



You have downloaded a document from
RE-BUŚ
repository of the University of Silesia in Katowice

Title: Ablacja przez "cielenie" i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku : wyniki wstępne

Author: Jacek Jania

Citation style: Jania Jacek. (1982). Ablacja przez "cielenie" i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku : wyniki wstępne. W: M. Pulina, T. Szczypek (red.), "Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego : 1977-1980. T. 1" (S. 13-46). Katowice : Uniwersytet Śląski



Uznanie autorstwa - Użycie niekomercyjne - Bez utworów zależnych Polska - Licencja ta zezwala na rozpowszechnianie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie w celach niekomercyjnych oraz pod warunkiem zachowania go w oryginalnej postaci (nie tworzenia utworów zależnych).



UNIwersytet ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

JACEK JANIA*

Ablacja przez „cielenie“ i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku. Wyniki wstępne

Ablation by calving and 20th century recession of glaciers in the Hornsund area (Spitsbergen). Preliminary results

Абляция вследствие откалывания и отступление ледников Хорнсунна (Шпицберген) в XX веке. Предварительные итоги

Abstract. The paper presents calculations of the ice mass losses caused by calving of the Hans Glacier. Ablation by calving takes about 20 percent of total annual mass losses of the Hans Glacier. Observations of glaciers retreat in the Hornsund region point out that fast recession takes place in part of glacier where flow velocity is high. The author discusses also question of the ice cored moraines developed as result of glaciers snout retreat from sea to land.

Абстракт. В статье приведён избыток массы ледника Ганса вследствие откалывания. Абляция вследствие откалывания составляет 20% общего годового избытка массы упомянутого ледника. Наблюдения дегляциации ледников Хорнсунна показывают, что самое быстрое отступление происходит в самых быстро текучих частях языка. Наконец, обдуман вопрос возникновения моренных форм рельефа с ледяным ядром: установлено, что они не результат изменений климатических условий, а эффект отступления края ледника из моря на сушу.

Wstęp

Celem pracy jest próba określenia wielkości ubytku masy lodowca, uchodzącego do Fiordu Hornsund na Spitsbergenie, przez „cielenie się” na podstawie wyników dwu kolejnych rejestracji fotogrametrycznych jego czoła. Po obliczeniu masy traconej przez Lodowiec Hansa w pro-

* Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 58, 41-200 Sosnowiec

cesie cielenia się i po obserwacjach porównawczych na innych lodowcach Hornsundu podjęto próbę określenia czynników wpływających na tempo ablacji przez cielenie w świetle zmian zasięgu ich czoł w XX wieku.

Ablacja na kontakcie lodowca z wodą morską stanowi szczególnie ciekawe i trudne do rozwiązania zagadnienie. Do tej pory proces ten nie jest szczegółowo poznany. Jest on oceniany bardzo różnie: od przypisywania mu ważnego znaczenia w utracie masy przez pokrywą lodową Antarktydy (Loewe, 1960) do określenia suchego cielenia się małego lodowca Meserve (9,9 km²) na Antarktydzie jako zaledwie 1,5% całkowicie traconej rocznie masy (Bull, Carmein, 1970). Oceny te dotyczą zimnych lodowców Antarktydy. Brak jest podobnych badań w odniesieniu do subpolarnych lodowców morskich (przejściowych) Spitsbergenu południowego. Tylko V. S. Koryakin (1974, 1975) analizował zmiany zasięgu czoł lodowców spitsbergeńskich, w tym uchodzących do morza, na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych od końca XIX wieku do początku lat sześćdziesiątych XX wieku. Ograniczył się jednak do pomiaru ubytku lub przyrostu powierzchni strefy czołowej w stosunku do całej powierzchni lodowca, lub oceny obniżenia ich powierzchni. Jego wyniki są pierwszymi informacjami pozwalającymi oceniać wahania lodowców w XX wieku na Spitsbergenie.

Polskie badania nad bilansem masy wybranych lodowców w rejonie Hornsundu nie zostały jeszcze zakończone. Wydaje się, że dopiero badania zimowe wyprawy Polskiej Akademii Nauk w sezonie 1979/1980 umożliwią zebranie wielu brakujących elementów do rocznego bilansu masy Lodowca Werenskiolda. Wyniki tych obserwacji są w trakcie opracowywania (Pulina, 1981 oraz informacja ustna). Wcześniejsze badania — w latach 1957—1959 prowadzone przez A. Kosibę (1960) i w latach 1970—1974 przez S. Baranowskiego (1975b, 1977) — nie doprowadziły do opublikowania danych o wszystkich składowych bilansu, mimo programu badań zmierzającego w tym kierunku. Podkreślić jednak trzeba, że Lodowiec Werenskiolda należy do grupy najlepiej poznanych lodowców Spitsbergenu. Jednak w naszych pracach dane te są mało przydatne, gdyż Lodowiec Werenskiolda kończy się na lądzie.

Badanie składowych bilansu masy lodowców wkraczających swoimi czołami do morza jest szczególnie trudne. Nie sposób zmierzyć ilości wody roztopowej wypływającej z lodowca, gdyż zazwyczaj tunele i subglacjalne kończą się w morzu. Do bezpośrednich pomiarów dostępna jest tylko ablacja powierzchniowa, rejestracja wycofywania się lub awansu klifu czołowego. Nie daje to jeszcze przesłanek do wnioskowania o reszcie bilansowej (*net balance*) przy założonej znajomości wielkości akumulacji śniegu. Elementami brakującymi do poznania bilansu jest określenie objętości lodu traconego w ciągu roku na kontakcie z morzem przez wytapianie się i tzw. cielenie suche (*dry calving*) —

czyli obłamywanie brył lodowych. Dla obu tych procesów stosowane będzie określenie ogólne: ablacja przez cielenie (*ablation by calving*). Ubytek masy lodowca spowodowany działalnością termokrasową wód sub-, in- i supraglacialnych znajdzie się poza możliwością zbadania i oszacowania. Wydaje się jednak, że będą to ilości znikomo małe. Określanie wpływu wód roztopowych zastąpić można analizą fotogrametryczną zmian powierzchni lodowca, która ujmuje ubytki przez ablację powierzchniową i parowanie lodu.

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę oszacowania jednego z elementów bilansu masy Lodowca Hansa — cielenia się w latach 1938—1957, z wykorzystaniem wyników rejestracji fotogrametrycznej jego czoła w tych latach. Bardzo prosta metoda obliczeń i korzystania z materiałów kartograficznych oraz fotogrametrycznych będzie również stosowana w przyszłości do analizy ablacji przez cielenie tego lodowca w latach następnych, a także do badań innych lodowców Hornsundu. Z uwagi na wykorzystanie niepełnych danych dotyczących wahań lodowców Hornsundu w XX wieku (opracowanie w toku — Jania, Kolondra, Lipert, 1981) oraz napływanie ciągle nowych informacji (publikowanych i nie publikowanych) o tych lodowcach (np. pionowe zdjęcia lotnicze z lat 1960 i 1961, uzyskane z Norsk Polarinstitutt), przedstawione rezultaty, a także niektóre wnioski należy traktować jako przybliżone i wstępne.

Obliczanie wielkości ubytku lub przyrostu masy lodowców przez porównywanie ich dwóch różnowiekowych map topograficznych jest od dawna i powszechnie stosowane w przypadku lodowców górskich, szczególnie w Alpach (np.: Brunner, Rentsch, 1972; Finsterwalder, Rentsch, 1973), lecz także w innych regionach świata. W Hornsundzie podobną metodę stosował A. Heintz (1953), a szerzej dla całego Spitsbergenu południowego — V. S. Koryakin (1974, 1975). Niniejsza praca jest kontynuacją i w pewnym sensie powtórzeniem tych prac: powtórzeniem, bo wykorzystano częściowo ten sam materiał źródłowy — dawne mapy topograficzne; kontynuacją, gdyż opracowano problem pod innym kątem, a także z zastosowaniem nowszych wyników badań. Podczas gdy prace V. S. Koryakina zawierają udokumentowanie ogólnych prawidłowości XIX- i XX-wiecznych wahań zasięgu i wysokości lodowców Spitsbergenu, tutaj analizowano szczegółowo czoła lodowców Hornsundu w poszukiwaniu czynników wpływających na zmienność tempa ablacji przez cielenie na różnych lodowcach.

Ubytek masy Lodowca Hansa przez cielenie w latach 1938—1957

Lodowiec Hansa położony jest na północnym brzegu Fiordu Hornsund, jako najbardziej na zachód położony lodowiec uchodzący do morza. Jest

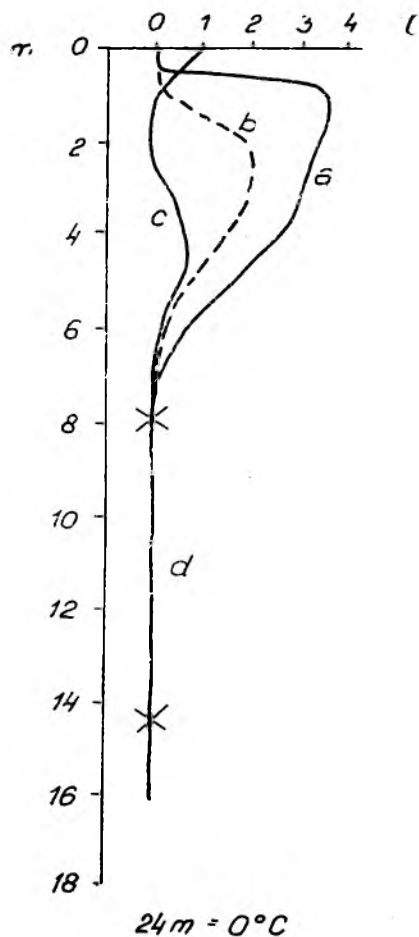
to lodowiec półpokrywowy, który posiada wspólny obszar akumulacyjny z Vrangpeisbreen — bocznym lodowcem Austre Torellbreen. Również przez niewielkie plateau firnowe Kvitungisen łączy się z akumulacyjną częścią lodowca Paierl — swojego najbliższego sąsiada od wschodu. Wyznaczenie lododziału Lodowca Hansa w sposób precyzyjny — tak jak na lodowcach górskich — jest niemożliwe. Wykorzystując interpretację zdjęć lotniczych z 1960 roku, a także posługując się mapą topograficzną Norsk Polarinstitut (1948), wyznaczono najbardziej prawdopodobne granice lododziałowe. Powierzchnia Lodowca Hansa w tak określonych granicach, według stanu w 1936 roku, wynosi 67,2 km².

Jęzor lodowcowy Hansa jest obramowany od wschodu wysokim i stromym węglanowo-metamorficznym masywem Sofiekammen (Wienertinden 925 m n.p.m.) i Fannytoppen (412 m n.p.m.). Część zachodnia jest bardziej urozmaicona. Dopływają tutaj boczne lodowce Tuv i Deilegg. Obramowanie zachodnie stanowią góry zbudowane z metamorficznych łupków krystalicznych: Fugleberget (569 m n.p.m.), Skoddefiellet (733 m n.p.m.), Skålfiellet (619 m n.p.m.), Bergnova (555 m n.p.m.). W rejonie lodowców Deilegg i Tuv występują dwa wyniosłe nunataki: Tuva (552 m n.p.m.) i Vesletuva (542 m n.p.m.). Szczególnie wyraźne moreny boczne z jądrem lodowym ciągną się wzdłuż połego grzbietu Flatryggen, po wschodniej stronie jęzora, a także tuż nad brzegiem fiordu, na południe od Fugleberget i Fannytoppen.

Czoło lodowca o wysokości dochodzącej do 50 m n.p.m. dzieli odległość około 13 km od równiny firnowej, która leży na wysokości 500—550 m n.p.m. Daje to nieznaczne nachylenie podłużnego profilu powierzchni lodowca (1,5°—3°, por. ryc. 2A). Obszerniejsze dane na temat morfometrii Lodowca Hansa zawiera praca A. Kosi (1960).

Termika tego lodowca nie jest dokładnie zbadana. Ostatnio M. Grześ (1981) zmierzył temperaturę lodu w partii czołowej do głębokości 24 m. Te pomiary z sierpnia i września 1979 roku wskazują, że jest to lodowiec „ciepły” (*temperate* — *umiarkowany*) z chłodną warstwą powierzchniową, której grubość dochodzi do kilku metrów (ryc. 1).

Mięszość lodowca w strefie ablacyjnej osiąga, a niekiedy przekracza 100 m, a w strefie akumulacyjnej ponad 350 m. Jak wynika z sondowań radarowych J. Mochereta i A. B. Żuravleva (1980) oraz R. Czajkowskiego (1981), ukształtowanie dna doliny lodowcowej jest mocno urozmaicone, z wyraźnymi przegłębieniami, których dno w strefie akumulacyjnej schodzi poniżej poziomu morza (ryc. 2). Kierunek spływu jęzora lodowego z północy na południe ulega modyfikacji z powodu naporu bocznych lodowców spływających z zachodu. Linie płynięcia wyginają się tutaj ku wschodowi. Wpływa to także na kształt jęzora lodowcowego, który uwypukla się ku wschodowi pomiędzy Wienertinden a Fannytoppen. Fakt ten powoduje trudności w dokładnym wyznaczeniu linii płynięcia w obrębie całej strefy ablacyjnej.

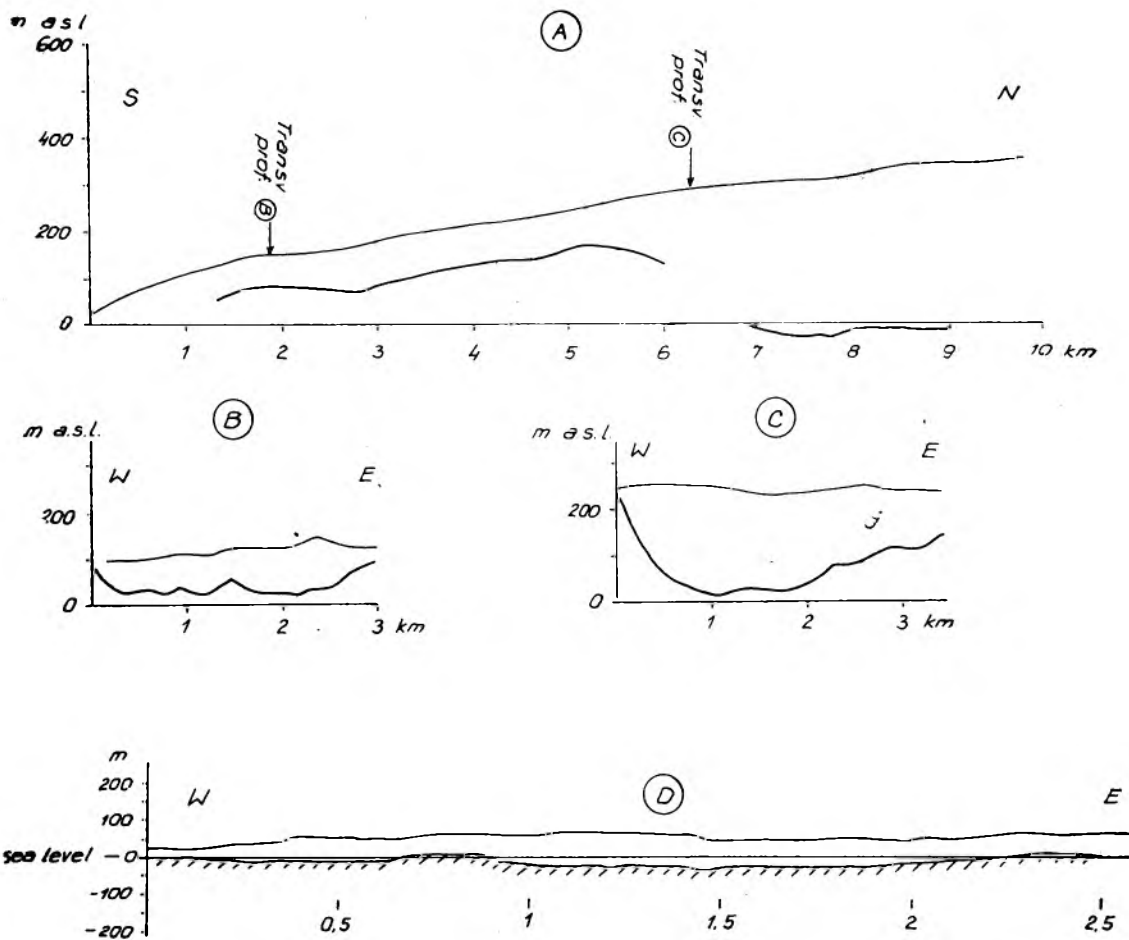


Ryc. 1. Temperatura lodu wnętrza Lodowca Hansa w lecie 1979 roku. Powierzchnia lodu na około 100 m n.p.m. (wg M. Grzesia, 1981):

a — pomiar w dniu 2 VIII 1979 r., b — pomiar w dniu 22 VIII 1979 r., c — pomiar w dniu 25 VIII 1979 r., d — pomiar w dniu 11 IX 1979 r.

