

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 183

KRZYSZTOF ROMAN LANKAUF

**RECESJA  
LODOWCÓW REJONU KAFFIØYRY  
(ZIEMIA OSKARA II – SPITSBERGEN)  
W XX WIEKU**



WARSZAWA 2002

# PRACE GEOGRAFICZNE IGiPZ PAN

161. Banach M., *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, 1994, s. 176, 54 il., 35 fot
162. Zgliński W., *Kształtowanie się strefy żywicielskiej aglomeracji warszawskiej*, 1994, s. 164, 50 il.
163. Szulc H., *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*, 1995, s. 112, 40 il., 1 mapa.
164. Głazik R., *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*, 1995, s. 190, 65 il.
165. Dąbrowska-Zielińska K., *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*, 1995, s. 82, 26 il.
166. Plit J., *Antropogeniczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do 1990 r.)*, 1996, s. 135, 45 il.
167. Grzeszczak J., *Tendencje kontrurbanizacyjne w Europie Zachodniej*, 1996, s. 82, 5 il.
168. Bański J., *Przemiany rolniczego użytkowania ziemi w Polsce w latach 1975–1988*, 1997, s. 105, 45 il.
169. Gałazka A., *Sytuacja mieszkaniowa ludności aglomeracji warszawskiej w latach 1970–1988. Zróżnicowania przestrzenne i tendencje zmian*, 1998, s. 154, 26 il.
170. Rykiel Z., *Przemiany struktury społeczno-przestrzennej miast polskich a świadomość terytorialna jego mieszkańców*, 1999, s. 148, 15 il.
171. Taylor Z., *Przestrzenna dostępność miejsc zatrudnienia, kształcenia i usług a codzienna ruchliwość ludności wiejskiej*, 1999, s. 239, 71 il.
172. Bański J., *Obszary problemowe w rolnictwie Polski*, 1999, s. 128, 36 il.
173. Grzeszczak J., *Bieguny wzrostu a formy przestrzeni spolaryzowanej*, 1999, s. 91, 3 il.
174. Kotarba A., Kozłowska A. (red.), *Badania geoekologiczne w otoczeniu Kasprowego Wierchu*, 1999, s. 132, 32 il., 3 fot., 4 mapy.
175. Taylor Z., *Przekształcenia sieci handlu detalicznego i gastronomii w okresie transformacji społeczno-gospodarczej Polski*, 2000, s. 61, 16 il., 8 fot.
176. Gierszewski P., *Charakterystyka środowiska hydrochemicznego wód powierzchniowych zachodniej części Kotliny Płockiej*, 2000, s. 136, 47 il., 8 fot.
177. Komornicki T., *Potoki towarowe polskiego handlu zagranicznego a międzynarodowe powiązania transportu*, 2000, s. 102, 3., 21 tab
178. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Typologia zbiorowisk i kartografia roślinności w Polsce – rozważania nad stanem współczesnym*, 2001, s. 273, .. 32 tab., 6 fot., 2 zał.
179. Roo-Zielińska E., Solon J. (red.), *Między geografią i biologią – badania nad przemianami środowiska przyrodniczego*, 2001, s. 330, .. 31 tab., 20 fot.
180. Krawczyk B., Węclawowicz G. (red.), *Badania środowiska fizyczno-geograficznego aglomeracji warszawskiej*, 2001, s. 147, 42 il., 20 tab.
181. Kupiszewski M., *Modelowanie dynamiki przemian ludności w warunkach wzrostu znaczenia migracji międzynarodowej*, 2002.
182. Degórski M., *Przestrzenna zmienność właściwości gleb bielicoziemnych środkowej i północnej Europy a geograficzne zróżnicowanie czynników pedogenicznych*, 2002, s. 189, 44 il., 31 tab.

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 183

Numer ten został częściowo dofinansowany przez:

- Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
- Komitet Badań Polarnych przy Prezydium PAN  
ze środków DOT uzyskanych z Komitetu Badań  
Naukowych

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 183

**THE RETREAT OF THE GLACIERS IN THE KAFFIØYRA  
REGION (OSCAR II LAND – SPITSBERGEN)  
IN THE TWENTIETH CENTURY**



POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA  
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 183

KRZYSZTOF ROMAN LANKAUF

**RECESJA  
LODOWCÓW REJONU KAFFIØYRY  
(ZIEMIA OSKARA II – SPITSBERGEN)  
W XX WIEKU**



WARSZAWA 2002

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węclawowicz  
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,  
Jan Matuszkiewicz, Jerzy Parysek

## RADA REDAKCYJNA

Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,  
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,  
Emmon Judge, Lydia Coudroy

## Recenzenci tomu:

Marek Grześ, Bogdan Horodyski

Przygotowanie publikacji zostało częściowo dofinansowane przez Komitet Badań Polarnych  
przy Prezydium PAN  
ze środków DOT uzyskanych z Komitetu Badań Naukowych

Opracowanie redakcyjne i techniczne: Ewa Jankowska

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN  
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2002

PL ISSN 0373-6547

ISBN 83-87954-07-1

Łamanie wykonano w Dziale Wydawnictw IGiPZ PAN, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa  
Druk: Warszawska Drukarnia Naukowa PAN, ul. Śniadeckich 8, 00-656 Warszawa

<http://rcin.org.pl>

Pracę tę poświęcam :

*Eugeniuszowi Drozdowskiemu,*

*Andrzejowi Oleksowiczowi,*

*Czesławowi Pietrucieniowi,*

*Mieczysławowi Sinkiewiczowi*

<http://rcin.org.pl>





## Spis treści

1. Wstęp .....	9
2. Cel i metody pracy .....	11
3. Przegląd materiałów kartograficznych (i innych) ze Spitsbergenu pod kątem ich przydatności do badań fluktuacji lodowców ze szczególnym uwzględnieniem obszarów Ziemi Oskara II .....	18
4. Teren badań .....	34
4.1. Ogólny opis Ziemi Oskara II .....	34
4.1.a. Położenie .....	34
4.1.b. Uwagi o klimacie Svalbardu, a szczególnie Ziemi Oskara II .....	34
4.1.c. Budowa geologiczna obszaru Ziemi Oskara II .....	37
4.1.d. Rzeźba .....	41
4.1.e. Lodowce Ziemi Oskara II .....	41
4.2. Rejon Kaffiøyry .....	44
4.2.a. Krótka historia badań rejonu Kaffiøyry .....	44
4.2.b. Budowa geologiczna i rzeźba rejonu Kaffiøyry .....	47
4.2.c. Zagadnienia klimatyczne rejonu Kaffiøyry .....	50
4.2.d. Inne badania naukowe w rejonie Kaffiøyry .....	52
5. Wahania lodowców uchodzących do morza .....	53
5.1. Lodowiec Aavatsmarka .....	54
5.2. Lodowiec Dahla .....	67
5.3. Porównanie recesji lodowców Aavatsmarka i Dahla .....	73
5.4. Uwagi o wahanach lodowców uchodzących do morza w innych rejonach Ziemi Oskara II oraz na innych, wybranych obszarach Spitsbergenu .....	75
5.5. Zagadnienia lodowców szarżujących na Spitsbergenie .....	85
6. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry kończących się na lądzie .....	94
6.1. Lodowiec Waldemara .....	94
6.2. Lodowiec Ireny .....	109
6.3. Lodowiec Elizy .....	118
6.4. Lodowiec Eivinda .....	135
6.5. Lodowiec Andreasa .....	147
6.6. Lodowiec Olivera .....	156
7. Podsumowanie i uwagi o wielkości i tempie recesji lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry w XX wieku .....	164
8. Uwagi o wahanach lodowców kończących się na lądzie, w innych (wybranych) obszarach Spitsbergenu .....	172
8.1. Obszary sąsiadujące z rejonem Kaffiøyry .....	172
8.2. Rejon Kongsfjordu .....	174
8.3. Inne (wybrane) obszary Spitsbergenu .....	176
8.3.1. Ziemia Nordenskiöld .....	176
8.3.2. Rejon Van Keulenfjordu i Ziemi Torella .....	177
8.3.3. Bellsund – NW część Ziemi Wedel Jarlsberga .....	178
8.3.4. Obszary południowego Spitsbergenu .....	180
9. Zakończenie .....	184
10. Podziękowania .....	186
Literatura .....	189
The Retreat of the Glaciers in the Kaffiøyra Region (Oscar II Land – Spitsbergen) in the Twentieth Century .....	207





## 1. WSTĘP

Na przestrzeni XX wieku w wielu rejonach świata obserwowana była recesja lodowców. Jest ona jedną z najbardziej widocznych zmian środowiska naturalnego, w tym postępującego ocieplania się klimatu. Po okresie Małej Epoki Lodowej – okresie znacznego ochłodzenia, a zarazem zwiększenia mas i zasięgu lodowców, która trwała w Europie mniej więcej od XVI do końca XVIII i początków XIX wieku, nastąpiło ocieplenie. Jednym z rezultatów tego ocieplenia stała się zauważalna recesja lodowców, szczególnie dobrze widoczna poprzez skracanie się jeziorów lodowców. Zjawisko to zauważono najwcześniej w Alpach, ale także w Skandynawii i na obszarach archipelagów arktycznych. Obserwacje i pomiary fluktuacji lodowców zaczęły się najprawdopodobniej od XVII (XVIII) wieku, kiedy to w Alpach większość lodowców następowała. Transgredujące lodowce, bezpośrednio same, lub pośrednio poprzez tamowanie rzek i tworzenie jezior zaporowych (które następnie gwałtownie spływały) powodowały wręcz katastrofy. Od początku XIX wieku notowano cofanie się lodowców. Zjawisko to nasiliło się pod koniec XIX wieku (Jahn 1971).

Również na Svalbardzie od połowy XIX wieku obserwowano cofanie się lodowców, zwłaszcza uchodzących do morza, jednak miały miejsce także, przypadki odwrotne: mianowicie, obserwowano lodowce w fazie awansu (Ahlmann 1933). Prawdopodobnie ten fakt, jak również charakterystyczna dla strefy arktycznej świeżość form, spowodowała, że pierwsi wielcy badacze Svalbardu (Nathorst, de Geer i inni) przyjęli, że maksymalna transgresja lodowców na Svalbardzie nastąpiła pod koniec XIX wieku (Szupryczyński 1968). H. Ahlmann, wybitny znawca problemów glaciologicznych strefy arktycznej, uważał, że maksimum zlodowacenia Svalbardu trwało do XVIII wieku, a nawet do połowy XIX wieku (Ahlmann 1935 a, b). Prawdopodobnie okres transgresji lodowców na Spitsbergenie (Svalbardzie) trwał nieco dłużej niż w Alpach czy nawet w Skandynawii. Według Liestøla (1988) lodowiec Kongsvegen, jeden z najczęściej obserwowanych i najlepiej zbadanych lodowców Spitsbergenu swoje maksimum osiągnął w 1869 roku. Także dla kończących się na lądzie, sąsiednich lodowców – Loven, Liestøl (1988) przyjmuje rok 1870 jako datę ich maksymalnej transgresji. Ponieważ, charakterystyczną cechą zlodowacenia Svalbardu jest, występowanie obok siebie bardzo różnorodnych typów lodowców, przy czym w tym samym czasie



jeden może być w fazie awansu, sąsiedni w fazie recesji (m.in. Vivian 1964), najlepiej przyjąć za Lefauconnierem i Hagenem (1991), że koniec transgresji i początek recesji lodowców na Svalbardzie nastąpił w latach 1880–1915.

W niniejszej pracy opisano fluktuacje lodowców rejonu Kaffiøyry na Ziemi Oskara II, położonej w zachodniej części wyspy Spitsbergen (ryc. 1). Od chwili sprecyzowania i podjęcia tematu badawczego pt. *Recesja lodowców...* starano się zebrać wszystkie możliwe materiały kartograficzne i opisowe dotyczące przede wszystkim rejonu Kaffiøyry, a następnie całej Ziemi Oskara II i terenów sąsiednich, a w drugiej kolejności dane dotyczących recesji lodowców z innych obszarów Spitsbergenu. Oceniono również przydatność tych materiałów do badań fluktuacji lodowców, szczególnie uwzględniając materiały kartograficzne. W niniejszej pracy autor, wszelkie porównania zawęża do obszarów Svalbardu, a nawet tylko do obszarów największej wyspy tego archipelagu – Spitsbergenu, zdając sobie sprawę, że podobne zagadnienia i zjawiska zachodzą również na innych obszarach arktycznych, i nie tylko arktycznych, właściwie wszędzie tam gdzie występują lodowce. Wydaje się, że na tym etapie badań należy poprzestać na odwoływaniu się do przykładów z terenu Svalbardu.

Według autora niniejszego opracowania za początek recesji lodowców Ziemi Oskara II, z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć rok 1900.

## 2. CEL I METODY PRACY

### A. CEL PRACY

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie wahań lodowców rejonu Kaffiøry na Ziemi Oskara II, w NW części Spitsbergenu. Wahania te, w tym rejonie są w zasadzie jednostronne, polegające na cofaniu się czół i obniżaniu powierzchni lodowców. Zjawiska te określamy mianem recesji. Jedynym wyjątkiem jest, uchodzący do morza, lodowiec Aavatsmarka, gdzie oprócz recesji zanotowano niewielkie transgresje (awanse).

Za rejon Kaffiøry autor przyjmuje obszar położony pomiędzy współrzędnymi geograficznymi:

$\varphi - 78^{\circ} 33' N$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 48' N$

$\lambda - 11^{\circ} 43' E$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 13' E$

Obszar ten obejmuje: lodowiec Aavatsmarka na płn., lodowiec Dahla wraz z plateau Løvenskiolda na wsch. i pld., góry Prins Heinrichfjella oraz inne grzbiety górskie wraz ze spływającymi z nich sześcioma lodowcami, a także nadmorską równinę Kaffiøyra, od zachodu ograniczoną cieśniną morską Forland (ryc. 1, fot. 1, zał. 1).

Celem pracy jest przedstawienie wahań lodowców, a konkretnie ich recesji, poczynając od maksymalnego nasunięcia się lodowców w Małej Epoce Lodowej do 2000 roku, czyli praktycznie na przestrzeni XX wieku. Autor pragnie zrealizować to poprzez przedstawienie niektórych elementów geometrii lodowców, takich jak powierzchnia lodowców w poszczególnych okresach, czy sezonach badawczych, ich długość, szerokość i nachylenie powierzchni. A także poprzez ukazanie zmian profilów podłużnych i poprzecznych lodowców, oraz poprzez przedstawienie map zasięgów czół lodowców. Autor w swej pracy zagadnienia te przedstawia na podstawie map i danych archiwalnych oraz własnych pomiarów prowadzonych w trakcie siedmiu wypraw na Spitsbergen w latach 1977–2000 i opartych na tych pomiarach mapach, przedstawianych przeważnie w skali 1:20 000.

Miarą do stwierdzenia wielkości recesji lodowców było obliczenie zmniejszenia ich miąższości oraz wielkość i tempo wycofywania się czół. Inaczej mówiąc, głównym celem było stwierdzenie tempa i tendencji recesji oraz porównanie uzyskanych wyników z danymi z sąsiednich obszarów, a także na pokazanie ich na tle danych z innych obszarów Spitsbergenu. Dane na ten temat przedstawiono w kilku tabelach.

Drugim celem pracy jest próba, przynajmniej częściowego wyjaśnienia przyczyn recesji lodowców. Jest oczywiste i autor w pełni podziela pogląd, że decydującym czynnikiem są zmiany klimatyczne. W procesie tym





Ryc. 1. Położenie Ziemi Oskara II i rejonu Kaffiøyry na mapie Svalbardu  
Location of Oskar II Land and Kaffiøyra region on a map of Svalbard



niebagatelną rolę odgrywa postępujące ocieplanie się klimatu. Ocieplanie to, nawet jeśli z danych meteorologicznych to nie zawsze wynika (Przybylak 1996), jest zjawiskiem być może tylko lokalnym, niemniej zauważalnym i odczuwalnym. Tę ogólną tendencję klimatyczną, wynikającą nie tylko z indywidualnych obserwacji, ale i z modelowania klimatycznego (Przybylak 1996), komplikują czynniki lokalne – stosunki orograficzne, wykształcenie dolin lodowcowych, ekspozycja poszczególnych lodowców, zacienienie przez ściany górskie, a nawet sama wielkość lodowca czy stopień pokrycia czoła lodowca materiałem morenowym. Kolejnym elementem zakłócającym klimatyczno-geomorfologiczny rytm recesji są szarże lodowcowe (w rejonie Kaffiøyry dotyczy to w zasadzie tylko lodowca Aavatsmarka, choć autor nie wyklucza możliwości występowania tzw. mini- szarż i na innych lodowcach).

Wreszcie trzecim celem niniejszej pracy jest przedstawienie rejonu Kaffiøyry, który mimo wielu prac analitycznych nie został, jak dotąd, całościowo opisany. Bez tego, przedstawienie i udokumentowanie recesji lodowców było by, zdaniem autora, nie w pełni jasne. Rejon Kaffiøyry przedstawiono także w postaci mapy topograficznej w skali 1:25 000 (zał. 17). Powstała ona poprzez scalenie wszystkich pomiarów geodezyjnych autora i innych uczestników Wypraw Toruńskich. Koncepcja mapy powstała w 1985 roku, i wtedy też wykonano jej ośnowę geodezyjną. W czasie późniejszych wypraw (1989, 1995, 2000) uzupełniono pomiary w niektórych rejonach Kaffiøyry.

## B. METODY PRACY

Opracowanie niniejsze nie jest wynikiem z góry założonego planu. Dane do tej pracy powstawały sukcesywnie wraz z każdym wyjazdem autora na Spitsbergen. Celem wyjazdów autora było zbieranie danych geomorfologicznych, oraz wykonywanie pomiarów topograficznych służących badaniom prowadzonym przez Toruńskie Wyprawy Polarne.

W roku 1977, podczas II Toruńskiej Wyprawy Polarnej (TWP), głównym celem i zadaniem autora było sporządzenie (wspólnie z Z. Preisnerem) opisu geomorfologicznego lodowca Waldemara, a zwłaszcza jego przedpola. Dysponowano wtedy wyłącznie czarno-białą, norweską mapą topograficzną 1:100 000 (wydanie z 1957 roku), i jej fotograficznymi powiększeniami, oraz mapą geomorfologiczną Klimaszewskiego (1960) w skali 1:200 000 (na tych mapach wielkość lodowca Waldemara wynosi od ok. 3 cm<sup>2</sup> do 1,5 cm<sup>2</sup>). Jasne się stało, że bez podkładu w większej skali nie da się przedstawić rzeźby strefy marginalnej tego lodowca. Postanowiono więc dokonać szeregu pomiarów topograficznych, które pozwoliłyby na naryskowanie głównych elementów rzeźby przedpola i samego lodowca (Lankauf, Preisner 1978).

## BADANIA TERENOWE

Wykorzystując teodolity firmy Zeiss, zastosowano metodę niwelacji trygonometrycznej przy pomiarach wysokościowych i metodę tachimetryczną przy wszelkich pomiarach sytuacyjnych. W tym miejscu należy wyjaśnić dlaczego używano takich metod i dlaczego zdjęcia terenowe wykonywano metodą tachimetryczną. Otóż Instytut Geografii Uniwersytetu Mikołaja Kopernika nie dysponował sprzętem fotogrametrycznym (fototeodolitem). Brak fototeodolitu uniemożliwiał więc zastosowanie metody fotogrametrycznej. Brak zdjęć z fototeodolitu rekompensowano wykonując z każdego stanowiska serie zdjęć fotograficznych. Dało to zbiór (w trakcie wszystkich wyjazdów autora) ponad 1000 fotogramów, pomocnych przy nanoszeniu szczegółów. Oczywiście autor zdaje sobie sprawę, że nie zastąpi to ani metody fotogrametrycznej ani zdjęć fotogrametrycznych.

Wracając do prac topograficznych w 1977 roku, to w pierwszej kolejności założono osnowę punktów topograficznych, sytuując stanowiska na ustabilizowanych wzniesieniach terenowych. Stanowiska wyznaczono tak, aby uzyskać zamknięty ciąg poligonowy. Z tych stanowisk (stabilizowanych miniwardami) wykonywano dalsze pomiary sytuacyjno-wysokościowe. Uzyskane dokładności pomiarów mieszczą się w granicach błędu graficznej dokładności wykonanych map. Już na Spitsbergenie powstał szkic topograficzny lodowca, a zwłaszcza jego przedpola w skali 1:2500. Umożliwiło to zdefiniowanie i rozrysowanie elementów rzeźby przedpola lodowca. Równocześnie ustalono aktualne położenia czoła lodowców Elizy i Ireny, nawiązując do sieci topograficznej Zapolskiego z 1975 roku (Zapolski 1977 a, b).

W czasie drugiego wyjazdu autora na Spitsbergen, w 1978 roku, kontynuowano prace topograficzne i badania geomorfologiczne na lodowcu Waldemara oraz na jego przedpolu (Lankauf, Preisner 1982). Sporządzono i opublikowano mapę topograficzną całego lodowca Waldemara (Lankauf 1982). Prezentowane na tej mapie wysokości bezwzględne „dowiązano” ciągiem niwelacyjnym do punktów topograficznych Zapolskiego z 1975 r., na lodowcu Ireny, a także ciągiem tachimetrycznym, do średniego poziomu morza (obserwacje zmierzające do ustalenia średniego poziomu morza prowadzono praktycznie przez cały czas wyprawy). Wykonano także pomiary aktualnego zasięgu czoła lodowca Elizy. Dzięki temu, że w czasie tej samej wyprawy J. Fedorowicz (1978) prowadził pomiary topograficzne mające na celu sporządzenie mapy południowego skrzydła moren lodowca Aavatsmarka, możliwe było zmierzenie położenia jego czoła, dysponując kilkoma stanowiskami o znanych współrzędnych. Wyniki te obarczone były dość znacznym błędem, jednakże, przy dużej liczbie punktów na czole lodowca, uzyskano zadowalający obraz. Zastosowano metodę wcięcia wprzód dla punktów po południowej stronie czoła lodowca i graficzną metodę biegunową w pozostałych częściach klifu lodowego.



Celem wyjazdu w 1985 r. (VII TWP) było przeprowadzenie prac topograficznych służących pracom zespołu geomorfologicznego oraz hydrologicznego. Plan wyprawy przewidywał wykonanie szeregu poprzecznych profili topograficznych przez równinę Kaffiøyra, od morza do stref górskich, (dla potrzeb geomorfologów) oraz pomiar długości wszystkich ważniejszych rzek spływających z lodowców do cieśniny Forland (dla potrzeb hydrografów). Aby pomiary te wzajemnie powiązać, zdecydowano się poprowadzić (wykonać) profil podłużny przez całą równinę od rejonów bazy (w rejonie przylądka Heggodden) do zatoki lodowca Dahla. Profil wykonano metodą niwelacji geometrycznej (przy pomocy niwelatora), a pomiary długości prowadzono przy pomocy lat topograficznych i sprawdzano geodezyjną taśmą stalową. Całkowita długość profilu wyniosła 13 570 m. Profil był stabilizowany specjalnie oznaczonymi kołkami. Z kilku jego punktów poprowadzono pomiary na szczyty górskie lub „wardy” (ustawione, przez topografów norweskich w latach 30., około 1,5 metrowe kamienne punkty triangulacyjne) o oznaczonych współrzędnych (z mapy 1:100 000). Wykonano odpowiednie pomiary metodą „wcięcia wstecz”, a następnie obliczono współrzędne wybranych punktów. W dalszej kolejności wykonano 16 profili poprzecznych przez Kaffiøyre. Ustalono także przy pomocy teodolitu pozycję czoła lodowca dla lodowców Ireny, Elizy (z Agnorem), częściowo Andreasa, Waldemara i Eivinda. Na lodowcu Waldemara oprócz ustalenia pozycji czoła wykonano profile: podłużny i poprzeczne przez cały obszar (wraz z szeregiem punktów rozrzuconych po lodowcu), co pozwoliło wykreślić kolejną mapę poziomicową tego lodowca. Osobnym zagadnieniem były pomiary na lodowcu Eivind, gdzie zdecydowano się wykonać mapę przedpola i całego lodowca metodą tachimetryczną (zał. 14). Wykorzystując stanowiska J. Fedorowicza na morenach lodowca Aavatsmarka, prowadzono pomiary czoła lodowca Aavatsmarka (w trzech okresach) metodą wcięcia wprzód, jak również pomiary ruchu tego lodowca (opisane w dalszym rozdziale). Przez cały czas wyprawy prowadzono pomiary mające na celu ustalenie średniego poziomu morza. W czasie kolejnej VIII TWP w 1989 r. kontynuowano w sposób celowy prace topograficzne, których celem miała być mapa poziomicowa (topograficzna) Kaffiøyry (zał. 17). W 1989 roku, po raz pierwszy w trakcie TWP wykonano pomiary zasięgów czoł wszystkich lodowców rejonu. Na lodowcach Waldemara, Elizy, Ireny i Andreasa a także Eivinda wykonano profile podłużne, poprzeczne i pomiary dodatkowe, służące przygotowaniu map. Wykonano także szkic tachimetryczny lodowca Olivera i jego przedpola. W ten sposób, od wyprawy 1989 roku, wszystkie lodowce dolinne Kaffiøyry posiadają mniej lub bardziej dokładne mapy w skali 1:10 000 lub 1:5000.

Niektóre wyniki wyprawy 1989 roku opublikowano w specjalnym wydawnictwie poświęconym tej wyprawie (Lankauf 1993 a, b). Pod koniec 1993 roku prof. J. Szupryczyński zaproponował autorowi niniejszej pracy podsu-

mowanie badań na Spitsbergenie w postaci rozprawy doktorskiej. Po scaleniu posiadanych materiałów autor uznał za niezbędny jeszcze jeden wyjazd na Kaffiøyre. W czasie IX TWP, w 1995 r., wykonano pomiary ustalające aktualne położenie czoł wszystkich lodowców rejonu Kaffiøyry. Prace prowadzone na każdym z lodowców, miały na celu sporządzenie jak najwierniejszych map tych lodowców. Dzięki pomocy M. Grzesia udało się przeprowadzić pomiary zasięgu klifów lodowców Aavatsmarka i Dahla, z kilku stanowisk, po obu stronach zatok. Wyjazd zimowo-wiosenny (kwiecień–maj 1996 r.) pozwolił na stosunkowo łatwe pomiary uzupełniające. Łatwość polegała na możliwości poruszania się po całym terenie przy pomocy skuterów śnieżnych, a posiadana aparatura w postaci odbiorników GPS, pozwoliła w miarę dokładnie i bardzo szybko zweryfikować położenie wielu punktów. Podczas wyprawy w 2000 roku, wykonano nową mapę lodowca Waldemara. Metodami geodezyjnymi ustalono także aktualny zasięg czoł lodowców: Ireny, Elizy i Eivinda. Dla lodowców Aavatsmarka, Andreasa i Olivera zmierzono zasięgi czoł przy pomocy odbiorników GPS.

#### PRACE KAMERALNE

Wszystkie opisane wyżej czynności można określić jako „topograficzną metodę uzyskania wyników”. W drugim etapie – etapie kameralnym – zastosowano tzw. kartograficzną metodę badań (Saliszczew 1973; Kozieł 1993). Metoda ta polega na:

1. sporządzeniu map lub wykorzystaniu już istniejących,
2. pomiarach kartometrycznych na mapach (powierzchni, wysokości),
3. analizie graficznej map czyli wykonaniu profilów podłużnych i poprzecznych, pomiarach nachyleń itp.

Obliczono wysokości wszystkich pomierzonych punktów i wykreślono odpowiednie mapy bądź profile. Rękopisy map kreślono w skali 1:2500 lub nawet większej (dla małych obiektów, jak np. lodowiec Olivera), po czym zmniejszono je pantograficznie do skali 1:5000 lub 1:10 000. W opracowaniach kameralnych stosowano lokalne układy współrzędnych prostokątnych w układzie UTM – zastosowanym w ostatecznej wersji jako układ podstawowy. Dla wszystkich map przyjęto siatkę stożkową, równoodległościową, stosowaną w nowych wydaniach norweskiej mapy 1:100 000. Jako południk główny przyjęto południk 12° 00' E, a jako równoleżnik podstawowy 78° 38' N. Przecięcie się tych współrzędnych stanowi początek układu. W związku ze zmianą siatki geograficznej i przesunięciem południków na nowych mapach norweskich, tzn. przejściem na układ WGS 84 (*World Geodetic System*) dostosowany do pomiarów satelitarnych oraz do odczytu danych za pomocą GPS, wszystkie mapy przedstawione w tej pracy oparte są na tym nowym układzie.



Różnorodność skal i dokładności kartograficznych materiałów archiwalnych wymagała wielu czynności ujednolicających. Zaistniała konieczność powiększenia fragmentów tych map, czego dokonano metodami fotograficznymi i pantograficznymi (bardzo proste metody kserograficzne, były zawodne, ze względu na znaczne zniekształcenia obrzeży map). Pomiarów powierzchni na mapach dokonywano planimetrem precyzyjnym i metodą kalki milimetrowej, zawsze w minimum dwóch niezależnych powtórzeniach. Zdjęcia lotnicze analizowano za pomocą stereoskopów lustrzanych i interpretoskopu B, w Pracowni Teledetekcji i Kartografii IG UMK. Dane ze zdjęć lotniczych przenoszono na podkład kartograficzny za pomocą przetwornika LUZ. Przedstawiono szereg map poziomicowych poszczególnych lodowców (w różnych latach) ujednolicając ich skalę do 1:20 000. Najwięcej takich map dotyczy lodowca Waldemara. Jedynie dla lodowca Eivinda przedstawiono również mapę w skali 1:10 000. Poza tym starano się przedstawić recesję (lub fluktuacje czoła w przypadku lodowca Aavatsmarka) za pomocą tzw. „map zasięgu” uważając, że ta forma prezentacji najlepiej ukazuje wielkość metryczną i przestrzenną recesji. Chcąc ukazać recesję, także jako obniżanie się powierzchni lodowców, przedstawiono profile podłużne i poprzeczne w różnych latach, a w tabelach podano odpowiednie wartości liczbowe. Dysponując w miarę dokładnymi obliczeniami powierzchni lodowca, jego spadków, długości i szerokości, autor nie obliczał objętości lodowca, choć stosując teoretyczne przeliczenia było by to możliwe. Autor uważa, że będzie to całkowicie uprawnione, dopiero po przeprowadzeniu choćby jednego wiarygodnego sondowania (obojętną metodą) na którymś z lodowców rejonu Kaffiøyry. Przedstawione w niniejszej pracy szczegółowe dane dotyczące recesji lodowców rejonu Kaffiøyry, w niektórych przypadkach są nieco inne od przedstawianych w rękopisie pracy doktorskiej (Lankauf 1999 a), czy autoreferacie (Lankauf 1999 b). Pomiary i badania przeprowadzone w lecie 2000 roku spowodowały pewne zmiany, dotyczy to przede wszystkim lodowców Waldemara i Olivera.



### 3. PRZEGLĄD MATERIAŁÓW KARTOGRAFICZNYCH (I INNYCH) ZE SPITSBERGENU POD KĄTEM ICH PRZYDATNOŚCI DO BADAŃ FLUKTUACJI LODOWCÓW ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM OBSZARÓW ZIEMI OSKARA II

Od chwili odkrycia zachodnich wybrzeży Spitsbergenu podczas wyprawy Willema Barentsa w 1596 roku starano się przedstawiać położenie archipelagu i zarysy jego wybrzeży w postaci kartograficznej, czyli na mapach. W rękopisie pracy doktorskiej (Lankauf 1999 a) przedstawiono szczegółowo historię kartograficznego rozpoznawania Spitsbergenu. W niniejszej pracy omawiam to zagadnienie w sposób skrócony.

#### A. MAPY TOPOGRAFICZNE

Pierwsze mapy topograficzne w skalach 1:200 000 i większych powstały w końcu XIX w., np. w czasie wypraw szwedzkich Nordenskiölda, Nathorsta i De Gerra, czy szwedzko-rosyjskich (Zinger 1999). Powstała wtedy, m.in. pierwsza mapa (w skali 1:50 000) lodowca Gas w Hornsundzie, mapa De Gerra (Pillewizer 1939 a, b).

Znaczny udział w poznaniu i kartograficznym opracowaniu Svalbardu wnieśli wyprawy badaczy niemieckojęzycznych. W latach 1872–1874, w rejonie Svalbardu pracowała wyprawa austro-węgierska (Brunner 1996; Szupryczyński 1975). Powstała wtedy pierwsza mapa fjordu Hornsund w skali 1:200 000 (Brunner 1996). Natomiast na północy Spitsbergenu, w Liefdefjordzie, pomiary fotogrametryczne prowadziła niemiecka (pruska) wyprawa von Bocka i Poninskiego. Na bazie tych pomiarów powstała mapa Liefdefjordu, w skali 1:200 000 (Brunner 1996). Inna niemiecka wyprawa, W. Filchnera, w roku 1910 prowadziła badania w rejonie płd.-wsch. części Isfjordu (okolice Sassenfjordu i Tempelfjordu). Efektem tych prac jest m.in. barwna mapa poziomicowa o dużej dokładności, w skali 1:50 000 (Filchner i in. 1914). Podsumowania osiągnięć kartografów niemieckojęzycznych na Svalbardzie, z okazji 85-lecia urodzin W. Pillewizera dokonał ostatnio K. Brunner (1996).

W latach 1906–1907 pod protektorem i wsparciem finansowym Księcia Alberta I de Monaco, w rejonie NW Spitsbergenu (Kongsfjord, Krossfjord i obszary sąsiednie) pracowała norweska ekspedycja Gunnara Isachsena. Efektem tych prac była pierwsza, prawdziwie topograficzna mapa tej części Spitsbergenu (w skali 1:200 000). Kolejna norweska ekspedycja Isachsena w latach 1909–1910 kontynuowała prace, przemieszczając się w kierunku południowym od Kongsfjordu, aż do północnych wybrzeży Isfjordu (Isachsen 1912). W ten sposób prawie cała Ziemia Oskara II (w tym rejon Kaffiøry)



Ryc. 2. Mapa G. Isachsena, skala 1: 200 000, Spitsberg (Partie Nord-Ouest) stan 1909–1910 r. Paris, 1912.

Map by G. Isachsen, scale of 1: 200, 000 Spitsberg (Partie Nord-Ouest) state 1909–1910 Paris, 1912.





uzyskała obraz kartograficzny w skali 1:200 000 (ryc. 2). Na mapie tej wysokości i rzeźbę terenu przedstawiono w postaci punktów wysokościowych i poziomicy (co 50 m). Przedstawiono zarysy lodowców, a także moren czołowych i bieg niektórych rzek. Jeszcze raz podkreślić należy, że mapa ta jest obrazem kartometrycznym, pozwalającym na pomiary i wyznaczanie np. powierzchni lodowców. Właściwie do początku lat 50. XX wieku, była to najdokładniejsza mapa tej części Spitsbergenu. Bazując na mapie Isachsena prowadzono pomiary batymetryczne i uaktualniano zasięgi lodowców uchodzących do morza, głównie dla celów nawigacyjnych. Przykładem takich map jest tzw. mapa Hoela z 1932 roku (Hoel 1932). W latach 1918–1938, a w niektórych rejonach jeszcze później, norweska służba topograficzna (od 1928 roku w ramach Norges Svalbard- og Ishavs-undersøkelse) prowadziła pomiary topograficzne zakładając sieć triangulacyjną, tyle, że zamiast wież triangulacyjnych na wielu szczytach ustawiono kamienne kopce „wardy”. Wykonane pomiary, jak też zdjęcia lotnicze (B. Luncke) z 1936 roku, posłużyły do sporządzenia arkuszowej mapy topograficznej Svalbardu w skali 1:100 000 (ryc. 3). Jest to najdokładniejsza, do tej pory, mapa całego Svalbardu. Poszczególne jej arkusze, wydawane od 1952 roku, początkowo w wersji czarno-białej, później niektóre w wersji barwnej, przedstawiają obszar Svalbardu z 1936 roku. Niektóre arkusze mapy, wydawane w latach 80. i 90., obrazują zasięg czoł lodowców uchodzących do morza w 1966 roku lub w latach późniejszych, w zależności od daty wykonywania nowych zdjęć lotniczych.

W 1938 roku zorganizowano Polską Wyprawę Glacjologiczną na Spitsbergen, właśnie na nadmorskie obszary Ziemi Oskara II. Uczestnicy tej wyprawy, dysponowali mapami Isachsena z 1909 roku oraz Hoela z 1932 r. (Klimaszewski 1960). Program wyprawy nie przewidywał prac topograficznych, jednakże na miejscu okazały się one potrzebne. Dlatego też podjęto pewne próby wykonania map szczegółowych (Sawicki 1938, 1959). Niestety, materiałów tych nie opublikowano. Najprawdopodobniej zaginęły w czasie wojny. Próby wykonania zdjęć tachymetrycznych czy szczegółowych szkiców topograficznych przez Klimaszewskiego i Sawickiego świadczą o konieczności istnienia map w dużych skalach. Dla szczegółowych badań glacjologicznych, geologicznych czy geomorfologicznych (a także obejmujących inne zagadnienia) mapy w skali 1:200 000 czy 1:100 000, są zdecydowanie zbyt ogólne. Dlatego też poszczególni badacze czy zespoły badaczy, posługiwały się w terenie powiększeniami map 1:100 000 czy też mniejszych. Ta sama metoda została wykorzystana podczas pierwszych wypraw toruńskich w latach 1975–78.

Mimo, że Norsk Polarinstitut wydał w wersji roboczej mapę 1:50 000 dla niektórych obszarów Svalbardu, to poszczególne ekspedycje podejmowały trud wykonania własnych map wielkoskalowych, przeważnie w skali 1:50 000



lub 1:25 000, a także w skalach większych (1:10 000 czy też 1:5000). Dopiero na podkładach w dużej skali, możliwe jest szczegółowe przedstawianie wielu zagadnień naukowych i gospodarczych (np. rzeźby terenu czy też lokalizacji kopalni).

Polskie wyprawy działające w rejonie fjordu Hornsund od 1956 r., oprócz niezwykle różnorodnej tematyki badań naukowych, podjęły także trud wykonania i wydania map topograficznych. Przykładowo, podczas polskich wypraw do Hornsundu C. Lipert wykonał (1957–1959) mapę topograficzną czoła lodowca Werenskiolda, w skali 1:5000 (Szupryczyński 1963).

W 1958 r., w czasie wyprawy do fjordu Van Keulen, wykonano szkice topograficzne lodowca Antonia i zachodniej części lodowca Pencka (Marcinkiewicz 1961a). W latach 80. wydano 10 arkuszy mapy 1:25 000, obszarów leżących dookoła Hornsundu (Battke 1984). W ostatnich latach, Uniwersytet Śląski wspólnie z Uniwersytetem w Quebec (Kanada) i Norsk Polarinstitut wydaje mapy w skali 1:25 000 okolic Hornsundu.

W rejonie Ziemi Oskara II, w czasie I Toruńskiej Wyprawy Polarnej w 1975 r., Zapolski wykonał metodą zdjęcia stolikowego, niezwykle precyzyjną mapę przedpola i części czołowej lodowca Elizy (Zapolski 1977b). W latach 1977–1978 autor niniejszej pracy wykonał metodą tachimetryczną mapę lodowca Waldemara (Lankauf 1982 b).

Powyżej wymieniono przykłady niektórych opublikowanych map topograficznych, natomiast nie wymieniono wielu innych prac topograficznych. Nie wymieniono niezliczonych szkiców, profilów, pomiarów ruchów lodowców, czy powtarzalnych pomiarów mających na celu uchwycenie zmiany bilansu ich masy. Do niektórych z tych prac powrócę w dalszej części niniejszego opracowania. Pragnę podkreślić, że niejednokrotnie żmudne i wykonywane w niezwykle trudnych warunkach terenowych, a zwłaszcza pogodowych, prace topograficzne były i są podstawą wielu innych prac naukowych, a równocześnie najdokładniej pozwalają one ocenić stan (awans, regresję) lodowców, są też najlepszym materiałem do badań dynamiki i bilansu masy lodowców.

## B. ZDJĘCIA LOTNICZE

Obraz każdego obszaru „widziany z góry” niezależnie od skali i sposobu wykonania zdjęcia daje wiele, nie zawsze kartometrycznych, informacji o terenie. Zdjęcia terenów Svalbardu wykonywano zapewne w czasie każdego lotu: sterowcem, samolotem czy śmigłowcem. Nie wszystkie zdjęcia mogą być wykorzystane do celów badawczych, ale każde z nich niesie ze sobą cenne informacje. W 1923 roku w czasie pierwszego swojego lotu sterowcem nad Svalbardem, szwajcarski lotnik Walter Mittelholzer wykonał zdjęcie



fragmentu Ziemi Oskara II (widok z pld.-wsch. na pln.-zach.) z wysokości 1800 m (Hurliman 1930) – ryc. 4. Wyraźnie widoczne, śniegi i lodowce Ziemi Oskara II zajmowały znacznie wyższe partie niż współcześnie.

W 1936 roku B. Luncke wykonał w czasie planowych nalotów zdjęcia lotnicze przy pomocy precyzyjnej kamery, które obok triangulacji naziemnej i map archiwalnych posłużyły do wykonania mapy 1:100 000. Zdjęcie rejonu Kaffiøry, uzyskane i reproduktowane przez Sawickiego (1956, 1959), a także w pracy Centkiewiczów (1959, s. 224 b), ukazuje ten fragment Ziemi Oskara II, aż po Kongsfjord (ryc. 5) i jest ono ciekawym dokumentem ukazującym ówczesny stan zlodowacenia omawianego rejonu (zasięg lodowców w stosunku do czasów dzisiejszych jest wyraźnie większy). Dużą przydatność zdjęć lotniczych, zwłaszcza pionowych, dla bardzo wielu celów badawczych podkreślają różni autorzy (Sendobry, Sinkiewicz 1983; Lindner i in. 1990; Dzierżek i in. 1991). Wykorzystanie ich ograniczone jest jednak podstawowym warunkiem, a mianowicie, muszą być wykonane. Do chwili obecnej tylko naloty lotnicze z 1936 roku pokryły cały Spitsbergen. Późniejsze obejmowały tylko niektóre obszary.

Dla rejonu Kaffiøry Norsk Polarinstitut wykonał trzykrotnie naloty lotnicze (poza 1936 rokiem). Pierwszy – 28 lipca 1966 roku, uzyskano wtedy zdjęcia w skali ok. 1:54 000. Drugi w sierpniu 1969 r., tym razem uzyskano zdjęcia w skali ok. 1:20 000 (ryc. 6). Parametry tych zdjęć, jak również możliwości ich wykorzystania szczegółowo omawiają Sendobry i Sinkiewicz (1983). Trzecia seria, barwnych zdjęć w skali 1:50 000 zdjęć, pochodzi z 20 sierpnia 1990 r. (fot. 1). Możliwości pełnego wykorzystania zdjęć lotniczych są zależne zarówno od skali jak i od „pełności” pokrycia stereoparami. Pełne wykorzystanie zdjęć lotniczych możliwe jest tylko przy posiadaniu specjalistycznej i drogiej aparatury. Z tego powodu, innym tradycyjnym metodom, zwłaszcza fotogrametrii naziemnej, a niekiedy także metodom tachimetrycznym nie można odmawiać ich przydatności. W chwili obecnej zupełnie inne i nowe możliwości dają zdjęcia satelitarne (ryc. 7), mimo, że dostęp do nich, a zwłaszcza możliwości ich pełnej obróbki i wykorzystania są, choćby ze względów sprzętowych, bardzo ograniczone.

### C. MAPY TEMATYCZNE

Do map tematycznych zaliczam mapy geologiczne, mapy geomorfologiczne, mapy fotogeologiczne, także mapy hydrologii lodowców i obszarów przylodowcowych oraz wszelkiego rodzaju, inne opracowania graficzne. Skala mapy decyduje, podobnie jak przy mapach topograficznych, o możliwościach jej wykorzystania do badań stanu lodowca i jego ewentualnych fluktuacji, i tak: im skala mapy jest większa, tym lepsze możliwości odczytania szczegółów, oczywiście także możliwości przedstawienia tych szczegółów

na mapie. Znaczącą rolę odgrywa zawartość mapy. Istnieją mapy geologiczne, które pomijają lodowce i takie oczywiście do badań lodowców wykorzystane być nie mogą. Ale istnieją także mapy geologiczne zawierające informacje o lodowcach. Takim przykładem jest mapa Różyckiego (1959), zawiera ona bowiem dane o lodowcach rejonu Ziemi Torella. Na lodowcach ukazanych na tej mapie, poprowadzono poziomice, zaznaczono też strefy morenowe lodowców i moreny środkowe. Dane z tej mapy były wykorzystywane, w trakcie późniejszych badań (Marcinkiewicz 1961a,b; Lipert 1982). Pewną specyficzną odmianę map geologicznych czy geomorfologicznych stanowią mapy fotogeologiczne. Mapy takie wykonywano głównie w ośrodku warszawskim. Za podkład służyły odpowiednio przetworzone zdjęcia lotnicze (Dzierżek i in. 1987; Lindner i in. 1990). Mapy te w tle posiadają rysunek poziomicowy (na ogół co 10 m) i zawierają bogaty zestaw wydzieleni geologiczno-geomorfologicznych wyróżnionych powierzchni lub punktów. Lodowce przedstawione są w postaci trzech oznaczeń oddzielonych ostrymi granicami jako powierzchnie: śniegu, lodu i moreny ablacyjnej. O stanach maksymalnych lodowców można wnioskować na podstawie zasięgu moren czołowych lub bocznych. Oprócz mapy zasadniczej, na każdym arkuszu zamieszczona jest ich mała mapka, gdzie odpowiednimi liniami oznaczono czoła lodowców od XIX wieku po lata 80. XX wieku. W zależności od posiadanych przez autorów materiałów linii tych jest więcej lub mniej. Pewnym mankamentem tych mapek jest brak skali lub podziałki liniowej, prawdopodobnie są one przedstawione w zmniejszeniu zbliżonym do 1:50 000. Innym materiałem, niekiedy bardzo cennym, do badań fluktuacji lodowców są mapy geomorfologiczne. Skala i sposób przedstawienia szczegółów, podobnie jak przy mapach geologicznych, decyduje o ich przydatności dla celów badania fluktuacji lodowców. Mapy przeglądowe, cenne z innych względów, bezpośrednio do badań fluktuacji lodowców użyte być nie mogą. Ale na terenie Svalbardu wykonano wiele map i szkiców geomorfologicznych w dużych skalach, przedstawiających rzeźbę terenu. Jest to niezwykle istotny materiał wykorzystywany do celów badawczych. Przykładami takich map mogą być francuska mapa półwyspu Brögger (Joly 1970), czy też mapa okolic Hornsundu w skali 1:75 000 (Karczewski i in. 1984). Jako podkładową mapę topograficzną zastosowano norweską mapę poziomicową 1:50 000, stąd poziomice zarówno na lądzie jak i na lodowcach, a więc także wysokości większości lodowców są prawdziwe dla 1936 r. Na mapie tej przedstawiono powierzchnie i zasięgi lodowców odpowiadające datom prowadzenia prac pomiarowych. Przy lodowcach kończących się na lądzie wrysowano także zarys zasięgu z 1936 roku, natomiast dla lodowców kończących się w morzu, linie zasięgu klifu lodowego, w zależności od posiadanych przez autorów materiałów. Dla niektórych lodowców jest to kilka linii zasięgów. Tak przedstawione materiały pozwalają wyciągać wnioski dotyczące zachowania się poszczególnych lodowców. Innym przykładem, tym razem mapy w bardzo





Ryc 4. Ziemia Oskara II z wysokości 1800 m (widok w kierunku NW), 1923 r.,  
Fot. W. Mittelholzer, (Hurlimann, 1930)

Oskar II Land from height of 1800 m (view towards NW), 1923,  
Photographed by W. Mittelholzer, (Hurlimann, 1930)



Ryc.5. Rejon Kaffiøyry. Fotografia B. Luncke z 1936 r. (Centkiewiczowie 1959)  
Kaŕiøyra region. Photograph according to B. Luncke from 1936. (Centkiewicz 1959)



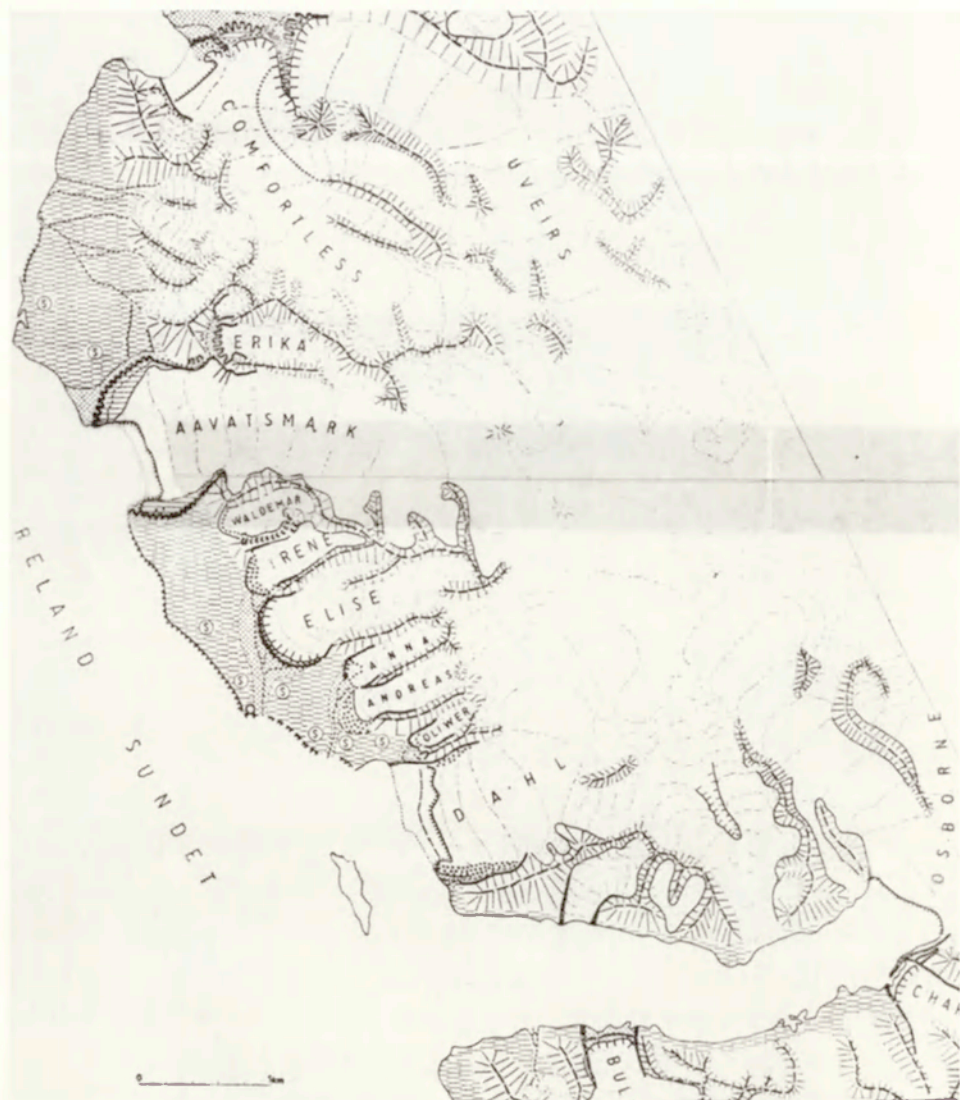


Ryc. 6. Zdjęcie lotnicze z 1969 r. (lódowce Dahla i Olivera)  
Aerial photograph from 1969 (Dahl and Oliver glaciers)



Ryc.7. Zdjęcie satelitarne Landsat MSS, 1976, Ziemia Oskara II, Forlandsundet i ziemia Księcia Karola (za *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*)

Stell.te image by Landsat MSS, 1976, Oskara II Land, Forlandsundet and Prince Karls Forland (after *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*)



Ryc. 8. Fragment przeglądowej mapy geomorfologicznej (Klimaszewski 1960)  
 Fragment of a general geomorphologic map (Klimaszewski 1960)



dużej skali, jest mapa geomorfologiczna lodowca Werenskiolda (Szupryczyński 1963).

Dla rejonu Ziemi Oskara II, pierwszą mapą geomorfologiczną jest mapa w skali 1:200 000 (na bazie mapy Isachsena) (Klimaszewski 1960) – rycina 8. Ze względu na skalę, mapa ta ma charakter przeglądowy. Klimaszewski rysuje linie zasięgu dla roku 1907 (co jest błędne, gdyż mapa Isachsena dotyczy roku 1909), i dla roku 1924 (na podstawie mapy Hoela z 1932 r.), oraz na podstawie własnych badań i pomiarów, dla 1938 r.

Kolejną mapą geomorfologiczną tego obszaru jest mapa Niewiarowskiego i Sinkiewicza (1993), powstała na bazie zdjęć lotniczych, badań terenowych autorów w latach 1978 i 1985, i innych materiałów źródłowych (ryc. 9). Nie ma ona podkładu poziomicowego. Podane na mapie geomorfologicznej wysokości punktów, oparte są na różnych pomiarach autora niniejszej pracy (zwłaszcza z 1985 r) i pomiarach Zapolskiego z 1975 r. Zasięgi lodowców (zasięgu czoła) z roku 1985 lub 1989 przedstawiono, na podstawie niepublikowanych danych autora niniejszej pracy lub zdjęć lotniczych. Mankamentem tej mapy jest jej mała skala (1:75 000), co bardzo utrudnia jej czytelność. Brak, również, danych co do wcześniejszych pozycji lodowców.

Inną mapą geomorfologiczną dotyczącą pobliskich okolic jest mapa fjordu St. Jonsfjord Z. Preisnera (1986), w skali 1:15 000. Na mapie tej autor podaje pozycje lodowców uchodzących do fjordu (lub w jego kierunku) w różnych okresach czasowych. Niestety, nie jest ona opublikowana.

Z terenu Spitsbergenu istnieje oczywiście dużo map i szkiców geomorfologicznych, publikowanych jako osobne mapy oraz w wielu pracach, gdzie podane są mniej lub bardziej dokładnie pozycje (zasięgi) lodowców w różnych latach, na tle morfologii stref marginalnych czy obszarów sąsiednich (np. Andrzejewski, Stankowski 1985; Andrzejewski, Błaszczewicz 1993; Baranowski 1975 b; Jania 1988 a, b; Niewiarowski 1982; Szupryczyński 1963; Lankauf, Preisner 1982 i inne). Do niektórych z nich powrócę w dalszej części pracy.

#### D. MAPY ZASIĘGÓW

Mapy zasięgów to pewne specyficzne rysunki ukazujące pozycje czoła, lub, znacznie rzadziej, całego lodowca, w różnych latach. W większości przypadków są to mapki ukazujące recesję czoła lodowca, jednak przy niektórych lodowcach linie zasięgu czoła krzyżują się ze sobą, co świadczy o fluktuacjach lodowca. Linie zasięgu są rysowane bezpośrednio na mapie topograficznej (Filchner 1914) lub geomorfologicznej (Karczewski i in. 1984), mimo, że jest to element mający w chwili tworzenia mapy inne usytuowanie.

Włączenie takiego „nieistniejącego elementu”, nie tylko, nie zniekształca obrazu mapy, lecz go wręcz poprawia. „Mapa zasięgów” to jednak częściej tylko mapa linii przedstawiających wcześniejsze i dzisiejszy (w roku ostatniego pomiaru) zasięgi czoła lodowca (najczęściej klifu lodowego). Mapki takie prezentują m.in.: Ahlmann (1935) – dla lodowca 14th July w Krossfjordzie; Harland (1952) – dla lodowca Nordenskiölda w Adolfbukcie (ryc. 10 B); Mellor (1957) – dla lodowca 14th July i lodowców w Kongsfjordzie; Voigt (1965) – dla lodowca Kongsvegen; Liestøl (1972) – dla lodowców Von Posta i Tuna w Tempelfjorden (ryc. 10 A); Liestøl (1973) – dla lodowca Nathorsta (ryc. 10 D); Liestøl (1988) – dla lodowców Kongsfjordu, Baranowski (1975) dla lodowca Werenskiöld; Troicki i in. (1975) dla kilku różnych rejonów Svalbardu; Jania i in. (1982) – dla lodowca Torella; Jania (1986) – dla lodowca Hansa w Hornsundzie; Salvigsen i in. (1990) – dla kilku lodowców pld.-wsch. części Ziemi Oskara II (ryc. 10 C); Kverndal (1991) – dla lodowca Konow i Osborn w Jonsfjordzie; Dowdeswell i in. (1991) – dla Brasvelbreen (na Ziemi Płn.-Wschodniej) i lodowca Osborn w Jonsfjordzie; Reder (1996) – dla lodowców okolic Recherchefjorden; Lankauf i Wójcik (1987) – dla wybranych lodowców rejonu Kaffiøyry, Lankauf (1993) – dla pozostałych lodowców tego rejonu. Omawiane mapki, szczególnie te zawierające podziałkę kartograficzną, mają zawsze istotną wartość kartometryczną. Równocześnie bardzo łatwo można za ich pomocą prześledzić, czy lodowiec zachowuje się w sposób jednolity, czy też ma przemienne okresy awansów i recesji. Mapki te mówią na ogół o recesji (awansie) czoła, natomiast nie informują o innych zmianach na lodowcu (np. o obniżaniu lub narastaniu jego powierzchni). Recesja (bądź awans) czoła jest tak wymownym przykładem stanu lodowca, że wartość takich opracowań ma duże znaczenie.

#### E. OPRACOWANIA TABELARYCZNE I TABELARYCZNO-OPISOWE

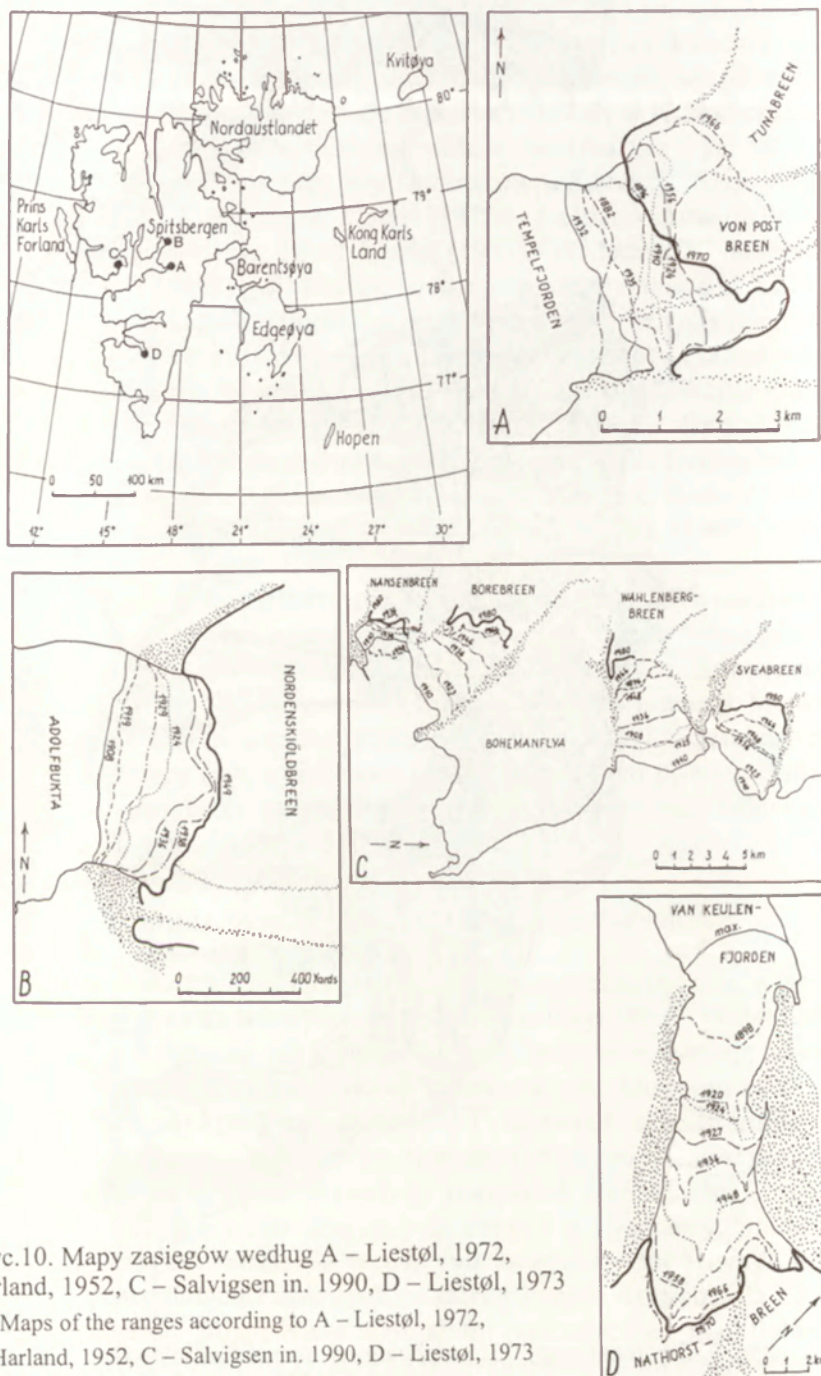
Dane tabelaryczne o wielkości lodowca, poziomie zalegania czoła, wysokości pola firnowego czy też wysokości linii równowagi (ELA) podawane są w wielu pracach dotyczących jednego lub kilku lodowców. Istnieją także opracowania dotyczące większej ilości lodowców, np. Ahlmann (1933) zamieszcza tabelę, w której podaje okresy i odpowiadające im zmiany w powierzchni, dla kilkunastu lodowców. Korjakin (1974) opublikował tabelę, w której na podstawie badań ekspedycji rosyjskich (radzieckich), map norweskich i wszelkich mu dostępnych danych z literatury, podaje powierzchnię, długość, wielkość recesji lub awansu (w możliwych do stwierdzenia przedziałach czasowych) i szereg innych danych, dla 227 lodowców Svalbardu. Mimo wielu nieścisłości (zależnych od materiałów źródłowych), do niedawna było to najpełniejsze opracowanie dotyczące wielu lodowców Svalbardu. Inni autorzy podają dane dla wybranych regionów i lodowców (Jania 1988 a, b; Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993).





Ryc. 9. Fragment mapy: Ggeomorphological map of Kaffiøya (Niewiarowski, Sinkiewicz 1993)

Fragment of a map: Ggeomorphological map of Kaffiøya (Niewiarowski, Sinkiewicz 1993)



Ryc.10. Mapy zasięgów według A – Liestøl, 1972, B – Harland, 1952, C – Salvigsen in. 1990, D – Liestøl, 1973

Maps of the ranges according to A – Liestøl, 1972, B – Harland, 1952, C – Salvigsen in. 1990, D – Liestøl, 1973



W 1993 roku Norsk Polarinstitut wydał opracowanie pt. *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen* (Hagen i in. 1993). Atlas zawiera kilkadziesiąt stron tekstu omawiającego środowisko geograficzne Svalbardu (i Jan Mayen), bogatą literaturę i 63 strony tabel, gdzie podano położenie, powierzchnię, długość i szereg innych parametrów praktycznie wszystkich lodowców Svalbardu większych od 1 km<sup>2</sup>. Dane pogrupowano według rejonów geograficznych czy też basenów zasilania lodowców. W chwili obecnej jest to najpełniejsze opracowanie dotyczące lodowców Svalbardu. Wcześniej, w 1991 roku, została opublikowana praca (Lefauconnier, Hagen 1991) dotycząca szarżujących i cielących się (czyli uchodzących do morza) lodowców wschodniego Svalbardu. W pracy tej, każdy lodowiec tego rejonu został opisany. Jego podstawowe dane morfometryczne zostały podane w tabelach, dla każdego lodowca przedstawiono także mapę zasięgów. Jest to praca o ogromnym znaczeniu nie tylko dla wschodniej (mniej znanej) części Svalbardu. Dane o nielicznych lodowcach Spitsbergenu znajdują się także w wydawnictwie IAHS – UNESCO (*Fluctuations of Glaciers*, Paris, 1985 i następne tomy). Oprócz tego dane na temat aktualnego stanu, i ewentualnie stanów poprzednich, zawarte są w wielu pracach dotyczących glaciologii, geomorfologii i innych zagadnień różnych rejonów Svalbardu.

#### 4. TEREN BADAŃ

##### 4.1. OGÓLNY OPIS ZIEMI OSKARA II

###### 4.1.a. POŁOŻENIE

Ziemia Oskara II to obszar wyspy Spitsbergen (dawniej Spitsbergen NW) rozciągający się mniej więcej pomiędzy:

$\varphi - 78^{\circ} 10' N$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 50' N$

$\lambda - 11^{\circ} 40' E$ , do  $\lambda - 14^{\circ} 30' E$

Jest to więc obszar położony na północ od Istfjordu i na wschód od cieśniny Forland (Forlandsundet). Na północy graniczy z Ziemią Jamesa I i okolicami Kongsfjordu. Wschodnia granica ma charakter zupełnie umowny i prowadzona jest na zachód od lodowca Kongsvegen i na wschód od lodowca Svea (Hagen i in. 1993). Tak wyznaczony obszar zajmuje powierzchnię 2582 km<sup>2</sup>, w tym obszar zlodowacony ok. 1600 km<sup>2</sup>.

Natomiast rejonem Kaffiøyry autor nazywa obszar około 310 km<sup>2</sup>, położony pomiędzy:

$\varphi - 78^{\circ} 33' N$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 48' N$

$\lambda - 11^{\circ} 43' E$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 13' E$  (ryc. 11, zał. 1)





#### 4.1.b. UWAGI O KLIMACIE SVALBARDU, A SZCZEGÓLNIE ZIEMI OSKARA II

Klimat Svalbardu kształtowany jest przez ośrodki ciśnienia powstające na północnym Atlantyku (niżej) lub Morzu Arktycznym (wyżej). Równocześnie ogromny wpływ na klimat (zapewne także na powstawanie ośrodków barycznych) ma przebieg prądów morskich. Do zachodnich i północnych wybrzeży Spitsbergenu dopływa odnoga ciepłego prądu morskiego – Golsztromu. Z drugiej strony (z NE), bezpośrednio od Morza Barentsa i poprzez Storfjord, południowe wybrzeże Spitsbergenu ochładzane jest przez prąd zimny. Dlatego, trudno mówić o jednym klimacie na Spitsbergenie. Archipelag Svalbardu położony jest u wrót Arktyki. Tylko od tej strony Północny Ocean Lodowaty nie jest zamknięty wielkimi obszarami lądowymi. To właśnie m.in. umożliwia i powoduje, tak charakterystyczną zmienność pogody na Svalbardzie. Niżej baryczne wędrujące z okolic Islandii ku Morzu Karskiemu powodują bardzo dużą zmienność napływających mas powietrza. Zjawisko to jest najbardziej charakterystyczne dla okresu zimowego. Wiosną i latem nad centrum Arktyki tworzy się wyż, powodujący wzrost temperatury i wilgotności powietrza (Niedźwiedź 1997a). Zmienność pogody na terenie Svalbardu (zależna głównie od zmienności napływających mas powietrza) powoduje, że wydzielono tu aż dwadzieścia typów cyrkulacji powietrza (Niedźwiedź 1997a). W latach 1951–1995 dominował letni wyż (10,3%) i zimowy niż (10,0%), oraz niż wschodni i póln.-wsch. (8,8%). Napływ mas powietrza z kierunków N–NE–E–SE dominuje od września do kwietnia. Najrzadziej pojawiają się masy powietrza związane z lokalnym (svalbardzkim) wyżem z NW (Niedźwiedź 1997 a). W efekcie tych wszystkich czynników można stwierdzić, że średnie, charakterystyczne dla Svalbardu temperatury, jak na tę szerokość geograficzną są wysokie. Średnia temperatura zimy na Svalbardzie (w jego centrum w Longyearbyen wynosi zaledwie,  $-14^{\circ}\text{C}$ , a lata ok.  $+6^{\circ}\text{C}$ . Ale ta wyżej wspomniana zmienność cyrkulacji i znaczny wpływ prądów morskich na temperaturę morza i wybrzeży powoduje, że lokalne warunki klimatyczne, na tak niewielkim obszarze niejednokrotnie różnią się zasadniczo. Dodatkowy i bardzo duży wpływ na lokalne przemieszczanie się mas powietrza ma też orografia. Nisko zalegające warstwy zimnego powietrza przesuwając się, częściej omijają grzbiety górskie niż je przekraczają. Kilka, działających na Svalbardzie, stacji meteorologicznych dokumentuje te różnice.

Stosunki pogodowe w Arktyce mają duży wpływ na klimat całej półkuli płn., dlatego też od Pierwszego Międzynarodowego Roku Polarnego, w latach 1882/1883, rozpoczęto systematyczne badania klimatu tego rejonu. Większość stacji meteorologicznych na terenie Arktyki założono w latach 1932–1950 (Przybylak 1996). Obliczono, że w latach 1921–1930 temperatura na Spitsbergenie była wyższa o  $4,8^{\circ}\text{C}$  niż w poprzedniej dekadzie (Przybylak 1996). Badając dane o postępującej recesji lodowców, można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć (mimo braku bezpośrednich danych), że temperatura dekady 1911–1920 mogła być z kolei wyższa, od lat jeszcze wcześniejszych. Potwierdzają takie założenie dane podawane przez Przybylaka (za Scherhagem), iż pentada 1931–1935, była wyższa od pentady 1911–1915 aż o  $9^{\circ}\text{C}$ . To wielkie ocieplenie trwało do lat 30–40. XX wieku, po czym, od zimy 1939/1940, rozpoczęło się ochłodzenie, którego maximum wystąpiło w 1965 roku (Niedźwiedź 1997 a). W ostatnim dziesięcioleciu obserwuje się powolne ocieplanie (Niedźwiedź 1997 b). Obserwacje autora pozwalają stwierdzić, że w okresie 1977–1996, liczba dni z temperaturą wyższą od  $10^{\circ}\text{C}$  wyraźnie rosła (w 1995 roku, w lipcu przynajmniej przez trzy doby temperatura max. przekraczała  $20^{\circ}\text{C}$ ). Należy także mocno podkreślić, że i temperatury i ilość opadów są silnie związane z wysokością nad poziom morza. W maju 1996 r., gdy nad Forlandsundet (w bazie TWP) temperatura powietrza wynosiła  $-2,3^{\circ}\text{C}$ , na plateau Løvenskiolda, na 550 m n.p.m. i ok. 17 km na E, wynosiła ona  $-31^{\circ}\text{C}$ . Wielkie różnice topoklimatyczne pomiędzy obszarem nadmorskim a powierzchniami lodowców, wynikające nie tylko z wysokości nad poziom morza, ale i innych czynników podkreślał też Baranowski (1977). Wydaje się, że podobne różnice można zauważyć przy opadach. I tak: wielkość opadu – 591 mm dla Kaffiøyry, podawane przez Przybylaka i Marciniaka (1992), czy jeszcze niższe w latach 1961–1990 dla Ny-Ålesundu – 385 mm (dane uzyskane przez A. Araźnego z Det Norske Meteorologiske Institut w Ny-Ålesund w 1998 r.) dotyczą obszarów nadmorskich. Wydaje się, że na wysokościach powyżej 500 m n.p.m. opady (zwłaszcza zimą) są wyższe, zgodne z ogólnymi danymi prezentowanymi na mapie (str. 12) w *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993).

Ten krótki przegląd zagadnień klimatycznych Svalbardu można zakończyć stwierdzeniem, że dane meteorologiczne potwierdzają tendencje klimatyczne na Svalbardzie i ogólne ocieplanie się klimatu w XX wieku, zwłaszcza w jego pierwszej połowie. Ochłodzenie, w latach 1940–1970, które nie miało chyba konsekwencji we wstrzymaniu recesji lodowców i ponowne ocieplanie się w latach 80–90.



## 4.1.c. BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU ZIEMI OSKARA II

Występowanie na powierzchni terenu poszczególnych formacji geologicznych, w tej części Spitsbergenu, uwarunkowane jest przebiegiem uskoku tektonicznego. W rejonie Ziemi Oskara II, przebieg głównych uskoku ma kierunek z SSE na NNW (Harland 1997; Hjelle 1993; Orvin 1940; Dalmann i in. 1993) – ryc. 12.

We wsch. i płn.-wsch. części obszaru występują osady karbonu i triasu. Są to głównie osady wapienne i powapienne (marmury), niekiedy zawierające kopalną faunę morską (korale, liliowce). Natomiast zachodnia (główna) część obszaru zbudowana jest z prekambryjskich (proterozoicznych) skał nazywanych dawniej skałami formacji Hecla Hoek (ryc. 13). Góry zachodnich wybrzeży płn.-zach. Spitsbergenu, jak również sąsiadującej od zachodu wyspy Księcia Karola (Prins Karls Forland) zbudowane są w przeważającej części, ze skał tej formacji tworząc „ostre góry” – tak charakterystyczne dla zachodnich partii Svalbardu. Skały te, to silnie zmetamorfizowane (a obecnie także silnie zwietrzałe) łupki ilaste, kwarcyty, piaskowce, fyllity, marmury, dolomity i wapienie, oraz tillity (Hjelle 1993; Krasilščikov, Kovalova 1976; Wójcik 1981; Dalmann i in. 1993). W południowej części Ziemi Oskara II, na pld. i pld.-wsch. od Jonsfjordu występują także, eklogity, konglomeraty kwarcytowe i dolomitowe oraz łupki kambru, ordowiku i syluru zawierające kopalną faunę (Ague i in. 1985). W masywie Trollheimen występują także skały wulkaniczne (Hjelle 1993). Szczegóły skomplikowanej budowy geologicznej Ziemi Oskara II omawiają też Ohta (1979, 1985), Armstrong i in. (1986) oraz Krasilščikov i in. (1995). Jak wspomniano wcześniej przebieg masywów górskich zdeterminowany jest ukształtowaniem tektonicznym obszaru (Dalmann i in. 1993; Bergh, Andresen 1990). Najbardziej wyrazistym przykładem jest, rów tektoniczny (dolina ryftowa) Forlandsundet, rozdzielający jednolite wiekowo i litologicznie góry Ziemi Oskara II i wyspy Księcia Karola. Zapadlisko to, powstałe we wczesnym trzeciorzędzie, jest wypełnione morskimi i lądowymi osadami starszego i środkowego trzeciorzędu (paleogenu) (Lepvrier 1990). Osady trzeciorzędowe stanowią podłoże równin nadmorskich Kaffiøyra i Sarsøyra, występują także na płn.-wsch. obrzeżach Wyspy Księcia Karola. Skały te miejscami, znaleźć można pod bardzo cienką pokrywą osadów czwartorzędowych, lub bezpośrednio na powierzchni terenu i zostały one opisane m.in. przez Wójcika (1981) i Lepvriera (1990). Osady trzeciorzędowe, to przede wszystkim grubo-okruchowe konglomeraty, zawierające w sobie bardzo dobrze obtoczone klasty kwarcytów i dolomitów formacji Hecla Hoek (takie osady odsłaniają się w klifie morskim pld. Kaffiøyry). Inne skały to piaskowce, łupki (Feyling-Hanssen, Ullebreg 1984), w tym łupki węgliste. W drobnodziarnistych piaskowcach i łupkach odsłaniających się w dolinach fluwioglacjalnych strefy marginalnej lodowca

Aavatsmarka występuje kopalna flora paleogeńska (Wójcik 1981; Zastawniak 1981). W osadach morenowych tego lodowca, częste są odłamki węgla kamiennego. Z obszarów Ziemi Oskara II mało jest danych o osadach ze starszych zlodowaceń plejstoceńskich. Jedynie Feyling-Hansen i Ulleberg (1984) opisując profil osadów budujących klifowe wybrzeże pld. Sarsøyry (Balanuspynten) wyróżniają osady morskie (strefy przybrzeżnej), starsze od 40 tys. lat. BP, i leżące na nich piaszczysto-żwirowe osady z Vistulianu. Jednak w niektórych miejscach, w klifach brzegowych Kaffiøyry i niewielkiej wyspy Hermansenøya, położonej na pld. od Kaffiøyry, odsłaniają się starsze osady glacialne. Ich wiek przyjmuje się na późnoglacialny (Forman 1989; Szupryczyński 1983; Wójcik 1981; Niewiarowski i in. 1993; Olszewski 1977 b). Świadczy to o tym, że przynajmniej w końcu zlodowacenia vistuliańskiego, niektóre lodowce miały zasięg o kilka lub kilkanaście kilometrów większy niż w czasie zlodowaceń holocenów. Pośród holocenów osadów morskich budujących równinę Kaffiøyra spotyka się wielkie głazy (najprawdopodobniej skał formacji Hecla Hoek), a w niektórych miejscach także gliny lodowcowe (Olszewski 1977 b; Olszewski, Sendobry 1982). Olszewski (1977 b), a także Niewiarowski i in. (1993), opisują też niewielkie formy zlodowacenia sprzed ok. 2,5 tys. lat, które miejscami miało zasięg nieco większy niż zlodowacenie współczesne. Śladem większego niż obecnie zlodowacenia, jest spłaszczony (zmutonowany) grzbiet Gråfjellet w rejonie Kaffiøyry. Powyższe uwagi dotyczące osadów czwartorzędowych, dotyczą rejonu Kaffiøyry, można jednak je odnosić do całej Ziemi Oskara II.

Osady holocenów to przede wszystkim osady morskie (plażowe, lagunowe) powstające na szybko podnoszącym się na początku holocenu trzeciorzędowym (lub niekiedy starszym) podłożu (Niewiarowski i in. 1993). Osady te tworzą dziś starasowane równiny.

Drugą grupę osadów holocenów stanowią osady glacialne i glaciofluwialne. Osady glacialne wykształcone są w postaci wałów lodowo-morenowych XVIII–XIX-wiecznego zlodowacenia, a w obrębie stref marginalnych lodowców, także innych form – pagórów, wałów i równin morenowych, oraz ozów i kemów. Dna dolin glaciofluwialnych odprowadzające wody lodowcowe wyścielone są na ogół cienką pokrywą osadów sandrowych. Dodać należy, że zbocza górskie pokryte są zwietrzeliną i stożkami usypiskowymi, natomiast na równinach rozwijają się, tak typowe dla środowiska polarnego, wszelkiego rodzaju struktury peryglacialne.

W ostatnim czasie została wydana nowa mapa geologiczna w skali 1:100 000, ark. Kongsfjord (Hjelle i in. 1999). Mapa zawiera nowe, cenne informacje na temat budowy geologicznej północnej części Ziemi Oskara II.





### Faults - uskoki



Thrust fault (dip  $< 45^\circ$ )  
uskok wsteczny



Normal fault  
uskok normalny



Fault of uncertain type  
uskok niepewnego typu



High-angle reverse fault (dip  $> 45^\circ$ )  
uskok odwrotny wysoko kątowy

### Formations - formacje

PC 1

Pre-Grenvillian Formation

PC 2

Pre-Vendian Formation

PC 3

Vendian Formation

OS

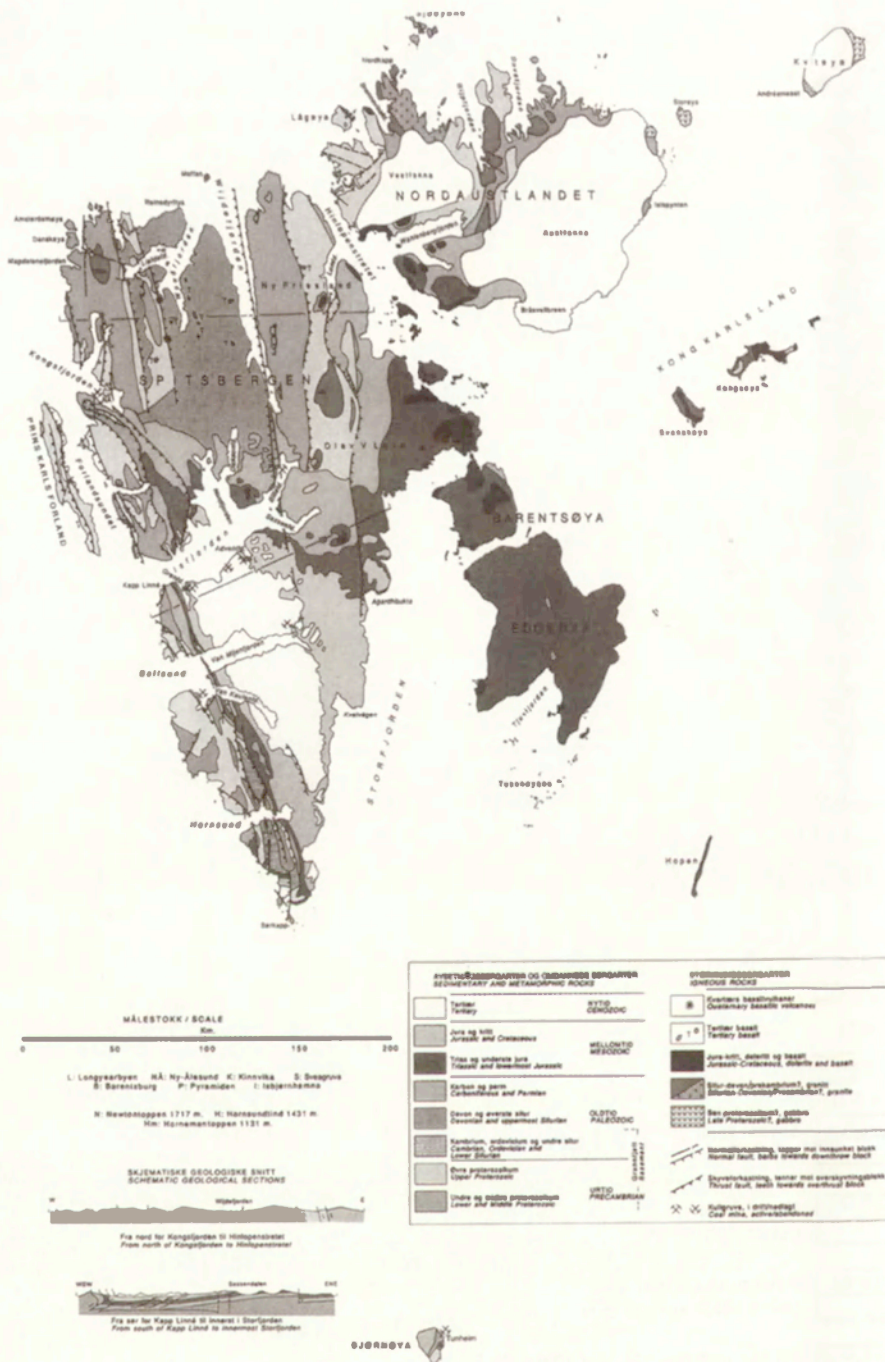
Ordovician/Silurian (Arkfjellet)  
Formation

T<sub>3</sub>

Tertiary (Aspelintoppen) Formation

Ryc. 12. Fragment mapy tektonicznej Svalbardu (Dallmann i in. 1993)

Fragment of a tectonic map of Svalbard (Dallmann et al 1993)



Ryc. 13. Mapa geologiczna Svalbardu 1:2 000 000 (Hjelle 1993)

Geologic map of Svalbard in scale of 1:2, 000, 000 (Hjelle 1993)



## 4.1.d. RZEŻBA

Jat już wspomniano, główne uskoki trzeciorzędowe, tworzące dolinę ryftową „Forlandsundet” mają przebieg SSE–NNW. Występują także stwierdzone, oraz hipotetyczne (Cz. Wójcik 1981; Dallmann i in. 1993) uskoki poprzeczne (o kierunkach EEN–WWS), które są odpowiedzialne, za określone, wykształcenie orografii obszaru oraz ukierunkowanie grzbietów górskich i rozczelających je dolin wypełnionych lodowcami.

Pasma i masywy górskie na Ziemi Oskara II zajmują powierzchnię ponad 440 km<sup>2</sup> (ok. 19% obszaru Ziemi Oskara II). Ich przebieg nawiązuje do głównych linii tektonicznych. Najważniejsze pasma o przebiegu SSE–NNW to: Hiaken Mathiesenfjella, Trondheimfjella i Holtafjella na północy, Prins Heinichfjella, Carlsfjella, Devikfjellet i Jemtlandryggen w centrum oraz Motaafjella, Dalslandfjella, Gestriklandkammen i Vermlandryggen na południu. Od nich odchodzą, z NE ku SW pomniejsze pasma górskie, Skanken, Humøryggen, Bjorneskanka, Ankerfjella, Vegardfjella, Sparrefjellet, Krokfjellet i inne. Pasma górskie zachodniej części są wąskie i strome, tworząc „ostre góry”. Górne partie stoków pokryte są grubym płaszczem silnie spękanych i zwiertzałych skał. W niższych partiach dominują stożki usypiskowe, a na spłaszczeniach, pokrywy soliflukcyjne. Góry części wschodniej są niższe, a ich wygląd przypomina osadowe stoliwa centralnego Spitsøergenu.

## 4.1.e. LODOWCE ZIEMI OSKARA II

Dominującym elementem rzeźby Ziemi Oskara II są lodowce. Zajmują one prawie 70% powierzchni tego obszaru, tj. ok. 1600 km<sup>2</sup>. Główne centrum zlodowacenia Ziemi Oskara II, to płaskowyż lodowy – plateau Løvenskiolda, a jego środek położony jest mniej więcej na  $\varphi - 78^{\circ} 50' N$  i  $\lambda - 12^{\circ} 30' E$ . Jest to najwyższy rejon Ziemi Oskara II, gdzie pokrywa lodowa zalega na wysokości 600–650 m, a szczyty pasm górskich i nunataków osiągają ponad 1000 m n.p.n., z najwyższym szczytem Ziemi Oskara II – Hofgaardtoppen – 1125 m n.p.m. (zał. 1). Z plateau Løvenskiolda, lodowce rozplywają się na wszystkie strony; na NW lodowiec Uversbreen, na W lodowiec Aavatsmarka, na SW lodowiec Dahla, na S i SE lodowce Osborn i Svea. Z tego pola lodowego odpływa także (na N) lodowiec Kongsvegen zaliczany już do innego rejonu. Oddzielone fiordem St. Jons, na południu Ziemi Oskara II znajduje się drugie centrum lodowe, gdzie ku W i SW spływają lodowce Eidem, Venern, Bore i inne.

Na obszarze Ziemi Oskara II występuje 51 lodowców o powierzchni większej od 1 km<sup>2</sup> i kilkanaście mniejszych. Oprócz 52 lodowców (wyszczególnionych w tabeli 1) na norweskich mapach 1:100 000 umieszczono nazwy

niektórych dopływów lodowych z bocznych pól firnowych do wielkich lodowców. Nie są to samodzielne lodowce, stąd brak ich w poniższym wykazie. Powierzchnie przez nie zajmowane zaliczono do powierzchni lodowca głównego. Autorzy *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993), wydzielają w obrębie Ziemi Oskara II kilka mniejszych regionów, o odrębnych numerach katalogowych: 148 – rejon wschodni (E); 149 – rejon płd.-wschodni (SE); 152 – rejon płd.-zachodni (SW); 153 – rejon St. Jonsfjordu (SJF); 154 – rejon płn.-zachodni (NW).

Innymi, po grzbietach górskich i lodowcach, podstawowymi elementami rzeźby Ziemi Oskara II są równiny nadmorskie, przeważnie starasowane, zajmujące obszar ok. 280 km<sup>2</sup> (12% powierzchni Ziemi Oskara II). Od północy (od Engelsbukty) są to: Sarsøyra, Kaffiøyra, Svartfjellstranda i Daudmannsøyra nad cieśniną Forland oraz Erdmannflya i Bohemanflya nad Istjordem. Równiny nadmorskie zbudowane są z osadów trzeciorzędowych, lub niekiedy starszych, na których leżą morskie osady piaszczyste, bądź żwirowo-piaszczyste a niekiedy ilaste. Do problemów wykształcenia morfologicznego równin nadmorskich powrócę przy okazji omawiania środowiska geograficznego rejonu Kaffiøry.

Tabela 1. Lodowce Ziemi Oskara II\*

Nr i nazwa lodowca	Powierzchnia w km <sup>2</sup>	Długość jezora w km	Objętość w km <sup>3</sup>	nr katalogowy*	Rejon występowania
1	2	3	4	5	6
1. Sveabreen ^.	174	31	34	148.03	E
2. Eidembreen (^.)	158	20,2	16	152.04	SW
3. Osbornbreen ^.	152	20,1	29	153.13	SJF
4. Dahlbreen ^	134(132,0)**	18,6 (18,0)	25	153.19	SJF - RK
5. Wahlenbergbreen.^	131	26,7	24	148.05	E
6. Borebreen ^	120	22,0	22	149.01	SE
7. Aavatsmarkbreen^	81 (75,0)	15,1 (15,0)	14	154.04	NW - RK
8. Comfortlessbreen^	64,7	14,9	11	154.12	NW
9. Uversbreen (^)	63,4	20,5	10	154.13	NW
10. Esmarkbreen ^	50,5	15,4	7,8	149.03	SE
11. Konowbreen ^	49,6	14,1	7,6	153.14	SJF
12. Venernbreen	45,5	15,4	6,9	152.03	SW
13. Nansenbreen ^	45,1	14,6	6,8	149.02	SE
14. Vetternbreen	38,6	14,0	5,6	152.02	SW
15. Vintervegen ^	31,6	12,4	4,4	153.12	SJF
16. Hydrografbreen	28,5	7,6	3,9	152.05	SW
17. Charlesbreen (^)	27,8	9,5	3,8	153.08	SJF
18. Gaffelbreen ^	23,4	7,6	3,0	153.16	SJF
19. Kjerlufbreen ^	21,6	6,0	2,7	149.06	SE
20. Bullbreen (^)	14,2	6,1	1,6	153.02.	SJF
21. Lovliebreen	12,7	6,8	1,4	153.05	SJF
22. Elisebreen	11,4 (12.19)	9,0 (6,8-7,0)	1,2	154.01	NW - RK
23. Vegardbreen	11,4	6,5	1,2	153.10	SJF



1	2	3	4	5	6
24. Protektorbreen	7.6	4.0	0.7	149.06	SE
25. Andreasbreen	6.7 (5,8)	5.1 (4,25)	0.59	153.21	SJF - RK
26. Erikkabreen	5.3	5.0	0.42	154.05	NW
27. Ankerbreen	4.9	X	0.38	153.18	SJF
28. Irenebreen	4.7 (4,3)	x (4,0)	0.36	154.02	NW - RK
29. Edithbreen	4.3	X	0.31	154.14	NW
30. Gunnarbreen	4.0	X	0.28	153.06	SJF
31. Lappbreen	3.7	X	0.25	148.01	E
32. Arthurbreen	3.6	X	0.24	154.08	NW
33. Lexfjellbreen	3.45	X	0.23	152.01	SW
34. Paulbreen	3.3	X	0.21	153.11	SJF
35. Waldemarbreen	3.3 (2,66)	x (3,42)	0.21	154.03	NW - RK
36. Anna Sofiebreen	3.0	X	0.18	153.07	SJF
37. Eivindbreen	3.0 (2,0)	x (3,18)	0.18	153.22	SJF - RK
38. Torgnybreen	3.0	X	0.18	149.07	SE
39. Cissybreen	2.2	X	0.11	154.07	NW
40. Klaerbreen	2.15	X	0.11	149.04	SE
41. Smalgangen	1.8	X	0.08	153.15	SJF
42. Kuppelrvvgenbree	1.65	X	0.07	154.11	NW
43. Haakenbreen	1.55	X	0.06	154.06	NW
44. Tassbreen	1.5	X	0.06	154.09	NW
45. Oliverbreen	1.45 (0,77)	x (1,7)	0.05	153.20	SJF - RK
46. Steenbreen	1.2	X	0.04	154.15	NW
47. Holmesleftbreen W	1.05	X	0.03	153.03	SJF
48. Holmesleftbreen E	1.0	X	0.02	153.04	SJF
49. Kuppelwestbreen	1.0	X	0.02	154.10	NW
50. Sarsoyrbreen	1.0	0.3	X		NW
51. Vivianbreen	1.0	X	X		NW
52. Aleksanderbreen	0.5	X	X		NW

\* dane według *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen* (Hagen i in. 1993),

\*\* wytłuszczonym drukiem lodowce rejonu Kaffiøyry, oraz wszelkie dane morfometryczne autora,

^ – lodowce uchodzące do morza, (^) – lodowce, które jeszcze niedawno kończyły się w morzu, kursywą – nazwy nadane przez ekspedycje francuskie lub przez autora.

Autor dodając w tabeli 1 oznaczenie RK (rejon Kaffiøyry) – zaznacza lodowce (pogrubionym drukiem) szczegółowo omawiane i zaliczane przez niego do tego rejonu.

## 4.2. REJON KAFFIØRYRY

Rejonem Kaffiøryry (ryc. 11) autor nazywa obszar około 310 km<sup>2</sup>, obejmujący lodowiec Aavatsmarka o powierzchni 75 km<sup>2</sup> oraz lodowiec Dahla, który wraz z powierzchnią Løvenskioldfonny zajmuje 132 km<sup>2</sup>. Pasma górskie, lodowce dolinne i ich strefy marginalne oraz równina Kaffiøryra zajmują ok. 103 km<sup>2</sup> (z tego lodowce dolinne 27,7 km<sup>2</sup>). Ku płd., są to lodowce: Waldemara, Ireny, Elizy (z bocznym lodowcem Agnora), Eivinda, Andreasa i Olivera. Granice rejonów ujmowane są różnie, i tak, część lodowców badanych przez autora i zaliczonych do rejonu Kaffiøryry, wg autorów *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993) należy do rejonu San Jonsfjordu. Autor uważa jednak, że obszar ograniczony lodowcami Aavatsmarka na płn. i Dahla na płd., z sześcioma lodowcami kończącymi się na lądzie i skierowanymi ku Kaffiøryra, stanowi bardzo naturalny rejon, podobnie jak rejon San Jonsfjordu w ujęciu Preisnera (1986, 1989).

Tabela 2. Lodowce rejonu Kaffiøryry w 1995 r.

Nazwa lodowca	Powierzchnia w km <sup>2</sup>	Długość w km
Lodowiec Aavatsmarka	75,00	15,00
Lodowiec Waldemara	2,71	3,42
Lodowiec Ireny	4,30	4,00
Lodowiec Elizy (z lod. Agnor)	12,20	6,90
Lodowiec Eivinda	2,00	3,20
Lodowiec Andreasa	5,80	4,20
Lodowiec Olivera	1,09	1,70
Lodowiec Dahla	132,00	18,00

## 4.2.A. KRÓTKA HISTORIA BADAŃ REJONU KAFFIØRYRY

Pierwszą mapą przedstawiającą dokładnie rejon Kaffiøryry i okolic, jak już wcześniej wspomniano, jest mapa Isachsena wydana w skali 1:200 000 (Isachsen 1912). Kapitan G. Isachsen był kierownikiem ekspedycji geograficznej, która wykonywała pomiary topograficzne w tej części Spitsbergenu w latach 1909–1910. Ekspedycja ta nadała nazwy pasmom górskim, szczytom, lodowcom i innym elementom środowiska geograficznego. Nazwy te, po niewielkich korektach (np. w przypadku lodowca Eivinda), zostały następnie zatwierdzone przez odpowiednie instytucje norweskie. Zbiór nazw geograficznych z objaśnieniem pochodzenia nazwy zawiera praca Orvina (1958). W pracy tej wyjaśnione jest także pochodzenie nazwy „Kaffiøryra” = Równina Kawy – nazwa ta nie pochodzi, jak przypuszczano od barwy tundry (Sawicki 1959, czy też przypuszczenia niektórych uczestników wypraw toruńskich – inf. ustne), lecz od spożycia kawy (party kawowe) z okazji spotkania grupy G. Isachsena i grupy A. Kollera w dniu 5.08.1909 r.



W tym miejscu autor pragnie także wyjaśnić, że podawany we wcześniejszych pracach (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) początkowy rok używany do obliczeń recesji lodowców, był błędny. W tamtych latach opierano się na dacie (1907) podanej przez Klimaszewskiego (1960). Analizując jednak lata prac ekspedycji Isachsena (Orvin 1958) wydaje się, że Klimaszewski nie dysponował dokładnymi datami wykonania pomiarów terenowych – dysponował, najprawdopodobniej, tylko fragmentem mapy Isachsena. Dla obliczeń recesji i opisów geomorfologicznych te dwa lata (zamiast 1907 powinno być 1909) nie stanowią istotnej różnicy.

Obszar tej części Ziemi Oskara był także badany w latach 20. XX wieku i stąd na mapie morskiej Hoela z 1932 r. naniesiono nowe pozycje klifów lodowców Aavatsmarka i Dahla. Pozostałe elementy tej mapy powtarzają dane z mapy Isachsena. W późniejszych latach teren ten rozpoznali – prawdopodobnie – geolodzy norwescy, gdyż w pracy Orvina (1940) znane są już skały budujące formacje górskie Ziemi Oskara II i główne linie tektoniczne tego obszaru. W latach 30., na omawianym terenie pracowali także topografowie norwescy, w związku z przygotowaniem osnowy geodezyjnej dla mapy 1:100 000. W 1936 roku miały miejsce planowe naloty lotnicze i wykonano skośne zdjęcia lotnicze – B. Luncke (Sawicki 1956, ryc. 5).

W 1938 r., z inicjatywy Prof. Antoniego B. Dobrowolskiego, ówczesnego Prezesa Polskiego Koła Polarnego (agendy Towarzystwa Wypraw Badawczych), doszło do zorganizowania polskiej ekspedycji glaciologicznej na Spitsbergen. Był to trzeci wyjazd Polaków na Spitsbergen. Za teren badań, po konsultacjach z Dyrektorem Norges Svalbard og Yshavs Undersokolser (dzisiejszy Norsk Polarinstitut) A. Hoelem, wybrano obszar zachodnich obrzeży Ziemi Oskara II. W wyprawie tej wzięło udział trzech pracowników naukowych (B. Halicki, M. Klimaszewski, L. Sawicki), uczestnik dwóch wcześniejszych wypraw na Spitsbergen – S. Bernadzikiewicz, oraz norweski myśliwy z Ny-Ålesund, Sverre Hansen. Główną bazę (namiotową) założono w środkowej partii Kaffiøyry, skąd dokonywano łodzią lub pieszo, dalszych i bliższych eksploracji. Mimo, że natychmiast po wyprawie ukazały się dwa krótkie sprawozdania z jej przebiegu (Sawicki 1938; Halicki 1938), na dalsze wyniki, przede wszystkim z powodu II wojny światowej, trzeba było czekać bardzo długo. Dopiero w połowie lat 50. (prawdopodobnie w związku z przygotowaniem do polskich wypraw do Hornsundu) ukazały się krótkie notatki prasowe Sawickiego (Sawicki 1956) i później szersze wspomnienia (Sawicki 1959). Również Halicki napisał artykuł naukowy oparty na wynikach tamtej wyprawy (Halicki 1959). Dopiero jednak opublikowana w 1960 r. przez M. Klimaszewskiego obszerna praca, daje pogląd na wielki zakres badawczy tamtej wyprawy. Daje także bogaty opis geomorfologiczny tej partii Spitsbergenu. Na pracę Klimaszewskiego (1960) w niniejszym opracowaniu autor będzie powoływał się wielokrotnie. Dodać należy jednak, że i prof.

Halicki, i prof. Sawicki w innych swoich pracach odwoływali się do badań spitsbergeńskich i korzystali ze zdobytych tam doświadczeń. Omówienie całości dorobku wyprawy z 1938 roku podaje Z. Wójcik (Wójcik 1982).

W latach 1968–1974 badania w tym rejonie prowadzili badacze angielscy (Boulton 1970, 1979, 1986) i amerykańscy (Forman 1989) a także geolodzy norwescy i rosyjscy (Krasilščikov i in. 1976, 1995).

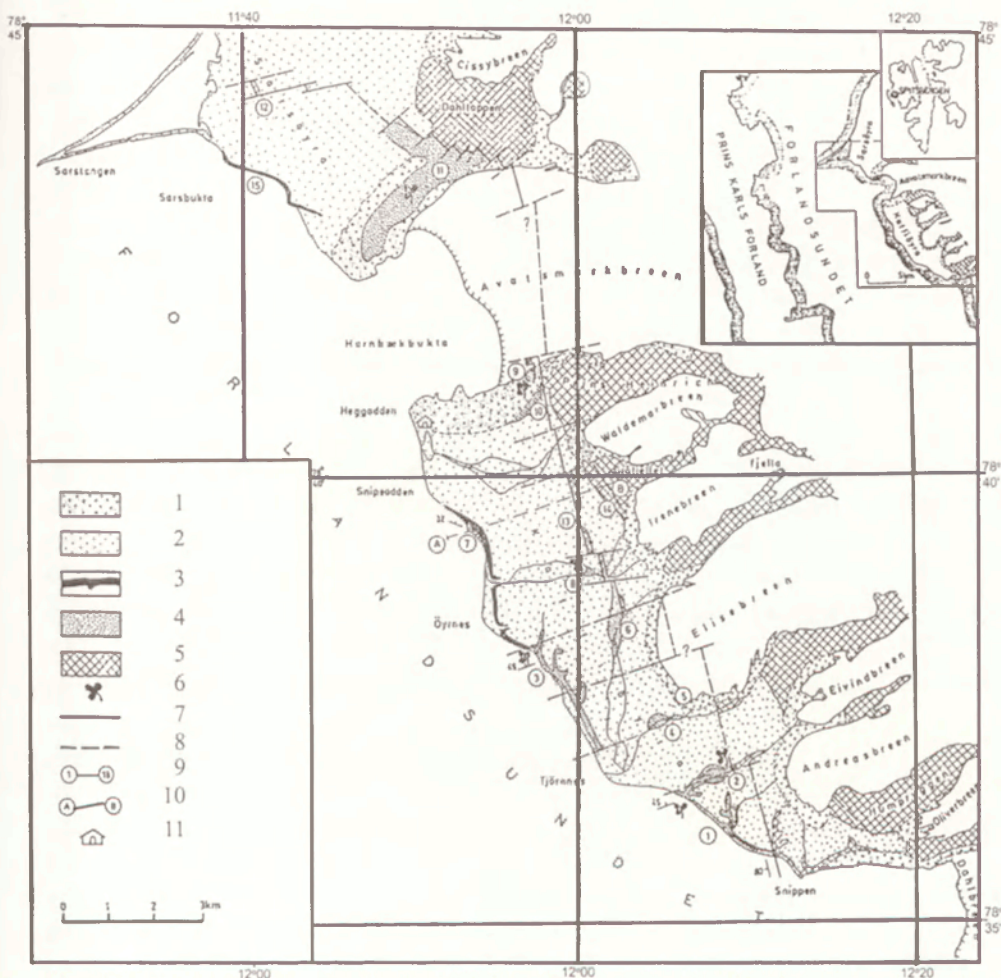
W 1975 roku toruńskie środowisko naukowe (Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Studenckie Naukowe Koło Geografów, Instytut Geografii UMK) zorganizowało Toruńską Wyprawę Polarną (nazywaną później – I-szą). Przy poparciu ówczesnego Dyrektora IG UMK prof. dr Rajmunda Galona dwunastu uczestników (w tym sześciu studentów), pod kierunkiem doświadczonego badacza polarne prof. dr. J. Szupryczyńskiego, wyjechało na Spitsbergen. Bazę główną założono na Kaffiøyra, nieco na południe od bazy wyprawy z 1938 roku, natomiast w północnej części równiny, w ocienionym morenami czołowo-bocznymi lodowca Aavatsmarka, w odległości ok. 200 m od brzegu Forlandsundet i ok. 500 m od zatoki Horn (Hornbæk), ustawiono drewniany domek.

Miejsce to o współrzędnych  $\phi - 78^{\circ} 40' 32''$ ,  $\lambda - 11^{\circ} 49' 34''$  stało się od następnej (II) wyprawy w 1977 r., główną bazą Toruńskich Wypraw Polarnych, których do 2000 roku odbyło się 19, i których organizatorami byli pracownicy IG UMK (fot. 2). Dorobek wypraw toruńskich i szczegóły ich organizacji omówiony jest w wielu pracach (Szupryczyński 1977 a, b; Olszewski 1977 a; Olszewski, Wójcik 1980; Wójcik 1982; Marciniak 1983, 1995; Niewiarowski, Wójcik 1983; Lankauf 1979, 1993 a; Grześ, Lankauf 1996 a, 1997 b; Brykała 1997). Natomiast szczegółowe wykazy prac naukowych dają ostatnio artykuły Brykały (1997) i Zagórskiego (1998). W pracach wypraw toruńskich dominowały zazwyczaj prace z klimatologii i geomorfologii. Bogato reprezentowane są także badania hydrologiczne (morza, jezior, rzek) i glaciologiczne (szczególnie w latach ostatnich), prace gleboznawcze, geologiczne i botaniczne, a nawet z zakresu geografii społeczno-ekonomicznej. Niektóre badania wykraczały poza Kaffiøyre i dotyczyły sąsiednich rejonów Sarsøry i St. Jonsfjordu. Prawie w każdej wyprawie starano się o ustalenie aktualnego zasięgu czoł lodowców, spływających w kierunku równiny. Autor niniejszej pracy prowadził takie pomiary w trakcie wszystkich swoich wyjazdów na Kaffiøyre, to znaczy w latach 1977, 1978, 1985, 1989, 1995, 1996 i 2000. Zakres prac z wyprawy na wyprawę był rozszerzany, w miarę jak rosło doświadczenie i możliwości zarówno autora, jak i zespołów wyprawowych.



## 4.2.B. BUDOWA GEOLOGICZNA I RZĘŻBA REJONU KAFFIØYRY

Podobnie jak na całej Ziemi Oskara II, tak i w rejonie Kaffiøry przebieg najwyższych pasm górskich nawiązuje do przebiegu głównych linii tektonicznych, z SSE na NNW (ryc. 12). Od południa, linię grzbietu głównego wyznaczają: wschodni szczyt Skredder (775 m n.p.m.) w masywie



Ryc. 14. Mapa tektoniczno-geologiczna Kaffiøry (Wójcik 1981)

1 – współczesne strefy marginalne, 2 – podniesione terasy morskie, 3 – stare osady glacialne i marinoglacjalne, 4 – osady paleogene, 5 – osady formacji Hecla Hoek, 6 – stanowiska flory paleogene, 7 – uskoki, 8 – uskoki prawdopodobne, 9 – lokalizacja punktów opisanych w tekście (Wójcik 1981), 10 – przekrój geologiczny opisany w tekście (Wójcik 1981), 11 – baza ekspedycji

Tectonic – geological map of Kaffiøya (Wójcik 1981)

1 – Recent margines, 2 – Raised marine beaches, 3 – Older glacial and glaciomarine deposits, 4 – Palaeogene deposits, 5 – Hecla Hoek Succession, 6 – Plant localities in palaeogene deposits, 7 – Faults proven, 8 – Faults supposed, 9 – Localities described in the text (Wójcik 1981), 10 – Geological cross-section described in the text (Wójcik 1981), 11 – Expedition's base hut

Bjørneskanka, szczyty – Lucy (785), Jeanette (800), Kaldkletten (835) w masywie Jacobsenfjella, następnie Kysa (820), Asker (935) – najwyższy szczyt rejonu Kaffiøyry, i dalej ku NW, Akutt (870), Natalie (932) i wreszcie Prinsen – 770 m, w masywie Prins Heinrichfjella. Te stare, kaledońskie linie tektoniczne, odnowione najprawdopodobniej na przełomie kredy i trzeciorzędu (Dallmann i in. 1993), są lekko poprzysuwane i powyginane, za co odpowiadają młodsze uskoki poprzeczne o kierunkach NE–SW. Wzdłuż tych uskoków, od naszkicowanego grzbietu głównego, w kierunku SW odchodzą, grzbiety poprzeczne. Od płn. są to: Prins Heinrichfjella, od szczytu 500 m n.p.m. na zach. do przełęczy „Malinka” (Malinkapasset), niski (300–345 m n.p.m.), zmutonizowany grzbiet Gråfjellet, i dalej, Prinsesseryggen, Jarlsbergryggen, Bolken, Krøvelen, Humpryggen i Bjørneskanka (zał. 1, zał. 17). Zachodnie stoki tych grzbietów nagle się urywają, dochodząc do linii młodego, trzeciorzędowego uskoku rowu Forlandsundet, oraz pomniejszych, równoległych do niego pęknięć (Dallmann 1993; Wójcik 1981) – ryciny 12 i 14. Granica zalegania starszych formacji (Hecla Hoek) i młodszych – trzeciorzędowych jest bardzo wyraźna. Pomiędzy wspomnianymi grzbietami poprzecznymi, spływa dolinami ku SW, sześć lodowców. Niektóre z tych lodowców (Eliza, Eivind, Andreas) przekroczyły progi skalne ciągnące się na linii głównego uskoku Forlandsundet i w maksimum zlodowacenia Małej Epoki Lodowej, wychodziły aż na równinę Kaffiøyra. Lodowce okalające rejon Kaffiøyry, na płn. – lodowiec Aavatsmarka, na pld. – lodowiec Dahla wypływają z pola lodowego (plateau Løvenskiolda) położonego na wschód od głównego grzbietu górskiego. Lodowiec Aavatsmarka kieruje się od razu na zachód, natomiast Dahla spływa początkowo ku SW, a w swej dolnej części skręca ku zachodowi.

Przylegająca od zachodu do wspomnianych masywów górskich równina Kaffiøyra ma długość ok. 14 km. Linia brzegowa, aczkolwiek o przebiegu bardziej skomplikowanym, nawiązuje do ogólnego kierunku – NNW–SSE. Szerokość starasowanej równiny jest największa w jej północnej części, przykrytej przez osady lodowca Aavatsmarka i wynosi ponad 3,4 km. W kierunku pld.-wsch. zwęża się do 2,4 km – na wprost lodowca Elizy i do ok. 1,5 km na wprost lodowca Andreasa. W części pld. pomiędzy przylądkiem Snipen a lodowcem Olivera zwęża się do 0,8 km. System, powstałych ok. 9–10 tys. lat temu, tarasów morskich (Niewiarowski i in. 1993), rozcinają doliny rzek proglacialnych poszczególnych lodowców. Na północy, sandr Waldemara w najszerszym miejscu osiąga 900 m. Sandr rzeki Elizy i rzeki Ireny osiąga szerokość 1,4 km. Pozostałe doliny – szlaki sandrowe są zdecydowanie węższe.

Równina Kaffiøyra powstała podczas podnoszenia się Spitsbergenu, na przełomie późnego glaciału i holocenu. Według badań Niewiarowskiego i in. (1993), wczesny Vistulian zaznaczył się na tym obszarze rozwojem zlodowacenia o zasięgu znacznie większym niż w czasie zlodowacenia współ-



czesnego. Następnie nastąpiła transgresja morska sięgająca do 65 m npm., powstały wtedy najwyższe tarasy abrazyjne.

W czasie późnego Vistulianu, niektóre z lodowców Kaffiøry miały większy zasięg niż w Małej Epoce Lodowej. Pod koniec Vistulianu nastąpiła transgresja morska, która sięgnęła do wysokości (dzisiejszych) 46–48 m. Następnie, pomiędzy 11,5–9 ka B.P., nastąpiło podniesienie się lądu i utworzenie systemu niższych tarasów, zbudowanych głównie z osadów strefy brzegowej (Niewiarowski i in. 1993). Krawędzie poszczególnych tarasów morskich mają przebieg południkowy (ukierunkowany z NW na SE), co dowodzi, że praktycznie cały ten obszar podnosił się mniej więcej równocześnie i prawie jednakowo.

Na tak ukształtowany teren, starasowanej równiny, niektóre (największe) lodowce nasunęły się po raz pierwszy prawdopodobnie około 2,5 tys. lat temu. Niewielkie formy tego zlodowacenia opisują Olszewski (1977 b), a także Niewiarowski i in. (1993). Zlodowacenie to miejscami miało zasięg nieco większy niż zlodowacenie współczesne.

Mała Epoka Lodowa charakteryzuje się rozwojem zlodowacenia na Svalbardzie. Lodowce narastały, i w XIX wieku (a może w XVIII) osiągnęły swoje największe rozmiary. Ładowe wały zewnętrzne pochodzące z maksimum zlodowacenia w Małej Epoce Lodowej są zawsze najwyższe. Niewątpliwie powodem tego jest długi postój lodowców na linii maksymalnego zasięgu. Lodowce Aavatsmarka, Elizy, Eivinda i Andreasa wysunęły się aż na Kaffiøyrę, niszcząc najwyższe poziomy tarasowe i przykrywając je własnymi osadami. Drugim elementem morfologicznym, powstałym w trakcie narastania lodowców w Małej Epoce Lodowej, są doliny proglacjalne rzek odprowadzających wody z lodowców. Przebiegają one w kierunku zachodnim lub płd.-zach. do cieśniny Forland.

Oprócz dolin proglacjalnych wyścielonych niewielką miąższością osadów sandrowych, (bowiem większość gruboziarnistego materiału pozostaje na stożkach sandrowych) występują na Kaffiøyra doliny nivalne lub niveo-glacjalne (Sendobry 1982), oraz różnorodne zagłębienia wypełnione płytkimi jeziorami tundrowymi.

Na przedpolach wszystkich lodowców występują wały lodowo-morenowe, miejscami porożcinane przez przełomy rzek proglacjalnych. Oczywiście, właściwe moreny czołowe lodowców Aavatsmarka i Dahla, uchodzących kilkukilometrowej długości klifami do zatok morskich, są zdeponowane na dnie tych zatok. Na zapleczu wałów lodowo-morenowych występują obniżenia, a czasami kolejne wały oznaczające kolejne stadium dłuższego postoju, lub odwrotnie, nasunięcia. Są to wtedy wały moren spiętrzonych, np. w lądowych częściach stref morenowych lodowca Aavatsmarka (Niewiarowski 1982). Spiętrzone moreny zewnętrzne wyróżniono także

(Klimaszewski 1960; Olszewski 1977b) na lodowcu Elizy. Pozostałe strefy morenowe zbudowane są raczej z wałów lodowo-morenowych o akumulacyjnym charakterze. Strefy obniżen na zapleczu zewnętrznych wałów zbudowane są przeważnie z moreny dennej, z przykryciem moreną ablacyjną, i tworzą na ogół strefy moreny falistej (zawierające miejscami martwy lody). W strefie morenowej lodowca Elizy występują duże obszary moreny żłobkowej (*fluted moraine*). Głębsze lub rozleglejsze obniżenia zajęte są przez jeziora. Wzdłuż górskich ścian dolin ciągną się lodowo-morenowe wały moren bocznych. Inną grupę form stanowią formy akumulacji sandrowej, wykształcone w różnych miejscach stref marginalnych i na różnych poziomach wysokościowych. Niekiedy występują formy akumulacji szczelinowej, kemy i ozy, z największym ozem tej okolicy w południowej strefie morenowej lodowca Aavatsmarka (Pietrucień 1977; Niewiarowski 1982). Niewielki oz napotkał autor w strefie morenowej lodowca Olivera.

W tym miejscu podano tylko bardzo ogólny opis rzeźby stref marginalnych. Bardziej szczegółowo, rzeźby stref marginalnych zostaną omówione przy opisie poszczególnych lodowców. Dodać należy, że badania w strefach marginalnych lodowców Kaffiøry prowadzili m.in.: Drozdowski (1977, 1984, 1985, 1987, 1992), Lankauf i Preisner (1982), Niewiarowski (1982), Niewiarowski i Kitajgrodzki (1982), Olszewski (1977 b, 1981, 1982), Olszewski i Sendobry (1981, 1982), Preisner (1983), Sendobry (1977, 1982), Sendobry i Marszelewski (1982), Sendobry i Sinkiewicz (1983), Sinkiewicz (1982), Wronkowski i Olszewski (1977) i inni, a w najbliższej okolicy także: Andrzejewski i Błaszczewicz (1991, 1993), Boulton (1970, 1979, 1986), Preisner (1983, 1986, 1989).

#### 4.2.C. ZAGADNIENIA KLIMATYCZNE REJONU KAFFIØRY

Zagadnienia geologiczno-geomorfologiczne i ich wpływ na rozwój zlodowacenia czy jego recesję można prześledzić bezpośrednio w terenie. Jednak zasadniczym czynnikiem decydującym o rozwoju czy odwrotnie zaniku zlodowacenia jest klimat. Fluktuacje klimatu można jednak odtworzyć tylko w sposób pośredni, a właściwie możemy tylko odczytać efekty geomorfologiczne zmian klimatycznych, wyjątkowo rzadko można określić wiek tych zmian. Jest oczywiste, że klimat Małej Epoki Lodowej (na Svalbardzie – XVII–XIX wiek) sprzyjał rozwojowi zlodowacenia, gdyż takie nastąpiło. Jak wspomniano wcześniej są poważne trudności (rozbieżności) z ustaleniem końca tego sprzyjającego rozwojowi zlodowacenia okresu. Z drugiej strony nie tyle lokalne, co globalne zmiany klimatyczne mają decydujący wpływ na rozwój lub zanik zlodowacenia. Klimatyczne warunki lokalne mogą ten wpływ tylko nieco modyfikować. Tak jak wspomniano wcześniej, na przełomie XIX i XX wieku, w rejonie Svalbardu nastąpiły zmiany



klimatyczne sprzyjające recesji lodowców. Tendencja ta mimo pewnych wahnięć utrzymuje się do dzisiaj.

Dla samej Kaffiøyry i jej otoczenia istnieje szereg opracowań klimatycznych, z ostatnich 25 lat, wykonanych przez zespół prof. G. Wójcika z UMK w Toruniu. W ostatnim czasie zespół ten wydał obszerne opracowanie analityczne zawierające wyniki wszystkich pomiarów wykonanych przez klimatologów na Kaffiøyra (Wójcik, Marciniak 1997). Opracowanie to, jak i inne prace klimatologiczne z rejonu Kaffiøyry (Wójcik i in. 1983, 1991, 1992, 1993), dotyczy tylko okresów letnich, mimo to, jest ogromnie przydatne przy rozpatrywaniu zagadnień ablacji na lodowcach. Niestety, z rejonu Kaffiøyra nie mamy, jak dotąd, praktycznie żadnych danych z okresu zimowego, okresu największych opadów na Spitsbergenie, decydującego o wielkości akumulacji. Dopiero w ostatnich latach (od 1996 r.) zespół prof. M. Grzesia, prowadząc badania wiosenne (kwiecień, maj) był w stanie ocenić wielkość zimowej akumulacji dla lodowca Waldemara (Grześ 1996 b, 1997 b; Grześ, Sobota 1997, 1998).

Oprócz danych meteorologicznych z rejonu Kaffiøyry, dysponujemy danymi meteorologicznymi (całorocznymi) z pobliskiego Ny-Ålesundu. Jednakże, zdaniem autora, dane z Ny-Ålesundu (ok. 40 km na półn. od bazy Toruńskich Wypraw Polarnych), z różnych względów, bezpośrednio dla lokalnych warunków klimatycznych Kaffiøyry przenoszone być nie mogą. Ny-Ålesund leży bowiem nad Kongsfjordem. Do tego otwartego na zachód fjordu, wpływają ciepłe wody północnej odnogi Gofsztrömu. Nie przypadkiem Ny-Ålesund był ostatnim przystankiem do wypraw na biegun. Tu, dużo wcześniej niż w Isfjordzie (nie mówiąc już o daleko na południe położonym Hornsundzie), mogą zawiązać statki. I zapewne wpływ tego ciepłego prądu powoduje, że północna część (na N od półwyspu Sarstangen) cieśniny Forland (zał. 1, ryc. 11) już w kwietniu jest wolna od lodu, podczas gdy bardziej południowa (w sąsiedztwie Kaffiøyry) pokryta jest trwałą, grubą pokrywą lodową (obserwacje własne z 1996 r). Drugim elementem powodującym pewną nieporównywalność danych meteorologicznych z pobliskiego Ny-Ålesundu, jest południkowy układ stref wysokościowych na Ziemi Oskara II. Masywy górskie Ziemi Oskara II ciągną się z południa na północ (z lekkim odchyleniem ku zachodowi). Podobny przebieg ma uskoki tektoniczny, powodujący, że z wysokości 300–500 m teren obniża się nagle do 50–60 m i niżej, a po 3–4 km do poziomu morza. A już ok. 18–25 km na zachód od Kaffiøyry, za cieśniną Forland wznosi się do 1000 m n.p.m., wąską i długą na 100 km wyspą Prins Karls Forland (ryc. 1, 7, 12). W efekcie takiego układu orograficznego cieśnina Forland i leżąca po jej wschodniej stronie Kaffiøyra stanowią obniżenie szerokości 20–30 km, pomiędzy grzbietami góorskimi wznoszącymi się do 1000 m n.p.m. Powoduje to, że na Kaffiøyre powietrze napływa głównie z południa albo z północy, i to niezależnie od układu ośrodków barycznych.

Średnia temperatura okresu letniego na Kaffiøyra, w latach 1975–1989, wyniosła 4,5° C (Wójcik i in. 1992). Charakterystyczne dla Svalbardu (ale nie dla całej Arktyki) dwa okresy opadów, i tu się potwierdzają (Przybylak, Marciniak 1992). Opady występują głównie jesienią, pomiędzy VIII a X i zimą w II i III. Masy powietrza z południa, przeważnie przynoszą opad, latem, raczej mało wydajny. Średnie opady na zachodnich wybrzeżach Spitsbergenu osiągają 188 do 591 mm (Przybylak, Marciniak 1992). Większość opadów występuje zimą w postaci śniegu i zasila lodowce. Modyfikacje w zaleganiu pokrywy śnieżnej powodują wiatry i zimowe opady deszczu (wtedy na lodowcach tworzą się warstwy lodoszreni).

#### 4.2.D. INNE BADANIA NAUKOWE W REJONIE KAFFIØYRY

Oprócz badań geomorfologicznych, topograficznych i klimatycznych, na obszarze Kaffiøyry prowadzono także inne badania. Badania hydrologiczne koncentrowały się przede wszystkim na badaniach rzek płynących od poszczególnych lodowców. Najwięcej opracowań poświęcono rzekom Waldemara i Elizy (Szczepanik 1977, 1989, 1993; Szczepanik, Marciniak 1989; Pietrucień, Szczepanik 1982). Mniej uwagi poświęcono badaniom jezior, mimo, że występują one w strefach marginalnych wszystkich lodowców. Duże jeziora występują przed lodowcami: Andreasa, Elizy, Eivinda i Aavatsmarka. Te większe zbiorniki, zwłaszcza na przedpolu lodowca Aavatsmarka badali Pietrucień (1977), Pietrucień i Skowron (1987), Skowron (1995) oraz w strefie marginalnej lodowca Elizy – Marszelewski (1979), Sendobry i Marszelewski (1982), Pietrucień i in. (1987). Płytke, niewielkie jeziora na tarasach Kaffiøyry, badali Pietrucień i Skowron (1988, 1991) oraz Sinkiewicz i Szczepanik (1987). Pietrucień i Majewicz (1977) oraz Pietrucień (1983) badali też wody morskie zatoki Hornabæk.

Procesy wytapiania się wieloletniej zmarzliny były przedmiotem badań m.in. Grzesia (1984, 1996, 1997), Kejny (1990), Kejny i in. (1993), Marciniaka i in. (1991), Pietrucienia i Skowrona (1987, 1988). Stosunkowo mało uwagi jak dotąd, poświęcono procesom i formom peryglacialnym występującym zarówno na płaskich lub lekko nachylonych powierzchniach tarasów morskich, jak też na zboczach moren czy stokach górskich. Nieliczne prace prowadzili: Klimaszewski (1960), Sinkiewicz (1982), Sinkiewicz i Lankauf (1986), Niewiarowski i Sinkiewicz (1987, 1988). Badania gleboznawcze prowadzili m. in. Dziadowiec (1981, 1983) oraz Plichta (1993) oraz Plichta i Luścińska (1988). Gleby Kaffiøyry, jako pierwszy element środowiska przyrodniczego, zostały opracowane w postaci monografii (Plichta 1993).



Odrębną grupę badań stanowiły prace botaniczne (florystyczno-fitosocjologiczne), dotyczyły one głównie zbiorowisk tundrowych, ale także roślinności stoków górskich i świeżych form polodowcowych (Gugnacka-Fiedor 1993; Gugnacka-Fiedor, Noryśkiewicz 1982 a, b). Prowadzono też szczegółowe badania nad glonami (szczególnie ważne dla rozwoju gleb), mszakami i porostami (Oleksowicz i in. 1993).

## 5. WAHANIA LODOWCÓW UCHODZĄCYCH DO MORZA

Różnorodność typów lodowców, od dawna powoduje potrzebę ich klasyfikacji. Stosuje się np. kryteria ich podziału oparte na reżimie termicznym np. klasyfikacje Ahlmana (1948) czy Baranowskiego (1977), gdzie głównym kryterium jest temperatura masy lodowej. Często i powszechnie używane są także klasyfikacje geomorfologiczne uwzględniające stosunek masy lodowej do form powierzchni Ziemi, czy wręcz morfologiczne wykształcenie lodowca. Przykładami takich klasyfikacji są np. klasyfikacja morfologiczna Ahlmana (1948), czy klasyfikacja *World Glacier Inventory* (Jania 1993) lub jej modyfikacje (Hagen i in. 1993). V. S. Korjakin opracował bardzo skomplikowaną klasyfikację lodowców Svalbardu (Troicki i in. 1975). Szczegółowo omawia tę i inne klasyfikacje Jania w pracy z 1988 r.

Stosując klasyfikację Korjakina czy też WGI, dwa lodowce okalające Kaffiøyre można nazwać lodowcami półpokrywowymi, wypływającymi. Ahlman (1948), właśnie na przykładzie lodowców Aavatsmarka i Dahla, wypływających z plateau Løvenskiolda nazwał taki typ – lodowcem spitsbergeńskim. Nic nie ujmując innym klasyfikacjom, tę właśnie autor uznaje za najlepszą i dlatego te dwa lodowce nazywa „typu spitsbergeńskiego”. Wypływają one z pola lodowego (często wspólnego) w różnych kierunkach, tworząc w końcu pojedyncze jezory w większości kończące się w morzu.

W języku polskim, aby określić taki typ lodowca trzeba użyć zdania „lodowiec wypływowy (spitsbergeński) uchodzący do morza (lub kończący się w morzu)”. Język polski, zapewne z powodu braku takich form na terenie Polski, nie wykształcił prostej krótkiej nazwy, jak w języku angielskim, gdzie określenie „calwing” – cielący się, czy „tidewater” – uchodzący do morza, dość dokładnie określa ten typ lodowca. W istocie rzeczy jest mało ważne czy do morza uchodzi lodowiec dolinny (typowy z jednym cyrklem itd.), czy wypływowy, z wieloma polami firnowymi. To właśnie fakt, czy kończy się on w morzu, czy też na lądzie, ma znacznie większe znaczenie, gdy rozpatrujemy jego fluktuacje. Dla lodowca, który uchodzi do morza – największe znaczenie ma jego ablacja przez cielenie (*calwing*), czyli ablacja mechaniczna, przy równoczesnym działaniu ablacji fizycznej, dodatkowo ablacja przez cielenie, nie do końca jest związana z warunkami klimatycznymi (Jania 1993). Lodowiec kończący się na lądzie, reagując na zmiany

klimatyczne, podlega tylko ablacji „normalnej” – czyli cienieniu przez ablację fizyczną (topnienie lodu, odpływ powierzchniowy, sublimacja). Ablacja mechaniczna, w tym wypadku poprzez zwiewanie śniegu przez wiatr, odgrywa rolę bardzo podrzędną.

Rejon Kaffiøyry okalają (ograniczają) dwa duże lodowce typu spitsbergeńskiego, spływające z plateau Løvenskiolda do zatok morskich w cieśninie Forland. Czoła tych lodowców spoczywają częściowo na lądzie. Główna masa lodu spływa jednak do morza tworząc wysokie klify lodowe.

### 5.1. LODOWIEC AAVATSMARKA

Lodowiec Aavatsmarka, Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II, Kod WGI (IAHS) 4.2.4.7

$\varphi - 78^{\circ} 39' 42'' \text{ N}$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 44' 10'' \text{ N}$

$\lambda - 11^{\circ} 50' 01'' \text{ E}$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 35' 00'' \text{ E}$

w 1995: powierzchnia – ok. 75 km<sup>2</sup>, długość – 15 000 m, szerokość 3,3–4,5 km, czoło uchodzi do zatoki Hornbæk, pole firnowe – 450–700 m n.p.m.

nr katalogowy – 154 04 (wg *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993) (Wg *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 81 km<sup>2</sup> (1980), objętość – 14 km<sup>3</sup>) (4.2.4.1)

Lodowiec Aavatsmarka, otaczający od północy rejon Kaffiøyry, jest jednym z największych (siódmym co do wielkości) lodowcem Ziemi Oskara II. Jest to lodowiec typu spitsbergeńskiego, wypływowego (Ahlmann 1948, 1953), zwany też sieciowym. Masy lodowe gromadzą się na wysokości powyżej 500 m n.p.m., na płaskowyżach – plateau Løvenskiolda, i Krullfonna. Główna masa lodu z plateau Løvenskiolda zasila lodowiec Dahla, i tylko lód z zachodniej części tego plateau żywi lodowiec Aavatsmarka. Główny basen akumulacyjny lodowca Aavatsmarka rozciąga się na zachód od nunataka Eleonoratoppen, pomiędzy masywami Istappane a Einseten (ryc. 11, zał. 1). Drugim co do wielkości polem firnowym lodowca Aavatsmarka jest położona na płn. od nunataka Einseten – Krullfonna. Oprócz tych dwóch pól firnowych, opisywany lodowiec zasila, jeszcze kilka mniejszych basenów cyrkowych, szczególnie na północnych stokach Prins Heinrichfjella (ryc. 11, zał. 1). Lodowiec Aavatsmarka, którego aktualną długość można określić na 15 km, spływa w kierunku zachodnim, szeroką doliną o założeniu tektonicznym (Orvin 1940; Wójcik 1981; Lepvrier 1990). Szerokość lodowca w obrębie doliny górskiej wynosi 3,5–4,5 km i dopiero wkraczając na równiny nadmorskie – Sarsøyra i Kaffiøyra, lodowiec rozszerza się, tworząc łapę, która w maksymalnej fazie Małej Epoki Lodowej przekraczała 6 km szerokości. Lodowiec uchodzi do morza, klifem o szerokości 4 km, do zatoki



Hornbæk (Hornbækbukta), która jest zatoką w obrębie cieśniny Forlandsundet (fot. 1, 3). Boczne partie czoła lodowca, po obu stronach (N i S) zalegają na lądzie (fot. 4).

Powierzchnię lodowca w 1995 roku określono na ok. 75 km<sup>2</sup>. Ulega ona zmniejszaniu głównie na skutek odrywania się brył lodowych od czoła klifu uchodzącego do morza, czyli cielenia się lodowca. Ubytek masy lodowej jest przeważnie większy od dopływu lodu środkową partią lodowca, dlatego dominuje cofanie się lodowca i zmniejszanie jego powierzchni. Jednakże bywają i inne sytuacje, gdy dopływ mas lodowych jest większy niż jego ubytek. Wtedy powierzchnia lodowca nieco się zwiększa. Taką sytuację w czasie niektórych zim notuje Boulton (1986). Pionowa ściana klifu lodowego wznosi się na 30–40 m nad poziom morza. Po obu stronach lodowca występują odcinki klifów martwych, zalegających na lądzie (fot. 4). Przechodzą one w stosunkowo łagodnie nachylone (do 10°–12°) partie boczne czoła lodowca. Recesja bocznych partii lodowca zauważalna jest w zasadzie, tylko w partii czoła wylewającej się na równiny. Znacznie mniejsza jest recesja stref bocznych lodowca w obrębie właściwej doliny, choć i tu zachodzi cofanie się, a zwłaszcza obniżanie powierzchni lodowca. Profil podłużny lodowca jest bardzo wyrównany (ryc. 15). Rozpoczyna się 30–40-metrowym klifem lodowym, dalej powierzchnia lodowca, na niewielkiej przestrzeni (ok. 500 m), porozrywana jest głębokimi na kilka lub kilkanaście metrów szczelinami poprzecznymi (fot. 3). Dalej ku wschodowi, od wysokości 60–70 m n.p.m., powierzchnia lodowca jest coraz bardziej spokojna. Występują tu jednak strefy występowania szczelin poprzecznych, niektóre wypełnione latem wodą (fot. 1). Na powierzchni lodowca widoczne są płytkie, podłużne obniżenia „doliny”, którymi płyną cieki powierzchniowe, zanikające w odległości ok. 2–2,5 km od czoła. Powierzchnia lodowca stopniowo podnosi się ku wschodowi, jednakże jej nachylenie, poza pierwszymi 500–700 m, gdzie wynosi ok. 4–5°, jest bardzo małe i prawie nigdzie nie przekracza 3°.

#### A. ZAGADNIENIE WIELKOŚCI POWIERZCHNI LODOWCA AAVATSMARKA

Obliczenie powierzchni lodowca uchodzącego do morza, którego pole firnowe jest duże i nie ograniczone wyraźnymi granicami górskimi jest trudne, a wynik uzyskany jest zależny nie tylko od rodzaju mapy jaką się posłużymy, ale także od pewnej intuicji, gdzie poprowadzić tę granicę. Granicę zmienną nawet z roku na rok, zależną bowiem bardzo od opadów śniegu i wielkości letniej ablacji. Jeśli dysponujemy mapą z cięciem poziomowym co 50 m, poprowadzenie takiej granicy jest szczególnie trudne. Mimo tych trudności, niezależne wyliczenia Korjakina (1974), Hagen i in. (1993) oraz autora niniejszego opracowania, są bardzo do siebie podobne i porównywalne.

M. Klimaszewski, który w 1938 r., prawdopodobnie jako pierwszy badał strefę marginalną lodowca Aavatsmarka (Klimaszewski 1960), podaje tylko długość lodowca (15 km) i jego szerokość (3–4 km). Z tych wartości można wyliczyć w przybliżeniu powierzchnię – ok. 52–60 km<sup>2</sup>. Podobnie Niewiarowski (1982), opierając się na mapie z 1936 r., określa powierzchnię lodowca na ok. 57 km<sup>2</sup>. Autorzy ci, podobnie jak Lankauf i Wójcik (1987) oraz Lankauf (1993) pod uwagę brali tylko powierzchnię jezora lodowca, nie uwzględniając powierzchni plateau Krull- i Løvenskioldfonna. Natomiast Korjakin (1974) uwzględnił całą powierzchnię, włącznie z obszarem zasilania i dla 1936 r. obliczył powierzchnię lodowca na 85 km<sup>2</sup>. Hagen i inni (1993) podają powierzchnię lodowca Aavatsmarka w 1980 roku, obliczoną na podstawie zdjęć lotniczych z 1966 r. oraz najprawdopodobniej pomiarów położenia klifu lodowego w 1980 r. – 81 km<sup>2</sup>, czyli także zaliczają do powierzchni lodowca, obszary Krulfonna i Løvenskioldfonna. Idąc ich śladem, a dodając własne obserwacje i pomiary z lat 1985–1996, autor oblicza powierzchnię lodowca w 1995 roku na ok. 75 km<sup>2</sup>. Nieznana jest dokładnie objętość lodu tworzącego lodowiec Aavatsmarka. Hagen i in. (1993) podają objętość 14 km<sup>3</sup>, jest to jednak (tak jak dla większości lodowców) wartość przybliżona. Co prawda nad lodowcem Aavatsmarka prowadzono naloty lotnicze, których celem było wyznaczenie grubości lodowca (radio-echo sondowanie), lecz nie uzyskano wyników, które pomogłyby obliczyć faktyczną grubość lodowca (Kotlajakow 1985; Bamber 1989).

Autor niniejszej pracy przy poprzednich opracowaniach (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) dysponował tylko odbitką kserograficzną (nie najlepszej jakości) obejmującą fragment mapy Isachsena (1912). Obecnie dzięki uprzejmości Pana prof. J. Szupryczyńskiego dysponuje mapą oryginalną. Na jej podstawie obliczono powierzchnię lodowca w 1909 roku, szacując jej zmniejszenie w stosunku do formy maksymalnego rozwoju zlodowacenia (XIX w.).

W tym miejscu należy jeszcze podać wyjaśnienie, że podana przez Lankaufa i Wójcika (1987) powierzchnia lodowca w 1985 r. (47 km<sup>2</sup>) jest błędna. Przyjęto wtedy zmniejszanie się powierzchni części czołowej lodowca jako odpowiednik zmniejszania się całej powierzchni lodowca. Podobnie autor (Lankauf 1993) przyjmował wyjściową powierzchnię lodowca Aavatsmarka na 64 km<sup>2</sup> (brał pod uwagę tylko jezoro lodowca), ale popełnił tę samą omyłkę, przyjmując zmniejszanie się części czołowej (a więc w 3/4 uchodzącej do morza) jako odpowiednik zmniejszania się powierzchni całego lodowca, stąd podana powierzchnia lodowca w 1989 r. – 46 km<sup>2</sup> – jest też wielkością niewłaściwą.



## B. MAKSYMALNY ZASIĘG LODOWCA AAVATSMARKA W CZASIE MAŁEJ EPOKI LODOWEJ

Maksymalny zasięg lodowca podczas ostatniego, znacznego nasunięcia (w czasie Małej Epoki Lodowej), określają w części lądowej, wysokie na kilkanaście metrów zawierające nadal w sobie martwy lód, moreny czołowo-boczne. Po stronie północnej dolina marginalna oddziela strefę morenową od budujących równinę Sarsøya tarasów morskich, założonych na trzeciorzędowych piaskowcach i zlepieńcach (Orvin 1940; Klimaszewski 1960; Wóciak 1981), które w kilku miejscach w tej dolinie, a także w innych miejscach strefy marginalnej lodowca odsłaniają się, wychodząc na powierzchnię. Po stronie południowej, w obrębie równiny Kaffiøya, pomiędzy morenami czołowo-bocznymi a akumulacyjnymi tarasamiorskimi, wyształcona jest także dolina lateralna, głęboka i wąska w pobliżu strefy górskiej, a na pograniczu niższych teras morskich (< 20 m n.p.m.) płytka i dość szeroka. Między głównym, wysokim, wałem morenowym a doliną lateralną, w niektórych miejscach występują niskie moreny. Formy te, Niewiarowski (1932) zalicza do moren czołowo-bocznych lodowca Aavatsmarka, nasunięcia które najprawdopodobniej miało miejsce ok. 2–2,5 tys. lat temu. Trudniejsze jest wyznaczenie maksymalnego wysunięcia lodowca w obrębie zatoki Hornbæk. Autor kreśli tę linię w nawiązaniu do późniejszego zarysu czoła w 1909 r. (mapa Isachsena), oraz zgodnie z odsłaniającymi się w czasie odpływu, po płn. stronie zatoki Hornbæk, wielkimi głazami zalegającymi w morzu, jak też na podstawie izobat z mapy morskiej z 1932 r. (Mapa Hoela). Tak wyznaczona maksymalna powierzchnia lodowca wynosiła około 96 km<sup>2</sup>. Przeprowadzone przez prof. Grzesia w 1998 r. (inf. ustna), pomiary batymetryczne w zatoce Hornbæk i na Forlandsundet, pozwalające w bardziej dokładny niż dotąd sposób, prześledzić powierzchnię dna morskiego, wskazują na nieco większe niż dotychczas przyjmowano, wysunięcie lodowca w głąb Forlandsundet.

## C. RECESJA LODOWCA AAVATSMARKA W LATACH 1909–1995

### C.1. OKRES 1909–1936

Po raz pierwszy, w sposób dokładny lodowiec Aavatsmarka przedstawiony został na mapie w skali 1:200 000, ukazującej stan lodowca w 1909 roku (Isachsen 1912). Lodowiec Aavatsmarka, w 1909 r., wykazywał (w stosunku do zasięgu maksymalnego), niewielkie cofnięcie prawie na całej przestrzeni (długości) czoła w partiach lądowych i wyraźne cofnięcie w partiach lodowca uchodzących do zatoki. Cofnięcie to wynosiło od 20–50 m na lądzie, do 600 m (a może i więcej) w obrębie zatoki Hornbæk. Obliczono, że powierzchnia lodowca w 1909 r. wynosiła 89,4 km<sup>2</sup>. Kolejnym materiałem

kartograficznym jest mapa morska 1:200 000 (Mapa Hoela) z 1932 r. Analizując tę mapę można zauważyć pewne powiększenie się bocznych stref morenowych (zwłaszcza po północnej stronie lodowca), czyli cofnięcie się lodowca i stosunkowo niewielkie cofnięcie się klifu lodowego w obrębie zatoki. Wydaje się, że pozycja czoła lodowca w 1924 r., udokumentowana na tej mapie, nie tyle wynika z niewielkiego cofnięcia się pomiędzy 1909 a 1924 r, co raczej z pozycji klifu lodowego związanej z nasunięciem się lodowca, prawdopodobnie o charakterze szarży. O takiej możliwości świadczą m.in. spiętrzone moreny czołowe (Niewiarowski 1982; Lankauf 1999). Norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000, obrazująca stan z 1936 r., (arkusze: Kongsfjord, Prins Karl Forland, St.Jonsfjord, Tre Kronen) jest kolejnym i jak dotąd najdokładniejszym, przedstawieniem kartograficznym Ziemi Oskara II. Opierając się na niej można wyliczyć powierzchnię całego lodowca. Autor korzystając z wyżej wymienionych materiałów, powierzchnię tę przyjmuje na 84 km<sup>2</sup> (dla 1936 r.).

W.S. Korjakin (1974), prawdopodobnie na podstawie tych samych map (być może na wydaniach z innych lat), przyjmuje wielkość 85 km<sup>2</sup>. Są to wyliczenia bardzo podobne, praktycznie identyczne.

Lodowcowi Aavatsmarka dużo uwagi poświęcił M. Klimaszewski (1960) (ryc. 8). Badał go w 1938 roku (można przyjąć, że jest to stan równoważny ze stanem lodowca zaznaczonym na mapie z 1936 roku). Zanotował on nierównomierne wycofywanie się lodowca, większe po silniej nasłonecznionej stronie północnej. Dotyczyło to zarówno części lądowej jak i morskiej. Zarys przebiegu czoła lodowca Aavatsmarka w 1936 r., przedstawiony na rycinie 16, jest wypadkową danych z norweskiej mapy topograficznej z 1936 r., (wydanie 1991), danych z mapy i opisu Klimaszewskiego (1960), a także własnych obserwacji geomorfologicznych autora podczas wypraw 1978 i 1985, oraz danych W. Niewiarowskiego (1982).

### **Powierzchnia czołowa**

Mapy z 1909 i 1936 roku są jedynymi materiałami kartograficznymi przedstawiającymi cały lodowiec Aavatsmarka. Dopiero zdjęcia lotnicze, wykonane przez NIP, w latach 1966, 1969 oraz 1990, mogłyby służyć jako porównywalny materiał. Wykorzystanie zdjęć lotniczych dla tych celów jest jednak utrudnione z kilku powodów, m.in. z braku pełnego pokrycia badanego obszaru, jak też ze względu na często niedocenianą nierównomierność skal tych zdjęć, powodującą znaczne błędy w oznaczaniu odległości i powierzchni.

Dla lodowca Aavatsmarka istnieje natomiast dość bogata dokumentacja kartograficzna i obserwacyjna jego części czołowej. Celem wyznaczenia recesji lodowca w partiach czołowych, gdzie jest ona zdecydowanie większa niż w strefach bocznych i firnowych, przyjęto tzw. „powierzchnię czołową”. Powierzchnię tę wyznaczono poprzez poprowadzenie linii ograniczającej,

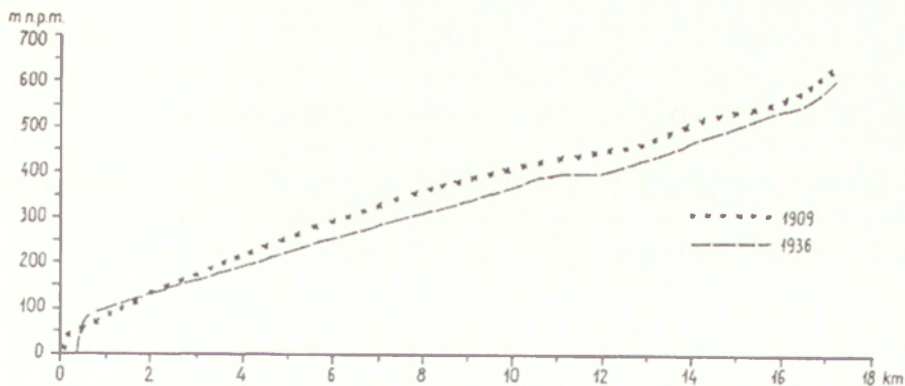


na powiększeniu mapy z 1909 roku, tak, aby powierzchnia partii czołowej lodowca wynosiła (w fazie maksymalnej lodowca) – 15 km<sup>2</sup> (ryc. 16). Jeśli tak wyznaczoną powierzchnię części czołowej lodowca, przyjmiemy jako 100%, to w 1909 roku była mniejsza o 13,4%. Zmniejszyła się o 2,01 km<sup>2</sup>, a czoło w obrębie zatoki (w jej środku) cofnęło się o ok. 500 m. Jeszcze raz podkreślić należy, że jest to zmniejszenie części czołowej, owych 15 km<sup>2</sup>, a nie zmniejszenie powierzchni całego lodowca.

Recesja bocznych partii lodowca w dolinie lodowcowej i na polach firnowych była wtedy niezauważalna. Natomiast w latach 1909–1936, w strefie czołowej, lodowiec zmniejszył się o 2,43 km<sup>2</sup>, tj. 18,7% w stosunku do 1909 r. (0,7%/rok) – nie jest to specjalnie dużo. Pamiętać jednak należy, że w tym okresie następowały też transgresje lodowca i wynik ogólny recesji został znacznie pomniejszony.

Badania Niewiarowskiego (1982), jak i obserwacje własne autora (Lankauf 1999), wykazują jednak, że pomiędzy rokiem 1909 a sytuacją z lat 1936/1938, miało miejsce nasunięcie lodowca Aavatsmarka – najprawdopodobniej nasunięcie typu szarży. O szybkim nasunięciu świadczą moreny spiętrzone występujące po obu stronach zatoki Hornbæk (Niewiarowski 1982). Klimaszewski (1960) na mapie geomorfologicznej będącej załącznikiem jego pracy (ryc. 8), sytuje położenie (zasieg) czoła lodowca Aavatsmarka po północnej stronie Zatoki Hornbæk, oznaczając je na rok 1924 – korzystał bowiem ze wspomnianej mapy Hoela. Po południowej stronie zatoki (na Kaffiøyra), gdzie podczas obserwacji Klimaszewskiego lodowiec jeszcze na tyle dotykał form drugiego ciągu marginalnego (Niewiarowski 1982), że nie można było stwierdzić ich spiętrzonego charakteru. Tu więc, na południu, lodowiec od awansu (szarży ?) lat 20. do lat 1936–38 pozostawał w tym samym miejscu.

Jedynie na podstawie map z 1909 i 1936 roku można było poprowadzić profil podłużny przez lodowiec (ryc. 15).



Ryc. 15. Profile podłużne lodowca Aavatsmarka

Longitudinal profiles of Aavatsmark glacier

Z analizy profilu wynika, że pomiędzy 1909 a 1936 rokiem powierzchnia lodowca, poza strefą czołową, obniżyła się dość równomiernie.

Obniżenie to dochodzi maksymalnie do 50 m (jednakże przyjmując równomierne obniżanie się nie jest to wielkość specjalnie duża, wynosi bowiem ok. 1,85 m/rok). Podobne obniżenie dla innych lodowców Ziemi Oskara II (lodowców Dahla i Svea) podaje Kotljakow (1985). Obniżenie jest także wyraźne w obrębie pola firnowego, choć tam jest mniejsze. Jedynie na przestrzeni 2 do 2,5 km od czoła obniżenie jest bardzo małe, a nawet mamy do czynienia z przyrostem masy lodowca (ale na to wystarczy silniejszy, jednoroczny dopływ masy lodowej).

Bazując na mapach z 1909 i 1936 roku można z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że recesja całego lodowca wyniosła ok. 5–6 km<sup>2</sup>, tj. ok. 5,6 do 6,7% powierzchni w 1909 roku. Wynika z tego, że całkowita powierzchnia lodowca Aavatsmarka wynosiła w latach 1936/38 ok. 84–85 km<sup>2</sup>.

## C.2. OKRES 1936–1948–1966–1969–1975

Kolejny materiał kartograficzny jakim dysponował autor, to wydana w 1966 roku mapa poziomicowa w skali 1:50 000 (NPI 1966). Jest to powiększenie mapy 1:100 000, z naniesioną nową pozycją czoła lodowca w 1948 r. Zaznaczone na tej mapie czoło lodowca Aavatsmarka jest silnie cofnięte, zarówno na lądzie jak i na morzu. Podobnie jak poprzednio cofnięcie jest większe po północnej stronie. Po południowej stronie wylątał się wtedy spod lodu charakterystyczny półwysep, z wysoką, przetrwałą do dziś moreną (wałem lodowo-morenowym). Zarys krawędzi lodowej, w obrębie zatoki Hornbæk, nawiązuje w swoim przebiegu do przebiegu z okresów poprzednich. Na podstawie powyższych danych wyliczono, że w okresie 1936–1948 strefa czołowa lodowca zmniejszyła się o 2,6 km<sup>2</sup> (24,62% w stosunku do 1936 r.), czyli średnią recesję 2,05%/rok. Cofnięcie klifu lodowego osiągnęło maksymalnie 340 m (średnio 270 m) – tab. 3, ryc. 16.

Kolejnymi materiałami badawczymi były panchromatyczne zdjęcia lotnicze Norweskiego Instytutu Polarnego z 1966 roku, w skali około 1:54 000, i z 1969 r., w skali około 1:20 000. Uzyskany po przetworzeniu zdjęć z 1966 r. zarys czoła lodowca Aavatsmarka (ryc. 16) ukazuje jego silne cofnięcie się w partiach lądowych (ale tylko w części wysuniętej daleko poza dolinę lodowcową). Natomiast w części czoła (klifu) uchodzącej do morza, cofnięcie jest duże na północy (ponad 500 m) i nieco mniejsze na południu (do 250 m), natomiast w centralnej (środkowej) partii klifu występuje wybrzuszenie ku zachodowi, tak, że w niektórych miejscach klif jest wysunięty bardziej na zachód niż w 1948 roku. Obliczono, że w partiach czołowych nastąpiła dalsza recesja wynosząca 1,53 km<sup>2</sup> (19,2%). Zakładając w miarę równomierne tempo recesji daje to wynik 1,06%/rok, czyli mniejsze tempo niż wcześniej.

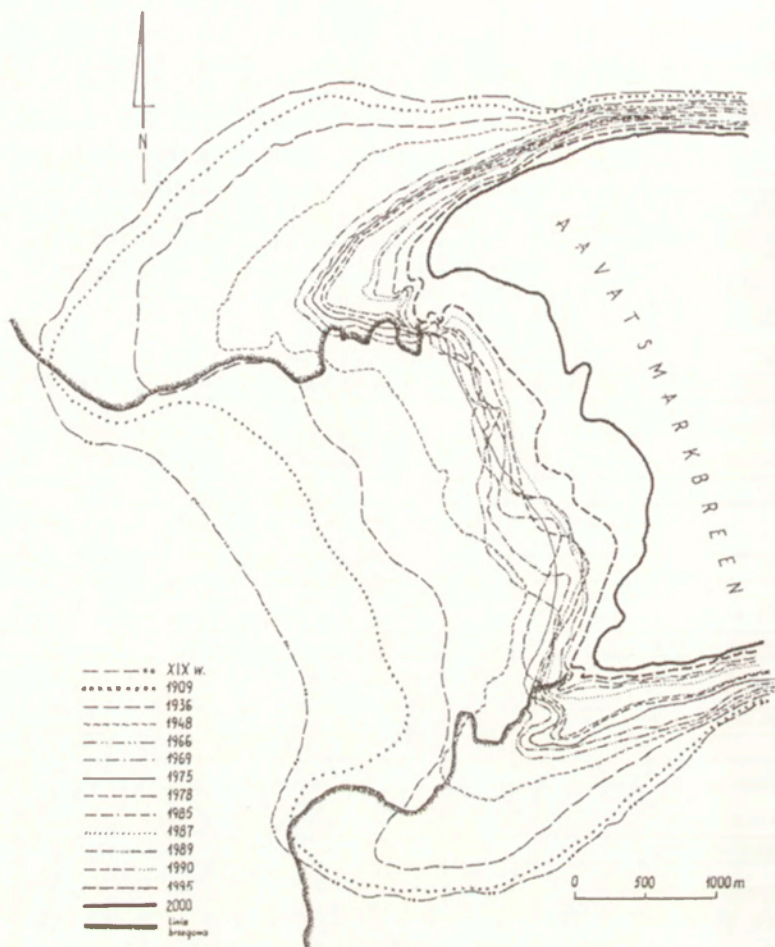


Tabela 3. Zmiany powierzchni części czołowej lodowca Aavatsmarka

Rok	Powierzchnia części czołowej lodowca	Zmiana powierzchni części czołowej				Zmiana zasięgu klifu lodowego		
	w km <sup>2</sup>	w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	Max.	średnio	śr. w m/rok
XIX w/	15,0		100,00					
Pomiedzy : 1909	Max. a 1909 12,99	-2,01	-13,40	?	?	-350		
Pomiedzy: 1909 a 1936	10,56	-2,43	-18,70	-0,09	-0,69	-260	-160	-6,0
i.w 1948	i.w. 7,96	-2,60	-24,63	-0,22	-2,05	-340	-270	-22,5
		-1,53	-19,20	-0,08	-1,06	-130	-130	-7,2
1966	6,43							
		-0,32	-4,97	-0,11	-1,65	-250 do +60	-95	-31,6
1969	6,11							
		-0,27	-4,52	-0,04	-0,75	-320 do +100	-220	-37,0
1975	5,84							
		-0,37	-6,29	-0,12	-2,10	-230 do +60	-170	-57,0
1978	5,47							
		+0,27	+4,94	+0,04	+0,82 **	-120 do +250	+130	+19,0
1985	5,74							
		-0,73	-12,71	-0,36	-6,35	-310	-50	-25,0
1987	5,01							
		+0,09	+1,68	+0,04	+0,84	-150 do +150	0	0
1989	5,10							
		-0,22	-4,29	-0,22	-4,29	-100	-75	-75
1990	4,88							
		-0,59	-12,08	-0,12	-2,41	-300	-200	-40
1995	4,29							
Razem do 1995		-10,71	-71,40			2400		-25,3

Oczywiste jest jednak, że, szczególnie na odcinkach czoła kończących się w morzu, zjawisko recesji (czy transgresji) nie ma równomiernego charakteru.

W trzy lata później wykonano kolejną serię zdjęć lotniczych. Wypożyczone z Norsk Polarinstitut odbitki posiadały skalę około 1:20 000, czyli w stosunku do wszystkich innych (wcześniejszych) materiałów kartograficznych były one najdokładniejsze. Czoło lodowca w 1969 r. prawie na całej swojej długości, w stosunku do 1966 r. jest cofnięte, choć w niektórych miejscach klifu morskiego, zauważalny jest niewielki awans. Jest to awans związany z nierównomiernym dopływem mas lodowych, jak również z nierównomiernym cofaniem się klifu (mniejszym lub większym cieleniem się lodowca). Zanotowano awans o 60 m do przodu (na zachód) i cofnięcie się o 250 m. W części lądowej na całej długości czoła zanotowano niewielkie cofnięcie. Obliczona recesja części czołowej wyniosła 4,52% (0,32 km<sup>2</sup>). Oznacza to mniejsze tempo recesji niż w okresie poprzednim.



Ryc. 16. Recesja czoła lodowca Aavatsmarka  
Retreat of Aavatsmark glacier's front

W latach 1968–1974, w rejonie lodowca Aavatsmarka prowadził badania G. Boulton. Oprócz badań dotyczących zagadnień ściśle sedymentologicznych i stratygraficznych, które przyniosły szereg prac teoretycznych, poświęconych m.in. mechanizmom tworzenia się moreny dennej czy też glacialnej historii Svalbardu (Boulton 1970 a, b, 1979), zajmował się także zagadnieniami współczesnego stanu lodowca Aavatsmarka (Boulton 1986). Boulton zaobserwował, w okresie końca zimy, zjawisko gładkiego lodu przed czołem lodowca Aavatsmarka, co według niego jest dowodem na przygotowanie do zimowego (wiosennego) awansu. Przeprowadzone w latach 1966–1974 sondowania dna zatoki Hornbæk pozwoliły na wysunięcie tezy o zimowych awansach, praktycznie corocznych, a w dnie zatoki powstały grzędy zbudowane z materiału glacialnego. Podobne zjawisko – strefy gładkiego lodu przed klifem, obserwował autor w kwietniu 1996 roku. Według Boultona

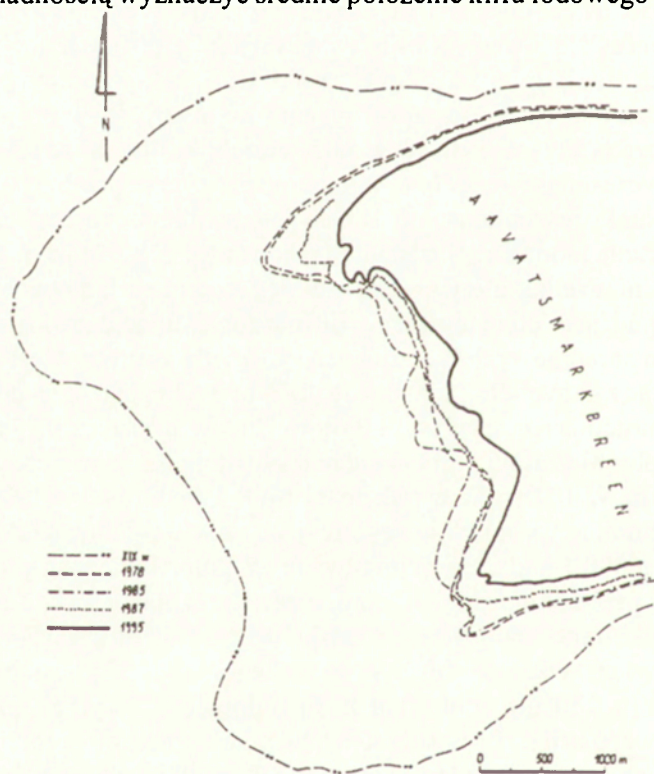


(1986) zimowe (wiosenne) awanse lodowca tworzące tzw. moreny pchnięcia (push-moraines) zostawiają ślad również na lądowym fragmencie czoła lodowca (w strefie bliskiej klifu morskiego). Wynika z tego, że moreny spiętrzone (zwłaszcza jeśli zbudowane są ze spiętrzonego materiału glacialfluwialnego) nie muszą być dowodem gwałtownego awansu lodowca typu szarzy, mogą być efektem niewielkich pchnięć masy lodowca w czasie corocznych drobnych awansów zimowych. W pracy Boultona (1986) zaznaczono też położenie klifu lodowego lodowca Aavatsmarka. Ze względu na bardzo małą skalę rysunku trudno te dane przenieść na precyzyjny rysunek autora (ryc. 16), jednak można stwierdzić, że w ogólnym zarysie, przebieg czoła jest podobny.

### C.3. OKRES 1975–1985–1989–1995

W trakcie I Toruńskiej Wyprawy Polarnej w 1975 roku prace topograficzne na Kaffiøyra prowadził R. Zapolski (1977 a, b). Oprócz szczegółowych prac na lodowcach Elizy, Ireny i Andreasa wykonał on także pomiar zasięgu klifu lodowego lodowca Aavatsmarka. Zasięg ten przedstawiony jest bardzo ogólnie na mapie recesji lodowców Kaffiøry, w skali ok. 1:130 000 (Zapolski 1977 a), oraz nieco dokładniej na mapie zatoki Hornbæk w pracy Pietrucienia i Majewicza (1977). Są to raczej rysunki niż mapy. W pracy Pietrucienia i Majewicza (1977) wyrysowano także zasięgi klifu lodowca Aavatsmarka w latach wcześniejszych. Można ogólnie stwierdzić, że przebieg zasięgu klifu na tym rysunku jest zbliżony do danych autora niniejszej pracy. Uproszczony przebieg czoła lodowca Aavatsmarka rysowany przez Zapolskiego (1977 a), wykazuje niewielką, ale wyraźną recesję w partiach lądowych czoła, a w części uchodzącej do zatoki, na ogół znaczne cofnięcie się klifu lodowego w partiach południowych i centralnych i niewielki awans w części północnej. Korzystając z danych R. Zapolskiego (1977 a) wyliczono, że pomiędzy 1969 a 1975 r. nastąpiła recesja w partii czołowej lodowca o dalsze 0,27 km<sup>2</sup> (4,5%). Czoło w obrębie zatoki cofnęło się maksymalnie o 320 m, lub awansowało o ok. 100 m. W 1978 roku w trakcie III TWP, J. Fedorowicz (1978) wykonał mapę poziomicową południowej strefy marginalnej lodowca Aavatsmarka w skali 1:5000 (mapa nie publikowana), a autor niniejszej pracy metodą wcięcia w przód przeprowadził pomiar zasięgu czoła lodowca Aavatsmarka. Prace wykonano teodolitem z kilku stanowisk pomierzonych przez J. Fedorowicza. Okazało się, że w stosunku do roku 1975 nastąpiło wyraźne cofnięcie (o 230 m) w obrębie klifu lodowego. Jedynie, mniej więcej w środkowej partii klifu, nastąpiło lekkie przesunięcie do przodu (ok. 60 m). W częściach lądowych lodowca nastąpiło niewielkie, ale wyraźne cofnięcie. Obliczono, że w partiach czołowych lodowiec zmniejszył się (w stosunku do 1975 r.) o 0,37 km<sup>2</sup>, czyli ponad 6%, co oznaczać może pewne zwiększenie recesji w stosunku do okresów wcześniejszych (tab. 3). Kolejne obserwacje

i pomiary w rejonie lodowca Aavatsmarka autor niniejszej pracy przeprowadził w 1985 r. W stosunku do 1978 roku zanotowano nieporównywalnie większe uszczelinienie powierzchni lodowca, wyraźnie wybrzuszoną powierzchnię i inny wygląd, bocznej (płd.) części czoła lodowca (fot. 5, 6, 7). O ile w latach 1977/1978 lądowe partie czoła lodowca były stosunkowo łagodnie nachylone ( $10-12^\circ$ ) i łatwo dostępne (fot. 5), to w 1985 roku lądowe partie czoła przybrały postać prawie pionowej bariery lodowej (fot. 6, 7). Już pierwsze pomiary zasięgu czoła wykazały, że jest ono wyraźnie przesunięte do przodu w stosunku do stanu z 1978 r. Skłoniło to autora (również w czasie dyskusji terenowych z prof. Niewiarowskim i dr. Sinkiewiczem) do przyjęcia hipotezy o gwałtownym (choć niezbyt wielkim) przesunięciu do przodu lodowca, przesunięciu o charakterze szarży. Skłoniło to także autora, do prowadzenia pomiarów ruchu lodowca, poprzez pomiar przesuwania się tyczek na lodowcu. Wyniki tych pomiarów oraz uwagi na temat ewentualnych szarż lodowca Aavatsmarka w latach 1983–1986, zostaną przedstawione w dalszej części tego rozdziału. Prowadzone w kilku terminach pomiary położenia czoła lodowca, pozwoliły z dużą dokładnością wyznaczyć średnie położenie klifu lodowego w obrębie



Ryc. 17. Wahania czoła lodowca Aavatsmarka w latach 1978–1985–1989–1995  
Oscillation of Aavatsmark glacier's front in 1978–1985–1989–1995



zatoki, dla lata (lipiec/sierpień) 1985 r. Okazało się że w stosunku do sytuacji w 1978 roku, czoło lodowca w partiach uchodzących do morza przesunęło się bardzo wyraźnie do przodu, prawie na całej szerokości czoła (miejscami aż o 250 m) – ryc. 16 i 17. Jedynie w partii najbardziej wysuniętej do przodu w 1978 roku, zanotowano niewielkie cofnięcie.

W partiach lądowych czoła, pozycja lodowca w 1985 roku była tylko minimalnie cofnięta w stosunku do roku 1978. Autor uważa, że nasunięcie (typu szarży) lodowca Aavatsmarka miało miejsce po 1982. W 1982 roku na Kaffiøyra pracowała VI TWP, a wśród jej uczestników był doc. dr E. Drozdowski, prowadzący wcześniej badania w strefie morenowej lodowca Aavatsmarka (Drozdowski 1977). Trudno przypuszczać, że gdyby w 1982 r. wygląd lodowca wskazywał na fazę szarży, Drozdowski by tego nie opisał. Tymczasem nie wspomina nic o tym, w swoich pracach, wydanych po 1982 r. (Drozdowski 1985, 1987), choć na podstawie własnych obserwacji (paleogeomorfologicznych) i danych Niewiarowskiego (1982), zalicza lodowiec Aavatsmarka do szarżujących. Podobnie Croot (1988) – opierając się na danych Drozdowskiego (1987). Ustalenie pozycji czoła lodowca, zarówno w obrębie zatoki jak i w lądowych strefach czoła lodowca (zwłaszcza na pld.), pozwoliło obliczyć, że pomiędzy rokiem 1978 (lub 1983) a 1985, powierzchnia partii czołowej zwiększyła się o 0,27 km<sup>2</sup>, tj. o prawie 5%.

W 1990 roku Norweski Instytut Polarny (NIP 1990) wydał kolejną edycję mapy 1:100 000, ark. A7, Kongsfjorden. Na mapie (gdzie zasięg lodowców, rzeźbę i inne elementy przedstawiono według stanu z 1936 r.), zaznaczono pozycję klifu lodowca Aavatsmarka w 1987 roku. Przeniesienie tej pozycji czoła lodowca na rysunek autora (ryc. 16 i 17) wykazuje bardzo duże cofnięcie się lodowca. Odpowiada to typowemu, po szarży, gwałtownemu cofnięciu się lodowca, czyli fazie relaksacji (Marsz 1983; Jania 1988 b). Opierając się na danych ze wspomnianej mapy, obliczono, że w latach 1985–1987 lodowiec stracił aż 0,7 km<sup>2</sup> powierzchni, a czoło lodowca cofnęło się od 50 do 300 m.

W 1989 r. autor ponownie wyznaczył położenie czoła. Strefa boczna (południowa) czoła lodowca nadal pozostawała stroma i wysoka (fot. 7). Jednakże nastąpiły już zmiany świadczące o ustaniu szybkiego ruchu lodu. Nastąpiło obtopienie krawędzi szczelin lodowych, oddzielenie od lodowca wałów lodowo-morenowych powstałych zapewne około 1985 roku. Powierzchnia lodowca była także znacznie mniej uszczeliniona (zwłaszcza w dalszej części lodowca). Pomiary wykazały jednak, że w stosunku do 1987 r. czoło lodowca w części morskiej ponownie awansowało i przyrosło o ok. 0,09 km<sup>2</sup> (ponad 1,5% powierzchni czołowej). Czoło na lądzie, nieco się cofnęło, natomiast w części morskiej, obok recesji (ok. 50 m), zanotowano też podobny awans.

Zakupione w Norsk Polarinstitut zdjęcia lotnicze ukazują stan lodowca Aavatsmarka (i innych lodowców rejonu Kaffiøyry) z dnia 20 sierpnia 1990 r. (w skali 1:50 000) – fot. 1. Pozycja klifu morskiego lodowca Aavatsmarka, w swoim przebiegu, nawiązuje do charakterystycznych prawie dla każdego sezonu wygięć. Powierzchnia lodowca, zwłaszcza w porównaniu do sytuacji w 1985 roku, jest bardzo wyrównana. Większe szczeliny poprzeczne występują tylko w strefie przyklifowej, i w kilku oddzielnych rejonach na lodowcu. Charakterystyczne jest występowanie strefy szczelin zamkniętych, wypełnionych wodą. Korzystając z tego zdjęcia można obliczyć, że w stosunku do sezonu poprzedniego nastąpiło duże cofnięcie się klifu, o 0,22 km<sup>2</sup>, czyli prawie 4,3% powierzchni testowej. W ciągu roku klif lodowy cofnął się o 50–100 m.

Kolejne pomiary, najbardziej szczegółowe, prowadzone z kilku stanowisk zarówno po południowej jak i po północnej stronie lodowca, przeprowadził autor w 1995 roku. Wyniki te zostały uzupełnione pomiarami przy pomocy GPS w kwietniu 1996 r. (i w lipcu 2000 r). Na rycinie 16 przedstawiono pozycję czoła lodowca w 1995 roku. Praktycznie na całej szerokości klifu, zarówno w części morskiej jak i lądowej, nastąpiła recesja. Recesja ta wyniosła ok. 0,6 km<sup>2</sup> (12% powierzchni czołowej z 1995 roku). Klif w części morskiej cofnął się prawie o 300 m, wyraźne choć mniejsze jest cofnięcie w części lądowej.

Podsumowując, powierzchnia części czołowej lodowca zmniejszyła się od początku okresu recesji z 15 km<sup>2</sup>, o 10,7 km<sup>2</sup>, czyli aż o 71,4%, a jego czoło cofnęło się o ponad 2,5 km. Zmniejszenie się powierzchni całego lodowca jest znacznie mniejsze, i wyniosło w stosunku do stanu z fazy maksymalnego nasunięcia (XIX wiek) ok. 22% (21 km<sup>2</sup>), a w stosunku do 1909 r. 16,1%, i w stosunku do powierzchni z 1936 r. o 10,7% (tab. 4).

Tabela 4. Zmiany powierzchni lodowca Aavatsmarka

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmniejszenie powierzchni w stosunku do okresu poprzedniego		Zmniejszenie powierzchni w stosunku do powierzchni maksymalnej	
		w km <sup>2</sup>	w %	w km <sup>2</sup>	W %
XIX w.)	96,0	-	-	-	-
1909	89,4	6,6	6,9	-	-
1936	85,0	4,4	4,92	11,0	11,5
1980	81,0	4,0	4,7	15,0	15,6
1995	75,0	6,0	7,4	21,0	22,0

Obserwacje poczynione latem 2000 roku pozwalają na stwierdzenie, że recesja lodowca Aavatsmarka postępuje nadal, w tempie nie odbiegającym od tego z okresu 1990–1995. Południowa, lądowa krawędź lodowca, znów przypomina tę z 1978 r. (fot. 8).



## 5.2 LODOWIEC DAHLA

Lodowiec Dahla ( Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 4.2.4.1

$\varphi - 78^{\circ} 33' 27''$  N, do  $\varphi - 78^{\circ} 44' 00''$  N

$\lambda - 12^{\circ} 28' 46''$  E, do  $\lambda - 12^{\circ} 58' 30''$  E

w 1995 r.: powierzchnia – 132,0 km<sup>2</sup>, długość – ok. 18 000 m, szerokość 3,5–7,5 km, czoło uchodzi do zatoki Dahla (Forlandsundet), pole firnowe – 350–900 m n.p.m.

nr katalogowy – 153 19 ( wg *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

(Wg *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 134 km<sup>2</sup> (1980), objętość – 25 km<sup>3</sup>) (4.2.4.1)

Lodowiec Dahla wraz ze swoim głównym polem firnowym – plateau Løvenskiolda i bocznymi lodowcami zajmuje powierzchnię ok. 132 km<sup>2</sup>. Jest więc czwartym co do wielkości lodowcem Ziemi Oskara II. Jednakże około połowy, tak przyjmowanej powierzchni, to powierzchnia Løvenskioldfonny. Autor, opierając się na systemie przyjętym w *Glacier Atlas...* (Hagen i in., 1993), dziś tak ujmuje powierzchnię lodowca. Granica pomiędzy lodowcem Dahla a plateau jest tylko granicą umowną i wyodrębnienie powierzchni „właściwego” lodowca jest praktycznie niemożliwe. W okolicach masywów górskich Tuslingane i Kregnestoppen (1002 m n.p.m.), z plateau Løvenskiolda biorą początek lodowce: Aavatsmarkbreen, Uversbreen i Sidevegen (ryc. 11). Jednak główna masa lodu kieruje się na południe tworząc lodowiec Dahla. Można przyjąć, że właściwy lodowiec Dahla (choć jak wspomniano, to przejście jest umowne i zmienne) rozpoczyna się od tkwiącego pośród mas lodowych nunataka Ottotoppen 670–685 m n.p.m. W tych okolicach z plateau Løvenskiolda odchodzi jeszcze jeden strumień lodowy, kierujący się ku południowemu-wschodowi, dający następnie lodowiec Konow, natomiast ku południowi spływa właściwy lodowiec Dahla, którego jezor dopiero po kilku kilometrach skręca gwałtownie na zachód, uchodząc prawie 4 km frontem do zatoki Dahlbrebukta (fot. 9, 10). Lodowiec Dahla zasila także kilka lodowców bocznych, nie oddzielonych jednak od lodowca głównego morenami, czyli w zasadzie pomniejszych pól firnowych. Na mapach norweskich te pola firnowe mają swoje odrębne nazwy. Najważniejsze z nich to: Fjelgbreen, Ujamnbreen, Bærumbreen. Długość lodowca Dahla, to ok. 9 km od czoła do masywu Ottotoppen i dalsze 9 km w obrębie Løvenskioldfonna. Szerokość lodowca jest zmienna, od 4 do 8 km. Krótki, nietypowy jezor lodowca (szerokość jest prawie równa jego długości) osiąga zaledwie 3–4 km. Gwałtowny skręt jezora lodowcowego z kierunku południowo-zachodniego na zachodni (po północnej stronie lodowca, pod stokami grzbietu Bjorneskanka – fot. 9), ma swoje odzwierciedlenie w charakterze powierzchni lodowca, tzn. na bardzo silnym potrzaskaniu, systemem potężnych szczelin poprzecznych (fot. 10), oraz wykształceniu moren bocznych, które są tu wąskie (kilkadziesiąt metrów szerokości),

i w silnych zaburzeniach widocznych we współczesnych wałach lodowo-morenowych. Natomiast po południowej stronie, pod stokami Ankertfjella, moreny boczne (wały i równiny lodowo-morenowe) mają znaczną szerokość (ponad 1 km). Tu, na południu, lodowiec Dahla kończy się płaskim czołem „ładowym”. Klif lodowy Dahla w obrębie zatoki jest wysoki na 40–50 m.

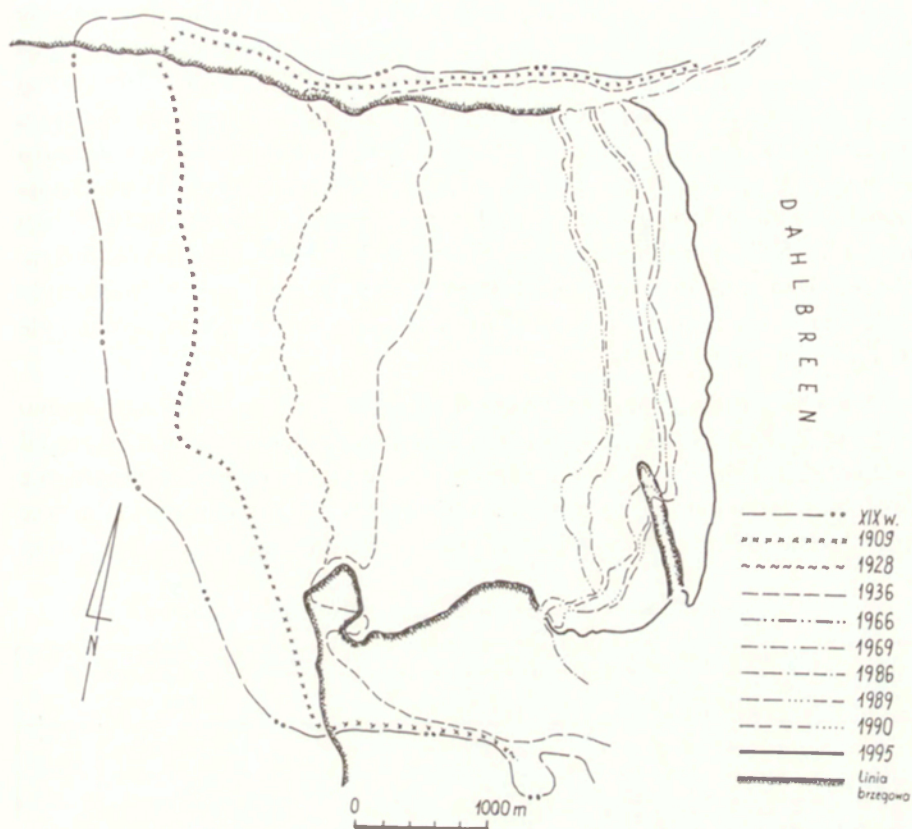
## RECESJA LODOWCA DAHLA W LATACH 1909–1995

### OKRES 1909–1936

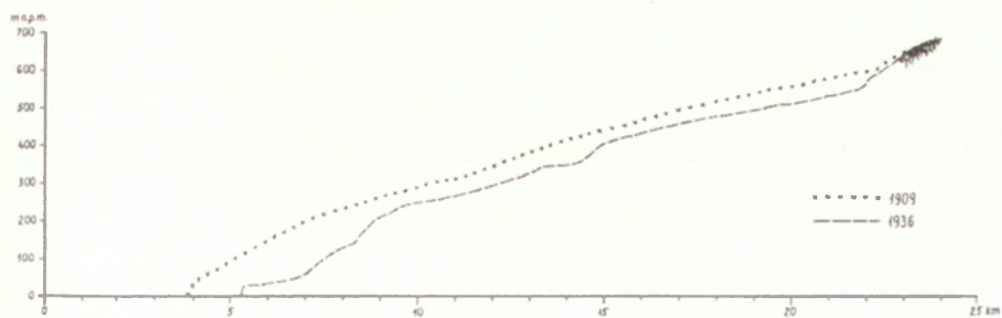
Lodowiec Dahla, przedstawiony na mapie Isachsena (1912), ukazuje go w 1909 roku, jako duży lodowiec z wypukłym czołem. Po północnej stronie jego czoła zaznaczona jest niewielka morena boczna, co świadczy, o, już wtedy widocznym, cienieniu i cofaniu się lodowca. Wprawdzie po stronie południowej nie są zaznaczone moreny, ale przebieg poziomic dowodzi, że w tym czasie powstała już dolina (obniżenie) pomiędzy stokiem Ankertfjella a lodowcem. Na rycinie 18 linie maksymalnego zasięgu (XIX w.) poprowadzono zgodnie z zasięgiem moren bocznych na tej mapie (i w terenie). W obrębie zatoki oparto się na planach batymetrycznych i wyniosłościach dna na nich widocznych. Linia ta znaczy praktycznie największy zasięg lodowca w Małej Epoce Lodowej. W absolutnym maksimum swego rozwoju mógł być on grubszy, lecz dalej na zachód raczej nie sięgał. Inaczej było podczas tzw. zlodowacenia późnovistuliańskiego, wtedy bowiem lodowiec Dahla dochodził aż do wyspy Hermansena (lub nawet sięgał poza nią) (Forman 1989). Podobnie, osady glacialne (niewątpliwie lodowca Dahla) opisuje na tej wyspie Szupryczyński (1983), oznaczając ich wiek na tzw. stadium Magdalena-fjord (ok. 2,5 tys. lat temu). Sytuacja przedstawiona na mapie z 1909 roku wykazuje, że lodowiec, od maksimum XVIII/XIX-wiecznego, cofnął się (w obrębie zatoki) już średnio o ponad 450 m (maks. o 700 m). Nadal zachował jednak wypukły kształt czoła (w przekroju poprzecznym), co świadczy o tym, że dopływ (lub zapasy) masy lodowej w partii czołowej były jeszcze znaczne. Analiza mapy Isachsena, jak również terenowe badania autora nad zasięgiem moren bocznych (fot. 33), pozwalają obliczyć, że w fazie maksymalnej powierzchnia lodowca (z polami firnowymi) osiągała ok. 150 km<sup>2</sup>. W 1909 roku lodowiec zmniejszył się o ok. 3,7 km<sup>2</sup> tj. o ok. 2,5% (tab. 5). Ponieważ, podobnie jak w przypadku lodowca Aavatsmarka, dla całego lodowca dysponujemy tylko materiałami z 1909 i 1936 roku, a równocześnie dla partii czołowych posiadamy znacznie więcej materiałów, aby zorientować się w stanie recesji, wyznaczono powierzchnię testową obejmującą w tym przypadku partię czołową lodowca o powierzchni 7,56 km<sup>2</sup> (w maksimum zlodowacenia).

Ta powierzchnia stanowiła 100% dla dalszych obliczeń recesji partii czołowej (ryc. 18; tab. 5). W 1909 r. wolne od lodu było już 14,16% tak wyznaczonej powierzchni <http://rcin.org.pl>





Ryc. 18. Recesja czoła lodowca Dahla  
Recession of Dahl glacier



Ryc. 19. Profile podłużne lodowca Dahla  
Longitudinal profiles of Dahl glacier

Mapa nawigacyjna z 1932 r. (Mapa Hoela 1:200 000) ukazuje położenie czoła lodowca w 1928 roku. Z analizy zasięgu czoła lodowca opartego na wspomnianej mapie wynika, że lodowiec pomiędzy 1909 a 1928 rokiem cofnął się wyraźnie i w partiach lądowych (nawet do 1 km) i w części morskiej (tu maksymalnie o ponad 1100 m, średnio o 760 m). Partia czołowa lodowca zmniejszyła się o dalsze 1,11 km<sup>2</sup>, tj. o 17,1%. Korjakin (1974) określa na podstawie danych Ahlmanna z 1933 r. powierzchnię lodowca w 1928 roku na około 150 km<sup>2</sup>, a skrócenie jego jezora w latach 1909–1936, na ok. 500 m. Według danych autora niniejszej pracy, cofnięcie się jezora lodowca było znacznie większe (tab. 5, 6; ryc. 20), natomiast powierzchnia ogólna była nieco mniejsza niż 146 km<sup>2</sup>.

Norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000, na której zaznaczono pozycję czoła w 1936 roku wykazuje, że lodowiec Dahla w latach 30., nadal intensywnie cieniał i cofał się. Jego czoło, w przekroju poprzecznym, nie miało już wypukłego charakteru, było raczej płaskie. Cofnięcie było silniejsze po północnej (eksponowanej ku SW) stronie. Klif cofnął się, średnio 640 m

Tabela. 5. Zmiany powierzchni części czołowej lodowca Dahla

Rok	Powierzchnia części czołowej lodowca	Zmiana powierzchni części czołowej				Zmiana zasięgu klifu lodowego		
		w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	max.	średnio	śr. w m/rok
XIX w/	7,56		100					
Pomiędzy:	Max. a 1909	-1,07	-14,16	?	?	- 700	- 350	?
1909	6,49							
Pomiędzy:	1909 a 1928	-1,11	-17,1	-0,05	-0,90	-1100	-760	-40
1928	5,38							
j.w.	j.w.	-0,80	-14,87	-0,10	-1,85	-1000	-640	-80
1936	4,58							
		-2,25	-49,14	-0,07	-1,64	-3500	-2250	-75
1966	2,33							
		-0,11	-4,72	-0,04	-1,60	-100	-60	-20
1969	2,22							
		-0,36	-16,22	-0,02	-0,95	-230	-125	-7,35
1986	1,86							
		-0,11	-5,91	-0,04	-2,03	-80	-80	-27
1989	1,75							
		-0,08	-4,57	-0,08	-4,61	-100 do +100	- 30 do +80	
1990	1,67							
		-0,39	-23,35	-0,08	-4,73	-450	-220	-44
1995	1,28							
Razem do	1995	- 6,28	-83,07	- 0,07	-0,20	4 600		53,0



(maks. ok. 1000 m), a zmniejszenie partii czołowej wyniosło 14,9% w stosunku do stanu poprzedniego, tj. dalsze 0,8 km<sup>2</sup> (tab. 5, ryc. 18, 20). Analiza przekrojów podłużnych lodowca z lat 1909 i 1936 pozwala stwierdzić, że na całej jego długości nastąpiło obniżenie. W partiach czołowych znacznie przekracza ono 100 m, w partiach środkowych i na polu firnowym wynosi 40–50 m i więcej (ryc. 19). Kotlajakow (1985) dla okresu do 1936 roku, podaje, iż lodowiec Dahla obniżył się o 50 m. Jest to prawdopodobne dla powierzchni ogólnej lodowca, jak powyżej wykazano – obniżenie na czole było znacznie większe. W odróżnieniu od lodowca Aavatsmarka nie ma tu przyrostu masy w partiach czołowych, wręcz odwrotnie obniżenie powierzchni na czole jest większe niż w części centralnej i firnowej.

Na podstawie mapy z 1936 roku, autor oblicza całkowitą powierzchnię lodowca Dahla w tym okresie na 136 km<sup>2</sup>, czyli w stosunku do powierzchni maksymalnej, zmniejszenie jest większe niż 11%. Klimaszewski (1960) badający Ziemię Oskara II w 1938 roku, zastał niewątpliwie sytuację bardzo podobną do tej z 1936 roku. Opisuje on wysokie na 60 m czoło lodowca, silnie potrząskane szczelinami. Szczególną uwagę zwraca na wykształcenie moren bocznych, a właściwie bocznych wałów lodowo-morenowych, z których północny jest wyższy, lecz wyraźnie węższy (fot. 33). Z kolei wielkość wału po południowej stronie tłumaczy Klimaszewski niesprzyjającą (N) ekspozycją. Wydaje się, że nie tylko ekspozycja, ale i warunki morfologiczne oraz ilość materiału morenowego dostarczana przez strumienie lodowe powodują, że po południowej stronie czoła lodowca wykształciła się potężna strefa morenowa, z istniejącymi do dziś wałami lodowo-morenowymi, gdzie dominacja lodu lodowcowego nad materiałem morenowym jest bardzo wyraźna.

#### OKRES 1936–1995

Kolejne materiały kartograficzne dla czołowej strefy lodowca Dahla uzyskano ze zdjęć lotniczych NIP z 1966 i 1969 roku. Zdjęcia te zostały szczegółowo opisane przez Sendobrego i Sinkiewicza (1983). Autorzy ci, na podstawie tych właśnie zdjęć oraz własnych badań terenowych, przeprowadzonych w 1978 roku, przedstawiają mapę geomorfologiczną okolic lodowca Dahla (stan w 1969 r) w skali ok. 1:20 000 (w skali zdjęcia lotniczego). Na mapie przedstawiono również pozycję czoła lodowca, w latach wykonania zdjęć lotniczych. Pozycja czoła lodowca w latach 1966 i 1969, przedstawiona na rycinie 18, pochodzi (z niewielkimi zmianami, wynikającymi z własnych opracowań) właśnie z tej mapy. W artykule towarzyszącym w/w mapie, Sendobry i Sinkiewicz (1983) opisują i prezentują na fotografii, budowę wałów lodowo-morenowych po południowej stronie lodowca, gdzie wyraźnie dominuje martwy lód lodowcowy. Podają także wielkości recesji w latach 1907–1969. Dane te są nieco niższe, niż wyliczane przez autora (tab. 5, 6).

Według autora, lodowiec Dahla, w okresie od 1936 do 1969 r., cofnął się (w obrębie zatoki i ptn. moren bocznych) o ok. 2300 m (max 3600 m). Znaczne, choć mniejsze, było także cofnięcie się „żywego” lodowca w południowej strefie marginalnej. Powierzchnia partii czołowej zmniejszyła się w tym czasie o ponad 2,3 km<sup>2</sup> (ponad 50% postaci czołowej) – tab. 5.

Na wydanej w 1991 r. barwnej mapie topograficznej 1:100 000, ark. A8 (Prins Karls Forland, NPI, 1991) zaznaczono (linią przerywaną) pozycję czoła lodowca Dahla w 1986 r. Przeniesienie tej pozycji na podkłady autora (ryc. 18) pozwoliło obliczyć, że recesja lodowca nadal postępowała i strefa czołowa zmniejszyła się o dalsze 0,36 km<sup>2</sup> (16%).

W 1989 roku autor przeprowadził pomiary topograficzne i wyznaczył metodą biegunową położenie czoła. Jest ono zbliżone do pozycji wynikającej z analizy zdjęcia lotniczego z 1990 r. (NPI, 1990). Z analizy tych materiałów wynika, że recesja nadal jest wyraźna, a minimalne zwiększenie powierzchni w południowej partii klifu jest raczej wynikiem niedokładności pomiarów niż faktycznego przesunięcia się klifu lodowca do przodu, choć wykluczyć tego nie można. W tym miejscu trzeba zaznaczyć, że podane w pracach autora (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) dane dotyczące lodowca Dahla (podobnie jak to jest w przypadku lodowca Aavatsmarka), należy traktować jako mało dokładne, a wielkości zmniejszania się całego lodowca są niestety błędne, gdyż przyjęto wielkość cofania się w partiach czołowych, jako miarę recesji całego lodowca.

W roku 1995, autor przeprowadził kolejne pomiary topograficzne w strefie lodowca Dahla. Tym razem dzięki pomocy M. Grzesia i A. Krawca wykonano, metodą „wcięcia wprzód”, bardzo dokładne pomiary pozycji czoła lodowca. Okazało się, że w stosunku do 1989 i 1990 roku nastąpiło, na całej długości, duże cofnięcie się klifu lodowca, a w południowej części powstał charakterystyczny półwysep oddzielający strefę lodu żywego od lodu zamierającego (lub martwego). W ciągu tych pięciu lat lodowiec cofnął się o ponad 200 m (maksymalnie o 450 m). Strefa czołowa zmniejszyła się o 24% (0,4 km<sup>2</sup>). Razem w latach od maksymalnego zasięgu w XIX wieku, do 1995 roku w strefie czołowej (wyznaczonej przez autora), ubyło aż 83% powierzchni lodowca. Przeprowadzone przez autora w latach 1995 i 1996 pomiary i obserwacje, oraz dane norweskie z *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993) mówiące, że około roku 1980 powierzchnia całego lodowca wynosiła 134 km<sup>2</sup>, pozwalają przyjąć, że aktualna (1995) powierzchnia całego lodowca wynosi ok. 132 km<sup>2</sup>, czyli że zmniejszyła się w stosunku do powierzchni z maksimum zlodowacenia o ok. 12%. Jest to wynik znacznie mniejszy niż dla lodowca Aavatsmarka. Z przeprowadzonej analizy wynika że w XX wieku, lodowiec Dahla cały czas cofał się i cieniał. Jak dotąd, brak jakichkolwiek danych i obserwacji na temat ewentualnych transgresji (szarzy) tego lodowca.



Tabela 6. Zmiany powierzchni lodowca Dahla

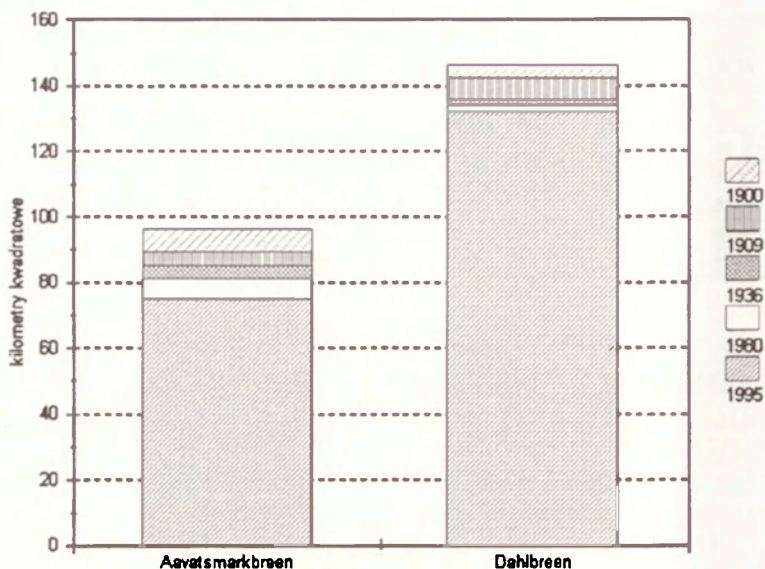
Rok	Powierzchnia lodowca	Zmniejszenie powierzchni w stosunku do okresu poprzedniego		Zmniejszenie powierzchni w stosunku do powierzchni maksymalnej	
		w km <sup>2</sup>	w %	w km <sup>2</sup>	w %
XIX w.	150,0	-	-	-	-
1909	146,3	3,7	2,5	-	-
1936	136,0	6,3	7,04	14,0	9,3
1980	134,0	2,0	1,5	16,0	11,0
1995	132,0	2,0	1,5	18,0	12,0

### 5.3. PORÓWNANIE RECESJI LODOWCÓW AAVATSMARKA I DAHLA

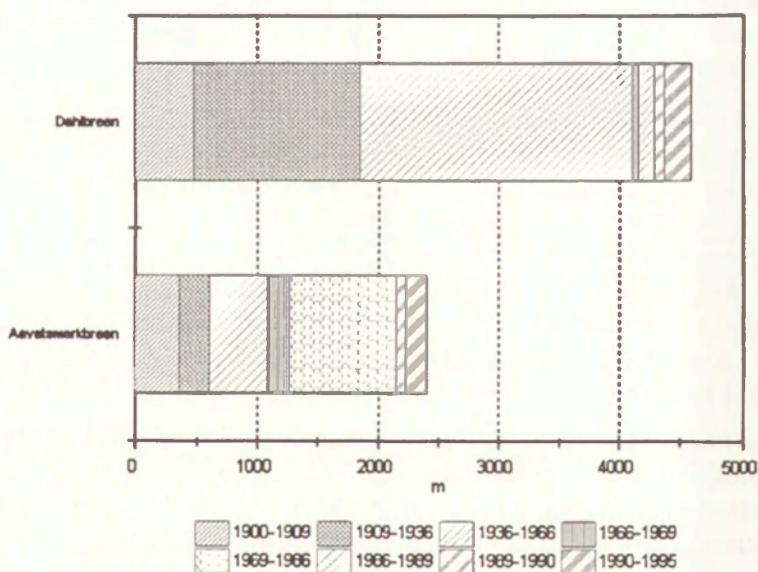
Porównanie recesji obu dużych lodowców otaczających Kaffiøyę pozwala stwierdzić, że lodowiec Aavatsmarka mimo okresowych awansów (a może dlatego) stracił w sumie, o 10% więcej swojej powierzchni od lodowca Dahla. Aż do 1936 roku nieco większą recesję wykazywał lodowiec Dahla (0,26%/rok) od Aavatsmarka (0,18%/rok). Natomiast po 1936 roku recesja lodowca Dahla była już znacznie mniejsza niż poprzednio i wyraźnie mniejsza niż lodowca Aavatsmarka (odpowiednio 0,03%/rok i 0,11%/rok). W ostatnich 15 latach recesja obu lodowców wyraźnie wzrosła, ale nadal procentowy wskaźnik recesji lodowca Aavatsmarka (0,49%/rok) jest prawie pięciokrotnie większy niż Dahla (0,10%/rok). Ich wielkość oraz ubytek ich powierzchni na przestrzeni XX wieku pokazano na rycinie 20.

Wydaje się, że głównym powodem różnic wielkości recesji, obu lodowców, jest nie tyle sama ich wielkość (też zasadniczo różna), ale przede wszystkim znacznie większy basen akumulacyjny (pola firnowe) lodowca Dahla. Powoduje to bardziej równomierny i większy przyrost masy lodowej oraz jej dostarczanie w kierunku czoła, prawie równoważące recesję. Pole firnowe lodowca Aavatsmarka jest nie tylko mniejsze, ale też otrzymujące chyba nieco mniej opadów, a równocześnie także bardziej wystawione na zachód, a więc na dopływ cieplejszych mas powietrza. Lodowiec Aavatsmarka jest też lepiej eksponowany ku słońcu, co zapewne ma wpływ na wielkość ablacji.

Z kolei na rycinie 21 przedstawiono cofanie się klifów lodowych, w obrębie zatok morskich. Klif lodowy lodowca Dahla cofnął się o ponad 4,5 km, natomiast Aavatsmarka tylko o ok. 2,5 km. Mimo mniejszej recesji powierzchniowej lodowca Dahla, jego czoło, w okresie do 1966 r., cofało się znacznie szybciej niż czoło lodowca Aavatsmarka. Jednakże należy pamiętać, że w tym czasie lodowiec Aavatsmarka co najmniej dwa razy awansował. Zwraca też uwagę duże cofnięcie się jego klifu, po 1986 roku. To silne cofnięcie miało miejsce, po wcześniejszym awansie w latach 1983–1985.



Ryc. 20. Zmniejszanie się powierzchni lodowców Aavatsmarka i Dahla w XX w  
Decrease of the Aavatsmark and Dahl glaciers' area in the 20th century



Ryc. 21. Cofanie się lodowych klifów lodowców Aavatsmarka i Dahla w km², od 1900 do 1995 r.

Recession of the ice cliffs of the Aavatsmark glacier and Dahl glacier in km², since 1900, after 1995



#### 5.4. UWAGI O WAHANIACH LODOWCÓW UCHODZĄCYCH DO MORZA W INNYCH REJONACH ZIEMI OSKARA II ORAZ NA INNYCH, WYBRANYCH OBSZARACH SPITSBERGENU

##### A. REJON ST. JONSFJORDU

Najbliższy, porównywalny z rejonem Kaffiøyry i sąsiadujący od południa, obszar zlodowacony, to rejon fjordu St. Jons. W latach 1979–1980 badania lodowców rejonu St. Jonsfjordu prowadził, w ramach IV i V Toruńskich Wypraw Polarnych, Z. Preisner (1983, 1986, 1989). Opisał on 25 lodowców i podzielił je na 4 typy. Wydzielił m.in. 8 lodowców typu spitsbergeńskiego. Zmniejszenie wielkich lodowców na przestrzeni 70 lat wyniosło 10% ich powierzchni (Preisner 1989). W tym miejscu trzeba zaznaczyć, że w rejonie San Jonsfjordu, inaczej niż na Kaffiøyra, istotnym elementem, silnie modyfikującym proces recesji jest bardzo różnorodna ekspozycja lodowców. Np. lodowce eksponowane na S i SW szybciej cofają się, zmniejszając swoją długość, a zmiany całej powierzchni są mniejsze. Lodowce, wywodzące się z plateau Løvenskiolda i uchodzące do morza, uległy najsilniejszemu skróceniu (Konowbreen o 5 km, Osbornbreen o 6,6 km). Natomiast ich powierzchnie zmniejszyły się znacznie mniej. Odwrotnie jest dla lodowców o ekspozycji N i NW, gdzie recesja czoł jest mniejsza, ale zmiany powierzchni (zmniejszanie) większe (Preisner 1989). Do pewnych problemów zlodowacenia w San Jonsfjordzie jeszcze autor powróci.

##### B. REJON SARSØYRY

Na północ od lodowca Aavatsmarka, jeszcze w granicach Ziemi Oskara II, oprócz kilku małych kończących się na lądzie, występują dwa duże lodowce typu spitsbergeńskiego, spływające z plateau Løvenskiolda (zał. 1, ryc. 11). Są to lodowce Comfortless i Uvørs, które niegdyś łączyły się, uchodząc wspólnie do zatoki angielskiej (Engelsbukty). Dziś tylko pld.-zach. część Comfortlessbreen kończy się klifem w tej zatoce. Północna część tego lodowca, i oddzielony dziś potężną i skomplikowaną strefą morenową Uversbreen kończy się daleko na lądzie. W 1938 roku prowadzili tu badania członkowie Polskiej Wyprawy Glacjologicznej. Szczególną uwagę zwrócili na geomorfologiczne problemy wspólnej strefy marginalnej Comfortlessbreen i Uversbreen, na moreny spiętrzone (Klimaszewski 1960). Korzystając z map Isachsena i mapy NPI z 1936 r., Korjakin (1974) podaje, że Comfortlessbreen w latach 1909–1928 awansował o ok. 500 m. W latach 1928–1936 recesja osiągnęła podobną wartość. Do roku 1967 czoło przesunęło się do przodu o ok. 600 m.

Na północ od Ziemi Oskara II i jej pñn.-zach. krańców – rejonu Sarsøyry, mniej więcej od równoleżnika 78°50' rozciąga się obszar zwany rejonem Kongsfjordu. Rejon Kongsfjordu oprócz fjordu, na którego brzegach posadowiony jest Ny-Ålesund, to obszar półwyspu Brogger (Brøggerhalvøya), na którym znajduje się 15 lodowców (Vivian 1964), w tym 9 większych (Hagen i in. 1993). Od wschodu do Kongsfjordu spływają, potężne lodowce Conwaybreen i system lodowców Kongsvegen–Kronebreen. Ich wspólny, kończący się w wodach fjordu jezior często nazywany jest – Kongsbreen.

Z racji swojego położenia i dużej dostępności, Kongsfjord należy, praktycznie od odkrycia archipelagu, do najczęściej odwiedzanych miejsc na Svalbardzie. Jak wiemy z historii, rozwój Ny-Ålesundu wiąże się głównie z występującymi tu pokładami węgla i nieczynnymi dziś kopalniami, a równocześnie było to miejsce, skąd wyruszały słynne ekspedycje polarne. To wszystko spowodowało, że również badania naukowe, w tym badania lodowców rozpoczęły się w tym obszarze wcześniej niż gdzie indziej, i dlatego lodowce Kongsfjordu (jak też sąsiedniego Krossfjordu) należą do najwcześniejszych badanych. Dziś Ny-Ålesund jest głównie bazą naukową.

Nowoczesne badania w okolicach Kongsfjordu rozpoczęły się w latach 1906–1907, kiedy to rozpoczęła prace ekspedycja Księcia Monaco Alberta I, pod kierownictwem G. Isachsena. Prowadzono pomiary i prace topograficzne (G. Isachsen), oraz prace geologiczne i glaciologiczne (K. Ders i A. Hoel). W późniejszych latach prowadzono tu wiele prac topograficznych, geologicznych, geomorfologicznych, glaciologicznych i innych.

Podsumowanie wyników badań (głównie glaciologicznych) do początku lat 30. XX wieku podaje w swoich pracach H. W. Ahlmann (1933, 1935 a, b).

W latach 60. w Kongsfjordzie pracowały wyprawy niemieckie (NRD) – W. Pillewizer, U. Voigt, Ch. Oelsner, K. Herz i in., oraz francuskie – L. Lliboutry, R. Vivian, J. Corbel i in. Ekspedycje te pracowały przez kilka sezonów. Plany badawcze były na tyle szeroko zakrojone, że oba kraje założyły na wschód od Ny-Ålesundu własne bazy. Ekspedycje niemieckie w latach 1962–1965 pracowały głównie na lodowcach Kongsvegen i Kronebreen, a także na Blomstrandbreen. Głównym efektem tych prac, jest mapa topograficzna czołowej części Kongsvegen–Kronebreen w skali 1:50 000 (Pillewizer 1967), a także pomiary ruchu i grubości lodowca Kongsvegen, w kilku profilach podłużnych i poprzecznych (Voigt 1965). Stwierdzono, że ruch lodowca przebiega nierównomiernie, zarówno w czasie jak i w przestrzeni. Wystąpiły okresy szybkiego ruchu, a zmierzona średnia prędkość wyniosła 4 m/dobę. Dotyczyło to jednego (głównego) strumienia lodowego, inne strumienie w tym czasie posuwały się wolniej. Na ogół najszybciej porusza się centralny strumień



w środku jezora lodowca. W sezonie 1964/65 prędkości ruchu Kongsvegen były nieco niższe – średnio o 1,0 m/dobę, max. o 3,6 m/dobę (Pillewizer 1967). Późniejsze badania norweskie (po 1987 r) wykazują nieco niższe średnie prędkości ruchu głównych strumieni lodowych systemu lodowego Kronebreen–Kongsbreen–Kongsvegen. Strumień Kongsvegen poruszał się wolno (4 cm/dobę). Strumień Kronebreen tworzący właściwe (więcej niż 3/4) czoło (Kongsbreen) poruszał się znacznie szybciej – 1,1 m/dobę (Liestøl 1990). Wiele uwagi poświęcono także fluktuacjom położenia klifu lodowego Kongsbreen, prowadzono także badania grawimetryczne, których celem było stwierdzenie grubości lodowców (dla lodowca Kongsvegen stwierdzono grubość ponad 200 m (Voigt 1966 a, b; Oelsner 1966). Dane te zostały następnie zweryfikowane przez badaczy norweskich (Hagen, Sætrang 1991) – okazało się, że grubość lodowca jest znacznie większa. W ostatnich latach prowadzono także badania nad ruchem lodowców Kongsvegen i Kongsbreen i ich cieleniem się, przy użyciu zdjęć satelitarnych SPOT (Lefauconnier i in. 1994). Według tych autorów Kongsbreen jest najsilniej cielącym się lodowcem na Svalbardzie, a jego jezoro, na długości około 7 km od czoła, spoczywa na wodach fjordu. Wcześniej takie dane prezentował Oelsner (1966).

Fluktuacje lodowców, systemu Kronebreen–Kongsbreen– Kongsvegen oraz innych lodowców rejonu Kongsfjordu podsumował Liestøl w pracach z 1988 i 1990 r. Pierwsze wiadomości o awansie (szarży) lodowca Kongsbreen pochodzą z ekspedycji Lamonta z 1876 r. Liestøl ustalił, że w latach 1837–1869, lodowiec Kongsbreen awansował o ponad 4 km. Kolejna wielka jego szarża nastąpiła w 1948 r.

Tabela 7. Wahania lodowca Kongsbreen (głównie za: Liestøl, 1988)

Lata [okresy]	Recesja lub awans (-/+ ) w metrach	Recesja lub awans w m/rok
1837 – 1869	+ 4136	+ 129
1870 – 1897	- 3062	- 113
1898 – 1907	- 1630	- 181
1908 – 1923	- 679	- 45
1923 – 1924	- 247	- 247
1925 – 1928	- 185 (ale i + )	- 66
1929 – 1932	- 197	- 66
1933 – 1936	- 247	- 82
1937 – 1948	+ 2062	+ 187
1949 – 1953	- 1062	- 265
1954 – 1964	- 126 *	- 13
1965 – 1966	- 222	- 222
1967 – 1970	- 197	- 66
1971 – 1976	- 1852	- 370
1976 – 1977	- 494	- 494
1978 – 1985	- 926	- 132

Pod koniec lat 80. (ale chyba i w latach 90.), lodowiec Kongsbreen znajdował się w przerwie między szarżami. Liestøl (1988) prezentuje mapę zasięgów lodowców rejonu Kongsfjordu (ryc. 22).

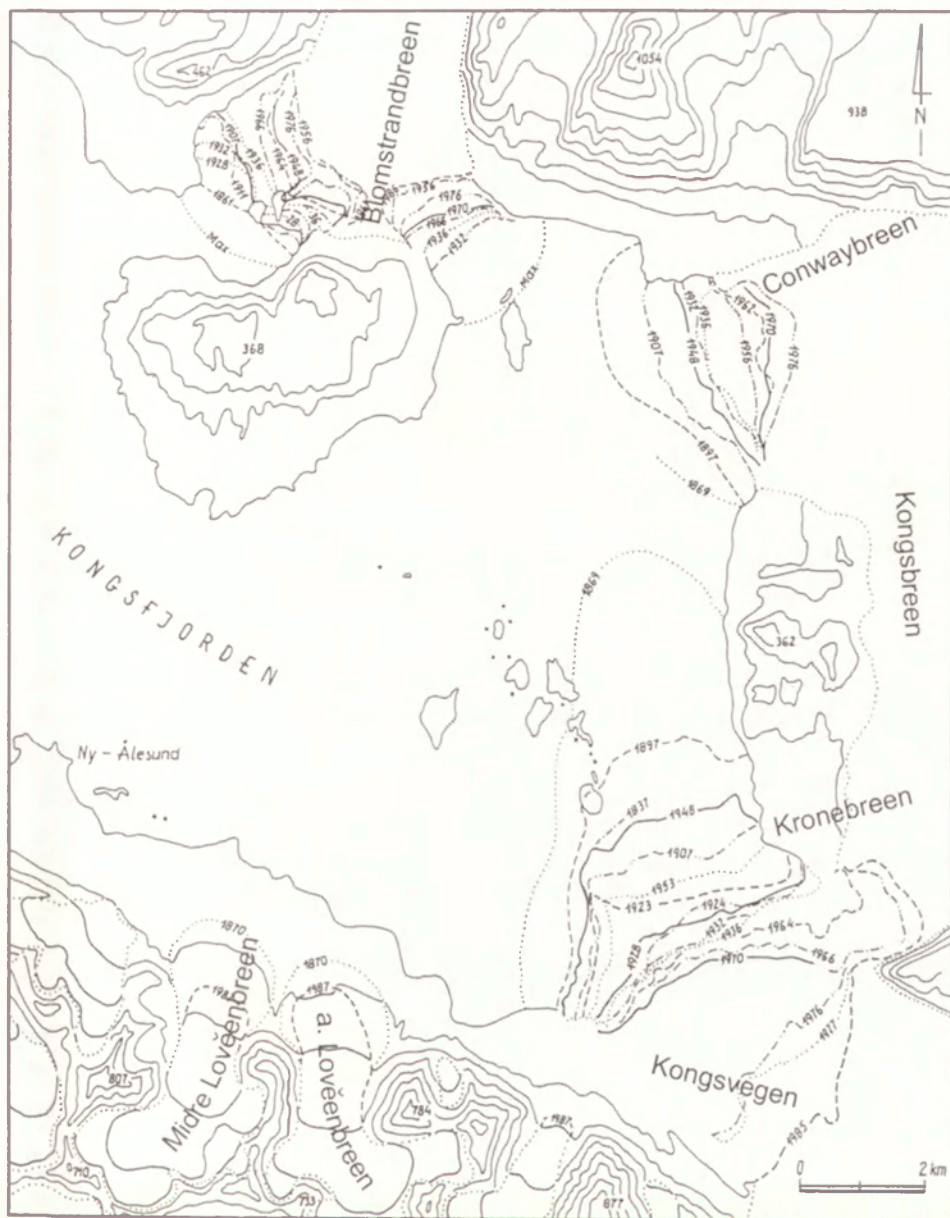
Na podstawie tej mapy i innych materiałów Liestøla (a także danych Ahlmanna (1935) i Voigta (1966 a, b) autor obliczył wielkość fluktuacji systemu lodowców Kronebreen–Kongsbreen–Kongsvegen. Dane te przedstawiono w tabeli 7. Wielkość awansu lub recesji mierzono na linii głównego strumienia lodowego Kongsbreen.

#### D. OBSZARY POŁUDNIOWO-ZACHODNIEJ, POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ I WSCHODNIEJ CZĘŚCI ZIEMI OSKARA II

Autorzy *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993) wydzielają trzy rejony w południowej części Ziemi Oskara II. Rejon płd.-zach., do którego autorzy atlasu zaliczają 5 lodowców (w tym drugi co do wielkości, lodowiec Ziemi Oskara II – Eidembreen). Lodowce te skierowane są na SW, do Forlandsundet. Rejon ten należy do najmniej rozpoznanych obszarów Spitsbergenu, co jest o tyle dziwne, że leży przecież stosunkowo blisko Longyearbyen i Barentsburga. Na obszarze tym występują trzy duże lodowce i dziesięć mniejszych. Pierwsze i praktycznie jedyne dane pochodzą z pracy Ahlmann (1933), który podaje, że w latach 1909–1924, lodowiec Eidem utracił ok. 1,2 km<sup>2</sup> powierzchni, a w 1927 roku pozostawał nadal w stadium recesji (Ahlmann 1933). Ahlman cytuje tu obserwacje niemieckiej wyprawy. W tym czasie sąsiedni, całkowicie lądowy Venernbreen, był w tzw. „Hochstadium”, czyli posiadał wysokie strome czoło, niekiedy traktowane jako rezultat szarży lodowca. Mapa morska Hoela z 1932 r. ukazuje z kolei wysokie, klifowe czoło lodowca Eidem. M. Klimaszewski (1960) badając ten lodowiec w 1938, zwrócił uwagę na to, że w porównaniu do sytuacji przedstawionej na mapie Hoela, zaszły zasadnicze zmiany, a lodowiec ma wyjątkowo płaskie czoło, spoczywające całkowicie na lądzie. Z mapy 1:1 000 000 (ark. B–8, St. Jonsfjorden 1988) opartej na zdjęciach lotniczych z 1966 r. można określić, że czoło Eidembreen znajduje się około 1 km od morza, a jego potężna strefa morenowa osiąga 1,5–2 km szerokości. Podobnie płaskie czoła i tylko nieco mniej szerokie strefy marginalne miały lodowce Venernbreen i Vetternbreen. Można je zaliczyć do grupy lodowców o małej recesji (Hagen i in. 1993).

Lodowce rejonu płd.-wsch. to: siedem większych, w tym dwa wielkie – Borebreen i Esmarkbreen oraz 12 małych (o powierzchniach < 1 km<sup>2</sup>), nie rozpatrywanych w *Glacier Atlas* (1993). Natomiast w rejonie wschodnim oprócz 6 mniejszych występują – trzy duże, w tym największy lodowiec Ziemi Oskara II – Sveabreen. Kierują się one na S i SE, ku Isfjordowi (i jego odnodze zwanej Nordfjordem).





Ryc. 22. Recesja lodowców rejonu Kongsfjordu (wg Liestøl, 1988, 1990)  
Retreat of the Kongsfjord glaciers' region (according to Liestøl, 1988, 1990)

Największym lodowcem tego rejonu jak i całej Ziemi Oskara II jest Sveabreen. Jego powierzchnię określono na 174 km<sup>2</sup>, długość na 31,2 km, a szerokość na 3,5–5 km (Hagen i in. 1993). Lodowiec Svea, wypływa z tego samego, niewielkiego pola firnowego co i lodowiec Kongsvegen, tyle, że w przeciwnym kierunku, bo na SE. Lodowiec Svea to praktycznie sam jezior lodowcowy, o równej szerokości i spokojnej powierzchni, spływający ku SE, doliną o wyraźnym tektonicznym założeniu, i kierunku zbieżnym z kierunkiem głównych linii tektonicznych Ziemi Oskara II. Sąsiednim lodowcem, jest podobnie usytuowany i tylko nieco mniejszy – Wahlenberg. Na przełomie XIX i XX wieku znajdował się on w fazie dużego awansu (szarży). Od 1910 r. podobnie jak sąsiednie lodowce wyraźnie się cofa.

Według *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993) większość z tych lodowców, to lodowce o wyraźnej recesji, aczkolwiek według Hamiltona i Dowdeswella (1996), dla wielu z nich istnieje teoretyczna możliwość szarży.

Niektóre dane co do wielkości recesji (cofania się klifu lodowego) oraz tempa tej recesji, według nie zawsze prawdziwego, ale dobrego wskaźnika (recesja lub awans/rok), autor podaje w tabeli 8 dla największych lodowców tego obszaru.

Tempo cofania się tych lodowców jest mniej więcej podobne do tempa recesji lodowca Dahla (53 m/rok) i jest wyraźnie wyższe od tempa recesji Aavatsmarka (25 m/rok).

I tak, w wielkim skrócie, przedstawiono niektóre dane o fluktuacjach lodowców typu „tidewater” z Ziemi Oskara II oraz rejonu Kongstjordu. Nie omówiono zlodowacenia rejonu bardzo bliskiego, mianowicie Wyspy Księcia Karola. Zlodowacenie tej wyspy ma jednakże zupełnie inny i specyficzny

Tabela 8. Wahania czoł lodowców wschodniej i pld.-wschodniej części Ziemi Oskara II

Okres		Sveabreen 174 km <sup>2</sup>		Wahlenbergreen, 131 km <sup>2</sup>		Borebreen, 120 km <sup>2</sup>		Nansenbreen 45.1 km <sup>2</sup>		Esmarkbreen 50.5 km <sup>2</sup>	
Od	Do	-(+) w km	-(+) w m/rok	-(+) w km	-(+) w m/rok	-(+) w km	-(+) w m/rok	-(+) w km	-(+) w m/rok	-(+) w km	-(+) w m/rok
Przed	1910	?	?	+ 5	357	?	?	?	?	?	?
1910	1923*	- 1.0	- 62	- 1.6	- 106	- 1.2	- 92	**	**	- 1.0	- 77
1923	1936	- 1.3	- 130	- 1.6	- 145	- 1.7	- 131	- 1.4	- 54	- 0.8	- 62
1936– lub	-1946 –1948	< 0.1	0,0	- 0.9	- 75	- 1,0	- 100	+ 0.8 +1.8	? +900	+ 0.25 i mała	+ 25 recesja
1948–	1966	- 1.3	- 72	-1.2	-66	-1.2	- 60	- 1.0	-56	-2.0	-100
1966	1980	- 1.2	- 86	-1.2, ale i „0”	- 86 ale i „0”	-1.0	- 71	- 0.8	- 57	-0,8	- 57
1980	1986	- 0.3	- 42	-0.3	- 50	-0.7	- 117	-0.2	-0.33	Brak	Danych

lub 1925, \*\* w zasadzie między 1910 a 1936, ^ = do 1980 r.

Dane do powyższej tabeli pochodzą z analizy rysunków– mapek z pracy Salvigsen i in. (1990), oraz z analizy mapy 1:100 000 (ark. St. Jonsfjord) NPI, 1988 i ark. Isfjord, 1955, oraz mapy Isachsena z 1910 r.



charakter. Pewne dane na temat recesji lodowców tej wyspy przedstawione są w maszynopisie pracy doktorskiej (Lankauf 1999).

Ramy tej pracy nie pozwalają na omówienie fluktuacji lodowców uchodzących do morza dla wielu innych, interesujących z różnych względów, obszarów Spitsbergenu.

Jednakże poniżej autor przedstawia pewne wyniki z obszarów centralnego i południowego Spitsbergenu.

#### E. WYBRANE PRZYKŁADY FLUKTUACJI LODOWCÓW UCHODZĄCYCH DO MORZA Z INNYCH OBSZARÓW SPITSBERGENU

Na rycinie 10 przedstawiono tzw. mapy zasięgów, w tym mapy zasięgów lodowców Nordenskiöld i Nathorsta. Lodowiec Nordenskiöld, jeden z większych lodowców Spitsbergenu uchodzi do zatoki Adolfa (Adolfbukta) w Billefjordzie. Spływa on do fjordu z Lomonosovfonna, ma długość 26 km i powierzchnię 242 km<sup>2</sup> (Hagen i in. 1993). Recesję czoła tego lodowca przedstawił Harland (1952) – ryc. 10 B. W późniejszych latach badały go ekspedycje radzieckie. J. Szupryczyński (1968) podaje wyniki recesji lodowca Nordenskiöld w poszczególnych okresach pomiarowych, stwierdzając, że w ciągu 65 lat cofnął się on o 595 m, co daje 9,1 m/rok. Jest to wielkość bardzo mała i niewątpliwie w tym czasie były okresy, kiedy mógł on nawet awansować (Szupryczyński 1968). Wydaje się, że tak mała recesja, przy równoczesnym braku informacji na temat ewentualnych szarży tego lodowca, które niewątpliwie zostałyby zaobserwowane (znajduje się on w często odwiedzanej części Isfjordu), świadczy o tym, że dostawa masy lodowej możliwa dzięki akumulacji na plateau, prawie równoważy ablację (i recesję) w partiach czołowych.

Na pograniczu Ziemi Nathorsta i Ziemi Torella do fjordu Van Keulen uchodzi lodowiec Nathorsta. Jest to wielki lodowiec o powierzchni 368,9 km<sup>2</sup> i długości 31 km. Od wschodu, do fjordu dochodzi Liestølbreen (160 km<sup>2</sup>, 26,5 km długości), a od płn. Doktorbreen (292 km<sup>2</sup>, 30 km długości). Niegdyś jezory tych trzech lodowców łączyły się tworząc wspólną barierę lodową. Lodowymi dopływami Nathorstbreen są też m.in.: od wsch. – Dobrowolski-breen, natomiast od zach. – Polakkbreen (lodowiec Polaków) i sąsiedni Zawadskibreen (110,8 km<sup>2</sup>/23 km). Lodowce okolic fjordu Van Keuleen obserwowane i badane są od końca XIX wieku. Pierwsze dokładne ustalenia pozycji czoł pochodzą z 1898 roku (Ahlmann 1933). Następne, z lat 20. naszego wieku, kiedy to norweskie ekspedycje wykonywały w tym rejonie prace topograficzne. W 1927 r. tereny te, badała niemiecka ekspedycja z Hamburga, w której m.in. brali udział K. Gripp i H. Knothe. W 1934 roku na Ziemi Torella pracowała pierwsza polska wyprawa na Spitsbergen pod

kierownictwem St. Bernadzikiewicza (Różycki 1936). „Polskie” nazwy lodowców to efekt prac polskiej wyprawy. Jej wyniki z 1934 r. są szeroko znane, a założona sieć triangulacyjna i wykonane przez geodetów pomiary fotogrametryczne oraz mapa topograficzna w skali 1:50 000 (Zagrajski, Zawadzki 1935; Zawadzki, Zagrajski 1936), zostały wprowadzone w system norweskiej mapy 1:100 000 (*np. w notce wydawniczej mapy 1:100 000, arkusz B 12, Torellbreen – NPI, 1953 – czytamy: Triangulering og anna markarbeid: norsk 1918–23, polsk 1934*). Podkreślić należy, że również nazwy lodowców, szczytów górskich i innych obiektów geograficznych, wprowadzone przez Polaków, zostały przez norweskie instytucje przyjęte. Kolejne badania we fjordzie Van Keulena prowadzone były przez polską wyprawę w 1958 r., pod kierownictwem prof. S.Z. Różyckiego. W latach 60. teren ten penetrowany był przez ekspedycje radzieckie i norweskie (Troitski i in. 1975). W 1898 r., kiedy zmierzono położenie czoła lodowca Nathorsta, uchodzące do fjordu (wyprawa szwedzka, A.G. Nathorsta) (Ahlmann 1933; Różycki 1936), lodowiec znajdował się, w stanie silnej recesji, a cofnięcie jezora od najdalszego zasięgu (w Małej Epoce Lodowej) sięgało 5 km (Liestøl 1973). Od 1898 do 1920 roku, powierzchnia lodowca zmniejszyła się o 11 km<sup>2</sup> (Ahlmann 1933), a czoło cofnęło się o 3,2 km (Korjakin 1974). Zasięg czoła lodowca Nathorsta oznaczano wielokrotnie, zawsze jednak cofał się w tempie przekraczającym wyraźnie 100 m/rok. Zasięgi lodowca podaje też Różycki (1936). Na podstawie mapki z pracy Liestøla (1973) – ryc. 10 D, obliczyć można, że od 1898 do 1970 roku, cofnięcie wyniosło prawie 12 km, czyli 163 m/rok. Podobne dane podaje Korjakin (1974) – cofnięcie do 1962 r. o 12,3 km, w tempie 192 m/rok. Ślady wielkiego awansu, prawdopodobnie typu szarży, zanotowane zostały w postaci powyginanych moren środkowych (Jania 1988). Awans ten musiał mieć miejsce przed 1898 rokiem.

Obszary przyległe do Bellsundu (ryc. 1) stanowiące NW część Ziemi Wedel Jarlsberga są w ostatnich latach rejonem działalności wypraw lubelskich. Na obszarze tym występuje 38 lodowców, w tym 18 większych od 1 km<sup>2</sup>. Dwa z nich: Recherchebreen i Renardbreen, uchodzą do morza. Zagadnieniami ich recesji zajmował się m. in. J. Reder (1991, 1993, 1996).

1. **Recherchebreen** (146 km<sup>2</sup>/25 km). Ten lodowiec, uchodzący do zatoki Rehere, po raz pierwszy został opisany przez francuską ekspedycję (*French Reserche Expedition*) w 1839 roku (Liestøl 1969; Szupryczyński 1975). Posiadał wtedy bardzo uszczelinione czoło i przesunięty był do przodu o 3 km. Po latach uznano to, za jeden z pierwszych, a może nawet pierwszy przypadek rozpoznania szarży. W następnych latach, do 1895 r., lodowiec cofał się, tracąc 6,9 km<sup>2</sup> powierzchni (Ahlmann 1933), a czoło cofnęło się o 2300 m, tj. ok. 42 m/rok (Korjakin 1974). W późniejszych latach nadal zachodziła recesja, aczkolwiek w słabszym tempie, i do 1918 r.



(pomiarzy ekspedycji norweskich) jezior lodowca wycofał się o dalsze 450 m (20 m/rok). Ekspedycja niemiecka w 1927 r. (Ahlmann 1933), potwierdza dalszą recesję. Korjakin (1974) oblicza, że do 1936 roku lodowiec cofnął się o dalsze 600 m w tempie 33 m/rok. Pomiędzy 1945 a 1948 roku nastąpiła szarża lodowca (Hagen i in. 1993; Korjakin 1974). Korjakin na podstawie nowej mapy norweskiej oblicza awans na 800 m, co daje tempo ponad 250 m/rok. Być może śladem tego awansu są moreny pchnięcia (push-moraine) zaznaczone na mapie w pracy Redera z 1996 r. Po 1948 r. lodowiec znów się wycofuje, i do 1961 cofnął się o 800 m, tj. 60 m/rok (Korjakin 1974). Badania wypraw lubelskich potwierdzają, nasilającą się recesję lodowca w ostatnich 30 latach, ponad 40 m/rok (Reder 1996). Nominalne tempo recesji prawdopodobnie spadnie, gdyż w 1990 roku tylko środkowa część czoła lodowca kończy się w zatoce morskiej, a właściwie w otwartej lagunie (Reder 1996).

2. **Renardbreen** (33,7 km<sup>2</sup>/12,2 km) – Lodowiec Renarda uchodzi do Recherchefjordu, a ściślej do Josephbukty. Szczegółowe badania Redera (1991, 1993, 1996, 1997) pozwalają określić recesję tego lodowca, która acz nieregularna w różnych partiach czoła, zawsze była dość duża. W ostatnich 30 latach jezior cofnął się o 1200–1500 m, czyli 40–50 m/rok.

#### F. OBSZARY POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

Obszary południowego Spitsbergenu są silnie zlodowacone, podobnie jak obszary płn.-zach. Spitsbergenu m.in. Ziemia Oskara II. Według autorów *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993) obszary płd. Spitsbergenu można podzielić na 5 rejonów. Pierwszy i drugi rejon to obszary wschodniej części Ziemi Torella i wschodniego Sørkapplandu opisane w pracy Lefauconniera i Hagena (1993). Występuje tu 12 dużych lodowców i 9 mniejszych. Największym lodowcem na tych obszarach jest Vasiljevreen o pow. 211 km<sup>2</sup>.

Rejon trzeci to obszar Sørkapplandu bez części wschodniej i północnej, z 7 dużymi lodowcami (m.in. Olsokbreen 126 km<sup>2</sup> i 20,5 km długości). Do czwartego zaliczono Hornsund (obejmujący też płn. część Sørkapplandu) oraz płd. części Ziemi Wedel Jarlsberga i Ziemi Torella. Na tym obszarze, Hagen i in. (1993) wyróżniają 20 większych i 23 małe lodowce. Rejon piąty stanowi zachodnia część Ziemi Wedel Jarlsberga z 5 lodowcami większymi od 1 km<sup>2</sup> i 15 mniejszymi.

Na południe od Bellsundu i Van Keulenfjordu rozciągają się obszary Ziemi Wedel Jarlsberga i Sørkapplandu. Mniej więcej w środku tej części Spitsbergenu, położony jest fjord Hornsund, a w nim, w Zatoce Białych Niedźwiedzi (Isbjørnhamna), Polska Stacja Polarna. Stacja działająca z przerwami od 1957 r., a ciągle od 1978 r., była i jest bazą dla wielu badań

przyrodniczych i fizycznych. Prowadzono tu w szerokim zakresie prace topograficzne, stosując szereg metod, od tradycyjnych prac fotogrametrycznych i tachimetrycznych po nowoczesne z wykorzystaniem laserowych metod pomiaru wysokości powierzchni lodowców z pokładu samolotu (Battke 1987; Cisak 1985; Cisak, Dąbrowski 1990; Dzierżek i in. 1987, 1991; Gaertig 1982; Jania 1988 a, b; Kolondra, Jania 1998; Lipert 1958, 1981, 1987). Z dziedzin geograficznych, na plan pierwszy wysuwają się badania geomorfologiczne, paleogeograficzne i geologiczne. Znacznie mniej prowadzono tu badań o charakterze glaciologicznym, choć w pierwszym okresie one dominowały (Kosiba 1958, 1960, 1982; Baranowski 1975, 1977). Po pewnej przerwie badania te kontynuowali m.in. Pulina (1975, 1992), Jania (1982, 1986, 1987, 1988, 1994) i inni.

Prace nad współczesnym zlodowaceniem miały zdecydowanie mniejszy zasięg i dotyczyły głównie dwóch lodowców Hansa i Werenskiolda (oraz w mniejszym stopniu kilku innych lodowców). Dopiero w 1988 roku Jania (1988 a, b) daje opis i klasyfikację lodowców rejonu Hornsundu. Jania (1988 a, b) zalicza do niego 41 lodowców. Są tu m.in. lodowce ogromne, o powierzchni większej od 250 km<sup>2</sup> (Storbreen i Hornbreen). Występuje tu także kilka lodowców dużych o pow. od 50 do 250 km<sup>2</sup>, m.in. Hansbreen – lodowce porównywalne wielkością i typem (lodowce wypływowe, półpokrywowe, czyli jak dawniej je określano, typu spitsbergeńskiego) z lodowcami Aavatsmarka i Dahla. Kolejna grupa to lodowce średniej wielkości (od 10–20 km<sup>2</sup>), m.in. Chomjakobreen (15,2 km<sup>2</sup>/9 km) Körberbreen (13,4 km<sup>2</sup>/6 km) czy Gasbreen (16,9 km<sup>2</sup> /7,3 km), porównywalne z lodowcem Elizy z rejonu Kaffiøyry. Tylko dwa lodowce zaliczyć można do małych (typu Andreas/Irene z Kaffiøyry), tj. Wibebreen (6,9 km<sup>2</sup>) i Hyrnebreen (6,0 km<sup>2</sup>). Pozostałych 25, to lodowce bardzo małe o powierzchniach nie przekraczających 1 km<sup>2</sup>.

Najlepiej zbadanym i podlegającym w miarę systematycznym obserwacjom jest lodowiec Hansa (Jania 1982, 1988 b; Kolondra 1984, 1985, 1997 i inni). W XX wieku cechuje się on wyraźną recesją, początkowo stosunkowo wolną (ok. 10 m/rok), po 1918 roku wyraźnie szybszą (średnio ok. 30 m/rok). W 1958 r. zanotowano niewielki (o ok. 100 m) awans lodowca, a następnie typową po awansie, szybką recesję aż do 1973 roku, ponad 40 m/rok. Pomiędzy 1978 a 1980 rokiem, awansował on o prawie 200 m (Jania 1988 a). Po roku 1980 znów dominowała recesja, przerywana awansem lat 1982–84 i po dłuższej przerwie ponownym awansem w latach 1993–1994 (Jania 1998). Przedstawione wcześniej wyniki dotyczące zachowania się czoła lodowca Aavatsmarka w rejonie Kaffiøyry, są podobne do wyników zestawionych przez Janię (1988 a, b) dla lodowca Hansa. Lodowiec Aavatsmarka w latach 1909–1936 wykazywał podobnie niskie tempo cofania się (fakt, że zaburzone przez awans w latach 20.). Recesja lodowca Aavatsmarka w latach między 1936, a latami



70. była, tak jak jest na Hansbreen, szybsza (tab. 3). Jania (1988a, b) podaje szczegółowe dane na temat awansów i recesji lodowca Hansa, zwracając uwagę na nierównomierną prędkość poszczególnych części jezora (strumieni lodowych). Omawia też problemy letnich awansów wynikających z prędkości płynięcia lodu, zwracając uwagę, że porównywalne są w zasadzie wyniki uzyskiwane w końcu lata (sierpień, wrzesień), kiedy szybki ruch lodu ustaje. Różnice sezonowe prędkości płynięcia lodowca są dość znaczne i np. pomiary z początku lata, mogą sugerować awans lodowca, który w istocie nie ma miejsca. Jania zwraca też uwagę na wyraźne zależności pomiędzy letnim ruchem lodowca, a głębokością i termiką zatoki do której lodowiec uchodzi.

### 5.5. ZAGADNIENIA LODOWCÓW SZARŻUJĄCYCH NA SPITSBERGENIE

Jak już wielokrotnie stwierdzono, od końca Malej Epoki Lodowej, czyli od przełomu XIX i XX wieku, większość lodowców Svalbardu znajduje się w fazie recesji, a ich czoła cofają się. Na tle ogólnej recesji spotykamy jednak zadziwiające awanse lodowców. Najwcześniej zauważono awanse wielkich lodowców, uchodzących do morza, ale szczegółowe badania, zwłaszcza ostatnio, w latach 80. i 90. przyniosły też obserwacje awansów (transgresji) lodowców kończących się na lądzie.

Zmierzenie prędkości ruchu lodowca do niedawna stanowiło poważny problem. Prędkość lodowca na 2–3 km przed czołem wyraźnie wzrasta, szczególnie w głównych strumieniach lodowych (Voigt 1965). Ten odcinek czoła lodowca ze względu na uszczelinienie jest praktycznie niedostępny. Dlatego z rejonu Svalbardu jest mało danych o rzeczywistych prędkości lodowców cielących się. Lodowiec Hansa w Hornsundzie, gdzie prowadzono dość szczegółowe pomiary, poruszał się ze zmienną prędkością, tj. 30–50 m/rok (Jania 1988 a, b). Podobne wartości uzyskano dla lodowca Kongsvegen (Voigt 1965). Dopiero w ostatnich latach, głównie dzięki rozwojowi technik GPS, możliwy stał się bezpośredni i precyzyjny pomiar. Prędkości ruchu lodowców kończących się na lądzie są oczywiście znacznie mniejsze.

Zanotowano jednak przypadki wyraźnie szybszego ruchu lodu, przekraczającego „normalną” prędkość lodowca 10 a nawet 100 razy. Tak szybkiemu ruchowi lodowca bardzo często towarzyszy wyraźny awans jego czoła – zjawisko to nazwano z angielska „surge, surging”. Jania (1988 b, 1993) proponuje nazwać to zjawisko – szarżą.

Zjawisko „surge”, szarży nosi –(ło) również nazwę „pulsacji” lub po rosyjsku „podwizki – katastrofической podwizki”. Wydaje się, że jednak słowo „pulsacja” przynajmniej w polskim tego słowa znaczeniu, nie powinno być stosowane. Z dużej ilości lodowców szarżujących (na całym świecie) tylko kilka możnaby nazwać pulsującymi.

Szarża to nagły ruch lodowca, powodujący zazwyczaj awans, czasem awans katastrofalny, nie mający bezpośredniego związku ze zmianami klimatycznymi.

Zjawisko awansu lodowców spostrzegano już od dawna. Niejednokrotnie wiązano je z ich szybkim ruchem. Dane takie znajdują się w wielu pracach. Np. Szupryczyński (1968), opierając się na danych Torella i Nordenskjölda, pisze o szybkiej transgresji lodowca Fridtjofa w Van Mijenfjord. Tłumaczy to inną reakcją na zmiany warunków klimatycznych, i wywołanymi przez te zmiany różnicami akumulacji i ablacji lodowców zimnych, za jakie wtedy uważano większość lodowców Svalbardu.

W latach 70. i 80. w literaturze zachodniej jest coraz więcej doniesień o zjawisku szarży. Mimo to, jeszcze w latach 80. zjawisko to uważano za wyjątkowe. Już w 1914 r., Tarr i Martin opisali na pld. Alaski lodowce szarżujące pomiędzy 1900 a 1910 rokiem, wiązali to zjawisko z reakcją na trzęsienie ziemi z 1899 (za: Jania 1993).

Ich poglądy nie zostały przyjęte, a trzęsienie ziemi w tym samym rejonie w 1964 roku nie wywołało szarż lodowców. W latach 50. Robin (za: Jania 1993) tłumaczył powstanie „surges” wzrostem temperatury w dnie lodowca, powstałym na skutek tarcia i ruchem na skutek „niestabilności pełzania”, pogląd ten przyjmował także Baranowski (1977 a). Jednakże pogląd ten nie tłumaczył częstych szarży. Schytt (1964), Baranowski (1977 a) i Korjakin (Troicki 1975) wiązali „surges”, z blokadą ruchu lodowca przez część przednią (zimną) i gromadzeniem się wody w górnej części lodowca. Dla niektórych lodowców zimnych lub subpolarnych wyjaśnienie to jest bliskie prawdy, ale nie tłumaczy to szarż lodowców umiarkowanych – o ciepłym reżimie.

Bezpośredni asumpt do rozpoczęcia szczegółowych badań, w wielu rejonach zlodowaconych świata, nad lodowcami szarżującymi, dały dane z lodowca Niedźwiedziego w Pamirze (25 km<sup>2</sup>, 16 km dług.). Znajduje się on nieopodal potężnego i znanego lodowca Fedczenki (1000 km<sup>2</sup>). 22 kwietnia 1963 roku lodowiec Niedźwiedzi zaczął gwałtownie posuwać się do przodu, prędkość ruchu lodu wzrosła nagle z 0,5 m/dobę do 100 m/dobę. Na początku czerwca lodowiec był już dłuższy o 2 km. Jęzor lodowca wkroczył daleko w dolinę powodując bezpośrednie zniszczenia, a poprzez przekroczenie dwóch rzek, doprowadził do zablokowania wód, które po przerwaniu tamy lodowej zniszczyły osiedle. Jeszcze jedną cechą charakterystyczną tego zjawiska był fakt, że szybko posuwał się strumień lodowy środka jęzora, a skrajne boki, sztywniejsze, zostały oderwane (pozostały na swoim miejscu) wisząc w formie półek nad szybko posuwającym się, ale obniżonym strumieniem lodu (Chodakow 1971). Kiedy w latach 60. rozpoczęto bardzo szczegółowe badania okazało się, że takich zjawisk jest znacznie więcej. Pierwsze podsumowanie doniesień o zjawisku szarży – to rok 1968 – konferencja w Kanadzie i tom



*Canadian Journal of Earth Science* z 1969 (nr 4, tom 6). W tomie tym opublikowane są m.in. artykuły: Liestøla (s. 895–897) – *Glacier surges in West Spitsbergen* oraz Meiera i Posta – *What are glacier surges ?*. Ten ostatni to praca podstawowa, nie tylko opisująca przypadki szarży na lodowcach Ameryki Płn., ale też pierwsza (jedna z pierwszych) z prób wyjaśnienia tego zjawiska. Od tego czasu doniesienia o szarżach lodowcowych są coraz częstsze. Meier i Post (1969), a także Paterson (1984) tłumaczą, że to ekstremalnie wysokie naprężenia, ścinające, powodują powstanie szarży. Ale równocześnie coraz bardziej docenia się wpływ warunków hydrologicznych lodowca, wpływ wód wewnątrz i podlodowcowych, w procesie powstawania szarży. Obecnie przyjmuje się powszechnie, że główne przyczyny powstawania szarży, a jest to zjawisko znacznie częstsze i skomplikowane, niż przypuszczano, to:

1. zmiany podlodowcowego reżimu hydrologicznego,
2. zmiana struktury termicznej lodowca i stan termicznego kontaktu z podłożem,
3. zmiany wielkości naprężeń ścinających w dnie,
4. niestabilność nasączonych wodą miękkich osadów w podłożu lodowca,
5. nakładanie się na siebie, fal lodowcowych – mini szarż.

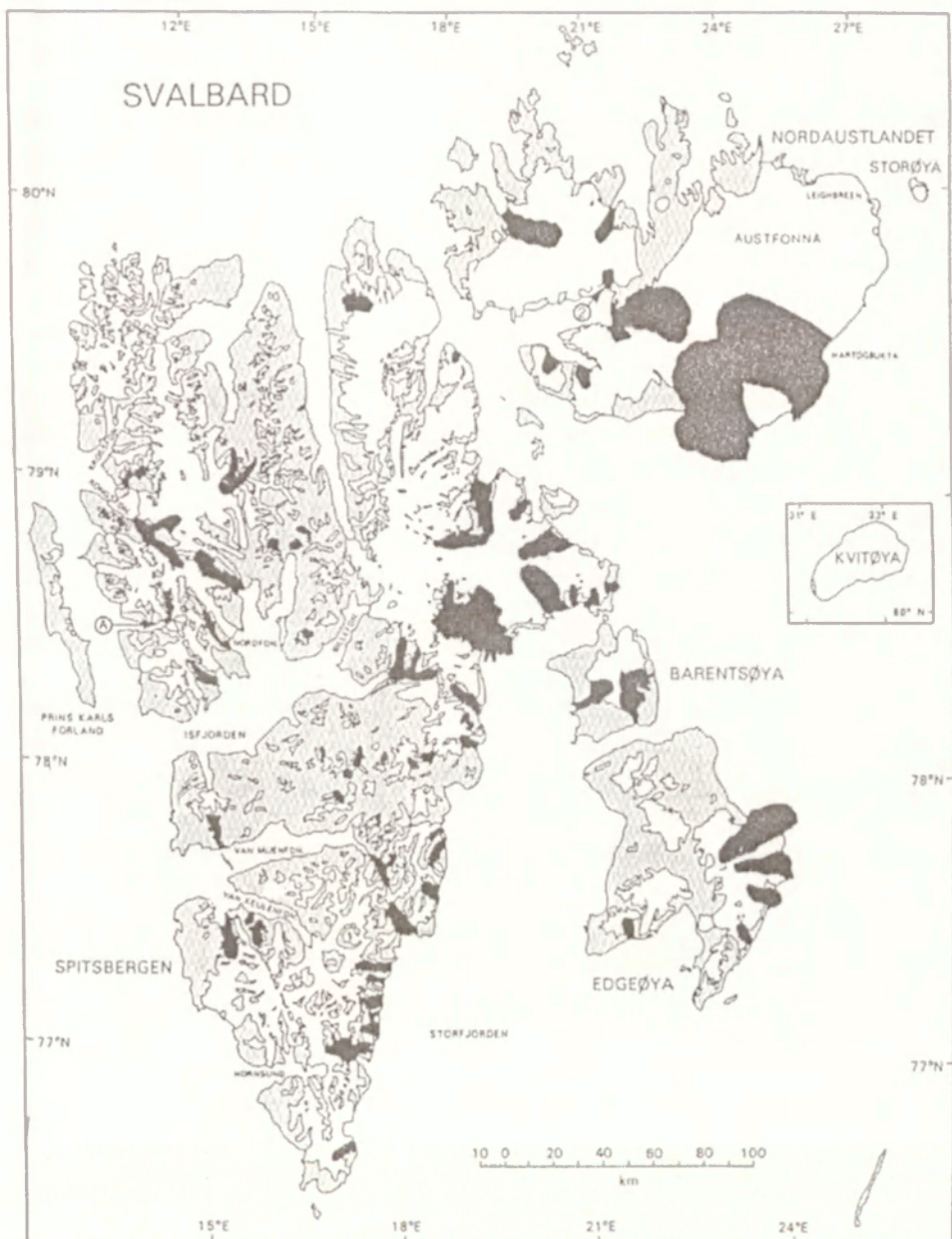
Nie ulega jednak wątpliwości, że podstawowym czynnikiem warunkującym szarżę jest możliwość zatrzymania wody w lodowcu (w jego podłożu) i to w takiej ilości, aby woda osiągnęła ciśnienie bliskie ciśnieniu nadkładu lodu. Ważne są także inne czynniki jak choćby: długość lodowca czy też morfometria i budowa geologiczna doliny lodowcowej.

### **Szarże lodowcowe na Svalbardzie**

Jako pierwszy opisał szarże (surges) na Svalbardzie, nazywając tak zjawisko szybkiego awansu, Liestøl (1969), choć już wcześniej notowano szybkie i duże awanse lodowców. Po pracy Liestøla ukazał się szereg prac różnych autorów opisujących szarże obecne i dawne. W pracach geomorfologicznych głównym dowodem na byłą szarżę jest obecność moren spiętrzonych na przedpolu lodowca. Liestøl (1969) uważa, że szarża jest zwykłą formą awansu lodowców. Wymienia on szarże lodowców: Recherbreen w Bellsundzie w 1839 roku (awansował o 3 km), Fridtjofbreen w Bellsundzie w latach 1858–1861 (awans o 6 km), oraz innych lodowców. Szczególnie sugestywne są zdjęcia lodowców Von Posta i Tuna w Tempelfjordzie (przed i po szarży w latach 1924–1932) oraz profile podłużne lodowca Finsterwaldera i Hessa w Van Keulenfjordzie. W innej pracy (Liestøl 1972) zamieszczono mapę zasięgów systemu lodowców Von Posta i Tuna (ryc. 10 A) oraz fotografie ukazujące awans typu szarży lodowca Tuna pomiędzy 1966 a 1970 rokiem. S. Baranowski (1977 a) wiążąc ściśle zjawisko szarży z klimatem (co jak się

okazało – nie jest tak oczywiste) i nawiązując do badań Schytta (1964) z Nordaustlandet dotyczących awansu lodowca Brasvelbreen, pisze, że lodowce rejonu Hornsundu, takie jak Körberbreen, Hambergbreen i inne (może także Hansbreen i Gåsbreen) mogły w przeszłości szarżować. Korjakin (Troicki 1975) uważa, że co 9–10 lodowiec Spitsbergenu awansował, i wypadków awansu było więcej przed 1900 rokiem niż później, tyle, że w tamtych latach było znacznie mniej obserwacji. Z kolei Kotljakow (1985) wymienia 55 lodowców Svalbardu, które przeszły szarżę, niektóre kilkakrotnie (te można nazwać pulsującymi). Przykładowo: Von Postbreen – w Tempelfjordzie szarżował 4 razy (w latach: 1896–1900, 1927–1932, 1938–1949 i 1966–1970), lodowiec Kongsvegen w Kongsfjordzie co najmniej 3 razy, lodowiec Mühlbauer na płd. Spitsbergenie – 3 razy, ostatnio w latach 1958–1961. Autor ten podaje także, że lodowce Osborn i Konow w Jonsfjordzie szarżowały pomiędzy 1909 a 1936 rokiem. Croot (1988), na podstawie obserwacji, badań terenowych różnych autorów, zdjęć lotniczych i satelitarnych, oraz na podstawie występowania moren spiętrzonych, wymienia 99 lodowców, które przeszły szarżę (50 na podstawie obserwacji i 49 rozpoznanych po morenach spiętrzonych). Z rejonu Ziemi Oskara II wymienia on lodowce Osborna (szarża w 1987 r.), Aavatsmarka, Comfortless i Uvers, ze względu na występowanie moren spiętrzonych, z niewiadomą datą szarży. Jania (1988 a, b) spośród lodowców rejonu Hornsundu, jako lodowce szarżujące wymienia: Weren-skioldbreen, Gåsbreen, Bungebreen, Körberbreen, i szereg innych. Hagen (1987, 1988) publikuje prace o szarży lodowca Usher. Lodowiec Usher posiadał przed szarżą w 1978 roku powierzchnię 29 km<sup>2</sup> i długość 12 km. Jego pole firnowe sięgało 550 m n.p.m., a czoło spoczywało na lądzie, na wys. 10 m n.p.m. Przed szarżą był to lodowiec płaski (2,5° nachylenia). Wielkie szczeliny pojawiły się na nim w 1978 r., a w 1980 r. przesunął się do przodu o 1 km, później jeszcze o 0,5 km. W 1985 szarża się zakończyła. Około 20% masy lodowca przesunęło się z góry do dołu. Lodowiec przekształcił moreny, piętrząc je w postaci wieńca wielu grzbietów i przesuwając stare moreny na przestrzeni 200 m. W pracy z 1991 roku (Dowdeswell i in. 1991) przedstawiono mapę występowania lodowców szarżujących na Svalbardzie (ryc. 23). Główną konkluzją tej pracy jest stwierdzenie, że szarże lodowców na Svalbardzie trwają zwykle dłużej (3–10 lat), niż w innych rejonach świata (Ameryka Płn., Pamir), gdzie szarża trwa zwykle 1–2 lata. Autorzy ci proponują wyróżnić „svalbardzki” typ szarży. W tym samym roku, A. Solheim, publikuje monografię lodowców, szarżujących Nordaustlandet (Solheim 1991), natomiast Lefauconnier i Hagen monografię lodowców szarżujących i cielących się (calving) wschodniego Svalbardu. Szarże Brasvelbreen na Ziemi Płn.-Wschodniej i Negribreen w Storfjordzie, w latach 1935–36, to przykłady wielkich awansów, o 12 km w morze, frontem o szerokości 15 km i to z prędkością do 35 m/dobę. W *Atlasie lodowców Svalbardu* (Hagen i in. 1993) zamieszczono listę 88 lodowców na których zanotowano szarżę.





Ryc. 23. Występowanie lodowców szarżujących (zaznaczone czarnym kolorem) na Svalbardzie, wg Dowdeswell i in. 1991, (A – lodowiec Osborna w Jonsfjordzie)

Occurrence of the serging glaciers (marked in black) on Svalbard, according to Dowdeswell et al 1991, (A – Osborn glacier in Jonsfjord)

Doniesienia o szarżach lodowców podają ostatnio także Reder (1997) dla lodowców Bellsundu oraz Glasser i in. (1998) dla lodowca Fridtjof. Hamilton i Dowdeswell (1996) rozpatrują zagadnienia szarż lodowcowych na Svalbardzie w ujęciu statystycznym. Pod uwagę wzięto 615 lodowców. Okazuje się, że niespełna 37% lodowców środkowego Spitsbergeru mogło mieć, miało, lub może mieć fazę szarży. Zjawisko szarży jest bardzo zależne od długości lodowca (im dłuższy – tym więcej mini szarż może się na nim kumulować), ale też od budowy geologicznej doliny lodowcowej (np. skały osadowe w podłożu doliny lodowcowej sprzyjają wystąpieniu tego zjawiska). Dodać należy, że jak wynika z tego opracowania w rejonie Ziemi Oskara II, zachodzą różnorodne warunki sprzyjające zjawiskom szarży. Dowdeswell i in. (1995), w pracy dotyczącej bilansu masy lodowców jako czynnika szarży na Svalbardzie, oprócz podstawowego wniosku, że dodatni bilans masy (przyrost masy lodowej) sprzyja szarży, podają także interesującą uwagę, że w ostatnich latach liczba lodowców szarżujących jest mniejsza: w latach 1936–1938 – 18% lodowców Svalbardu szarżowało, ale w latach 1969–1971 – już tylko 10%, a po 1990 roku – zaledwie 5%. Jeśli te stwierdzenia okazałyby się w pełni prawdziwe, należałoby poszukiwać przyczyn klimatycznych w zaniku zjawiska szarży.

### Rozpoznawanie szarży

Obserwacje bezpośrednie, szarżującego lodowca są rzadkie, ale niekiedy udaje się szarżę zaobserwować i przeprowadzić badania tuż przed wystąpieniem tego zjawiska, lub w jego czasie (Clarke i in. 1989 {za: Jania 1988}, Rototajew i in. 1983; Hagen 1988). Dziś dostęp do zdjęć lotniczych i satelitarnych jest na tyle łatwy, że można, znając symptomy powstawania szarży rozpoznać stan lodowca. Do tych symptomów zaliczyć można:

- a) stwierdzenie przechodzenia fali (mini–szarży) na lodowcu, czyli nagłe zmiany profilu podłużnego lodowca i powstawanie wypukłości na lodowcu,
- b) nagłe (np. z sezonu na sezon) powstawanie wielu szczelin na lodowcu,
- c) obecność licznych szczelin, długich i szerokich i to w całym basenie,
- d) nabrzmienie czoła i liczne szczeliny radialne na czole.

Do innych symptomów trwającej lub przebytej szarży zaliczyć można:

- a) występowanie potrójnych szczelin brzeżnych na polach firnowych, zwłaszcza wokół nunataków (Hagen i in. 1993),
- b) występowanie nierówności na polach firnowych lodowców (wzniesień, garbów, czy zakłębłości, nieraz wypełnione wodą), oraz ogólnie obniżenie wysokości pól firnowych,
- c) obecność przesuniętych lub powyginanych moren środkowych,



- d) obecność „oderwanych” lodowców bocznych (i moren bocznych),
- e) obecność moren czołowych typu Usherbreen (Hagen i in. 1993).

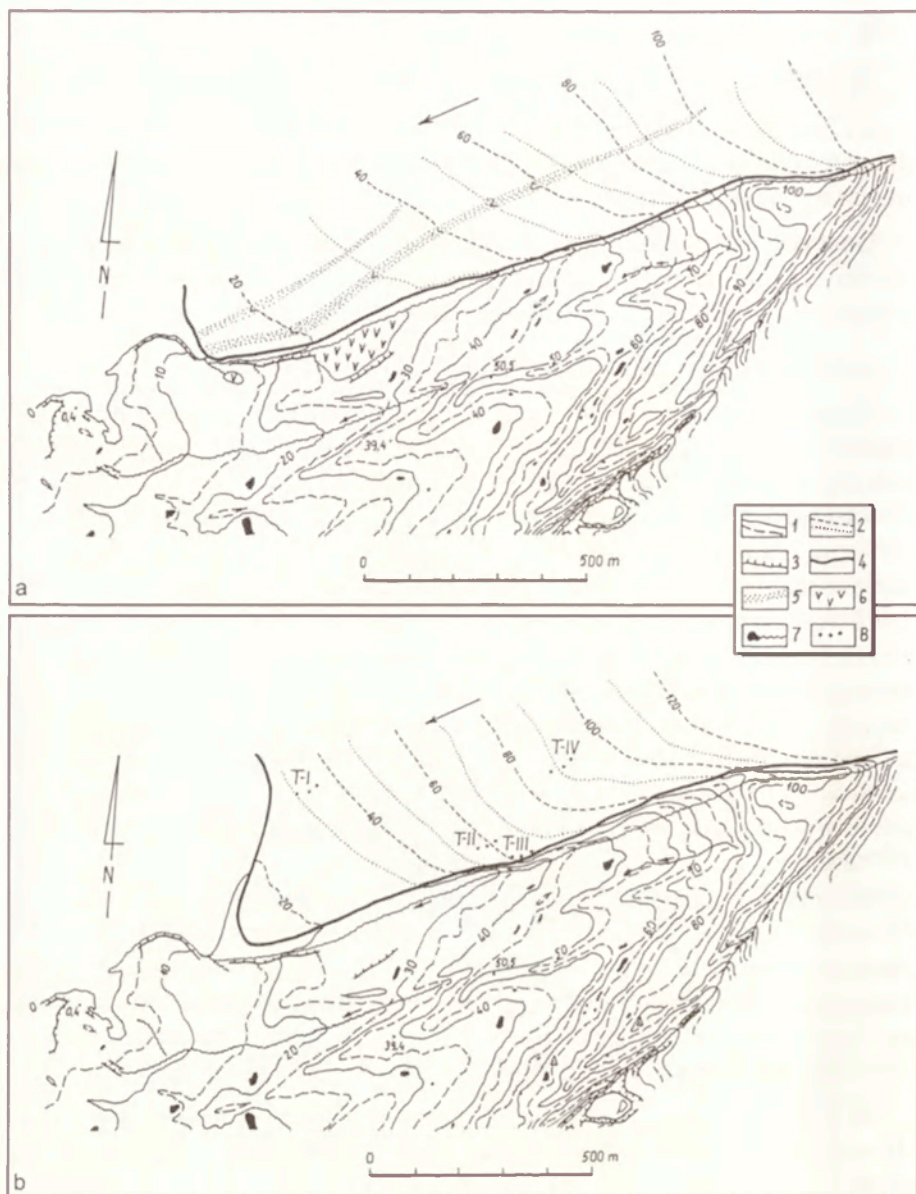
Część autorów przyjmuje, że występowanie moren spiętrzonych jest także dowodem na zaistnienie szarży, jednakże nie wszystkie moreny spiętrzone muszą być efektem szarży.

Boulton (1986), na przykładzie lodowca Aavatsmarka, udowadnia, że małe moreny spiętrzone (push-moraine) nie są wynikiem „surge”, a normalnego zimowego awansu lodowca (zarówno w morzu jak i na lądzie).

### **Szarże lodowcowe w rejonie Ziemi Oskara II**

Znane są dawne szarże lub wielkie awanse niektórych lodowców płd.-wsch. części Ziemi Oskara II (Liestøl 1969). Klimaszewski (1960) opisuje spiętrzone moreny lodowców Uvers, Comfortless (i Eriki), na tej zapewne podstawie Croot (1988) zalicza te lodowce do szarżujących. O awansach lodowców Osborna i Konow w Jonsfjordzie pisał już Korjakin (Troitski i in. 1975), wspomina też o tym Preisner (1989). Zdjęcia satelitarne z lat 1986, 1987, 1988 ukazały szarżę lodowca Osborna od 1986 do 1988 r. (Dowdeswell i in. 1991). Badania terenowe przeprowadzone przez Kverndal'a (1991) pozwoliły szczegółowo opisać skutki szarży lodowca Osborna. Pomiędzy 1987 a 1989 rokiem, czoło lodowca przesunęło się do przodu o 2 km, a powierzchnia lodowca, w strefie akumulacji obniżyła się o 40–50 m. Cofanie się czoła lodowca, po szarży, było też szybkie – już w 1989 r. czoło cofnęło się o 200 m, a lodowiec pozostawił niewielkie dowody morfologiczne swojego awansu. Po obserwacjach w Jonsfjordzie w latach 1995, 1996 i 1997, M. Grześ (inf. ustna) sugeruje, że sąsiedni lodowiec Konow też prawdopodobnie szarżował. Niewiarowski (1982) opisuje moreny spiętrzone z lat 20. w strefie lodowca Aavatsmarka, oraz moreny spiętrzone z lat 50. po ponownej oscylacji i sugeruje, że lodowiec należy do typu „surge”. Drozdowski (1987), głównie za Niewiarowskim, zalicza Aavatsmarka do lodowców szarżujących, a za Drozdowskim czyni to Croot (1988).

W 1985 roku autor (a także prof. Niewiarowski i dr Sinkiewicz), stwierdzili dziwny wygląd lodowca Aavatsmarka. Zdecydowanie inny od stanu z 1978 r., kiedy lodowiec ten i jego przedpole było przez nich badane (Niewiarowski 1982; Sinkiewicz 1982; Lankauf, Wójcik 1987). W 1985 roku zaobserwowano bardzo wysoki, stromy południowy brzeg lodowca w części lądowej, ogromne uszczeliny jego powierzchni (zupełnie inne niż w 1978 r.), obecność podniesionych fragmentów lodowca, w postaci spękanych kopuł, a także znaczne deniwelacje w jego strefie akumulacyjnej, oderwanie moren bocznych i lodowców dopływowych. Wszystkie te zjawiska przyjmowane są jako typowe symptomy szarży. Dokumentacja fotograficzna z 1985 roku jest bardzo uboga, niemniej zdjęcia, mimo nie najlepszej jakości (fot. 11



Ryc. 24. Południowy skraj lądowej części lodowca Aavatsmarka na kontakcie ze strefą morenową; a) w 1978 r. (wg nieopublikowanej mapy 1: 5000 J.Fedorowicza); b) w 1985 r. (wg nieopublikowanej mapy 1: 5000 J.Fedorowicza z 1978 r. i pomiarów własnych autora w 1985 r.)

South edge of the land part of Aavatsmark glacier in a contact with a moraine zone; a) in 1978 (according to unpublished map in scale of 1: 5, 000 by J. Fedorowicz); b) in 1985 (according to unpublished map in scale of 1: 5, 000 by J. Fedorowicz, 1978, and author's measurements in 1985)



i 12), dokumentują ówczesny (w fazie szarży) stan lodowca. Fotografie prezentowane m. in. w pracach: Dowdeswell i in. 1991 oraz Troicki i in. 1975, przypominają lodowiec Aavatsmarka w 1985 r. Autor podjął się wyznaczenia aktualnej prędkości jego ruchu. W tym celu na południowym skraju lodowca (w strefie uważanej już za martwą) założył 4 tyczki, których położenie było systematycznie, co kilka dni mierzone, ze stanowisk topograficznych w strefie morenowej, przy pomocy teodolitu. Mimo trudności związanych z bardzo szybkim wytopianiem się tyczek, co powodowało konieczność kilkakrotnych powrotów na lodowiec i poprawiania ich ustawienia, uzyskano zdaniem autora interesujące wyniki, dowodzące, że w tym czasie lodowiec znajdował się jeszcze w fazie aktywnej szarży. Wyniki tych pomiarów zawarto w tabeli 9, a na rycinach 24 a, b przedstawiono sytuację topograficzną tej części czoła lodowca i przyległej strefy morenowej (1978 i 1985 r.). Uzyskane wyniki dające prędkość przesuwania się, powierzchniowych, bocznych (teoretycznie zamartych) partii lodowca od 0,7 do 1,24 m/dobę (średnio ok. 1m/dobę) wyraźnie wskazują na nienormalnie szybki ruch lodowca, czyli na szarżę.

O dużym awansie (szarży) lodowca Aavatsmarka, w latach 1982–1986, świadczy też przesunięcie się do przodu czoła lodowca w partii uchodzącej do morza o czym wspomniano już wcześniej. Dane z 1997 roku (mapa NPI) wskazują na duże cofnięcie się czoła (w części uchodzącej do morza). W 1989 r. lodowiec, choć nadal miał strome boki (płd. część czoła w części lądowej), był już wyraźnie po okresie szarży. Świadczyły o tym, zaokrąglone (obtopione) krawędzie szczelin, możliwe przejście przez lodowiec w odległości ok. 2 km od czoła, co w 1985 roku było niemożliwe i dalsze, wyraźne cofnięcie kłifu lodowego w obrębie zatoki Hornbæk.

Tabela. 9. Przesunięcie tyczek pomiarowych na lodowca Aavatsmarka w 1985 r.

Okres	15.07.1985	6.08.1985	06.08.1985	26.08.1985	15.07–26.08
Przesunięcie tyczek nr	w m	w m/dobę	w m	w m/dobę	śr. w m/ dobę
1	20,0	0,91	27,2	1,36	1,13
2	22,5	1,02	21,2	1,06	1,04
3	25,3	1,15	20,0	1,00	1,07
4	(25,0)*	(1,14)*	30,2	1,51	1,32

\*dane prawdopodobne, ale nie do końca pewne, ze względu na wytopienie się tyczki między pomiarami.

<—  
1 – poziomice na lądzie, 2 – poziomice na lodowcu, 3 – załomy, 4 – dolna krawędź lodowca, 5 – moreny powierzchniowe, 6 – nalódź, 7 – rzeki i jeziora, 8 – tyczki pomiarowe na lodowcu

1 – contours on land, 2 – contours on glacier, 3 – edges, 4 – lower glacier margin, 5 – supraglacial moraine, 6 – icing, 7 – streams and lakes, 8 – the measurment rods on glacier

## 6. RECESJA LODOWCÓW REJONU KAFFIØYRY KOŃCZĄCYCH SIĘ NA LĄDZIE

Lodowce kończące się na lądzie stanowią drugą grupę lodowców Svalbardu. Większość tych lodowców nie miała kontaktu z morzem. Są jednak wśród nich takie, które kiedyś uchodziły do morza, a na skutek recesji wycofały się na ląd. Wyodrębnia się spośród nich lodowce duże (np. Penckbreen – 118 km<sup>2</sup>), średnie (10–30 km<sup>2</sup>, np. Elisebreen – 12 km<sup>2</sup>), małe (1–10 km<sup>2</sup>, np. Waldemarbreen – 2,68 km<sup>2</sup>) i bardzo małe (<1 km<sup>2</sup>). Wydziela się także lodowce dolinne (alpejskie), karowe i szereg innych. Różne są klasyfikacje lodowców i różne ich typy. Lodowce kończące się na lądzie odróżnia, od kończących się w morzu (teraz lub niegdyś), rodzaj przeważającej ablacji. Dominuje na nich ablacja fizyczna, to znaczy topnienie i sublimacja lodu i śniegu, odpływ i parowanie wód roztopowych (i inne procesy np. topnienie wewnętrzne itd.). Ablacja mechaniczna, tak dominująca i ważna dla lodowców uchodzących do morza (cielenie się), tu sprowadza się tylko do ubytków śniegu wynoszonych lub przemieszczanych przez wiatr. Dlatego wszelkie zmiany (awans, recesja) są bardzo zależne od zmian klimatycznych. Z tych właśnie przyczyn, lodowce kończące się na lądzie są lepszymi indykatorami zmian klimatycznych niż te uchodzące do morza.

Badania sześciu lodowców, które spływają dolinami góorskimi w kierunku Kaffiøry były jednym z głównych tematów prac autora w czasie siedmiu wyjazdów na Spitsbergen, w latach 1977–2000. Idąc od północy ku południu są to lodowce: Waldemara, Ireny, Elizy, Eivinda, Andreasa i Olivera (zał. 1, ryc. 11, tab. 1, 2). Wszystkie zaliczyć można do lodowców dolinnych, a Elizy służyć może jako podręcznikowy przykład lodowca z jednym polem firnowym, klasycznie wykształconym jęzorem, rozszerzającym się u czoła, a także z pełnym wachlarzem form, zarówno związanych z fazą narastania (transgresji) jak i z fazą recesji.

### 6.1. LODOWIEC WALDEMARA

Lodowiec Waldemara (Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.3.0.1 nr katalogowy – 154 03 (wg *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

$\varphi - 78^{\circ} 40' 11'' \text{ N}$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 41' 04'' \text{ N}$

$\lambda - 11^{\circ} 59' 55'' \text{ E}$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 08' 48'' \text{ E}$

w 2000 r.: powierzchnia: 2,68 km<sup>2</sup>, długość – 3420 m, szerokość – 700–1300 m, czoło na 126,5 m n.p.m., pole firnowe – 370–470 m n.p.m.

(Wg *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 3,3 km<sup>2</sup> (1990), objętość – 0,21 km<sup>3</sup>)



## Przebieg recesji lodowca Waldemara w latach 1909–2000

### a. Opis lodowca

Pierwsze informacje o lodowcu Waldemara (fot. 13, 14), jak i pozostałych z rejonu Kaffiøyry, pochodzą z mapy Isachsena, z 1909 r. (Isachsen 1912). Drugie przedstawienie kartograficzne to norweska mapa topograficzna 1:100 000 (ark. Kongsfjord) ukazująca stan lodowców w 1936 roku. Autor niniejszej pracy początkowo dysponował tylko odbitką tej mapy, wydanej w 1957 r., później również mapami wydanymi w latach 90. Pierwszy opis lodowca Waldemara pochodzi z 1938 r. (Klimaszewski 1960). Kolejne dane o nim uzyskano ze zdjęć lotniczych Norsk Polarinstitut z lat 1966, 1969 (te ostatnie, niestety bez części czołowej lodowca) i 1990 roku. Pewne dane morfometryczne, dotyczące lodowca Waldemara, zawiera praca Korjakina (1974) oraz *Atlas lodowców Svalbardu* (Hagen i in. 1993).

Od 1977 r., lodowiec Waldemara i jego otoczenie badane jest przez uczestników Toruńskich Wypraw Polarnych (Grześ 1996 b; Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993, 1996, 1997, 1999; Marszelewski i in. 1987; Pawłowski 1996, 1998; Sobota 1996, 1997, 1998; Szczepanik 1993). Po wyprawach w 1977/1978, Lankauf i Preisner opisali rzeźbę przedpoła lodowca (1982), a Lankauf (1982) opublikował mapę topograficzną w skali 1:5000 całego lodowca i jego strefy marginalnej.

Kolejne badania i zdjęcia topograficzne lodowca autor wykonał w latach 1985, 1989, 1995 i 2000 (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993, 1996). W niniejszej pracy przedstawione są one w skali 1:20 000, jako załączniki 2–6. Mapy te są podstawą do szczegółowych badań geomorfologicznych i glaciologicznych, a także do obliczeń nachyleń, ubytku masy lodowca i recesji jego czoła.

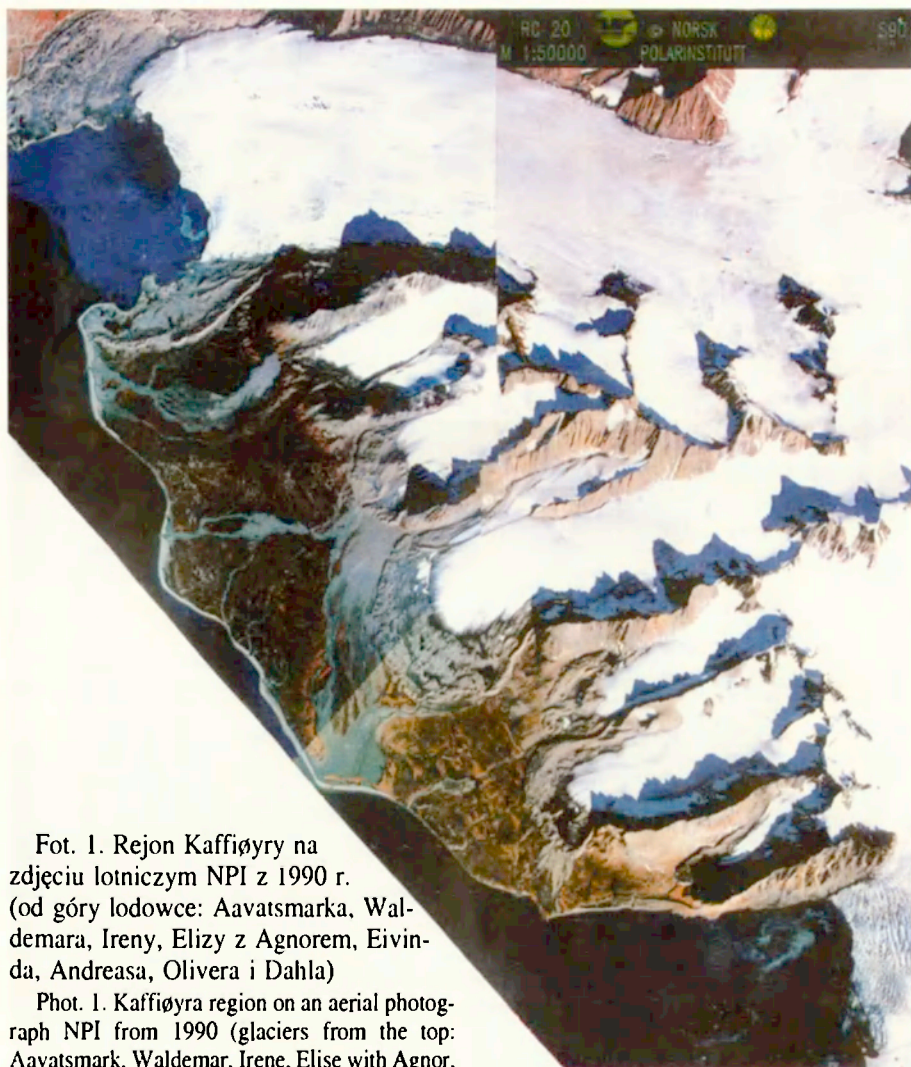
Lodowiec Waldemara jest małym lodowcem dolinnym typu alpejskiego. Położony jest on w płn. części rejonu Kaffiøyry.

Od północy i wschodu ograniczony jest grzbietem górskim Prins Heinrichfjella (500–770 m n.p.m.), a od południa, niskim (300–350 m n.p.m.), zmutozowanym grzbietem Gråtfjellet, który oddziela go od lodowca Ireny. Pole firnowe lodowca usytuowane jest w klasycznym cyrku lodowcowym, otoczonym przez strome grzbiety Prins Heinrichfjella i Kristi'nefjella (fot. 14). Ma ono długość ok. 1000 m i szerokość 600 m, wznosi się od 370 do 470 m n.p.m., a miejscami płyty lodu sięgają wysokości ponad 600 m n.p.m. Oś pola firnowego skierowana jest na WNW, a wypływające z niego masy lodu, tworzące jezor, zmieniają kierunek płynięcia na W i SW. W fazie maksymalnej zlodowacenia w XVIII i XIX wieku, masy lodu rozlewały się w niekształtne jezor o długości prawie 3 km i szerokości przekraczającej 1,5 km. W 1995 r. długość lodowca wynosiła 3420 m, z tego 1000 m przypadało na pole firnowe,

szerokość zaś 700–1300 m. Aktualnie lodowiec składa się z dwu odrębnych części, oddzielonych od siebie moreną środkową (fot. 15). Część główna, północna, ma powierzchnię 2,23 km<sup>2</sup>. Zamierająca część południowa zajmuje powierzchnię 0,45 km<sup>2</sup>. Część główna lodowca ma stopniowo opadającą ku SW, wypukłą w profilu poprzecznym, powierzchnię schodzącą do 126,5 m npm. (fot. 13). Nachylenie partii czołowej, do wysokości ok. 200 m npm., wynosi ok. 10°, wyżej, do wysokości 280 m npm., tylko 4°, następnie wzrasta do prawie 8° i maleje na polu firnowym do 4–5° (tab. 11). W profilu poprzecznym powierzchnia pochyla się nieznacznie w kierunku północnym (do 5°) i silniej w kierunku południowym (do 15°). Powierzchnia lodowca jest stosunkowo równa, słabo zaznaczają się uskoki na płaszczyznach ślizgu, brak jest większych szczelin. Rzeki supraglacialne, na czole, są liczne, ale płytkie. Tylko kilka cieków wcina się głębiej niż na 1 m, w powierzchnię lodowca. Sieć potoków supraglacialnych wykazuje stosunkowo dużą stabilność i odzwierciedla ustrój termiczny lodowca. Badania nad tym ciekami prowadzili m in. Pawłowski (1996) oraz Brykała (1998). W częściach brzeżnych lodowca występują stałe duże rzeki płynące niekiedy w głębokich rozpadlinach. Powierzchnia całego lodowca (w części głównej) jest stosunkowo czysta i zawiera mało materiału morenowego. Jedynie w niektórych partiach czoła występuje większa ilość materiału skalnego (fot. 16, 17). Pomimo stosunkowo niewielkiego „nasylenia” powierzchni lodowca materiałem morenowym, jego rola w selektywnym topnieniu jest znaczna (Grześ 1996 a). Jak wspomniano, część północna (główna) lodowca oddzielona jest od części południowej pasem moreny środkowej. Morena ta rozpoczyna się od Kristi'nefjella (pochodzi z niszczenia tego grzbietu) gdzie, w chwili obecnej, ma szerokość ponad 50 m, a licząc z materiałem skalnym luźno rozrzuconym – ok. 100 m, a jej powierzchnia tworzy niewielką wypukłość. W kierunku zachodnim szerokość moreny środkowej wzrasta do 180 m, a wzniesienie ponad lodowiec niekiedy przekracza 20 m.

Część południowa lodowca w swoim profilu poprzecznym jest coraz bardziej wklęsła (uwzględniając obserwacje i pomiary od 1977 do 2000 r), a na powierzchni lodowej pojawia się coraz więcej wytapiającego się z lodowca materiału morenowego. W ostatnich latach (po 1990 r.), w końcowej (zachodniej) partii tej części lodowca, utworzyło się duże jezioro (fot. 18). Powstanie i ewolucja tego jeziora odzwierciedla skalę deglacjacji południowej części lodowca (Sobota 1996, 1997, 1998). Podczas lata 2000 r., jezioro to spłynęło, pozostawiając po sobie skomplikowaną rzeźbę morenowo-zastoiskową, usytuowaną na płatach martwego lodu i intensywnie rozmywaną przez rzeki.





Fot. 1. Rejon Kaffiøyry na zdjęciu lotniczym NPI z 1990 r. (od góry lodowce: Aavatsmarka, Waldemara, Ireny, Elizy z Agnore, Eivinda, Andreasa, Olivera i Dahla)

Phot. 1. Kaffiøyra region on an aerial photograph NPI from 1990 (glaciers from the top: Aavatsmark, Waldemar, Irene, Elise with Agnor, Eivind, Andreas, Oliver and Dahl)



Fot. 2. Baza Toruńskich Wypraw Polarnych na Kaffiøyra ( $\phi - 78^{\circ}40'33''$ ,  $\lambda - 11^{\circ}49'36''$ )

Phot. 2. Toruń Polar Expeditions' on Kaffiøyra Base ( $\phi - 78^{\circ}40'33''$ ,  $\lambda - 11^{\circ}49'36''$ )



Fot. 3. Czoło lodowca Aavatsmarka uchodzące do zatoki Hornbæk w 1997 r. Widok z wysokości ok. 400 m n.p.m., z grzbietu górskiego Prins Heinrichfjella (fot. M. Grześ)

Phot. 3. Aavatsmark glacier's front flowing to Hornbæk Bay in 1997. View from the height about 400 m over sea level, from the mountain ridge of Prins Heinrichfjella (by M. Grześ)



Fot. 4. Lądowy skraj lodowca Aavatsmarka po północnej stronie zatoki Hornbæk (sierpień 2000 r.)

Phot. 4. Land edge of the Aavatsmark glacier from the north side of the Hornbæk Bay (August 2000)





Fot. 5. Południowy skraj czoła lodowca Aavatsmarka w części lądowej – łagodne przejście pomiędzy strefą moren bocznych a lodowcem (1978 r.)

Phot. 5. South edge of the Aavatsmark glacier's front, in a land part – smooth transition between lateral moraine zone and the glacier (1978)



Fot. 6. Czoło lodowca Aavatsmarka w 1985 r. Po lewej stronie zdjęcia, na lodowcu, widać granicę pomiędzy częścią aktywną lodowca i częścią zamierającą, ale pchniętą podczas szarży lat 1983-1985

Phot. 6. Aavatsmark glacier's front in 1985. On the left side, on the glacier it can be seen a border between an active part of the glacier and a dying one but pushed during the ice surge in 1983-1985



Fot. 7. Południowa (lądowa) partia czoła lodowca Aavatsmarka w 1989 roku. Prawie pionowa ściana lodowca silnie zanieczyszczona materiałem morenowym jest efektem szarży z lat 1983-1985

Phot. 7. South (land) fragment of the Aavatsmark glacier's front in 1989. Almost vertical wall of the glacier that is highly polluted with moraine material as an effect of surge in 1983-1985



Fot. 8. Południowa (lądowa) partia czoła lodowca Aavatsmarka w 2000 roku. Te same okolice co na fot. 6 i 7

Phot. 8. South (land) fragment of the Aavatsmark glacier's front in 2000. The same area as on the photos 6 and 7





Fot. 9. Lodowiec Dahla w 2000 r.

Phot. 9. Dahl glacier in 2000



Fot. 10. Czoło lodowca Dahla uchodzące do zatoki Dahlbreebukta, 1995 r. (fot. A. Krawiec)

Phot. 10. Dahl glacier's front flowing to Dahlbree Bay, 1995. (by A. Krawiec)



Fot. 11. Lodowiec Aavatsmarka w 1985. Płd. skraj lodowca w 1985 r., u wylotu doliny górskiej (widok ku W)

Phot. 11. Aavatsmark glacier in 1985. South edge of the glacier in 1985, at the mountain valley mouth (view towards W)



Fot. 12. Lodowiec Aavatsmarka w 1985. Płd. skraj lodowca w 1985 r., w obrębie Równiny Kaffiøya (widok ku E)

Phot. 12. Aavatsmark glacier in 1985. South edge of the glacier in 1985, in the area of Kaffiøya Plain (view towards E)





Fot. 13. Łódowiec Waldemara (widok na część główną lodowca), sierpień 2000 r.  
 Phot. 13. Waldemar glacier (view at the main part of the glacier), August 2000



Fot. 14. Pole firmowe lodowca Waldemara (latem 2000 r.)  
 Phot. 14. Firn field of Waldemar glacier (summer in 2000)



Fot. 15. Widok z pola firnowego na płd.-zach część partii głównej lodowca, morenę środkową, część południową lodowca i grzbiet Grafjellet

Phot. 15. View from the firn field towards south-west part of the main glacier's fragment, medial moraine, south part of the glacier and Grafjellet ridge



Fot. 16. Płd. -zach. część głównej partii lodowca w 1978 r. Rzeki z tej części lodowca i części południowej (tu niewidocznej) odpływają doliną z 1966 roku

Phot. 16. Southwest part of the main glacier's fragment in 1978. Rivers from this part of the glacier and the south one (not seen here) flow in the valley from 1966



Fot. 17. Mniej więcej ta sama okolica w 1995 r. Małe jezioro frontalne, do którego spływają wody z tej części lodowca i części płd. (tu niewidocznej). Dalej ku NW wody odpływają pomiędzy lodowcem a widocznym z lewej wzniesieniem morenowym

Phot. 17. More or less the same area in 1995. Water flows from this part of the glacier and the south part (not seen here) to the small frontal lake. Further towards NW water flows away between the glacier and a visible from the left moraine elevation





Fot. 18. Od lewej: stoki Grafjellet, zamierające partie lodowca, jezioro (powstałe między 1990 a 1995 rokiem) i morena środkowa

Phot. 18. From left: Grafjellet's slopes, dyeing fragments of the glacier, lake (created between 1990 and 1995) and a medial moraine



Fot. 19. Dolina przełomowa rzeki Waldemara wypełniona lodami nalodziowymi (widok od wschodu) (kwiecień, 1996 r.)

Phot. 19. Ravine valley of Waldemar river filled with icing (view from East) (April, 1996)



Fot. 20. Lodowiec Ireny w 2000 r.

Phot. 20. Irene glacier in 2000



Fot. 21. Płd. pole firnowe lodowca Ireny (nad lodowcem masyw Brattskarvet ze szczytami, lewym Natalie (932 m n.p.m.) i prawym – Karoline (800 m n.p.m.)

Phot. 21. South firn field of the Irene glacier (over the glacier – Brattskarvet Massif with the hill tops: left Natalie (932 m over sea level) and right – Caroline (800 m over sea level)





Fot. 22. Lodowczyk Sylviabreen na grzbiecie Pirinsesseryggen. Pod szczytem Karoline widoczna część firmowa lodowczyka, niżej kopuła lodowa Sylviabreen i wały lodowo-morenowe

Phot. 22. Sylviabreen little glacier on the ridge of Pirinsesseryggen. Under the Caroline top – firm part of a little glacier, lower-ice cap of Sylviabreen and ice-moraine ramparts



Fot. 23. Kopuła lodowa Sylviabreen i „moreny czołowe”, z prawej wyższe, zachodnie partie Prinsesseryggen

Phot. 23. Ice cap of Sylviabreen and “frontal moraines”, higher ones from right, west fragments of Prinsesseryggen



Fot. 24. Lodowiec Elizy w 2000 r. (z lewej boczny lodowiec Agnor)  
 Phot. 24. Elise glacier in 2000 (from left – side Agnor glacier)



Fot. 25. Środkowe partie czoła lodowca Elizy. Wielkie jezioro marginalne  
 Phot. 25. Middle fragments of Elise glacier. Great marginal lake





Fot. 26 a. Środkowe partie czoła lodowca Elizy. Rzeźba przedpola lodowca  
 Phot. 26 a. Middle fragments of Elise glacier's front. forfield relief



Fot. 26 b. Płd. część czoła lodowca Elizy, o nachyleniu do 15°, występują tu liczne moreny środkowe

Phot. 26 b. South part of the Elise glacier's front with inclination to 15°, there are here many medial moraines



Fot. 27. Lódowiec Eivinda, widok od W, z lewej grzbiety Jarlsbergryggen i Kysa, z prawej Krøvelen i Trolltårn (w centrum widoczny rygiel (cokół) skalny – Barbergknatten, przed nim, w rzeczywistości wysokie na 30 m wały lodowo-morenowe z fazy maksymalnej)

Phot. 27. Eivind glacier, view from W, from left – ridges of Jarlsbergryggen and Kysa, from right Krøvelen and Trolltårn. (in the centre visible rock bar (pedestal) – Barbergknatten, in front of it, in reality 30 m high ice-moraine rampart from maximal faze)



Fot. 28. Południowa część czola (zdjęcie z Barbergknatten na S)

Phot. 28. South part of the front (picture with Barbergknatten on the S)





Fot. 29. Północna część czoła lodowca (zdjęcie z Barbergknatten na NE), za lodowcem pod stokami Jarlsbergryggen, widoczny, wysoki „stary rygiel”

Phot. 29. North part of the front (picture with Barbergknatten on the NE), behind the glacier under the slopes of Jarlsbergryggen, visible high “old rock bar”



Fot. 30. Jezioro Zimne (Kaldvattnet) „pod starym rygłem”, w płn. części lodowca

Phot. 30. Cold Lake (Kaldvattnet) at the bottom of “old rock bar”, at the north part of the glacier



Fot. 31. Lodowiec Andreasa w 2000 r. (na pierwszym planie zewnętrzny wal lodowomorenowy i jezioro frontalne – *Andreasvatnett*), na dalszym planie, w centrum zdjęcia masyw Kaldkletten (835 m n.p.m.)

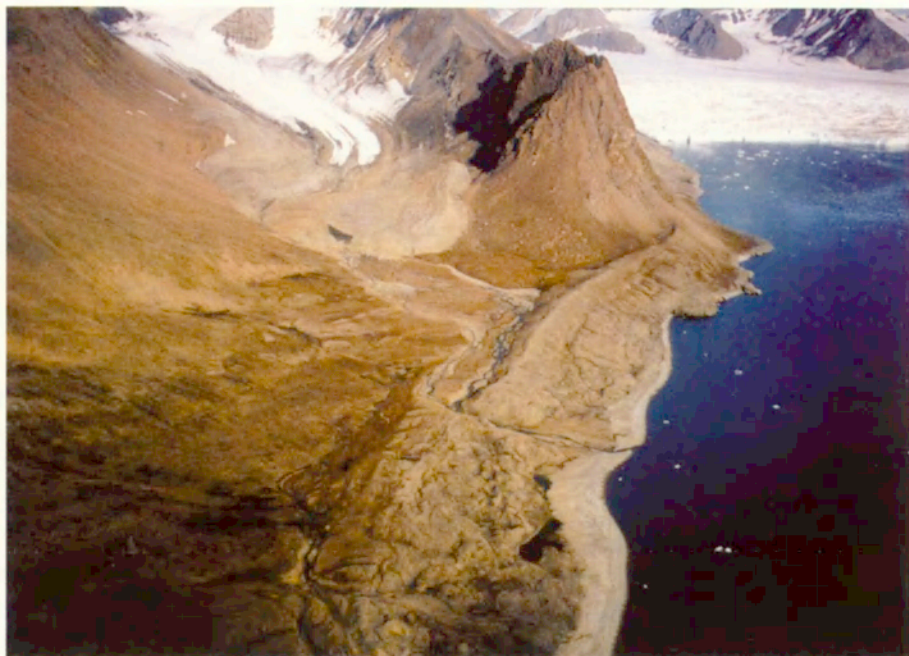
Phot. 31. Andreas glacier in 2000. (in the foreground external ice-moraine rampart and frontal lake – *Andreasvatnett*), in the background, in the centre of the picture Massife of Kaldkletten (835 m over sea level)



Fot. 32. Nalódź pomiędzy jeziorem frontalnym a lodowcem (1995 r.)

Phot. 32. Icing between a frontal lake and a glacier (1995)





Fot. 33. Południowa część Kaffiøyry. Od lewej: stoki Humpryggen, lodowiec Olivera i jego strefa marginalna, grzbiet Bjørneskanka, w głębi lodowiec Dahla. Pomiędzy zatoką morską *Dahlbrevukta* a równiną, wał moreny bocznej lodowca Dahla z maksimum zlodowacenia, przerwany przez rzekę Olivera

Phot. 33. South part of Kaffiøyra. From left: slopes of Humpryggen, Oliver glacier and its marginal zone, Bjørneskanka ridge, in the background Dahl glacier. Between sea bay of Dahlbrevukt and plateau – lateral moraine of Dahl glacier from the maximum of the glaciation, cut by Oliver river



Fot. 34. Lodowiec Olivera (widok z W na E)

Phot. 34. Oliver glacier (view from W towards E)





## b. Recesja lodowca Waldemara w latach 1900–2000

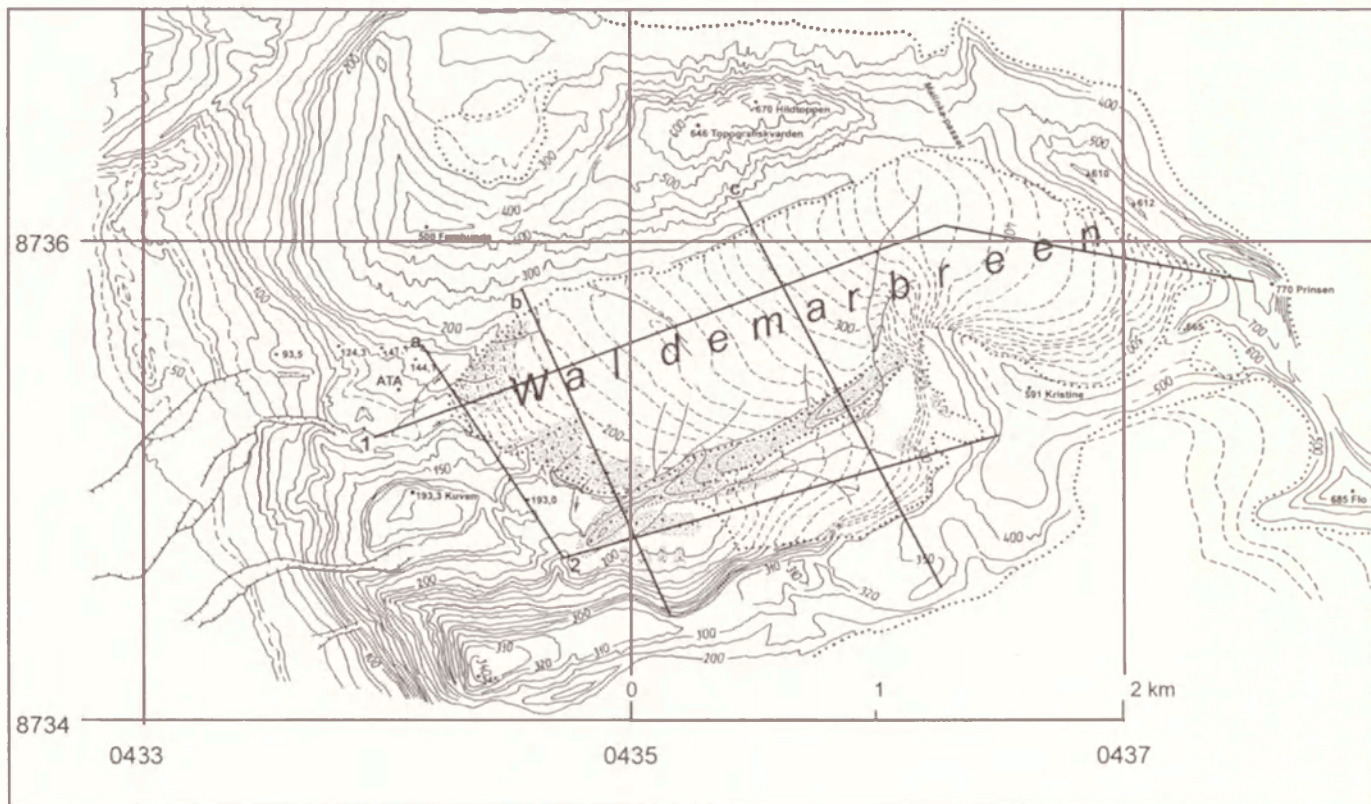
Lodowiec Waldemara w XX wieku cofał się i tracił na swej miąższości. Od nastania okresu recesji, którego początek określa się w tym rejonie na pierwsze lata XX wieku (Klimaszewski 1960; Troitski i in. 1975), a autor dla uproszczenia obliczeń przyjmuje rok 1900, czoło lodowca cofnęło się o ok. 700 m (w części najbardziej wysuniętej ku W), czyli lodowiec utracił ponad 16% swojej długości początkowej. Interesująco przedstawia się czasowy i przestrzenny przebieg recesji w ciągu tych stu lat.

1. Na mapie Isachsena (1912) lodowiec Waldemara jest w sposób wyraźny połączony poprzez wschodnią część Gråfjelet z lodowcem Ireny. Jego czoło zalegało wtedy na progu skalnym, w postaci wysuniętego jezora, na wysokości 90–100 m npm. W kierunku południowo-wschodnim, czoło lodowca opierało się o ściany mutonu – Kuven 193,3 m, wznosząc się przy stokach Gråfjellet do ponad 220 m npm. Lodowiec poza stromym, wysokim czołem posiadał stosunkowo płaską, równomiernie podnoszącą się ku polu firnowemu powierzchnię. Z analizy mapy i przekrojów podłużnych oraz znajomości występowania podłoża skalnego na terenach dziś odsłoniętych, można ocenić jego miąższość, w odległości ok. 300 m od ówczesnego czoła, na nieco ponad 100 m. Wysokość lodowca w partiach środkowych musiała więc sięgać około 350 m npm. Pole firnowe położone w klasycznym cyrku lodowcowym zalegało na wysokościach 400–600 m npm.

W przekroju poprzecznym widoczne było wznoszenie się lodowca ku ścianom górskim zwłaszcza na południu, gdzie zalegał on na wysokości ponad 350 m, pokrywając środkową i wschodnią część grzbietu Gråfjelett.

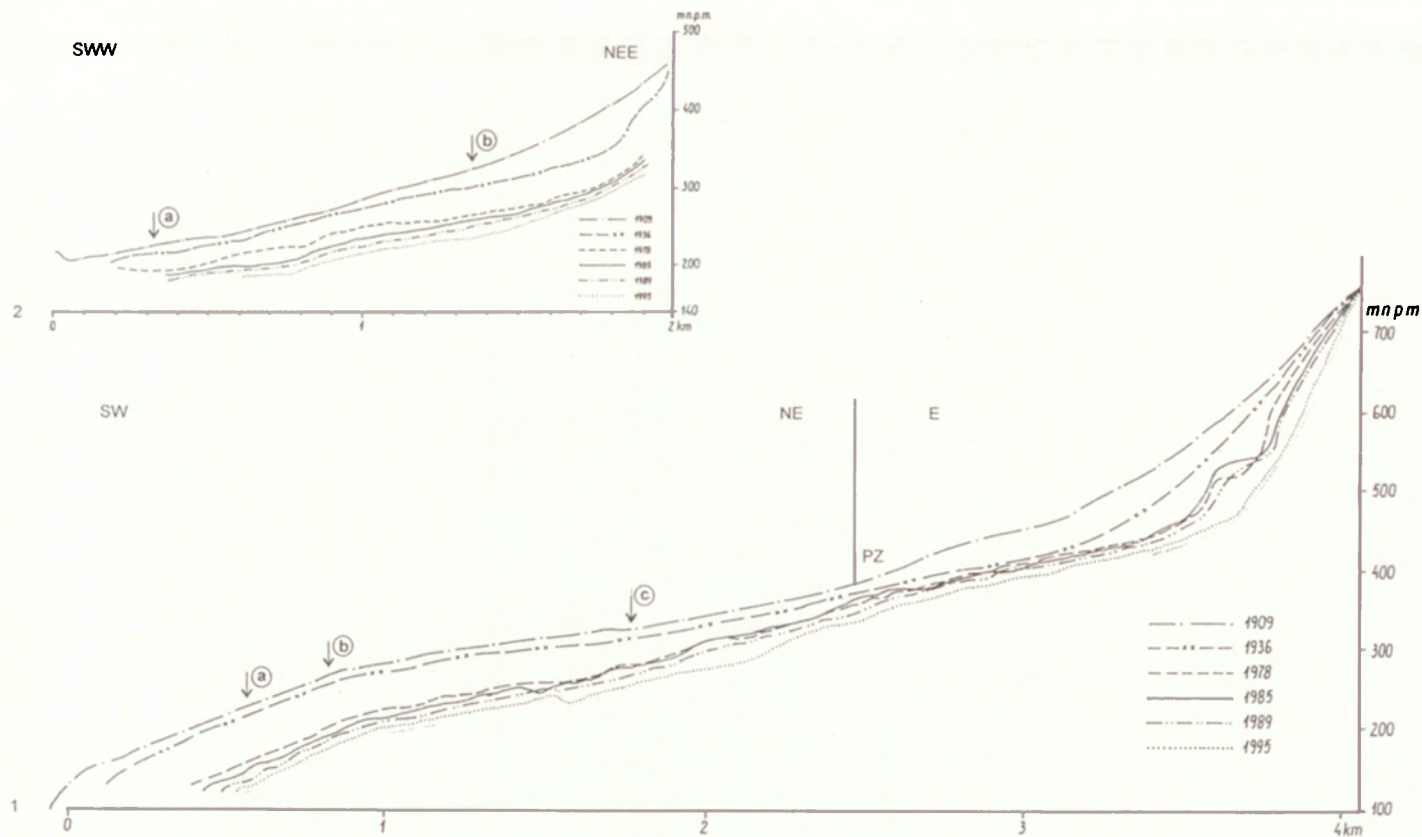
Po szczegółowej analizie można jednak przyjąć, że w 1909 roku lodowiec znajdował się w początkowej fazie recesji, która wyniosła od stanu maksymalnego z końca XIX w. około 1,8% powierzchni, głównie na czole i w części przylegającej do Kuven, gdzie lodowiec był bardzo cienki (Lankauf 1993 a). Z mapy Isachsena (1912) wynika też, że niezbyt strome (9°) czoło lodowca przechodziło w jeszcze bardziej płaską część lodowca (4–6°) i dopiero na polu firnowym, powyżej 450 m npm. nachylenia wyraźnie rosły (tab. 11).

2. Pomiędzy 1909 a 1938 rokiem znaczna część grzbietu Gråfjellet została pozbawiona, niezbyt grubej, pokrywy lodowej i nastąpiło oddzielenie lodowców Waldemara i Ireny (Klimaszewski 1960). Mapa topograficzna 1:100 000 przedstawiająca stan lodowców z 1936 r., również ukazuje odsłonięty spod lodu Gråfjellet, jedynie w części najbardziej wschodniej istnieje jeszcze połączenie pomiędzy tymi lodowcami. Na mapie tej uwidoczniło obniżenie części południowej lodowca, i zaznaczono już morenę środkową dzielącą lodowiec (o fakcie istnienia tej moreny Klimaszewski nie wspomina). Na mapie tej błędnie zinterpretowano zasięg moren czołowych lodowca, zaliczając do nich cały muton – 193,3 m npm. (Kuven). Analiza



Ryc. 25. Usytuowanie profili podłużnych i poprzecznych na lodowcu Waldemara  
Place of longitudinal profiles and cross-profiles in Waldemar glacier





Ryc. 26. Profile podłużne przez lodowiec Waldemara  
1) przez część główną lodowca, 2) przez część południową

Longitudinal profiles across Waldemar glacier  
1) across a main part of the glacier, 2) across a south part

mapy w skali 1:100 000 oraz sporządzonych na jej podstawie profilów poprowadzonych przez lodowiec pozwala stwierdzić, że w latach 1909–1936 recesja miała charakter równomiernego obniżania się powierzchni lodowca. Obniżanie to jednak nie było zbyt intensywne i wynosiło od 25–30 m na czole, do 10–20 m w partiach środkowych i nieco więcej w obrębie pola firnowego. Analizując profile poprzeczne poprowadzone w trzech miejscach (ryc. 25, 27, tab. 10) stwierdzono, że największe obniżenie powierzchni nastąpiło w południowej części lodowca, gdzie wynosiło ponad 50 m. Silne obniżanie się tej części lodowca, związane było (i jest) ze słabszym dopływem masy lodu, gdyż jak wspomniano wcześniej, początkowy kierunek spływu lodu skierowany jest na NW, co powoduje znacznie większe zasilanie części północnej (głównej). Dodatkowo rygiel skalny, Kristi'nefjellet, utrudnia spływ masy lodowej na południe. Wydaje się, że od początku zlodowacenia, lodowiec w tej partii miał mniejszą miąższość, co najprawdopodobniej spowodowane było trudniejszym dopływem lodu i asymetrią doliny lodowcowej. Przeprowadzona analiza i badania terenowe pozwoliły obliczyć, że w latach 1909–1936, czyli przez 27 lat, lodowiec Waldemara cofnął się tylko o 54 m, tracąc 0,14 km<sup>2</sup> powierzchni, tj. ok. 4% powierzchni maksymalnej (Lankauf 1993).

Analiza map z 1909 i 1936 r, a zwłaszcza map wykonanych przez autora w latach 1977–2000, pozwala wyróżnić na lodowcu kilka stref wysokościowych o różnym nachyleniu. Płaskie czoło lodowca (9°) w 1909 roku przechodziło w strefy o jeszcze mniejszych nachyleniach w środkowych partiach lodowca i dopiero na polu firnowym (> 450 m n.p.m.), nachylenia były większe. Z analizy mapy z 1936 r. wynika, że czoło było bardziej strome (13°), a z kolei pole firnowe – bardziej płaskie (tab. 11). Podobne wnioski wypływają z analizy profilu podłużnego. W 1936 roku czoło lodowca było nieco bardziej strome niż wcześniej, ale profil lodowca nawiązuje w swoim przebiegu do przebiegu z 1909 r, ze znacznym obniżeniem na polu firnowym (ryc. 26; tab. 10).

Tabela 10. Obniżenie powierzchni lodowca Waldemara (w profilach poprzecznych)

Okres	Profil 1	550 m od max. zasięgu	Profil 2	900 m od max. zasięgu	Profil 3	2000 m od max. zasięgu
	w m	w m / rok	w m	w m / rok	w m	w m / rok
1909–1936	10–45	0,3–1,5	15–45	0,5–1,5	15–50	0,5–1,7
1936–1978	8–60	0,2–1,4	25–50	0,6–1,2	20–35	0,5–0,8
1978–1985	4–20	0,6–2,8	6–11	0,8–1,6	5–18	0,7–2,6
					<b>lub + 2 – + 11</b>	<b>+ 0,7 – + 1,6</b>
1985–1989	3–6	0,7–1,5	4–14	1,0–3,5	6–18	1,5–4,5
1989–1995	10–13	1,7–2,2	6–13	1,0–2,2	10–30	1,7–5,0



3. Już pierwsze obserwacje przeprowadzone przez autora niniejszego opracowania, w trakcie II Toruńskiej Wyprawy Polarnej w 1977 roku, pozwoliły stwierdzić, że lodowiec Waldemara znajduje się nadal w stadium recesji. Badania terenowe prowadzone w 1977 r. wspólnie z Z. Preisnerem (Lankauf, Preisner 1982) i kontynuowane przez autora w 1978 r. oraz podczas następnych wypraw umożliwiły szczegółowe prześledzenie recesji.

W latach 1977/78 opracowano (Lankauf, Preisner 1982) rzeźbę przedpola lodowca Waldemara i na podstawie przebiegu wałów lodowo-morenowych, a zwłaszcza dolin marginalnych, ustalono przebieg poszczególnych etapów recesji lodowca pomiędzy 1936 a 1977/78 rokiem. Porównując z mapą w skali 1:100 000 (stan z 1936 r.) oraz sporządzoną przez autora mapą w skali 1:5000 (1982) ustalono, że po latach 1936/1938 recesja lodowca Waldemara wyraźnie się zwiększyła. Jednak wyraźne wycofywanie się czoła lodowca, z pozycji zaznaczonej na mapie z 1936 r, musiało nastąpić już po 1938 roku, bowiem Klimaszewski (1960) nie wspomina o występowaniu doliny marginalnej pomiędzy fazą maksymalną czy też z 1909 r, a zastaną przez niego pozycją czoła. Widocznie w latach 30. nastąpił dłuższy postój w pozycji ujętej na mapie w skali 1:100 000 i taką też sytuację zanotował Klimaszewski. Wynika z tego, że wykształcenie płytkich dolin lateralnych, czyli początek intensywniejszego się wycofywania czoła lodowca nastąpił już po 1938 roku (Lankauf, Preisner 1982). Recesja lodowca nie miała ciągłego charakteru i zachodziła pewnymi etapami, świadczą o tym zachowane fragmenty dolin lateralnych, jednakże tych etapów z powodu braku map czy zdjęć lotniczych nie da się ustalić czasowo, poza pozycją z 1966 roku, z którego istnieje zdjęcie lotnicze. Lodowiec w tych latach tracił coraz więcej powierzchni, zwłaszcza w partiach czoła najbardziej wysuniętego na zachód i położonego najniżej, czyli w osi głównej doliny. W tym obszarze recesja frontalna czoła, do 1966 roku wyniosła prawie 370 m. Natomiast w północnej i południowej części czoła recesja była mniejsza (max. 100 m).

Obliczono, że w latach 1936–1966 lodowiec zmniejszył się o 0,19 km<sup>2</sup>, tj. o prawie 5,8% w stosunku do powierzchni z 1936 r. (Lankauf 1993). Jak wykazano w pracy z 1982 r. (Lankauf, Preisner 1982), postój na linii z 1966 r., przynajmniej w niektórych (bardziej południowych) partiach czoła trwał dość długo. Wytworzyła się tam duża dolina marginalna, głęboka na kilkanaście metrów (fot. 16). W centralnych partiach czoła lodowca, dowodów na długi postój nie znaleziono, ale może być to wynikiem dalszej recesji i zniszczeniem poprzednich szlaków odpływu.

W latach 1966–1977 recesja frontalna czoła lodowca była dość równomierna i wyniosła około 3 m/rok. Analiza map, zdjęć lotniczych i badania terenowe lodowca Waldemara wykazały, że pomiędzy 1936/38 a 1977/78 r. recesja była znacznie większa niż przed rokiem 1936. O ile recesja frontalna,

co prawda większa niż wcześniej, nie odbiega od średniej, o tyle uderza znaczny ubytek masy lodowca (recesja objętościowa) (tab.10).

Wniosek ten staje się możliwy po rozpatrzeniu profili podłużnych i poprzecznych lodowca. Profile podłużne, poprowadzone przez główną część lodowca (ryc. 26 a), jak i przez część południową ( ryc. 26 b), wykazują, że w latach 1936/38–1977/78, w partiach czołowych nastąpiło obniżenie o ponad 80 m i cofnięcie czoła o ponad 400 m.

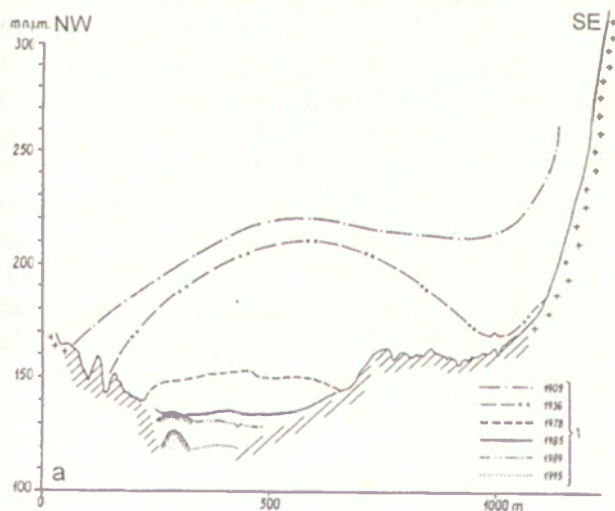
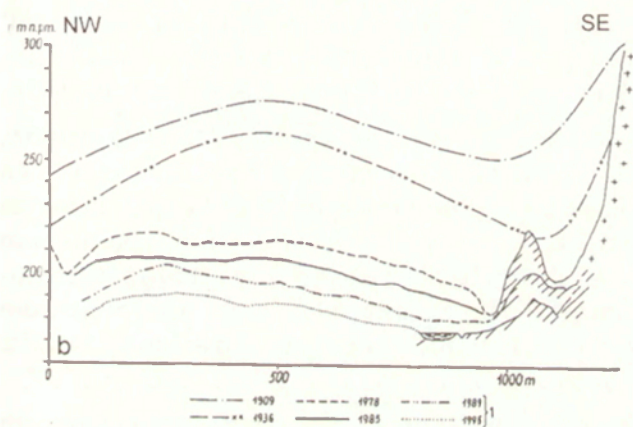
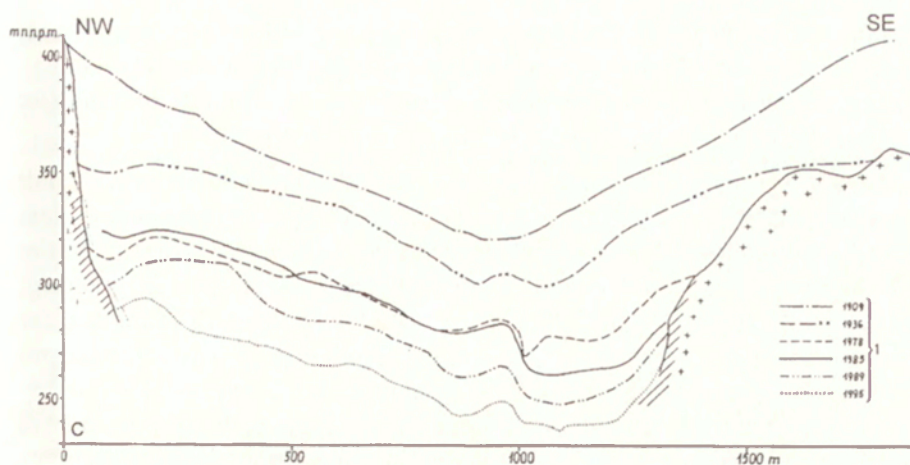
W profilu poprzecznym na odległości 550 m od maksymalnego zasięgu (profil poprzeczny a), notujemy 60–70 m obniżenia, na odległości 900 m, w profilu b – do 50 m, a w profilu c – do 40 metrów. Najmniejsze różnice zanotowano na wysokości 350–360 m npm. (2,5 km od czoła), mniej więcej na linii równowagi. Podobnie duże obniżenie powierzchni lodowca, jak na czole, wystąpiło też na polu firnowym. W części południowej lodowca (za moreną środkową) obniżenie powierzchni lodowej jest równie duże, jeśli nie większe, niż w części głównej.

W 1978 roku powierzchnia lodowca Waldemara wynosiła 3,05 km<sup>2</sup> (zał. 2). Oznacza to zmniejszenie jego powierzchni w stosunku do stanu maksymalnego na minimum 1/3 masy lodowej. Oprócz obniżenia się powierzchni i cofnięcia czoła nastąpiły też zmiany nachylenia powierzchni. Zmiany te rozpatrzono, w osi lodowca, na linii przebiegu profilu podłużnego. Podobnie jak poprzednio, na lodowcu można wyróżnić 5 stref wysokościowych, o różnym nachyleniu. Szczegółowe dane zawarte są w tabeli 11. Pierwszą strefą (I) jest strefa czoła lodowca, mniej więcej na wysokościach od 120–130 m do 200–220 m npm. Strefa ta ma nachylenie ok. 11°. Powyżej 200–220 m npm., lodowiec staje się wyraźnie płaski, a jego nachylenie równe 3–4, 5°. Od wysokości ok. 300 m do 380–390 m npm. występuje kolejny odcinek (strefa III) o większym nachyleniu (7–8°). Mniej więcej powyżej 380 m, do 440 m npm. rozciąga się

Tabela 11. Nachylenie powierzchni lodowca Waldemara

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III	Strefa IV	Strefa V
	w m npm.				
1909	140–200	200–300	300–450	450–550	>550
Nachylenie w °	9°	4,2°	6,2°	9,2°	>21°
1936	140–200	200–250	250–350	350–450	>450
Nachylenie w °	13°	6,2°	3,5°	4,6°	>35°
1978	130–220	220–270	270–390	390–460	>460
Nachylenie w °	11,2°	3,2°	7,3°	5,2°	>30°
1985	120–220	220–330	330–380	380–440	>440
Nachylenie w °	11,4°	4,4°	8,5°	4,5°	>25°
1989	130–200	200–290	290–390	390–440	>440
Nachylenie w °	11,1°	4,5°	7,4°	4,3°	>27°
1995	130–200	200–280	280–385	385–440	>440
Nachylenie w °	10,1°	4,1°	7,6°	5,3°	>31°





Ryc. 27. Profile poprzeczne przez lodowiec Waldemara  
Cross-profiles through a Waldemar glacier

płaska (4–5°) część pola firnowego (strefa IV), od 440 m n.p.m. nachylenia gwałtownie rosną (> 25°), stanowiąc złodzone ściany pola firnowego (strefa V). Zasięg wysokościowy poszczególnych stref i ich nachylenie zmienia się z sezonu badawczego na sezon, tylko w niewielkim stopniu.

**1978–1985.** Kolejne zdjęcie topograficzne lodowca Waldemara wykonał autor w 1985 roku (zał. 3). Okazało się, że przez te 7 lat nastąpiła dalsza recesja czoła lodowca, dochodząca do 40 m. Silnie obniżyły się jego partie południowe, miejscami o ponad 30 metrów. Rozpatrując jednak przebieg profilu podłużnego poprzez główną partię lodowca, zauważyć można, że oprócz wyraźnego obniżenia czoła, w jego środkowych partiach nastąpił pewien przyrost masy lodowej. W profilu poprzecznym a (ryc. 27a) widoczny jest duży ubytek masy lodowca, co wyraża obniżenie się powierzchni o ponad 20 metrów. W profilu b (ryc. 27b) ten ubytek na ogół nie przekracza 10 metrów. Natomiast w profilu c, w niektórych (zachodnich) częściach zauważalny jest niewielki przyrost wysokości, związany zapewne z ruchem lodowca. Wyliczono, że ubytek powierzchni wyniósł ok. 0,05 km<sup>2</sup>, tj. 1,74% (Lankauf 1993).

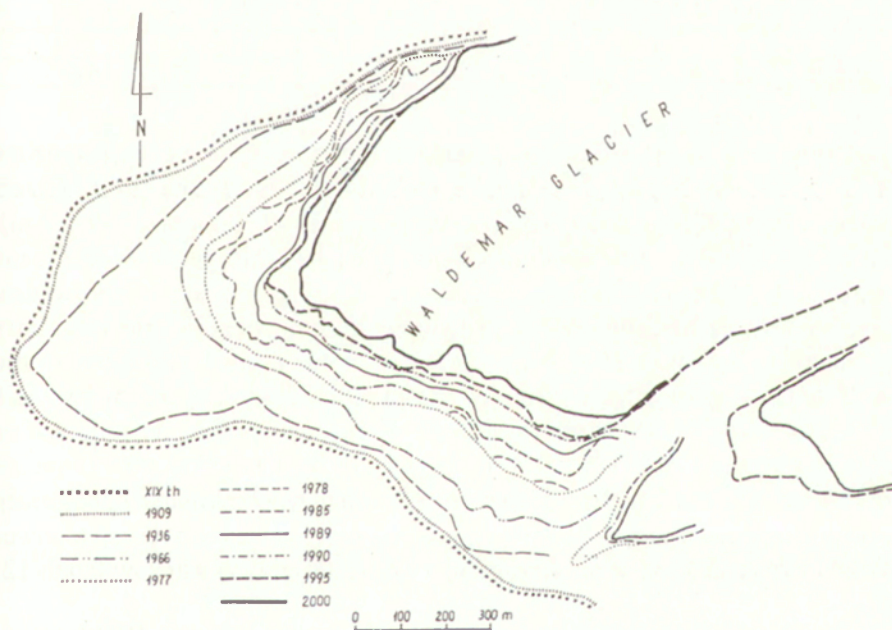
**1985–1989.** W 1989 roku stwierdzono recesję czoła o dalsze 75 metrów, a obniżenie powierzchni lodowca od kilku metrów na czole, do około 14 m na jego środku i jeszcze więcej na polu firnowym. W części pld. lodowca obniżenie powierzchni, było nieco większe i wyniosło 6–18 m, a dodatkowo zwiększyła się wyraźnie ilość materiału morenowego zalegającego powierzchnię lodowca, co przyspieszy ablację w następnych latach. Oczywiście do pewnej granicy, ponieważ po jej przekroczeniu, materiał morenowy zacznie chronić lód przed topnieniem.

W płn.-zach. części czoła lodowca i przylegających do niego morenach (zał. 4) wytworzyła się podniesiona kilka metrów ponad lodowiec kopuła lodowo-nalodziowa. Jej powstanie związane jest z obfitymi wypływami zimowymi, wód z tunelu inglacialnego (subglacialnego ?) odwadniających północne partie lodowca. Trzeba podkreślić, że w tym miejscu nalodzie występowały już wcześniej, jednakże miały one charakter efemeryczny i ich powierzchnia pod koniec sezonu letniego malała i cieniała. Blokowanie odpływu przez śnieg i zamrożnięte szlaki odpływu powierzchniowego przyczynia się do narastania kopuły nalodzie (Grześ, Lankauf 1996 a, 1997). Zdjęcia lotnicze NPI z 1990 r., potwierdzają badania autora z 1989 r., jednak w niektórych miejscach nastąpiła już kilkunastometrowa recesja czoła lodowca. Jego powierzchnia w 1989 roku wynosiła 2,88 km<sup>2</sup>, czyli od 1985 r. zmniejszył się on o 0,12 km<sup>2</sup> (4%). Można zauważyć, że recesja lodowca ulega coraz większemu przyspieszeniu.

**1989–1995.** Podczas badań w 1995 roku stwierdzono dalszą, wręcz nasilającą się recesję lodowca. Cała powierzchnia wyraźnie się obniżyła: od 10–13 m na czole do 6–13 m na wysokości profilu poprzecznego b, a nawet



do 10–30 m w profilu c, i co ciekawe po północnej stronie lodowca. Również wysokość pola firnowego obniżyła się o kilka metrów. Cofnięcie czoła lodowca (w osi głównej doliny) doszło do 80 m, średnio ok. 50 m. Kopuła nalodzi, która jako trwały element powierzchni póln.-zach. części lodowca, powstała po 1985 roku, zmniejszyła co prawda swoją powierzchnię od 1989 r., lecz jej wysokość względna w stosunku do lodowca wzrosła. Oznacza to, że powierzchnia lodowca obniża się szybciej niż kopuła nalodziowa, co zapewne ma swoją przyczynę w mniejszej ablacji czystej powierzchni nalodzi (bardzo duże albedo), w porównaniu do powierzchni lodowca, oraz w tym, że latem wody odpływu północnego płyną już ciekami utworzonymi pomiędzy nalodzią, a lodowcem. Największe zmiany zaszły jednak w południowej części lodowca (zał. 5 i 6). Jego czoło cofnęło się tu o 300 m i wytworzyło się duże jezioro, częściowo na lodzie, częściowo na podłożu morenowym lub skalnym (fot. 18). Wody z jeziora, i całej części południowej, a także jak wynika z badań w 1995/96 r., ze znacznych obszarów części głównej (zał. 5), odpływają na północ tunelem pod moreną środkową, gdzie łączą się z odpływami głównej partii lodowca (Sobota 1996, 1998).



Ryc. 28. Recesja czoła lodowca Waldemara od maksymalnego zasięgu w XIX wieku do 2000 r.

Recession of a front of Waldemar glacier starting with a maximal range in the 19th century up to 2000

Tabela. 12. Recesja lodowca Waldemara

Rok	Powierzchnia lodowca w km <sup>2</sup>	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
		w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	średnio	w m/rok
XIX w.	3,55						
między max - a 1909 r.		0,06	1,78	?	?	20	
1909	3,49						
między 1909 a 1936		0,14	3,99	0,0048	0,14	54	1,9
1936	3,35						
		0,19	5,77	0,0064	0,19	369	12,3
1966	3,15						
		0,10	3,23	0,0093	0,29	40	3,5
1977	3,05						
		0,01	0,13	0,004	0,13	3	3,0
1978	3,05						
		0,05	1,74	0,0076	0,25	40	5,7
1985	3,00						
		0,12	4,00	0,03	1,0	75	18,7
1989	2,88						
		0,17	6,00	0,03	1,00	50	7,2
1995	2,71						
		0,03	1,1	0,01	0,22	30	6,0
2000	2,68						
Razem	do 2000 r.	0,87	24,5			651	6,81

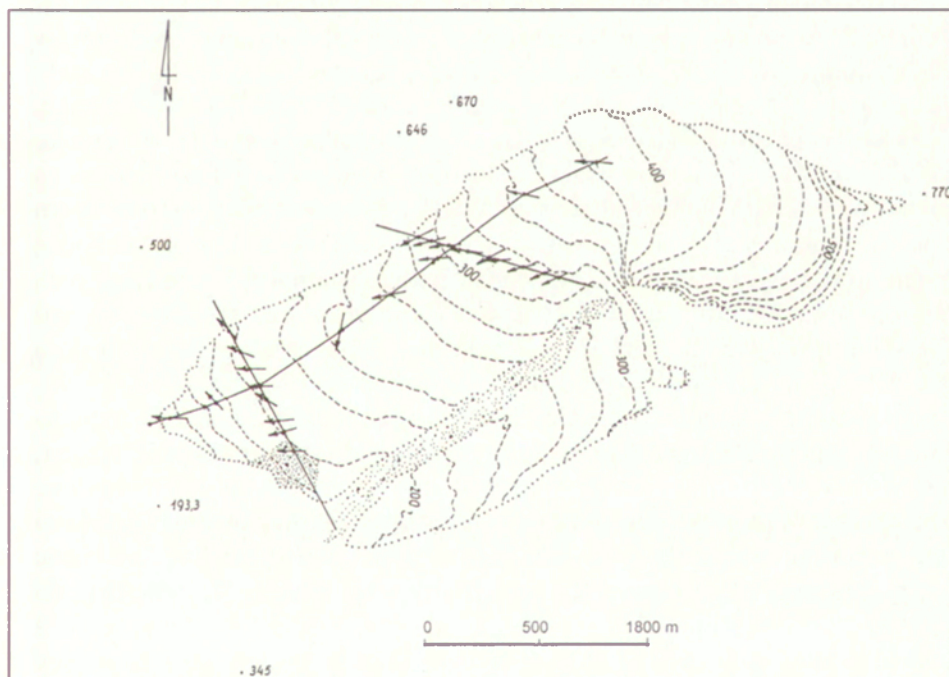
**1995–2000.** W ostatnich pięciu latach na lodowcu Waldemara prowadzone były, przez zespół prof. M. Grzesia, badania glaciologiczne (m.in. Grześ, Sobota 1999; Kejna 2000; Kubiak-Wójcicka 2000; Sobota 1999 i inni). W 1997 r., w strefie krawędziowej lodowca badania geomorfologiczne prowadzili Weckwert i Jaworski (2000), a w 1999 Dorożyński przeprowadzał pomiary topograficzne. Autor prowadził kolejne obserwacje i pomiary geodezyjne latem 2000 r. Najważniejsze zmiany jakie zaobserwowano w 2000 r. to: a) spłynięcie jeziora w części płd. lodowca, b) całkowity zanik kopuły nalodzi w NW części lodowca, c) cofnięcie się czoła lodowca na całej jego szerokości o śr. 30 m (max. 65 m), d) niewielkie, równomierne obniżenie całej powierzchni lodowca, miejscami niewielka zmiana konfiguracji powierzchni związana z ruchem lodowca. Szczegółowe dane o recesji lodowca Waldemara w XX wieku pokazano na rycinie 28, oraz zawarto w tabeli 12.

#### Uwagi o termice, sieci hydrograficznej i ruchu lodowca Waldemara

Zagadnienia termiki i ruchów lodowca nie wchodziły w zasadzie w zakres prac autora niniejszej pracy, ale zdając sobie sprawę z ogromnego wpływu i ustroju termicznego oraz ruchu lodowca na przebieg i wielkość recesji, prowadzono także obserwacje tych zagadnień. Analiza morfologii lodowca,



rozwoju i przestrzennego wykształcenia sieci wodnej na lodowcu, skłania do postawienia następującej tezy. Lodowiec Waldemara posiada złożony ustrój termiczny, jest więc typowym lodowcem subpolarnym, wg klasyfikacji Baranowskiego (1977a). Lodowiec ten, w 2/3 swojej masy jest lodowcem ciepłym, natomiast strefa czoła i znaczna część jego południowej partii to lodowiec zimny. Zagadnienia dotyczące spływu wód z powierzchni lodowca, oprócz obserwacji czynionych przez autora w trakcie wykonywania zdjęć topograficznych, szczegółowo badali w 1980 r. Marszelewski i in. (1987) a ostatnio Pawłowski (1996, 1997 a, b, 1998) i Brykała (1998). Autorzy ci podkreślają dużą stabilność sieci wodnej na lodowcu Waldemara. Na jego powierzchni, wydzielono sześć zlewni cząstkowych, co pokrywa się z obserwacjami autora z następnych sezonów. Już w 1980 r. opisano istnienie dużej, tensyjnej szczeliny po północnej stronie głównej partii lodowca. W 1980 r. oceniono jej szerokość na 2 m, a głębokość na 23 m (Marszelewski i in. 1987). Szczelina ta istnieje do dziś, ma jednak większe wymiary. Do szczeliny tej spływa rzeka odwadniająca partię środkowe lodowca. O stałości tego odpływu świadczy wytworzenie się w tym miejscu szerokiej, stabilnej doliny (zał. 2–6) mimo, że rzeka jest stosunkowo płytka i szeroka tylko na 1–2 m. W kierunku N–E, na styku lodowca z górami Prins Heinrichfjella, w kilku



Ryc. 29. Profile tyczek ablacyjnych i kierunki ruchu lodowca Waldemara w 1989 r.  
Profiles of the ablation rods and a direction of the Waldemar glacier's movement in 1989

miejscach, pod koniec sezonu ablacyjnego, odsłania się duża szczelina brzeżna, częściowo też o tensyjnym rodowodzie. Wody spływające z pola firnowego dostają się w głąb lodowca szczelinami poprzecznymi o przebiegu NE–SW. Szczeliny te o szerokości kilkunastu centymetrów i nieznanej głębokości uwidaczniają się wyraźnie dopiero pod koniec sezonu ablacyjnego. Woda dostająca się do tych szczelin spływa inglacjalnie na północną stronę lodowca, dalej kieruje się na zachód i zasila rzekę płynącą inglacjalnie lub może subglacjalnie, częściowo we wspomnianych szczelinach brzeżnych, otwartych ku górze. Dalej ku zachodowi, rzeka płynie pod lodowcem, na jego styku ze strefą górską, i wypływa na powierzchnię w okolicach kopuły nalodziowej. Zimą i wiosną wypływa tam w postaci fontannowego wypływu nadbudowując nalodź. Jak obserwowano w kwietniu i maju 1996 r. (Grześ, Lankauf 1996, 1997), nadmiar wody odpływa, na styku kopuły nalodziowej z lodowcem, krętą rzeką supraglacjalną. Następnie płynie pod pokrywami nalodziowymi na płaskim obszarze sandru wewnętrznego i równiny morenowej. Woda nasącza nalodź i w niej (a także pod nią) dostaje się do doliny przełomowej rzeki Waldemara. Wiosną 1996 r. obserwowano cały przełom (kanion) rzeki Waldemara wypełniony lodami nalodziowymi, miejscami o miąższości ponad 3 m (fot. 19).

Po północnej stronie moreny środkowej płynie, głębokim na kilka metrów i bardzo krętym korytem, rzeka, do której uchodzi cała sieć mniejszych cieków odwadniających S–W część partii głównej lodowca. I ta rzeka ma stały charakter, występowała bowiem zawsze w okresie 1977–1996. W 1995 roku, uchodziła ona do małego jeziora frontального, skąd odpływała dalej w kierunku N–W, do głównego wypływu rzeki Waldemara. Sieć wodna płd. partii lodowca ma również charakter ustabilizowany. Wzdłuż moreny środkowej (tym razem po jej południowej stronie) płynie dość duża i stała rzeka, do której uchodzą stałe i efemeryczne ciekły od strony Gråfjellet (latem 1995 r. jeden z tych cieków tworzył fontannowy wypływ w obrębie moren środkowych nad jeziorem). W 1995 roku rzeka ta uchodziła do nowopowstałego dużego jeziora (0,5 ha) a dalej, tunelem pod moreną środkową (Sobota 1996, 1998), wypływała po północnej stronie tej moreny, uchodząc z kolei do wspomnianego jeziora frontального po jej północnej stronie. Dodać trzeba, że w roku 1995, do rzeki południowej spływały wody powierzchniowe ze znacznej części pola firnowego, przedostając się przełomami i tunelami przez morenę środkową pod Kristi'nefjellet. Środkowe partie czoła odwodniane są przez sieć potoków supraglacjalnych (Pawłowski 1996, 1997, 1998; Brykała 1998). Podsumowując opis odpływu z lodowca podkreślić należy, że duża część lodowca w jego partiach wschodnich, odwadniana jest przez istniejący system inglacjalny. To zaś świadczy o tym, że w dużej części lodowiec Waldemara musi być lodowcem ciepłym. Jedynie partie w pobliżu jego czoła są całkowicie przemarznięte i tu tworzy się sieć odpływu supraglacjalnego.



Ustrój termiczny lodowca (oceniany na podstawie sieci hydrograficznej) przypomina wręcz klasyczny przykład lodowca o termice złożonej, czyli o reżimie subpolarnym.

W 1989 r. wspólnie z grupą klimatologiczno-glaciologiczną ustawiono trzy profile tyczek ablacyjnych. Usytuowanie tych profili pokazano na rycinie 29. Pierwszy pomiar tachimetryczny ich położenia i wysokości nad poziom morza przeprowadzono 29 lipca. Drugi pomiar pochodzi z 24 sierpnia. Nie wszystkie tyczki zachowały się przez ten 26 dniowy okres. Niektóre wymarły i były powtórnie instalowane. Również zastosowana metoda pomiaru tachimetrycznego, choćby wykonywana jak najbardziej starannie, obciążona jest pewną niedokładnością. Dlatego też uzyskane wyniki, wysokości tyczek (na styku z lodem), jak i ich przesunięcie trzeba traktować bardzo ostrożnie. Prezentowana jest zatem tylko mapka kierunków przesuwania się tyczek w kierunku ruchu powierzchniowych partii lodowca.

## 6.2. LODOWIEC IRENY

Lodowiec Ireny (Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.2.0.1

$\varphi - 79^{\circ} 39' 10'' \text{ N}$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 40' 39'' \text{ N}$

$\lambda - 12^{\circ} 03' 27'' \text{ E}$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 14' 30'' \text{ E}$

w 1995: powierzchnia – 4,30 km<sup>2</sup>, długość – 4000 m, szerokość – 1000–1500 m, czoło na 97,0 m n.p.m., pole firnowe płn. – 400–460 m n.p.m., płd. – 430–650 m n.p.m.

nr katalogowy – 154 02 (wg *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

(Wg *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 4,7 km<sup>2</sup> (1990), objętość – 0,36 km<sup>3</sup>)

Kolejnym ku południowi, lodowcem rejonu Kaffiøyry jest lodowiec Ireny (fot. 20). Od płn. otaczają go grzbiety górskie Gråfjellet i Kristi'nefjella, od wschodu pasmo Prins Heinrichfjella z masywem Brattskarvet, zaś od południa grzbiet Prinsesserygen. Ukierunkowanie grzbietów ku SW warunkuje też takie położenie lodowca. W czasie całej swojej współczesnej historii lodowiec Ireny był zasilany wyłącznie z własnych basenów akumulacyjnych.

Powierzchnia lodowca Ireny w 1995 roku wynosiła 4,3 km<sup>2</sup>, długość 4 km, a szerokość: na czołe około 1 km, zaś dalej, ku wschodowi ok. 1,5 km. Posiada on dwa baseny akumulacyjne (pola firnowe). Basen północny, pomiędzy wschodnią częścią Gråfjellet, Kristi'nefjella i Prins Heinrichfjella ma kształt typowego karu, basen południowy oddzielony od północnego ostrogą górską Prins Heinrichfjella ma kształt wydłużony w kierunku wschodnim (fot. 21). Charakterystyczne, że oś obu pól firnowych lodowca Ireny podobnie jak pole firnowe (cyrk) lodowca Waldemara skierowana jest ku NW. Wynika to z

Tabela. 13. Obniżenie powierzchni lodowca Ireny

Okres	Profil 1(a)		Profil 2(b)		Profil 3(c)	
	w m	w m/rok	w m	w m/rok	w m	w m/rok
1909–1936	10–50	0,3–1,7	10–50	0,3–1,7	10–40	0,3–1,4
1936–1975	10–38	0,3–1,0				
1975–1985	7–40	0,7–4,0				
1985–1989	5–30	1,0–6,0				
[1936–1989]	10–36	0,2–0,6	10–23	0,2–0,4		
1989–1995	2–12	0,3–2,0	3–4	0,5–0,7	0–4	0,0–0,7

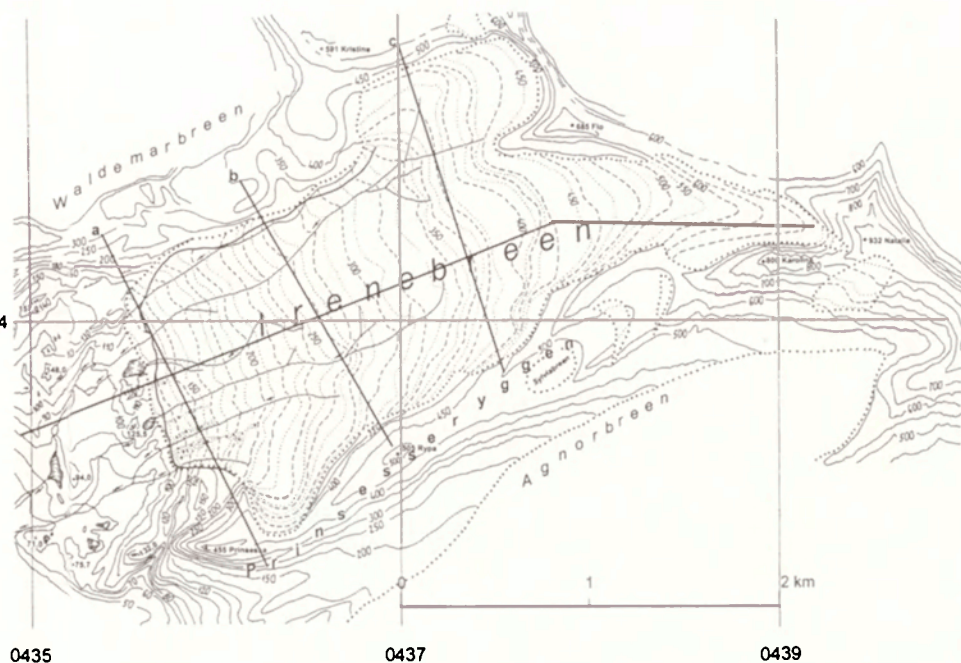
budowy strukturalnej tej części Ziemi Oskara II. Masy lodowe gromadzące się na polach firnowych lodowca Ireny łączą się ze sobą tworząc szeroki jezor lodowcowy, skierowany ku SW. Powierzchnia tego lodowca jest stosunkowo płaska, aczkolwiek jego przekrój poprzeczny wykazuje charakterystyczną asymetrię, wznosząc się ku południu. W przebiegu podłużnym lodowca (ryc. 30, 31, zał. 8 i 9) wyróżnić można kilka stref różniących się nachyleniem. I tak, na długości około 1 km od jego czoła (w części środkowej czoła – ryc. 30), nachylenie wynosi ok. 12°, dalsze 600 m to część bardziej płaska (6–8°). Ok. 1700 m od czoła występują dwa garby na powierzchni lodowca, gdzie nachylenie wzrasta do ponad 13° (średnio dla strefy 11°). W obrębie pola firnowego wydzielić można początkowo prawie płaską powierzchnię (4,4°) oraz znacznie bardziej stromy, klinowaty odcinek dochodzący do 700 m npm. pod Brattskarvet, o nachyleniu ponad 17°. Dane o nachyleniu powierzchni lodowca Ireny, w poszczególnych latach zawiera tabela 14. Jego powierzchnia porożciniana jest systemem rzek powierzchniowych, spływających na ogół zgodnie z ogólnym kierunkiem spływu mas lodowych, czyli na SW. O trwałości systemu odpływu powierzchniowego z lodowca świadczy fakt wykształcenia się szerokich dolin podłużnych, których środkiem spływają kręte rzeki powierzchniowe, wcięte na znaczną głębokość, czasami na kilka metrów. Wydaje się, że w odróżnieniu od lodowca Waldemara, znacznie większa część lodowca Ireny to lodowiec zimny, gdyż na dużej (praktycznie całej) powierzchni jezora dominuje odpływ powierzchniowy. Główna masa

Tabela. 14. Nachylenie powierzchni lodowca Ireny

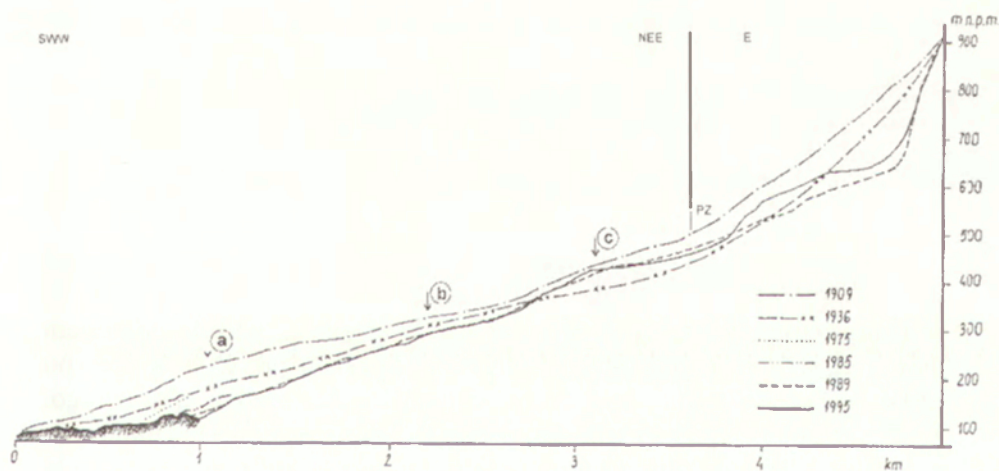
Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III	Strefa IV	Strefa V
	w m npm.				
1909	100–200	200–400	400–500	>500	
Nachylenie w °	8°	5,1°	6–7°	>15°	
1936	100–200	200–400	>400		
Nachylenie w °	5–6°	5,2°	>14,5°		
1985	120–160				
Nachylenie w °	7,5°				
1989	90–160	160–340	340–440	440–500	>500
Nachylenie w °	10,4°	8–6°	9,1°	5,2°	>7,5°
1995	100–160	160–340	340–430	430–500	>500
Nachylenie w °	12°	8–6°	11,2°	4,4°	>17°



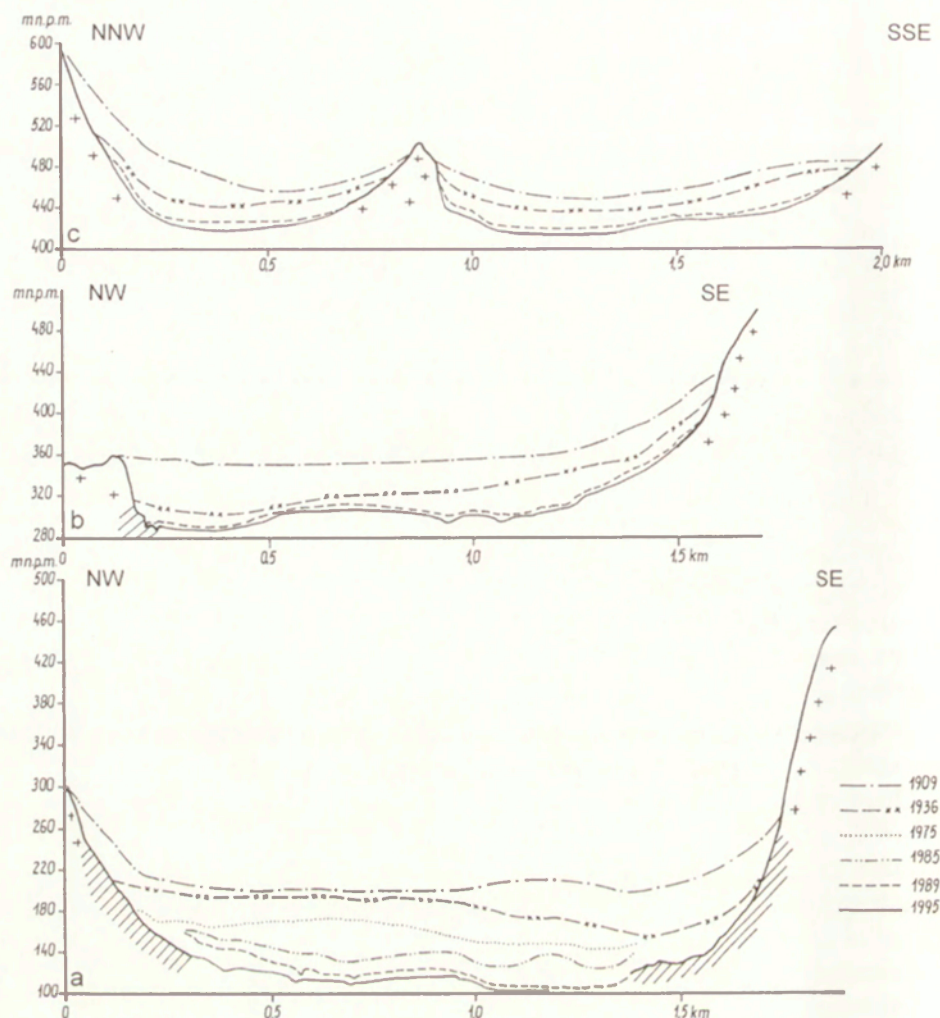
8734



Ryc. 30. Usytuowanie profili poprzecznych i profilu podłużnego na lodowcu Irenej  
Place of longitudinal profiles and cross-profiles in Irene glacier



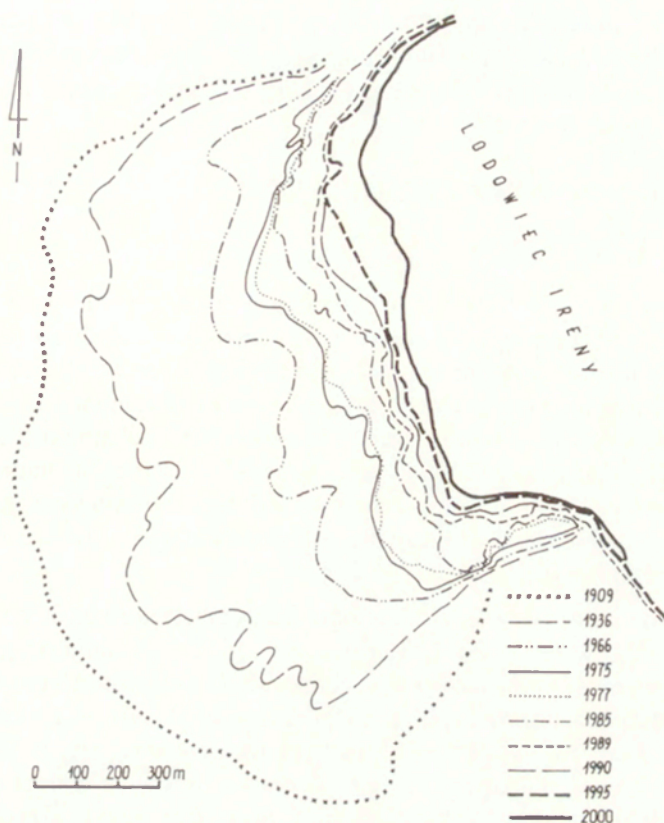
Ryc. 31. Profil podłużny lodowca Irenej  
Longitudinal profiles of the Irene glacier



Ryc. 32. Profile poprzeczne przez lodowiec Ireny  
Cross-profiles through the Irene glacier

lodu dostarczana jest z południowego basenu akumulacyjnego. Spływ lodu jest utrudniony przez występujący w spągu lodowca poprzeczny próg. O istnieniu progu świadczy nabrzmienie na lodowcu, pocięte systemem potężnych szczelin poprzecznych i podłużnych, odsłaniających się dopiero po całkowitym wytopieniu śniegów, w drugiej części sezonu ablacyjnego. System wspomnianych szczelin jest dobrze widoczny na zdjęciach lotniczych z 1969 roku. Mniejsze znaczenie ma dopływ masy lodowej z północnego pola firnowego, który w ostatnich latach jest na tyle mały, że na linii Gråfjellet – ostroga Prins Heinrichfjella (Flo – 685 m) powstaje na lodowcu dolina (obniżenie), poprzeczna w stosunku do ruchu lodu.





Rye. 33. Recesja czoła lodowca Ireny od maksymalnego zasięgu w XIX w. do 2000 r.  
 Recession of a front of Irene glacier starting with a maximal range in the 19th century  
 up to 2000

Tabela. 15. Recesja lodowca Ireny

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
	w km <sup>2</sup>	w km <sup>2</sup>	w %	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	średnio	w m/rokr
1909	5,51*						
Pomiędzy							
1909–1936.		0.47	8.52	0.017	0.32	395	14.6
1936	5.04						
1936–1966		0.30	5.95	0.01	0.20	375	12.5
1966	4.74						
		0.09	2.00	0.01	0.22	175	19.4
1975	4.65						
		0.06	1.30	<0.01	0.13	117	11.7
1985	4.59						
		0.24	5.20	0.06	1.30	40	10.0
1989	4.35						
		0.05	1.10	0.01	0.20	90	15.0
1995	4.30						
Razem	do 1995 r.	1.21	21.96			1192	13.7

\* z wałami lodowo-morenowymi z fazy maksymalnej (XVIII/XIX w.) o pow. ok. 0,07 km<sup>2</sup>

Wyniki prac na lodowcu Ireny przedstawiono w postaci map topograficznych w skali 1:20 000 (załączniki nr 7, 8, 9), oraz profili podłużnych i poprzecznych (ryc. 31, 32). Recesję czoła lodowca pokazano na rycinie 33, a wyniki badań w tabeli nr 15.

## **Recesja lodowca Ireny w latach 1909–1995**

### **Okres I – 1909–1936**

Podobnie jak dla lodowca Waldemara pierwsza wiadomość o lodowcu Ireny pochodzi z mapy Isachsena (1912) ukazującej stan lodowca w 1909 r. Na mapie tej, jak wspomniano wcześniej lodowiec Ireny połączony jest poprzez wschodnią część Grätfjellet z lodowcem Waldemara. Było to jednak połączenie wynikające tylko z grubości lodowców w maksimum zlodowacenia XVIII/XIX w., nie zaś z kierunków ruchu mas lodowych. Na mapie Isachsena zaznaczono czoło lodowca, pokryte materiałem morenowym. Niemożliwe jest jednak ustalenie, czy lodowiec w tym czasie wykazywał już się jakimś cofnięciem liniowym.

Kolejnym przedstawieniem kartograficznym jest norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000 z 1936 roku (NPI 1957 i wydania późniejsze). Na mapie tej wyraźnie zaznaczona jest szeroka strefa czołowo-morenowa lodowca Ireny i jego stosunkowo płaskie i szerokie czoło. Trzeba zaznaczyć, że lodowiec Ireny w swojej fazie maksymalnej wysunął się, w stosunku do grzbietów górskich dalej niż opisany wcześniej lodowiec Waldemara i zszedł znacznie niżej, bo do wysokości ok. 60 m n.p.m. Zapewne to niższe położenie czoła (i większej części jezora lodowca) miało decydujący wpływ na przebieg recesji tego lodowca. W 1938 roku lodowiec Ireny posiadał płaskie, szerokie czoło, pokryte grubą moreną powierzchniową (Klimaszewski 1960). Niezwykle cenna jest także uwaga Klimaszewskiego o silnej ablacji powierzchniowej (obniżaniu się powierzchni lodowca), w obrębie pola firnowego, na wysokości 440 m n.p.m., która wyniosła ponad 1 m (w niepełnym okresie ablacyjnym). Porównując obie wspomniane mapy, a także wykonane na ich podstawie profile podłużne i poprzeczne poprzez lodowiec (ryc. 31, 32), można przyjąć że, w latach 1909–1936 nastąpiła recesja polegająca, zarówno na cofnięciu się czoła lodowca, jak i na wyraźnym obniżeniu jego powierzchni (czyli zmniejszeniu objętości) i to na całej jego długości.

W 1975 r., podczas I Toruńskiej Wyprawy Polarnej, R. Zapolski wykonał mapę poziomicową przedpola lodowca Ireny (Zapolski 1977), a Wronkowski i Olszewski przeprowadzili szczegółowe badania geomorfologiczne strefy marginalnej (Wronkowski, Olszewski 1977). Autorzy ci, po szczegółowych badaniach geomorfologicznych wyznaczyli przebieg krawędzi (czoła) lodowca w 1936 r. W ogólnym zarysie przebieg ten pokrywa się z sytuacją zaznaczoną na mapie norweskiej. W latach 1909–1936 nastąpiło więc cofnięcie się czoła żywego lodowca od kilkunastu metrów w strefach bocznych lodowca do



prawie 400 m, w centralnych partiach czoła. Obniżenie wysokości czoła nie było zbyt wielkie i wyniosło około 20 m. Ta niewielka wartość wynika z płaskości czoła tego lodowca. W odległości ok. 1 km od jego maksymalnego zasięgu, obniżenie wysokości wyniosło już 50 m (ryc. 31 i 32), w partiach środkowych jezora wyniosło 30–50 m, a w obrębie pola firnowego 40–70 m. Rozpatrując, obniżanie się powierzchni lodowca w profilach poprzecznych (ryc. 32), zauważamy, że w partiach bliskich czoła lodowca, największe obniżenie nastąpiło w strefach przygórskich, zwłaszcza po południowej stronie lodowca. W partiach środkowych lodowca najsilniejsze obniżenie (ponad 50 m) nastąpiło po północnej stronie, przy ścianach Gråfjellet. W obrębie pól firnowych większe obniżenie powierzchni wystąpiło na polu północnym, bardziej eksponowanym ku słońcu. W całym okresie 1909–1936, zakładając (oczywiście teoretycznie) równomierną recesję, obniżanie powierzchni dochodziło do 1,8 m/rok. Jest to wartość zgodna z jednorazową obserwacją Klimaszewskiego (1960) z 1938 r. Podsumowując wielkość recesji w omawianym okresie wyliczono, że wyniosła ona 0,47 km<sup>2</sup>, tj. 8,5% powierzchni lodowca (Korjakin 1974 – 6,9%). Autor we wcześniejszych pracach (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) wyróżniał jeszcze okres od stadium maksymalnego (XIX w.) do 1907(09) r., traktując obszar pokryty moreną (zakropkowany na mapie Isachsena) jako część odrębną (poza lodowcową). Wydaje się jednak, że materiały jakimi dysponujemy, przede wszystkim ze względu na skalę map, nie pozwalają na takie wydzielenia. Badania geomorfologiczne prowadzone przez autora w latach 1989 i 1995, nie pozwalają na wyróżnienie w terenie, jakiejś pośredniej fazy pomiędzy maksymalnym wysunięciem lodowca a jego pozycją w 1909 r., dlatego też w niniejszej pracy za początek recesji powierzchniowej przyjęto umownie rok 1909.

## Okres II – 1936–1966–1975

Kolejnym po mapie z 1936 roku i obserwacjach Klimaszewskiego z 1938 r, materiałem dotyczącym lodowca Ireny jest zdjęcie lotnicze Norsk Polarinstitut z 1966 roku, w skali ok. 1:50 000. Lodowiec Ireny w latach 1936–1966 nadal cieniał, a jego czoło cofało się w tempie podobnym do poprzedniego okresu. Cofnięcie to wyniosło maksymalnie 375 m, a czoło w swoim przebiegu w 1966 r., wykazuje wyraźne podobieństwo do przebiegu z 1936 r. Dowodzi to równomiernego wycofywania się lodowca na całej szerokości jego czoła.

Zespół form jaki powstał na terenie odsłoniętym spod lodu w latach 1936–1975, został opisany, przez uczestników I Toruńskiej Wyprawy Polarnej (Wronkowski, Olszewski 1977). Szczególną uwagę przyciąga duża forma wałowa (94,5–96 m n.p.m.) opisana przez tych autorów jako „drugi wewnętrzny łuk morenowy”. Piszą oni, iż kulminacja tego wału założona jest na wyniesieniu podłoża skalnego. W 1966 roku czoło lodowca zalegało już ponad 150 m na wschód od tego wału, a czołem lodowca

wytworzyła się, szczególnie dobrze widoczna w centralnej części strefy marginalnej, dolina lateralna. Pośrednio świadczy to o stosunkowo długim postoju lodowca na linii z 1966 roku (podobna sytuacja wystąpiła w strefie marginalnej lodowca Waldemara). Autor niniejszej pracy dokonał pewnej korekty wcześniejszych wyliczeń recesji (Lankauf, Wojcik 1987; Lankauf 1993), po badaniach terenowych w 1995 r., i obliczył, że pomiędzy 1936 a 1966 nastąpiła recesja lodowca o  $0,3 \text{ km}^2$  (ok. 6%). Pomiedzy sytuacją przedstawioną na zdjęciu lotniczym z 1966 r., a rokiem 1975, kiedy to Zapolski ustalił metodą pomiaru geodezyjnego zasięg czoła lodowca Ireny (Wronkowski, Olszewski 1977), recesja lodowca miała podobne tempo jak wcześniej i podobny przebieg przestrzenny. Maksymalne cofnięcie czoła wyniosło 175 m, co daje nieco szybsze wycofywanie się czoła (19,4 m/rok, podczas gdy, poprzednio 12–13 m/rok). Jest to jednak wartość ekstremalna. Średnio bowiem tempo cofania się czoła jest zbliżone. Pomiedzy 1966 a 1975 r. powierzchnia lodowca zmniejszyła się o dalsze ok.  $0,1 \text{ km}^2$ , co przeliczając na recesję roczną daje wynik podobny do poprzednich i wynosi ok. 0,2% rocznie. Mapa hipsometryczna przedpoła lodowca Ireny obejmuje tylko niewielki wycinek czoła lodowca, ok. 200 m, do wysokości 160 m n.p.m. Możemy więc obliczyć obniżenie się jego wysokości tylko w partiach bliskich czoła. Wyniosło ono od 10 do 40 m (ryc. 31, 32; tab. 14). Kolejne zdjęcie topograficzne czoła lodowca przeprowadził autor w 1977 r. Pomiarzy wykazały od kilku do kilkunastu metrów cofnięcia się lodowca na całej szerokości czoła. Przeprowadzone w 1985 roku pomiary (Lankauf, Wójcik 1987) objęły nie tylko krawędź lodowca (zał. 7), ale i niewielką część jego jezora (jak u Zapolskiego w 1975 r., do ok. 200 m w górę lodowca). Pozwoliło to ocenić recesję powierzchniową lodowca na ok.  $0,06 \text{ km}^2$ , a maksymalne cofnięcie się czoła wyniosło 117 m. Daje to wynik 11,7 m/rok, co jest wartością zbliżoną do średnich wartości z długich okresów wcześniejszych. W partiach czołowych lodowiec obniżył się najsilniej w centralnej i północnej części, miejscami aż o 40 m.

W 1989 r. wykonano (Lankauf 1993) zdjęcie topograficzne niemal całego lodowca (zał. 8). Pozwoliło to na ocenę recesji całego lodowca pomiędzy 1936 a 1989 rokiem. Przez cały ten czas powierzchnia i objętość lodowca malała. Największa recesja nastąpiła na czole, natomiast w części środkowej lodowca i na polach firnowych obniżenie powierzchni było mniejsze niż można było oczekiwać (max. 36 m). Jednak po przeanalizowaniu przebiegu profilu podłużnego (ryc. 31) można stwierdzić, że w niektórych partiach lodowca po intensywnym obniżaniu się w I okresie (1909–1936), w późniejszych latach nastąpiły zmiany w tempie recesji i miejscami zanotowano przyrost masy lodowej. Zmiany profilu podłużnego są zapewne związane także z ruchem lodu. I tym chyba należy tłumaczyć dość zaskakujące wyniki zwłaszcza w partii środkowej lodowca, ok. 3–4 km od czoła (w fazie maksymalnej), gdzie zanotowano przyrost masy lodowej nawet o 30 m.



Pomiary wykonane w 1989 roku pozwoliły ocenić zmniejszenie się powierzchni lodowca o dalsze 0,24 km<sup>2</sup> (w stosunku do 1985 roku) – tab. 15. Maksymalne cofnięcie czoła wyniosło 40 m.

Kolejne zdjęcie topograficzne całego lodowca wykonał autor w 1995 roku. Oprócz stosowanej wcześniej metody tachimetrycznej, po raz pierwszy użyto do wyznaczania współrzędnych punktów, odbiorników GPS. Uzupełniające pomiary przeprowadzono w kwietniu 1996 roku, używając dwu odbiorników GPS. Można było wykonać zimowe pomiary, bowiem dysponowano skuterami śnieżnymi, a gruba pokrywa śniegu pozwoliła dotrzeć w najdalsze rejony pól firnowych, które latem ze względu na wspomniane szczeliny są praktycznie niedostępne. Ponieważ równocześnie sondowano grubość pokrywy śnieżnej, możliwe było także przeliczenie uzyskanych wyników na poziom powierzchni lodowca. Obliczono (tab. 13), że pomiędzy 1989 a 1995 rokiem nastąpiła dalsza recesja powierzchniowa lodowca, o ok. 1%, czoło lodowca cofnęło się maksymalnie o 90 m. Niewielkiemu obniżeniu na czole (do 12 m) i w środkowych partiach jezora (do 4 m), towarzyszył przyrost masy lodowej na południowym polu firnowym. Pomiary geodezyjne i GPS przeprowadzone w 2000 r. wykazały dość duże cofnięcie się czoła (do 100 m) w partiach NW, umiarkowane (30–50 m) cofnięcie w środkowych partiach czoła i niewielkie (do 10 m) w partiach południowych. Obniżenie powierzchni w partiach czołowych wyniosło kilka metrów, wyżej (w kierunku pól firnowych lodowca) okazało się prawie niemierzalne. Klimat w 2000 roku, nie sprzyjał określeniu wysokości powierzchni lodowca, ze względu na powtarzające się na przełomie lipca i sierpnia i w sierpniu dość znaczne opady śniegu. Reasumując, w latach 1909–1995 lodowiec Ireny utracił 22% powierzchni w stosunku do maksymalnego zasięgu, a jezior lodowca cofnął się (równomiernie na całej szerokości) o prawie 1200 m. Przestrzenny obraz recesji czoła lodowca Ireny pokazano na rycinie 33.

Od południa lodowiec Ireny ogranicza i oddziela, od kolejnego lodowca Elizy, wąski i stromy grzbiet górski – Prinsesserygen. Grzbiet ten zaczyna się szczytem Prinsessa – 455 m n.p.m. na zachodzie, a kończy na wschodzie masywem Brattskarvet z dwoma ostrymi wierzchołkami, Karoline – 800 i Natalie – 932 m n.p.m. W środkowej partii tego stromego i wąskiego grzbietu, o ścianach prawie pionowych (zarówno od strony płn. jak i pld.), występuje spłaszczenie o szerokości do 300 m. Spłaszczenie to wypełnia niewielki, dziś rozerwany na trzy części, lodowczyk (*Sylviabreen*). Fragment tak nazwany (zał. 8, 9, 12, 13) stanowi kopuła lodowa o rozmiarach ok. 250 x 150 m, wysoka na kilkanaście metrów. Jest to resztką jeziora lodowczyka, który spływał spod szczytu Karoline w kierunku SWW. Lodowczyk ten utworzył (pozostawił) przed swoim czołem wysokie, wyraźne moreny (wały lodowo-morenowe). Podczas siódmego pobytu autora na Spitsbergenie, w 2000 r., udało mu się, wraz ze studentką Sylwią Nowak wejść na ten grzbiet (od strony

lodowca Elizy) i zobaczyć z bliska ten „tajemniczy” dziewiąty lodowiec Kaffiøyry (fot. 22, 23)

### 6.3. LODOWIEC ELIZY

Lodowiec Elizy ( Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.2.0.(3).I

$\varphi - 78^{\circ} 38' 06''$  N, do  $\varphi - 78^{\circ} 39' 48''$  N

$\lambda - 12^{\circ} 05' 48''$  E, do  $\lambda - 12^{\circ} 23' 08''$  E

w 1995: powierzchnia – 12,19 km<sup>2</sup>, w tym: lodowiec Elizy – 10,77 km<sup>2</sup>, lodowiec Agnor – 1,36 km<sup>2</sup>, morena środkowa – 0,06 km<sup>2</sup>

długość lodowca Elizy: 6,8–7,0 km, długość lodowca Agnora: 3,6 km,

szerokość lodowca Elizy: 1200–1800 m, szerokość lodowca Agnora: 20–700 m,

czoło lodowca Elizy na 30–60 m n.p.m., czoło lodowca Agnora na 80 m n.p.m.

pole firnowe lodowców Elizy na 350–500 m n.p.m., Agnora na 400–550 m n.p.m.

nr katalogowy – 154 01 (wg *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*, Oslo 1993)

(Wg *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 11,4 km<sup>2</sup> (1966), objętość – 1,20 km<sup>3</sup>

Kod klasyfikacyjny: 5.1.2.2.

Największym lodowcem uchodzącym na Kaffiøyre jest lodowiec Elizy (fot. 24). Od omówionego poprzednio lodowca Ireny, oddzielają go grzbiety Prinsesserygen i Prins Heinrichfjella. Od południa otaczają go równie wysokie grzbiety: Jarlsbergryggen, Kysa, Askerfjellet, z najwyższym szczytem rejonu Kaffiøyry – Asker – 935 m n.p.m. i Fjelgen. Od wschodu płaska, złodzona przełęcz, łączy lodowiec Elizy z lodowym plateau Løvenskiolda (Løvenskioldfonna), skąd niegdyś lodowiec otrzymywał dodatkowe masy lodu. Od głównego masywu Prins Heinrichfjella odchodzi ku SWW grzbiet Bolken, oddzielający lodowiec Elizy od lodowca Agnor, traktowanego na ogół, jako część lodowca Elizy. Grzbiety górskie skierowane są ku SWW, warunkują też taki spływ mas lodowych i ukierunkowanie lodowca.

#### Opis lodowca Elizy

Powierzchnia lodowca Elizy w 1995 roku wynosiła 12,19 km<sup>2</sup> (wraz z lodowcem Agnora), długość 6,8–7,0 km, a szerokość od 1,2 do 1,8 km. W okresie maksimum współczesnego złodowacenia lodowiec Elizy rozlewał się szeroką łapą, schodząc na Kaffiøyre do wysokości ok. 10 m n. p.m. Oznacza to równocześnie, że lodowiec ten (lub jego wcześniejsza faza) zniszczył (wyegzarował), a przynajmniej silnie obniżył progi skalne zamykające dolinę, i usunął wyższe tarasy morskie na tym odcinku Kaffiøyry.



Na lodowcu Elizy wyróżnić można kilka stref lub części różniących się od siebie. Pierwszą, odrębną część, stanowi lodowiec Agnor (zał. 10–13). Wyływa on z odrębnego (własnego) pola firnowego, pomiędzy Prins Heinrichfjella i Prinsesserygen a grzbietem Bolken, i tuż na ukończeniu tego grzbietu łączy się z lodowcem Elizy (fot. 24). Pomiedzy lodowcami Agnor a Elizy ciągnie się pas moreny środkowej pochodzącej z niszczenia grzbietu Bolken. Morena ta ma znaczną szerokość, miejscami ponad 100 m. Równocześnie jednak poza częścią zachodnią (już poza dzisiejszym czołem) nie wznosi się wysoko ponad lodowiec, a wody rzek powierzchniowych przekraczają tę morenę w kilku miejscach, raz w stronę lodowca Agnor, innym razem ku Elizie. Jest to dowodem na to, że Agnor jest tylko bocznym, lodowym dopływem lodowca Elizy. Na lodowcu Elizy, poza Agnorem, wyróżnić można trzy (cztery) strefy wysokościowe różniące się od siebie oprócz położenia n.p.m., również nachyleniem oraz charakterem powierzchni.

#### a. Strefa A – Czoło lodowca (od 35 do 200 m n.p.m.)

W części północnej czoło lodowca Elizy jest stosunkowo płaskie, nachylenie jego osiąga 3–4°. Lodowiec kończy się tu, albo klifem o wysokości 0,5–1 m, podciętym niewielkim ciekim przykrawędziowym, albo też łagodnie przechodzi w błotnistą równinę morenową. Na przedpolu tej części czoła występują duże powierzchnie nalodzi. Należy zaznaczyć, że latem zajmują one znacznie mniejsze obszary, niż zaobserwowano to w okresie zimy (IV/V 1996). Powodem występowania w tym rejonie nalodzi, jest funkcjonujący tu, praktycznie przez cały rok, główny wypływ rzeki Elizy. Wcześniej, główny wypływ z lodowca Elizy miał miejsce w obrębie wspomnianej moreny środkowej, dzielącej lodowce Elizy i Agnora – rzeka wypływała z tunelu lodowego (Marciniak, Marszelewski 1987, 1991; Olszewski, Sendobry 1982). Znacznych rozmiarów tunel przestał funkcjonować w latach 1979/80 (Marciniak, Marszelewski 1991). Jeszcze w 1985 r. tunel ten, choć już suchy, był dostępny. Dziś jest już niewidoczny, ponieważ jego ujście zostało przysypane przez materiał skalny osuwający się po lodowym stoku moreny środkowej.

Nieco dalej ku południowi, płaskie czoło lodowca kończy się niską krawędzią, przed którą występują grząskie równiny morenowe z formami „*fluted moraine*” i licznymi drumlinami zaczepowymi, albo też płytkie jeziora z licznymi formami „murów” gliniastych.

Część środkowa (zachodnia) czoła lodowca jest bardziej stroma (5–6°), silniej potrząskana nierównościami powierzchni związanymi z płaszczynami ślizgu. Występują tu duże rzeki powierzchniowe o kierunku prawie prostopadłym do krawędzi lodowca. Lodowiec w 1995 roku, na odcinku 900 m, kończył się niewysokim klifem, w jeziorze frontalnym. Jezioro to powstało kilka lat temu (między 1985 a 1990), jego powierzchnia wzrasta i w 1995 r.

wynosiła 0,23 km<sup>2</sup> (w 2000 r. powierzchnia jeziora zaporowego zwiększyła się o ok. 1/3) – fot. 25. Stało się ono zbiornikiem retencyjnym dla wód z centralnych i południowych partii czoła lodowca (fot. 25, 26). Wody z jeziora odpływają w kierunku zachodnim, tworząc w osadach morenowych przełom, wycięty aż do podłoża skalnego. Powierzchnia czoła lodowca na przestrzeni ok. 300 m (w górę lodowca) jest stosunkowo równa, ale usiana niewielkimi zagłębieniami powstającymi w miejscu występowania drobnego materiału morenowego. Miejscami też występują, poprzeczne do spadku, nierówności związane z płaszczyznami ślizgu. Duża ilość rozproszanego materiału skalnego powoduje, że, zwłaszcza po opadach deszczu, czoło przybiera prawie czarną barwę (obserwacje własne, a także Marciniaka i Marszelewskiego (1991)).

Południowa część czoła lodowca Elizy ma (miała zawsze) nieco inny charakter. Czoło jest tu bardziej strome (do 15°), pocięte całym szeregiem rzek supraglacialnych, a równocześnie występują tu duże pasy i wały moren środkowych (fot. 26). Strefa czoła lodowca odpowiada glaciohydrologicznej strefie I – ablacyjnej, w rozumieniu Marciniaka i Marszelewskiego (1991). Do tej pracy autor będzie się odwoływał jeszcze kilkakrotnie, zawsze wtedy, kiedy będzie mowa o strefach glaciohydrologicznych.

#### **b. Strefa B 1. (od 200 do 310 m npm.)**

Powyżej 200 m npm. nachylenie lodowca jest już mniejsze i wynosi 3–4°, jedynie na południu nieco więcej – do 7°. W przekroju poprzecznym lodowiec ma kształt wypukły, lekko obniżając się ku północy i bardziej ku południu. Jego powierzchnia jest lekko pofalowana, a związane jest to z płaszczyznami ślizgu. Powstające na płaszczyznach ślizgu nierówności są z jednej strony podwyższane przez erozję termiczną małych cieków płynących równolegle do linii płaszczyzn, a z drugiej strony obniżane przez silne obtapianie krawędzi, szczególnie w dni wilgotne i ciepłe. Daje to falistą powierzchnię lodowca. Materiału morenowego w tej strefie jest zdecydowanie mniej niż na czole, dominują obniżenia kriokonitowe (w dużej części związane z osadami eolicznymi, często pochodzenia organicznego). W strefie tej występuje bardzo dużo mniejszych i większych cieków supraglacialnych, a także dość duże ciekі tranzytowe (Marciniak, Marszelewski 1987, 1991). Jest to tzw. II strefa glaciohydrologiczna, pod koniec sezonu ablacyjnego sięgająca daleko w głąb lodowca. W strefie tej, szczególnie po południowej stronie lodowca, przed linią niewątpliwych rygłi skalnych pod lodowcem, znajduje się obszar występowania studni lodowcowych. Opisali je we wspomnianej pracy Marciniak i Marszelewski (1991). W 2000 roku w strefie tej występowały wielkie rozpadliny lodowe, o kierunku zgodnym z ruchem lodowca, czyli na SW.



### c. Strefa B 2. (od 310 do 390 m npm.)

Powyżej 310–330 m npm., praktycznie czysta powierzchnia lodowca jest prawie płaska (nachylenie ok. 2°). W przekroju poprzecznym, w kierunku północnym, lodowiec obniża się ku grzbietowi Bolken, natomiast ku południu podnosi się, co jest spowodowane ocienianym (przez więcej niż 1/2 dnia) wpływem Jarlsbergryggen i innych grzbietów górskich. W ujęciu glaciohydrologicznym jest to III strefa, strefa papki śnieżno-wodnej z początku sezonu ablacyjnego, która w miarę postępującej ablacji przesuwa się ku górze, a w strefie tej pozostają płaty śniegu i firnu.

### d. Strefa C. (powyżej 390–400 m npm.)

Na wysokości 390–400 m npm., nachylenie lodowca wzrasta do 4°, a niekiedy więcej. W tej strefie wysokość i nachylenie lodowca może z roku na rok się zmieniać, jest to zależne od ilości spadłego i wytopionego lub pozostałego śniegu (jak również od daty przeprowadzenia pomiaru). W profilu poprzecznym uwidacznia się pewna wklęsłość, a lód (oraz firn i śnieg) wznoszą się niekiedy bardzo wysoko na ściany górskie (zwłaszcza po stronie południowej lodowca). W podziale glaciohydrologicznym, są to strefy IV i V – akumulacyjne. Na wysokości 550–600 m npm. i odległości od czoła – ok. 7 km (w 1990 – 7,2 km), niewysoka, całkowicie pokryta śniegiem przełęcz kończy lodowiec Elizy, rozpoczynając plateau Løvenskiolda.

## Historia badań lodowca Elizy

Pierwsze dane o lodowcu Elizy, tak jak dla całego obszaru Ziemi Oskara II, pochodzą z 1909 r., z mapy Isachsena (1912). W roku 1938, obserwacje lodowca przeprowadzał Klimaszewski (1960). Równocześnie powstawała norweska mapa w skali 1: 100 000. W latach 60., lodowcem Elizy interesowali się Rcsjanie (Korjakin 1974). Od 1975 roku stał się on obiektem badań uczestników Toruńskich Wypraw Polarnych. W 1975 r. Zapolski wykonał mapę topograficzną strefy marginalnej lodowca Elizy (Zapolski 1977 b). Jest to mapa wyjątkowa i jedno z najbardziej precyzyjnych opracowań kartograficznych ze Spitsbergenu. Zastosowanie metody stolikowej na Spitsbergenie, przede wszystkim ze względu na warunki pogodowe (częste mżawki i silne wiatry), wymagało i odpowiedniego hartu ducha i ogromnych umiejętności topograficznych. Mapa ta, w skali 1:5000, przedstawia, w sposób niezwykle dokładny, rzeźbę strefy marginalnej oraz czoła lodowca. Zaznaczono na niej praktycznie wszystkie formy, pojedyncze głazy, nawet małe ciekiki i eziorka oraz miejsca aktualnych zjawisk morfologicznych (np. ruchów masowych). Oczywiście wykonanie takiej mapy w jednym sezonie badawczym dla większego obszaru, czy np. całego lodowca Elizy, było praktycznie niemożliwe. Tym bardziej, że Zapolski, w czasie wyprawy wykonywał inne

prace geodezyjno-topograficzne (Zapolski 1977 a). Wykonywanie map metodami geodezyjnymi (stolikową, czy nawet tachimetryczną), w tak „żywym” terenie, może się wydać mało przydatne, choćby ze względu na trudność sporządzenia i nietrwałość obiektu (rzeźby, wód), tym bardziej jeśli dysponuje się zdjęciami lotniczymi, w odpowiedniej skali (Szczęsny 1991). Jednak uczestnicy I Toruńskiej Wyprawy, o ile mi wiadomo, dysponowali wyłącznie mapą w skali 1:100 000 oraz jej fotograficznymi powiększeniami i dopiero podczas wyprawy lub po niej, uzyskali zdjęcia lotnicze w skali ok. 1:54 000 z 1966 r. (czoło lodowca Elizy zakryte chmurami). Zapolski dysponował fototeodolitem, jednakże chcąc oddać precyzyjnie rzeźbę strefy marginalnej wybrał trudniejszą ale dokładniejszą metodę stolikową. A bez tego typu podkładu topograficznego, wykonanie wielu opracowań geomorfologicznych czy hydrologicznych nie byłoby możliwe. Wybór strefy marginalnej, już o dużej stabilności (Olszewski, Sendobry 1982) dodatkowo uzasadniał zastosowanie takiej metody.

Podczas wyprawy, w 1975 r., prowadzono badania geomorfologiczne szeroko pojętej strefy marginalnej lodowca Elizy (Olszewski 1977 b; Sendobry 1977). Prace te kontynuowano w 1977 i 1978 r. (Olszewski 1982; Olszewski, Sendobry 1982; Sendobry, Marszelewski 1982). W latach 1979–1980 na lodowcu Elizy i jego przedpolu prowadzono badania meteorologiczne, hydrologiczne i glaciologiczne (Marciniak i in. 1985; Marciniak, Marszelewski 1987, 1991; Marszelewski 1979, 1987). W latach 1975, 1977, 1979 i 1980 badania hydrologiczne, m. in. rzeki Elizy, prowadził Szczepanik (1993). W latach 1977 i 1978 metodami geodezyjnymi autor ustalił pozycję i wysokość czoła lodowca (Lankauf 1987) – zał. 10. W 1985 roku badania hydrologiczne w strefie marginalnej prowadzili Pietrucień i Skowron, a autor niniejszej pracy wykonał zdjęcie topograficzne (zał. 11), terenów odsłoniętych spod lodu pomiędzy 1975 a 1985 rokiem i ustalił położenie i wysokość czoła lodowca, do wysokości ok. 200 m n.p.m. (Pietrucień i in. 1987). W 1989 roku pomiarami objęto nowe fragmenty przedpola oraz cały lodowiec (zał. 12). Było to możliwe dzięki zastosowaniu metody tachimetrycznej oraz dość liczebnemu zespołowi ludzkiemu. Prace te powtórzono w 1995 roku (zał. 13). W kwietniu 1996 r. przeprowadzono pomiary miąższości pokrywy śnieżnej na lodowcu, i rozprzestrzeniania się nalodzi przed lodowcem (Grześ, Lankauf 1996). W 2000 r., metodami geodezyjnymi, oznaczono aktualny zasięg czoła lodowca (zał. 13). Wykonano także szereg pomiarów na lodowcu korzystając z odbiorników GPS. Dodać należy, że w 2000 roku badania glaciologiczne i geomorfologiczne na lodowcu Elizy i jego przedpolu prowadzili m. in. prof. J. Jania z Uniwersytetu Śląskiego i prof. Jan. A. Piotrowski z Uniwersytetu w Aarhus (Dania).



## Recesja lodowca Elizy

W czasie Małej Epoki Lodowej (na Spitsbergenie, XVIII i XIX w.) nastąpiła transgresja lodowców Spitsbergenu. Transgredował także lodowiec Elizy. Narastający szybko, dzięki stałej (i dużej) dostawie masy lodowej z plateau Løvenskiolda, lodowiec przesunął się na zachód, zgodnie z kierunkiem i nachyleniem doliny. Od NW dołączył do niego mały górski lodowiec Agnora. Lodowiec Elizy, po pochyłym dnie doliny, wysunął się daleko poza strefę górską. Ułatwiło mu to i pochylenie dna doliny, i fakt, że gdzieś ponad 2000 lat wcześniej (Olszewski, Sendobry 1982) podobny lodowiec torował mu drogę. Dolina lodowca Elizy była oczywiście zlodowacona także wcześniej, podczas plejstocénskich (vistuliańskich) epok glacialnych (Forman 1988; Niewiarowski i in. 1993).

Lodowiec Elizy transgredując w Małej Epoce Lodowej utworzył spiętrzone moreny czołowe, zbudowane z różnych osadów: morskich mułków i żwirów, lądowych osadów organicznych i osadów glacialnych (Klimaszewski 1960; Olszewski 1977; Olszewski, Sendobry 1982). Lodowiec nasuwając się zniszczył, wchłonął, a wody lodowcowe dodatkowo rozmyły, osady wspomnianego wcześniejszego zlodowacenia, z którego zachowały się tylko resztki form morenowych i kamieniste rezidua, leżące przed spiętrzonymi morenami czołowymi (Olszewski 1977; Olszewski, Sendobry 1982). Można przypuszczać, że rozpoczęta na przełomie XIX i XX wieku recesja lodowców jako reakcja na postępujące zmiany klimatyczne, zapewne była najszybsza na najniższej w stosunku do morza zalegającym czole, czyli właśnie na czole lodowca Elizy. Wysunął się on bowiem na Kaffiøyrę i jego czoło, inaczej niż miało to miejsce z znacznie wyżej położonymi i bardziej ocienionymi przez ściany górskie pozostałymi lodowcami rejonu Kaffiøry. Wystawione było na silne działanie południowych wiatrów, niosących często w lecie opady, szczególnie silnie przyspieszające ablację (Marciniak, Marszelewski 1991; Marciniak i in. 1985; także obserwacje własne).

## Stan lodowca w 1909 roku

Z mapy Isachsena (1912) rejestrującej stan lodowca Elizy w 1909 roku wynika, że posiada on szerokie, ale dość płaskie czoło, o nachyleniu 4–5°. Powyżej 200 m n.p.m. nachylenie maleje do 1–2°, by wzrosnąć znów, do nieco ponad 4° powyżej 250 m n.p.m., gdzie lodowiec przyjmuje lekko wklęsły profil poprzeczny. Przed czołem lodowca występuje wieniec moren. W południowej jego części, zaznacza się morena środkowa pochodząca z niszczenia rygla skalnego występującego pod lodowcem. Nie zaznaczono moreny środkowej, pomiędzy lodowcem Elizy a lodowcem Agnora. Sporządzony na podstawie tej mapy profil podłużny lodowca (ryc. 35) ukazuje jego stosunkowo równomiernie wznoszącą się powierzchnię. Jednocześnie taki wyrównany

profil wskazuje, że lodowiec już cienieje, że jest w stadium recesji lub stagnacji, a nie narastania. Dla fazy narastania charakterystyczne jest wypukłe czoło. Profil podłużny lodowca Agnor jest nieco inny, ale wynika to z dużego nachylenia jego pola firnowego (lodowiec stokowy). Powierzchnię lodowca Elizy na podstawie mapy w skali 1:200 000 trudno obliczyć, wystarczy bowiem dodać lub odjąć kilka mm<sup>2</sup> i po przeliczeniu na km<sup>2</sup> uzyskamy znaczne różnice. Nieco inny wynik uzyskamy, inaczej wyznaczając granicę pomiędzy lodowcem a plateau Løvenskiolda. W pracach z 1987 i 1993 r. (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) przyjmowano nieco większy zasięg lodowca w stosunku do plateau, co dawało wyniki powyżej 18 km<sup>2</sup>. Po jeszcze dokładniejszej analizie mapy, a także obserwacjach położenia północnych moren bocznych Agnora, autor uważa, że powierzchnia lodowca w 1909 roku (a także wcześniej) nie przekraczała 17 km<sup>2</sup> (tab. 16).

Jeśli 17 km<sup>2</sup> przyjmiemy jako powierzchnię maksymalną, to po szczegółowej analizie mapy Isachsena, posiłkując się mapą Zapolskiego (1977 b), i obserwacjami terenowymi uzyskujemy powierzchnię lodowca w 1909 – ok. 16,6 km<sup>2</sup> (tab. 16).

Tabela 16. Recesja lodowca Elizy\*

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
	w km <sup>2</sup>	w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	Średnio	w m/rok
Max. (XIX w)	17,0					w m**	
pomiędzy 1909	Max. a 1909 r	0,42	2,47	?	?	do 80 m.	?
	16,58						
pomiędzy 1936	1909 a 1936	0,82	4,95	0,03	0,18	125	4,6
	15,76						
		1,47	9,33	0,04	0,28	475	14,4
1969	14,29						
		0,56	3,92	0,09	0,65	150	25,0
1975	13,73						
		0,27	1,97	0,13	0,98	30	15,0
1977	13,46						
		0,05	0,37	0,05	0,37	40	do 40
1978	13,41						
		0,48	3,58	0,06	0,51	125	18,0
1985	12,93						
		0,35	2,71	0,09	0,68	125	31,2
1989	12,58						
		0,19	1,51	0,19	1,51	50	50,0
1990	12,39						
		0,20	1,61	0,04	0,40	170	34,0
1995	12,19						
Razem	do 1995 r.	4,81	28,30	0,05	0,32	1165	<12,3

\* z lodowcem Agnor i moreną rozdzielającą te oba lodowce

\*\* wartości średnie na linii profilu podłużnego



## Stan lodowca Elizy w latach 1936–1938

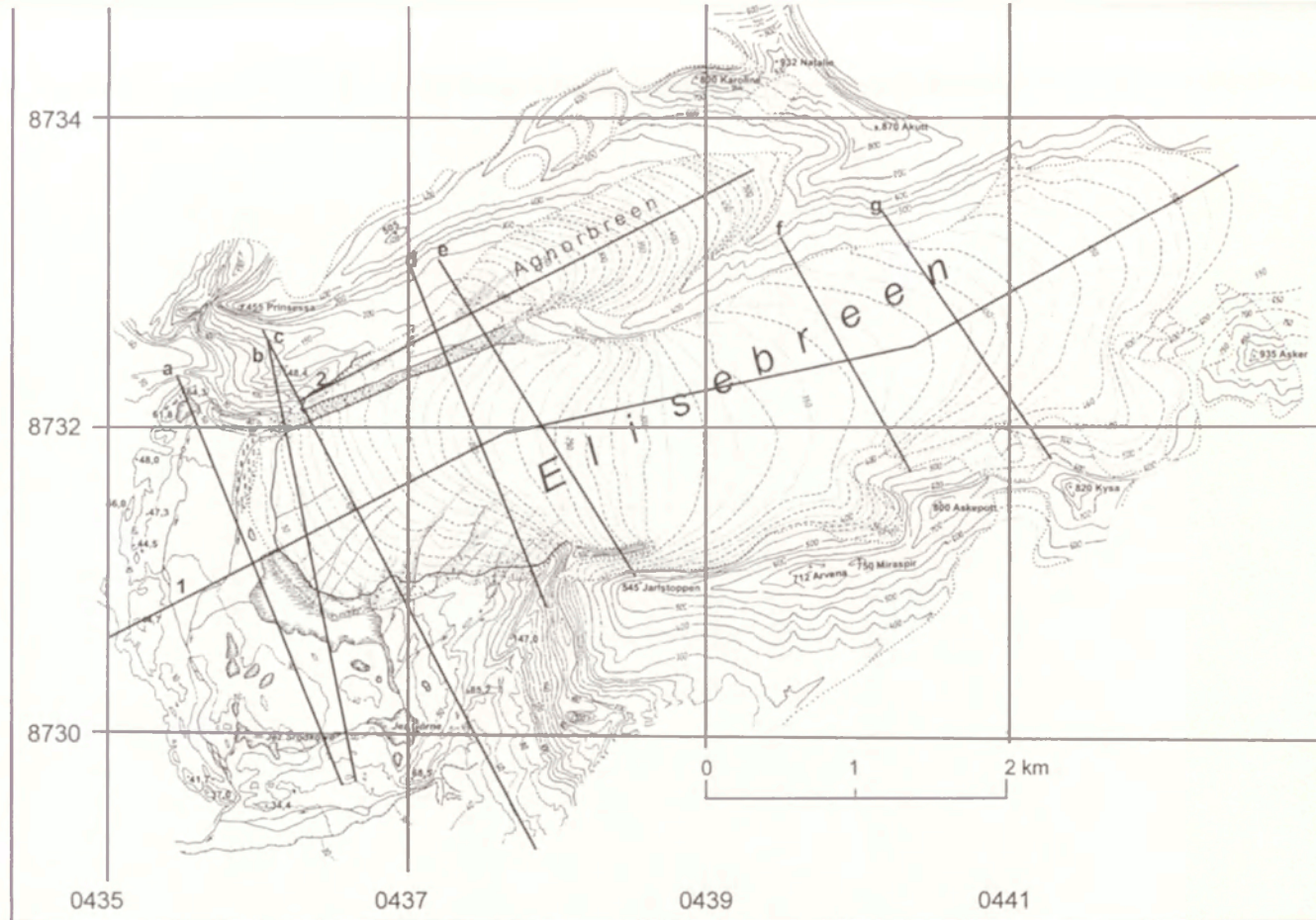
Kolejne materiały jakimi dysponujemy to norweska mapa topograficzna 1:100 000 (1957) ukazująca stan lodowca w 1936 r., oraz opis (i mapa geomorfologiczna) Klimaszewskiego (1960) z 1938 roku. Analizując mapę w skali 1:100 000 zauważono, że w porównaniu do 1909 r., na lodowcu zaszły pewne zmiany. Czoło lodowca jest zdecydowanie bardziej wypukłe, zaznaczono też morenę środkową pomiędzy Elizą a Agnorem. Wykonane na podstawie tej mapy profile podłużne i poprzeczne ukazują wyraźnie, jakie zmiany zaszły na tym lodowcu w ciągu 27 lat (ryc. 34, 35, 36). Nastąpiło cofnięcie czoła o 50–200 m, a na linii profilu podłużnego o 70 m (ryc. 35). Ale równocześnie czoło lodowca jest bardziej strome ( $> 20^\circ$ ). W partiach czołowych nastąpił więc przyrost masy lodowca i to miejscami o 50 m (ryc. 35, 36). Na całej długości jezora lodowca Elizy (podobnie jest zresztą na Agnorze), notujemy przyrost masy lodowej. Dopiero na polach firnowych zaznacza się ubytek masy, w przypadku lodowca Elizy nawet znaczny (ryc. 35 i 36). Powyżej 100 m n.p.m., nachylenie lodowca jest już małe ( $2\text{--}4^\circ$ ), zaznacza się też część prawie płaska (ok.  $1^\circ$ ), dopiero powyżej 400 m n.p.m. nachylenie jest znów większe ( $6\text{--}7^\circ$ ) – tab. 17. Daleko wysunięty na Kaffiøyre wypukły jezor lodowca Elizy dobrze ilustruje też skośne zdjęcie lotnicze z 1936 r. (ryc. 5). Oznacza to, że w latach 1909–1936 oprócz pewnej recesji czoła i obniżenia partii północnych, nastąpił przyrost masy, a właściwie jej przesunięcie ku czołu lodowca. Masy lodowe wypłynęły z pola firnowego, wyrzuciły powierzchnię środkowej partii, część masy lodowej pokonała progi skalne w dnie doliny i przedostała się do partii czołowej. Trudno orzekać, czy było to wynikiem normalnego spokojnego płynięcia masy lodowej, czy też wynikiem szybszego ruchu. W każdym razie Klimaszewski (1960) obserwował w 1938 r., po południowej stronie lodowca, w rozcięciach rzecznych na lodowcu, oprócz płaszczyzn ślizgu, również zafałdowania mas lodowych i morenowych, oczywiście zafałdowania te mogły powstać w pierwszej fazie nasuwania się lodowca. Innym bądź dodatkowym wyjaśnieniem znacznego ubytku masy lodowej na polu firnowym, może być prawdopodobne zerwanie w latach 1909–1936 kontaktu z plateau Løvenskiolda i brak dostawy masy lodowej z wielkiego pola firnowego. Klimaszewski (1960) wyróżnił trzy odcinki na czole lodowca: północny pokryty moreną powierzchniową, zachodni dość płaski, tylko miejscami wypukły i południowy bardzo wypukły (nawet stromy). W opisie Klimaszewski nie podkreśla aż tak bardzo wypukłości czoła, jednak na mapie geomorfologicznej czoło (wypukłe) lodowca Elizy oznacza tak, jak czoła lodowców Comfortless, Uvers i Eidem. Wydaje się to być dość dużo znaczące. Do zagadnienia tego autor powróci w dalszej części pracy. Według Klimaszewskiego (1960) czoło lodowca znajdowało się 60–100 m od zewnętrznego wału moren spiętrzonych. Pomiędzy tymi morenami a czołem

lodowca i wytapiającym się z niego wałem pseudomorenowym, powstała rynna marginalna. Zdaniem autora oznacza to, że pomiędzy nasunięciem maksymalnym i stanem z 1909 r. a 1938 rokiem, lodowiec wycofał się na pozycję drugiego wału morenowego, gdzie stacjonował dość długo, dlatego mogła się tam wytworzyć rynna marginalna. Natomiast w 1938 roku Klimaszewski zastał już sytuację cofania się lodowca z pozycji drugiego wału, ponieważ pomiędzy tym wałem (pseudomorenowym, czyli wałem lodowo-morenowym), a lodowcem istnieje już wyraźne obniżenie. Na podstawie analizy mapy w skali 1:100 000 dla całego lodowca, a dla strefy czołowej mapy 1:5000 Zapolskiego (1977 b), opisu Klimaszewskiego (1960), badań Olszewskiego (1977 b) i własnych badań terenowych, wyznaczono przebieg krawędzi lodowca Elizy w 1936 roku i obliczono jego powierzchnię na 15,76 km<sup>2</sup>. Oznacza to, że w stosunku do 1909 roku nastąpiło zmniejszenie powierzchni o 0,82 km<sup>2</sup>, czyli o prawie 5% (tab. 16). Obliczona wielkość powierzchni lodowca jest prawie identyczna z wielkością 15,6 km<sup>2</sup>, jaką uzyskał Korjakin (1974) analizując mapę norweską.

### Okres 1936–1975

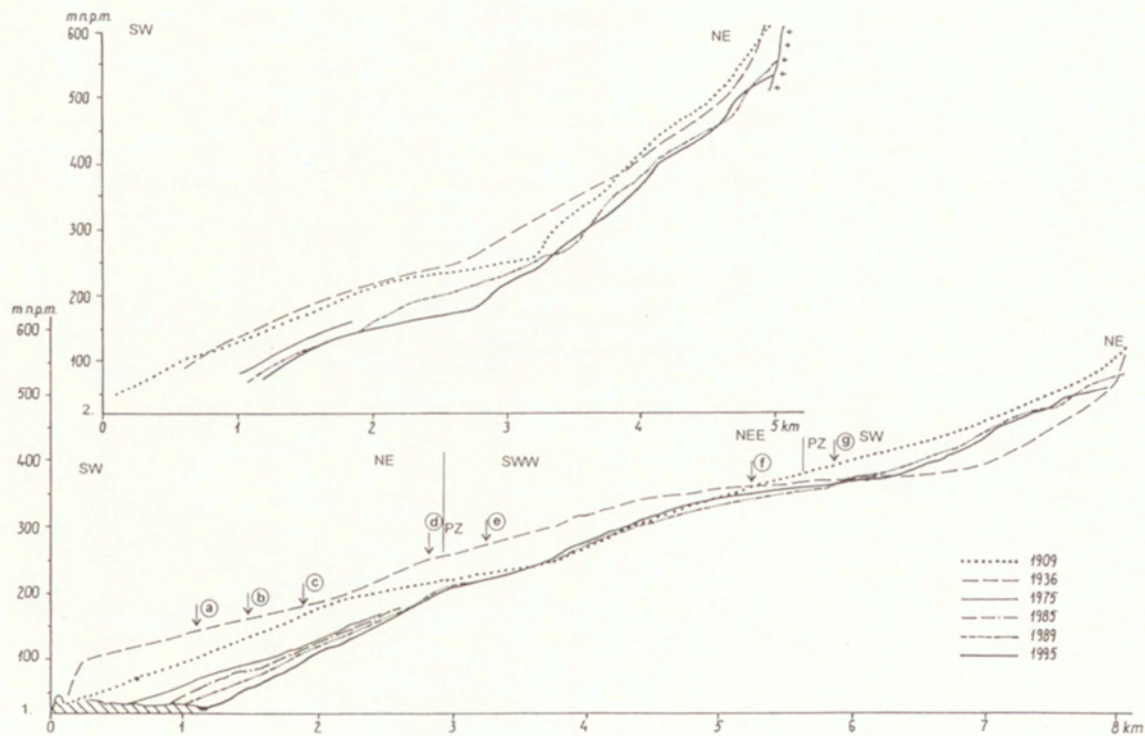
Z następnych 39. lat, czyli do roku 1975 posiadamy mało danych o lodowcu Elizy. Zdjęcie lotnicze z 1966 r., ukazuje czoło Elizy zasłonięte chmurami, i nie mogło być wykorzystane do analizy. W tym miejscu autor chciałby się odnieść do wielkości powierzchni lodowca Elizy podanej w *Glacier Atlas...* (Hagen i in. 1993). Otóż podana tam wartość 11,4 km<sup>2</sup> (na podstawie zdjęcia lotniczego z 1966 r.), jest zdecydowanie zbyt mała, nawet jeśli autorzy nie wliczyli do podanej powierzchni lodowca Agnor (istnieje taka możliwość). Nie wiemy jakim materiałem fotograficznym dysponowali, ale trudno przypuszczać, aby nalot był powtarzany. W 1967 r. lodowiec badała ekspedycja Instytutu Geografii AN ZSRR i określono cofnięcie się czoła lodowca na 200 m oraz zmniejszenie powierzchni o 0,6 km<sup>2</sup> (Korjakin 1974). Kolejne, tym razem bardzo dobre zdjęcie lotnicze i to w dużej skali (ok. 1:20 000), pochodzi z 1969 roku. Na podstawie tego zdjęcia określono położenie czoła lodowca (ryc. 37). Z obliczeń wynika, że czoło lodowca cofnęło się (od 1936 r.) o 200–750 m. Na linii profilu podłużnego cofnięcie to wyniosło 375 m, co przyjmując – nieco ryzykownie, szczególnie dla tego lodowca – równomierną recesję, daje wynik 11 m/rok. Dane dotyczące powierzchni całego lodowca podane są w tabeli 16. Jak już wielokrotnie wspomniano szczegółowe badania na lodowcu Elizy rozpoczęto w 1975 roku, w trakcie I Toruńskiej Wyprawy Polarnej. Sporządzona przez Zapolskiego (1977 b) mapa strefy marginalnej i części czoła lodowca pozwoliła na rozwiązanie wielu problemów naukowych, pozwoliła także bardziej szczegółowo określić wielkość recesji lodowca. Zarys czoła lodowca Elizy zmierzony przez Zapolskiego (1977 a, b) stał się jakby osią, od której poruszamy się w przeszłość i przyszłość. Interesujące jest, że





Ryc. 34. Usytuowanie profili podłużnych i poprzecznych na lodowcu Elizy  
Place of the longitudinal profiles and cross-profiles on Elise glacier

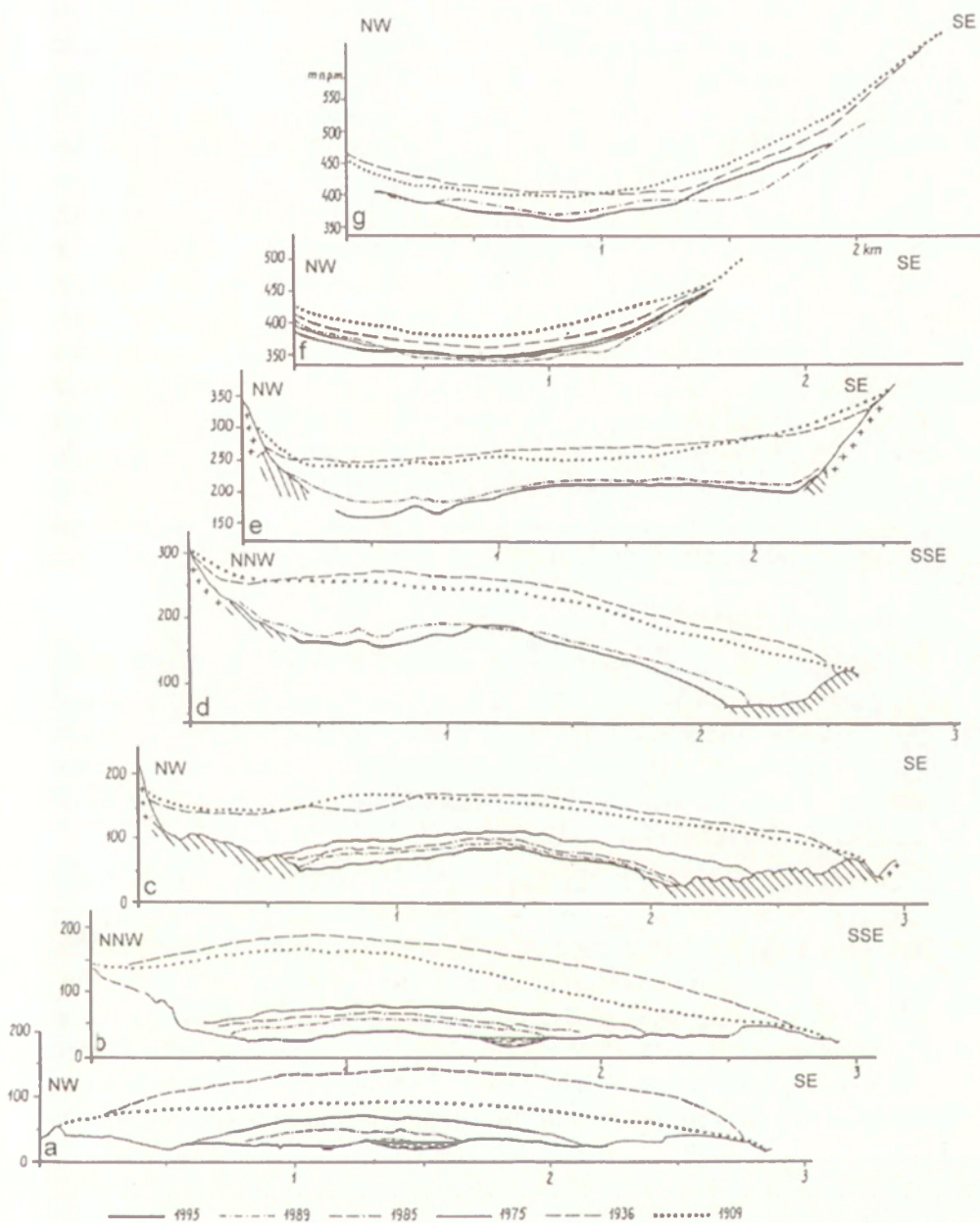
<http://rcin.org.pl>



Ryc. 35. Profile podłużne przez lodowiec Elizy (1) i Agnora (2)

Longitudinal profiles across Elize (1) and Agnor (2) glaciers





Ryc. 36. Profile poprzeczne (a-g), przez lodowiec Elizy  
Cross-profiles (a-g), through Elise glacier

przebieg czoła wyznaczony na podstawie zdjęć lotniczych z 1969 r., jest prawie identyczny z przebiegiem wyznaczonym przez Zapolskiego, tyle, że nastąpiło dalsze jego cofnięcie o 100–200 m (na linii profilu podłużnego o 100 m), co daje recesję średnioroczną, taką jak w okresie 1936–1969, czyli 11 m/rok. Może to być jednak przypadek. Linia profilu podłużnego wyznaczona na podstawie mapy Zapolskiego, zdecydowanie bardziej przypomina lodowiec z 1909 roku niż z 1936 r., tylko nachylenia są nieco większe (ryc. 35, tab. 17). W pracy z 1977 roku (Zapolski 1977 a) zamieszczono też dwa profile podłużne przez czoło lodowca, wykonane w terenie przez Zapolskiego. Odbiegają one nieco od profilu rysowanego przez autora niniejszej pracy, ale też prowadzone były w nieco innych miejscach. Bazując na wyznaczeniu linii i wysokości czoła lodowców Elizy i Agnor, wyznaczonych przez Zapolskiego, a jeśli chodzi o cały lodowiec – na własnych obserwacjach (zwłaszcza moren bocznych) z lat 1977–1985, wyliczono, że w stosunku do 1969 roku powierzchnia całego lodowca zmniejszyła się o 3,9%, tj. 0,56 km<sup>2</sup> (tab. 16). Lodowiec w partiach czołowych, w stosunku do 1936 roku obniżył się o 60 do ponad 100 m (ryc. 36).

### Okres 1975–1985

Od roku 1975, prowadzono szereg badań na lodowcu Elizy i w jego strefie marginalnej (prace te wymieniono wcześniej). W latach 1977 i 1978, Lankauf przy pomocy kolegów z wypraw wyznaczył geodezyjnie pozycje czoła lodowca. Czoło systematycznie i mocno cofało się, i to bardzo równo (w sensie przestrzennym), a zmiany były zauważalne i mieralne, nawet z sezonu na sezon (tab. 16; ryc. 37; zał. 10 i 11).

W czasie ekspedycji w 1985 roku, nie tylko wyznaczono przebieg krawędzi lodowca, ale wykonano zdjęcie topograficzne terenów opuszczonych przez lodowiec w okresie 10. lat, czyli od 1975 r. We współpracy z hydrografami, szczególnie dokładnie wyznaczono zasięg i poziom nowo utworzonych zbiorników wodnych (Pietrucień i in. 1987). Wykonano także zdjęcie topograficzne czoła lodowca (zał. 11). Okazało się, że krawędź lodowca nadal szybko i systematycznie cofa się, na całej swojej długości, a powierzchnia lodowca obniża się. Obliczono, że nastąpiło dalsze zmniejszenie powierzchni lodowca o 0,5 km<sup>2</sup> (w stosunku do roku 1978), zwłaszcza w partiach czołowych.

### Okres 1985–1989 (1990)

Kolejna (VIII) TWP pracowała na Kaffiøyra, w 1989 roku. Tym razem wyznaczono sobie za cel nie tylko pomiary krawędzi lodowca, ale także możliwie całej jego powierzchni. Przede wszystkim oprócz pomiarów na czole i w „nowej” strefie marginalnej, wykonano profil podłużny przez cały lodowiec, a także szereg pomiarów bocznych odchodzących od profilu



Tabela 17. Nachylenie powierzchni lodowca Elizy

Rok	Strefa I	Strefa II a	Strefa II b	Strefa III	
	w m npm.				
1909	50–200	200–250		> 250	
Nachylenie w °	4–5°	1–2°		> 4°	
1936	50–100	100–300	300–400	> 400	
Nachylenie w °	> 20°	2–4°	> 1°	6–7°	
1975	36–100	200–250	> 300		
Nachylenie w °	5–8°	do 15°	3–4°		
1989	35–200	200–330	330–400	400–450	> 450
Nachylenie w °	> 5°	3–4°	2°	7°	4–5°
1995	35–200	200–310	310–390	> 390	
Nachylenie w °	> 6°	3–7°	2°	> 4°	

głównego. Dzięki tym pracom, a ostatnio dzięki uzyskaniu doskonałych zdjęć lotniczych Norsk Polarinstitut z 1990 roku, możliwe było dokładne ustalenie powierzchni i rzeźby całego lodowca. Od 1985 r. nastąpiła dalsza recesja. Duża część czoła kończyła się klifem w wąskim jeziorze frontalnym, które tworzyło się już w 1985 r. (ale miało zupełnie inny zarys).

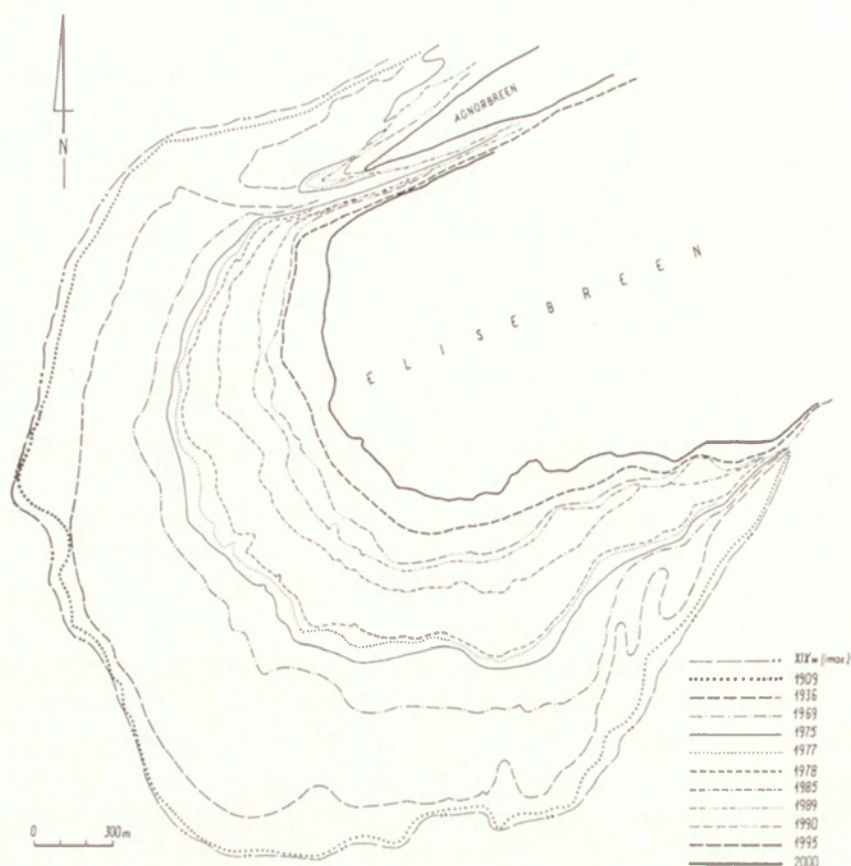
Lodowiec (na linii profilu podłużnego) schodził do 35 m npm. Posiadał lekko nachylone czoło (ok. 5°), na wysokościach 200–300 m nachylenie malało do 3–4° lub więcej, w zależności od części czoła, bowiem w części pld. nachylenia są zawsze większe.

Wyżej (330–400 m npm.) lodowiec spłaszczał się do 2°, by w obrębie pola firnowego przyjąć znów nieco większe nachylenie. W przekroju poprzecznym, mniej więcej w połowie długości grzbietu Bolken, lodowiec ma charakterystyczny wypukły kształt, natomiast w części akumulacyjnej ma on profil wklęsły. Łód i śnieg po stronie południowej sięgają znacznie wyżej niż po północnej, co jest wynikiem wpływu ekspozycji na ablację. Profil podłużny lodowca bardziej przypomina profil z 1909 niż z 1939 roku. Do wysokości ok. 200 m npm., profil jest niższy o kilkadziesiąt metrów. Od 200 do 300 m npm. profile z 1989 i 1995 r. mają przebieg mniej więcej taki sam (kształtem i wysokością) jak w 1909. Powyżej 300 m npm. profile z lat 1989 i 1990 przebiegają niżej niż w 1909, ale wyraźnie wyżej niż w 1936.

Od 1985 roku powierzchnia lodowca zmniejszyła się o dalsze 0,35 km<sup>2</sup> (2,7%). Daje to bardzo duże tempo recesji, mianowicie aż 32 m/rok (nie licząc danych z pomiarów z roku na rok, jest to najwyższe wyliczone tempo recesji tego lodowca).

### Okres 1989, 1990–1995

Kolejne zdjęcie topograficzne lodowca Elizy wykonano w 1995 roku. Tym razem oprócz teodolitu, jako podstawowego narzędzia pracy terenowej, używano też odbiorników GPS, celem sprawdzenia współrzędnych niektórych



Ryc. 37. Recesja czoła lodowca Elizy, od maksymalnego zasięgu w XIX w. do 2000 r.  
 Recession of a front of Elise glacier starting with a maximal range in the 19th century up to 2000

punktów, oraz dowiązania współrzędnych z mapy Zapolskiego (1977 b) do nowej siatki kartograficznej WGS-84 (i nowej mapy norweskiej 1:100 000). Stwierdzono, że recesja postępuje nadal, czoło lodowca na linii profilu podłużnego cofnęło się o 150 m (od 1989 r.), w jednych miejscach recesja była nieco mniejsza (na północy), w innych nieco większa. Profil lodowca nie uległ zmianie, aczkolwiek są miejsca, gdzie lodu przybyło, w sumie jednak nachylenia są bardzo podobne (tab. 18).

Obliczono, że w stosunku do roku 1990, dalsze 0,2 km<sup>2</sup> uległo wytopieniu i powierzchnia lodowca w 1995 roku wynosiła 12,19 km<sup>2</sup>. Dość znaczne zmiany nastąpiły na lodowcu Agnor (zał. 13), który szczególnie w centralnej części znacznie się obniżył. Czoło lodowca Elizy, na przestrzeni 900 m kończy się klifem w dużym jeziorze frontalnym. W dalszym ciągu w części południowej czoła lodowca, wytapiają się, z lodu, moreny środkowe, mające swoje przedłużenie w różnorodnych formach rzeźby na przedpolu lodowca.



Tabela 18. Okresowe zmiany wysokości powierzchni lodowca Elizy (w profilach poprzecznych), w metrach (– ubytek, + przyrost powierzchni albo wysokości)

Profil/ Okres	1909–1936	1936–1975	1975–1985	1985–1989	1989–1995
Profil(e) 1 (a)	0,0 do + 50	– 60 do(to) – 100	– 20 do – 30	– 10 do – 15	poza lodowcem
Profil 2 (b)	0,0 do + 50	– 60 do – 110	– 5 do – 20	– 5 do – 15	– 10 do – 20
Profil 3 (c)	– 30 do + 15	– 60 do – 100	– 10 do – 40	0 do – 10	– 5 do – 20
Profil 4 (d)	– 20 do + 30	– 80 do – 100*			– 30 do + 5
Profil 5 (e)	– 10 do + 20	– 50 do – 60 *			– 10 do + 20
Profil 6 (f)	– 5 do – 25	– 10 do – 30			– 10 do + 10
Profil 7 (g)	– 20 do + 20	– 20 do – 30 *			– 15 do + 30

\* faktycznie do 1989 roku

### Lodowiec Elizy w roku 2000

Przeprowadzone w 2000 roku obserwacje i pomiary geodezyjne na tym lodowcu, wykazały jego dalszą recesję. Czoło lodowca cofnęło się bardzo wyraźnie na całej szerokości, (ryc. 37, zał. 13) Cofnięcie to wyniosło, na płn. 120–160 m, w partiach środkowych 130 m (przez co zwiększyła się znacznie powierzchnia jeziora frontального) i od 40 do 180 m w części południowej. Nastąpiło także dalsze obniżenie partii czołowych lodowca, czego rezultatem jest m.in. powstawanie dwu obszarów występowania dużych szczelin na linii prawdopodobnie istniejącego w podłożu progu skalnego.

### Uwagi końcowe

Wszelkie wyniki podane w tej pracy są oczywiście obarczone pewnymi błędami czy niedokładnościami. Błędy te mogą wynikać:

1. Ze skali i dokładności map z lat 1909 i 1936;
2. Z powodu dość umownej granicy pomiędzy lodowcem a plateau Løvenskiolda;
3. Z zastosowanej techniki pomiarowej, której dokładność jest oczywiście ograniczona;
4. Z niemożności dotarcia z pomiarem w każde miejsce lodowca;
5. Z umownością granicy pomiędzy lodem lodowcowym pokrytym śniegiem, a powierzchnią samego śniegu (w strefach stokowych);
6. Z daty przeprowadzenia pomiaru – Najlepiej byłoby wykonać zdjęcie topograficzne powierzchni lodowca w końcu sezonu ablacyjnego, wtedy bowiem otrzymujemy powierzchnię lodowca w danym roku. Ze względów oczywistych było to niemożliwe, gdyż w ciągu sezonu badawczego dokonywano pomiarów różnych lodowców. Wykonywano także inne prace geodezyjne. Dlatego też daty pomiarów były różne (zawsze lipiec/sierpień). Lecz nawet gdy pomiar wykonany jest w końcu sierpnia to wcale nie oznacza,

że mierzymy powierzchnię lodu lodowcowego (poza czołem). Czy mierzymy lód, firn, czy śnieg, to od ostatniego z wymienionych przeze mnie czynników zależy dokładność wyników, czyli od warunków pogodowych w tym, i w sezonach poprzedzających pomiar;

7. Z warunków pogodowych jakie istniały w latach poprzedzających pomiar – Zastrzeżenia te dotyczą głównie obszarów akumulacyjnych, na czołach bowiem, dość szybko ginie śnieg zimowy i mamy do czynienia z lodem lodowcowym. Badania Marciniaka i Marszelewskiego (1991) wykazały, że na polu firnowym Elizy znajduje się ok. 2 m firnu z całym zestawem lodoszreni. Przeprowadzone przez Grzesia i Lankaufa pod koniec kwietnia 1996 r., badania miąższości śniegu na lodowcu Elizy wykazały, że w obrębie pola firnowego zalegało ponad 3 m śniegu, a w spągu występowało kilka warstw lodoszreni. Od tego, ile śniegu i firnu się wytopi a ile przejdzie w lód i nadbuduje powierzchnię, zależy mierzona wysokość powierzchni lodowca.

Autor starał się w swoich pracach terenowych i opracowaniach kameralnych, jak najbardziej zniwelować ewentualne błędy wynikające z podanych wyżej czynników i ma pewność, że podane w tej pracy dane, są jak najbardziej zbliżone do rzeczywistych, jednak na dwa ostatnie czynniki (pkt. „f” i „g”) chciałby zwrócić szczególną uwagę.

Uwagi te dotyczą zresztą nie tylko lodowca Elizy, ale wszystkich lodowców (nie tylko rejonu Kaffiøyry). Podobne uwagi dla lodowców uchodzących do morza podaje Jania (1988 a)

## Podsumowanie

Lodowiec Elizy od maksymalnego nasunięcia w XVIII/XIX w. zmniejszył się o 4,81 km<sup>2</sup>, czyli o 28,3%. Jęzor lodowca cofnął się o 1165 m. Znacznie zmniejszyła się objętość lodowca. Szczególnie w latach 1969–1995–2000 recesja (deglacjacja) lodowca Elizy ma charakter recesji (deglacjacji) frontalnej (ryc. 37).

## Fazy transgresji i recesji lodowca Elizy

Nie wnikając w plejstocенską historię Spitsbergenu, Ziemi Oskara II i rejonu Kaffiøyry, można jednak w oparciu o prace Formana (1988) oraz Niewiarowskiego i in. (1993) stwierdzić, że lodowiec Elizy, tak jak inne, duże lodowce tego rejonu Aavatsmarka i Dahla, w późnym Vistulianie transgredował. Po wczesnoholoceńskiej recesji, gdzieś 3–2,5 tys. BP nastąpiła ponowna transgresja lodowca Elizy (Olszewski 1977; Olszewski, Senodobry 1982) i lodowca Aavatsmarka (Niewiarowski 1982; Niewiarowski i in. 1993). Po recesji w ostatnich 2 tys. lat, w Małej Epoce Lodowej, nastąpiła kolejna



transgresja lodowców Svalbardu, w tym lodowca Elizy. Nasunięcie było tak silne, że lodowiec uformował spiętrzone moreny czołowe (sprzyjał temu też materiał). Mniej więcej od początku XX wieku notowano regresję lodowców Svalbardu (Szupryczyński 1968; Troitski i in. 1975). W 1909 roku, kiedy powstawała mapa Isachsena, lodowiec Elizy już znajdował się w stadium regresji. Wydaje się jednak, że podobnie jak wiele lodowców Svalbardu, między 1909 a 1936 rokiem lodowiec Elizy przeszedł fazę awansu (transgresji). Awans ten nie był na tyle wielki, aby lodowiec wysunął się do przodu, ale masy lodowe wypłynęły z pola firnowego i przesunęły się ku czołu, wybrzuszając środkowe, a zwłaszcza czołowe partie lodowca. Niewykluczone, że był to ruch typu szarży (w konkretnym wypadku niedokończonej szarży). Po tym epizodzie rozpoczęła się regresja. W 1938 roku lodowiec Elizy, już się cofał i cieniał. Na podstawie przedstawionej analizy, można przyjąć, że od początku lat 70. regresja przybiera na sile, być może sprzyjają temu lokalne warunki geologiczno-morfologiczne, być może jest to odbiciem zmian klimatycznych.

#### 6.4. LODOWIEC EIVINDA

Lodowiec Eivinda (Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.3.(2).0.1

$\varphi - 79^{\circ} 37' 20,6'' \text{ N}$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 38' 26,7'' \text{ N}$

$\lambda - 12^{\circ} 13' 33'' \text{ E}$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 21' 01'' \text{ E}$

w 1995: powierzchnia – 2,00 km<sup>2</sup>, długość – 3180 m, szerokość 250–550 (750) m, czoło na 145,0 m n.p.m., pole firnowe – 380–600 m n.p.m.

nr katalogowy – 153 22 (według *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

(Według *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 3,0 km<sup>2</sup> (1966?), objętość – 0,18 km<sup>3</sup>)

Na południe od lodowca Elizy, za wysokimi i stromymi grzbietami Jarlsbergryggen i Kysa znajduje się kolejny, tym razem mały lodowiec – lodowiec Eivinda (fot. 27). Od południa ograniczony jest niskim, ale bardzo stromym grzbietem Krøvelen. Od wschodu wąska przełęcz Victoriapasset, pomiędzy stokami grzbietów Kysa i Trolltårn, otwiera drogę na wschód ku plateau Løvenskiolda.

Lodowiec spływa w kierunku SW, doliną o długości nieco ponad 4 km i szerokości dochodzącej do 750 m. Niewielka dolina lodowcowa powodowała, że masa lodu nigdy nie była wielka i lodowiec narastając w fazach transgresji, nie był w stanie całkowicie wyegzarować progów skalnych występujących w dolinie. Powierzchnia lodowca Eivinda w 1995 roku wynosiła prawie 2 km<sup>2</sup>, długość – 3180 m, a szerokość na czole około 250 m, zaś dalej ku wschodowi, ok. 500–750 m. Lodowiec Eivinda posiada w zasadzie jedno pole firnowe, częściowo rozdzielone masywem Kysa (fot. 27).

Natomiast czoło lodowca Eivinda rozdzielone jest potężnym rygłem skalnym – Barbergknatten (fot. 27). Powierzchnia rygla skalnego znajduje się na wysokości 220–240 m npm. Na południe od Barbergknatten lodowiec Eivinda schodzi krótkim jęzorem (fot. 28) do wysokości 145 m npm. (zał. 14–16). Na wschód i północ od Barbergknatten, czoło lodowca zalega na wysokości 220 m npm., podnosząc się lekko ku północy (fot. 29). W przebiegu podłużnym lodowca (ryc. 38, 39; zał. 14–16) wyróżnić można kilka stref różniących się nachyleniem i charakterem powierzchni lodowca. Po stronie południowej czoło lodowca na przestrzeni 300 m jest bardzo strome (15–19°), a w przekroju poprzecznym wypukłe. Lodowiec w tej części pokryty jest dużą ilością drobnego materiału morenowego o ciemnej barwie, występują tu też niewielkie „wały” moren środkowych. Szczególnie w trakcie silnej ablacji spowodowanej opadami deszczu, ta część lodowca ma wręcz czarne zabarwienie. Powierzchnia lodowca jest jednak dość równa, urozmaicona tylko łukowato wygiętymi płaszczyznami ślizgu (i nierównościami powierzchni z nimi związanymi), a także bardzo krętymi (ale w ogólnym przebiegu prostopadłymi do czoła) rzekami supraglacialnymi (fot. 28). Od wysokości 240 m npm. nachylenie lodowca wyraźnie się zmniejsza do 6°, a powyżej 280 m npm. do 4°. Na zapleczu rygla skalnego – Barbergknatten czoło lodowca zalega na wysokości ok. 220 m npm., miejscami bezpośrednio na podłożu skalnym, co jest zauważalne w korytach cieków supraglacialnych. W tym miejscu jak i w całej części północnej lodowca, nachylenie czoła jest wyraźnie mniejsze (7–8°). Lodowiec pokryty jest miejscami dość zwartą, pokrywą morenową. W tej części, w ostatnich latach następuje największa recesja lodowca. W strefie płn.-zach. lodowca, wytapiają się duże ilości moreny, tworząc niewysokie, wały lodowo-morenowe (fot. 29). Dalej ku wschodowi powierzchnia lodowca Eivinda jest stosunkowo równa, miejscami pobrużdżona zrębami płaszczyzn ślizgu. Od wysokości ok. 280 m npm., na przestrzeni ponad 1700 m nachylenie lodowca wynosi od 4 do 8°, przy czym część północna jest lekko wypukła, natomiast południowa raczej wklęsła. Można też przyjąć, że mniej więcej od wysokości ok. 380 m npm. rozpoczyna się część akumulacyjna lodowca – pole firmowe. Dopiero na wysokości 460 m npm. nachylenie lodowca gwałtownie rośnie, do ponad 16°. Łód sięga wysokości 600 m npm. na przełęczy Victoriapasset i podobnie, 800 m npm., na przełęczy pomiędzy masywem Kysa a szczytem Askepott. Od wysokości 280 m npm. powierzchnia lodowca jest raczej równa i bardzo czysta. Jedyne po południowej stronie występują z rzadka rozrzucone głazy. Profil poprzeczny lodowca jest lekko asymetryczny, tzn. podobnie jak w większości lodowców rejonu Kaffiøyry, strona południowa jest podniesiona nieco wyżej niż północna.

Sieć wodna na lodowcu Eivinda jest stosunkowo rzadka i przynajmniej w dziesięcioleciu 1985–1995 stabilna. Jako jedyny z lodowców Kaffiøyry,



lodowiec Eivinda posiada dwa mniej więcej równorzędne odpływy, rzekę południową, płynącą głęboką doliną, prosto na zachód i uchodzącą bezpośrednio do morza i rzekę północną, płynącą początkowo na północ, następnie na zachód i uchodzącą do rzeki Elizy (zał. 14–17). Obecnie dominuje odpływ północny, a wody powierzchniowe nawet ze znacznych partii części południowej lodowca odpływają właśnie nim. Rzeką południową w chwili obecnej zasilana jest przez dwa dość krótkie, choć znaczne, odpływy supraglacialne na południowym czole. Pewną cechą charakterystyczną niewielkiej przeciwstrefy marginalnej lodowca Eivinda jest istnienie kilku jezior, w tym jednego (Kaldvatnett) o dość znacznych rozmiarach (fot. 30). Lodowiec ten wykształcił także bardzo ciekawą i skomplikowaną strefę wałów lodowo-morenowych, która zostanie opisana w innej pracy autora. Trzeba podkreślić, że lodowiec Eivinda w swojej fazie maksymalnej wysunął się, w stosunku do grzbietów górskich, dość daleko na zachód i sięgnął do wysokości ok. 50 m npm.

### **Recesja lodowca Eivinda w latach 1909–1995**

Dla zobrazowania recesji lodowca Eivinda wykonano pięć profili poprzecznych (ryc. 38), trzy profile podłużne przez lodowiec i jego strefę marginalną (ryc. 39), usytuowanie przebiegu tych profili pokazano na rycinie 40. Przedstawiono także mapę zasięgów czoła lodowca w poszczególnych latach (ryc. 41).

### **Okres I. 1909–1936**

Pierwsza wiadomość o lodowcu Eivinda (wtedy nazwanego lodowcem Anny) pochodzi z mapy Isachsena (1912), ukazując stan lodowca w 1909 roku. Powierzchnia lodowca obliczona na podstawie tej mapy (w strefie marginalnej oparta także na szczegółowej mapie autora w skali 1:5000) wynosiła 4,07 km<sup>2</sup>. Lodowiec Eivinda posiadał w 1909 r. kształt wypukły. Cokół skalny – Barbergknatten, w tym czasie jeszcze był pokryty lodem i nie jest na mapie zaznaczony, natomiast zaznaczono wyraźną (szerszą niż przy lodowcu Elizy) strefę morenową (wałów lodowo-morenowych), co skłoniło autora (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) do obliczenia recesji pomiędzy fazą maksymalnego nasunięcia a rokiem 1909. Jednakże wydaje się, że dysponując tylko mapą Isachsena, o jednak dość schematycznym rysunku, niemożliwe jest ustalenie, jakim cofnięciem liniowym charakteryzował się lodowiec.

Przebieg profili lodowca Eivinda sporządzony na podstawie mapy Isachsena z 1909 roku wykazuje, że lodowiec posiadał strome (15–20°), wypukłe czoło. Powyżej 150 m npm. nachylenie lodowca malało do 8–10°, a powyżej 300 m npm., rozpoczynało się lekko pochylone (5°) ku zachodowi

pole firnowe (tab. 19). Kolejnym przedstawieniem kartograficznym jest norweska mapa topograficzna 1:100 000 z 1936 roku (NPI-1957, 1990). Na mapie tej zaznaczono wystający z lodowca cokol Barbergknatten, zaznaczony zresztą jako morena, co jest po części prawdą, gdyż w dużej mierze pokryty jest on cienką pokrywą morenową. Strefa morenowa jest wyraźnie szersza niż na mapie z 1909 roku, a czoło jest stosunkowo płaskie (10–11°). Na mapie tej zaznaczono mocno skomplikowany system rzek odwadniających lodowiec, a w południowej części strefy marginalnej lodowca

Tabela 19. Nachylenie powierzchni lodowca Eivinda  
Lodowiec Eivinda po stronie północnej

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III
	w m npm.		
1909	50–150	150–300	300–500
Nachylenie w °	20°	9,3°	5,4°
1936	100–250	250–450	450–650
Nachylenie w °	10,5°	4–7°	> 29°
1985	218–320	320–400	400–600
Nachylenie w °	7–8°	3–5°	13–14°
1989	218–280	280–440	440–600
Nachylenie w °	5–7°	5–6°	17–19°
1995	220–280	280–460	460–600
Nachylenie w °	7–8°	5–7°	16–17°

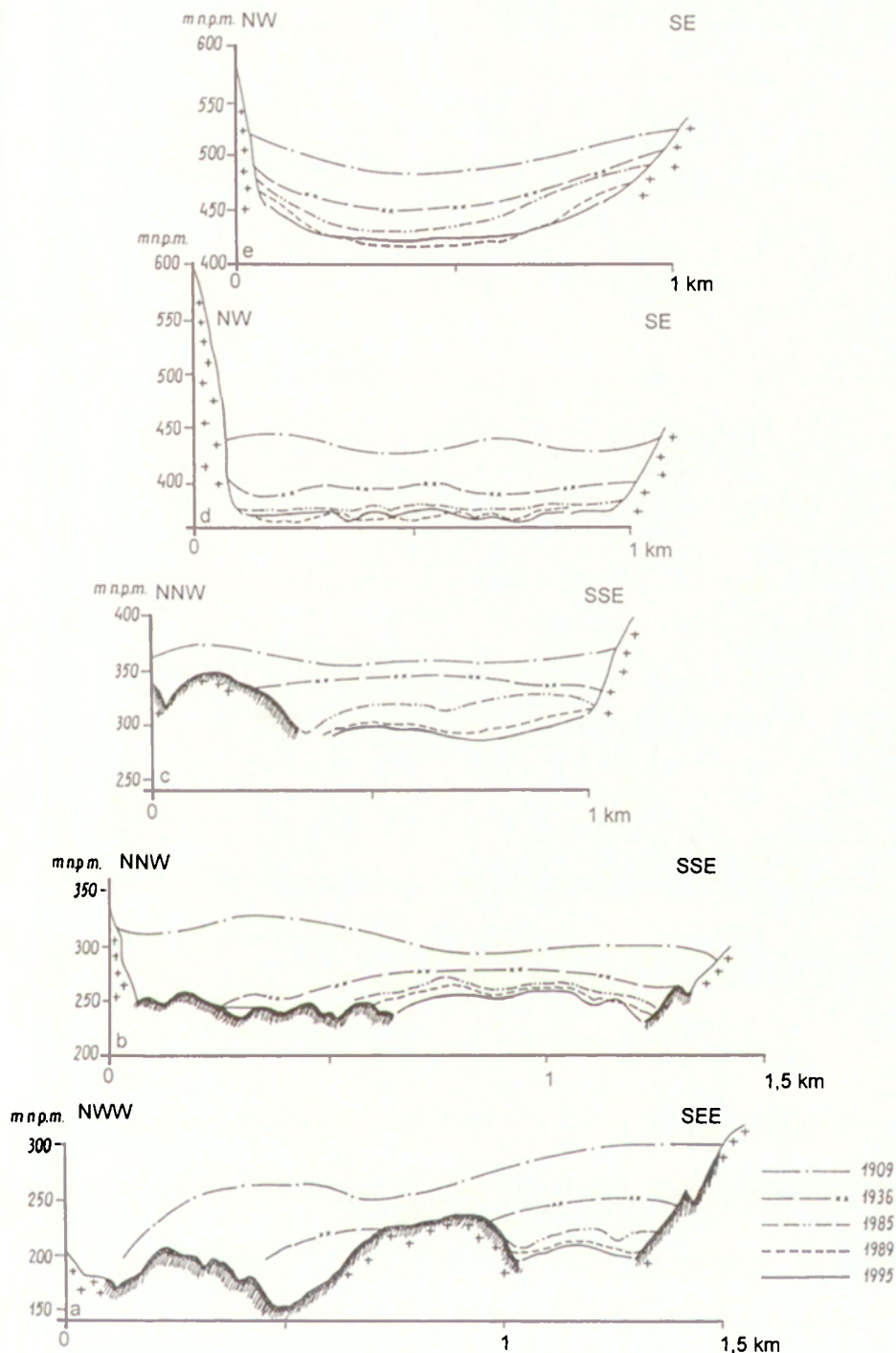
Lodowiec Eivinda po stronie południowej

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III	Strefa IV	Strefa V
	w m npm.				
1909	50–150	150–350	350–500	500–600	
Nachylenie w °	15°	8,5°	5°	11°	
1936	80–250	250–450	>450		
Nachylenie w °	10–11°	5°	9°		
1985	160–220	220–280	280–320	320–420	420–600
Nachylenie w °	15–16°	10–11°	8°	4,1°	16–17°
1989	150–230	230–290	290–380	380–440	440–600
Nachylenie w °	16–17°	6–7°	4,3°	7–8°	11–12°
1995	140–240	240–280	280–380	380–460	460–600
Nachylenie w °	15–19°	6°	4,3°	6–7°	16–17°

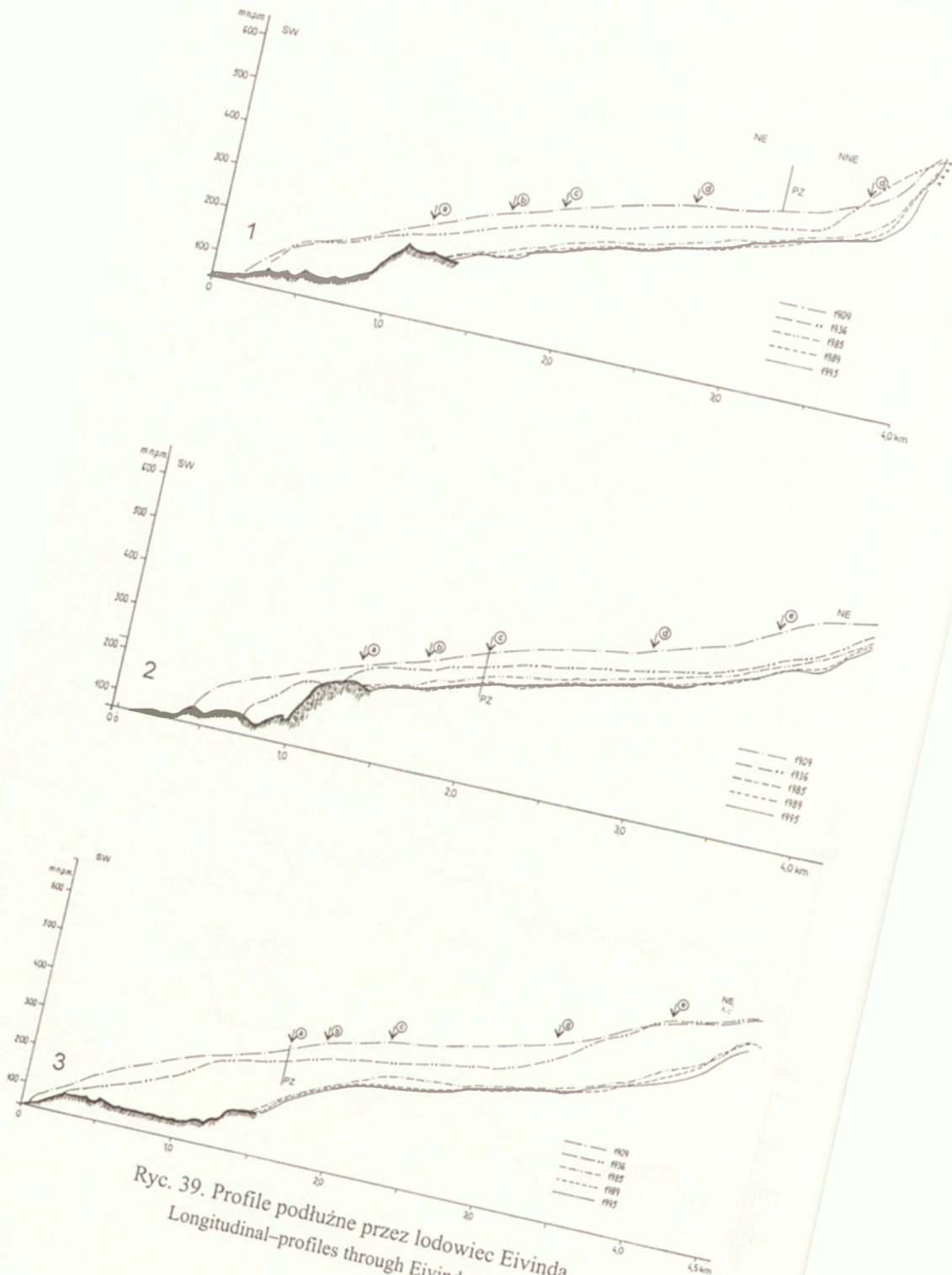
Tabela 20. Obniżenie powierzchni lodowca Eivinda

Okres	Profil a		Profil b		Profil c		Profil d		Profil e	
	w m	m/rok	w m	m/rok	w m	m/rok	w m	m/rok	w m	m/rok
1909–1936	30–60	1,1–2,2	15–70	0,5–2,6	10–30	0,4–1,1	30–50	1,1–1,8	20–30	0,7–1,1
1936–1985	30–40	0,6–0,8	10–30	0,2–0,6	10–40	0,2–0,8	10–20	0,2–0,4	5–20	0,1–0,4
1985–1989	10–20	2,5–5,0	5–10	1,2–2,5	10–30	2,5–7,5	5–10	1,2–2,5	5–20	1,2–5,0
1989–1995	2–5	0,3–0,8	2–10	0,3–1,6	2–10	0,3–1,6	2–5	0,3–1,0	2–5	0,3–1,0
							ale też	+ 3 m.	ale też	+ 3 m.



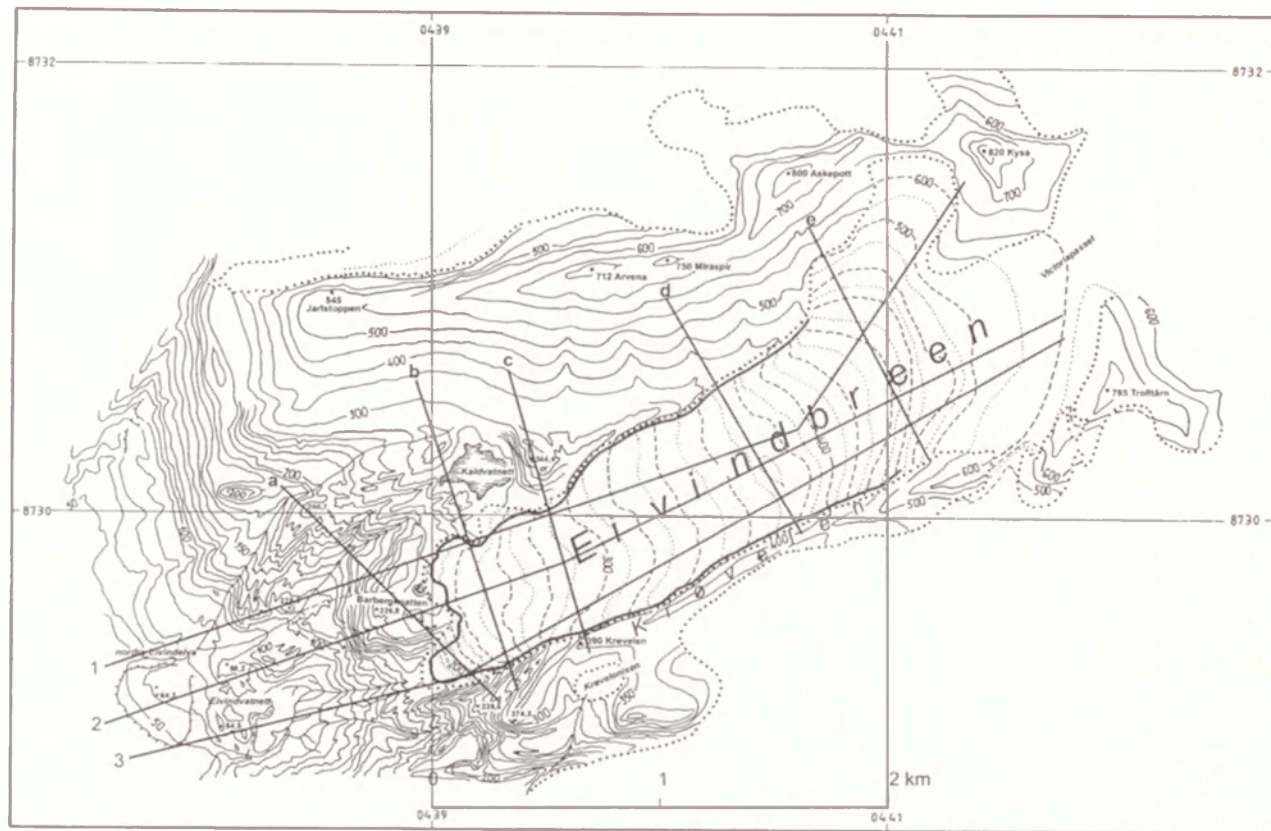


Ryc. 38. Profile poprzeczne przez lodowiec Eivinda  
Cross-profiles through Eivind glacier



Ryc. 39. Profile podłużne przez lodowiec Eivinda  
Longitudinal-profiles through Eivind glacier





Ryc. 40. Usytuowanie profili podłużnych (1, 2, 3) i poprzecznych (a-e) przez lodowiec Eivinda  
Place of longitudinal profiles (1, 2, 3) and cross-profiles (a-e) through Eivind glacier

Eivinda, (przy morenach lodowca Andreasa) zaznaczono duże jezioro Krøvelenjørna. Badania terenowe przeprowadzone przez autora nie potwierdzają istnienia śladów takiego jeziora. Nie wspomina też o nim M. Klimaszewski (1960). Według wspomnianej mapy byłoby to największe jezioro Kaffiøyry. Najprawdopodobniej autorzy mapy w skali 1:100 000, za jezioro uznali potężną nalodź (nalodzie tworzą się w tym rejonie i dziś), bądź też lody nalodziowe zablokowały odpływ doliną rzeki południowej (sore Eivindelva) i powstało wtedy okresowe jezioro. Porównując obie wspomniane mapy, a także wykonane na ich podstawie profile podłużne i poprzeczne poprzez lodowiec (ryc. 38 i 39), można przyjąć, że w latach 1909–1936 nastąpiła recesja polegająca zarówno na cofnięciu się czoła lodowca, jak i na obniżeniu całej jego powierzchni (czyli zmniejszeniu objętości). Lodowiec Eivinda w latach 30. tworzył dwa jezory (ryc. 41), przy czym jezioro południowe schodził znacznie niżej (do 55 m n.p.m.) i wypełniał całkowicie dzisiejsze centralne obniżenie strefy marginalnej. Klimaszewski (1960) obserwując lodowiec Eivinda w 1938 roku stwierdza, że część północna lodowca zalega wyżej (na osiemdziesięciometrowym, cokole skalnym), natomiast część południowa spływa na równinę Kaffiøyra, a przed płaskim czołem lodowca występują dwa wały lodowo-morenowe. Recesja linijna wyniosła ok. 200–300 m (w samym centrum strefy marginalnej znacznie więcej ze względu na wyłonienie się spod lodu rygla skalnego – Barbergknatten i rozdzielenie czoła na dwie części). Recesja czoła i obniżenie powierzchni lodowca po stronie północnej zachodziło pewnymi etapami, dobrze widocznymi w skomplikowanym systemie wałów lodowo-morenowych i rynien lateralnych i wyniosło kilka metrów na zachodzie, ale już ponad 50 m na wysokości Barbergknatten (300 m od czoła w fazie maksymalnej) i jeszcze więcej (ponad 70 m) na odległości 1,5 km, gdzie jako pierwszy, być może jeszcze przed 1909 r., wyłonił się spod lodu stary cokół (360 m n.p.m.), za i nad jeziorem Kaldvatnett (zał. 14–16). Duże cofnięcie się lodowca nastąpiło na jego osi podłużnej, co związane było z wyłonieniem się spod lodowca górnych partii Barbergknatten i zapewne odcięciem pewnych partii lodowca od dostawy lodu, co znacznie przyspieszyło recesję. Recesja linijna, zarówno czołowa jak i boczna, w części południowej lodowca była nieco mniejsza, ale też znaczna, podobnie jak ponad 50. metrowe obniżenie jego wysokości. Zakładając jednak równomierne obniżanie i cofanie się lodowca (co raczej nie miało miejsca) otrzymujemy roczne obniżenie rzędu 1–2 m, czyli wcale nie tak duże (tab. 20).

Obniżenie powierzchni lodowca, na całej jego długości, jest nieco mniejsze niż w partiach czołowych. Na polu firnowym wyniosło ono od 20 do 50 m. Jedynie w częściach stokowych pól firnowych, przebieg profili wykazuje podniesienie powierzchni w roku 1936. Może to jednak być wynikiem stosunkowo małej dokładności posiadanych materiałów kartograficznych.





Ryc. 41. Recesja czoła lodowca Eivinda od maksymalnego zasięgu w XIX wieku i 1909 roku do 2000 r.

Recession of a front of Eivind glacier starting with a maximal range in the 19th century

Podsumowując recesję w omawianym okresie wyliczono, że wyniosła ona 0,78 km<sup>2</sup>, tj. 19,16% powierzchni lodowca, a powierzchnia lodowca w 1936 roku wynosiła 3,29 km<sup>2</sup>. W.S. Korjakin (1974) podaje wartość bardzo zbliżoną – 3,2 km<sup>2</sup>. Należy podkreślić, że autor obliczenie powierzchni lodowca Eivinda oparł nie tylko na analizie norweskiej mapy 1:100 000, ale także na szczegółowych badaniach geomorfologicznych strefy marginalnej. Tak więc, rysunek przebiegu czoła w roku 1936 jest znacznie bardziej precyzyjnie przedstawiony (ryc. 41), niż byłoby to możliwe w wypadku analizy samej mapy. Badania geomorfologiczne prowadzone przez autora w latach 1985 i 1989 pozwalają na wyróżnienie faz pośrednich pomiędzy stadium maksymalnym, a pozycją czoła w 1936 roku. Ustalenie dokładnego położenia czoła, akurat w 1909 roku jest dość ryzykowne, dlatego też w niniejszej pracy za początek recesji powierzchniowej przyjęto umownie rok 1909.

## Okres 1936–1969–1978–1985

Kolejnym, po mapie z 1936 roku i obserwacjach Klimaszewskiego z 1938 r., materiałem dotyczącym lodowca Eivinda jest zdjęcie lotnicze Norsk Polarinstitut z 1969 roku, w skali ok. 1:20 000. Lodowiec Eivinda w latach 1936–1969 nadal cieniał, a jego czoło cofało się, w tempie podobnym do wcześniejszego. Cofnięcie lodowca średnio wyniosło 300 m, ale są miejsca, gdzie przekroczyło 500 m. Szczególnie wyraźne jest cofnięcie się jezora północnego, gdzie dość cienki lodowiec zalegał już tylko na północnych stokach Barbergknatten. Jezor południowy cofnął się o 300 m na wschód, a jego szerokość, z ponad 600 m, do ledwie 100 m (ryc. 41). Natomiast recesja boczna lodowca na całej jego długości, tam gdzie ujęty jest on w ramy skalne masywów górskich, była mała i wynosiła od kilkunastu metrów po stronie północnej, do kilku metrów, w cieniu Krøvelen, na południu. Niewątpliwie w tym okresie nastąpiło także obniżenie powierzchni całego lodowca.

Bazując na mapie z 1936 roku i zdjęciu lotniczym z 1969 (a także późniejszych badaniach terenowych) obliczono, że w latach 1936–1969 recesja wyniosła 0,57 km<sup>2</sup>, czyli 17,33%, była więc minimalnie mniejsza niż wcześniej, ale znacznie większa niż na innych lodowcach tego rejonu. Lodowiec Eivinda zajmował w 1969 roku powierzchnię 2,72 km<sup>2</sup>.

W 1978 roku, w ramach III Toruńskiej Wyprawy Polarnej, autor niniejszej pracy przeprowadził rekonesansowe badania na omawianym lodowcu i wyznaczył położenie czoła w jezorze południowym, gdzie zanotowano jego dalsze skurczenie. Na podstawie obserwacji i pomiarów oszacowano, że nastąpiło dalsze zmniejszenie powierzchni lodowca o 0,3 km<sup>2</sup> (tab. 21). W 1985 r., autor przy pomocy M. Kejny, wykonał zdjęcie tachymetryczne lodowca Eivinda, a zwłaszcza jego strefy marginalnej. Pomiary te pozwoliły sporządzić mapę topograficzną w skali 1:5000 (zał. 14). Kolejne zdjęcia tachymetryczne zasięgu czoła lodowca i jego powierzchni wykonał autor w latach 1989 i 1999 (zał. 15, 16).

W roku 1985 oprócz pomiarów topogeodezyjnych autor przeprowadził badania geomorfologiczne strefy marginalnej tego lodowca. Pomiary i badania przeprowadzone w 1985 roku pozwoliły obliczyć dalszą, niewątpliwą recesję lodowca Eivinda. W części północnej i płn.-zach., pomiędzy 1969 (zdjęcie lotnicze) a 1985 rokiem, nastąpiła równomierna recesja o ok. 100 m. Natomiast w części południowej zanikł istniejący jeszcze w 1978 r. wąski język lodu wysunięty mocno na zachód i czoło przyjęło zarys podobny do współczesnego (ryc. 41). Wody z lodowca odpływały trzema głównymi drogami, z części południowej i środkowej – rzekami powierzchniowymi prostopadle do czoła, i wzdłuż południowych stoków Barbergknatten do obniżenia centralnego strefy marginalnej a dalej na zachód rzeką południową (sore Eivindelva). Z części północnej wody odpływały bezpośrednio doliną rzeki północnej (nordre



Eivindelva), lub poprzez jezioro na cokole (zał. 14–15) i wodospadami przez Barbergknatten ku północnej rzece. Warto podkreślić, że pod koniec wyprawy (III dekada sierpnia) z 1985 r., wodospady te przestały funkcjonować i nigdy już się nie odtworzyły, a całość wód, początkowo tylko z północnych, a później i ze środkowych, a nawet południowych partii lodowca (poza jezerem południowym), odpływa doliną rzeki północnej. W 1985 roku nachylenie czoła po stronie północnej, gdzie krawędź lodowca zalegała na 218 m n.p.m., wynosiło 7–8°, dopiero powyżej 320 m n.p.m. malało do 3–5°. Jezero południowe posiadało znacznie większe nachylenie (15–16°), a dalej w kierunku wschodnim, nachylenie tej części także malało (szczegółowe dane zawarte są w tabeli 19). Wykonanie mapy poziomicowej lodowca pozwoliło także na sporządzenie profili podłużnych i poprzecznych, które z kolei pozwalają ocenić recesję i obniżenie się powierzchni lodowca w latach 1936–1985.

Obniżenie powierzchni, związane z zanikiem lodowca na przedpolu Barbergknatten, było ogromne i wyniosło: od ok. 80 m w części północnej, do 120 w części południowej (ryc. 38; tab. 20). Natomiast posuwając się w głąb lodowca (na wschód) obniżenie to jest mniejsze, jednak też duże, i wynosi od 10 do 40 m w partiach bliższych czoła, do 10–20 w środku lodowca, oraz 5–20 m, w obrębie pola firnowego, tu jednak występuje też znaczna akumulacja. We wszystkich profilach poprzecznych, zauważalne jest także nieznacznie większe obniżanie się powierzchni po północnej stronie lodowca, znacznie korzystniej eksponowanej ku słońcu. Podsumowując stan lodowca w 1985 roku, oceniono maksymalne cofnięcie się czoła, na jeziorze południowym na 220 m (31,4 m/rok), średnie cofnięcie się czoła było znacznie mniejsze. Ówczesnie określono powierzchnię lodowca Eivinda na 2,53 km<sup>2</sup> (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993).

Po przeprowadzeniu pomiarów w 1995 r. i wyraźnym określeniu granicy pomiędzy lodem lodowcowym a wieloletnim śniegiem, w strefach bocznych i na polu firnowym, należy przyjąć, że powierzchnia lodowca Eivinda w 1985 wynosiła 2,15 km<sup>2</sup> (w stosunku do 1978 roku nastąpiło zmniejszenie o dalsze 11%).

Kolejne pomiary wykonano w 1989 r. (Lankauf 1993), stwierdzając kilkunastometrową recesję na całej długości czoła lodowca. Największe cofnięcie się jego krawędzi (ponad 40 m) nastąpiło w płn.-zach. części, w okolicach jeziora Zimnego (Kaldvatnett), z kolei największe obniżenie powierzchni nastąpiło na jeziorze południowym (do 20 m), co daje bardzo duże tempo obniżania do 5 m/rok. Co ciekawe, topografia czoła lodowca w tej strefie nie uległa większym zmianom, po prostu lodowiec równomiernie cienieje. Także na całej długości lodowca nastąpiło równomierne obniżenie powierzchni, największe (aż 30 m, na 1800 m – profil 3 i c).

Obliczono, że powierzchnia lodowca zmniejszyła się o 0,07 km<sup>2</sup> (3,26%), co wskazuje na zmniejszenie tempa recesji, jest to jednak związane, nie z jakimś ogólnym trendem, a raczej z faktem wycofania się lodowca (poza jezorem pld.) za progi skalne zamykające dolinę. Powierzchnia lodowca w 1989 r. wynosiła więc 2,08 km<sup>2</sup>.

Kolejne zdjęcie topograficzne całego lodowca wykonał autor w 1995 roku. Oprócz stosowanej wcześniej metody tachymetrycznej, do wyznaczania współrzędnych punktów użyto też odbiorników GPS. Obliczono (tab. 21), że pomiędzy 1989 a 1995 rokiem nastąpiła dalsza recesja powierzchniowa lodowca, o ok. 3,85%. Czoło lodowca cofnęło się maksymalnie o 30 m, najwięcej na zapleczu Barbergknatten i po stronie płn.-zach. w okolicach jeziora Zimnego. Niewielkiemu obniżeniu na czole (do 5 m) i większemu w środkowych partiach jeziora (do 10 m), towarzyszył ubytek o 2 do 5 metrów na polu firnowym. W niektórych partiach pola firnowego zanotowano też ok. 3-metrowy przyrost masy lodowej.

W 2000 roku, podobnie jak na innych lodowcach, ustalono położenie czoła lodowca przy pomocy teodolitu, wykonano też inne pomiary przy pomocy GPS. Czoło lodowca przez tych ostatnich 5 lat cofnęło się wyraźnie, choć mniej niż na innych lodowcach. Tylko w niektórych miejscach cofnięcie przekracza 50 m (ryc. 41, zał. 16).

Tabela 21. Recesja lodowca Eivinda

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
		w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	średnio	w m/rok
1909	4,07*						
pomiędzy	1909–1936 r.	0,78	19,16	0,03	0,71	230	8,5
1936	3,29						
pomiędzy	1936–1969.	0,57	17,33	0,02	0,52	300	9,1
1969	2,72						
		0,30	11,03	0,04	1,38	200	7–22
1978	2,42						
		0,27	11,16	0,04	1,59	220**	31,4**
1985	2,15						
		0,07	3,26	0,02	0,81	40	10,0
1989	2,08						
		0,08	3,85	0,01	0,64	30	5,0
1995	2,00						
Razem:	do 1995 r.	2,07	51,0			1120	13,0

\* z wałami lodowo-morenowymi z fazy maksymalnej (XVIII/XIX w.) o pow. ok. 0,08 km<sup>2</sup>

\*\* dotyczy jeziora południowego



## 6.5. LODOWIEC ANDREASA

Lodowiec Andreasa (Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.3.(2).0.2

$\varphi - 78^{\circ} 36' 28'' \text{ N}$ , do  $\varphi - 78^{\circ} 37' 53'' \text{ N}$

$\lambda - 12^{\circ} 12' 31'' \text{ E}$ , do  $\lambda - 12^{\circ} 23' 05'' \text{ E}$

w 1995: powierzchnia – 5,80 km<sup>2</sup>, długość – 4250 m, szerokość 800–1800 m, czoło na 50,0 m n.p.m., pole firnowe – 400–650 m n.p.m.

nr katalogowy – 153 21 (według *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

(Według *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 6,7 km<sup>2</sup> (1966), objętość – 0,59 km<sup>3</sup> – 5.3.0.2)

Na południe od lodowca Eivinda, oddzielony od niego grzbietem Krøvelen, znajduje się lodowiec Andreasa (fot. 31). Jest to drugi, pod względem wielkości, po lodowcu Elizy „lądowy” lodowiec Kaffiøyry. Od płn. ogranicza go wspomniany grzbiet Krøvelen, a od wschodu pasmo Jacobsenfjella z masywem Kaldkletten (835 m n.p.m.) – fot. 31.

Od południa, grzbiet Humpryggen, oddziela lodowiec Andreasa od lodowca Olivera. Ukierunkowanie grzbietów Krøvelen i Humpryggen, podobnie jak większości grzbietów rejonu Kaffiøyry ku SW, warunkuje też takie położenie lodowca. Lodowiec Andreasa posiada jedno pole firnowe, rozdzielone zachodnią częścią masywu Kaldkletten. Lodowiec Andreasa jest zasilany wyłącznie z własnego basenu akumulacyjnego.

Powierzchnia lodowca Andreasa w 1995 roku wynosiła 5,80 km<sup>2</sup> (łącznie z powierzchnią kilku nunataków tkwiących pośród lodowca po jego płn.-wsch. stronie). Długość lodowca wynosi 4380 m, a szerokość: na czole około 800 m, zaś dalej, ku wschodowi ok. 1,5 km. W profilu poprzecznym lodowca Andreasa zaznacza się bardzo mocno, asymetria jego powierzchni i podniesienie partii południowych na stokach Humpryggen, do 350–400 m n.p.m. Wszystkie, poza Waldemarem, lodowce rejonu Kaffiøyry mają podniesione południowe partie, nigdzie jednak nie jest to tak widoczne, jak właśnie na lodowcu Andreasa.

Podobnie, południowa część czoła lodowca, na prawie wszystkich lodowcach Kaffiøyry jest znacznie bardziej stroma niż północna, lecz nigdzie nie jest tak stroma jak na lodowcu Andreasa. W strefie czołowej lodowca Andreasa wyróżniają się trzy (podobnie jak na lodowcach Elizy i Ireny) odrębne części:

a) płaska (do 10°) i stosunkowo czysta (tylko z luźną pokrywą morenową) część płn.-zach., gdzie czoło lodowca (albo też jego północna krawędź) schodzi od ponad 150 m n.p.m., do mniej więcej 70 m n.p.m.,

b) bardziej stroma ( $>12^\circ$ ), i z większą ilością materiału morenowego, część środkowa (zachodnia), gdzie najbardziej na zachód wysunięta część lodowca schodzi do 50 m npm.,

c) bardzo stroma ( $19^\circ$ ), z potężnymi „wałami” moreny powierzchniowej, część płd.-zach.

Jeszcze kilka lat temu (1985) czoło lodowca w tym rejonie kończyło się w dużym jeziorze frontálním. Dziś lodowiec odsunął się od jeziora na około 60 m, a pomiędzy nim a jeziorem tworzą się okresowe nalodzia (fot. 32). W kierunku wschodnim, ta część lodowca wznosi się szybko, od 50 m npm., by po niecałych 300 m osiągnąć wysokość 150 m npm. Od wysokości ok. 160 m npm. rozpoczyna się już bardziej płaska część lodowca (II strefa nachyleń według tabeli 22), gdzie, po stronie północnej, nachylenie lodowca (w kierunku zachodnim) wynosi  $6^\circ$ , a po południowej, nieco ponad  $8^\circ$ . Powyżej 250 m npm., lodowiec staje się jeszcze bardziej płaski, i na przestrzeni ponad 2 km nachylenie jego wynosi  $4-5^\circ$ , przy czym nachylenie części północnej jest zgodne z kierunkiem przebiegu lodowca (na zachód, z lekkim odchyleniem ku południowi), natomiast w części południowej lodowiec obniża się na płn.-zach.

Powierzchnia lodowca Andreasa porozcinana jest systemem rzek powierzchniowych, spływających zgodnie z ogólnym kierunkiem spływu mas lodowych, czyli na SW. Rzeki te są wcięte na kilka metrów w powierzchnię lodowca, niekiedy płyną w osi szerokich, słabo widocznych na lodowcu „dolin”. Najbardziej charakterystyczna jest „dolina” usytuowana w osi lodowca (zał. 16).

Cechą charakterystyczną lodowca Andreasa jest występowanie kilku nunataków w północno-wschodniej jego części, gdzie lodowiec wkracza daleko na południowe stoki Krøvelen.

## **Recesja lodowca Andreasa w latach 1909–1995**

### **Okres 1909–1936**

Lodowiec Andreasa przedstawiony jest na mapie Isachsena (1912) ukazującej stan lodowca w 1909 roku, jako duży lodowiec z wypukłym czołem. W 1909 roku był zapewne w stadium „postoju”, a czoło jego wznosiło się wysoko ponad potężny wał lodowo-morenowy. Wał ten został utworzony na morskich tarasach o wysokości 30 i 40 m npm. Z analizy mapy Isachsena wynika też, że jedynie najwyższe szczyty grzbietu Krøvelen wystawały jako nunataki z masy lodowej lodowców Andreasa i Eivinda. Pozostałością tego maksymalnego zasięgu Andreasa jest lodowczyk Krøvelenisen (fot. 31, zał. 15 i 16). Niemożliwe jest jednak ustalenie, czy lodowiec Andreasa w 1909 r. wykazywał już się jakimś cofnięciem liniowym, wydaje się, że nie, a jeśli



tak, to bardzo niewielkim. Ten pierwszy etap deglacjacji (recesji) polegał raczej wyłącznie na obniżaniu się powierzchni lodowca. Wyliczone z mapy Isachsena nachylenie „czystego” czoła lodowca Andreasa nie było duże i wynosiło ok. 6° (tab. 22). W tym czasie wody, wypływające z lodowca tworzyły kilka mniej więcej równorzędnych odpływów, wypływających bramami w wale lodowo-morenowym i tworzących doliny, rozcinające tarasy morskie. Część wód, zwłaszcza z północnej części lodowca, zasilała rzekę odwadniającą lodowiec Eivinda (sore Eivindelva). Wyliczona, m.in. na podstawie mapy Isachsena (ale także na pomiarach terenowych autora w latach 1989–1995, oraz prowadzonych równocześnie obserwacjach geomorfologicznych, dotyczących rozmieszczenia form oraz osadów glacialnych i pokrewnych), powierzchnia lodowca, w okresie maksymalnego zasięgu wynosiła ok. 7,83 km<sup>2</sup> (tab. 24). Autor we wcześniejszych swoich publikacjach (Lankauf, Wójcik 1987; Lankauf 1993) podawał nieco mniejszą powierzchnię lodowca (7,44 km<sup>2</sup>) w fazie maksymalnego nasunięcia. Jednak przeprowadzone w roku 1995 szczegółowe pomiary topograficzne lodowca i jego strefy marginalnej, zmuszają do wprowadzenia korekty wcześniejszych ustaleń. Jest to zarazem szacunkowa miara błędu, jaki otrzymujemy korzystając tylko z podkładu kartograficznego, szczególnie w tak małej skali jak 1:200 000.

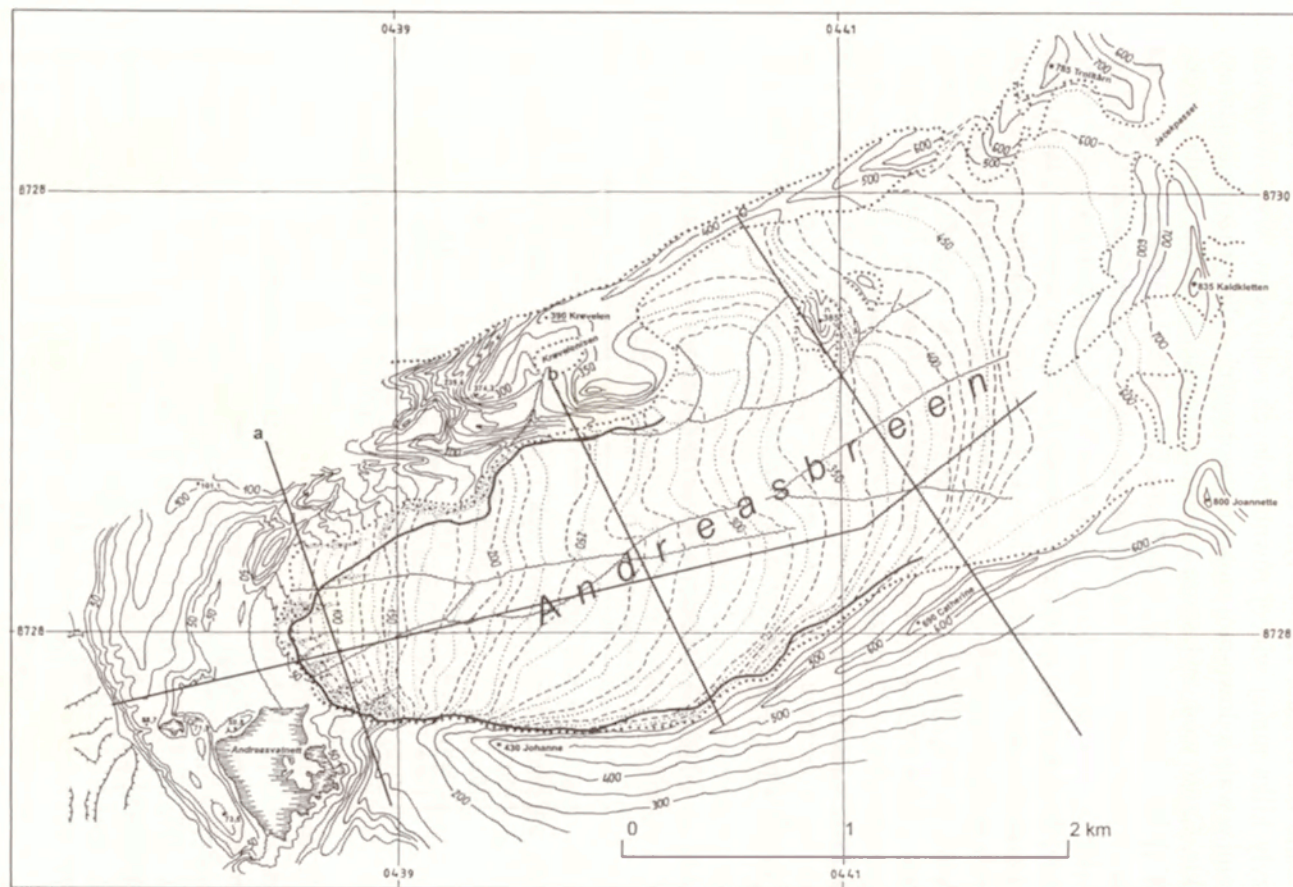
Tab. 22. Nachylenie powierzchni lodowca Andreasa

Lodowiec Andreasa po stronie północnej

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III
	w m npm.		
1909	50–200	200–300	300–600
Nachylenie w °	6,5°	8,0°	6,3°
1936	90–300	300–450	450–600
Nachylenie w °	5,4°	4,3°	13,6°
1989	50–150	150–320	>320
Nachylenie w °	9,4°	5,4°	?
1995	60–160	160–250	250–360
Nachylenie w °	10,4°	6,0°	4,5°

Lodowiec Andreasa po stronie południowej

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III	Strefa IV	
	w m npm.				
1909	50–150	150–500	500–600		
Nachylenie w °	6,5°	5,4°	6,5°		
1936	75–200	200–300	300–450	450–600	
	7,2°	4,6°	4,2°	5,5°	
1989	50–160	160–220	220–300	>300	
	14,4°	8,2°	4,4°	11–12°	
1995	150–160	160–250	250–360	360–440	440–600
	19,1°	8,2°	4,4°	5,6°	11,0°



Rye. 42. Usytuowanie profilu podłużnego i profili poprzecznych (a–c) przez lodowiec Andresa  
Place of the longitudinal profiles and cross-profiles (a–c) across Andreas glacier

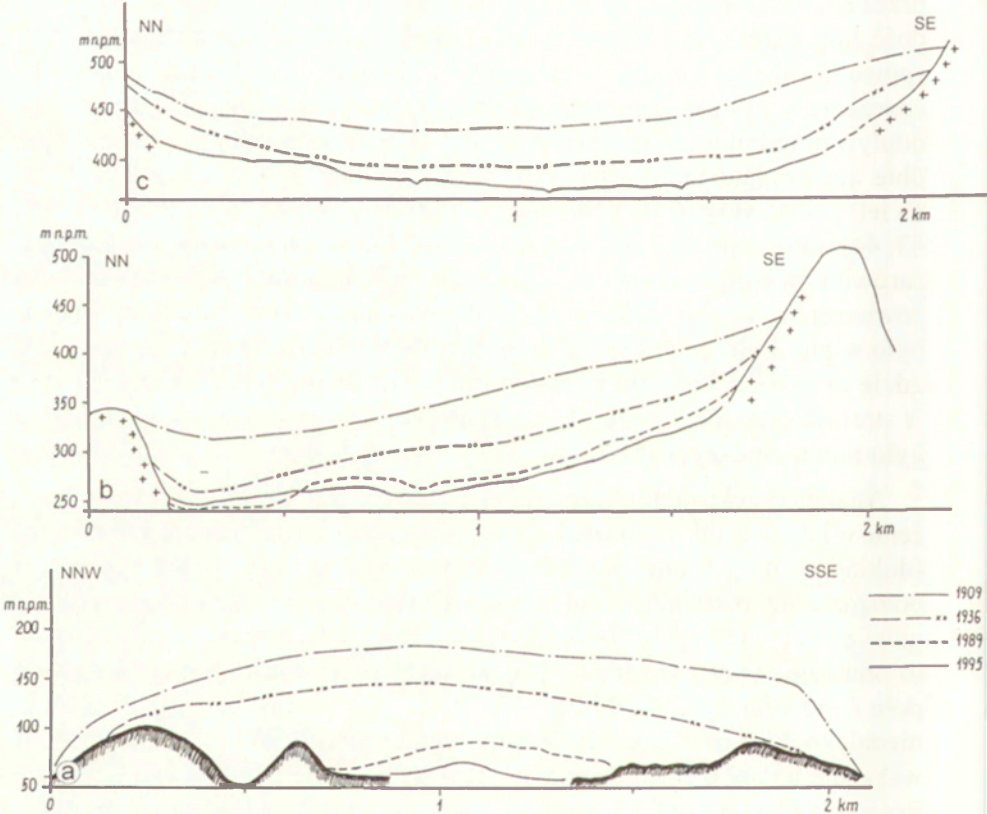


Kolejnym przedstawieniem kartograficznym jest norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000 z 1936 roku (NPI 1957, 1990). Na mapie tej zaznaczona jest szeroka strefa czołowo-morenowa lodowca Andreasa i jego, już zróżnicowane pod względem nachylenia, szerokie czoło. Stosunkowo dużo uwagi poświęca czołu lodowca Andreasa także M. Klimaszewski (1960). Opisuje on je w 1938 r., traktując wał lodowo-morenowy jako integralną część lodowca, stąd nachylenie czoła w płn. części szacuje na 35–43° (jest to nachylenie wału lodowo-morenowego, do dziś zresztą niewiele zmienione). Klimaszewski (1960) opisuje także rynną lateralną oddzielającą strefę „martwą” od strefy żywego (albo inaczej, „stosunkowo czystego”) lodu, konkludując ostatecznie, że za martwą – nie poruszającą się do przodu – należy także uznać dużą część czoła lodowca nie przykrytego zwartym płaszczem moreny powierzchniowej. Fakt istnienia, pod koniec lat 30., wyraźnie wykształconej rynny (doliny) lateralnej dowodzi, że czoło lodowca zarejestrowane na mapie 1:100 000 (i mniej więcej to samo czoło obserwowane przez Klimaszewskiego), musiało w tym samym miejscu znajdować się przez dość długi okres czasu. Utworzenie się tej doliny, wewnątrz strefy marginalnej, spowodowało też zmiany w systemie odwodnienia lodowca. Utraciły swe znaczenie wszystkie odpływy północne, a zaczął funkcjonować jeden główny odpływ południowy. Korzystając z uwag M. Klimaszewskiego i porównując obie wspomniane mapy (Isachsena z 1909 i NPI z 1936), a także wykonane na ich podstawie profile podłużne i poprzeczne poprzez lodowiec (ryc. 42, 43, 44), można przyjąć, że w latach 1909–1936 nastąpiła recesja polegająca zarówno na cofnięciu się czoła „żywego” lodowca jak i na obniżeniu jego powierzchni (w partii czołowej jednak niewielkim). Cofnięcie czoła największe było w płd. i płn. jego częściach (w partii wysuniętej daleko na Kaffiøyre), gdzie osiągnęło 200–300 m, natomiast w osi doliny tylko 100 m. Ale już w strefach przygórskich, czyli we właściwej dolinie lodowcowej, cofnięcie było minimalne (ryc. 45).

Analiza przekroju podłużnego wykazuje, że w partiach czołowych obniżenie w latach 1909–1936 wyniosło zaledwie kilkanaście metrów, a miejscami (dokładnie na 1,5 km) powierzchnia lodowca w 1936 mogła być wyżej położona, niż wcześniej. Trwał bowiem ruch lodowca do przodu, dostarczający nowych mas lodowych. Następował za to znaczny ubytek masy lodu (a przez to obniżanie jego powierzchni) w partiach środkowych lodowca i na jego polu fińskim (ryc. 43, 44; tab. 23). Profil poprzeczny „a”, poprowadzony niedaleko dzisiejszego czoła, (około 900 m od czoła w fazie maksymalnej) wskazuje na obniżenie powierzchni lodowca (w tym przekroju) o 20–60 m. Przeprowadzona analiza, zarówno map jak i terenowego zapisu zdarzeń, pozwala ocenić recesję lodowca Andreasa, pomiędzy fazą maksymalną a końcem la: 30., na 2,5% jego powierzchni (0,21 km<sup>2</sup>). Powierzchnia lodowca w roku 1936 wynosiła więc 7,62 km<sup>2</sup>. W. S. Korjakin (1974), opierając się na wylczeniach z mapy 1:100 000, podaje wartość 7,2 km<sup>2</sup>.



Ryc. 43. Profil podłużny przez lodowiec Andreasa  
Longitudinal profiles across Andreas glacier



Ryc. 44. Profile poprzeczne przez lodowiec Andreasa  
Cross-profiles through Andreas glacier



Tabela 23. Obniżenie powierzchni lodowca Andreasa

Okres	Profil a		Profil b		Profil c	
	w m	w m/rok	w m	w m/rok	w m	w m/rok
1909–1936	20–60	0,7–2,2	40–50	1,5–1,8	10–60	0,4–2,2
1936–1989	70–80	1,3–1,5	10–40	0,2–0,7		
1989–1995	20–30	3,3–5,0	10–15**	0,6–2,5	10–30*	0,2–0,5

\* w latach 1936–1995

\*\* ale też + 8 m

### Okres 1936–1969–1975

Kolejnym, po mapie z 1936 roku oraz obserwacjach Klimaszewskiego z 1938 r, materiałem dotyczącym lodowca Andreasa są zdjęcia lotnicze Norsk Polarinstitut z 1966 i 1969 roku. Autor dysponował jedynie zdjęciem z 1969 r, w skali ok. 1:20 000. Lodowiec Andreasa w latach 1936–1969 nadal cienieje, a jego czoło cofa się. Cofanie to jest wyraźnie szybsze niż w poprzednim okresie, a cofnięcie krawędzi lodowej wyniosło maksymalnie 375 m (średnio, w partiach wysuniętego czoła – 330 m). Czoło w swoim przebiegu w 1969r., wykazuje wyraźne podobieństwo do przebiegu z 1936 r. Jest to dowodem na równomierne wycofywanie się lodowca na całej jego szerokości. Obliczono, że powierzchnia lodowca w 1969 r. wynosiła 6,63 km<sup>2</sup>, czyli lodowiec w latach 1936–1969 stracił ok. 1 km<sup>2</sup>, tj. 13,0% swojej powierzchni.

### Okres 1975–1985–1989–1995

W 1975 r., w trakcie I Toruńskiej Wyprawy Polarnej, R. Zapolski wykonał szkic hipsometryczny przedpoła lodowca Andreasa, zazначzył przebieg i pomierzył wysokości czoła lodowca (Zapolski 1977). Pomiedzy sytuacją przedstawioną na zdjęciu lotniczym z 1969 a 1975 rokiem, recesja lodowca miała jeszcze szybsze tempo niż wcześniej, ale podobny przebieg. Maksymalne cofnięcie czoła wyniosło 80 m, co daje nieco szybsze wycofywanie się czoła (13,3 m/rok, gdy poprzednio 10,0 m/rok). Pomiedzy 1969 a 1975 powierzchnia lodowca zmniejszyła się dalej o ok. 0,32 km<sup>2</sup>, daje 0,8% rocznie.

W 1975 (oraz w 1982 r.) prace geomorfologiczne na przedpołu lodowca Andreasa prowadził E. Drozdowski. W swoich pracach (Drozdowski 1985, 1992) rozpatrywał on sposoby i rodzaje powstawania form i osadów w brzeżnej partii lodowca. Z punktu widzenia niniejszej pracy cenna jest uwaga Drozdowskiego, iż lodowiec Andreasa, w swojej płd. części (w okolicach jeziora frontálnego – Andreasvatnett), cofnął się pomiedzy 1975 a 1982 rokiem o 66,5 m.

Drozdowski (1992) wyróżnia dwa odcinki czoła lodowca – południowy, stromy, gdzie recesja ma charakter frontalny, i północny, gdzie zamierają pewne fragmenty strefy brzeżnej lodowca, co prowadzi do formowania się form z jądrem lodowym, a więc jest to raczej typ deglacjacji arealnej. Kolejne

zdjęcie topograficzne czoła lodowca (oraz zasięgu jeziora frontального) przeprowadził w 1985 r. autor niniejszej pracy. Okazało się, że w ciągu 10 lat (1975–1985), nastąpiło, dość znaczne cofnięcie się, czoła lodowca. Wyniosło ono od ponad 100 m w partiach południowych czoła (w rejonie jeziora frontального), do ponad 220 m w centralnej (najbardziej na zachód wysuniętej części). W partiach płn.-zach. i płn. cofnięcie to osiągnęło wartość maksymalnie 180 m, ale średnio nieco mniej. Z geomorfologicznego punktu widzenia można przyjąć spostrzeżenia Drozdowskiego (1992), o dwóch rodzajach deglacjacji strefy brzeżnej lodowca Andreasa, ale nawet przy odmiennym nieco typie deglacjacji północnej części czoła, wyznaczona przez autora pozycja czoła „żywego” lodowca w 1985 r., w swoim ogólnym zarysie nawiązuje do pozycji z 1975 r. Prowadzi to do wniosku, iż niezależnie od sposobów zamierania partii czołowej, lodowiec cofa się mniej więcej równomiernie na całym froncie (szerokości czoła) i można to uznać jednak za deglacjację frontálną. Obliczono, że w dziesięcioleciu 1975–1985 nastąpiło dalsze zmniejszenie się powierzchni lodowca o 0,42 km<sup>2</sup>, tj. 6,16% (tab. 24). Tempo recesji nie uległo większej zmianie i wynosiło ponad 0,7%/rok. Brak pomiarów na samym lodowcu, uniemożliwia podanie obniżenia się powierzchni lodowca, lecz zapewne obniżenie miało miejsce.

W 1989 r. autor (Lankauf: 1993) wykonał zdjęcie topograficzne położenia czoła lodowca, oraz jego powierzchni do wysokości ok. 300–320 m n.p.m., a także fragmentów odsłoniętej w latach 1975–1989 strefy marginalnej (zał. 15). Pozwoliło to na ocenę recesji całego lodowca pomiędzy 1985 a 1989 r. Recesja płd. części w dalszym ciągu miała charakter recesji frontálnej, natomiast nieco większa recesja po stronie płn. polegała i na cofnięciu linijnym, i na aeralnym poodcinaniu fragmentów lodowca, jednak ogólne tempo recesji jakby nieco zmalało (tab. 24). Tak krótki, czteroletni okres pomiędzy pomiarami, może dawać wyniki słabo porównywalne z okresami dłuższymi.

Kolejne zdjęcie topograficzne, tym razem całego lodowca wykonał autor w 1995 roku. Oprócz stosowanej wcześniej metody tachimetrycznej, użyto też, do wyznaczania współrzędnych punktów, odbiorników GPS. Wykonanie zdjęcia tachimetrycznego całego lodowca (zał. 16) pozwoliło nawiązać do danych ze starych map i porównać wysokościowe położenie powierzchni lodowca (przynajmniej na linii profilu podłużnego).

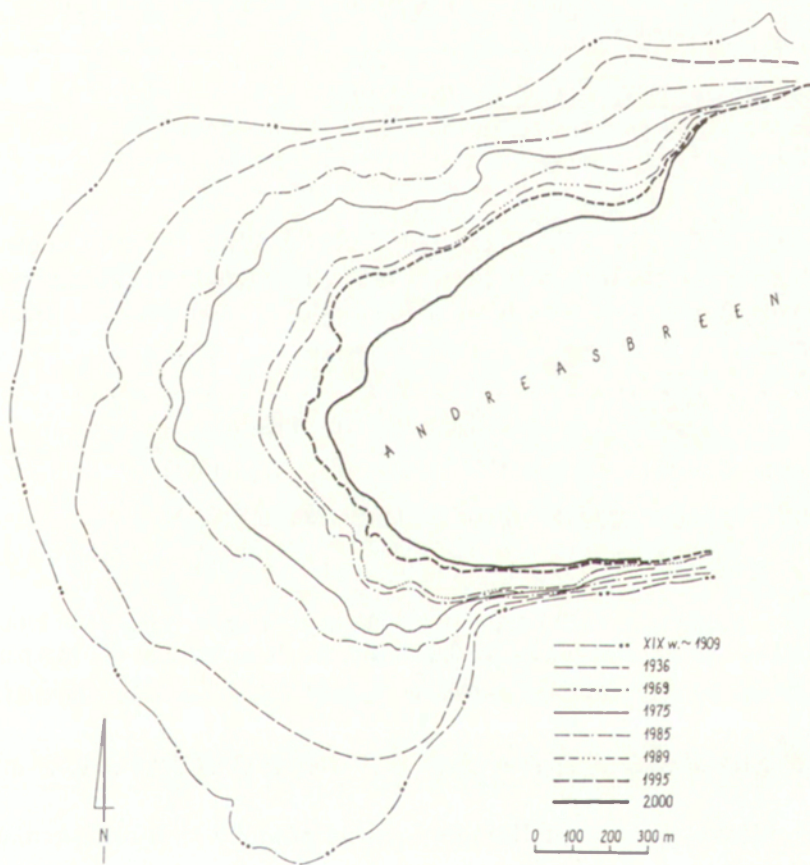
Profil podłużny lodowca, poprowadzony mniej więcej w osi lodowca (ryc. 43) ukazuje stałe obniżenie się powierzchni lodowca, oraz wielkość tego obniżenia w latach 1909–1936 i 1936–1995. W pierwszej fazie nastąpiło znaczne obniżenie się powierzchni pola firnowego, co było zapewne spowodowane zasadniczą zmianą klimatu I połowy XX wieku, w porównaniu do końca wieku XIX w. W drugiej połowie XX wieku zdecydowanie bardziej obniża się część czołowa i środkowa lodowca. Na rycinie 43 porównano także profil podłużny lodowca, w krótkim okresie (1989–1995). Dobrze



uwidacznia się na tej rycinie ruch do przodu masy lodowej (obniżenia i podwyższenia profilu) oraz systematyczne obniżanie się powierzchni lodowca Andreasa na trzech profilach poprzecznych (ryc. 44).

Z kolei, przedstawiona na rycinie 45 powierzchniowa recesja czoła lodowca Andreasa w latach 1989–1995 była wyraźnie większa niż w końcu lat 80. i wyniosła 1,36% powierzchni (0,08 km<sup>2</sup>). Podobne tempo recesji utrzymywało się także w latach 1995–2000, czoło lodowca cofnęło się dość silnie po stronie północnej (50–150 m), nieco mniej (do 50 m) w partiach środkowych i południowych. Pomiar zasięgu czoła lodowca w 2000 r. wykonała przy pomocy odbiornika GPS Sylwia Nowak.

W latach 1909–1995 r., lodowiec Andreasa utracił prawie 26% swojej początkowej powierzchni, a jezior lodowca cofnął się o ok. 800 m. Recesja



Ryc. 45. Recesja czoła lodowca Andreasa od maksymalnego zasięgu w XIX wieku i 1909 roku do 2000 r.

Recession of a front of Andreas glacier starting with a maximal range in the 19th up to 2000

Tabela 24. Recesja lodowca Andresa

Rok	Powierzchnia lodowca w km <sup>2</sup>	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
		w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	średnio	w m/rok
1909	7,83*						
pomiędzy 1909–1936		0,21	2,55	0,008	0,10	120 (?)	4,4 ?
1936	7,62						
	1936 a 1969	0,99	13,0	0,03	0,39	330	10,0
1969	6,63						
		0,32	4,83	0,05	0,80	80	13,3
1975	6,31						
		0,42	6,66	0,04	0,67	130	13,0
1985	5,89						
		0,01	0,17	0,002	0,04	20	5
1989	5,88						
		0,08	1,36	0,01	0,23	120	20,0
1995	5,80**						
Razem	do 1995 r.	2,03	25,92	0,024	0,30	800	9,3

\* z wałami lodowo-morenowymi z fazy maksymalnej (XVIII/XIX w.)

\*\*w tym; ok. 0,3 km<sup>2</sup> – wieloletnie śniegi po stronie pld., na stokach Humpryggen, ok. 0,15 km<sup>2</sup> – nunataki na powierzchni lodowca

lodowca – cofanie się czoła – zaczęła się nieco później niż na innych lodowcach rejonu Kaffiøyry. W latach 1969–1995 recesja zachodzi ze zmiennym natężeniem, i w różny sposób, ale lodowiec dość systematycznie kurczy się i obniża.

## 6.6. LODOWIEC OLIVERA

Lodowiec Olivera (Spitsbergen NW, Ziemia Oskara II) Kod WGI (IAHS) 5.3.0.1

$\varphi$  – 78° 36' 01" N, do  $\varphi$  – 78° 36' 403" N

$\lambda$  – 12° 19' 43" E, do  $\lambda$  – 12° 23' 30" E

w 1995: powierzchnia – 1,09 km<sup>2</sup> (w 2000 r. – 0,94 km<sup>2</sup>), długość – 1700 m, szerokość 100–700 m, czoło na 110,0 m n.p.m., pole firnowe – 320–600 m n.p.m.

nr katalogowy – 153 20 (według *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*; Oslo 1993)

(Według *Glacier Atlas...* – powierzchnia – 1,45 km<sup>2</sup> (1936), objętość – 0,05 km<sup>3</sup>)

Pomiędzy grzbietami Humpryggen na północy, a Bjørneskanka na południu, w wąskiej głębokiej dolinie, skierowanej jak wszystkie doliny rejonu Kaffiøyry na SW, znajduje się najmniejszy lodowiec tego rejonu – lodowiec Olivera (fot. 33, 34). W 1995 roku zajmował powierzchnię zaledwie 1,09 km<sup>2</sup>. Od wschodu wysokie grzbiety Jacobsenfjella i Bjørneskanka zamykają krótką



dolinę tego lodowca, którą spływa on w kierunku SW. Dolina ma długość nieco ponad 2 km i szerokość dochodzącą do 850 m.

Długość lodowca – 1700 m, szerokość – na czole od kilku do 100 m, dalej ku wschodowi, rozszerza się do 500–700 m. Lodowiec Olivera posiada jedno pole firnowe o kształcie głębokiego cyrku, w którego środku tkwi nunatak skalny – Oliverknapp (fot. 34).

Czoło lodowca Olivera, zakręcające lekko ku zachodowi, zalega na wysokości ok. 110 m npm. W 1995 roku składało się z jezora o szerokości około 100 m, rozdzielonego wałem (pasem) moreny środkowej. Moreny środkowe (środkowo-boczne) po południowej stronie jezora, oddzieliły od „żywego lodowca” znaczną powierzchnię, którą należy traktować już jako pole zamierających lodów. Również po północnej stronie jezora, szczególnie w ostatnich latach, następuje silne wytapianie się moren, co zapewne w krótkim czasie doprowadzi do znacznego skrócenia lodowca.

W przebiegu podłużnym lodowca (ryc. 46, 47; zał. 15, 16) wyróżnić można kilka stref różniących się nachyleniem i charakterem powierzchni lodowca (tab. 25, 26).

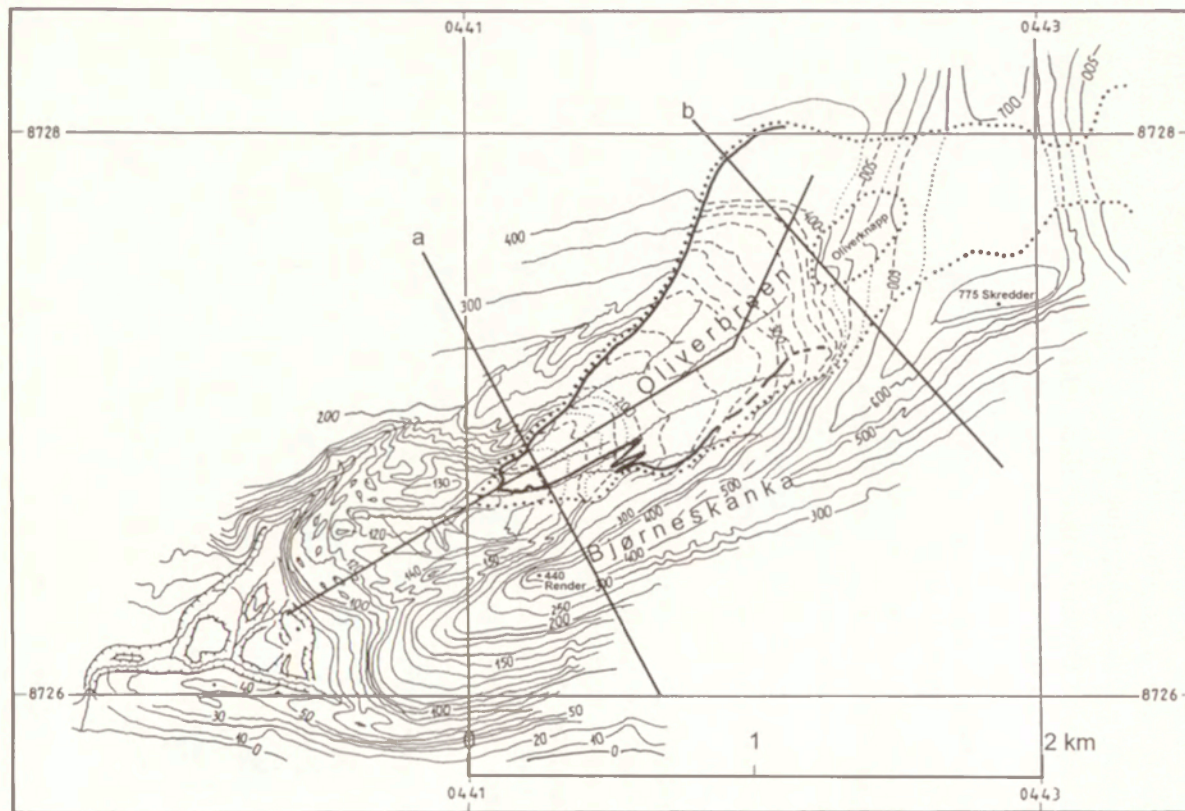
Początkowo powierzchnia lodowca ma nachylenie ok. 8°, a po kilkunastu metrach nawet nieco mniej. Powierzchnia lodowca jest stosunkowo czysta, nie licząc pasów moren środkowych i stref bocznych, gdzie jak wspomniano trwa intensywne wytapianie się moren. Od wysokości ok. 260 m npm. profil lodowca staje bardziej stromy i nachylenie przekracza 19°. W tej strefie praktycznie zanikają wszelkie moreny powierzchniowe (nie licząc partii

Tabela 25. Nachylenie powierzchni lodowca Olivera

Rok	Strefa I	Strefa II	Strefa III	
	w m npm.			
1909	100–450	450–600		
Nachylenie w °	10,5 °	17,3 °		
1936	100–350	350–550		
Nachylenie w °	> 8 °	15,5 °		
1989	120–270	270–300	300–450	
Nachylenie w °	> 8 °	5–6 °	>20 °	
1995	110–260	260–320	320–360	>360
Nachylenie w °	7–8 °	> 19 °	10–11 °	>27 °

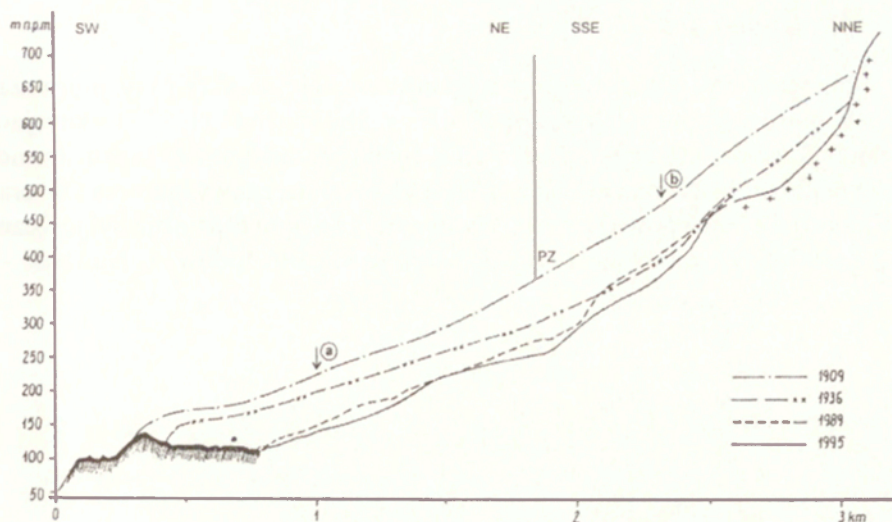
Tabela 26. Obniżenie powierzchni lodowca Olivera

Okres	Profil a		Profil b	
	w m	w m/rok	w m/rok	w m/rok
1909–1936	10–30	0,4–1,2	10–40	0,4–1,6
1936–1989	40–60	1,2–1,8	20–70	0,6–2,2
1989–1995	5–20	0,8–3,3	10–60	1,7–10,0



Ryc. 46. Usytuowanie profilu podłużnego i profili poprzecznych (a–b) przez lodowiec Olivera  
Place of longitudinal profiles and cross-profiles (a–b) through Olivera glacier





Ryc. 47. Profil podłużny przez lodowiec Olivera

Longitudinal profile across Oliver glacier

brzeżnych, martwych). Na wysokości powyżej 320 m n.p.m., szczególnie po stronie płn. lodowca, jego powierzchnia staje się bardziej płaska (10–11°). Natomiast od wysokości 360 m n.p.m. rozpoczyna się stromy ( $> 27^\circ$ ) odcinek pola firnowego.

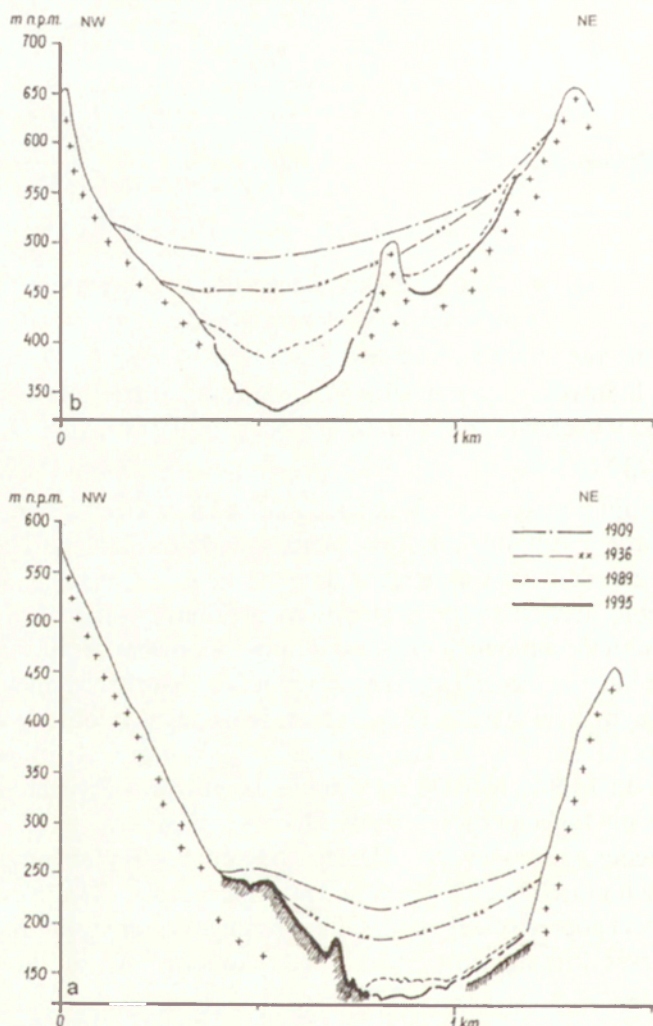
W przekroju poprzecznym lodowiec ma kształt wklęsły. Sieć wodna na lodowcu Olivera jest stosunkowo rzadka i w dziesięciolecie 1985–1995 stabilna. W zasadzie wszystkie rzeki skupiają się na czole, bądź łączą się ze sobą w obrębie strefy marginalnej lodowca, niekiedy tworząc jeziora (rozlewiska), a w okresie zimowym nalodzia. Wody z lodowca, odpływają poprzez tunel w wale lodowo-morenowym (wysokim na 40–50 m), jednym wypływem, funkcjonującym już wiele lat, o czym m. in. świadczy wyżłobiony w podłożu skalnym krótki kanion. W każdym razie funkcjonował już w 1938 r. (Klimaszewski 1960), W 2000 roku stwierdzono zmianę sytuacji, opisany wypływ przestał funkcjonować, i wody z lodowca wypływały wywierzykiem z pod północnej moreny bocznej. Dalej wody odpływają jedną rzeką, która płynie ku zachodowi (fot. 33), by w pewnym momencie, skrócić gwałtownie ku południowi i poprzez przełom w podłożu skalnym i moreny boczne lodowca Dahla, tworząc kilkumetrowy wodospad, skończyć swą drogę w zatoce Dahlbrebukta.

### Recesja lodowca Olivera w latach 1909–1995

Dla zobrazowania recesji lodowca Olivera wykonano profil podłużny przez lodowiec i jego strefę marginalną (ryc. 47) oraz dwa profile poprzeczne (ryc. 48), a także mapę zasięgów lodowca w poszczególnych latach (ryc. 49).

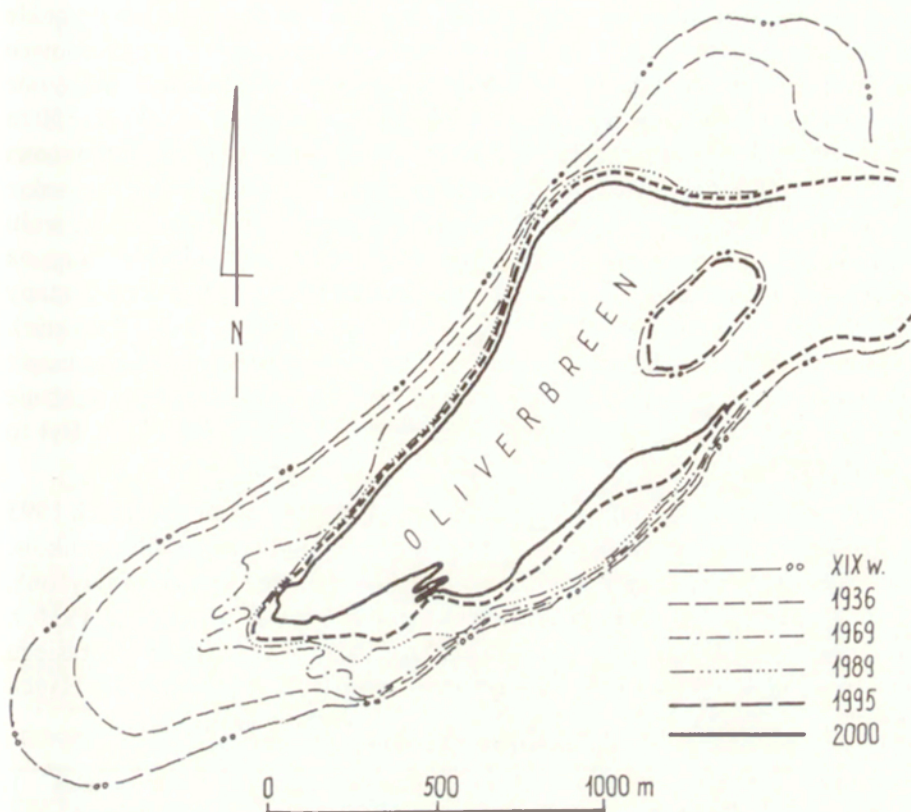
## Okres 1909–1936

Podobnie jak dla pozostałych lodowców rejonu Kaffiøyry pierwsza wiadomość o lodowcu Olivera pochodzi z mapy Isachsena (1912), ukazując stan lodowca w 1909 roku. Lodowiec Olivera posiadał w 1909 roku strome i wypukłe czoło. Na mapie Isachsena wał lodowo-morenowy lodowca Olivera zajmuje niewielką powierzchnię. Wydaje się, że w tym czasie nie był jeszcze wykształcony, stanowiąc lodowo-morenowe czoło lodowca. Nunatak –



Ryc. 48. Profile poprzeczne przez lodowiec Olivera  
Cross-profiles through Oliver glacier





Ryc. 49. Recesja lodowca Olivera od maksymalnego zasięgu w XIX wieku i 1909 roku do 2000 r.

Recession of a front of Oliver glacier starting with a maximal range in the 19th century and in 1909 up to 2000

Oliverknapp był w tym czasie, prawdopodobnie, całkowicie skryty pod lodem. Profil lodowca Olivera sporządzony na podstawie mapy Isachsena z 1909 r. wykazuje, że lodowiec posiadał dość łagodne ( $10,5^\circ$ ), lekko wypukłe czoło. Powyżej 150 m n.p.m. nachylenie lodowca wzrastało do ponad  $17^\circ$ . W przekroju poprzecznym lodowiec był lekko wklęsły.

Powierzchnia lodowca zmierzona na podstawie tej mapy oraz analizy znacznie późniejszych zdjęć lotniczych (Lankauf, Wójcik 1987) została oszacowana na  $2,07 \text{ km}^2$ . Przeprowadzone przez autora w latach 1985, 1989 i 1995 pomiary tachymetryczne na lodowcu i w jego strefie marginalnej, oraz ustalenie przebiegu dolin lateralnych i zasięgu osadów lodowcowych pozwala ustalić maksymalną powierzchnię lodowca Olivera na ok.  $2,32 \text{ km}^2$ .

Kolejnym przedstawieniem kartograficznym jest norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000 z 1936 roku (NPI-1957, 1990). Na mapie tej zaznaczono wystający z lodowca nunatak Oliverknapp. Zaznaczono dużą

strefę morenową, na czole, po północnej stronie lodowca. Czoło jest wypukłe (bardziej niż w 1909 r.) i cofnięte o 200–250 m. Przed czołem żywego lodowca istnieje potężny wał lodowo-morenowy. Nachylenie czoła lodowca zmierzone na podstawie w/w mapy nie było duże (ok. 8°), natomiast od wysokości 350 m n.p.m. nachylenie przekraczało 15°. Kilka słów tekstu poświęca lodowcowi Olivera M. Klimaszewski (1960) notując, iż posiada on wypukłe i wysokie czoło, pokryte grubym płaszczem moreny powierzchniowej. Od wału (niskiego ?) morenowego w tym czasie (1938 r.) oddzielała lodowiec rynna marginalna. Powierzchnia lodowca Olivera w 1936 r., określona z mapy 1:100 000, wynosiła ok. 2,05 km<sup>2</sup> (Lankauf, Wójcik 1987 – podali 2,06 km<sup>2</sup>). W innej publikacji (Lankauf 1993), opierając się nieco bezkrytycznie na mapie geomorfologicznej z pracy Sendobrego i Sinkiewicza (1983), przyjęto znacznie większą powierzchnię lodowca Olivera, bo aż 2,72 km<sup>2</sup> (w 1936). Był to oczywisty błąd.

Dopiero dokładne pomiary topograficzne przeprowadzone w latach 1995 i 2000 pozwoliły na poważną korektę wcześniej publikowanych wyników. W rękopisie pracy doktorskiej (Lankauf 1999) dane też są nieco zawyżone. Ostatecznie należy przyjąć, że powierzchnia lodowca Olivera w 1936 r. wynosiła ok. 2,05 km<sup>2</sup>, czyli, że w stosunku do okresu maksymalnego zasięgu lodowiec utracił ponad 12% swojej powierzchni (0,27 km<sup>2</sup>) – tab. 27. Hagen

Tabela 27. Recesja lodowca Olivera

Rok	Powierzchnia lodowca	Zmiany powierzchni lodowca				Recesja czoła lodowca	
		w km <sup>2</sup>	w%	km <sup>2</sup> /rok	%/rok	średnio	w m/rok
1909	2,32*						
między 1909–1936		0,27	11,6	0,01	0,43	250	10,0
1936	2,05						
		0,58	28,3	0,017	0,86	300	9,0
1969	1,47						
		0,24	16,33	0,01	0,86	180	9,0
1989	1,23						
		0,14	11,4	0,02	0,23	20	3,0
1995	1,09						
		0,15	13,8	0,03	2,76	50	10,0
2000	0,94**						
Razem	do 2000 r.	1,38	59,5	0,01	0,65	800	8,9

\*z walami lodowo-morenowymi z fazy maksymalnej (XVIII/XIX w.)

\*\* w tym; ok. 0,06 km<sup>2</sup> – nunatak Oliverknapp

i inni (1993) podają wartość 1,45 km<sup>2</sup>, ale do końca nie wiadomo, czy wartość ta (podana w drugiej klasie dokładności) dotyczy roku 1936 czy okresu późniejszego, natomiast Korjakin (1974) lodowca Olivera w swoim opracowaniu nie uwzględnia.



## Okres 1936–1969

Pomiędzy latami 1936/38 a 1966/69 lodowiec Olivera, tak jak i inne lodowce rejonu Kaffiøyry, podlegał recesji. Recesja polegała głównie na zmniejszaniu objętości (cienieniu) lodowca, zachodziła także znaczna recesja powierzchni, a przede wszystkim cofanie się czoła „żywego” lodowca. Cofanie to wyniosło ok. 300 m (9,0 m/rok). Wykorzystując zdjęcie lotnicze NIP z 1969 (autor dysponował tylko tym zdjęciem), własne prace terenowe prowadzone w 1989, a zwłaszcza w 1995 roku, oraz mimo zastrzeżeń co do skali rysunku, mapę geomorfologiczną Sendobrego i Sinkiewicza (1983), można ocenić, że recesja powierzchniowa pomiędzy 1936, a 1969 rokiem wyniosła 0,58 km<sup>2</sup>, tj. 28,3% w stosunku do powierzchni z 1936 r.

## Okres 1969–1985–1989–1995

W trakcie pierwszych Toruńskich Wypraw Polarnych brak było większego zainteresowania tak małym i odległym od bazy lodowcem (prawdopodobnie pewne obserwacje na lodowca Olivera prowadził Wronkowski – inf. ustna A. Olszewskiego). W 1978 r. Sendobry i Sinkiewicz prowadzili badania geomorfologiczne na sąsiednim, wielkim lodowcu Dahla, a później opublikowali wspomnianą pracę (1983), jednak nie uwzględnili oni rzeczywistej skali dla lodowca Olivera (przyjmując umownie skalę 1:20 000 – w miarę prawidłową dla lodowca Dahla), co doprowadziło do pewnych pomyłek. Pierwsze pomiary geodezyjne dla lodowca Olivera przeprowadził autor, w 1985 roku. Dotyczyły one jednak głównie przebiegu rzeki Olivera, i wypływu tej rzeki spod moren. Pomierzono także wysokość moren i naszkicowano zasięg czoła lodowca. Stąd w pracy Lankaufa i Wójcika (1987), podano bardzo przybliżoną wielkość lodowca – 1,33 km<sup>2</sup>. W 1989 roku autor wykonał tachimetryczne zdjęcie całej strefy marginalnej lodowca Olivera (zał. 15, 16), a także dużej części samego lodowca. Pomiary te kontynuowano w 1995 (tym razem cały lodowiec, po krańce pola firnowego) i ponowiono w 2000 roku. Dopiero, te pomiary pozwoliły zweryfikować wspomniane pomyłki. Powierzchnię lodowca w 1989 r. ustalono na 1,23 km<sup>2</sup>. Recesja lodowca wyniosła 0,24 km<sup>2</sup>, czyli 16,3% powierzchni w stosunku do 1969 r. Pomiędzy 1989 a 1995 rokiem lodowiec utracił 11,4% powierzchni (w stosunku do 1989), tj. zmniejszył się o 0,14 km<sup>2</sup>, mimo że sam najbardziej wysunięty ku zachodowi język lodu cofnął się zaledwie o 20 m. Nieco większe cofnięcie jezora i ubytek powierzchni zanotowano w 2000 roku. Tempo recesji lodowca, w tym czasie, osiągnęło najwyższą wartość (2,76%/rok).

Reasumując, w latach 1909–1995 lodowiec Olivera utracił aż ok. 60% powierzchni w stosunku do maksymalnego zasięgu, a jezoro lodowca cofnął się o ok. 800 m. Ta tak duża recesja wiąże się zapewne z małą powierzchnią (wielkością) lodowca. W niektórych miejscach lodowiec jest już bardzo

cienki, co prawdopodobnie doprowadzi do jeszcze większego jego cofnięcia. W niedługim czasie stanie się on lodowcem karowym.

## 7. PODSUMOWANIE I UWAGI O WIELKOŚCI I TEMPIE RECESJI LODOWCÓW DOLINNYCH REJONU KAFFIØRYRY W XX WIEKU

Przedstawiony powyżej, szczegółowy opis poszczególnych sześciu lodowców dolinnych rejonu Kaffiøryry, wykazał, że wszystkie lodowce, praktycznie od początku XX wieku, znajdują się w fazie większej lub mniejszej recesji. Zjawisko recesji lodowców zauważone zostało przede wszystkim na dużych lodowcach, szczególnie tych – uchodzących do morza. Mniejsze lodowce, reagowały wolniej na zmiany klimatyczne, które to zmiany są przyczyną ogólnej recesji. W pierwszej fazie recesja tych lodowców polegała na zmianach objętości, głównie poprzez obniżanie się ich powierzchni, a nie na cofaniu się czół. Dla rejonu Kaffiøryry, jak już wielokrotnie wspomniano, rok 1909 – moment wykonania pomiarów i terenowych obserwacji przez ekspedycję Isachsena (1912) jest rokiem, od którego możemy dokonywać dokładnych obliczeń recesji. Mapa Isachsena poparta obserwacjami tereno-wymi stanowi dobry materiał wyjściowy do kartometrycznych obliczeń recesji. Jeśli przyjąć, że przebieg najbardziej zewnętrznych wałów lodowo-morenowych, a jeszcze lepiej – zewnętrznych dolin marginalnych, wyznacza zasięg maksymalny, to analizując mapę Isachsena (1912) i uzupełniając tę analizę badaniami terenowymi można przyjąć, że w 1909 roku już wyraźną, choć niewielką, recesję – w sensie cofania się czół, charakteryzowały się lodowce Elizy i Waldemara. W przypadku pozostałych lodowców, recesja linijna była prawie niezauważalna, ale można przyjąć, że trwało powolne obniżanie się ich powierzchni powodujące zmniejszenie objętości. Dlatego też nie jest błędem, gdy dla pewnych obliczeń jako datę rozpoczęcia recesji przyjmie się początek XX wieku, a dokładnie rok 1900.

Norweska mapa w skali 1:100 000 (NPI 1957, 1990) z 1936 r oraz obserwacje M. Klimaszewskiego (1960) z 1938 roku, poparte późniejszymi badaniami terenowymi autora, bądź innych uczestników Toruńskich Wypraw Polarnych, wyznaczają granicę (umowną oczywiście), pierwszego okresu trwania recesji lodowców. Co prawda jest to okres (moment) właściwie przypadkowy, nie oznaczający jakiegś zmiany (granicy) klimatycznej, ale o tyle ważny, że obejmuje on kartometryczną rejestrację stanu zlodowacenia prawie całego Svalbardu. W 1936 roku wykonano zdjęcia lotnicze dla całego Svalbardu. Na tych zdjęciach oparto całą mapę 1:100 000. Tylko ten moment (rok) może być używany do porównań zachowania się w lodowców, w skali całego Spitsbergenu (Korjakin 1974; Hagen i in. 1993), czy też w skali lokalnej. I tylko przypadek sprawił, że sama przyroda postawiła pewną



naturalną granicę, gdyż akurat w latach 40. rozpoczyna się dość znaczne ochłodzenie na Svalbardzie, które mogło sprzyjać pewnemu zahamowaniu recesji (Niedźwiedz 1997a).

Podsumowując recesję sześciu lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry, jeszcze raz przypomnieć należy, że są czynniki sprzyjające pewnej jednolitości zachowania się tych lodowców. Jest to niewielka rozciągłość obszaru ich występowania – odległość od lodowca Waldemara na półn. do lodowca Olivera na połd. wynosi tylko ok. 10 km. Ekspozycja wszystkich lodowców jest praktycznie identyczna – wszystkie one spływają ku południowemu-zachodowi. Poza lodowcem Elizy, który możemy zaliczyć do lodowców o średniej wielkości, pozostałe to lodowce małe. Podobnie, poza lodowcem Elizy, który miał połączenie z plateau lodowym Løvenskiolda, wszystkie inne zasilane są wyłącznie z własnych pól firmowych. Pola firmowe tych lodowców zalegają na podobnych (400–500 m n.p.m.) wysokościach. Czoła lodowców schodziły i schodzą na różne wysokości n.p.m., ale są to różnice niewielkie (ryc. 50; tab. 30). Także odległości od lodowców do morza są podobne. Dodać należy, że doliny górskie wyłobione zostały w tych samych skałach, a wszystkie lodowce od wschodu ograniczone są, wysokimi na 700–900 m grzbietami góorskimi. Dlatego też wszelkie różnice w wielkości recesji wynikają z pewnych specyficznych cech morfologii den dolin, a zwłaszcza z występowania lub nie występowania w tych dolinach, rygli skalnych, i z samej wielkości lodowca, co rzutowało m.in. na możliwość zniszczenia tych rygli w fazie transgresji lodowców. Inne czynniki mają mniejsze i lokalne znaczenie.

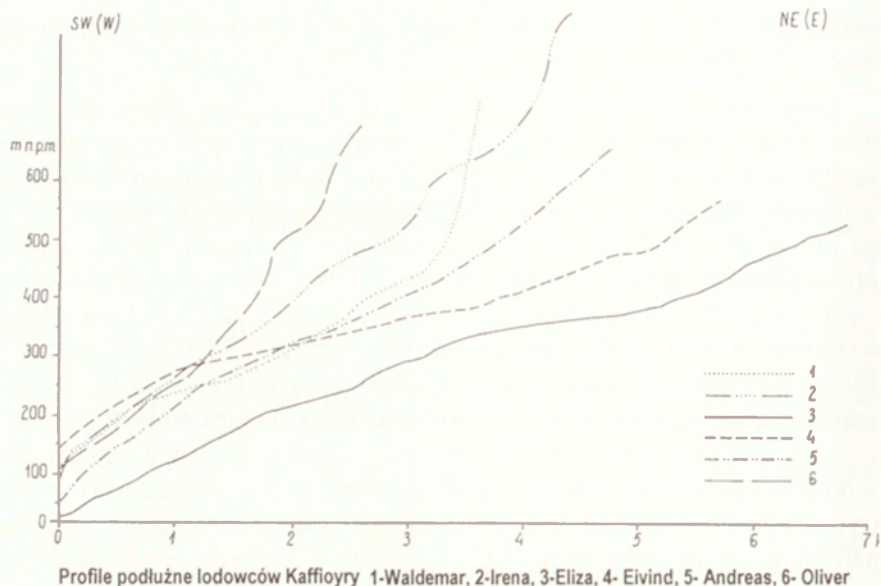
#### a. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry pomiędzy 1900 a 1936 rokiem

W latach 30. recesja niektórych lodowców, polegająca na cofaniu się czoła, bądź zmianie profilu podłużnego i poprzecznego – co dowodzi zmian objętości lodowców, była już wyraźna. Do roku 1936 największą, i to znaczną, recesją charakteryzowały się dwa najmniejsze lodowce (Eivinda i Olivera), i osiągnęła ona 19% powierzchni lodowca Eivinda i 11,6% powierzchni Olivera (tab. 28,

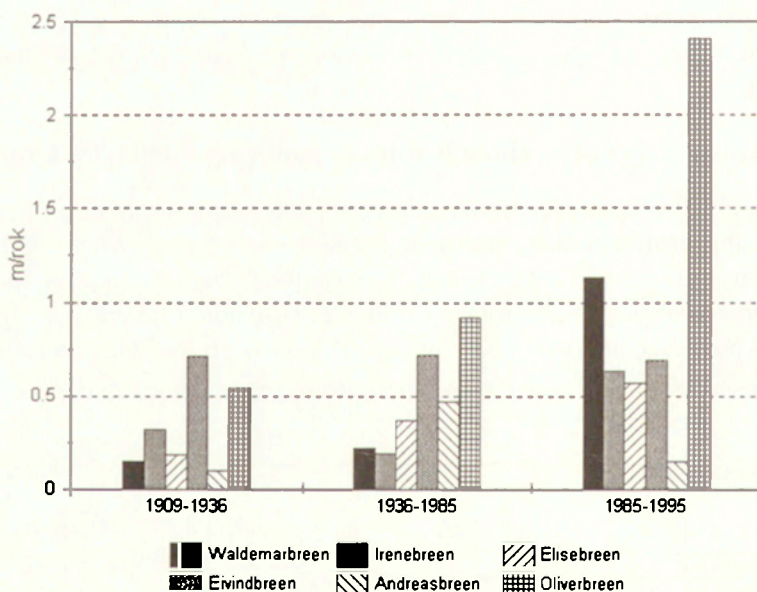
Tabela 28. Zmiany powierzchni lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry

Nr	Nazwa lodowca	Pow. w km <sup>2</sup>	Pow. w km <sup>2</sup>	Zmiany powierzchni								
		w fazie max. XIX w.	w 1995	1909–1936			1936–1985			1985–1995		
				km <sup>2</sup>	%	% /rok	km <sup>2</sup>	%	%/rok	km <sup>2</sup>	%	%/rok
1	Walde-marbreen	3.55	2.71	-0.2	4.01	0.148	-0.35	10.45	0.22	-0.29	9.67	0.97
2	Irenebreen	5.51	4.30	-0.47	8.53	0.316	-0.45	8.93	0.19	-0.29	6.32	0.63
3	Elisebreen	17.00	12.19	-1.24	4.95	0.183	-2.83	17.96	0.37	-0.74	5.72	0.57
4	Eivindibreen	4.07	2.00	-0.78	19.16	0.71	-1.14	34.65	0.72	-0.15	6.98	0.69
5	Andreasbreen	7.83	5.80	-0.21	2.68	0.10	-1.73	22.70	0.47	-0.09	1.53	0.15
6	Olverbreen*	2.32	1.09	-0.27	11.60	0.43	-0.82	44.63	0.85	-0.14	13.80	2.30

\*lodowca Olivera 1936–1989 i 1989–1995

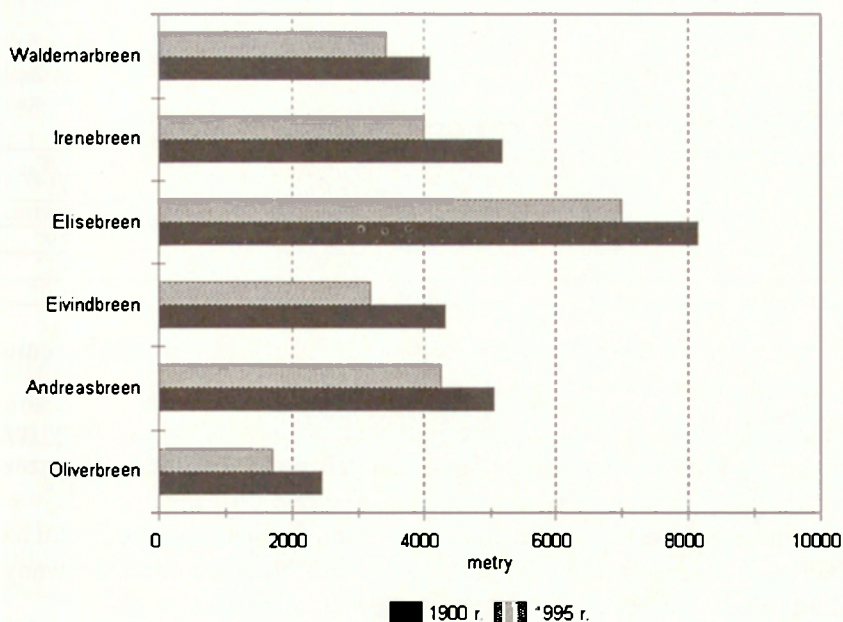


Ryc. 50. Profile podłużne lodowców rejonu Kaffiøyra w 1995 r.  
Longitudinal profiles of Kaffiøyra glaciers' region in 1995



Ryc. 51. Średnia recesja powierzchni lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyra  
(w m<sup>2</sup>/rok) w trzech wydzielonych okresach badawczych  
Average area recession of the valley glaciers in Kaffiøyra region (in m<sup>2</sup>) in three  
separate research periods





Ryc. 52. Skrócenie się lodowców rejonu Kaffiøyry od fazy maksymalnej do 1995 r.  
Shortening of the Kaffiøyra glaciers' region up to a maximal faze to 1995

ryc. 51, 52). Przyczyny tak szybkiej recesji obu lodowców są nieco inne i zostały opisane poprzednio. Dość znaczną recesją w tym okresie cechował się także lodowiec Ireny (8%). Wyraźnie mniejsza (poniżej 5%) recesja charakteryzowała lodowce Elizy i Waldemara.

Dla lodowca Elizy, niezależnie od niewielkiego cofnięcia całego czoła, bardziej charakterystyczna jest wyraźna zmiana przebiegu profilu podłużnego i zwiększenie wysokości czoła lodowca (tab. 29). Analiza przebiegu profilów wykazuje przyrost masy lodowej w partiach czołowych i środkowych i znaczny

Tabela 29. Średnie obniżanie się powierzchni lodowców rejonu Kaffiøyry (w metrach)

Lodowiec	w partiach czołowych			w partiach środkowych			na polu firnowym		
	1909-1936	1936-1985	1985-1995	1909-1936	1936-1985	1985-1995	1909-1936	1936-1985	1985-1995
Waldemara	27	23	8	30	23	9	30	20	15
Ireny	30	24	23	30	16	4	25		2
Elizy	+ 25	80	25	5	55	0	0	25	+ 7
Eivinda	45	35	15	40	15	8	12	15	13
Andreasa	40	75	25	45	25	10		35	20
Olivera	20	50	12				25	45	35

w dwu wypadkach (na lod. Elizy) zamiast obniżania nastąpił przyrost wysokości (+)

Tabela 30. Niektóre cechy morfometryczne lodowców dolinnych rejonu Kaffiøry

Nr	Nazwa lodowca	Długość lodowca		Czoło lod. na wysokości:		Średnia wysokość pola firmowego	Średnie nachylenie lodowca
		w fazie max.	w 1995 r.	w fazie max.	w 1995 r.		
		w m	w m	w m npm.	w m npm.		
1	Waldemar	4080	3420	100	126	420	8,6°
2	Irene	5190	4000	50	97	485	9,5°
3	Elise	8160	6900	15	45	425	4,4°
4	Eivind	4300	3180	60	145	490	9,9°
5	Andreas	5050	4250	30	50	525	8,7°
6	Oliver	2450	1700	50	110	460	16,0°

ubytek w części firmowej. Prawdopodobnie, świadczy to o przechodzeniu fali szarży (mini- szarży) przez ten lodowiec.

Autor zdaje sobie sprawę, że mechaniczne obliczanie recesji (czy też transgresji), poprzez proste podzielenie danych powierzchniowych przez długość rozpatrywanego okresu (w latach), nie jest do końca prawdziwe. Wiadomo przecież, że recesja (awans) nie zachodzi równomiernie z roku na rok. Jednak z drugiej strony, jest to przejrzysty i powszechnie stosowany wskaźnik. Większość autorów zdaje sobie sprawę z jego umowności.

W latach 1909–1936, największe, średnio-roczone tempo recesji wykazały w kolejności, lodowce: Eivinda – 0,71%/rok, Olivera – 0,43%/rok, Ireny – 0,32%/rok, Elizy – 0,18%/rok, Waldemara – 0,15%/rok i Andreasa – niespełna 0,1%/rok.

Najmniejsze tempo (i sumaryczna wielkość) recesji lodowca Andreasa stanowiły podstawę tezy Klimaszewskiego (1960), o całkowitym braku recesji tego lodowca. Analiza przebiegu jego profilu podłużnego, mimo, że na samym czole zanotowano obniżenie się wysokości, sugeruje, że i na nim, w latach 30., nastąpiło przesunięcie się mas lodowych ku czółu, czyli podobne zjawisko jak na lodowca Elizy.

Zasięg lodowców w fazie maksymalnej wyznaczony na podstawie badań terenowych, oraz zasięg lodowców w 1936 roku, na podstawie mapy NPI 1:100 000 i badań terenowych oraz ustaleń przedstawionych w niniejszej pracy, przedstawiono w postaci mapy stanowiącej załącznik nr 1.

## b. Drugi okres badawczy: 1936–1985

W latach 40., 50. i 60. ogólny przebieg recesji lodowców rejonu Kaffiøry jest dość podobny do okresu poprzedniego. W dalszym ciągu największą recesją charakteryzują się lodowce Olivera i Eivinda. Za kolejny rok „graniczny”, autor wybrał rok 1985, bowiem wtedy zmierzono położenie prawie wszystkich czół lodowców (Olivera – dopiero w 1989 r.). Największą recesję zanotowano na lodowcu Olivera (pomiar – 1989 r.), który utracił



prawie połowę swojej powierzchni z 1936 r. (w tempie 0,85%/rok). Na lodowcu Eivinda – 34,6% ubytku powierzchni z 1936 (w tempie 0,72%/rok). W latach 1936–1985 wyraźnie wzrasta tempo i wielkość recesji lodowca Andreasa (0,47%/rok) – 22,7% ubytku powierzchni w porównaniu z 1936 r. Większe jest tempo recesji i jej wielkość, także dla lodowca Elizy i Waldemara. Jedyne dla lodowca Ireny zanotowano wolniejsze niż wcześniej tempo recesji.

### c. Trzeci okres badawczy: 1985–1995–2000

W dziesięcioleciu 1985–1995 oraz do 2000 roku, ogólne tendencje recesji zostały utrzymane, przy czym średnie wartości są nieco wyższe. Nadal postępuje szybka recesja lodowca Olivera. Wzrasta recesja lodowców Waldemara i Ireny, natomiast jakby zmalało tempo recesji lodowca Andreasa.

Miarą często spotykaną w literaturze jest nie tyle recesja powierzchni ogólnej, co skrócenie się lodowca, czyli recesja jego czoła. Dla lodowców rejonu Kaffiøry dane na ten temat zawierają tabele 31 i 32, recesję czoł pokazano także na rycinie 52. Najmocniej wycofały się czoła lodowca Ireny, bo o prawie 1200 m i Elizy o 1160 m. Jednakże miara bezwzględna jest tu mocno zawodna.

Tabela 31. Recesja czoła lodowca (skrócenie lodowca)

Lodowiec	Długość lodowca w fazie maksymalnej w metrach	Długość lodowca w 1995 r. w metrach	Skrócenie lodowca w metrach	Skrócenie lodowca w (%)
Waldemarbreen	4080	3420	–660	16,2
Irenebreen	5190	4000	–1190	22,9
Elisebreen	8160	7000	–1160	14,3
Eivindbreen	4300	3180	–1120	26,0
Andreasbreen	5050	4250	–800	15,8
Oliverbreen	2450	1700	–750	30,6

Tabela 32. Recesja liniowa lodowców Kaffiøry w poszczególnych okresach badawczych

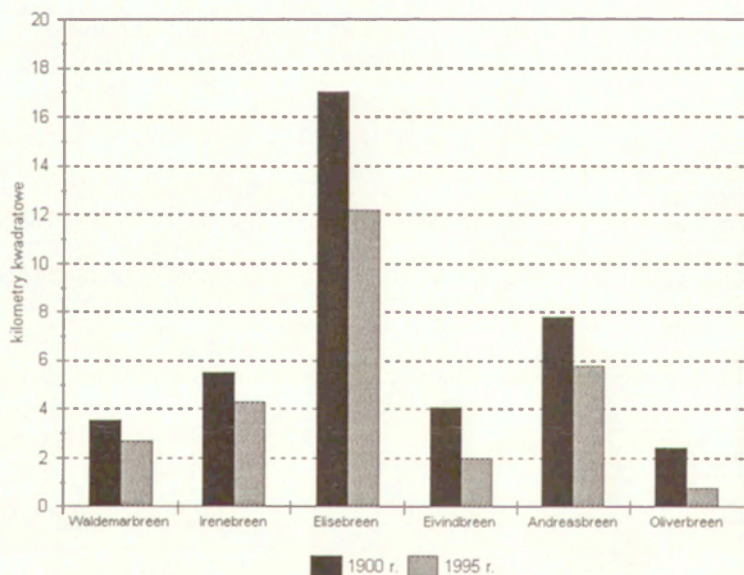
Lodowiec	Waldemar		Ireny		Elizy		Eivinda		Andreasa		Olivera	
	metry	m/rok	metry	m/rok	metry	m/rok	metry	m/rok	metry	m/rok	metry	m/rok
1901-1909	20	2			80	9						
1901-1936	54	1,9	395	14,6	125	4,6	230	8,5	120	4,4	250	10
1936-1966	369	12,3	375	12,5	475	14,4	300	9,1	330	10	300	9
1966-1975	40	3,5	175	19,4	150	25	200	15				
1975-1985	40	5,7	117	11,7	345	34,5	220	31,4	130	13		
1985-1989	75	18,7	40	10,0	125	31,2	40	10	20	5	180	9,0*
1989-1995	50	7,2	90	15,0	220	22,0	30	5	120	20	20	3
1995-2000	30	6	50	10	130	26	30	6	60	12	70	14

Jeśli popatrzymy na skrócenie się lodowca w stosunku do jego pierwotnej długości, to największe skrócenie nastąpiło jednak na dwu najmniejszych lodowcach: Olivera – cofnięcie czoła o 30% i Eivinda o 26%.

Dla rejonu Kaffiøyry dysponujemy danymi na temat nie tylko skracania się lodowców, ale zmian powierzchni lodowców. Ogólnie, w latach 1909–1995 powierzchnia terenu zajęta przez lodowce zmniejszyła się z 40,37 km<sup>2</sup> do 27,72 km<sup>2</sup>, tj. o ponad 31% (tab. 33, ryc. 53).

Tabela 33. Powierzchnia lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry i udział poszczególnych lodowców w powierzchni zlodowacenia rejonu.

Lodowiec	Powierzchnia lodowców w fazie maksymalnej (XIX w)		Powierzchnia lodowców w 1995 r	
	w km <sup>2</sup>	w % całości powierzchni zlodowaczonej	w km <sup>2</sup>	w % całości powierzchni zlodowaczonej
Waldemara	3,55	8,80	2,71	9,65
Ireny	5,51	13,65	4,30	15,31
Elizy	17,00	42,11	12,19	43,39
Eivinda	4,07	10,08	2,00	7,12
Andreas	7,83	19,40	5,80	20,65
Olivera	2,32	5,96	1,09	3,88
Razem lodowce	40,37	100	28,09	100



Ryc. 53. Ubytek powierzchni lodowców dolinnych rejonu Kaffiøyry od 1900 do 1995 r.  
Loss of the valley glaciers area in Kaffiøyra region since 1900 to 1995



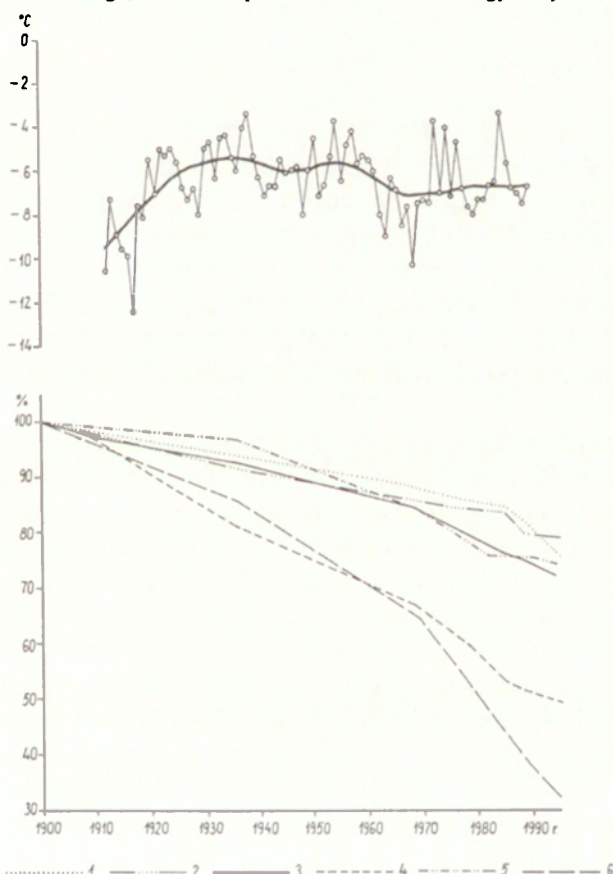
Największą recesją wykazały się lodowce Olivera – 1,38 km<sup>2</sup> (59,5%) i Eivinda – 2,07 km<sup>2</sup> (50,9%), a w dalszej kolejności lodowce: Elizy (4,81 km<sup>2</sup> – 28,3%), Andreasa – 2,03 km<sup>2</sup> (25,9%), Waldemara (0,89 km<sup>2</sup> – 25%) i Ireny – 1,21 km<sup>2</sup> – 22% (tab. 34).

Tabela 34. Zmiany powierzchni i długości lodowców dolinnych Kaffiøyry od fazy maksymalnej do 1995 roku

Zmniejszenie powierzchni (w %)		Skrócenie długości ( w %)	
1. Oliverbreen	53,0	1. Oliverbreen	30,6
2. Eivindbreen	51,0	2. Eivindbreen	26,0
3. Elisebreen	28,0	3. Irenebreen	22,9
4. Andreasbreen	25,9	4. Waldemarbreen	16,2
5. Waldemarbreen	24,5	5. Andreasbreen	15,84
6. Irenebreen	22,0	6. Elisebreen	14,3

Ryc. 54 a. Średnia, roczna temperatura powietrza w Longyearbyen

Average, annual temperature of the air in Longyearbyen



Ryc. 54 b. Zmniejszanie się powierzchni lodowców rejonu Kaffiøyra w latach 1900–1995, w procentach

Decrease of the area of Kaffiøyra region glaciers in 1900–1995, in percents

W sumie pomiędzy zmniejszeniem się powierzchni, a równoczesnym skróceniem się lodowca zachodzą niewielkie różnice, które są wynikiem pewnych specyficznych cech dolin górskich w których znajdują się poszczególne lodowce. Ilustruje to tabela 34.

W całym okresie, od 1900 (1909) do 2000 roku, na wszystkich omawianych lodowcach zachodziła recesja. Jej tempo było, i jest bardzo duże dla dwu małych lodowców Olivera i Eivinda, i mniejsze dla pozostałych czterech lodowców. Recesja lodowców jest niewątpliwie wynikiem zmian klimatycznych. Lecz relacje pomiędzy zmianami klimatu a recesją lodowców nie są proste. Ilustruje to m.in. rycina 54.

## 8. UWAGI O WAHANIACH LODOWCÓW KOŃCZĄCYCH SIĘ NA LĄDZIE, W INNYCH (WYBRANYCH) OBSZARACH SPITSBERGENU

### 8.1. OBSZARY SĄSIADUJĄCE Z REJONEM KAFFIØYRY

#### a. Rejon St. Jonsfjordu

Najbliższy, i sąsiadujący od południa z rejonem Kaffiøyry, obszar zlodowacony to rejon fjordu St. Jons, do którego lub w którego kierunku uchodzi ponad 20 większych i mniejszych lodowców. W latach 1979–1980 badania lodowców rejonu St. Jonsfjordu prowadził Z. Preisner (1983, 1986, 1989). Autor ten na podstawie map, zdjęć lotniczych oraz własnych badań terenowych opisał 25 lodowców. Podzielił te lodowce na 4 typy i wydzielił 8 lodowców typu spitsbergeńskiego, o których wspomniano uprzednio, oraz 10 lodowców górskich – dolinnych, 4 lodowce karowe i 3 lodowce niszowe. Na przestrzeni 70 lat lodowce małe ( $< 1 \text{ km}^2$ ) utraciły 40–50% swojej powierzchni, lodowce średniej wielkości (od  $1\text{--}10 \text{ km}^2$ ) – średnio 20–30%. Lodowce większe, o powierzchni ok.  $30 \text{ km}^2$ , utraciły do 20% tej powierzchni. Niektóre lodowce, zwłaszcza małe, w okresie między maksimum wysunięcia, a 1910 rokiem charakteryzowały się silniejszą recesją niż w późniejszych latach 1910–1936 (Preisner 1989). Jak wykazano poprzednio, na Kaffiøyra do 1909 roku recesja była raczej minimalna. To pierwsza z różnic dzieląca tak bliskie sobie obszary zlodowacenia. Druga różnica to większe zróżnicowanie wielkości i tempa recesji na poszczególnych lodowcach w rejonie San Jonsfjordu. Wynika to z bardzo różnorodnej ekspozycji lodowców. Np. lodowce ekspozowane na S i SW szybciej cofają się, zmniejszając swoją długość bardziej niż powierzchnię. Odwrotnie jest dla lodowców o ekspozycji N i NW, gdzie recesja czoł jest mniejsza, ale zmiany powierzchni (zmniejszanie) większe (Preisner 1989). Całościowo, pomiędzy stadium maksymalnym (XIX w) a 1970 rokiem obszar zlodowacony rejonu San Jonsfjordu zmniejszył się o 11%. Jest to wynik zgoła odmienny, dużo mniejszy niż otrzymano dla rejonu



Kaffiøyry, gdzie wynosi on aż 31% (co prawda przez okres o 25 lat dłuższy). Jednakże Preisner (1989) podaje tę wartość (jako średnią) dla wszystkich typów lodowców łącznie z dużymi lodowcami typu spitsbergeńskiego. Jeśli do wyniku recesji lodowców rejonu Kaffiøyry wliczymy zmniejszenie się lodowców Aavatsmarka i Dahla (których recesja powierzchniowa była znacznie mniejsza niż lodowców dolinnych), to wtedy uzyskujemy wynik 22% zmniejszenia powierzchni zlodowaczonej, co i tak jest dwa razy większą wartością niż podaje Preisner (1989) dla San Jonsfjordu.

#### b. Rejon Sarsøyry

Na północ od lodowca Aavatsmarka i wschód od Forlandsundet, rozciąga się, starasowana równina (o nieco podobnym wykształceniu jak Kaffiøyra) nazwana Sarsøyra. Masywy górskie Haaken Mathiesenfjella, Alexanderfjellet i Trondheimfjella, niższe od gór Kaffiøyry, pocięte są dolinami o kierunku zachodnim, wypełnionymi niewielkimi lodowcami. Są to: ku płn. – Erikkabreen, Haakenbreen, Cissybreen, Vivianbreen, Sarsøyrabreen, Arthurbreen, Tassbreen, Kuppelwestbreen, Kuppelbreen, Aleksanderfjellabreen) – zał. 1; tab. 2. Lodowce Sarsøyry przy ogólnym kierunku zachodnim mają odchylenia i na SW, i na NW, zupełnie inaczej niż na Kaffiøyra. Korzystając z map Isachsena i mapy NPI z 1936 r. pewne wyliczenia dla lodowców Sarsøyry podaje Korjakin (1974) (tab. 35).

Tabela 35. Recesja niektórych lodowców Sarsøyry

Lodowiec	Powierzchnia w km <sup>2</sup> *	Recesja lub awans w wybranych okresach w metrach (i m/rok)						
		1909–1928	1928–1936	1909–1936	1936–1967	1909–1938	1938–1969	1969–1989
Tassbreen	1.50			–300 (11)	0 (?)			
Arthurbreen	3.60			–500 (18)	+ 100 (3)			
Sarsøyrabreen	1.00			–500 (18)	– ?			
Cissybreen	2.20			–300 (11)	–200 (6)			
Erikkabreen	5.30					–200 (7)	–150 (5)	–180 (9)
Haakenbreen	1.55					–120 (4)	–240 (8)	–190 (9)

\* powierzchnia w 1966 r. (wg Hagen i in. 1993); dane o recesji wg Korjakin (1974); dane o recesji lodowca Erikki i Haakena (Andrzejewski, Błaszkiwicz 1991)

W 1989 roku, Andrzejewski i Błaszkiwicz (1991, 1993) badali strefę morenową Erikki i Hakkenbreen (tab. 35).

Autorzy ci stwierdzają, że istniejące formy rzeźby mają związek z nasunięciem XVIII–XIX-wiecznym i recesją z linii tego maksymalnego nasunięcia. Dane podawane przez Korjakina (1974) wskazują na nieco szybsze tempo recesji małych lodowców Sarsøyry niż na Kaffiøyra, co może mieć związek z wielkością tych lodowców oraz z ich inną ekspozycją. Wielkość i tempo recesji dla lodowców Erikki i Haakena podawane przez Andrzejewskiego i Błaszkiwicza koresponduje z danymi z Kaffiøyry.

## 8.2. REJON KONGSFJORDU

Na płn. od Ziemi Oskara II i jej płn.-zach. krańców rejonu Sarsøyry, mniej więcej od równoleżnika 78°50' rozciąga się obszar zwany rejonem Kongsfjordu. Rejon Kongsfjordu oprócz fjordu, na którego brzegach posadowiony jest Ny-Ålesund, to obszar półwyspu Brøgger, na którym znajduje się 9 większych lodowców (wg *Glacier Atlas...* 1993) bądź 12 (+3) wg Viviana (1964).

Szczególnie dwa małe lodowce położone w pobliżu Ny-Ålesund: Midre Lovénbreen (7,8 km<sup>2</sup>) i Austre Brøggerbreen (13,2 km<sup>2</sup>), były obserwowane i badane na przestrzeni XX wieku. W drugiej połowie XIX wieku (1861–1892) lodowce te były w fazie transgresji, którą oceniono na 500 m, w fazie awansu pozostawały do 1907 r. (Ahlmann 1935). Jak już wcześniej wspomniano, w latach 60. w Kongsfjordzie pracowały wyprawy niemieckie (NRD) i francuskie. Ekspedycje niemieckie w latach 1962–1965 pracowały głównie na lodowca Kongsvegen i Kronebreen, ale także na Midre Lovénbreen (Lovén środkowy – centralny), gdzie wykonano szkic topograficzny w skali 1:10 000. Na lodowcu tym prowadzono także badania nad bilansem masy lodowca (Voigt 1965, 1966 a, b). Jest to lodowiec spływający w kierunku płn. o długości ok. 4,5 km, i szerokości ok. 1 km. Jego grubość w osi doliny, określono na 55 m w profilu bliższym czoła, i 65 m w profilu 2 – bliższym polu firnowemu. Z kolei ekspedycje francuskie, których baza położona jest tuż przed morenami lodowca Midre Lovén, prowadziły badania na większym terenie (od Sarsøyry po Krossfjord). R. Vivian i współuczestnicy wyprawy prowadzili badania glaciologiczne, szczególną uwagę poświęcając lodowcom: Austre Lovénbreen, Midre Lovénbreen i Edithbreen. Praca Viviana (1964) zawiera ciekawe wnioski, szczególnie dotyczące wpływu ekspozycji i nasłonecznienia na ablację. Innym, ważnym opracowaniem badaczy francuskich jest mapa geomorfologiczna półwyspu Brøgger, mapa w skali 1:50 000 (na podkładzie norweskiej mapy topograficznej 1:100 000) – Joly 1969. Na mapie tej zaznaczono m.in. zasięgi wałów lodowo-morenowych i aktualne pozycje czoł wszystkich lodowców. Uderza stosunkowa bliskość współczesnych czoł i maksymalnych zasięgów, dotyczy to szczególnie lodowców uchodzących w kierunku Kongsfjordu. Zupełnie inaczej jest w rejonie Kaffiøyry.

Badacze francuscy w 1966 r., kontynuowali badania lodowców Midre Lovénbreen, Austre Lovénbreen i Edithbreen. Prowadzili badania nad ablacją i bilansem masy tych lodowców. Korzystali z mapy norweskiej 1:100 000 i z uzyskanej od badaczy niemieckich mapy lodowca Midre Lovén w skali 1:10 000. Obliczyli, że zmiany objętości lodowca Midre Lovén od 1936 r. wyniosły 11%. Jego średnia wysokość obniżyła się o 7 m, przy czym im bliżej czoła tym obniżenie jest większe. Geoffroy (1970) oblicza, że 4/5 straty objętości jest wynikiem zmniejszenia powierzchni, a 1/5 zmianą objętości. Na podstawie pomiarów położenia tyczek wyliczono, że prędkość



powierzchniowego ruchu lodowców Lovén wynosi ok. 4 m/rok. Prędkości są różne na różnych wysokościach bezwzględnych, najmniejsze w partiach czołowych. Korzystając z mapek załączonych do pracy można obliczyć, że czoło Midre Lovénbreen cofnęło się od 1936 do 1962 r., prawie o 400 m (15,4 m/rok) i znacznie się obniżyło, szczególnie w partiach czołowych i centralnych.

Po badaniach ekspedycji niemieckich i francuskich systematyczne badania lodowców Kongsfjordu podjęli badacze norwescy. Od 1966 r. prowadzone są szczegółowe badania nad bilansem masy dwóch lodowców: Midre Lovénbreen i Austre Brøggerbreen (Hagen, Liestøl 1987; Liestøl 1971, 1972, 1975, 1986, 1988, 1990, 1993). Oba lodowce wykazują na ogół, ujemny bilans masy, czyli przewagę ablacji nad akumulacją. W trakcie 17-letnich badań (Liestøl 1986) stwierdzono, przy stałym ujemnym bilansie co kilka sezonów, że występuje bilans prawie równoważny, w sezonach 1967/68, 1972/73, 1976/77, 1981/82, a nawet niekiedy dodatni (Liestøl 1988). Podobnie było w następnych sezonach (Liestøl 1993). Dla lodowca Austre Brøgger charakterystyczny jest nieco większy deficyt, co jest spowodowane niższym położeniem czoła tego lodowca, w stosunku do poziomu morza. Ogólnie, straty spowodowane przewagą ablacji wyniosły dla Brøggerbreen 9,15 m obniżenia powierzchni (10% objętości). Tendencje te nie ulegają zmianie w kolejnych sezonach badawczych (Hagen, Liestøl 1987). Wraz z rozwojem metod badawczych i dostępnością środków transportowych (skuterów śnieżnych) badania glaciologiczne nabierają nowych wymiarów. Przykładem tego są sondowania radio–echo (Hagen, Sætrang 1991). Już wcześniej ekspedycje rosyjskie i angielskie (też norweskie) prowadziły takie badania z samolotów, w miarę upływu czasu używając coraz lepszego i przydatniejszego (o niższej częstotliwości) sprzętu. Sondowania radarem o częstotliwości 8 MHz na lodowcach Austre Brøgger i Midre Lovén (a także na Kongsvegen), przeprowadzono w maju 1988 r. z powierzchni lodowca, używając skuterów śnieżnych. Podkładami były mapy topograficzne obu lodowców w skali 1:20 000 z 1977 roku (NPI 1979). Uzyskane radio–echo profile pozwoliły na sporządzenie map topografii subglacialnej przedstawionej w pracy Hagen i Sætranga (1991). Dane dotyczące topografii podłoża i grubości lodowca pozwoliły na określenie maksymalnych miąższości tych lodowców i wyniosły 153 m dla Austre Brøggerbreen i 178 m dla Midre Lovénbreen. Porównanie z wynikami wcześniejszych badań grawimetrycznych (rosyjskich) dla tych lodowców wypada pozytywnie (ale w przypadku dużego lodowca Kongsvegen już nie). Bazując na niektórych wynikach można obliczyć zmniejszenie się powierzchni lodowców Midre Lovén i Austre Brøggerbreen.

Wyniki dla lodowca Austre Brogger są o tyle niejednoznaczne, że w trzech źródłach wielkość lodowca przekracza 10 km<sup>2</sup> (13 km<sup>2</sup> – Koryakin, (1974), 13, 2 km<sup>2</sup> – Vivian (1964), 11,8 km<sup>2</sup> – Hagen i in. (1993), ale w pracach Liestøla (1971) i Björnsona i in. (1996) podane są wartości 6,8 i 6,1 km<sup>2</sup>. Stąd porównania są praktycznie niemożliwe.

Tabela 36. Zmniejszenie powierzchni lodowców Midre Lovén i Austre Brøggerbreen

Rok	Źródło danych	Midre Lovénbreen		Austre Brøggerbreen	
		km <sup>2</sup>	%	km <sup>2</sup>	%
1936	Korjakin(1974)	7,20		13,0	
1969	Liestøl (1971)	6,03	16 %	6,8	?
1980	Hagen (1993)	5,95	17,4 (1,3)	11,8	9,2 %
1988	Björnson (1996)	5,50	23,6 (7,6)	6,1	

### 8.3. INNE (WYBRANE) OBSZARY SPITSBERGENU

Badania lodowców kończących się na lądzie prowadzono także na wielu innych obszarach Spitsbergenu, szczególnie od początku lat pięćdziesiątych XX wieku. Ramy tej pracy nie pozwalają przedstawić wszystkich wyników, a nawet ich części. Pozwolę sobie jednak przedstawić jeszcze kilka przykładów badań z rejonów środkowego i południowego Spitsbergenu, w większości badań prowadzonych przez ekspedycje polskie.

#### 8.3.1 ZIEMIA NORDENSKIÖLDA

W zachodnich partiach Ziemi Nordenskiölda prowadziły badania wyprawy, z ośrodka warszawskiego (Musiał 1981, 1985, 1994). Szczegółowym badaniom poddano, zwłaszcza niewielki (3,85 km<sup>2</sup>) lodowiec Linneusza (Linnebreen). Wykonano zdjęcie stolikowe strefy marginalnej tego lodowca i inne prace topograficzne (Lewandowska 1981). Obliczono, że lodowiec Linneusza cofnął się od 1936 do 1980 r. o ok. 600 m (13,6 m/rok), a jego powierzchnia obniżyła się o 75 m w rejonie czoła lodowca, do 180 m w środkowych partiach i 70 m na polu firnowym (Smoleński 1981). Efektem prac ekspedycji Uniwersytetu Warszawskiego w latach 1977–1988 jest mapa geomorfologiczna NW części Ziemi Nordenskiölda (Musiał i in. 1990, 1991). Na mapie tej zaznaczono aktualne (w 1980 r.) położenia wielu lodowców. Nie zaznaczono położenia czoł we wcześniejszych fazach, aczkolwiek maksymalne zasięgi można ustalić po zasięgu form wałów lodowo-morenowych. Analizy przebiegu deglacjacji tego obszaru dokonał Kapała (1989). Część z lodowców wykazuje silną recesję, inne mniejszą w sensie cofania się czoła, lecz znacznie się obniżyły. Kapała (1989) wysuwa wniosek, że nasilenie deglacjacji nastąpiło od połowy lat 60.



### 8.3.2. REJON VAN KEULENFJORDU I ZIEMI TORELLA

Lodowce okolic fjordu Van Keulen obserwowane i badane są od końca XIX wieku. Pierwsze dokładne ustalenia pozycji czoł pochodzą z 1898 roku (Ahlmann 1933). Następne, z lat 20. naszego wieku, kiedy to norweskie ekspedycje wykonywały w tym rejonie prace topograficzne. W 1927 roku tereny te, badała niemiecka ekspedycja z Hamburga. Brali w niej udział m.in. K. Gripp i H. Knothe. W 1934 roku na Ziemi Torella pracowała pierwsza polska wyprawa na Spitsbergen pod kierownictwem St. Bernadzikiewicza (Różycki 1936). Kolejne badania we fjordzie Van Keulena prowadzone były przez polską wyprawę w 1958 r. (pod kierownictwem prof. S.Z. Różyckiego). W latach 60. teren ten penetrowany był przez ekspedycje radzieckie i norweskie (Troitski i in. 1975). Na obszarze tym występuje kilka dużych (i mniejsze) lodowców kończących się na lądzie.

**Lodowiec Pencka** (118 km<sup>2</sup>, 20,5 km długości). Najprawdopodobniej, po raz pierwszy badany był przez niemiecką wyprawę z udziałem K. Grippa w 1927 r. Wyprawa niemiecka prowadziła m. in. badania geomorfologiczne. Wykonano też wtedy szkice części strefy morenowej tego lodowca i pomiary wysokości czoła. Określono, że lodowiec znajduje się w fazie awansu, w tzw. „Hochstadium”, czyli wysokie czoło lodowca łączy się bezpośrednio z wałem strefy czołowo-morenowej (Ahlmann 1933). Różycki (1959) określa czoło lodowca jako strome i trudne do pokonania. Jednak z mapy geologicznej Różyckiego (1959) czoło lodowca Pencka można określić jako średnio wypukłe (miejscami płaskie), szczególnie porównując je z czołami sąsiednich lodowców. Przed czołem lodowca istniała potężna, szeroka na ponad 1 km strefa czołowo-morenowa. W późniejszych latach lodowiec Pencka cofał się, i od 1936 do 1958 r. wycofał się o 400 m (18,1/rok) – Korjakin 1974. W 1958 r., w ramach Polskiej Wyprawy Naukowej, ponownie wykonano badania fotogrametryczne strefy czołowej lodowca Pencka, a także powtórzono (z tych samych stanowisk i praktycznie identycznym sprzętem) zdjęcie fotogrametryczne cyrku tego lodowca (Lipert 1981, 1982). Marcinkiewicz (1961 a) badający lodowce Pencka i Antoniny stwierdza recesję w partiach czołowych lodowca, do wysokości ok. 430 m n.p.m., czyli do linii równowagi. Powyżej linii równowagi przeważa akumulacja. Badania geomorfologiczne strefy morenowej lodowca Pencka przeprowadziła Michalska (1961). Na podstawie badań Grippa, materiałów Różyckiego, mapy norweskiej w skali 1:100 000 i swoich obserwacji, Michalska (1961) podaje, że w okresie 22 lat czoło lodowca obniżyło się o ponad 100 m. Ciekawe są także jej uwagi (1961) na temat rozwoju geomorfologicznego strefy morenowej, w której zapisane są ślady nasunięć. Wykonanie ponownych pomiarów przez grupę Liperta, pozwoliło stwierdzić, że przez 24 lata masa śnieżno-lodowa w cyрку lodowca Pencka wzrosła, a średnie podniesienie cyrku wyniosło 12,4 metra (Lipert 1981, 1982).

Nieco na zachód od lodowca Pencka w kierunku fjordu uchodzi **lodowiec Finsterwaldera** (44,5 km<sup>2</sup>/11 km długości). W 1898 r. stwierdzono, że lodowiec ten jest w fazie awansu i do 1908 roku awansował o ok. 1 km (100 m/rok). Wtedy nie nazywano tego szarżą, lecz prawdopodobnie był to awans typu szarży. Do 1920 r. lodowiec jeszcze posunął się do przodu, ale już o znacznie krótszy odcinek (200 m), co świadczy o zakończeniu fazy aktywnej (dane za Korjakinem – 1974). Jeszcze w 1927 r. oceniono pozycję lodowca Finsterwaldera jako „Hochstadium”, ale nie awans (Ahlmann 1933). Także na mapie Różyckiego (1959) zaznaczono bardzo wypukłe czoło lodowca, w 1934 r. Wg Korjakina (1974), w 1936 roku lodowiec ten był już w stosunku do 1920 r. cofnięty o 250 m. Powolna recesja, wg Korjakina, trwała do 1964 r. Finsterwalderbreen przyciągał także uwagę badaczy norweskich, którzy wykonywali mapy fotogrametryczne w latach 1920, 1936, 1950, 1964. Podsumowuje te badania Liestøl (1969), przedstawiając profile podłużne lodowca Finsterwaldera (i sąsiedniego – Hessbreen). W latach 70. i 80. lodowiec Finsterwaldera był nadal badany, przez badaczy norweskich i angielskich. Przeprowadzono na nim radioechosondowanie oraz pomiary ruchu lodu (Nixon i in. 1985).

Obok występuje, znacznie mniejszy **lodowiec Hessa** (6,2 km<sup>2</sup>/5,5 km). Od 1898 r. cofał się i cieniał (jednak w 1898 r. bardzo wypukłe czoło może świadczyć też o ewentualnym wcześniejszym awansie). Na mapie Różyckiego (1959) lodowiec Hessa ma płaskie czoło i szeroką, jak na jego wielkość, strefę morenową. Wg danych Korjakina (1974) lodowiec ten cofa się od 1890 r. i do 1964 r. cofnął się o 1250 m, tj. średnio 17 m/rok. Około 1974 r. na lodowcu Hessa zanotowano szarżę (Hagen i in. 1993; Liestøl 1993).

### 8.3.3. BELLSUND – NW CZĘŚĆ ZIEMI WEDEL JARLSBERGA

NW część Ziemi Wedel Jarlsberga zaliczona została przez autorów *Glacier Atlas..* (Hagen i in. 1993) do rejonu Bellsundu. Jest to rejon działalności wypraw lubelskich (Pękala 1987 a, b; Repelewska-Pękalowa, Pękala 1997; Bartoszewski 1998). Występuje tutaj 38 lodowców, w tym 18 większych od 1 km<sup>2</sup>. Wcześniej wspomniano o tych, które uchodzą do morza: Recherchebreen, Renardbreen. Badano także kończące się na lądzie: Antoniabreen i Scottbreen. W 1958 roku prowadził tu badania, m.in. nad szybkością cofania się lodowca Antonia, Marcinkiewicz (1961 a), a w 1977 r. Wach (1981). Dla części obszaru sporządzono też mapę fotogeologiczną w skali 1:10 000 (Szczęsny i in. 1989). Uzupełnieniem tej mapy jest szkic zasięgów kilku lodowców tego rejonu, dający pogląd na recesję, ale bez skali jest niemożliwy do interpretacji. Zagadnienie recesji lodowców też znalazło miejsce w obrębie badań lubelskich, szczególnie w pracach J. Redera (Reder 1991, 1993, 1996).



Tabela 37. Recesja (lub awans) wybranych lodowców Ziemi Nathorst, N części Ziemi Torella i NW części Ziemi Wedel Jarlsberga

Lodowiec (i jego typ)	Wielkość (km <sup>2</sup> )/ długość (km)	Dane o recesji lub awansie w latach ...
Paulabreen – TW	64,6/16	1898–1965 – recesja 7 km (–104 m/rok)
Bakaninbreen – D	60,8/16	szarża w latach 1985–1990
Nathorstbreen – TW cz. L	369/31	1898–1970 – recesja 12 km (–163 m/rok)
Penckbreen – L	118 / 20	do 1927 i 1934 w „Hochstadium”, 1936–1965 – recesja 400 m (–18 m/rok)
Finsterwalderbreen – L	44,5/11	1898 – awans, do 1908 awans + 1 km (100 m/rok, do 1920 awans + 200 m (17 m/rok), 1927 – „Hochstadium”, 1920–1936 – recesja -250 m, (–16 m/rok)
Hessbreen – L	6,2/5,5	1898–1964 – recesja 1,25 km (–17 m/rok), w latach 70. + (awans, szarża)
Antoniabreen – L	29/12	1934 – „Hochstadium” ?? – 1958 – recesja 180 m (–8m/rok), 1958–1977 – recesja 270 m (–14 m/rok) 1977–1992 – rec. 200 do 250 (–15–19m/rok)
Recherchebreen – TW	146/25	1839 – szarża (+ 3 km), 1839–1895 – recesja 2,3 km (42 m/rok), 1895–1918 – recesja 450 m (20 m/rok), 1918–1936 – recesja 600 m (33 m/rok) 1945–1948 awans + 800 m (250 m/rok) 1946–1948–1961 – recesja 800 m (60 m/rok), 1947 – obecnie – recesja ponad 40 m/rok
Renardbreen – TW cz. L	34/12	zawsze recesja, w różnym tempie, ostatnie 30 lat – 1,2 do 1,5 km (40 do 50 m/rok)
Scottbreen – L	6,1/4,4	1880 – szarża, 1927 „Hochstadium” lub nawet awans, 1960 – 1987 – recesja 530 m (20 m/rok)

typ lodowca: TW (tide–water) – uchodzący do morza, D – dopływowy (do innego lodowca),  
L – lądowy, czyli kończący się na lądzie

### Opis i uwagi o wahaniach kilku lodowców omawianego rejonu

**Antoniabreen** (29,3 km<sup>2</sup>/11,7 km długości). Jest to lodowiec kończący się na lądzie. Pierwszy dostępny materiał kartograficzny dotyczący tego lodowca pochodzi z 1934 roku, z mapy geologicznej Różyckiego (1959). Na mapie tej charakterystyczna jest bardzo wąska (do 50 m) strefa morenowa. Jest ona zupełnie inna niż na sąsiednich lodowcach (np. Hessa, Finsterwaldera), przedstawionych na tej samej mapie. Oprócz tego zauważa się bardzo wypukłe czoło lodowca. Już na tej podstawie można by określić ówczesny stan lodowca Antonia, właśnie jako „Hochstadium” (Ahlmann 1933). Wach (1981) analizując norweską mapę w skali 1:100 000 (wydaną w 1952 r.) dostrzega wyraźną różnicę pomiędzy stanem z 1934 r. (mapa Różyckiego z 1959) a stanem w 1936 r. Wydaje się jednak niemożliwe, aby te różnice mogły być tak duże,

a jeśli tak to musiałyby w tym czasie zejść wyraźna szarża. Wcześniej jeszcze, w 1958 r. prowadził tu badania Marcinkiewicz (1961 a, b). Stwierdza on, że lodowiec jest w recesji, a jego czoło cofnęło się w stosunku do 1936 r. o 150–180 m, o 8 m/rok. Marcinkiewicz oblicza, że znacznie obniżyła się powierzchnia lodowca – o 40 m (2 m/rok). Badania przeprowadzone w 1977 przez Wacha wykazują nasilenie się recesji (Wach 1981). Cofnięcie bowiem, od 1958 wyniosło 270 m (135 m/rok). Zachodnia część czoła obniżyła się o 10 m (0,5m/ rok). Reder (1996) podaje kolejny stan lodowca, w 1992 i oblicza cofnięcie na 200–250 m, co daje tempo recesji w granicach 15–19 m/rok.

**Scottbreen** (6,10 km<sup>2</sup>/4,4 km). Jest to mały, porównywalny z niektórymi lodowcami Kaffiøyry, lodowiec. Oprócz badań geomorfologicznych (Merta 1989), wykonano tu dokładną mapę fotogrametryczną (Ozimek, Merta 1998; Merta i in. 1990). Lodowiec ten od 1960 do 1987 r. cofnął się o 530 m (20 m/rok), a czoło jego obniżyło się o 75 m, tj. 2,7 m/rok. Cofa się on w typowy, frontalny sposób (Reder 1996). W przeszłości (około 1880 r.) mógł szarżować (Liestøl 1969), również, w 1927 r. jego czoło określono jako pozostające w „Hochstadium”, lub nawet może awansujące (Ahlmann 1933).

Dodać należy, że w omawianym rejonie opracowano pod względem geomorfologicznym jeszcze kilka mniejszych lodowców. Na podstawie powyżej cytowanych materiałów sporządzono tabelę zbiorczą ukazującą fluktuacje lodowców rejonu Bellsundu (tab. 37).

### 8.3.4. OBSZARY POŁUDNIOWEGO SPITSBERGENU

#### 8.3.4.a. ZIEMIA WEDEL JARLSBERGA

O tej części Spitsbergenu i lodowcach tam występujących wspomniano w rozdziale 5.4.F. W tym miejscu ograniczę się do uwag i danych na temat kilku lodowców kończących się na lądzie. Pomiędzy lodowcem Torella (północno-zachodnia część Ziemi Wedel Jarlsberga) a rejonem Hornsundu występują trzy lodowce (nie licząc bardzo małych). Są to, porównywalne z lodowcem Elizy – Nannbreen (10 km<sup>2</sup>) i Werenskioldbreen (27,4 km<sup>2</sup>), oraz znacznie mniejszy Raudfjellbreen (3,35 km<sup>2</sup>).

Lodowiec Werenskiolda jest jednym z najlepiej zbadanych lodowców Spitsbergenu. Na tym lodowcu prowadziły prace glaciologiczne ekspedycje pod kierunkiem A. Kosiby, w latach 1957–1960 (Kosiba 1958, 1960). Równocześnie Lipert (1958) przeprowadzał pomiary fotogrametryczne, które doprowadziły do powstania mapy topograficznej tego lodowca w skali 1:5000 (Lipert 1961; Szupryczyński 1963). W 1960 r. badania geomorfologiczne na przedpolu tego lodowca prowadził Szupryczyński (1963). Jest to lodowiec



doliny o długości 7,5 km, z polem firnowym ok. 9,5 km. Jego szerokość na czole dochodzi do 3 km. W 1960 r. czoło lodowca schodziło do 30 m n.p.m., natomiast ok. roku 1980 zalegało na wysokości ok. 60 m n.p.m. (Hagen i in. 1993). Wg pomiarów Liperta recesja czoła pomiędzy 1936 a 1959 rokiem wyniosła 850 m (ok. 40 m/rok). Wg Kosiby miąższość na czole zmniejszyła się o 75 m (3,2 m/rok) (Szupryczyński 1963). Południowe skrzydło lodowca na skutek osłonięcia stokami góorskimi, wykazuje znacznie mniejszą ablację. Czołowa partia lodowca na przestrzeni 200–250 m jest martwa. W dalszej części pracy, Szupryczyński (1963) szczegółowo opisuje formy rzeźby przedpola i strefy czołowej lodowca oraz zamieszcza mapę rzeźby stref marginalnych lodowców Werenskiolda, Nanna i Torella, na której też zaznaczono zasięgi lodowców w różnych okresach obserwacyjnych. Lodowiec Werenskiolda pod koniec lat 60. i w latach 70. był przedmiotem badań glaciologicznych prowadzonych głównie przez Baranowskiego (1968, 1975 a, b, 1977 a, b, c) i innych badaczy głównie z ośrodka wrocławskiego a później (w latach 80. i 90.) śląskiego. Przede wszystkim prowadzono pomiary akumulacji (i ablacji) śniegu na polu firnowym tego lodowca (Baranowski, Głowicki 1975; Baranowski 1977 a). Były to praktycznie pierwsze tak szczegółowe badania na południowym Spitsbergenie i przyniosły stwierdzenie, że akumulacja śniegu w tym rejonie jest wyraźnie wyższa niż w innych rejonach wyspy. Baranowski (1977 a) prowadził też badania nad bilansem masy lodowca, stwierdzając bilans ujemny i jego ruchem, a także nad problemami hydrologii lodowca. Jako jeden z pierwszych zwrócił uwagę na niezwykle ważną rolę wód wewnątrz lodowca. Baranowski (1977 a) podsumowuje także wyniki badań nad zmianami profilu podłużnego lodowca, z których wynika, że zmiany (obniżanie się powierzchni) zachodzą nie tylko w strefie czołowej (2,5 m/rok), ale w całej strefie ablacyjnej (od 2,5 do 0,75 m/rok) a także w strefie akumulacji (do 0,75 m/rok). Autor niniejszej pracy dla lodowca Elizy uzyskał (w okresie 1936–1989 r) następujące wyniki (po 1936 r), w strefie czoła – 1,53–2,56 m/rok. W strefie środkowej lodowca – 0,94–1,01 m/rok i w strefie akumulacyjnej – 0,37–0,56 m/rok. Można te wyniki uznać za bardzo podobne do przedstawionych danych Baranowskiego (1977 a). Według mapy przedstawionej w pracy z 1975 r. (Baranowski 1975 a), cofnięcie czoła lodowca Werenskiolda, od fazy maksymalnej, do 1936 r. wyniosło średnio 600 m, w latach 1936–1958 od 100 do 800 m, a z kolei w latach 1958–1970 od 350 do 400 m, czyli 29 do 33,3 m/rok (średnio 25 m/rok) (Bukowska-Jania, Jania 1988). Dla lodowca Elizy w latach 1969–75 autor uzyskał wartość 25 m/rok. Jak widać, są to także wartości porównywalne.

Kolejne badania lodowca Werenskiolda, już latami 80. prowadzili głównie badacze z Uniwersytetu Śląskiego (Pulina 1986, 1992; Jania 1988 a; Jania, Kolondra 1988; Jania i in. 1981, 1984). Szczególnie ciekawe są metody i uzyskane wyniki badań zmian geometrii czołowej partii tego lodowca prze-

prowadzone przez Bukowską-Janię i Janię (1988). Zastosowano metodę Finsterwaldera do obliczenia zmian wysokości (i miąższości) strefy czołowej lodowca. Było to możliwe dzięki powtarzanym pomiarom fotogrametrycznym tego lodowca. Uzyskano wyniki świadczące o dużej różnorodności ablacji i szczególnie silne obniżanie się czołowych partii lodowca w pobliżu głównych wypływów wód z lodowca. Stwierdzono znaczny wpływ zacienienia na obniżanie się tempa ablacji, a zarazem ocieplający, sprzyjający obniżaniu się powierzchni lodowca, wpływ eksponowanych na południe moren i ścian górskich. Podobne zjawisko można obserwować także w rejonie Kaffiøyry.

Sąsiedni lodowiec, lodowiec **Nanna**, badał w 1960 r. Szupryczyński (1963). Jest to lodowiec o długości ok. 4,5 km, szerokości na czole 1,5 km, dalej ok. 1 km – wg Hagen a i in. (1993) – długość lodowca wraz z polem firnowym w 1980 r. wynosiła ok. 6,5 km.

Czoło lodowca w 1960 r. zalegało na wysokości 28 m n.p.m., a pole firnowe na wysokości powyżej 400 m n.p.m. Według Szupryczyńskiego (1963) recesja czoła lodowca od 1936 do 1960 r., wyniosła ok. 500 m, 21 m/rok (w tym mniej więcej czasie, recesję lodowca Elizy w rejonie Kaffiøyry autor ocenia na 14,5 m/rok). Dodać jeszcze należy, że do roku 1923 lodowiec Nann był lodowym dopływem lodowca Torella i nie posiadał moren czołowych. Wytworzyły się one dopiero w latach pomiędzy 1923 a 1936 r. (Szupryczyński 1963)

#### 8.3.4.b. REJON HORNSUNDU

Jania (1988 a, b) do rejonu Hornsundu zaliczał 34 lodowce. Większość z nich to duże lodowce kończące się w morzu.

Po południowej stronie fiordu Hornsund prowadzono badania głównie na trzech lodowcach Körberbreen, Peteresbreen i Gåsbreen (a także na niektórych lodowcach płd. Sørkapplandu). Lodowcem kończącym się na lądzie jest lodowiec **Gas** (Gåsbreen) – 16,9 km<sup>2</sup>/7,3 km. Lodowiec ten zaznaczony jest na mapie 1:200 000 z 1872 r., zanim w 1899 r. powstała pierwsza, dokładna mapa tego lodowca, w skali 1:50 000 (mapa De Geera). Kolejna mapa, w skali 1:25 000, została sporządzona (przeprowadzono także pomiary ruchu tego lodowca) w 1938 r. (Pillewizer 1939). W roku 1959 badał ten lodowiec Szupryczyński (1960, 1963 a, b). Gåsbreen spływa ze wschodu na zachód, jezior skręca na płn.-zach. Długość lodowca Szupryczyński (1963 a) ocenił na 7 km, szerokość na 1–3 km, a szerokość na czole na 2,5 km. Czoło lodowca znajdowało się na 30 m n.p.m., a pole firnowe dochodziło do 800 m n.p.m. Grubość lodowca obliczona wg wzoru Lagely'ego wynosi 130–230 m (na wys. 275–400 m n.p.m.). Szupryczyński (1963), porównując mapę Sternecka i Ehrenstaina z 1872 r. z terenem stwierdza, że w po tamtym, znacznie



większym zasięgu Gåsbreen, nie zostały wały lodowo-morenowe. Z kolei porównanie map De Geera z 1899 r i Pillewizera z 1938 roku, dowodzi stosunkowo niewielkiej recesji w I połowie XX wieku. Czoło cofnęło się o 125–150 m i obniżyło o 30 m. Również w latach 1938–1959 recesja była minimalna, przynajmniej przy cofaniu się czoła. Czoło Gåsbreen w 1959 r. było płaskie, po stronie zachodniej pokryte moreną powierzchniową, a po stronie wschodniej raczej czyste (Szupryczyński 1963). Wydaje się, że recesja Gåsbreen w całym okresie od 1899 do 1959 r. przynajmniej w partiach czołowych polegała głównie na obniżaniu się powierzchni, a mniej na frontalnym cofaniu się czoła, co było wynikiem większej akumulacji na polu firnowym. Pole firnowe Gåsbreen położone jest stosunkowo wysoko i przynajmniej częściowo jest eksponowane na północ. Podobnie więc chyba jak na sąsiednich, i o podobnej ekspozycji lodowcach Körbera i Petersa, były warunki przyrostu masy śnieżnej i lodowej i na tym lodowcu. Takie wyjaśnienie odmienności recesji Gåsbreen, w stosunku do większości lodowców płd. Spitsbergenu przynoszą też wyniki późniejszych badań (Schöner 1996). Lodowiec Gås i jego okolice badany był i w latach następnych (Jania i in. 1981). Powstały kolejne szczegółowe mapy. Ostatnio przeprowadzili na nim badania i sporządzili nową mapę w skali 1:25 000 badacze austriaccy (Schöner M., Schöner W 1996). Autorzy ci obliczyli, że w okresie 1938–1960, czołowa partia lodowca, do wysokości 100 m n.p.m., obniżyła się o 45–51 m (daje to średnią  $>2$  m/rok), ale na wysokościach od 100–200 m. Obniżenie wyniosło tylko 10–20 m ( $<1$  m/rok). Jeszcze na wysokości 280 m zanotowano obniżenie (ale tylko ok. 1,5 m, tj. 0,07 m/rok). Od wysokości 280 m nastąpił przyrost wysokości, a więc przyrost masy lodowca, który początkowo niewielki, od wysokości 380 m przekraczał już 10 m, by na wysokości powyżej 600 m wynieść ponad 36 m (przyrost w tempie ok. 1,5 m/rok). Taki przyrost uzyskano porównując dane z 1960 – względem 1938 roku. A trzeba przypomnieć, że niewątpliwie cały czas trwał odpływ mas lodowych ku czołu, czyli przyrost masy w danym roku był zapewne większy. Wynika z tego, że dopływ masy lodowej był na tyle duży, że prawie równoważył ablację w partiach czołowych, stąd cofnięcie lodowca było bardzo małe. W drugim okresie badawczym (1960–1990) nastąpiła zasadnicza zmiana, polegająca na tym, że do wysokości 640 m n.p.m. uzyskano dane ujemne, czyli nastąpiło obniżenie lodowca. Obniżenie to było dość duże na czole (60 m), co w przeliczeniu na lata daje wynik podobny do poprzedniego (obniżenie ok. 2 m/rok). Do wysokości 280 m wielkość obniżenia przekroczyła 10 m (ok. 0,5 m/rok). Natomiast na wyższych wysokościach obniżenie na ogół było mniejsze od 10 m. Powyżej 640 m n.p.m. zanotowano niewielki przyrost masy. Trzeba przy tych ciekawych wynikach pamiętać o tym, że zdjęcia lotnicze czy mapa dokumentują dwa odległe okresy czasowe. Dają ciekawe wyniki, jednakże nie dają odpowiedzi na pytanie, co naprawdę działo

się na tym lodowcu w międzyczasie. Przyrost masy lodowej, czy też nagłe obniżenie się powierzchni mogą bowiem zachodzić w bardzo krótkim czasie. Jednak dla tak ogólnych rozważań o stanie i zachowaniu się lodowców Svalbardu w XX wieku, są to wyniki bardzo interesujące i ważne.

Badano także inne lodowce tego rejonu. Np. lodowiec Vitkovskiego, o powierzchni 20,8 km<sup>2</sup> (Hagen i in. 1993), badali Andrzejewski i Stankowski (1981, 1985). Stwierdzili oni występowanie na przedpolu lodowca starych form z nasunięcia środkowo-holocenijskiego (3000–2500 BP) oraz wałów lodowo-morenowych z nasunięcia XVIII–XIX-wiecznego. Właściwa recesja z linii maksymalnego nasunięcia XIX-wiecznego, które sięgnęło form z poprzedniego nasunięcia, a nawet je częściowo nadbudowało, nastąpiła późno i jeszcze w 1936 r. czoło lodowca kontaktowało się z proksymalnymi skłonami wałów lodowo-morenowych. Dalsza recesja, do 1966 roku, była już wyraźnie większa, szczególnie po płn. stronie strefy marginalnej i osiągnęła 600 m. Pomiędzy 1966 a 1989 rokiem nastąpiła jeszcze większa recesja, tym razem w środkowych partiach czoła (do 750 m), mniejsza zaś w bocznych partiach (szczególnie po stronie płn., tylko ok. 100 m). Obliczono tempo recesji w tym okresie na 25–35 m rocznie. Wiele prac na lodowcach Sørkaplandu prowadził Ziaja (Ziaja 1997, 1998; Wójcik, Ziaja 1993; Czepe, Ziaja 1988).

## 9. ZAKOŃCZENIE

1 Analiza i ocena stanu lodowców, szczególnie w okresie ostatnich 25 latach (1975–2000), ale i wcześniej, była możliwa dzięki zastosowaniu kartograficznej metody badań geograficznych. Podstawą bowiem wszelkich obliczeń, wniosków i porównań były mapy wykonane przez kartografów (Isachsen, kartografowie norwescy – autorzy mapy 1:100 000 z 1936 r, Zapolski 1975) i mapy wykonane przez autora w latach 1977–2000.

2 Sporządzone mapy pozwoliły obliczyć wielkość lodowców, określić wysokości bezwzględne ich powierzchni, od czoł do pól firmowych, jak też obliczyć zmiany jakim podlegają poszczególne lodowce. Na podstawie wykonanych map wykreślono profile podłużne i poprzeczne przez lodowce. Wykreślenie profili pozwoliło obliczyć ubytki lub przyrost masy lodowców. Dokonano także oceny tendencji zachowania się lodowców na przestrzeni XX w. Zarówno w rejonie Kaffiøyry jak i na innych obszarach Spitsbergenu w XX w. zachodzi wyraźna recesja lodowców, zarówno w sensie cofania się czoł, jak i zmniejszania się ich objętości.

3 Porównania wielkości recesji czy też transgresji poszczególnych lodowców Kaffiøyry z innymi obszarami, jest trudne. Po pierwsze, ze względu na różne metody, skalę i szczegółowość badań. Po drugie, ze względu na bardzo



różne okresy obserwacji (terminy badawcze). Są obszary które mają lepszą dokumentację z I połowy XX w, są inne o dokumentacji z ostatnich 20–30 lat. Jednakże niektóre wyniki wielkości i tempa recesji są zaskakująco podobne.

4 W rejonie Kaffiøry występują dwa lodowce uchodzące do morza – lodowce cielące się. Oba lodowce od początku XX wieku znajdują się w fazie recesji. Jeden z nich (lodowiec Aavatsmarka), to lodowiec szarżujący. Drugi – lodowiec Dahla ulega spokojnej „normalnej” recesji. Obliczono, że w maksimum zlodowacenia (XVIII/XIX w), lodowiec Aavatsmarka zajmował 96–100 km<sup>2</sup>, a lodowiec Dahla ok. 150 km<sup>2</sup>. W 1909 r. były one już w stadium recesji. Po badaniach i obserwacjach z lat 1995/96 szacuje powierzchnie tych lodowców na 75 i 132 km<sup>2</sup> (czyli nastąpiło zmniejszenie się ich powierzchni o 22 i 12%). Lodowiec Aavatsmarka prawdopodobnie szarżował, a niewątpliwie znajdował się w fazie awansu co najmniej trzykrotnie, na początku lat 20., pod koniec lat 40. oraz w latach 1983–1986. Podano przykłady innych dużych lodowców kończących się w morzu, duża część z nich to lodowce szarżujące. Różnorodne terminy wystąpienia, bądź rozpoznania szarż, utrudniają korelacje pomiędzy poszczególnymi obszarami Spitsbergenu. Niewątpliwie jednym z najważniejszych czynników powodujących wystąpienie szarży jest czynnik klimatyczny, ale nie tyle w skali globalnej co lokalnej. Zwiększenie akumulacji śniegu i przyrost masy lodowej w basenach firnowych związany jest zarówno z czynnikiem klimatycznym jak i morfologicznym – z pojemnością basenu akumulacyjnego. Mimo znacznego postępu wiedzy o zjawisku szarży lodowca i jego przyczynach jest jeszcze dużo znaków zapytania.

5 Lodowce kończące się na lądzie, w ciągu XX wieku cechują się wyraźną recesją. Recesję obserwuje się na całym Spitsbergenie. Recesja jest niewątpliwie wywołana poprzez zmianę warunków klimatycznych. Równocześnie recesja ta, ma dość zróżnicowany przebieg na poszczególnych lodowcach, a powodem tego są różne czynniki, natury topoklimatyczno-geomorfologicznej.

Próba uszeregowania czynników powodujących i modyfikujących recesję (awans) lodowców:

1. Przyczyną recesji są zmiany klimatyczne jej sprzyjające, głównie takie jak ocieplenie i zmniejszenie ilości opadu zimowego (zmniejszenie akumulacji).

2. Czynniki powodujące modyfikację wielkości i tempa recesji lodowców:

- a) budowa geologiczna i wykształcenie doliny lodowcowej, a zwłaszcza jej dna,
- b) wielkość lodowca a zwłaszcza wielkość basenu akumulacyjnego w stosunku do jezora lodowca,

- c) ekspozycja lodowca,
- d) położenie lodowca – odległość od morza i położenie czoła lodowca w stosunku do poziomu morza,
- e) stan termiczny lodowca,
- f) ilość materiału skalnego tkwiącego w lodowcu,
- g) inne.

Pomiędzy tymi czynnikami zachodzą różnorodne relacje i sprzężenia, lokalnie – podana kolejność (ważność) poszczególnych czynników może być odmienna.

Wydaje się, że w rejonie Kaffiøry na plan pierwszy jako czynniki powodujące różnice w wielkości i tempie recesji wysuwają się czynniki „b” i „a”, czyli wielkość lodowca i wykształcenie doliny lodowcowej, a zwłaszcza jej dna. To wielkość obszaru zasilania i doliny lodowcowej oraz związana z tym możliwość akumulacji mas śniegu i lodu decyduje o sile egzaracyjnej lodowca. Większe lodowce były w stanie wyegzarować w miarę dokładnie swoje łóżysko – dziś cofają się stopniowo. Mniejsze lodowce, które nie zniszczyły progów skalnych w swych dolinach, cofają się mniej regularnie.

6) Zmiany zasięgów lodowców traktowane być mogą jako indykatory zmian klimatu. Analiza przebiegu i natężenia recesji lodowców części Ziemi Oskara II wykazała, że w ocenach tych uwzględnić należy różnorodne czynniki lokalne, w szczególności lokalne warunki orograficzne.

## 10. PODZIĘKOWANIA

Praca ta, powstała dzięki życzliwości wielu osób. Pan Profesor Jan Szupryczyński namówił mnie do podjęcia trudu scalenia moich badań spitsbergeńskich w postaci rozprawy doktorskiej i podjął się promotorstwa tej rozprawy. Praca ta jest tylko niewiele zmienioną i nieco uzupełnioną wersją rozprawy. Panu Profesorowi Janowi Szupryczyńskiemu winieniem jestem szczególną wdzięczność. Recenzenci mojej rozprawy doktorskiej profesorowie: Kazimierz Pękala i Marek Grześ pomogli mi bardzo, dziękuję im za to.

Dziękuję bardzo Panu Profesorowi Gabrielowi Wójcikowi za wprowadzenie w tematykę spitsbergeńską. Pan Profesor kierował Wyprawą podczas mojego pierwszego wyjazdu na Spitsbergen. Później jeszcze wielokrotnie współpracowaliśmy na Spitsbergenie. Panu Profesorowi Władysławowi Niewiarowskiemu dziękuję za liczne dyskusje naukowe, również na Spistbergenie.



Wszelkie terenowe prace topograficzne wymagają pracy zespołowej, choćby w najmniejszym dwuosobowym zespole, a takie prace były podstawą napisania tej książki. Chciałbym gorąco podziękować tym kolegom z WYPRAW, których praca w zespole topograficznym, pozostaje na ogół bez śladu, a bez ich udziału nie byłoby pomiarów i wyników. Byli to: Zdzisław Preisner, Łukasz Wronkowski, Antoni Olszewski, Gabriel Wójcik w 1977 r., Kazimierz Marciniak, Jerzy Fedorowicz, Mieczysław Sinkiewicz w 1978 r., Marek Kejna, Rajmund Skowron, Mieczysław Sinkiewicz, Czesław Pietrucień, Mirosław Dzieniszewski, Witold Plichta w 1985 r., Wojciech Gręźlikowski, Marek Kejna, Mieczysław Klubka, Mirosław Błaszczewicz w 1989 r., Jacek Szmańda, Arkadiusz Krawiec, Marek Grześ w 1995 r., Marek Grześ, Kazimierz Sendobry, Jurek Różański w 1996 r., Sylwia Nowak, Marek Grześ i Jacek Jania w 2000 r.

Dziękuję także innym uczestnikom Wypraw, z którymi przyszło mi przebywać w Toruńskiej Stacji Polarnej. Pani Joannie Jarkiewicz-Tretyn i Panu Prof. dr hab. Andrzejowi Tretynowi – Dziekanowi Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMK dziękuję szczególnie za pomoc i wspólne przeżycia na Spitsbergenie, podobnie koledze Prof. Markowi Grzesiowi.

Dziękuję Władzom Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie za umożliwienie mi obrony, oraz za decyzję o druku tej książki w serii „Prace Geograficzne”. Władzom Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu dziękuję za zgodę i finanse na publikację tej książki. Dziękuję bardzo Panom Dyrektorom Instytutu Geografii UMK: Prof. Zygmuntowi Churskiemu i Prof. Janowi Fałkowskiemu. Podobnie wyrazy wdzięczności pragnę skierować do Dyrektora Administracyjnego UMK dr Stefana Nielka.

Osobne podziękowania kieruję do Pana Profesora Andrzeja Kostrzewskiego z Uniwersytetu Adama Mickiewicza w Poznaniu, który był mi zawsze przychylny.

Załączniki graficzne do tej pracy stanowiące zresztą najważniejszą jej część, nigdy by tak nie wyglądały gdyby nie pomoc i zaangażowanie, a także umiejętności Pań: Krystyny Czetwertyńskiej i Lucyny Pietruszewskiej. Pani Iwona Skowrońska i Panowie Jurek Słomiński i Jarek Góralski, także pomagali mi wiele. Wszystkim Im bardzo dziękuję. Dziękuję Pani Bożenie von Schöning za pomoc przy tłumaczeniu tekstów niemieckojęzycznych i krytyczne przejście tekstu. Dziękuję także Kazikowi Sendobremu i Piotrkowi Szczepanikowi. Dziękuję Pani Mirosławie Janickiej za wspomaganie mnie na całym etapie badań i pisania tej książki.

Paniom bibliotekarkom z Instytutu Geografii UMK dziękuję za sprowadzanie książek. Dziękuję kolegom dr. Zdzisławowi Preisnerowi i dr. Zenonowi

Kozielowi za udostępnienie i wyszukiwanie literatury, wszystkim koleżankom i kolegom z Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Toruniu na ul. Kopernika 19, za atmosferę prawdziwej naukowej dyskusji i sympatię. Dziękuję także pracownikom pionu technicznego Instytutu Geografii UMK za zrozumienie.

Dziękuję Rodzinie, a szczególnie moim wnuczkom Natalii i Karolinie, za cierpliwość i wyrozumiałość i wieczne oczekiwanie..., że ja będę miał czas dla Nich.

Pani Ewie Jankowskiej z Działu Wydawnictw IG i PZ PAN w Warszawie dziękuję za trud prac redakcyjnych.

Książka ta nie ukazałaby się, gdyby nie pomoc finansowa ze strony następujących Instytucji, którym w tym miejscu serdecznie dziękuję:

- Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie,
- Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu,
- Wydział Biologii i Nauk o Ziemi UMK, oraz Instytut Geografii UMK,
- Komitet Badań Polarnych PAN w Warszawie,
- Zakład Energetyczny w Toruniu,
- Sp. z o. o. "NOVAPOL" w Toruniu,
- Hurtownia Papiernicza – Elżbieta i Tomasz Janowscy w Toruniu.
- Firma „RADIO–TELEFON” – M. Kociński w Toruniu



## LITERATURA

- Ague J. J., Morris A.P., 1985, *Metamorphism of the Mullerneset Formation, St.Jonsfjorden, Svalbard*, Pol. Polar Research., 3, s. 93–106.
- Ahlmann H.W., 1933, *Scientific results of The Swedish – Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931*, Geografiska Annaler, XV, Stockholm, Introduction s. 1–8; I – s. 9–23; III – s. 47–68; V – s. 89–116; VIII – s. 161–183.
- 1935a, *Scientific results of The Norwegian–Swedish Spitsbergen Expedition in 1934*, Geografiska Annaler, XVII, 1–2, Stockholm, Introduction s. 22–29.
- 1935b, *Scientific results of The Norwegian–Swedish Spitsbergen Expedition in 1934*, Geografiska Annaler, XVII, 3–4, Stockholm, V, s. 167–218.
- 1948, *Glaciological research on the North Atlantic coast*, Royal Geograph.Soc. Res., 1, London, 83 ss.
- 1953, *Glacier variations and climatic fluctuations*, American Geograph. Soc. Bowman Memorial Lectures, 3, New York, s. 1–15.
- