

COFANIE SIĘ CZÓŁ LODOWYCH ZACHODNIEGO I WSCHODNIEGO LODOWCA TORELLA (SW SPITSBERGEN)

Josef Řehák sen., Josef Řehák jun., Stanislav Řehák

Fa Řehák – SPELEO
Česká speleologická společnost
rehak.speleo@wo.cz

Podczas badań mających na celu inwentaryzację i dokumentację wykształcenia i przebiegu tuneli subglacjalnych drenujących Zachodni i Wschodni Lodowiec Torella (Vestre i Austre Torellbreen), wykonano szereg obserwacji i pomiarów wskazujących na bardzo szybkie zmiany położenia odmorskich stref krańcowych obu tych lodowców. Zaobserwowano bardzo szybkie cofanie się ich klifów lodowych. Referowane tu wyniki badań nad zachowaniem się klifów lodowych stanowią dodatkowe rezultaty głównego projektu badawczego „Zmiany w drenażu systemów subglacjalnych w lodowcach Werenskiolda i Torella” (Rehak i in., 1989, 1990).

Jest oczywiste, że globalne ocieplenie i związane z nim zmiany klimatyczne, istotnie wpływają na bilans masy lodowców subpolarnych (Pereyma, 1999). Z ociepleniem związane jest cofanie bocznych części i czół lodowców kończących się na lądzie oraz klifów lodowych lodowców uchodzących do morza. Cofanie się lodowców oznacza powiększanie się obszarów niezlodowaconego wybrzeża. Celem tej notatki jest przedstawienie zachowania się odmorskich części lodowców Torell Wschodni i Torell Zachodni w okresie od 1936 do 2003 roku. Zmiany położenia linii brzegowej tworzonej przez brzegi lodowe tych lodowców stanowią przejaw zmian środowiska zachodzących pod wpływem zmian klimatycznych.

Zmiany położenia odmorskich granic obu lodowców prześledzono stosując metodę analizy kartograficznej. Porównanie map i zdjęć lotniczych przedstawiających położenie linii brzegowej z różnych lat pozwoliło na określenie tempa cofania się zarówno klifów lodowych, jak i położonych na lądzie, w strefie bliskiej linii brzegowej, czół tych lodowców. Wykorzystano do tego celu norweską mapę topograficzną z roku 1936, norweskie zdjęcia lotnicze z roku 1961 i 1990, mapę geomorfologiczną Hornsundu wydaną w roku 1984 (Jania i in., 1984) oraz mapę fotogeologiczną strefy interlobalnej lodowca Torella przedstawiającą stan z roku 1980 (Lindner i in., 1985, Pękala i in., 1985). Ostatnie pomiary (lata 2001–2003) położenia klifów lodowych i położenia czół lodowców na lądzie wykonali autorzy, stosując techniki GPS.

Lodowce Torell Wschodni i Zachodni są usytuowane w SW części Ziemi Wedela Jarlsberga (SW Spitsbergen: 77°01'–77°17'N, 14°50'–15°15'E). Lodowce te są otoczone pasmami górskimi: od południa Rundingen (920 m n.p.m.), Solheim (875 m n.p.m.) i Brattho (960 m n.p.m.); od północy Peder Kokk (580 m n.p.m.), Bugge (605 m n.p.m.), Kvassnilken (601 m n.p.m.) i Haraldhaugen (660 m n.p.m.). Lodowiec Torell Wschodni od Zachodniego oddziela morena środkowa, która ciągnie się od nunataka ze szczytami: Raud (1014 m n.p.m.), Krakken (535 m n. p. m.), Hogsetet (880 m n.p.m.), pomiędzy którymi znajduje się mały lodowiec Raud o powierzchni 3.35 km², aż do aktualnej linii brzegowej (patrz ryc. 1).

Austre Torellbreen kończy się w morzu klifem lodowym. Masa lodowa, tworząca ten lodowiec gromadzi się na Plateau Amundsena na wysokości 650 m n.p.m. i płynie jęzorem lodowym w kierunku południowo-zachodnim. Na swojej drodze jęzor ten jest zasilany przez lód spływający z mniejszych lodowców bocznych. W obrębie lodowca Torell Wschodni znajduje się kilka nunataków. Długość tego lodowca wynosi 23 km, szerokość 4 km, a całkowita powierzchnia 150 km² (Hagen i in., 1993).