Fig. 1. Internal ice temperature of the Hans Glacier in the summer of 1979. Ice surface at ca. 100 m above sea level (after M. Grześ, 1981):

a — survey on the 2nd of August, 1979, b — survey on the 22nd of August, 1979, c — survey on the 25th of August, 1979, d — survey on the 11th September, 1979.



Ryc. 2. Przekroje przez Lodowiec Hansa:

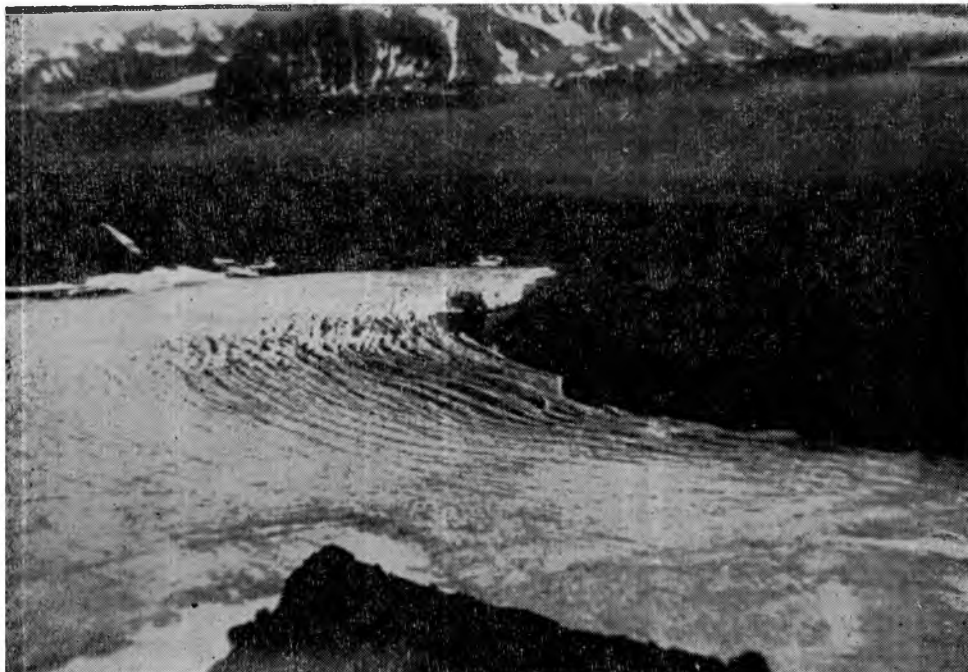
A — profil podłużny wg J. Mochereta i A. Żuravleva (1980), z sondowań radiolokacyjnych z pokładu śmigłowca; B i C — profile poprzeczne według R. Czajkowskiego (1980) — z naziemnego sondowania radarowego (miejsce tych profili zaznaczono na profilu podłużnym A); D — profil poprzeczny wykonany bez przewyższenia na podstawie mapy W. Pillewizera (1939) i batymetrii S. Siweckiego, S. Swerpla, J. Urbańskiego (1978) — porównaj z rys. 4 i 5.

Fig. 2. Hans Glacier cross sections:

A — longitudinal cross-section after J. Mocheret and A. Żuravlov (1980) from helicopter radioecho sounding; B and C — transversal cross-sections after R. Czajkowski (1980) — from terrestrial radioecho sounding (localization of these profiles on longitudinal cross-section A); D — transversal cross-section made on the basis of W. Pillewizer map (1939) and bathymetry chart of S. Siwecki, S. Swerpel, J. Urbański (1978); vertical scale = horizontal scale (cf. fig. 4 and 5)

Lodowiec Hansa leży w pobliżu Polskiej Stacji Polarnej nad Zatoką Białego Niedźwiedzia (Isbjörnhamna), jest więc często odwiedzany przez glacialogów. Jednak szersze badania glaciologiczne prowadzone były z wieloletnimi przerwami. Obserwacji dokonywano w latach: 1957—1959, 1970—1974, 1978—1981; badania trwają nadal. Niektóre rezultaty prac poprzednich, a także prace najnowsze nie są jeszcze opublikowane. Moż-

na jednak powiedzieć, że Lodowiec Hansa jest najlepiej poznany lodowcem, którego czoło uchodzi do Hornsundu (fot. 1).



Fot. 1. Strefa czołowa Lodowca Hansa, widok ze szczytu Fugleberget (565 m n.p.m.) w kierunku południowo-wschodnim. Wyraźne i szerokie szczeliny tensyjne zajmują centrum jezora. W prawej części czoła (zimnej) brak otwartych szczelin — stan w lipcu 1972 roku (Fot. J. Jania)

Phot. 1. The Hans Glacier frontal zone, the Fugleberget peak (565 m above sea level) view towards the south-east. Wide and well marked tension fissures occupy the tongue centre. In the right part of the tongue (the cold one) no open crevasses can be found — the state in July, 1972

(Photo by J. Jania)

Proces odrywania się brył lodowych od frontu czoła lodowcowego wchodzącego w morze nazywany jest „cieleniem się” lodowca. Jak wskazują obserwacje, wytapianie się lodu na kontakcie z wodą morską ma stosunkowo niewielkie znaczenie, chociaż w ogóle przyczynia się do zachwiania równowagi w klifie lodowym. Badania A. Moign (1974) na NW Spitsbergenie wskazują na 4 sposoby obłamywania się czoła lodowca. W Hornsundzie można wyraźnie zaobserwować w czasie lata wytapianie termiczno-abrazyjne, podcinanie klifów lodowych (fot. 2). Proces ten zależy od temperatury wody morskiej, częściowo od jej zasolenia, a także od falowania, pływów i prądów przybrzeżnych. Isbjörnhamna charakteryzuje się występowaniem w lecie dwu warstw wody: woda po-



Fot. 2. Czoło Lodowca Hansa na kontakcie z morzem. Przy powierzchni morza, w pobliżu sylwetki z plecakiem, widoczna nisza wytopiona w wyniku termicznej działalności wody morskiej (lipiec 1972) (Fot. J. Jania)

Phot. 2. The Hans Glacier front contacting with the sea. At the sea surface, near the figure with a rucksack, a niche melted as the result of the sea water thermic activity is visible (July, 1972) (Photo by J. Jania)

wierzchniowa zalega do głębokości około 10 m, spory udział ma tutaj woda słodka wypływająca z lodowca, a średnia temperatura tej warstwy zawarta jest w przedziale $+0,9^{\circ}\text{C} \div +2,5^{\circ}\text{C}$, zasolenie w granicach 27‰ — 33‰; woda przydenna zalega od około 15 m w głąb (do około 50 m) i ma zasolenie w granicach 33,5‰ — 34‰, średnie temperatury są niższe i zawarte w przedziale $+1,0^{\circ}\text{C} \div +1,5^{\circ}\text{C}$ (The Results of Spitsbergen..., 1981).

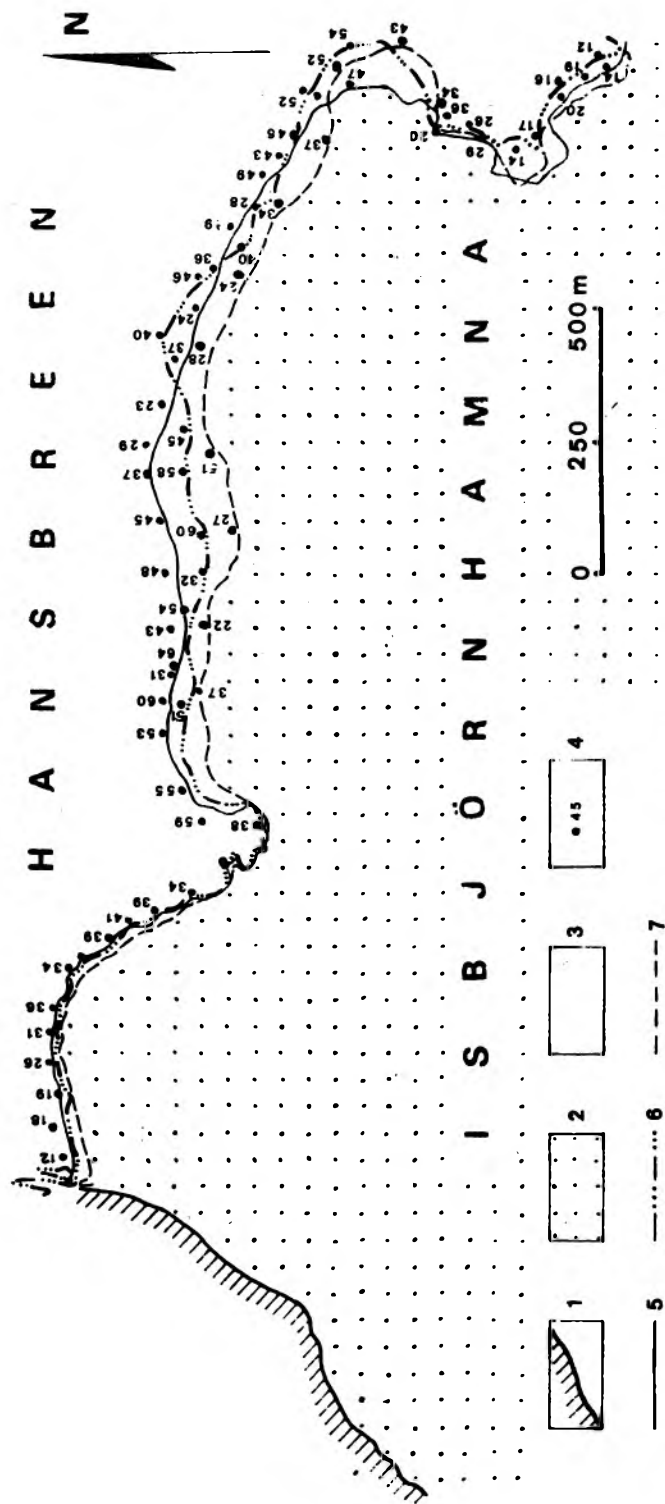
Termiczne podcinanie klifów lodowych powoduje obrywanie się mniejszych okruszków lodu o średnicy do kilku metrów, wyjątkowo większych. Głównym czynnikiem cielenia się jest rozładowywanie naprężeń wywołanych w ciele lodowca przez jego ruch. Ułatwiają to szczeliny i linie nieciągłych dyslokacji przy czołe lodowca. Jak wskazują obserwacje, szczeliny w pobliżu klifu lodowego mają zazwyczaj charakter tensyjny. Bryły lodu obłamują się częściej pod wpływem wyższej temperatury po-

wietrza lub wzmożonej insolacji, które to czynniki wpływają na intensywniejszy ruch lodowca oraz zwiększenie masy wód ablacyjnych, rozmywających szczeliny lodowca. Ciepleszej pogodzie towarzyszy zazwyczaj donośna kanonada cielących się lodowców. Bryły lodu pochodzące z cielenia suchego są zazwyczaj większe — o średnicy kilkunastu, niekiedy kilkudziesięciu metrów. Towarzyszy im zawsze liczny, drobny druzgot lodowy. Praktycznie oba wspomniane sposoby utraty masy z klifu lodowego działają łącznie i nie są możliwe do oddzielenia, a efekty ich sumują się. Bezpośrednie obserwowanie i szacowanie wielkości oraz ilości „cielących się” gór lodowych jest bardzo trudne i mało precyzyjne, zatem stosowane bywa bardzo rzadko (np: Vivet, Lliboutry, 1978).

Rejestracja mikrowstrząsów lodowca pozwala określić częstotliwość obłamywania się brył lodu z klifu czołowego. Na Lodowcu Hansa prowadzono próby takich badań w latach 1970 (Górski, 1975) i 1971 (Czajkowski, 1977). Dotyczyły one tylko krótkich okresów letnich, a ich głównym celem, poza rozpoznaniem charakteru mikrowstrząsów naturalnych tego lodowca, była próba określenia tempa ruchu jezora. W ostatnich latach prowadzona jest stała rejestracja naturalnych mikrowstrząsów czoła Lodowca Hansa sejsmometrem typu „Górnik”. Wyniki, w tym w nawiązaniu do aktywności cielenia się i jego przebiegu rocznego, są w trakcie opracowania w Instytucie Geofizyki PAN (Pulina, 1981). Zatem — jak do tej pory — nie ma bezpośrednich pomiarów wielkości ablacji przez cielenie się w tej części Spitsbergenu.

Częsta rejestracja fotogrametryczna czoła cielącego się lodowca stanowi najprostszy sposób badania tego zjawiska. Jednak z uwagi na element ruchu jezora lodowego samo zarejestrowanie zasięgu czoła, w różnych przedziałach czasowych, jest trudne do interpretacji (ryc. 3). Równoczesny ruch czoła do przodu i utrata masy przez cielenie komplikują ocenę zjawiska. Niezbędne byłoby zamontowanie na klifie lodowym odpowiednich reperów, co jest praktycznie niewykonalne z uwagi na niebezpieczeństwo.

