcia lodu z 8 km a⁻¹ w 2002 r. do 11 km a⁻¹ w 2005 r.). Przyspieszone tempo cienia się lodowców na Grenlandii jest efektem cieplejszych temperatur powietrza i wód morskich, wysokiego średniego tempa akumulacji śniegu oraz zwiększającej się ilości szczelin na przejściu pomiędzy lądem a morzem (NSIDC 2008b). Wytwarza się wówczas charakterystyczny układ hydrolodowcowy, którym odpływają wody roztopowe zarówno po powierzchni lodowców, jak i w jego jeziorze i podłożu. Na skutek zaniku czół lodowców, a tym samym zaniku podparcia mas lodowych z łądolodu grenlandzkiego, coraz większe ilości lodu są dostarczane w partie brzeżne łądolodu i do wód morskich. Miąższość łądolodu w strefach brzeżnych zmniejszyła się o 70 m w ciągu zaledwie 5 lat, a powierzchnia podlegająca corocznym roztopom (ok. 700 000 km²) powiększyła się o 16% w latach 1972–2002, sięgając do wysokości ponad 2000 m n.p.m. (STEFFEN i HUFF 2008, HANNA i współaut. 2007). Akceleracja tych zjawisk jest szczegól-

nie dobrze widoczna od 1995 r., kiedy roczny ubytek masy lodowej zaczął przekraczać 100 km³ a⁻¹ (HANNA i współaut. 2007). W bilansie mas łądolód grenlandzki traci o 20% więcej lodu lodowcowego niż otrzymuje opadów śnieżnych.

W Arktyce, podobnie jak na Antarktydzie, występują również lodowce szelfowe, podlegające intensywnemu zanikowi. Największy arktyczny lodowiec szelfowy Ward Hunt, występujący na północnych krańcach wyspy Ellesmere w Arktyce Kanadyjskiej, rozdzielił się na dwie duże części we wrześniu 2003 r., a więc w roku, w którym okres lata jest uznawany za najcieplejszy w Arktyce (HANNA i współaut. 2008). Proces rozpadu jest kontynuowany i na wiosnę 2008 r. lodowiec ten rozpadł się na trzy kolejne duże bloki (TU 2008). Obserwacja ta potwierdza szybszy wzrost średniej temperatury powietrza w Arktyce aniżeli temperatury globalnej, o czym przekonuje także coraz szybciej rozpadająca się pokrywa lodu morskiego na Oceanie Lodowatym (CHAPMAN 2008, UCB 2008).



Ryc. 4. Wieloletnie zasięgi lodowców otoczenia Petuniabukta, Spitsbergen Środkowy, Svalbard od okresu Małej Epoki Lodowej po rok 2007.

Ryciny zestawiono w oparciu dane pochodzące od różnych osób, ale głównie na podstawie danych RACHLEWICZA i współaut. (2007).

Na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu uczeni z polskich ośrodków geograficznych monitorują recesję wielu lodowców. Średnie zmiany wysokości powierzchni Lodowca Hansa, obliczone z bilansu masy, wskazują na zmniejszanie się jego grubości w tempie 40 cm a^{-1} , a dodając do tego ubytek masy związany z cieniem i parowaniem można oszacować, że jego grubość zmniejszała się w ciągu ostatnich kilku lat o $0,5 \text{ m a}^{-1}$ (GŁOWACKI 2007). Jednym z szybciej cofających się lodowców jest Hornbreen usytuowany na wschodnim krańcu fiordu Hornsund. Według ocen JANI (1999) w całym XX w. lodowiec ten cofał się w tempie ok. 120 m a^{-1} , powiększając nie tylko powierzchnię obszarów lądowych, ale także powierzchnię fiordu (Ryc. 3). Nieco wolniej, bo w tempie ok. 20 m a^{-1} , cofa się Lodowiec Aavatsmark (GRZEŚ i współaut. 2007), który pozostawia moreny subakwalne na przedpolu cieśniny Forlandsundet oznaczone wiekowo od okresu Małej Epoki Lodowej. Czoła lodowców otoczenia Kaffiøry (Waldemara, Ireny, Elizy, Evinida, Andreasa, Oliviera) w ciągu XX w. cofnęły się o 678–1650 m, co daje zróżnicowane tempo od 10 do 16 m a^{-1} dla lat 1936–1966, od 6,5 do 27 m a^{-1} dla lat 1966–1989 oraz od 5,5 do $31,8 \text{ m a}^{-1}$ dla lat 1989–2000 (LANKAUF 2004). Dla okolic fiordu Bellsund średnie tempa okresowe cofania się Lodowca Renarda wahają się od 33 do 50 m a^{-1} dla lat 1936–1960, od 15 do 24 m a^{-1} dla lat 1960–1990 oraz 21 m a^{-1} dla lat 1990–2006 (REDER i ZAGÓRSKI 2007a), natomiast Lodowca Scotta – od 1,8 do 5 m a^{-1} dla lat 1936–1960, od 6–7 do 15 m a^{-1} dla lat 1960–1987 oraz od 9,3 do 23 m a^{-1} dla lat 1987–1990 oraz od 14,6 do 28 m a^{-1} dla lat 1990–2006 (REDER i ZAGÓRSKI 2007b).

Lodowce północnego otoczenia Billefjorden – wokół Zatoki Petunia w Środkowym Spitsbergenie (Bertilbreen, Bertrambreen, Ebbabreen, Elsabreen, Ferdinandbreen, Hørbyebreen, Mc Whaebreen, Nordenskiöldbreen, Pollockbreen, Ragnarbreen, Svenbreen, lodowiec bez nazwy) wykazują recesję od końca Małej Epoki Lodowej (RACHLEWICZ i współaut. 2007). Najszybszym tempem recesji odznacza się Nordenskiöldbreen (średnio 35 m a^{-1}), kończący się w wodach fiordu (Ryc. 4a). Pozostałe lodowce kończące się na lądzie cechują się tempem recesji rzędu 5– 15 m a^{-1} . Łącznie zostało odsłoniętych spod lodu ok. 25 km^2 nowych obszarów pod względem morfologicznym. Lodowiec Ragnar w XX w. cofał się ze zmiennym, ale stale wzrastającym tempem: w latach 1900–1960 o ok. 7 m a^{-1} ,

1961–1989 o ok. 21 m a^{-1} , 1990–2000 o ok. 35 m a^{-1} . Podobne tendencje można obserwować na pozostałych lodowcach otoczenia Zatoki Petunia (Ryc. 4b).

Podobny przebieg procesów recesji lodowców można podawać dla wielu miejsc w Arktyce, jak np. na Alasce, w stanie British Columbia czy Arktyce Kanadyjskiej. Nawet dla większości obszarów wysokogórskich mechanizmy recesji są zbieżne z opisanymi powyżej. Niewiele jest jednak miejsc na Ziemi, gdzie można obserwować awanse lodowców. Takie pojedyncze zjawiska zazwyczaj występują na obszarach wysokogórskich, np. w Górach Skandynawskich czy wielu pasmach górskich Azji Północno-Wschodniej. Innym występującym zjawiskiem związanym również z anomaliami klimatycznymi są szarże lodowców, które jednak postrzegane w dłuższej skali czasowej mogą być zapowiedzią późniejszych przyspieszonych procesów recesji.