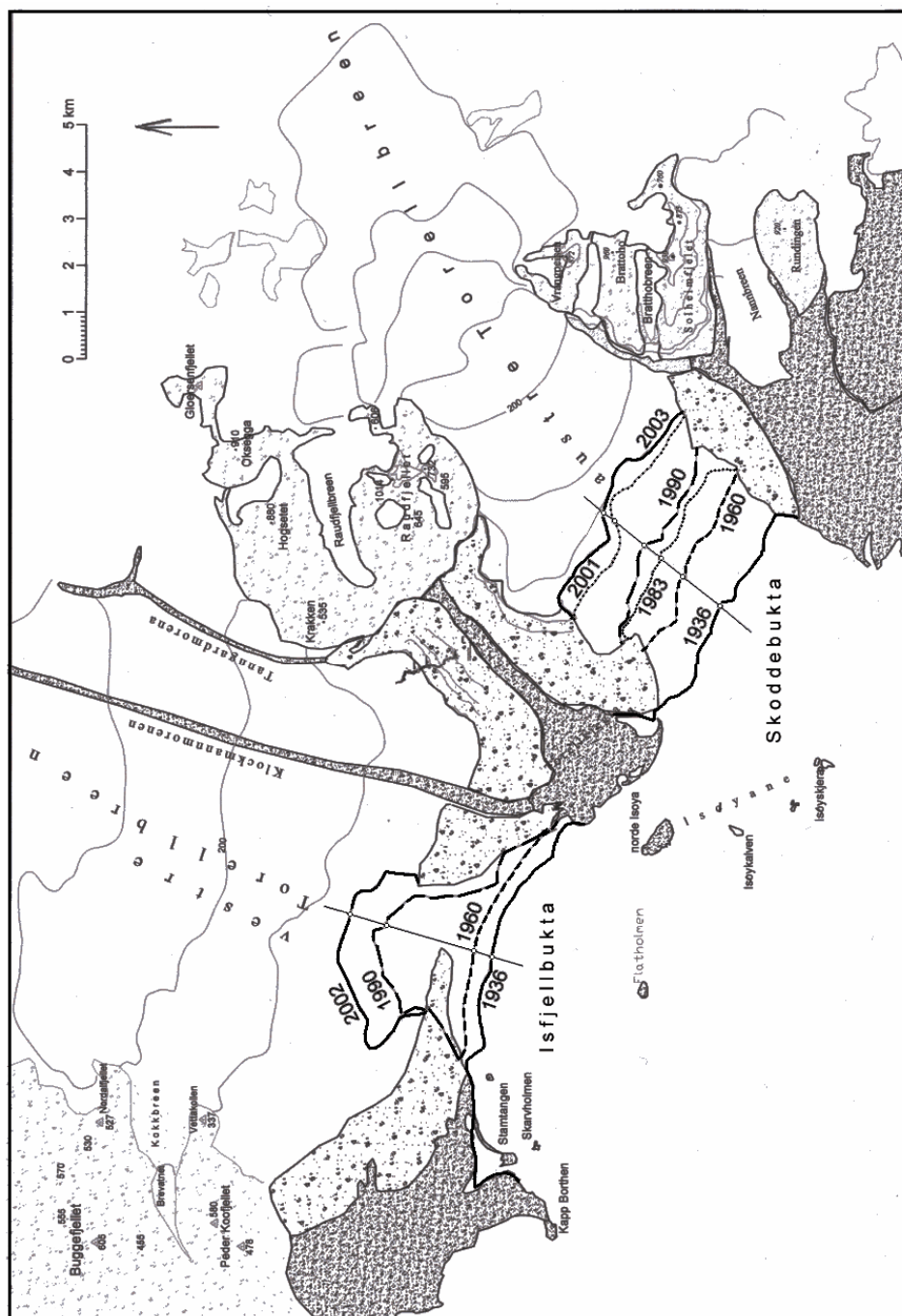
Na klifie lodowca Torell Wschodni dochodzi do intensywnego cielenia się mas lodowych. Ubytek lodu w procesie cielenia jest większy niż napływ mas lodu z górnych partii lodowca i z mniejszych lodowców bocznych. Klif lodowy jest wysoki, osiąga wysokość 60–80 m n.p.m.