Pobieżne przestudiowanie zależności między zasięgiem czoła lodowca w latach 1957, 1958 i 1959 (ryc. 3) a jego ruchem i cieleniem się daje interesujące rezultaty. Ruch lodowca był mierzony na linii K-B (ryc. 4) przez A. Kosibę (1960) w przybliżeniu w tym samym czasie, co rejestracja fotogrametryczna czoła. Prędkość posuwania się czoła Lodowca Hansa do fiordu można oszacować z pomiarów na wspomnianej linii (tok rozumowania przy szacowaniu prędkości lodowca przy samym czole omówiony zostanie nieco dalej). Okazuje się, że gdyby ablacja przez cielenie nie istniała, to od 25 września 1957 roku do 4 sierpnia 1958 roku czoło powinno posunąć się do przodu (do fiordu) o około 150 m—160 m w swojej części centralnej. Wynik rejestracji fotogrametrycznych wykonanych 21 września 1957 i 27 sierpnia 1958 roku (ryc. 3) pokazuje, że czoło posunęło się w części centralnej tylko o około 70 m — 80 m. Cie-



Ryc. 3. Zmiany zasięgu czoła Lodowca Hansa w latach 1957—1959 na podstawie zdjęć terrofotogrametrycznych dra C. Liperta (według oryginalnego rysunku, za uprzejmym zezwoleniem dra C. Liperta):

1 — linia brzegowa łądu stałego, 2 — zatoka morska, 3 — lodowiec, 4 — punkty kontrolne — wysokość kilfu lodowego w metrach, 5 — zasięg czoła 21 września 1957 r., 6 — zasięg czoła 27 sierpnia 1958 r., 7 — zasięg czoła 21 czerwca 1959 r.

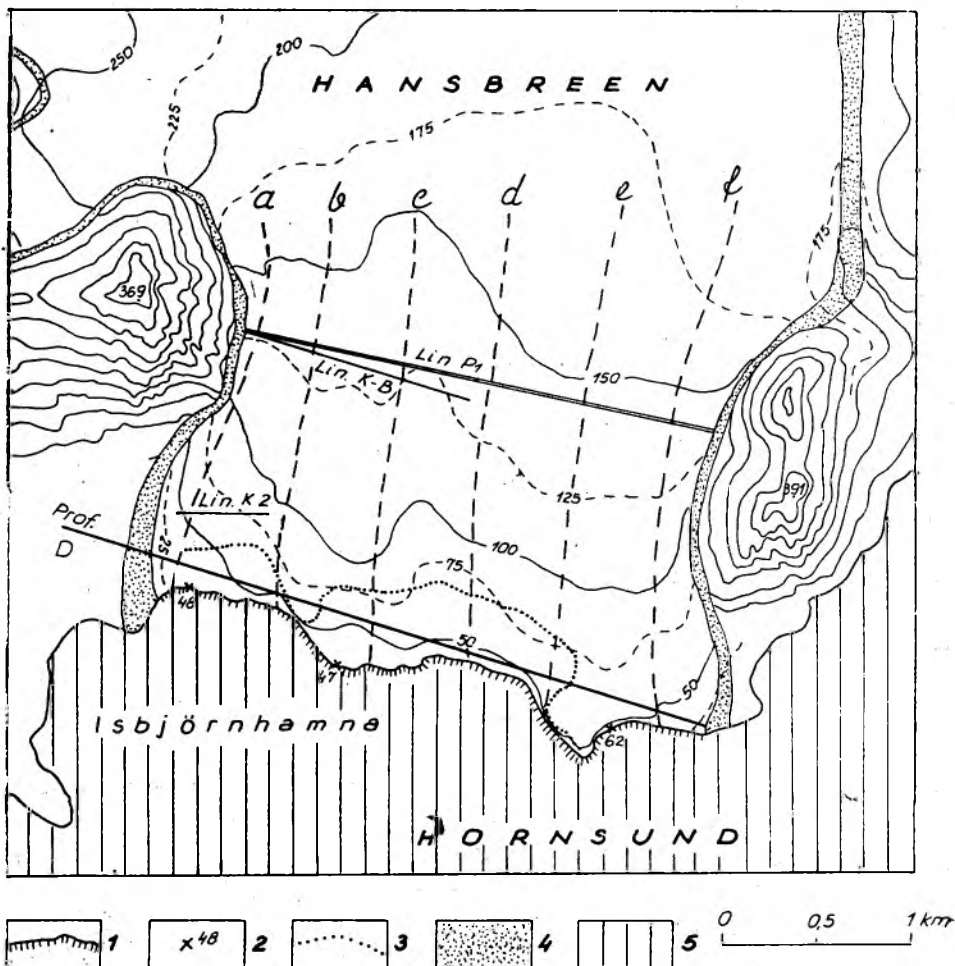
Fig. 3. Changes of the reach of Hans Glacier front in Years 1957—1959 on the basis of terrestrial photogrammetry by Dr. C. Lipert (after original picture, by kind permission of Dr. C. Lipert):

1 — shore line, 2 — sea bay, 3 — glacier, 4 — check points ice cliff altitude in metres, 5 — front reach on the 21st of September 1957, 6 — front reach on the 27th of August, 1958, 7 — front reach on the 21th of June, 1959.

lenie się czoła spowodowało ubytek połowy dystansu wynikającego z ruchu jezora. Podobnie w okresie sierpień 1958 — lipiec 1959; cielenie się czoła pochłonęło połowę dystansu, na jaki mógł awansować lodowiec przez swój ruch w części centralnej. Ogólnie biorąc, w efekcie przeważył awans, co wyraźnie wskazuje ryc. 3. Skonfrontowanie tego obrazu z ogólną tendencją wycofywania się czoła Lodowca Hansa (ryc. 13) pokazuje, że jest to awans chwilowy. Wydaje się zatem, że obserwowane wycofywanie czoł lodowców Hornsundu odbywa się oscylacjami w przód i do tyłu, z tym że w okresie dłuższym obecnie przeważa cofanie się. Okazuje się więc, że krótkoterminowe fotogrametryczne rejestrowanie cielących się lodowców spitsbergeńskich prowadzić może do pochopnych wniosków. Lepszym sposobem określania wielkości ubytku masy przez cielenie jest badanie zmian w dłuższych okresach.

Taką próbę podjęto w przypadku Lodowca Hansa, analizując dosyć odległe w czasie wyniki rejestracji jego czoła. Wykorzystano mapę W. Pillewizera (1939) w podziałce 1 : 25 000, wykonaną dzięki zdjęciom terrofotogrametrycznym z przeciwległej strony Fiordu Hornsund w sierpniu 1938 roku (ryc. 4) i wynik rejestracji terrofotogrametrycznej C. Liperta w podziałce 1 : 10 000, przedstawiony na ryc. 3, a opublikowany także w pracy A. Kosiby (1960).

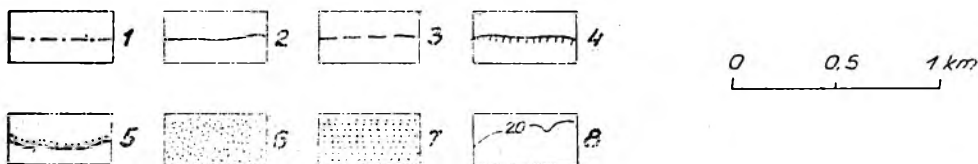
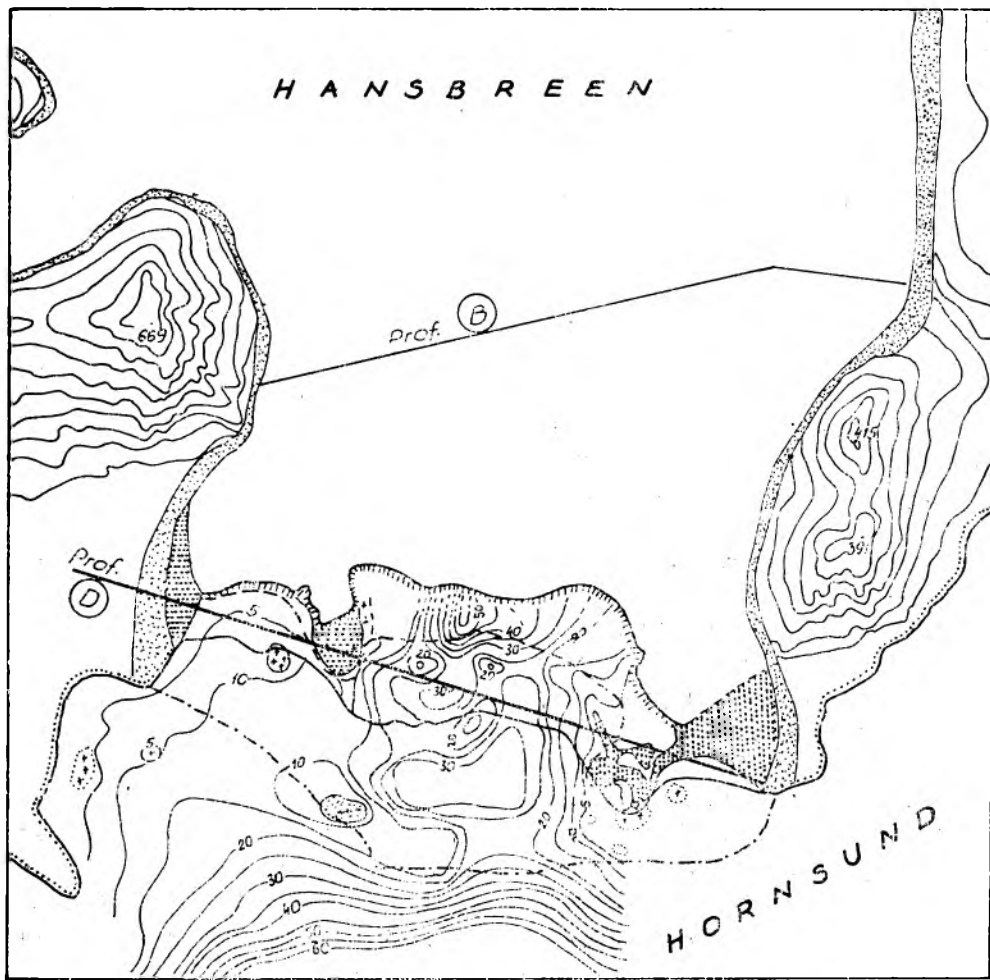
Obok zmian zasięgu czoła kolejnym elementem koniecznym do wyliczenia ubytku masy lodowca przez cielenie się jest znajomość miąższości lodu w strefie czołowej. W przypadku bezpośrednich okolic klifu lodowego subpolarnych lodowców morskich jest to zagadnienie dosyć trudne, choć rozwiązywane ostatnio z mniejszą lub większą dokładnością przez sondowanie radiolokacyjne (Mocheret, 1980; Czajkowski, 1981). W latach 1938—1957 nie prowadzono badań nad miąższością czoła Lodowca Hansa. Natomiast dzięki dokładnemu echosondowaniu Zatoki Białego Niedźwiedzia R. Siwecki, S. Swerpel, J. Urbański (1978) opublikowali szczegółową mapę batymetryczną akwenu przed czołem tego lodowca (ryc. 5). Mapa ta sporządzana w 1977 roku obejmuje także obszar, z którego wycofał się lodowiec w okresie 1938—1957, oddaje więc rzeźbę podlodowcową ówczesnego jezora lodowego. Trzeba jednak wziąć pod uwagę zafałszowanie obrazu tej rzeźby przez późniejsze osady morenowe (morena podmorska) i wodnolodowcowe, a także przez możliwe występowanie dennego reliktoowego lodu ze stopy lodowca, pogrzebanego przez odkładane osady (zwraca na to uwagę L. S. Troicki, 1975). Czynniki te mogą wpływać na zmianę obrazu poszukiwanej rzeźby podlodowcowej. Trudno jest nawet oceniać wielkość możliwego błędu z uwagi na brak badań nad tempem lodowcowej akumulacji podmorskiej, do których można by nawiązać. Wydaje się jednak, że odtworzenie reliefu podlodowcowego (1938—1957) na podstawie współczesnej batymetrii u czoła lodowca jest dokładniejsze lub — w najgorszym przypadku —



Ryc. 4. Szkic czola Lodowca Hansa w 1938 roku wg mapy W. Pillewizera (1939): a, b, c, d, e, f — pomocnicze linie płynięcia (objaśnienie w tekście), P1 — linia pomiaru prędkości w sierpniu 1938 roku prowadzonej przez W. Pillewizera (por. rys. 8), K-B — linia pomiaru prędkości prowadzonej przez A. Kosibę (1960) w latach 1957 — 1959 i S. Baranowskiego (1977) w latach 1970 — 1971, K-2 — linia pomiaru prędkości prowadzonej przez A. Kosibę (1960) w latach 1957 — 1959, D — linia przekroju poprzecznego przedstawionego na rys. 2D; 1 — czoło lodowca w lecie 1938 roku, 2 — wysokość klifu lodowego w metrach, 3 — zasięg lodowca 21 września 1957 roku, 4 — moreny, 5 — Fjord Hornsund. Izolinie na lodowcu co 25 m według stanu z lata 1938 roku

Fig. 4. Sketch map of the Hans Glacier front in 1938 (after a map of W. Pillewizer, 1939):

a, b, c, d, e, f — auxillary flow lines (explanations in the text), line P1 — ice flow velocity measurement profile conducted by W. Pillewizer in the August of 1938 (cf. fig. 8), line K-B — ice flow velocity profile measurement in years 1957—1959 (after A. Kosiba, 1960) and in years 1970—1971 (after S. Baranowski, 1977); line K-2 — ice flow velocity profile measurement in years 1957—1960 (after A. Kosiba, 1960), D — line of the transversal cross-section profile shown on fig 2D, 1 — glacier front in the summer of 1938, 2 — ice cliff altitude in metres, 3 — glaciers front reach on the 21st of September, 1957; 4 — moraines, 5 — Hornsund Fjord. Isolines on the glacier surface every 25 m, data from the summer of 1938



Ryc. 5. Szkic batymetrii u czoła Lodowca Hansa w 1977 roku (wg R. Siweckiego, S. Swerpela, J. Urbńskiego, 1978):

B — linia przekroju poprzecznego przedstawionego na rys. 2B, D — linia przekroju poprzecznego przedstawionego na rys. 2D; 1 — zasięg czoła lodowca w 1918 roku, 2 — zasięg czoła w 1938 roku, 3 — zasięg czoła 21 września 1957 roku, 4 — zasięg czoła w lecie 1977 roku, 5 — brzeg lądu stałego, 6 — moreny, 7 — ląd świeżo odsłonięty spod lodowca, 8 — izobaty co 5 m; krzyżykami zaznaczono skały podwodne odsłaniane przy odpiętych

Fig. 5. Bathymetry sketch chart near the Hans Glacier front in 1977 (after R. Siwecki, S. Swerpel, J. Urbński, 1978):

Profile B — line of the transversal cross-section on fig. 2B, Profile D — line of the transversal cross-section on fig. 2D; 1 — glacier front reach in 1918, 2 — glacier front reach in 1938, 3 — glacier front reach on the 21st of September, 1957, 4 — glacier front reach in the summer of 1977, 5 — shore line, 6 — moraines, 7 — land surface after glacier retreat, 8 — isobates every 5 m; crosses show underwater rocks

równie dokładne jak wynik naziemnych profilowań radiolokacyjnych R. Czajkowskiego (1981), czyli w granicach 15 m.

Nałożenie na siebie i precyzyjne dopasowanie tych trzech obrazów kartograficznych wykonano za pomocą foteoreambulatora LUZ (produkcji C. Zeissa w Jenie) z dokładnością w granicach 0,3 mm — 0,5 mm w przypadku sytuacji brzegowej w latach 1938 i 1957, a z dokładnością około 1 mm w przypadku sytuacji brzegowej z 1938 roku i batymetrii. Tak niska dokładność wyniknęła z powodu braku na mapce batymetrycznej punktów do wpasowania i wykreślenia na niej tylko linii brzegowej, która wykazywała pewne odchylenia w stosunku do mapy W. Pillewizera (1939). Powodem były prawdopodobnie brzegowe procesy geomorfologiczne, które modelowały plaże zatoki w ciągu prawie 40 lat dzielących oba zdjęcia sytuacji. Wszystkie te materiały zestawiono w podziałce 1 : 12 500, powiększając dwukrotnie mapę Pillewizera i zmniejszając szkic C. Liperta i mapkę batymetryczną (obie z podziałki 1 : 10 000).