ANTARKTYKA

Przez wiele ostatnich lat przyjmowano, że lądolód antarktyczny jest jeśli nie w stanie ustawicznego rozrostu, to co najmniej w stanie równowagi. To spostrzeżenie pozostaje obecnie aktualne wyłącznie do obszaru Antarktydy Wschodniej, bowiem Antarktyda Zachodnia wraz z Półwyspem Antarktycznym i wyspami subantarktycznymi podlega współcześnie bardzo silnemu oddziaływaniu ocieplenia klimatu (ok. 1°C na 10 lat) (VAUGHAN i DOAKE 1996, LUCCHITTA i ROSANOVA 1998, ROTT i współaut. 1998, SKVARCA i współaut. 1998), którego widocznym efektem jest rosnąca recesja lodowców (MONAGHAN i współaut. 2008). Jednymi z najbardziej spektakularnych przykładów lodowców będących w recesji, a skrajnie doprowadzających do ich zaniku, są lodowce szelfowe Półwyspu Antarktycznego (Ryc. 5): Larsena [w latach 1995–2006 zmniejszył swoją powierzchnię o 6950 km^2 , z czego 3250 km^2 w okresie pomiędzy 31 stycznia a 7 marca 2002 (NARANJO 2007)], Wordie [RIGNOT i współaut. (2005) zaobserwowali, że w latach 1995–2004 odpływ lodu ($6,8 \pm 0,3 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$) był znacznie większy niż akumulacja śniegu ($3,7 \pm 0,8 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$), co spowodowało zmniejszenie miąższości pokrywy lodu szelfowego o 2 m a^{-1} oraz 50% szybsze płynięcie lodu] czy Wilkinsa [w 1998 r. zmniejszył się o 1000 km^2 , a 28 lutego 2008 odłamała się góra lodowa o długości 41 km i szerokości 2,5 km niszcząc łącznie 570 km^2 lodowca

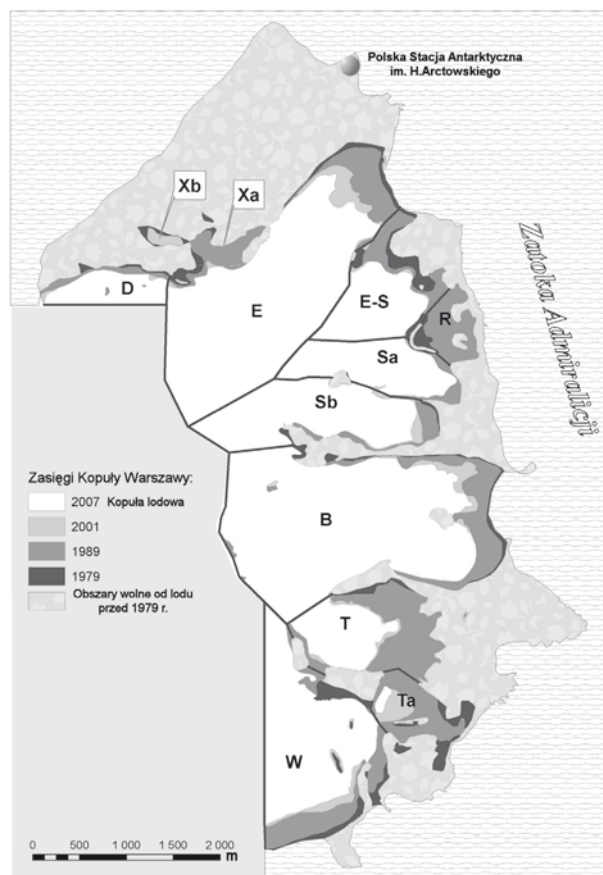


Ryc. 5. Recesja bezimiennego lodowca szelfowego, Półwysp Antarktyczny (Fot. Zb. Zwoliński 2007).

(BAS 2008)]. Lodowce szelfowe ulegają szybkiemu rozpadowi na dużą skalę z powodu infiltracji wody w szczeliny lodowcowe z jeziorzek występujących na powierzchni lodowców na skutek wytapiania się pokrywy śnieżnej i lodowcowej (SCAMBOS i współaut. 2003). Mechanizm ich rozpadu wspomagany jest także przez dodatnie sprzężenie zwrotne, gdyż odłamywane fragmenty lodowców szelfowych powodują zanik podparcia wyżej leżących mas lodowcowych i powstaje wówczas przyspieszone sływanie lodu lodowcowego w części lądowej (np. lodowiec Lamber do 1200 m a^{-1} , zasilający lodowiec szelfowy Amery w Antaktydzie Wschodniej), generując w ten sposób coraz szybsze ich zanikanie. Według COOKA i współaut. (2005) 87% lodowców na Półwyspie Antarktycznym jest w trakcie recesji.

Równie dynamiczną recesję lodowców obserwuje się na wyspach Antarktyki Morskiej (Ryc. 6). Aktualne zarysowujące się tendencje zachowań lodowców w otoczeniu Zatoki Admiralicji na Wyspie Króla Jerzego w Szetlandach Południowych można sprowadzić do następujących prawidłowości (ZWOLIŃSKI 2007a):

- 1) najwyższe wieloletnie tempa recesji wykazują lodowce największe powierzchniowo;
- 2) najwyższe tempa recesji nie są stowarzyszone z wysokościami zalegania lodowców, lecz z czynnikami klimatycznymi;
- 3) lodowce kończące się na lądzie podlegają wolniejszym procesom recesji (średnio $6,5 \text{ m a}^{-1}$) aniżeli lodowce kończące się w wodach zatoki (średnio $16,0 \text{ m a}^{-1}$), co należy wiązać ze wspomaganie abrazji termicznej w roz-



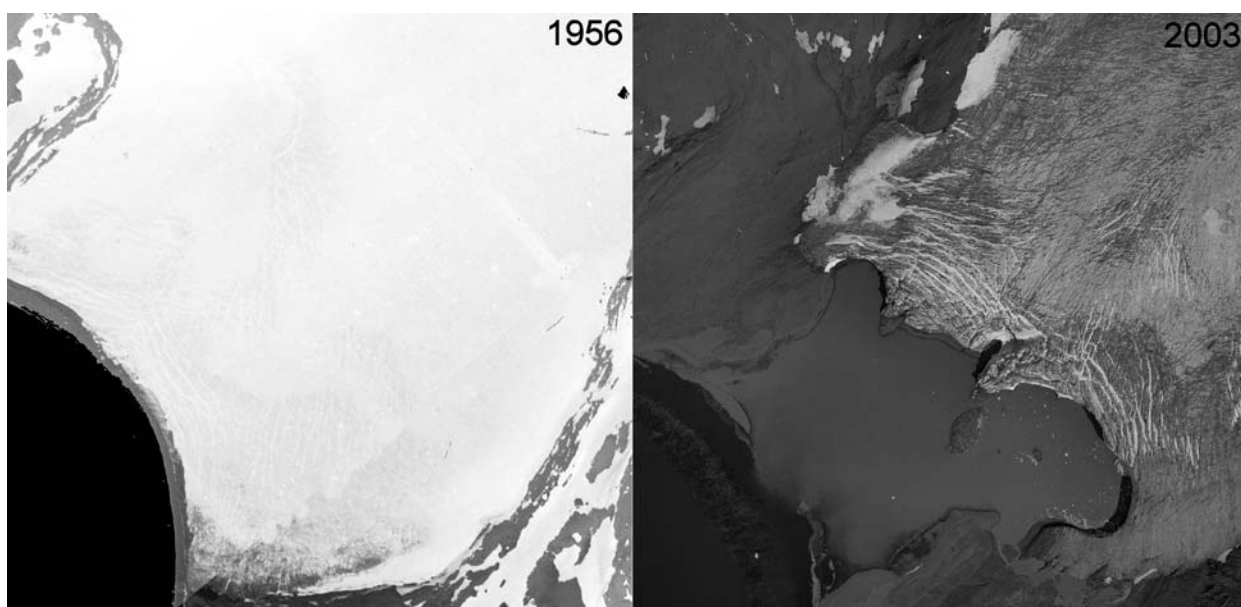
Ryc. 6. Wieloletnie zasięgi lodowców na zachodnim wybrzeżu Zatoki Admiralicji, Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe. Rycinę zestawił R. Pudełko.