Najstarszy znany zasięg czoła Austre Torellbreen odtworzono według map norweskich z roku 1936 (ryc. 1). Długość czoła wynosiła wtedy 6634 m. Następny zasięg odtworzono na podstawie zdjęcia lotniczego z 1960 roku, według którego długość czoła wynosiła 4612 m. Trzeci zasięg strefy czołowej tego lodowca (1983 r.) przyjęto z mapy geomorfologicznej opracowanej przez J. Janię, M. Pulinę i A. Karczewskiego (1984), długość strefy wynosiła wtedy 4910 m. Kolejne zdjęcie lotnicze, z roku 1990 wykazało, że długość klifu lodowego Austre Torellbreen była niemal taka sama, jak w roku 1983 (4908 m). Piąty zasięg wyznaczony został przez autorów za pomocą przyrządu GPS Germin 12 w roku 2001, a zmierzona wtedy długość czoła wyniosła 5358 m. Ostatni, wykonany w 2003 roku, pomiar GPS dał długość czoła 5920 m. Badania nad prędkością cofania się lodowca w jego części osiowej wykazały, że podobnie jak zmiany długości części czołowej, nie są one stałe w funkcji czasu. Wyniki pomiarów kartometrycznych zestawione są w tabeli 1.

Zauważa się szczególnie duży wzrost prędkości cofania się klifu lodowego w ostatnich latach. Całkowite cofnięcie się klifu lodowego Austre Torellbreen między rokiem 2001 a 2003 wyniosło w jego osi środkowej 332 m, co daje prędkość 166 m/rok (ryc. 2).

Wraz z gwałtownym cofaniem się lodowca zmieniają się również jego boczne partie, które wchodzi na ląd. Najwyraźniej zmiany te przejawiają się w północno-zachodniej bocznej (lateralnej) części, gdzie cofanie się w ostatnich 3 latach wynosi około 45 m na rok. Powstało tam nowe czoło lodowca, gdzie cielenie odbywa się do słodkowodnych jezior, utworzonych przez ciepłe źródła i lodowcową rzekę Isfjell. Wyraźny wpływ na zróżnicowane tempo ustępowania lodowca i zmniejszenia jego miąższości ma w tej okolicy drenaż subglacjalny, który utworzył wielkie kanały i jaskinie przyczyniające się do wzrostu tempa cofania się krawędzi lodowca. Obecność ciepłych, krasowych wód o temperaturze 10–12°C, przyspiesza ten proces.

Niezlodowacony obszar moreny środkowej, która oddziela Wschodni Lodowiec Torella od Zachodniego Lodowca Torella, rozszerzył się z 1.0 km w 1980 roku (Lindner i in., 1985, Pękała i in., 1985), do 2.6 km w roku 2003. Jest oczywiste, że boczna część lodowca położona na lądzie ustępuje wolniej niż jego klif, poddany dodatkowo procesom termoabrazji. W sumie, powierzchnia Austre Torellbreen w jego odmorskiej części w latach 1936–2003 zmniejszyła się o 14.74 km² (patrz tab. 1).



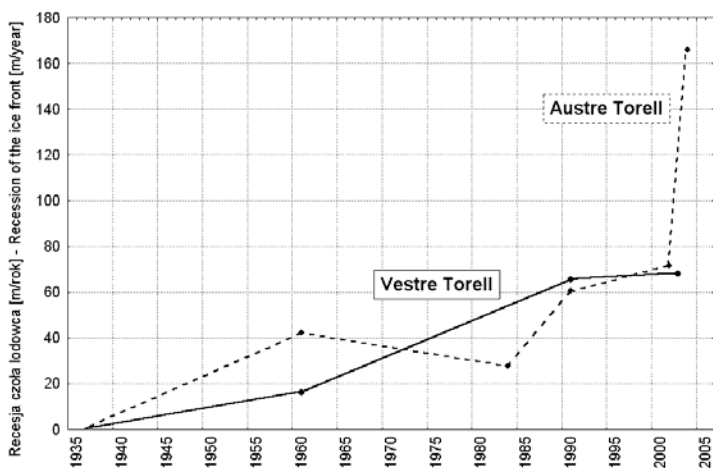
Ryc. 1. Elementy topografii odmorskich części lodowców Torell Zachodni i Torell Wschodni, z naniesionym zmianami linii brzegowej w latach 1936–2003

Fig. 1. Elements of topography of the sea parts of the Vestre and Austre Torellbreen and the line marking changes in the coastline over the period 1936–2003

Tabela 1 – Table 1

Wschodni Lodowiec Torella. Charakterystyka morfometryczna zmian strefy odmorskiej Austre Torellbreen. Morphometric characteristics of changes in its part adjacent to the sea

Rok Year	Określono na podstawie pomiaru z: Obtained from the measures based on:	Długość strefy czołowej Length of the front part [m]	Cofnięcie się klifu w osi lodowca Recession of the cliff in axis of the glacier [m]	Liczba lat Number of years	Prędkość cofania się Recession rate [m/rok]	Ubytek powierzchni lodowca Reduction of the glacier area [m ²]	Powierzchnia ubytku lodowca The area of reduced part of the glacier [m ² /rok]
1936	mapy map	6 634					
1960	zdjęcia lotniczego aerial photograph	4 612	1 011	24	42.12	5 018 274	209 095
1983	mapy map	4 910	637	23	27.69	2 538 398	110 365
1990	zdjęcia lotniczego aerial photograph	4 908	424	7	60.57	1 189 339	169 906
2001	GPS	5 358	786	11	71.45	4 431 515	402 865
2003	GPS	5 920	332	2	166.00	1 565 593	782 797
Suma – Total			3 190			14 743 119	



Ryc. 2. Przebieg w czasie prędkości cofania się czoła lodowców Torell Wschodni i Torell Zachodni

Fig. 2. The course over time of the recession rate of the ice front in the Vestre and Austre Torellbreen

Zachodni Lodowiec Torella też kończy się w morzu klifem lodowym. Obszar alimentacji położony jest na wysokości 800 m n.p.m. Z tego samego pola lodowego odpływa również (na N) lodowiec Recherch zaliczany do rejonu fiordu Bellsund. Główny jęzor (Vestre Torellbreen) spływa ku morzu w kierunku

południowo-zachodnim. Na swej drodze jest zasilany od wschodu mniejszymi lodowcami Högste, Profil i Skodde. Całkowita długość lodowca Torell Zachodni wynosi 33.5 km, a powierzchnia 338 km² (Hagen i in., 1993).

Najstarszy znany zasięg czoła odtworzono z norweskiej mapy z 1936 roku (ryc. 1). Długość czoła wynosiła wówczas 6731 m. Granica wyznaczona ze zdjęć lotniczych z 1960 roku miała długość 5560 m. Na podstawie zdjęć lotniczych z 1990 roku długość czoła określono na 8840 m. Według pomiarów, wykonanych przez autorów niniejszej pracy za pomocą urządzenia GPS Germin 12 w 2003 roku, długość czoła wyniosła 6945 m. Klif lodowy utworzył zatokę o kształcie podkowy, kończącej się po obu stronach na odsłoniętym od lodu brzegu. Po wschodniej stronie tworzy się lateralna część Klockmannmorena, która łączy się z moreną środkową (ryc. 1). W tej części znajduje się brama lodowcowa z wywierzykiem rzeki Isfjell oraz z wielką lodowcową jaskinią, która znacząco wpływa swoimi zwiększonymi przepływami wody, na przesuwanie się granic bocznych brzegów obu lodowców. Północno-zachodnia boczna część lodowca tworzy morenowe wały i sandry.

Tabela 2 – Table 2

Zachodni Lodowiec Torella. Charakterystyka morfometryczna zmian strefy odmorskiej
Vestre Torellbreen. Morphometric characteristics of changes in its part adjacent to the sea

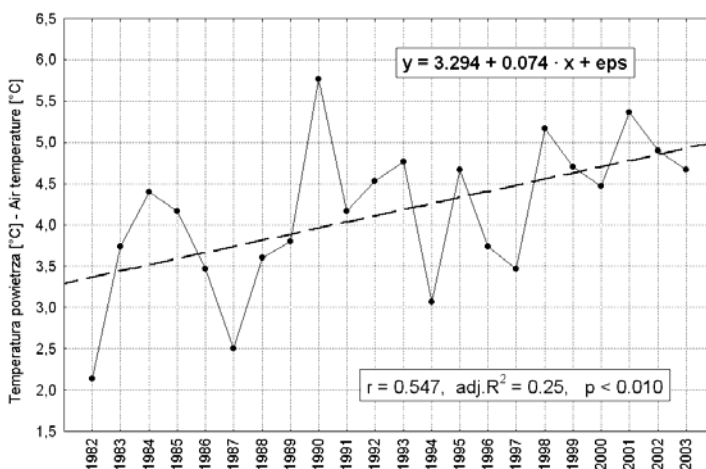
Rok Year	Określono na podstawie pomiaru z: Obtained from the measures based on:	Długość strefy czołowej Length of the front part [m]	Cofnięcie się klifu w osi lodowca Recession of the cliff in axis of the glacier [m]	Liczba lat Number of years	Prędkość cofania się Recession rate [m/rok]	Ubytek powierzchni lodowca Reduction of the glacier area [m ²]	Powierzchnia ubytku lodowca The area of reduced part of the glacier [m ² /rok]
1936	mapy map	10 135					
1960	zdjęcia lotniczego aerial photograph	5 566	386	24	16.08	2 148 518	89 522
1990	zdjęcia lotniczego aerial photograph	8 847	1 960	30	66.33	5 670 057	189 002
2002	GPS	6 945	817	12	68.08	6 497 737	514 478
Suma – Total			3 163			14 316 312	

Klif lodowy Vestre Torellbreen jest niewysoki, wznosi się nad poziom morza na około 30–40 m. W kilku miejscach występuje nad poziomem morza skalne podłoże pokryte materiałem fluwioglacjalnym. W zachodniej części czoła udokumentowano lodowcową bramę z wypływem wód subglacjalnych do morza. Z uzyskanych danych i pomiarów (patrz tab. 2) wynika, że lodowiec Torell Zachodni w swojej osi cofnął się między rokiem 1936 a 2002 o 3163 m, zaś powierzchnia odmorskiej części tego lodowca zmniejszyła się w tym okresie o 14.32 km². Brakuje autorom danych o położeniu klifu tego lodowca między latami 1960 a 1990. Istniejące dane pozwalają tylko na obliczenie średniej prędkości cofania się klifu w tym okresie – wynosi ona 65 m/rok. Wynika stąd wniosek, że w ostatnich 10 latach prędkość cofania się tego klifu utrzymuje się między 65 a 68 m/rok (ryc. 2). Jest to prędkość ponad dwa razy mniejsza, od obecnej prędkości cofania się klifu lodowego lodowca Torell Wschodni. Przyczyn wolniejszego cofania się klifu

lodowca Torell Zachodni można się dopatrywać w wytworzeniu się po roku 1960 formy akumulacyjnej leżącej po zachodniej stronie osi Istfjellbukty (ryc. 1). Oslaniała ona przez pewien czas odmorski kraniec Vestre Torellbreen przed działaniem fal.

Z obserwacji i pomiarów wynika, że w ostatnim 10-leciu cofanie czoł obu lodowców Torella uległo przyspieszeniu, w latach 2001–2003 osiągnęło prędkość 68–166 m/rok. Z większą szybkością ustępują też boczne brzegi lodowców (40–50 m/rok), na co głównie wpływa zwiększona ablacja i związane z nią intensywne przepływy w drenazowych systemach subglacjalnych. W niektórych częściach lodowców dochodzi do tworzenia depresji aż do 100 m głębokości. Takim jest stan wyjściowy naszego projektu badań i dokumentacji dotychczas nieznanych elementów drenażu podlodowcowego.

Rozbieżności pomiędzy tempem cofania czoł lodowców lądowych (40–50 m/rok) i uchodzących do morza (68–166 m/rok) można objaśnić zmianami klimatycznymi, które zachodzą w ostatnich dziesięcioleciach. Na lądzie wzrost temperatury powietrza w okresie ablacyjnym (ryc. 3) najsilniej oddziałuje na cofanie się stref lateralnych lodowców. Inaczej jest z partiami lodowców kończących się w morzu. Tam wzrastająca temperatura powietrza w sezonie ablacyjnym oraz również rosnąca temperatura powierzchni morza oddziałują wspólnie.

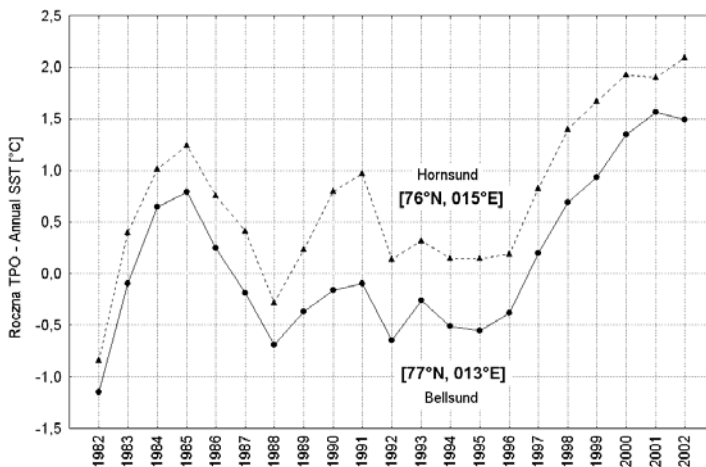


Ryc. 3. Przebieg średniej temperatury powietrza w sezonie ablacyjnym (średnia lipiec–wrzesień) na Spitsbergenie. Dane ze stacji Svalbard-Lufthavn; 1982–2003. Oznaczone równanie trendu średniej temperatury powietrza i jego istotność statystyczna

Fig. 3. The course of the mean air temperature in the ablation period (mean in the period July – September) of Spitsbergen. The data taken from Svalbard-Lufthavn; 1982–2003. Marked formula of the trend of mean air temperature and its statistical significance

U wybrzeży Spitsbergenu, między Hornsundem a Belsundem roczna temperatura powierzchni morza od 1982 roku wzrasta (ryc. 4), szczególnie silnie po roku 1996. W punkcie o współrzędnych 76°N i 015°E osiągnęła w 2002 roku 2°C (Kruszewski 2004). Ten wzrost temperatury wody wywiera również wpływ na długość sezonu bez lodu morskiego, umożliwiając dłuższe oddziaływanie fal morskich na klify lodowe (Marsz, 1988). W rezultacie klify lodowe lodowców wychodzących na otwarte morze są dynamicznie i

termicznie degradowane, co powoduje zwiększenie procesu cielenia, a tym samym przyspieszenie ustępowania klifu lodowego. W najgłębszych, osiowych częściach zatok tworzących się przed ustępującymi klifami lodowymi fale morskie są najmniej tłumione, a pływający lód z cielącego się lodowca najszybciej usuwany sprzed klifów przez prądy pływowe. To powoduje, że środkowe części klifów lodowych cofają się najszybciej. Tam gdzie podlodowcowe podłoże skalne jest płytko, oraz tam, gdzie lodowiec tworzy czoło spoczywające na lądzie, prędkość cofania się czoła lodowca jest o dwie trzecie mniejsza, niż na granicy lód – morze. W linii brzegowej tworzą się zatoki w kształcie podkowy, głęboko wcięte w lodzie lodowcowym, oddzielone od siebie odcinkami brzegu zbudowanego ze skał podłoża i luźnych utworów akumulacji glacialnej.



Ryc. 4. Przebieg rocznych wartości temperatury powierzchni morza (TPO) w pobliżu wybrzeża SW Spitsbergenu w latach 1982–2003 (gridy [76°N, 015°E] i [77°N, 013°E], charakteryzują wody rozpościerające się od rejonu na S od Hornsundu, po rejon Bellsundu)

Fig. 4. The course of annual values of sea temperatures in waters in the vicinity of SW coast of Spitsbergen over the period 1982–2003 (grids [76°N, 015°E] and [77°N, 013°E] describe waters covering the area S of Hornsund up to the region of Bellsund).

Tak więc zachodzące w okresie 1936–2003 zmiany klimatyczne, doprowadziły, poprzez zmianę bilansu masy lodowców Torella Wschodniego i Torella Zachodniego do zmniejszenia się odmorskiej powierzchni tych lodowców o nieco ponad 29 km², cofnięcia się klifów lodowych o około 3 km, zmian linii brzegowej polegającej na utworzeniu się dwóch dość dużych zatok, powstania nowych form akumulacji glacialnej i morskiej oraz szeregu innych, drobniejszych zmian w środowisku tego obszaru. Procesy zmian środowiska na tym obszarze ulegają przyspieszeniu w ostatnich latach wraz z postępującym ociepleniem.

Tłumaczenie z języka czeskiego – Jerzy Perejma

Literatura

- Hagen J.O., Liestöl O., Roland E., Jorgensen T., 1993, Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen, Meddelelser Nr 129, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Jania J., Pulina M., Karczewski A. (redakcja naukowa), 1984, Hornsund, Spitsbergen, Geomorfologia 1:75 000. Uniwersytet Śląski, Katowice. Mapa + opis, 25 s.

- Kruszewski G., 2004, Zmienność temperatury powierzchni morza w rejonie Spitsbergenu (1982–2002) jako przejaw współcześnie zachodzących zmian klimatycznych. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 14: 79-86.
- Lindner L., Marks L., Pękala K., Szczęsny R., 1985, Photogeological map of the interlobal zone of Torellbreen (West Spitsbergen). 1:10 000, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Marsz A., 1988, Brzegi lodowe. Ossolineum, Wrocław, Warszawa, Kraków, Gdańsk, Łódź, ss. 119.
- Pereyma J., 1999, Współczesne tendencje w kształtowaniu bilansu masy lodowców polarnych i subpolarnych. *Problemy Klimatologii Polarnej*, 9: 81-88.
- Pękala K., Lindner L., Marks L., Szczęsny R., 1985, Evolution of the interlobal zone of the Torell Glacier (Torellbreen), Spitsbergen. *Annales UMCS Lublin, sec. B, vol. 40*: 1-19.
- Řehák J., Ohurabka V., Braun J., 1989, Vyzkum vnitřního odvodování ledovce Werenskjöld a Torell (Spicberky) v letní sezóně roku 1988. XVI Sympozium Polarne, Toruń: 205-209.
- Řehák J., Ohurabka V., Braun J., 1990, New information about the interior drainage of subpolar glacier and the structures of medial moraines of the Southwest Spitsbergen. *Brno, Studia Carstologia* 1: 15-56.

THE RECESSION OF VESTRE AND AUSTRE TORELLBREEN ICE CLIFFS (SW SPITSBERGEN)

Summary

When documentary work was carried out on the Vestre and Austre Torellbreen, an extremely strong recession of ice cliffs of both glaciers was observed. In order to obtain more detailed picture of the observed retreat over the period 2001, 2002 and 2003, GPS measures of the ice cliffs location and the location of glacier fronts were taken. Then the obtained results were compared to previous maps (Fig. 1).

The ice cliff of the AustreTorellreen retreated by 3190m from the year 1936 till 2003. The fastest recession of this ice cliff was noted over the last three years; the average rate of the retreat reached 166m/year. The ice cliff of the Vestre Torellreen retreated by 3163m from the year 1936. The maximum speed of the recession of this cliff was also noted in the last three years and reached 68m/year. The sides of both glaciers which are located on the shore tend to have lower rate of recession, i.e. 40–50m/year.

The retreat of glaciers is mainly attributed to the observed global warming but in the case of the Vestre and Austre Torellbreen which empty for the sea, it is the increase in sea surface temperature that plays the main role.

The annual temperature of the coastal waters between Bellsund and Hornsund, that is in waters adjacent to both glaciers increased by 2°C over the period from 1996 and 2002. Such significant warming in the sea water together with the prolonged period without sea ice cover result in advanced undercutting of ice cliffs by waves and an increased role of calving in the negative mass balance of glaciers. The retreat of the ice cliff of the Vestre Torellbreen, which is partially sheltered against waves by a recently formed spur, has a rate half lower.