Obliczenia ubytku masy lodowca przez cielenie się podzielono na dwa etapy:

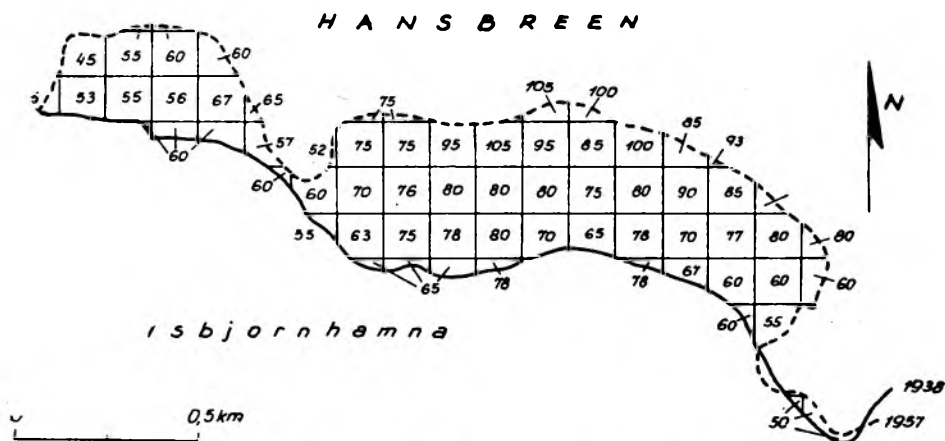
— etap pierwszy — zakładając statyczność lodowca,

— etap drugi — z dodaniem elementu ruchu jezora lodowcowego.

Dzięki interpretacji pionowych zdjęć lotniczych z 1960 roku i skośnych zdjęć lotniczych z 1936 roku (z Norsk Polarinstutt) ustalono linie płynięcia lodowca. Przebiegają one prostopadle lub prawie prostopadle do frontu lodowca. Następnie wybrano linie płynięcia przebiegające prawie co 500 m, które podzieliły jezora na 7 „strug lodowych” — sektorów płynięcia (ryc. 5). Należy zaznaczyć, że jest to podział sztuczny, przyjęty dla wygody, a zarazem zwiększenia precyzji obliczeń. Analizą nie objęto całego frontu lodowego, gdyż rejestracja klifu czołowego w 1957 roku kończy się w połowie sektora e-f, z powodu luki fotogrametrycznej (baza zdjęć fotogrametrycznych znajdowała się na Półwyspie Wilczka). Interpretacja zdjęć lotniczych z 1960 roku (ryc. 11) wskazuje, że różnice w zasięgu czoła w 1938 i 1960 roku w tym sektorze są nieznaczne — przeważa stagnacja czoła.

Cięcie poziomicowe mapy W. Pillewizera (co 25 m na lodowcu) oraz wspomniana możliwość popełnienia błędu w ocenie rzeźby spągu lodowca na podstawie batymetrii spowodowały, że zrezygnowano z bezpośrednich obliczeń objętości lodu dla poszczególnych stref wysokościowych i głębokościowych. Zastąpiono to metodą przybliżoną — obliczaniem średniej miąższości w sieci kwadratów o boku 125 m (1 cm w podziałce 1 : 12 500) utworzonej na podstawie linii płynięcia (ryc. 6). W ten sposób obliczono objętość utraconego lodu w każdym badanym sektorze. Łącznie zarejestrowano ubytek około 48,126 mln m³ lodu w ciągu 19 lat.

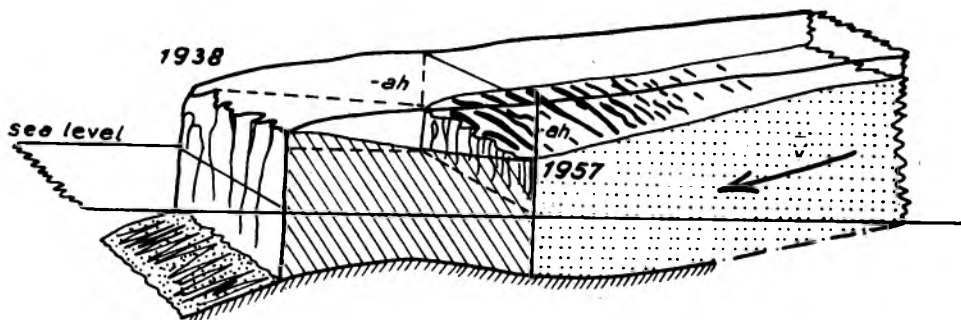
Należy pamiętać, że jednocześnie z cieleniem zachodzi proces ablacji powierzchniowej. Jest ona najbardziej intensywna właśnie w części czo-



Ryc. 6. Średnia miąższość [w km] lodu utraconego przez Lodowiec Hansa w latach 1938—1957, w sieci kwadratów o boku 125 m

Fig. 6. Mean thickness [in m] of the ice which was lost by Hans Glacier in the period of 1938—1957. Square net with dimensions of 125 m

łowej. Dzięki szczegółowym pomiarom terrofotogrametrycznym C. Li-perta (ryc. 3) wysokości klifu lodowego czoła Lodowca Hansa w 1957 roku możliwe jest oszacowanie udziału ablacji powierzchniowej w wyliczonym ubytku lodu. Dla każdego sektora odczytywano z map — ah (ubytek wysokości czoła lodowca w latach 1938—1957). Następnie obliczano objętość klina wytopionego arealnie w czasie badanych 19 lat (ryc. 7). Z braku obserwacji częstszych przyjęto uproszczone założenie, że roczny ubytek wysokości ($-ah$) był równomierny. Ablację powierz-



Ryc. 7. Schematyczny obraz wycofania się i obniżenia jednego z badanych sektorów Lodowca Hansa:

ah — obniżenie powierzchni lodowca w latach 1938—1957, V — średnia prędkość płynięcia badanego sektora. Skośnie zakreskowano lód utracony na skutek cieniienia się lodowca; zakropkowano jezor lodowcowy w 1957 roku.

Fig. 7. A schematic draft of retreat and debasement of one of the investigated sectors of the Hans Glacier:

ah — glacier surface debasement in 1938—1957, V — average flow velocity of the investigated sector. The ice lost because of the glacier calving has been marked by slanting lines, the glacier tongue in 1957 has been dotted.

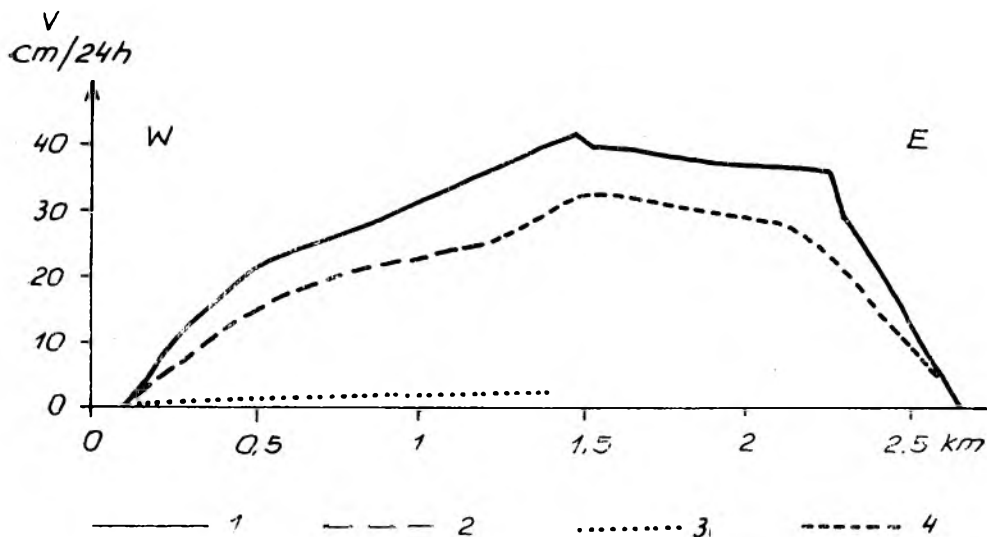
chniową w tej strefie oszacowano na 9,751 mln m³ lodu. Zatem w okresie od lata 1938 roku do lata 1957 roku w strefie cielącego się czoła Lodowca Hansa na cielenie się przypadało około 80% ubytku masy, zaś na ablację powierzchniową około 20%. Wynika z tego, że cielenie pozbawiło lodowiec około 38,375 mln m³ lodu w ciągu owych 19 lat.

Jest to wynik statycznego traktowania cofania się klifu czoła lodowcowego. Przy bilansie masy należy do tego dodać udział stałego dopływu lodu do czoła, spowodowanego ruchem lodowca. Warto wspomnieć, że objętością lodu przepływającą przez dany profil poprzeczny lodowca interesował się W. Pillewizer (1939) w odniesieniu do niektórych lodowców Hornsundu, przeprowadzając pomiary prędkości powierzchniowej na lodowcach: Gås, Körber i właśnie Hansa.

Obliczenie dostawy lodu jest proste z punktu widzenia rachunkowego, mimo że formuła zawiera wiele zmiennych, związanych z czasem, odległościami i zmianami miąższości lodowca. Problem polega na niepełnej znajomości wartości poszczególnych zmiennych. Należy wziąć pod uwagę następujące czynniki:

- wynik fotogrametrycznego pomiaru prędkości powierzchniowej Lodowca Hansa w czasie 2—8 sierpnia 1938 roku, w profilu poprzecznym oddalonym o około 1,5 km od czoła (linia P1 na ryc. 4) oraz w profilu podłużnym w osiowej części lodowca (ryc. 9, Pillewizer, 1939);
- wyniki geodezyjnych pomiarów prędkości powierzchniowej lodowca w okresie 22 września 1957 — 14 lipca 1959 roku (według A. Kosiby (1960)) w profilu poprzecznym zbliżonym do wspomnianego powyżej (linia K-B na ryc. 4); następnie ekstrapolowano wyniki A. Kosiby na całą szerokość lodowca (ryc. 8), sugerując się rezultatami W. Pillewizera dla zbliżonej linii pomiarowej i obrazem czoła odfotografowanym na zdjęciach lotniczych z lipca 1960 roku;
- powierzchnię przekroju poprzecznego jezora w każdym z 10 sektorów, którą obliczono dzieląc na dwa sektory każdą ze strug lodowych: a-b, b-c, c-d, d-e, do tego dochodzi jeden sektor przed a i jeden sektor jako 1/2 strugi e-f (ryc. 4), przyjmując średnią wysokość lodowca między 1938 i 1957 rokiem w profilu D (ryc. 1 D), który jest równoległy do czoła lodowca w 1938 roku i w przybliżeniu prostopadły do linii płynięcia; natrafia on także na średnie głębokości charakterystyczne dla zatoki przed czołem Hansa (ryc. 5).

Podstawową trudność stanowiło możliwie prawdopodobne oszacowanie średniej prędkości lodowca dla każdego sektora dla badanych 19 lat. Rezultaty pomiarów W. Pillewizera z sierpnia 1938 roku i A. Kosiby z lat 1957—1959 pozwalają przypuszczać, że tempo ruchu Lodowca Hansa w badanym okresie było mniej więcej jednakowe. Wydają się przeczyć temu obserwacje S. Baranowskiego (1977) z lat 1970—1971, zaznaczone na ryc. 8, prowadzone na tej samej linii co A. Kosiba (linia



Ryc. 8. Prędkość powierzchniowa Lodowca Hansa:

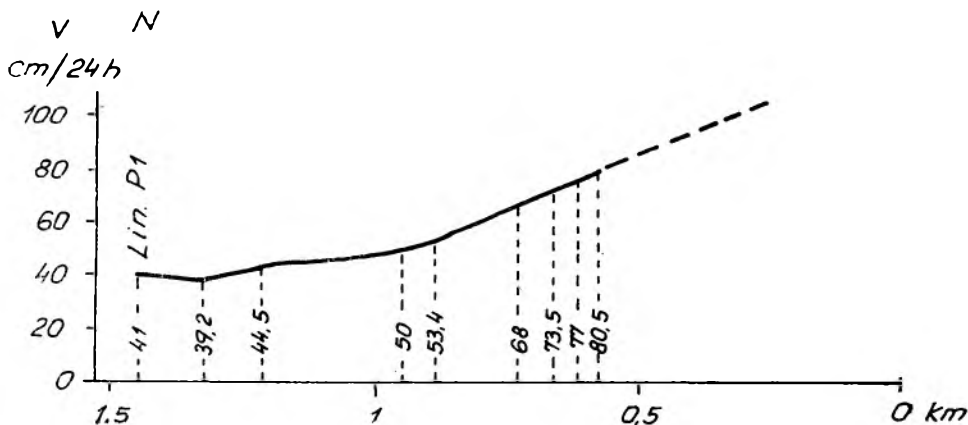
1 — w dniach 2 — 8 sierpień 1938 na linii P-1 (rys. 4) wg W. Pillewizera (1939), 2 — w latach 1957 — 1959 na linii K-B (rys. 4) wg A. Koslby (1960), 3 — w latach 1970 — 1971 na linii K-B (rys. 4) wg S. Baranowskiego (1977), 4 — ekstrapolacja wyników z lat 1957—1959 na całą szerokość lodowca (objaśnienie w tekście).

Fig. 8. The Hans Glacier flow velocity:

1 — during days 2nd — 8th of August, 1938 along the P-1 line (fig. 4) after W. Pillewizer (1938), 2 — in the years between 1957 and 1959 along the K-B line (fig. 4) after A. Koslba (1960) 3 — in the years between 1970 and 1971 along the K-B line (fig. 4) after S. Baranowski (1977), 4 — extrapolation of the results of 1957—1959 on the whole width of the glacier (explanation in the text)

K-B na ryc. 4). Wynik ten świadczyć może o znacznych zmianach w tempie ruchu jezora lodowego, które nie są dostrzeżone z powodu braku częstszych obserwacji. Zatem w czasie badanych 19 lat mogły być też okresy znacznych spadków prędkości. Bardzo prawdopodobna jest interpretacja S. Baranowskiego (1977) wskazująca na stopniowy spadek tempa ruchu tego lodowca. Wypada dodać, że spadek tempa ruchu dotyczy prawdopodobnie tylko zachodniej części jezora — strumienia lodowcowego z Tuvbreen, który jest wyraźnie cieńszy.

Linie pomiaru prędkości Lodowca Hansa leżą w odległości około 1500 m od jego czoła. W Pillewizer stwierdził za pomocą prędkościowego profilu podłużnego, że w kierunku czoła tempo ruchu znacznie wzrasta (ryc. 9). Wzrost prędkości na powierzchni lodowców uchodzących do morza w kierunku ich czoł potwierdzają inne obserwacje na Spitsbergenie (np. lodowiec Kongsvegen uchodzący do Kongsfiordu — Voigt, 1967). Z podłużnego przyrostu prędkości Lodowca Hansa wynika, że w rejonie, do którego wycofało się czoło w 1957 roku, tempo ruchu w sierpniu 1938 roku było o ponad 100% większe niż na linii profilowej P1. Fakt ten oraz zbliżone prędkości ruchu Hansa w latach 1957—1958 i 1958—1959



Ryc. 9. Prędkość powierzchniowa Lodowca Hansa w profilu podłużnym w pobliżu środka lodowca, w dniach 2—8 VIII 1938, wg W. Pillewizera (1939). Linia P1 oznacza profil poprzeczny na rys. 8. Odległości od czoła lodowca (na południu) w km.

Fig. 9. The Hans Glacier flow velocity in a longitudinal profile in the vicinity of the glacier centre between the 2nd and 8th of August, 1938, after W. Pillewizer (1939) — the P1 line marks a transversal profile in fig. 8. The distance of the Hans Glacier front (on the south) in km.

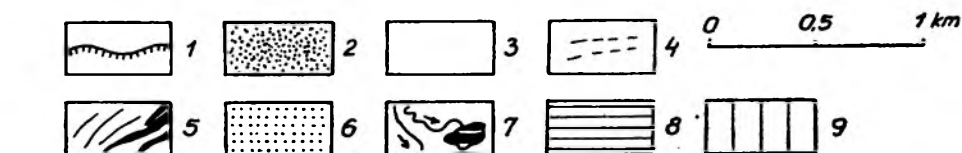
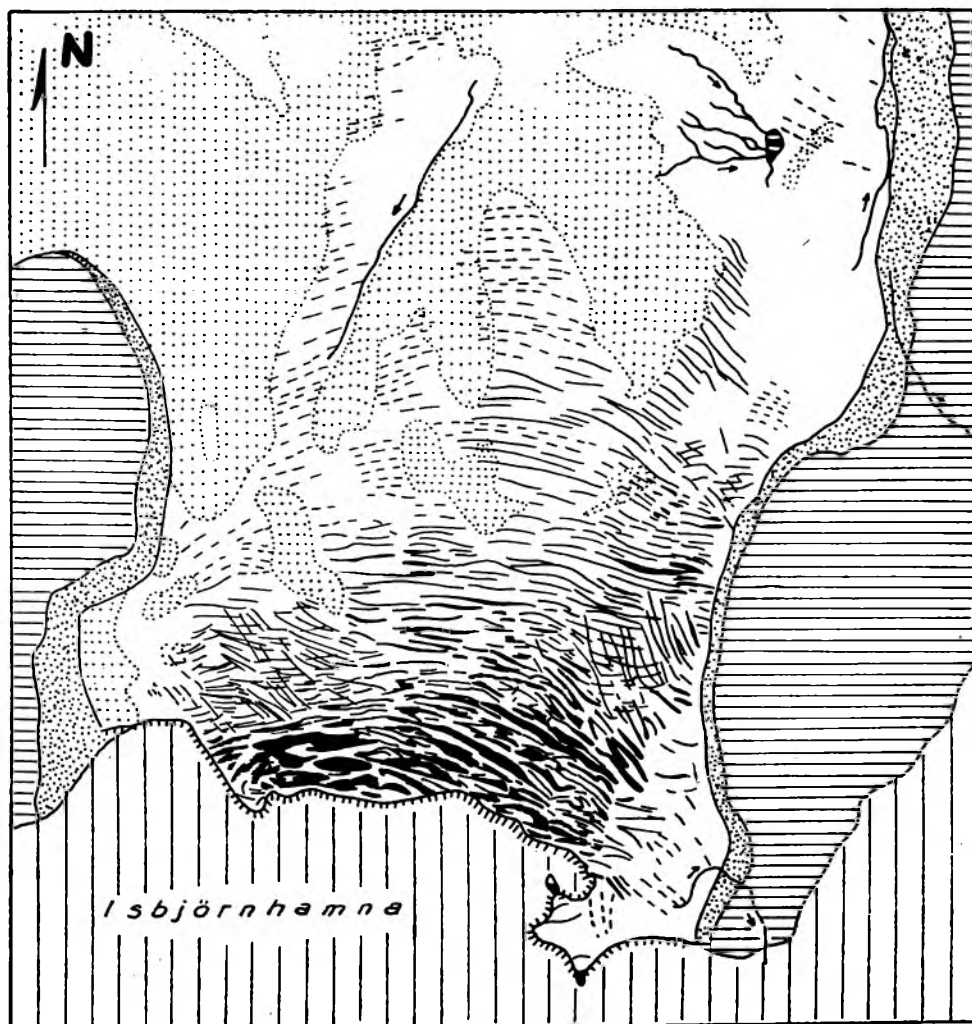
sprawiły, że średnią prędkość dla badanego dziewiętnastolecia ustalono jako zbliżoną do wyników W. Pillewizera. Ustalono zatem średnie prędkości powierzchniowe dla poszczególnych sektorów. Pozostaje jeszcze problem ruchu wewnętrznego i dennego w poszczególnych sektorach jęzora lodowcowego. W subpolarnych lodowcach ciepłych, a do takich należy Hans, ruch ma często charakter blokowy (Pillewizer, Voigt, 1969). Stwierdził to W. Pillewizer (1939), a potwierdzili A. Kosiba (1960) i S. Baranowski (1977). Występuje tutaj zapewne poślizg denny z uwagi na dużą obecność wody morskiej, a także roztopowej in- i subglacjalnej. Już A. W. Ahlman (1936) sugerował ślizg denny spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza. Podobnego zdania jest L. Troicki (1975). Zatem bez obawy popełnienia większej pomyłki niż przy szacowaniu średniej wieloletniej prędkości powierzchniowej można przyjąć, że średnia prędkość wewnętrzna wynosi 80%—90% prędkości powierzchniowej (wartości te sugerują powszechnie znane modele ruchu wewnętrznego lodowców ciepłych, podawane w podręcznikach glaciologii, np. Sharp, 1960; Embleton, King, 1975). Prędkości te można, oczywiście, wyliczyć ze wzorów empirycznych, proponowanych przez różnych autorów (Embleton, King, 1975). Jest to jednak bardzo trudne, gdyż brak jest informacji o strukturze wnętrza Lodowca Hansa. Trudności te silnie podkreślił S. Baranowski (1977, ss. 84—85) w odniesieniu do przejściowych lodowców subpolarnych.

Autor pragnie podkreślić, że zdaje sobie sprawę ze spekulatywnego charakteru tak określonego dopływu lodu do cielącego się klifu. Jednak z uwagi na fakt, że spośród lodowców południowego Spitsbergenu, które kończą się w morzu, jedynie w przypadku Lodowca Hansa można było zebrać jakiegokolwiek wyniki pomiarów tempa płynięcia jęzora, uzyskane wyniki są odpowiednio uzasadnione.

Zsumowany wynik obliczeń dla poszczególnych sektorów wskazuje, że w ciągu 19 lat do klifu czołowego dopłynęło około 263,75 mln m³ lodu, czyli około 12,34 mln m³ rocznie. Taka właśnie masa lodu uległa ablacji na kontakcie czoła lodowcowego z morzem, głównie przez cielenie się suche. Sumując ten rezultat ze statycznie rozpatrywanym cofaniem się czoła Hansa, okazuje się, że przez „cielenie się” lodowiec ten stracił w latach 1938—1957 ponad 300 mln m³ (0,3 km³) lodu. Na jeden rok przypada średnia utrata około 15,79 mln m³ lodu.

Gdy rozłożymy uzyskany wynik na powierzchnię całego lodowca (w 1938 roku około 67 km²), to okazuje się, że cielenie odprowadziło objętość lodu równoważną wytopieniu warstwy grubości 23,5 cm/rok na całym lodowcu. Rozłożenie rocznego ubytku objętości lodowca przez cielenie tylko na strefę ablacyjną, której powierzchnię w 1936 roku A. Kosiba (1960) określił na około 48% całego lodowca (około 43 km²), daje równowartość obniżenia powierzchni aż o 36,2 cm/rok. Wyniki te nie są podawane w ekwiwalencie wody lub w g/cm², gdyż silnie uszczelnione czoło lodowca (rys. 10) uniemożliwia dobranie poprawnej średniej gęstości lodu. Wymagałoby to szczególnie żmudnych szacunków objętości pustych przestrzeni spowodowanych krewasami.

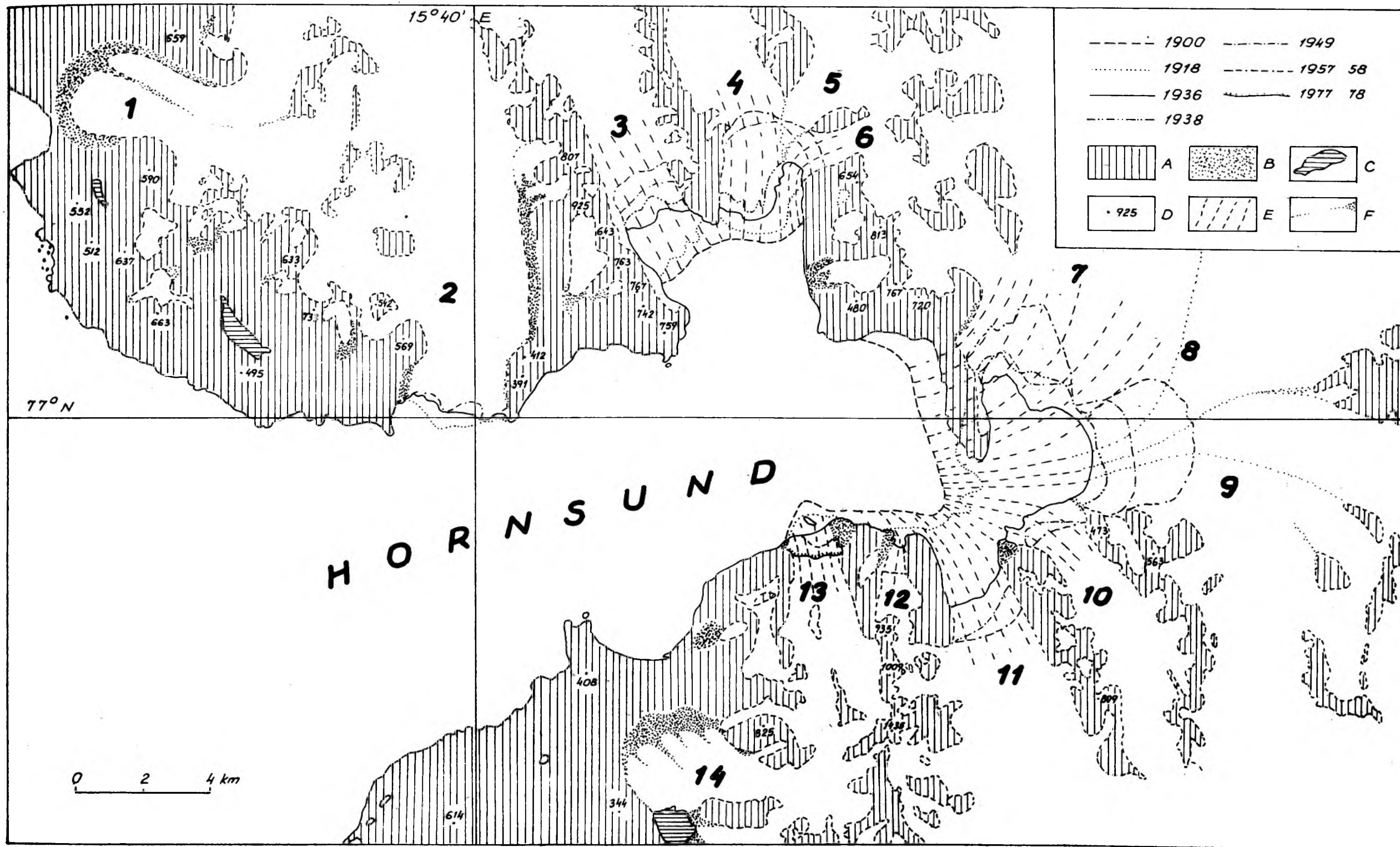
Powstaje pytanie, jak uzyskane wyniki mają się do ubytku masy przez ablację powierzchniową (wytapianie i parowanie) na Lodowcu Hansa? Jest to trudne pytanie, ponieważ w okresie 1938—1957 nie prowadzono pomiarów ablacji na tym lodowcu, a pomiary A. Kosiby z lat 1957—1959 i S. Baranowskiego w latach 1970—1974 nie zostały opublikowane. Obliczenie średniej ablacji powierzchniowej na podstawie porównania materiałów kartograficznych W. Pillewizera i C. Liperta jest niemożliwe, gdyż w 1957 roku zmierzono tylko wysokość klifu czołowego, bez rozciągania pomiarów na dalsze części jęzora lodowcowego. Dopiero po opracowaniu analogowym niedawno otrzymanych z Norsk Polarinstutt, a wykonanych 7 lipca 1960 roku, pionowych zdjęć lotniczych możliwe będzie uzupełnienie tych danych. Obecnie, z powodu braku jakichkolwiek materiałów do wykalkulowania ablacji powierzchniowej Lodowca Hansa w latach 1938—1957, należy wykorzystać dane z sąsiedniego Lodowca Werenskiolda (Kosiba, 1960). Dla podobnych stref wysokościowych można czynić odpowiednie porównania przez analogię. Wyniki pomiarów ablacji na Lodowcu Werenskiolda wskazują, że w strefie ablacyjnej w latach 1957—1959 wytopiła się średnio warstwa około 150 cm lodu na rok. Pojedyncze obserwacje M. Grzesia (1981),



Ryc. 10. Szkic fotointerpretacyjny czoła Lodowca Hansa ze zdjęć lotniczych Norweskiego Instytutu Polarnego, wykonanych 7 lipca 1960 roku (podziałka przybliżona):

1 — klifowe czoło lodowcowe, 2 — moreny boczne, 3 — lód lodowcowy, 4 — szczeliny zamknięte (kompresyjne), 5 — szczeliny tensyjne (otwarte), 6 — śnieg zimowy, 7 — potoki supraglacialne, studnie i stawki na lodowcu, 8 — teren nie pokryty lodem, 9 — Flord Hornsund

Fig. 10. Photointerpretational sketch of the Hans Glacier front by aerophotographs of the Norwegian Polar Institute taken on July 7th 1960 (a rough scale): 1 — cliff glacier front, 2 — lateral moraines, 3 — glacial ice, 4 — compression crevasses, 5 — tension fissures, 6 — winter snow, 7 — supraglacial streams, wells and ponds on the glacier, 8 — area not covered by ice, 9 — the Hornsund Fjord

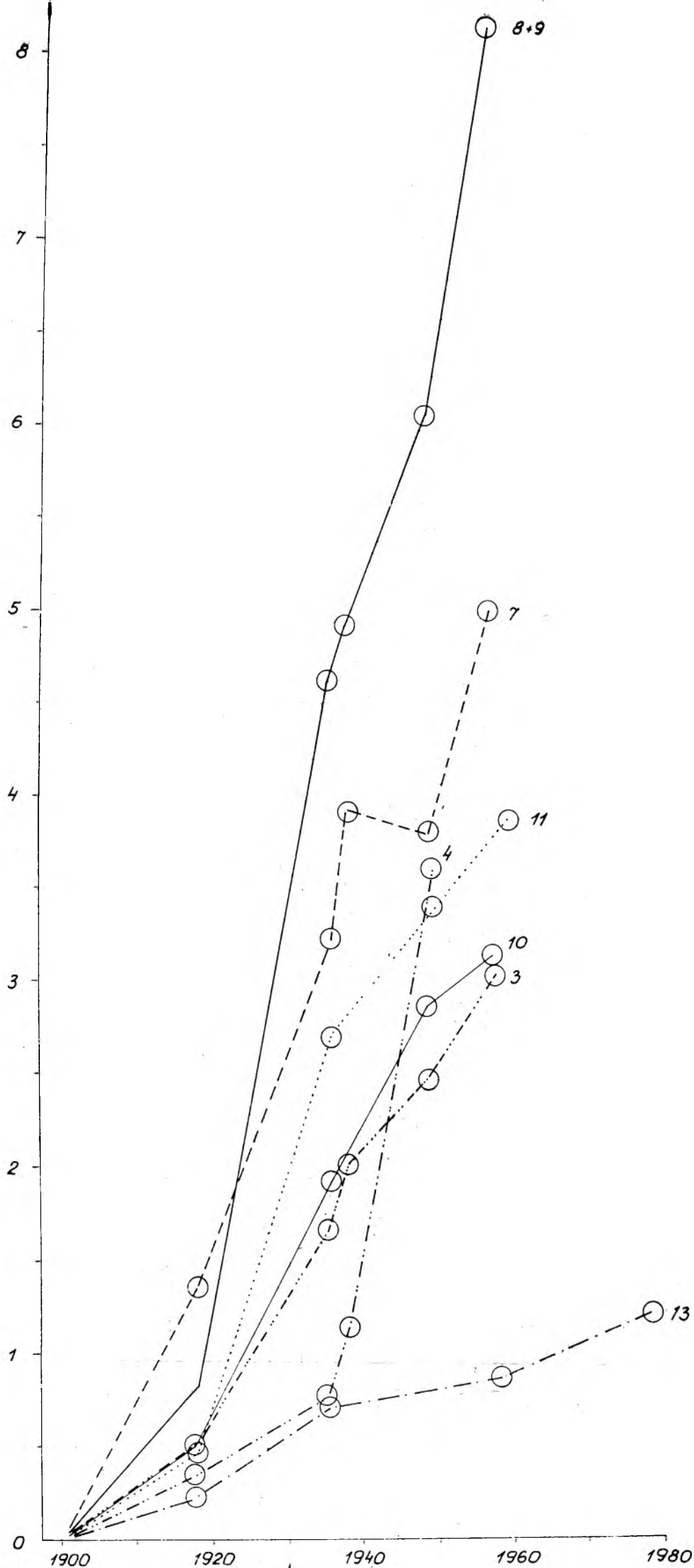


Ryc. 11. Wahania lodowców otoczenia Hornsundu w XX wieku. Linie zasięgów czoł' odpowiadają stanom w poszczególnych latach — w legendzie podano odpowiednie lata wg źródeł wyszczególnionych w tab. 1:

A — obszar nie pokryty lodem, B — moreny boczne i czołowe (zwykle z jądrem lodowym), C — jeziora, D — ważniejsze szczyty — wysokości w metrach n.p.m., E — lodowce z zaznaczonymi liniami płynięcia, F — moreny środkowe. Nazwy lodowców: 1 — Werenskiöld, 2 — Hans, 3 — Paierl, 4 — Mühlbacher, 5 — Kvalfanger, 6 — Wibe, 7 — Stor, 8 — Horn, 9 — Mendelejev, 10 — Chomjakov, 11 — Samarin, 12 — Peters, 13 — Körber, 14 — Gås

Fig. 11. The 20th century fluctuation of the glaciers of the Hornsund vicinity. Glacier front reach lines indicate the state in various years — which were provided in the legend after the sources enumerated in table 1:

A — area not covered by ice, B — lateral and frontal moraines usually with the ice core, C — lakes, D — important peaks — altitudes in metres above sea level, E — glaciers with marked flow lines, F — median moraines. Glaciers names: 1 — Werenskiöld, 2 — Hans, 3 — Paierl, 4 — Mühlbacher, 5 — Kvalfanger, 6 — Wibe, 7 — Stor, 8 — Horn, 9 — Mendelejev, 10 — Chomjakov, 11 — Samarin, 12 — Peters, 13 — Körber, 14 — Gås



Ryc. 12. Zmiany zasięgu czół większych lodowców uchodzących do Hornsundu. Liczby oznaczają te same lodowce co na rys. 11: 3 — Paierl, 4 — Mühlbacher, 7 — Stor, 8 + 9 — Horn + Mendelejev, 10 — Chomjakov, 11 — Samarin, 13 — Körber. Na osi poziomej — lata, na pionowej — odległości, na jakie wyciągało się czoło [w km]

Fig. 12. Front reach changes of the bigger glaciers flowing into Hornsund. Numbers indicate the same glaciers that were referred to in fig 11: 3 — Paierl, 4 — Mühlbacher, 7 — Stor, 8+9 — Horn + Mendelejev, 10 — Chomjakov, 11 — Samarin, 13 — Körber. The horizontal axis presents the years, the vertical one — distances for which the front retreated [km]

czynione na Lodowcu Hansa na wysokości około 100 m n.p.m., wskazują, że w czasie sierpnia i połowy września 1979 roku wytopiła się warstwa grubości około 150 cm—160 cm, zatem dla całego okresu ablacyjnego byłaby to wielkość rzędu 300 cm. Jest to wynik zbliżony do pomiarów S. Baranowskiego (1977) na podobnej wysokości na czole Lodowca Werenskiolda w lecie 1970 roku. Można więc mówić — z dużym przybliżeniem — o zbieżności wyników. Jeżeli uznamy wynik A. Kosiby (1960) z Lodowca Werenskiolda za charakteryzujący w jakimś stopniu ablację powierzchniową całej strefy albacyjnej Lodowca Hansa, to ubytek lodu przez cielenie się osiąga 20% całkowitego rocznego ubytku masy. Jest to już wartość licząca się w rocznym budżecie masy tego lodowca. Te bardzo przybliżone określenia wynikają z braku danych, mają więc charakter szacunków wstępnych.

Z badań nad ubytkiem masy Lodowca Hansa przez cielenie się wynika ważny wniosek: ten typ ablacji stanowi istotną pozycję bilansu masy subpolarnych lodowców południowego Spitsbergenu.

Wycofywanie się lodowców Hornsundu

Do Fiordu Hornsund uchodzi 12 lodowców, z czego 7 to lodowce półpokrywowe. Pozostałe są lodowcami górskimi (ryc. 11). Różnią się one pod względem powierzchni i masy.

Badaniami nad wahaniami zasięgu czół objęto lodowce kończące się w morzu. Poprzednio podobne prace wykonywali: W. Pillewizer (1939) — w odniesieniu do większości lodowców Hornsundu, A. Heintz (1953) — w odniesieniu do lodowców wnętrza fiordu, a najszerszej analizował to zagadnienie V. S. Koryakina (1974, 1975). Ponieważ nie zakończono jeszcze oddzielnej, szczegółowej analizy wahań lodowców Hornsundu metodami fotogrametrycznymi (Jania, Kolondra, Lipert, 1981), wykorzystane tutaj wyniki należy traktować jako wstępne i niepełne. W tab. 1 przedstawiono zestawienie badań nad rejestracją stanu czół lodowców Hornsundu w XX wieku. Nie wszystkie ich wyniki były opublikowane, stąd wspomniana niepełność danych. W niniejszej pracy nie sugerowano się wynikami i metodą V. S. Koryakina (1974) — jego wyniki dla Hornsundu zawiera tab. 2. Rejon Hornsundu jest dla Koryakina fragmentem szerszego opracowania.

Celem przedstawionej pobieżnej analizy wahań czół lodowców Hornsundu było skonfrontowanie prawidłowości uzyskanych z obserwacji na Lodowcu Hansa z innymi lodowcami tego fiordu. Zdecydowano się zatem zaprezentować niektóre rezultaty pracy, która nie jest jeszcze ukończona.

Analizę zmian zasięgu czół lodowców prowadzono metodą precyzyjnego nakładania na podkład w podziale 1 : 50 000 wyników poszczegól-

Materiały źródłowe zawierające dane o zmianach położenia
 części lodowców Hornsundu w XX wieku

The cartographic and photogrammetric sources for registration of the Hornsund
 glaciers fluctuations in the 20th century

Rok	Nazwa lodowca	Materiał źródłowy	Autor
1	2	3	4
1900	Horn, Chomjakov, Samarin, Peters, Gås, Paieryl, Mühlbacher, Wibe, Stor, Körber	mapa 1 : 100 000 mapa 1 : 50 000 mapa 1 : 150 000	W. Pillewizer, (1939) oraz A. Heintz (1953) za A. S. Vasilevem i G. de Geerem
1918	Horn, Stor, Wibe Mühlbacher, Paieryl, Hans, Chomjakov, Samarin, Peters Körber	mapa 1 : 100 000 mapa 1 : 150 000	W. Pillewizer (1939) oraz A. Heintz (1953) za kartowaniem A. Hoela dla mapy morskiej (wyd. 1938)
1936	wszystkie lodowce otoczenia Hornsundu	mapa 1 : 100 000 mapa 1 : 50 000 skośne zdjęcia lotnicze	Norsk Polarinstitut (1948) Norsk Polarinstitut (1953) (powiększone wznowienie map w 1966 roku)
1938	Stor, Horn, Wibe, Mühlbacher, Paieryl, Hans, Chomjakov, Samarin, Peters, Gås	mapa 1 : 100 000	W. Pillewizer (1939)
1949	Horn, Stor, Wibe, Mühlbacher, Paieryl, Chomjakov, Samarin	mapa 1 : 150 000	A. Heintz (1953)
1957 1958 1959	Hans, Werenskiold, Körber, Peters, Samarin, Chomjakov, Horn, Stor, Wibe, Mühlbacher, Paieryl	zdjęcia terrofotogrametryczne i mapy wykonane na ich podstawie 1 : 50 000, 1 : 10 000	C. Lipert (1960) A. Kosiba (1960) i materiały nie publikowane
1960 1961	wszystkie lodowce otoczenia Hornsundu	pionowe zdjęcia lotnicze w podziałce ok. 1 : 50 000	Norsk Polarinstitut
1970	Werenskiold	profile geodezyjne	S. Baranowski (1977)
1973	Werenskiold, Hans	zdjęcia terrofotogrametryczne i mapy wykonane na ich podstawie 1 : 10 000	J. Żyszkowski — materiały nie opublikowane

1	2	3	4
1977	Hans	szkic 1 : 10 000 wraz z batymetrią zatoki u czoła lodowca	R. Siwecki, S. Swerpel, J. Urbański (1978)
1978	Gås, Nordfall Körber Werenskiold	zdjęcia terrofotogra- metryczne, w opraco- waniu szkic busolowy zdjęcia terrofotogra- metryczne — mapa 1 : 5000	J. Jania — nie opublikowane Z. Mechliński (1979)
1979	Hans Gås	zdjęcia terrofotogra- metryczne w opraco- waniu profile geodezyjne	W. Mizerski — nie opublikowane J. Wach — nie opublikowane
1980	Hans, Horn, Stor	zdjęcia terrofotogra- metryczne, w opraco- waniu	S. Dąbrowski, S. Mroczek — nie opublikowane

nych dostępnych rejestracji zasięgu lodowców. Zastosowano do tego fotoreambulator LUZ i pantograf optyczny (produkcji IGK w Warszawie). Podkładem był pierworys mapy topograficznej Norsk Polarinstitut (1948), wydany w 1966 roku w podziałce 1 : 50 000, a opracowany na podstawie skośnych zdjęć lotniczych z 1936 roku. Dokładność wpasowania poszczególnych materiałów kartograficznych na podkład ocenia się na 0,3 mm—0,5 mm na fotoreambulatorze i 0,5 mm—0,8 mm na pantografie optycznym. W przypadku starszych map, np. Vasilieva z 1900 roku (za A. Heintzema, 1953), dokładność była niższa i wynosiła nawet powyżej 1 mm w podziałce mapy podkładowej. Zatem dokładność opracowania ocenić można na około 1,6 mm—2 mm, czyli 80 m—100 m w terenie. Jest ona dlatego tak niska, gdyż poza precyzją wpasowania wpływają na nią niedokładności i błędy na wykorzystywanych materiałach kartograficznych (porównaj uwagi W. Pillewizera, 1939).

Dzięki interpretacji zdjęć lotniczych z 1936 roku i z lat 1960 i 1961 uzyskano informacje o liniach płynięcia lodu na poszczególnych lodowcach (ryc. 11), które starano się ekstrapolować na wcześniejsze stany zasięgu czoł lodowców. Ekstrapolacja ta nastęrczała najwięcej problemów przy grupie lodowców: Stor, Horn, Chomiakov, Samarin. Linie prądowe znaczone co około 500 m na krawędzi czoł w 1936 roku. Linie te są, podobnie jak przy analizowaniu Lodowca Hansa, pomocniczymi konstrukcjami, które ułatwiają precyzyjne pomiary wahań czoł. Nie są to zatem wyinterpretowane wyraźne linie prądowe. Odległości, na jakie wycofywały

Tabela 2

Table 2

Zmiany rozmiarów lodowców Hornsundu (wg V. S. Koryakina, 1974)
The Hornsund glaciers surface changes (after V. S. Koryakin, 1974)

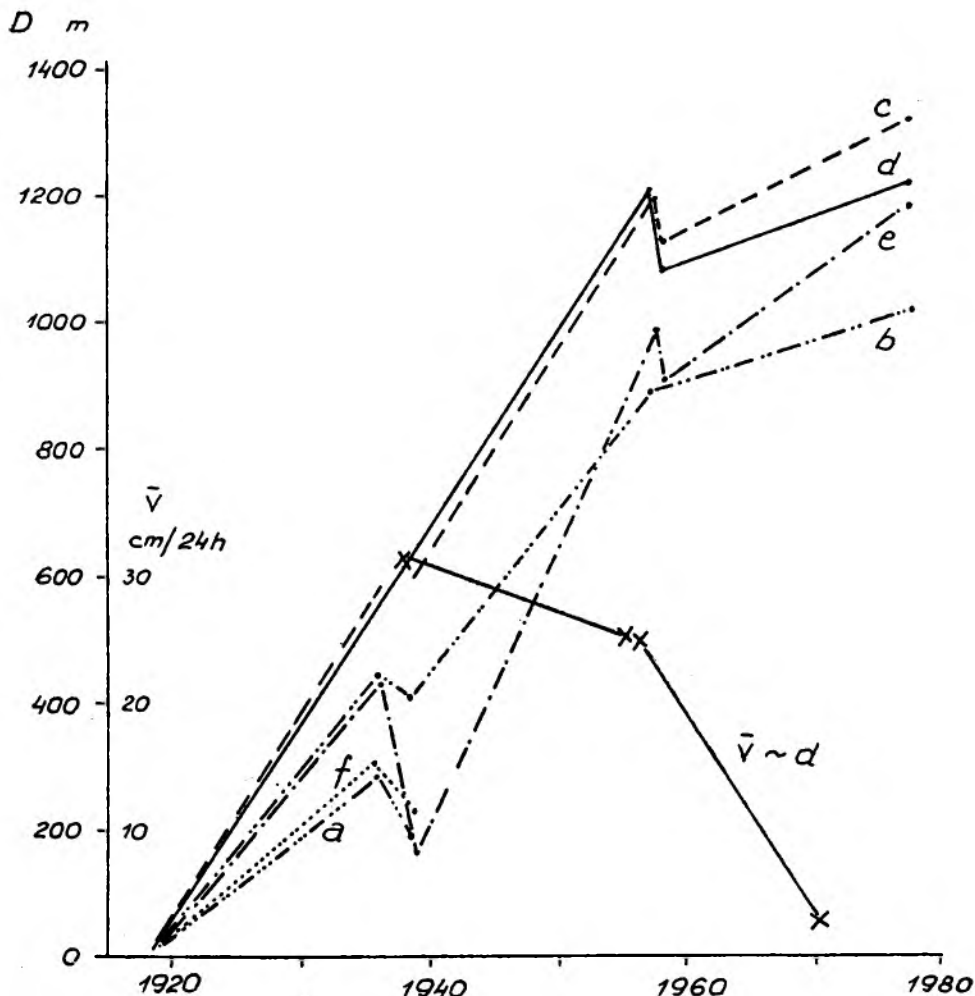
Nazwa lodowca	Powierzchnia [km ²]	Data rejestracji czoła [rok]	Zmiana położenia czoła lodowca: - recesja + awans	Zmiany powierzchni	
				[km ²]	[%]
1	2	3	4	5	6
Körber	12,6	1899			
		1918	0	0	0
		1936	-500	-0,4	-3,1
Samarin	89,5	1872			
		1899	+1400	+1,4	+1,5
		1918	-2000	-2,2	-2,3
		1936	-2000	-2,7	-2,9
		1958	-800	-1,5	-1,7
1961	-1200	-2,6	-2,9		
Chomjakov	17,4	1872			
		1899	+1000	+0,6	+3,0
		1918	-1700	-1,1	-5,2
		1936	-2000	-2,5	-12,5
		1958	-800	-1,3	-7,5
1962/63	-600	-0,9	-6,0		
Mendelejev	50,5	1936			
		1958	-1400	-3,0	-5,5
		1962/63	+500	+0,7	+1,4
Horn	268,0	1899			
		1936	-3000	-1,1	-0,4
		1938	-300	-0,2	-0,1
		1958	-4200	-7,8	-2,9
1962/63	+1000	+2,7	+1,0		
Stor	255,2	1899			
		1936	-3000	-1,1	-0,4
		1938	-300	-0,2	-0,1
		1958	-4200	-7,8	-2,9
Mühlbacher	62,8	1872			
		1899	+1600	+1,8	+3,0
		1918	+800	+1,5	+2,4
		1936	-300	-0,7	-1,1
		1938	-500	-1,0	-1,6
		1958	-2500	-3,3	-5,4
1961	+200	+0,9	+0,5		

1	2	3	4	5	6
Paierl	119,5	1872			
		1899	-1100	-2,1	-1,7
		1918	+300	+0,5	+0,4
		1936	-1500	-2,4	-2,0
		1938	-700	-0,7	-0,6
		1958	-700	-1,3	-1,1
		1961	+400	+0,2	+0,2
Hans	67,2	1872			
		1899	0	0	0
		1918	-200	-0,3	-0,5
		1936	-400	-0,8	-1,2
		1938	-100	-0,2	-0,3
		1958	-400	-1,1	-1,6

się czoła lodowców, mierzono krzywomierzem, a w przypadku linii prostych — kroczeniem. Za stan zerowy uznano zasięg czół w 1900 roku. Uzyskane wyniki nanoszono na wykresy oddzielnie dla każdego lodowca, zestawiając pomiary dla każdej „linii płynięcia”. Wykres na ryc. 12 zawiera zestawienie danych uśrednionych dla lodowców Hornsundu, z wyjątkiem Hansa, którego recesję przedstawiono na ryc. 13.

Analiza tych wyników wskazuje na znaczne zróżnicowanie tempa recesji poszczególnych lodowców — podobnie jak wyniki V. S. Koryakina (1974) zawarte w tab. 2. Zauważyć można wolniejsze tempo wycofywania się czół w okresie 1900—1918, następnie wielki wzrost tempa recesji i nieznaczne zwolnienie tempa w okresie 1938—1949, dalej szybsze wycofywanie się w latach sześćdziesiątych. Obserwacje na Lodowcu Hansa wskazują, że w latach siedemdziesiątych zaznacza się wyraźny spadek tempa wycofywania się czoła. Nie warto powtarzać wniosków z pracy V. S. Koryakina (1975), potwierdzonych niniejszymi badaniami. Należy jednak zwrócić uwagę na zbieżność tempa recesji lodowców uchodzących do Hornsundu z przebiegiem średnich konsekwentnych 10-letnich odchyłeń temperatury powietrza dla lata i zimy za okres od 1912 roku do 1969 roku w Isfjord Radio (wg S. Baranowskiego, 1975a). Wolniejsze tempo wycofywania się czół lodowcowych dosyć wyraźnie wiąże się z chłodniejszymi okresami letnimi. Szczególnie dobrze oddaje to zachowanie Lodowca Hansa.

W wahaniach Lodowca Hansa wyraźnie zaznacza się zróżnicowanie zależne od miejsca obserwacji. Dobitnie ilustruje to wykres na ryc. 13, na którym zmiany położenia czoła tego lodowca przedstawiono dla poszczególnych linii płynięcia zaznaczonych na ryc. 4. Na linii a i f czoło lodowca kończy się na lądzie już w 1938 roku i wytapia się głównie po-



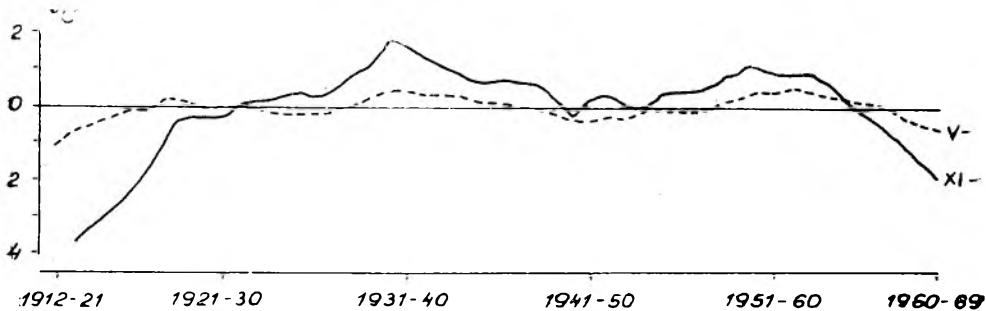
Ryc. 13. Zmiany zasięgu Lodowca Hansa (D — w metrach), w latach 1918—1977, według pomiarów wzdłuż linii płynięcia:

a, b, c, d, e, f oraz zmiany tempa płynięcia jezora (wg danych W. Pillewizera, A. Kosłby, S. Baranowskiego) w pobliżu osi lodowca (około linii d) na profilu prędkościowym K-B (rys. 4)

Fig. 13. The Hans Glacier front changes (D — in metres) in 1918—1977, according to the measurements taken along the flow line:

a, b, c, d, e, f and the tongue flow tempo changes (after the data of W. Pillewizer, A. Kosłba, S. Baranowski) about the glacier axis (about line d) on the speed profile K-B (fig. 4)

wierzchniowo — cielenie się ustało. Podobna sytuacja występuje pomiędzy liniami b i c, gdzie odsłonił się Półwysep Baranowskiego. W sytuacji znacznego spłylenia morza u stóp klifu lodowego lub gdy spód klifu podnosi się nad poziom morza (np. na linii b), tempo wycofywania się czoła znacznie maleje, a ewentualne awanse są trwalsze — utrzymuje się dłużej dalszy zasięg czoła. Podobne zjawisko zaobserwowano na lodowcach Stor i Horn. Czoło długo utrzymujące się na zbliżonej linii w pół



Ryc. 14. Średnie konsekwtywne 10-letnie odchylenia temperatury powietrza sezonu zimowego (XI—IV) i sezonu letniego (V—X) w Isfjord Radio za okres 1912—1969 (wg S. Baranowskiego, 1975a)

Fig. 14. Mean consecutive 10-year air temperature deviation of the winter season (XI—IV) and the summer season (V—X) in the Isfjord Radio for the period of 1912—1969 (after S. Baranowski, 1975a)

nocnej części Zatoki Brepollen spoczywało na odsłaniających się dopiero pod koniec lat pięćdziesiątych półwyspach równoległych do półwyspu Treskelen.

Jednocześnie w najgłębszych częściach doliny lodowcowej, gdzie jęzorz ma największą grubość, wycofywanie czoła jest najszybsze (np. linie *c*, *d*, *e* na Lodowcu Hansa). Decyduje o tym najszybszy ruch w tej części strumienia lodowego, który powoduje najintensywniejsze spękanie lodu i łatwość cielenia się. Obserwacje czoł pozostałych lodowców Hornsundu na zdjęciach lotniczych z 1960 i 1961 roku potwierdzają tę prawidłowość. Jak to już powiedziano, szczególnie wyraźnie widać to w recesji lodowców Stor i Horn, a także Lodowca Körbera. Jest to prawidłowość nieco paradoksalna: w strefie największej dostawy lodu następuje najszybszy ubytek masy — najszybsze wycofywanie się czoła.

Silniejsze spękania szybciej płynącej części lodowca to prawdopodobnie tylko jedna z przyczyn wspomnianego zjawiska. Inną przyczyną jest zapewne zróżnicowanie termiczne głębokowodnych i płytkich lub lądowych części czoła lodowca. Dodatnie temperatury wody morskiej sprawiają, że wieczna zmarzlina w strefie brzegowej zanika i lodowiec porusza się po „ciepłym” podłożu. Łatwo jest zatem osiągnąć punkt topnienia lodu pod ciśnieniem i ślizg denny. Natomiast w strefach bardzo płytkich i lądowych wpływ zimowych temperatur powietrza jest wyraźniejszy, bo brak dostawy ciepła z wody morskiej. Płytsze części zatok przemarzają niekiedy do dna. Następuje więc wychłodzenie tych części czoł lodowca. Stają się one „zimne”, a tym samym mniej mobilne. Do tej części lodowca, która już spoczywa na lądzie, dociera wieczna zmarzlina, wiążąc mocniej stopę lodowca z podłożem gruntowym. Takie zimniejsze strefy lodu lodowcowego blokują ruch jęzora, co daje zmniej-

szenie prędkości posuwania się lodowca. Świadczy o tym porównanie prędkości powierzchniowych Lodowca Hansa na linii K-B i K-2 w pracy A. Kosi by (1960). Linia K-2 przeprowadzona jest prawdopodobnie na chłodnej części czoła Hansa i ruch na niej jest znikomy. Podobne blokowanie ruchu Lodowca Werenskiolda przez jego zimne czoło opisał S. Baranowski (1977). Konsekwencjami geomorfologicznymi tego zjawiska są moreny i sandry z jądrem lodowym. Podobne formy występują w zachodnim i wschodnim skrzydle czoła Lodowca Hansa.

O chłodnym charakterze wycofujących się z morza na ląd czoł lodowcowych świadczy organizacja odpływu wód roztopowych. Przeważa spływ powierzchniowy, a także w korytach supraglacialnych. Potwierdzają to obserwacje autora z lata 1972 roku i wstępne badania hydrologii Lodowca Hansa poczynione latem 1979 roku przez A. Rózkowskiego (1980). W strefach chłodnych brak jest studni lodowcowych, które odprowadzają wody z powierzchni w głąb lodowca (ryc. 10). W zachodniej części Lodowca Hansa w 1972 i 1978 roku nie zaobserwowano wypływów wód sub- lub inglacialnych, podczas gdy w centralnej, serakowej



Fot. 3. Klifowe czoło lodowca Hansa widziane z łodzi w lipcu 1978 roku. Strzałki wskazują „bramy” wypływów potoków inglacialnych

(Fot. J. Jania)

Phot. 3. The Hans Glacier cliff front as seen from a boat in July, 1978. The pointers show „the gates” of inglacial stream outflows

(Photo by J. Jania)

części czoła stwierdzono w 1978 roku wielkie bramy podmorskich wypływów potoków subglacjalnych (fot. 3). Chłodny charakter zachodniej części czoła sugerują także wychodnie płaszczyzn ślizgu i rozległe „przybrudzenia” lodu wydobywającym się materiałem morenowym (fot. 2). Obserwowano także wyraźne kopczyki moreny ablacyjnej.

Porównanie wahań czoła Lodowca Hansa ze zmianami tempa ruchu powierzchniowego w osiowej części jezora w okresie 1938—1971 (ryc. 13) wskazuje na prawdopodobną zależność osłabienia ablacji przez cielenie się w wyniku wolniejszego pełznięcia lodowca. O zamknięciu się wielu szczelin na czole Hansa w 1971 roku pisał S. Baranowski (1977). Potwierdza to porównanie obserwacji autora z 1972 roku (fot. 1) ze zdjęciami lotniczymi z 1960 roku (ryc. 10).

Z badań na Lodowcu Hansa i ze wstępnej analizy wahań czoł lodowców uchodzących do Fiordu Hornsund wynika prawidłowość wskazująca na zmniejszenie tempa recesji wraz z wypłynieniem się zbiornika, do którego uchodzi czoło, oraz przez zmniejszenie prędkości płynięcia lodu. Niezbędne są jednak dalsze badania celem ilościowego określenia stwierdzonych zależności pomiędzy wspomnianymi procesami.

Wnioski

Wnioski płynące z zaprezentowanych wstępnych badań nad procesami glacialnymi w lodowcach uchodzących do morza dotyczą także zagadnień geomorfologii glacialnej, w tym genezy wysokich wałów lodowo-morenowych. Gdy lodowiec, którego czoło kończy się w morzu, wycofuje się na ląd, zmienia się jego bilans masy i reżym termiczny czoła. Wpływa to na ewolucję procesów glacialnych, **dotyczy to zwłaszcza tempa ruchu jezora**. Obserwacje terenowe oraz obszerna literatura wskazują, że lodowce uchodzące do morza różnią się znacznie od lodowców lądowych na południowym Spitsbergenie.

O zdecydowanej różnicy w tempie ruchu powierzchniowego lodowców uchodzących do fiordu, zatem „ciepłych”, i lodowców lądowych z zimną strefą czołową świadczą obserwacje W. Pillewizera (1939). Na sąsiednich lodowcach Sörkapp Landu: Gås i Körber notował on zupełnie różne prędkości. Uchodzący do Hornsundu Körber osiągał w sierpniu 1938 roku maksymalną prędkość rzędu 115 cm/dobę, a lądowy Gåsbreen poruszał się z maksymalną prędkością rzędu 20 cm/dobę. Podobne różnice zanotował A. Kosiba (1960) między ruchem Lodowca Hansa i Werenskiolda w latach 1957—1959, chociaż tutaj różnice mogą wynikać ze znacznie różnej powierzchni, masy i typu lodowców (Werenskiold to lodowiec górski, Hans — półpokrywowy). Natomiast prędkości zmierzone przez S. Baranowskiego (1977) w latach 1970—1971 są zbliżone na obu lodowcach. Wynika to prawdopodobnie z pomiarów ru-

chu powierzchniowego na Lodowcu Hansa tylko w zamierającej części czoła (strumień z Tuvbreen), na niepełnym profilu poprzecznym (linia K-B).