Objaśnienia lodowców: D – Lodospad Dery, Xa – Lodowiec Wróbel, Xb – Lodowiec Wróbel-Włoski, E – Lodowiec Ekologii, E-S – Strefa lodowcowa Ekologia-Sphinx, R – Strefa Pagórków Ratowników, Sa – Lodowiec Sphinx, Sb – Lodowiec Sphinx-Czajkowski, B – Lodowiec Baranowskiego, T – Lodowiec Tower, Ta – Lodowiec Thawing, W – Lodowiec Windy.

tapieniu czoł lodowcowych uchodzących do wód morskich;

4) można sugerować występowanie czterech okresów recesyjnych lodowców w II połowie XX w.:

- a) okres 1 – od początku lat 50. do końca lat 70. tempo recesji wynosiło średnio ok. $8-10 \text{ m a}^{-1}$, przy równoczesnych częstych awansach lodowców szczególnie tych, które kończą się w wodach zatoki;
- b) okres 2 – lata 80., charakteryzujące się wzrostem tempa recesji do ok. ponad 20 m a^{-1} , a żaden z lodowców nie podlegał awansowi;
- c) okres 3 – najkrótszy, czterolecie 1989–1992, w którym na 4 lodowcach (Lodowce



Ryc. 7. Porównanie zasięgów czoła Lodowca Ekologii na zachodnim wybrzeżu Zatoki Admiralicji, Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe.

Zdjęcia lotnicze pochodzą ze zbiorów British Antarctic Survey oraz Carlosa Ernesto.

Dobrowolski, Penderecki i Smok oraz Lodospady Szmaragdowe) odnotowano znaczne awanse, dochodzące do blisko 50 m a^{-1} a przeciętne tempo recesji w tym okresie wynosiło niespełna 8 m a^{-1} ;
d) okres 4 – od roku 1993 do końca XX w. odznacza się kolejnym wzrostem tempa rece-

sj, które dla lat 1993–1995 wyniosło średnio $32,7 \text{ m a}^{-1}$;

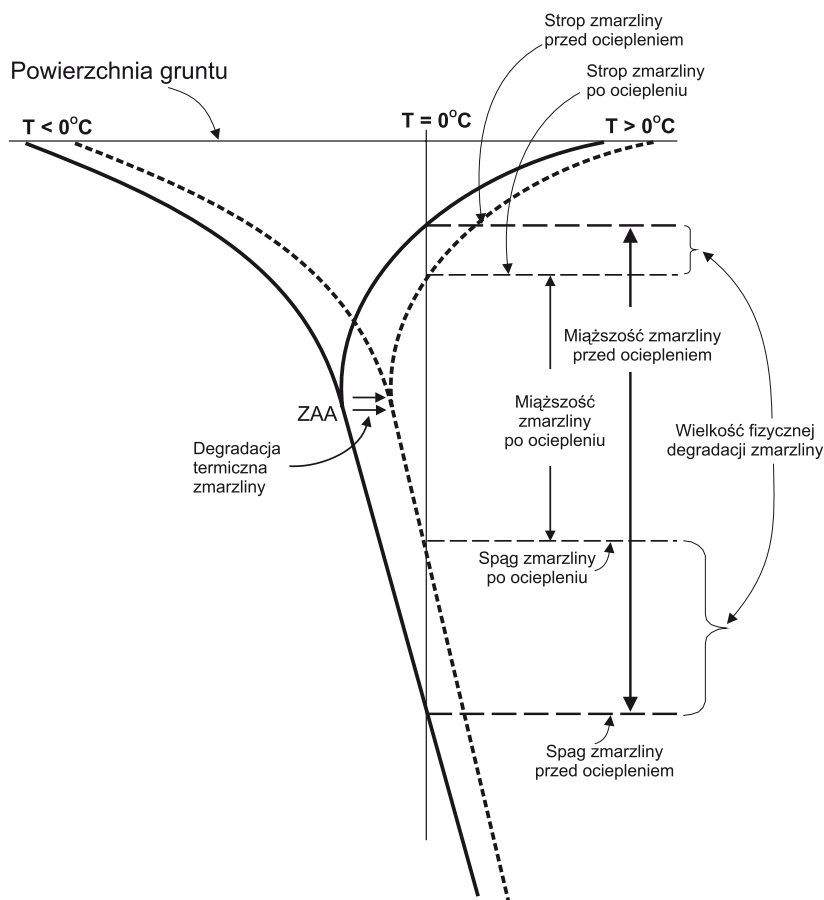
5) obserwacje MARSZA (2000), RACHLEWICZA (1998), KEJNY i współaut. (1998), BRAUNA (2001) i BATTKEGO i współaut. (2001) wskazują na stały proces recesji Lodowca Ekologii rzędu kilkunastu metrów rocznie (Ryc. 7).

DEGRADACJA ZMARZLINY

Wszędzie tam, gdzie temperatura powietrza spada zimą poniżej 0°C , dochodzi do krótszego lub dłuższego przemarznięcia gruntu. Jeśli jego zimowe ochłodzenie jest większe niż ocieplenie latem, w gruncie tworzy się przemarznięta warstwa – zmarzlina. Gdy ocieplenie zaczyna przeważać, głębokość letniego tajania gruntu (warstwa czynna) zwiększa się i dochodzi do degradacji wieloletniej zmarzliny. Tempo tego rozmarzania zależy od tempa przenikania ciepła w litosferze. Spąg przemarzniętej warstwy gruntu stanowiącej wieloletnią zmarzlinę znajduje się w miejscu, gdzie ciepło z wnętrza ziemi równoważy chłód penetrujący litosferę od powierzchni gruntu. Degradacja (tajanie) zmarzliny choć jest funkcją panującego na danym obszarze klimatu, to jednak proces ten jest bardziej złożony, co ilustruje Ryc. 8.

Przyczyny degradacji wieloletniej zmarzliny są te same, które wymieniono przy omawianiu recesji lądolodów i lodowców, choć

ich oddziaływanie jest znacznie wolniejsze. RĄCZKOWSKA (2007), omawiając rozkład zmarzliny w górach Europy, wymienia takie czynniki jak średnia temperatura powietrza, która zmienia się wraz z wysokością nad poziom morza, promieniowanie słoneczne, miąższość pokrywy śnieżnej oraz cechy morfometryczne stoków (ekspozycja, nachylenie, wysokość), zwracając jednocześnie uwagę, że nie ma zgodności wśród zmarzlinoznawców co do hierarchii oddziaływania tych czynników. Można jedynie dodać, że ważne znaczenie dla degradacji zmarzliny mają warunki termiczno-wilgotnościowe podłoża. Im podłoże jest cieplejsze, tym procesy wytapiania warstwy czynnej są szybsze, powszechniejsze i sięgające głębiej w podłoże. Wzrost temperatury na powierzchni ziemi prowadzi do zwiększania grubości warstwy czynnej i to jest najbardziej uchwytany, bezpośredni i najczęściej mierzony efekt degradacji zmarzliny. Oprócz wzrostu miąższości warstwy



Ryc. 8. Modelowa sezonowa zmienność temperatury podłoża.

Linie główne pokazują zmienność temperatury latem (linie z prawej strony, powyżej ZAA) i zimą (linie z lewej strony, powyżej ZAA). Degradacja zmarzliny powoduje przesunięcie się temperaturowego profilu w kierunku temperatury dodatniej, co powoduje wzrost miąższości warstwy czynnej, wzrost temperatury zmarzliny w miejscu zerowej amplitudy rocznej (ZAA) i podniesienie się jej dolnej granicy.

czynnej odnotowywane jest także podnoszenie się temperatury samej zmarzliny na skutek przemieszczania się ciepła w warstwie czynnej, jak i ciepła geotermalnego (Ryc. 8). Brak pokrywy śnieżnej przede wszystkim sprzyja przemarzaniu – wszystko odbywa się zimą. Gruba pokrywa śnieżna izoluje przed przemarzaniem, co umożliwi głębsze tajanie latem. Zmiany te wywołują przejście zmarzliny ciągłej w zmarzlinę nieciągłą i sporadyczną. Wielkopowierzchniowe procesy rozpadu zmarzliny według takiego mechanizmu można obserwować na południowych krańcach jej występowania zarówno na Syberii, jak i Arktyce północnoamerykańskiej.

Pomiary degradacji zmarzliny są mniej rozwinięte niż w przypadku recesji lodowców. Od 1990 r. funkcjonuje program Circumpolar Active Layer Monitoring Network, który monitoruje 168 miejsc w rejonach polarnych na obu półkulach (NELSON i współaut. 2004), jednakże uzyskiwane wyniki są trudno porównywalne i mają być podsumowywane w roku 2008. Niemniej wstępnie można określić, że sezonowe tajanie zmarzliny odpowiada krótkookresowej zmienności klimatycznej, wykazując synchronicność o

charakterze regionalnym. Z kolei, wieloletnie (prowadzone parę dziesięcioleci) pomiary temperatury warstwy czynnej wykazują dużą synchronicność pomiędzy Alaską, Zachodnią Syberią, i Skandynawią. Jeden wniosek z tych badań jest pewny, że dokumentują one wzrost miąższości warstwy czynnej, choć w różnych tempach nawet na sąsiadujących stanowiskach, co świadczy o znaczącym uzależnieniu degradacji zmarzliny od warunków lokalnych. Z niewielu badań na świecie wynika, że degradacja wieloletniej zmarzliny postępuje na skutek zmian klimatu (REPELEWSKA-PĘKALOWA i PĘKALA 2006), które powodują np.:

- w Arktyce Kanadyjskiej od 1986 r. wzrost temperatury zmarzliny o $0,15^{\circ}\text{C}$ w górnej 30-metrowej warstwie zmarzliny przy równoczesnym podniesieniu temperatury powietrza o $0,12^{\circ}\text{C}$ (SMITH i współaut. 2003);

- sezonowe rozmarzanie stropu wieloletniej zmarzliny, które przebiega w różnym tempie i sięga głębokości od kilkudziesięciu do kilkuset centymetrów (JAHN i WALTER 1983; BROWN i współaut. 2000; CHRISTIANSEN i współaut. 2003; REPELEWSKA-PĘKALOWA i PĘ-

KALA 2003, 2004; ZAMOŁODCHIKOV i współaut. 2004; MIGAŁA i współaut. 2004),

– dynamiczny rozwój procesów, struktur i form rzeźby typowych dla strefy peryglacjalnej (HARRIS 1986, SMITH 1988, ÅKERMAN 2005, SEPPÄLÄ 2003, PEKALA i REPELEWSKA-PEKALOWA 2004, KÄÄB i REICHMUTH 2005, ROER i współaut. 2005).

Generalnie, w skali świata trudno w oparciu o zgromadzone dane, w sposób jednoznaczny określić trend w ewolucji

wieloletniej zmarzliny. Istnieją bowiem zarówno miejsca, w których widoczna jest degradacja zmarzliny, jak to ma miejsce na Alasce i w niektórych obszarach górskich niższych szerokości geograficznych, jak też i niewielka jej agradacja – np. na Labradorze. W zachodniej Syberii, czy na Spitsbergenie wieloletni trend wskazuje raczej na stan równowagi ze współwystępującym tu klimatem (ZHANG i współaut. 2008).

WIELOLETNIA ZMARZLINA W POLSCE

Przez wiele dziesięcioleci badania zmarzlinoznawcze koncentrowały się na obszarze Syberii i północnej Kanady, gdzie obszar występowania zmarzliny i jej znaczenie w środowisku geograficznym oraz działalność człowieka jest bardzo duże. Dopiero lata 80. ubiegłego wieku zaowocowały podjęciem bardziej systematycznych badań tej problematyki w odniesieniu do środowiska górskiego. Pierwsze prace europejskie charakteryzują występowanie zmarzliny w Alpach i Górach Skandynawskich. W Polsce występuje tylko jeden obszar, gdzie istnieje możliwość występowania wieloletniej zmarzliny, a są to Tatry. Ten jedyny wysokogórski obszar w Polsce charakteryzuje się ochłodzeniem klimatycznym związanym ze wzrostem wysokości nad poziom morza. Na Kasprowym Wierchu (1986 m n.p.m.), gdzie znajduje się najwyższej położona stacja meteorologiczna w Polsce, średnia roczna temperatura osiąga wartość niemal równą -1°C . Natomiast po stronie słowackiej, obserwatorium na Łomnickim Szczycie (2632 m n.p.m.) notuje średnią roczną temperaturę powietrza bliską -4°C , to jest zaledwie o około 1°C wyższą, niż średnia roczna temperatura mierzona w polskiej stacji

badawczej Hornsund na Spitsbergenie. Warunki takie wskazują, że w Tatrach istnieje zatem możliwość występowania wieloletniej zmarzliny, na co wskazują m.in. prace KĘDZI i współaut. (1998) oraz rozpoczęte w 1992 r. przez DOBIŃSKIEGO (1998, 2005) z zespołem prace klimatyczne i geofizyczne (w tym m.in. metody elektromagnetyczne i elektrooporowe), które sugerują występowanie zmarzliny w Tatrach. Obecnie klimatyczna granica występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach określana jest na wysokości ok. 2000 m n.p.m. Jednak zróżnicowanie topograficzne powoduje jej obniżenie o ok. 200 m na stokach o ekspozycji północnej i podwyższenie o podobną wielkość na stokach południowych. Ze względu na warunki zalegania i cyrkulację przechłodzonego powietrza w piargach, możliwe jest lokalnie sporadyczne występowanie zmarzliny na wysokości tuż powyżej 1600–1700 m na stokach o ekspozycji północnej, a zatem już w obszarze, gdzie występuje dodatnia średnia roczna temperatura powietrza. Degradacja zmarzliny tatrzańskiej przebiega na tyle powoli, że nie implikuje ruchu lodowców gruzowych (KOTARBA 1991–1992, KĘDZIA i współaut. 2006).

PRZEJAWY ZMIAN KRAJOBRAZÓW POLARNYCH

Obserwowane tendencje recesji łądolodów i lodowców powodują powstawanie coraz to bardziej rozległych obszarów wyłaniających się spod pokrywy lodowcowej. Tworzą się wówczas młode obszary pod względem morfologicznym – oazy polarne (ZWOLIŃSKI 2007a, b), które podlegają intensywnym procesom morfogenetycznym (głównie ruchów masowych jak osuwiska, sflwy ziemne) w strefach marginalnych lodowców (LEWKOWICZ 2006, ROMANOVSKY 2006). Obserwuje

się także organizację i/lub reorganizację sieci rzeczno-lodowcowej na przedpolach lodowców. Stąd obszary współcześnie odsłaniane spod lodu są obszarami jednymi z najszybciej, najdynamiczniej ewoluującymi na świecie (Ryc. 9), objętymi procesami geosukcesji (ZWOLIŃSKI 2004, 2005, 2007a).

W rejonach arktycznych degradacja zmarzliny dotyka w największym stopniu infrastrukturę sieciową, do której zaliczyć można drogi, linie kolejowe, urządzenia telekomu-



Ryc. 9. Przedpole Lodowca Flaa, Islandia (Fot. Zb. Zwoliński 2005).

Po lewej moreny z okresu Małej Epoki Lodowej, dalej na prawo kolejne fazy recesyjne, skrajnie na prawo – czoło Lodowca Flaa. Obszar przedpola ilustruje procesy geosukcesji – zmian domen morfogenetycznych.

nikacyjne, itp. (OSTERKAMP i współaut. 1997, ROMANOVSKY 2006). Uszkodzone są one na skutek osiadania terenu, w którym wytopił się zmarzlinowy lód. W ten sposób pojawiają się poważne nierówności na drogach, niewielkie, lecz groźne podtopienia, uruchamiane są ruchy masowe na stokach, gdzie wcześniej materiał cementowany był lodem, co w konsekwencji prowadzi do poważnego zagrożenia szlaków komunikacyjnych. Zagrożeniem takim w sposób szczególny objęty jest rurociąg alaskański, którym transportuje się ropę naftową, mimo że posadowiono go na podporach ponad gruntem, aby sam nie powodował degradacji zmarzliny.

Pewne szczególne zagrożenia wystąpić mogą w środowisku wysokogórskim objętym występowaniem wieloletniej zmarzliny. Duże nachylenie stoków, zróżnicowanie topograficzne i wielka dynamika rzeźby wysokogórskiej powoduje, że degradacja zmarzliny w takim rejonie prowadzić może do gwałtownych i wielkich zagrożeń, jakimi są ruchy masowe. Osunięcia i sływy gruzowe mogą zagrażać nie tylko wysoko położonym schroniskom, lecz także miejscowościom zlokalizowanym u wylotu dolin wysokogórskich. W Polsce zagrożenia takiego być może uda się uniknąć, ponieważ w przygotowaniu przebudowy i modernizacji jedynej budowli, jaka znajduje się w tego typu terenie – górna stacja kolejki na Kasprowy Wierch – wzięto pod uwagę występowanie zmarzliny.

Budynki posadowione na obszarach ze zmarzliną bez odpowiednich zabezpieczeń, z czasem same doprowadzały do degradacji zmarzliny poprzez emisję ciepła jakie przenikało z ich wnętrza do gruntu (OSTERKAMP i współaut. 1997). Współcześnie budowane są one na palach lub z wykorzystaniem tak zwanych termosyfonów, które uniemożliwiają przenikanie ciepła do gruntu. Niestety, również te sposoby nie są w stanie zabezpie-

czyć budynków przed osiadaniami na skutek masowego zjawiska jakim jest ocieplenie klimatyczne. Zatem również prawidłowo wybudowane domy mogą ulegać uszkodzeniu na skutek degradacji wieloletniej zmarzliny. Zagrożenie degradacją zmarzliny dotyczy obszarów zurbanizowanych w Kanadzie, na Grenlandii, północnej Skandynawii i Syberii.

Wyższe temperatury, zmniejszenie głębokości przemarzania, zmiana w ilości i jakości opadów prowadzą przede wszystkim do przesunięcia się stref klimatyczno-roślinnych na północ oraz pięter klimatyczno-roślinnych w górę. W Kanadzie oczekuje się przesunięcia północnej granicy lasu w przedziale od 100 do 700 km na północ w stosunku do obecnego położenia (IPCC 2007). W północnej Skandynawii podniesienie się o 3°C średniej rocznej temperatury powietrza spowoduje podniesienie się granicy lasu w górach z 600 do ok. 1350 m n.p.m. Sytuacja taka spowodowałaby także wydłużenie się sprzyjającego uprawom okresu wegetacyjnego o ok. 30–40%, a warunki jakie panują obecnie w rejonie Edmonton-Calgary, mogłyby zaistnieć w rejonach Whitehorse i Yellowknife, to jest o ok. 1000 km dalej na północ. Wspomnieć także należy o tym, że degradacja zmarzliny na rozległych przestrzeniach Arktyki Kanadyjskiej i Syberii spowoduje uwolnienie do atmosfery znacznej ilości zawartego w nim metanu, który traktowany jest jako jeden z tzw. gazów cieplarnianych (FRENCH 2007).

Zrozumienie interakcji pomiędzy środowiskami lodowcowym i zmarzlinowym ma kluczowe znaczenie dla rozpoznania produkcji, denudacji, transferu i depozycji osadów oraz rozwoju rzeźby w podbiegunowych i wysokogórskich strefach polarnych, szczególnie w dobie zmian klimatu zmierzających do ocieplenia zarówno w okresie ostatnich 20 tysięcy lat, jak i w ostatnich kilku dekadach przełomu XX i XXI w. Ten specyficzny układ

przepływu energii i materii tworzy kaskadowe łańcuchy przemian reżimów termicznych, zmian morfologicznych, sedymentacyjnych, geohydrochemicznych i ekologicznych (ZWOŁIŃSKI 2007a). W ten sposób dochodzi do coraz powszechniejszych transformacji geologicznych pomiędzy systemami glacjalnymi,

proglacjalnymi, peryglacjalnymi, paraglacjalnymi (SLAYMAKER 2007) w różnych skalach czasoprzestrzennych, tworzącymi współczesną strukturę krajobrazową stref polarnych na półkuli północnej i południowej oraz obszarach wysokogórskich.

RECESSION OF ICE SHEETS AND GLACIERS AND THE DEGRADATION OF PERMAFROST

Summary

Polar regions are an object of study of several disciplines, including cryology. The cryosphere embraces snow cover, sea ice, ice sheets, shelf ice, glaciers and ice caps, permafrost, as well as river and lake ice. The aim of the present paper is to address problems of the distribution and disappearance of glaciers and permafrost as an effect of the observed climate change leading primarily to a warming of the polar zones. Glacier ice found on the surface of the Earth is one of the most sensitive geoindicators of the climate change taking place in the geosphere. There is some inertia in the observable and measurable response of glacier systems relative to the change. It is estimated that for the Marine Antarctic region the delay may be some 25 years. Another feature characteristic of the recession of ice sheets and glaciers is the different rate of retreat of their fronts depending on location: ice sheets and glaciers ending on land usually display a much slower recession rate than those reaching the sea. This is combined with local, regional and global weather anomalies in temperature and precipitation which, together with the features of the bedrock, can sometimes seriously affect the recession pattern of individual glaciers. In the article examples are given of glacier recession in Greenland, Spitsbergen, Ant-

arctica, and the Antarctic Peninsula. The areas emerging from under the ice are among the fastest, most dynamically evolving ones in the world, undergoing processes of geosuccession. Apart from an increase in the thickness of the active layer, a rise in the temperature of permafrost itself can be observed. What favours the penetration of heat into the ground is the increasingly frequent absence of snow cover, or a clear reduction in its thickness. Those changes make continuous permafrost pass into discontinuous and then sporadic permafrost. In the Arctic regions permafrost degradation has the greatest impact on construction and network infrastructure, like roads, railway lines, and telecommunication facilities. Higher air temperatures, the recession of glaciers, a lower depth of freezing, and changes in the amount and quality of precipitation lead primarily to a shift of the climatic-vegetation zones northwards and the climatic-vegetation altitude zones upwards. This situation has brought about an extension of the growing season by 30-40%. The result has been geocological transformations among the glacial, proglacial, periglacial and paraglacial systems at a variety of spatio-temporal scales that form the present-day landscape structure of the polar zones in the northern and southern hemispheres, and in high-altitude areas.

LITERATURA

- ACIA, 2004. *Impacts of a Warming Arctic*. W: *Arctic Climate Impact Assessment*. Cambridge Univ. Press: ss. 45.
- ÅKERMAN, H. J., 2005. *Relations between slow slope processes and active-layer thickness 1972-2002, Kapp Linn, Svalbard*. Norsk Geografisk Tidsskrift 59, 116-128. DOI: 10.1080/00291950510038386.
- BAS (British Antarctic Survey), 2008. *Antarctic Ice Shelf "Hangs by a Thread"*. Press Release, March 25. [online: http://www.antarctica.ac.uk/press/press_releases/press_release.php?id=376]
- BATTKE Z., MARSZ, A. A., PUDELKO, R., 2001. *Procesy deglacjacji na obszarze SSSI No. 8 i ich uwarunkowania klimatyczne oraz hydrologiczne (Zatoka Admiralicji, Wyspa Króla Jerzego, Sztetlandy Południowe)*. Probl. Klimatol. Polat. 11, 121-135.
- BRAUN M., 2001. *Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica) – an approach from field measurements, modelling and remote sensing*. Ph.D. Thesis. MS., Albert-Ludwigs-Universität, Freiburg, 191.
- BROWN J., 1970. *Permafrost in Canada*. Univ. Toronto Press, Toronto.
- BROWN J., HINKEL K. M., NELSON F. E., 2000. *The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) program: Research designs and initial results*. Polar Geography 24, 165-258.
- BURGESS M. M., RISEBOROUGH D. W., SMITH S. L., (red.), 2001. *Permafrost and Glaciers/Icecaps Monitoring Networks Workshop – January 28-29, 2000*. Report on the Permafrost Sessions; Geological Survey of Canada Open File D4017, 1 CD-ROM.
- CHAPMAN W., 2008. *The Cryosphere today*. [online: <http://arctic.atmos.uiuc.edu/cryosphere/>].
- CHRISTIANSEN H. H., ÅKERMAN J. H., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 2003. *Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden*. [W:] *Extended Abstracts on Current Research and Newly Available Information, 8th International Conference on Permafrost, Glaciology and Geomorphodynamics Group*. HAEERLI W., BRANDOVA D. (red.). Geography Department, University of Zurich, Switzerland, 19-20.
- COOK A. J., FOX A. J., VAUGHAN D. G., FERRIGNO J. G., 2005. *Retreating glacier fronts on the Antarctic Peninsula over the past half-century*. Science 308, 541-544, DOI:10.1126/science.1104235.

- DOBIŃSKI W., 1998. *Problem występowania zmarzliny w Tatrach Wysokich w świetle badań geofizycznych wykonanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich i Świstówce Roztockiej*. [W:] *Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach – III*. KOTARBA A. (red.). Dok. Geogr. 12, 35–58.
- DOBIŃSKI W., 2005. *Wieloletnia zmarzlina w Tatrach: geneza, cechy, ewolucja*. Przegląd Geograficzny 76, 327–343.
- DOBROWOLSKI A. B., 1923. *Historia naturalna lodu*.
- ETZELMÜLLER B., HAGEN J. O., 2005. *Glacier-permafrost interaction in Arctic and alpine mountain environments with examples from southern Norway and Svalbard*. [W:] *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. HARRIS C., MURTON J. B. (red.). Geological Society, London, Spec. Publ. 242, 11–27.
- FRENCH H. M., 2007. *The Periglacial Environment*. Wiley.
- GŁOWACKI P., 2007. *Rola procesów fizyczno-chemicznych w kształtowaniu struktury wewnętrznej i obiegu masy lodowców Spitsbergenu*. Publ. Inst. Geophysics, PAS, Monographic M-30, 1–146.
- GRZEŚ M., KRÓL M., SOBOTA M., 2007. *Subaqual recordings of the changes in the range of glaciers in the Forlandsundet region (NW Spitsbergen)*. Landform Anal. 5, 148–150.
- HAEBERLI W., CHENG G., GORBUNOV A. P., HARRIS S. A., 1993. *Mountain permafrost and climatic change*. Permafrost Periglacial Process. 4, 165–174.
- HANNA E., BOX J., HUYBRECHTS P., 2007. *Greenland Ice Sheet Mass Balance*. [W:] *Arctic Report Card 2007*. RICHTER-MENGE J., OVERLAND J., HANNA E., LOONEN M. J. J. E., PROSHUTINSKY A., ROMANOVSKY V., RUSSELL D., VAN BOGAERT R., ARMSTRONG R., BENGTSSON L., BOX J., CALLAGHAN T. V., DE DAPPER M., EBBINGE B., GRAU O., HALLINGER M., HINZMAN L. D., HUYBRECHTS P., JIA G. J., JONASSON C., MORISON J., NGHIEM S., OBERMAN N., PEROVICH D., PRZYBYLAK R., RIGOR I., SHIKLOMANOV A., WALKER D., WALSH J., ZÖCKLER C. [online: <http://www.arctic.noaa.gov/reportcard.23-31>].
- HANNA E., HUYBRECHTS P., STEFFEN K., CAPPELEN J., HUFF R., SHUMAN CH., IRVINE-FYNN T., WISE S., GRIFFITHS M., 2008. *Increased runoff from melt from the Greenland Ice Sheet: a response to global warming*. J. Climate 21, 331–341.
- HARRIS C., MURTON J. B., 2005. *Interactions between glaciers and permafrost: an introduction*. [W:] *Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost*. HARRIS C., MURTON J. B. (red.). Geological Society, London, Spec. Publ. 242, 1–9.
- HARRIS S. A., 1986. *The Permafrost Environment*. Croom Helm.
- HALSEY, L. A., VITT, D. H., ZOLTAI, S. C., 1995. *Disequilibrium response of permafrost in boreal continental western Canada to climate change*. Climate Change 30, 57–73.
- HEWITT K., 2002. *Introduction: Landscapes In Transition. Landform Assemblages and Transformations In Cold Regions*. [W:] *Landscapes In Transition. Landform Assemblages and Transformations In Cold Regions*. HEWITT K., BYRNE M.-L., ENGLISH M., YOUNG G. (red.). Kluwer Academic Publishers, 1–8.
- IPA (International Permafrost Association), 1998. *Multi-language Glossary of Permafrost and Related Ground-ice Terms*. IPA, The University of Calgary, Calgary.
- IPCC (International Panel on Climate Change), 2007. *Climate change*. UNEP. [online: <http://www.ipcc.ch/>]
- JAHN A., 1975. *Zagadnienia strefy peryglacjalnej*. PWN, Warszawa.
- JAHN A., WALTER, H. J., 1983. *The active layer and climate*. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Supplementband 47, 97–108.
- JANIA J., 1988. *Zrozumieć lodowce*. PWN, Warszawa.
- JANIA J., 1993. *Glacjologia*. PWN, Warszawa.
- JANIA J., 1996. *Zrozumieć lodowce*. PWN, Warszawa.
- JANIA J., 1997. *Glacjologia*. PWN, Warszawa.
- JANIA J., 1999. *Klimat – lodowce – atmosfera*. Wykład inauguracyjny. Gazeta Uniwersytecka UŚ, 2(69). [online: <http://gu.us.edu.pl/index.php?op=artykul&rok=1999&miesiac=11&id=592&type=no>].
- KÄÄB A., REICHMUTH T., 2005. *Advance mechanisms of rock glaciers*. Permafrost Periglacial Process. 16, 187–193.
- KEJNA, M., LÁSKA, K., CAPUTA, Z., 1998. *Recession of the Ecology Glacier (King George Island) in the period 1961–1996*. Pol. Polar Stud., 25th IPS, Warszawa, 121–128.
- KĘDZIA S., KOTARBA A., MOŚCICKI J., 2006. *Lodowiec gruzowy na Wielkim Hińczowym Stawem w Tatrach Słowackich. Wyniki wstępnych badań terenowych*. [W:] *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. MARSZ A. A., STYSZYŃSKA A. (red.). Akademia Morska, Gdynia.
- KĘDZIA S., MOŚCICKI J., WRÓBEL A., 1998. *Studies on the occurrence of permafrost in Kozia Valley (The High Tatra Mts.)*. [W:] *Relief, Quaternary Paleogeography and Changes of the Polar Environment*. REPELEWSKA-PEKAŁOWA J. (red.). Polar Session, UMCS Lublin, 51–57.
- KLIMASZEWSKI M., 1960. *Geomorphological studies of the western part of Spitsbergen between Kongsfjord and Eidembukta*. Zesz. Nauk. UJ. 32, Przegl. Geogr. 1, 91–179.
- KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z. (red.), 2003. *Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich. Poznań-Longyearbyen, 190.
- KOSTRZEWSKI A., PULINA M., ZWOLIŃSKI Z. (red.), 2004. *Glacjologia, geomorfologia i sedimentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen.
- KOSTRZEWSKI A., RACHLEWICZ G., ZWOLIŃSKI Z., 2007. *Zmiany funkcjonowania geosystemów lądowych Arktyki*. W: *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. STYSZYŃSKA A., MARSZ A. A. (red.). Akademia Morska w Gdyni, Wydział Nawigacyjny, Katedra Meteorologii i Oceanografii Nautycznej, Komitet Badań Polarnych Polskiej Akademii Nauk, Komisja Meteorologii i Klimatologii, Gdynia, 289–309.
- KOTARBA A., 1991–1992. *Reliktowe lodowce gruzowe jako element deglacji Tatr Wysokich*. St. Geomorph. Carp.-Balc. 25–26, 133–150.
- LABERGE, M. J., PAYETTE, S., 1995. *Long-term monitoring of permafrost change in a peatland in northern Quebec, Canada: 1983–1993*. Arctic and Alpine Res. 27, 167–171.
- LANKAUF K. R., 2004. *Recesja lodowców rejonu Kaffiry w XX wieku*. [W:] *Glacjologia, geomorfologia i sedimentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*. KOSTRZEWSKI A., PULINA M., ZWOLIŃSKI Z. (red.). Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen, VI-196–VI-209.
- LEWKOWICZ A., 1988. *Slope processes*. [W:] *Advances in periglacial geomorphology*. CLARK M. J. (red.). Wiley, Chichester, 325–368.
- LEWKOWICZ A., 2006. *Mass movements in lowland permafrost terrain, northern Canada: implica-*

- tions for climate change. EGU GA, Geophys. Res. Abstr. 8, 3151.
- LUCCHITTA B. K., ROSANOVA C. E., 1998. *Retreat of northern margins of George VI and Wilkins Ice Shelves, Antarctic Peninsula*. Ann. Glac. 27, 41–46.
- ŁOZIŃSKI W., 1909. *O mechanicznym wietrzeniu piaskowców w umiarkowanym klimacie*. Rozprawy AU, Kraków, Wyd. Mat.-Przyr., Ser. III(9).
- ŁOZIŃSKI W., 1912. *Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung*. Compt. Rend., XI Cong. Int. Geol., Stockholm 1910, 1039–1053.
- MARSZ A. A., 2000. *Charakterystyka fizyczno-geograficzna obszarów lodowych w otoczeniu Zatoki Admiralicji (Antarktyka Zachodnia, Szetlandy Południowe, Wyspa Króla Jerzego)*. Wyd. WSM, Gdynia, 125.
- MIGAŁA K., GŁOWACKI P., KLEMENTOWSKI J., 2004. *Dynamika rozmarzania warstwy aktywnej zmarzliny w rejonie Hornsundu (SW Spitsbergen) i jej przyczyny*. Polish Polar Studies, XXX Sympozjum Polarne, Gdynia, 251–262.
- MONAGHAN A. J., BROMWICH D. H., SCHNEIDER D. P., 2008. *Twentieth century Antarctic air temperature and snowfall simulations by IPCC climate models*. Geophys. Res. Lett. 35, L07502, DOI:10.1029/2007GL032630.
- NARANJO L., 2007. *After the Larsen B*. [W:] *Sensing Our Planet*. NASA Earth Science Research Features 2007. NASA [online: http://nasadaacs.eos.nasa.gov/articles/2007/2007_larsen.html].
- NELSON F. E., SHIKLOMANOV N. I., HINKEL K. M., CHRISTIANSEN H. H., 2004. *Introduction: The Circumpolar Active Layer Monitoring (CALM) workshop and the CALM II Program*. Polar Geograph 28, 253–266.
- NSIDC (National Snow and Ice Data Center), 2008a. *Atlas of the cryosphere*. University of Colorado [online: <http://nsidc.org/data/atlas/index.html>].
- NSIDC (National Snow and Ice Data Center), 2008b. *State of the cryosphere*. University of Colorado [online: <http://nsidc.org/sotc/>].
- OSTERKAMP T. E., ROMANOVSKY V. E., 1999. *Evidence for warming and thawing of discontinuous permafrost in Alaska*. Permafrost Periglac. Process. 10, 17–37.
- OSTERKAMP T. E., ESCH D. C., ROMANOVSKY V. E., 1997. *Infrastructure: effects of climatic warming on planning, construction and maintenance*. Proceedings, BESIS Workshop, University of Alaska, Fairbanks, AK, 115–127.
- PEKALA K., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 2004. *Formy pingo w rejonie południowego Bellsundu (Spitsbergen)*. Polish Polar Studies, XXX Sympozjum Polarne, Gdynia, 293–305.
- RACHLEWICZ, G., 1998. *Rozwój rzeźby glacialnej zachodniego wybrzeża Zatoki Admiralicji, Wyspa Króla Jerzego, Szetlandy Południowe w okresie postatlantyckim*. Rozprawa doktorska, UAM, Poznań.
- RACHLEWICZ G., SZCZUCIŃSKI W., EWERTOWSKI M., 2007. *Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard*. Pol. Polar Res. 28, 159–186.
- RAKUSA-SUSZCZEWSKI S. (red.), 2005. *The coastal and shelf ecosystem of Maritime Antarctica, Admiralty Bay, King George Island*. Warsaw Univ. Press, Warsaw.
- RĄCZKOWSKA Z., 2007. *Współczesna rzeźba peryglazjalna wysokich gór Europy*. Pr. Geogr. IGiPZ PAN, 212.
- REDER J., ZAGÓRSKI P., 2007a. *Recession and development of marginal zone of the Renard Glacier*. Landform Analysis 5, 163–167.
- REDER J., ZAGÓRSKI P., 2007b. *Recession and development of marginal zone of the Scott Glacier*. Landform Analysis 5, 175–178.
- REPELEWSKA-PEKALOWA J., PEKALA K., 2003. *Spatial and temporal variation in active layer thickness, Calypso-stranda, Spitsbergen*. [W:] *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost*. PHILLIPS M., SPRINGMAN S., ARENSON L. (red.). Zurich, 941–945.
- REPELEWSKA-PEKALOWA J., PEKALA K., 2004. *Active-layer dynamics at the Calypsostranda Calm site, Recherche fiord region, Spitsbergen*. Polar Geography 28, 326–340.
- REPELEWSKA-PEKALOWA J., PEKALA K., 2006. *Reakcja wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu*. [W:] *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*. MARSZ A. A., STYSZUŃSKA A. (red.). Akademia Morska, Gdynia.
- RIGNOT E., CASASSA G., GOGINENI S., KANAGARATNAM P., KRABILL W., PRITCHARD H., RIVERA A., THOMAS R., TURNER J., VAUGHAN D., 2005. *Recent ice loss from the Fleming and other glaciers, Wordie Bay, West Antarctic Peninsula*. Geophysical Res. Lett. 32, 4. DOI:10.1029/2004GL021947.
- ROER I., KÄÄB A., DIKAU R., 2005. *Rockglacier acceleration in the Turrmmann Valley (Swiss Alps): Probable controls*. Norwegian J. Geograph. 59, 157–163.
- ROMANOVSKY V. E., 2006. *How rapidly is permafrost changing and what are the impacts of these changes?* Essays on the Arctic, NOAA [online: http://www.arctic.noaa.gov/essay_romanovsky.html].
- ROTT H., RACK W., NAGLER T., SKVARCA P., 1998. *Climatically induced retreat and collapse of northern Larsen Ice Shelf, Antarctic Peninsula*. Ann. Glac. 27, 86–92.
- RÓŻYCKI S. Z., 1959. *Wśród lodów i skał. Ze wspomnień uczestnika polskiej wyprawy polarnej na Ziemię Torella (Spitsbergen 1934r.)*. Sport i Turystyka, Warszawa.
- SCAMBOS T., HULBE C., FAHNESTOCK M., 2003. *Climate-induced ice shelf disintegration in the Antarctic Peninsula*. In *Antarctic Peninsula climate variability: historical and paleoenvironmental perspectives*. Antarctic Res. Series 79, 79–92.
- SCHNEIDER D., STEIG E., 2008. *Antarctic Climate: Short-Term Spikes, Long-Term Warming Linked to Tropical Pacific*. [online: <http://www.ucar.edu/news/releases/2008/antarcticwarming.jsp>]
- SEPPÄLÄ M., 2003. *An experimental climate change study of the effect of increasing snow cover on active layer*. [W:] *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost*. PHILLIPS M., SPRINGMAN S., ARENSON L. (red.). Zurich, 1013–1016.
- SIEDLECKI S., 1935. *Wśród polarnych pustyni Svalbardu*. PWKS, Warszawa.
- SKVARCA P., RACK W., ROTT H., IBARZÁBAL DONÁNGELO, T., 1998. *Evidence of recent climate warming on the eastern Antarctic Peninsula*. Ann. Glac. 27, 628–632.
- SLAYMAKER O., 2007. *Criteria to discriminate between proglacial and paraglacial environments*. Landform Analysis 5, 72–74.
- SMITH M. W., 1988. *The significance of climatic change for permafrost environment*. Proceedings of 5th International Conference on Permafrost, Trondheim. Permafrost 3, 18–23.
- SMITH M.W., RISEBOROUGH D. W., 2002. *Where on Earth is permafrost? Boundaries and transitions*. [W:] *Landscapes In Transition. Landform Assemblages and Transformations In Cold Regions*. HEWITT K., BYRNE M.-L., ENGLISH M., YOUNG G. (red.). Kluwer Academic Publishers, 121–139.

- SMITH S. L., BURGESS M. M., TAYLOR A. E., 2003. *High Arctic permafrost observatory at Alert Nunavut – analysis of a 23 year data set*. [W:] *Proceedings of 8th International Conference on Permafrost*. PHILLIPS M., SPRINGMAN S., ARENSON L. (red.). Zurich, 1073.
- STEFFEN K., HUFF R., 2008. *Greenland Maximum Melt Extent: A record maximum melt extent on the Greenland ice sheet in 2002*. [online: <http://cires.colorado.edu/news/press/2007/07-12-10greenland.html>].
- TU (Trent University), 2008. *Ward Hunt Ice Shelf, Largest In Northern Hemisphere, Has Fractured Into Three Main Pieces*. *ScienceDaily*. [online: <http://www.sciencedaily.com/releases/2008/04/080415205350.htm>].
- UCB (University of Colorado at Boulder), 2008. *Arctic Sea Ice Hits Second-lowest Recorded Extent, Likely Lowest Volume*. *ScienceDaily*. [online: <http://www.sciencedaily.com/releases/2008/10/081002172436.htm>].
- UNEP/GRID-Arendal, 2007. *The Cryosphere, world map*. UNEP/GRID-Arendal Maps and Graphics Library, [online: <http://maps.grida.no/go/graphic/the-cryosphere-world-map>].
- VAUGHAN, D. G., DOAKE, C. S. M., 1996. *Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves on the Antarctic Peninsula*. *Nature* 379, 328–331.
- WASHBURN A. L., 1979. *Geocryology: a Survey of Periglacial Process and Environments*. Edward Arnold, London.
- WGMS (World Glacier Monitoring Service), 2008. *Global Glacier changes: facts and figures*. WGMS, Zurich [online: <http://www.grid.unep.ch/glaciers/>].
- ZAMOŁODCHIKOV D. G., KOTOV A. N., KARELIN D. V., RAZZHIVIN V. YU., 2004. *Active-layer monitoring in Northeast Russia: Spatial, seasonal and inter-annual variability*. *Polar Geography* 31, 47–68.
- ZHANG T., BARRY R. G., KNOWLES K., HEGINBOTTOM J. A., BROWN J., 2008. *Statistics and Characteristics of Permafrost and Ground-Ice Distribution in the northern Hemisphere*. *Polar Geograph.* 23, 132–154.
- ZWOLIŃSKI Z., 2004. *Geosukcesja – na przykładzie systemów oazowych regionów polarnych, Spitsbergen i Wyspa Króla Jerzego*. [W:] *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych*. Dokumentacja Geograficzna 31, 129–131.
- ZWOLIŃSKI Z., 2005. *Geosukcesja – zmiany domen morfogenetycznych jako dopełnienie holistycznej teorii przyrody*. [W:] *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*. KOTARBA A., KRZEMIEN K., ŚWIECHOWICZ J. (red.). IGiGP UJ, Kraków, 549–553.
- ZWOLIŃSKI Z., 2007a. *Mobilność materii mineralnej na obszarach paraglacjalnych, Wyspa Króla Jerzego, Antarktyka Zachodnia*. Wyd. Nauk. UAM, Ser. Geogr., 74.
- ZWOLIŃSKI Z., 2007b. *The geocosystem of polar oases within the ice drainage basin of Admiralty Bay, King George Island, Antarctica*. [W:] *Geodiversity of polar landforms*. KOSTRZEWSKI A., ZWOLIŃSKI Z. (red.). *Landform Analysis* 5, 107–112.
- ZWOLIŃSKI Z., KOSTRZEWSKI A., RACHLEWICZ G., 2008. *Environmental changes in the Arctic*. [W:] *Environmental Changes and Geomorphic Hazards*, SINGH S., STARKEL L., SYIEMLIEH H. J. (red.) Bookwell, Delhi, 23–36.