Z powyższych spostrzeżeń wynika stwierdzenie podniesione przez S. Baranowskiego (1977), że zimne czoło lodowca lądowego hamuje jego ruch, powodując wydobywanie się materiału morenowego tuż za tą zimną strefą lodową.

Lodowce uchodzące do morza mają znacznie lepsze warunki do nąglego awansu — przyspieszonego ruchu (typu *surging*) niż lodowce kończące się na lądzie. Stanowi to dużą zgodność z obserwacjami moren spiętrzonych u czoła Lodowca Pencka (Fiord Van Keulen), które — jak sugeruje L. Troicki (1975) — utworzyły się w środowisku morskim przed awansującym klifem lodowym.

Czoło lodowca, którego ablacja przez cielenie doprowadziła do „wyjścia z morza”, musi dosyć radykalnie zmienić swój reżym termiczny — dostosować się do zmienionych warunków wymiany ciepła. Jak wspomniano, czoło to wychładza się. Tempo takiego wychłodzenia zależy od aktualnie panujących warunków klimatycznych. Wynurzone z morza chłodne, klifowe czoło lodowcowe wytapia się frontalnie i arealnie. Proces ten sprzyja formowaniu się moren czołowych z jądrem lodowym, zgodnie z obrazowym schematem przedstawionym i zilustrowanym przez L. Troickiego (1975, s. 209). Można zatem przypuszczać, że wysokość moren z jądrem lodowym stanowi odbicie wysokości inicjalnego klifu lodowego, który wycofał się z morza. Wycofanie to może być spowodowane nie tylko cieleniem się czoła, ale także podnoszeniem izostatycznym lądu.

Na południowym Spitsbergenie zwraca uwagę powszechne występowanie wysokich wałów lodowo-morenowych, które są mniej więcej jednakowo oddalone w pionie od obecnego poziomu morza. Leżą one na podobnych wysokościach nad poziom morza. Wskazuje to na mniej więcej jednoczesne „wyjście z morza” czoł tych lodowców lub na ich wychodzenie w bardzo zbliżonych warunkach klimatycznych, a w różnym czasie. Do tej pory bardziej prawdopodobne wydawało się przypuszczenie pierwsze. Znaczna elewacja moren z jądrem lodowym świadczy o małym natężeniu ablacji powierzchniowej, a tym samym o surowych warunkach klimatycznych. Musiała także istnieć dosyć długa stagnacja zasięgu tych czoł na jednej linii. Wynikało to zapewne z chwilowo dodatniego lub przynajmniej zerowego bilansu masy. Przyczyną tego było ustanie ablacji frontalnej przez cielenie, które — jak wykazano — może stanowić ważny czynnik utraty masy lodowców południowego Spitsbergenu. Stagnacja czoła oznacza zwiększony napływ materiału morenowego i gromadzenie go w strefie czołowej tak, że stopniowo na zimnym, martwym lodzie czoła utworzyła się gruba, chroniąca jądro lodowe od wytopienia, pokrywa morenowa.

Wynikające z tej pracy wnioski są w dużej mierze hipotezą wymagającą dalszego udokumentowania i szerszych badań glaciologicznych i geomorfologicznych, a także ponownej dyskusji dotychczasowych badań nad rzeźbą moren czołowych z jądrem lodowym. Niektóre z tych prac są w toku. Niezbędne jest także określenie bilansu termicznego lodowców uchodzących do morza, co stanowi bardzo trudne zagadnienie. Zaprezentowane hipotezy wynikają jednak z bezpośrednich obserwacji ablacji przez cielenie się i wahań lodowców otoczenia Hornsundu i odpowiadają cytowanym poglądom na temat genezy niektórych form morenowych.

Poznanie wszystkich elementów wpływających na wahania lodowców kończących się w morzu może być użytecznym kluczem do odtworzenia procesu zanikania zlodowacenia würmskiego na Spitsbergenie.

Literatura

- Ahlmann, H. W., 1936: The Fourteenth of July Glacier, [in:] Scientific Results of the Norwegian-Swedish Spitsbergen Expedition in 1934, part V. Geografiska Annaler, vol. 17.
- Bull, C., Carnein, C. R., 1970: The mass balance of a cold glacier: Meserve glacier, South Victoria Land, Antarctica, Int. Ass. Scient. Hydrol. Publications, 89: 429—446.
- Baranowski, S., 1975 a: The climate of West Spitsbergen in the light of material obtained from Isfjord Radio and Hornsund, [in:] Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expedition 1970—1974, vol. I, Acta Univ. Wratislav., 251: 21—34, Wrocław.
- Baranowski, S., 1975 b: Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiöld Glacier and its forefield, [in:] Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expedition 1970—1974, vol. I, Acta Univ. Wratislav., 251: 69—94, Wrocław.
- Baranowski, S., 1977: Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu (The subpolar glaciers of Spitsbergen seen against the climate of this region), Acta Univ. Wratislav., 393: 1—157, Wrocław.
- Brunner, K., Rentsch, H., 1972: Die Änderungen von Fläche, Höhe und Volumen am Vernagt- und Gusslarferner von 1889—1912—1938—1969, Zeitsch. für Gletscherkunde u. Glacialgeologie, VIII, 1—2: 11—25.
- Czajkowski, R., 1977: The results of investigations into microquakes on the Hans Glacier, [in:] Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expedition 1970—1974, vol. II, Acta Univ. Wratislav. 387: 119—138, Wrocław.
- Czajkowski, R., (w druku): Radarowe pomiary miąższości lodowców ciepłych, [in:] Polish Polar Research, Warszawa.
- Embleton, C., King, C. A. M., 1975: Glacial Geomorphology, Edward Arnold Ltd, London.

- Finsterwalder, R., Rentsch, H., 1973: Das Verhalten der bayerischen Gletscher in den letzten zwei Jahrzehnten. Erläuterungen zu den Gletscherstandskarten für die Jahre 1949(50) — 1959 — 1970(71), Zeitschr. für Gletscherkunde und Glacialgeologie, **IX**, 1—2: 59—72.
- Górski, M., 1975: Observations of natural ice-micro-tremors of the Hans Glacier, [in:] Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expedition 1970—1974, vol. I, Acta Univ. Wratislav., 251: 95—100, Wrocław.
- Grześ, M., 1980: Non-cored hot points drills on Hans Glacier (Spitsbergen) methods and first results, [in:] Polish Polar Research, 1, 2—3: 75—85, Warszawa.
- Heintz, A., 1953: Noen iakttagelser over isbreenes tilbakegang i Hornsund, V. Spitsbergen, Norsk Polarinstitutt Meddelsler, nr 73, s. 36.
- Jania, J., Kolondra, L., Lipert, C., 1981: Fotogrametryczne badania wahań lodowców otoczenia Hornsundu (Spitsbergen), [in:] VIII Sympozjum Polarne. Materiały, 2: Sprawozdania, Sosnowiec, s. 31—33.
- Koryakin, V. S., 1974: Izmenenie razmerov lednikov Spicbergena (Svalbarda), Acad. of Sci. of the USSR, Moskva, s. 30—44.
- Koryakin, V. S., 1975: Kolebanija lednikov, [in:] Oledenienie Spitsbergena (Svalbarda Nauka, Moskva, s. 165—186.
- Kosiba, A., 1960: Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen, Zesz. nauk. Uniw. Wrocławskiego, ser. B: Nauki Przyrodnicze, nr 4, s. 30.
- Loewe, F., 1960: Notes concerning the mass budget of the Antarctic inland ice, [in:] Antarctic Meteorology, s. 361—369.
- Mocheret, J. Ja., Zuravlev, A. B., 1980: Radiolokacionne sondirovanie lednikov Spitsbergena s viertoleta, Materiały Glaciologicznych Issledovanii, Hronika Obsuždenia, 37: 109—129, Moskva.
- Moign, A., 1974: Strandflats immergés et émergés du Spitsberg Central et Nord-Occidental, Thèse présentée devant L'Université de Bretagne Occidentale, s. 692.
- Norsk Polarinstitutt, 1943: Topografisk kart over Svalbard 1:100 000, Blad C 13, Sørkapp; Blad B 12, Torellbreen (1953).
- Pillewizer, W., 1939: Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der Deutschen Spitzbergen Expedition 1938, Petermanns Geogr. Mitt. Ergänzungsheft, 238: 1—46.
- Pillewizer, W., Voigt, U., 1969: Die bewegung der Gletscher und ihre Wirkung auf den Untergrund, Zeitschr. f. Geomorphologie, Suppl., 8: 1—10.
- Pulina, M. 1981: Działalność naukowa wyprawy zimującej na Spitsbergenie w sezonie 1979/1980, [in:] VIII Sympozjum Polarne. Materiały, 2: Sprawozdania, Sosnowiec, s. 7—8.
- Rózkowski, A. 1980: Drogi krążenia wód w lodowcach Fiordu Hornsund na Spitsbergenie, Przegl Geol., 5: 307—313.
- Sharp, R. P., 1960: Glaciers, Condon Lectures, Eugene — Oregon.
- Siwecki, R., Swerpel, S., Urbański, J., 1978: Batymetria Zatoki Białego Niedźwiedzia, [in:] V Sympozjum Polarne, t. 2, GTN, UG, WSM, Gdańsk — Gdynia, s. 124—128.
- The Results of Spitsbergen Oceanographical Expeditions to Hornsund, University of Gdańsk, part 1: Summary of chosen works from 1974, 1975, 1977, 1979, 1980, SZSP, Gdańsk 1981, s. 29.
- Troicki, L. S., 1975: Glacialnyj morfogenez, [in:] Oledenienie Spitsbergena (Svalbarda), Nauka, Moskva, s. 187—225.

- Vivet, R., Lliboutry, L., 1978: Vitesses et intensité du velage au front du Kongsbre vers le 1^{er} Août 1963, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 14, 1: 27—34.
- Voigt, U., 1967: Bewegungsmessungen an Kongsvegen und Kronebre, [in:] Die wissenschaftlichen Ergebnisse der deutschen Spitsbergenexpedition 1964—1965, Geod. und Geoph. Veröff., III 9: 70—98.

РЕЗЮМЕ

Целью настоящей статьи является определение величины убытка массы ледников Хорнсунна на Шпицбергене в процессе откалывания, а также определение скорости отступления языков в море. Основным объектом исследований был субполярный ледник Ганса, подножие которого находится на относительно мелком дне залива. Проанализированы результаты измерений состояния фронтальной части методом наземной фотограмметрической съемки в 1938 году (Пиллевизер, 1939) и в 1957 году (Липерт, за Косибой, 1960). Учтены результаты исследований толщины ледника радиолокационным методом (Чайковски, 1980; Мочерет, Журавлев, 1980), батиметрия залива, из которого отступил ледник Ганса (Сивецки, Сверпель, Урбаньски, 1978), а также скорость движения языка. Расчитан убыток массы льда вследствие откалывания.

В период между 1938 и 1957 гг. ледник Ганса в результате контакта с морем потерял примерно 0,3 км³ льда. Эта величина соответствует годовой кальвации примерно 15,79 млн м³ массы ледника. Неполные данные о величине поверхностного таяния в рассматриваемый период затрудняют сравнение обоих способов потери массы. Наблюдения соседнего ледника и данные, полученные из последних исследований, указывают, что абляция вследствие откалывания составляет примерно 20% полного убытка массы ледника Ганса.

Наиболее интенсивное откалывание льда в море происходит в зоне главного, наиболее быстрого течения ледников. Именно в этих местах ледники отступают наиболее быстро. На протяжении XX века наблюдается постоянное отступление фронта ледников, уходящих в сторону Хорнсунна. Наиболее медленно отступает клиффовый фронт ледника в тех местах, где основание ледника находится мелко под морской водой или же выходит на сушу, что связано с изменением термики этих частей фронта. Они становятся холодными, а их движение медленнее и постепенно создается зона мертвого льда.

Ледник, отступающий из моря на сушу, изменяет термику фронта с теплой на холодную. До льда доходит вечная мерзлота, отсутствующая под поверхностью моря. Одновременно в результате рецессии фронта или же изостатического повышения суши прекращается откалывание ледника в море. Это уменьшает общим убыток массы на величину откалывания (примерно 20% в случае ледника Ганса). Такое уменьшение расходов в балансе массы может привести к установлению на длительное время состояния равновесия между абляцией и аккумуляцией при предположении, что климат будет неизменным.

Большое правдоподобие такого следствия явлений может помочь в решении проблемы образования морен с ледовым ядром. Описанные условия благоприятствуют образованию высоких морен с ледовым ядром согласно схеме, предложенной Л. С. Троицким (1975). Высокие моренные гряды с ледовым ядром, наблюдающиеся у фронта крупных ледников Шпицбергена, обычно расположены низко над по-

верхностью моря. Это дополнительное доказательство, подтверждающее, что они не образовались в результате явной климатической фазы, а являются результатом „нормальной“ рецессии фронта вследствие откалывания. В связи с этим морены могут не быть одного возраста, как это ранее предполагалось.

SUMMARY

The aim of this paper is to define the mass loss volume of the glaciers surrounding the Hornsund Fjord on Spitsbergen in the process of calving, as well as the tempo of the ice-lobe retreat falling to the sea. The main object of research was the subpolar Hans Glacier, the sole of which rests on a relatively shallow bottom of the bay. The registration results of the state of the glacier front by means of the terrestrial photogrammetry method of 1938 and 1957 have been analysed, while the results of the glacier thickness by radio-echo sounding have been taken into consideration (Czajkowski; 1980; Mocheret, Zuravlev, 1980) and the bathymetry of the bay from which the Hans Glacier retreated (Siwecki, Swerpel, Urbaniski, 1978), as well as the glacier tongue flow velocity. The loss of ice as the result of calving has been calculated.

In the period between 1938 and 1957 the Hans Glacier lost about 0,3 km² of ice concerning the contact with the sea, the amount being equal to 15,79 mln m³ of the glacier mass, the annual calving. The scanty data on the amount of surface wastage at the time of research make it difficult to compare both ways of mass loss. The neighbouring glacier observations and the recent year data suggest that ablation by calving forms about 20% of the total mass loss of the Hans Glacier.

The most intensive falling-off of ice to the sea takes place in the spheres of the main, quickest glacier currents. It is in these places that glaciers retreat in the quickest way. During the 20th century a permanent retreat of glacier front flowing to Hornsund has been observed. The slowest to retreat is the ice cliff snout in the places where the glacier sole lies shallow under the sea water or come out to the land. This is associated with the temperature change of these parts of the glacier. They become cold, their movement gets slower and a sphere of dead ice gets created.

The glacier, retreating from the sea on to the land, changes the temperature of its front from warm to cold. The permafrost, which is absent under the sea surface, reaches the ice. At the same time, as a result of the front recession or glacio-isostatic uplift the calving stops. This decreases the general mass loss by the amount of calving (about 20% for the Hans Glacier). Such a decrease of wastage in the mass balance may lead to a longer period of a steady state between ablation and accumulation, if stability of the climate is assumed.

A great degree of probability that such sequence of phenomena takes place throw a new light on the problem of ice-cored moraine formations. The conditions described are favourable to the formation of high ice-cored moraines corresponding to the diagram proposed by L.S. Troicki (1957). The high belts of ice-cored moraines found about the fronts of the big Spitsbergen glaciers usually lie low over the sea surface, the fact being a re-enforcement for the argument suggesting that they were not formed as a result of a definite climatic phase, but result from the „regular” glacial front retreat by calving. These moraines, to conclude, do not necessarily have to be the same age, which has been a common belief so far.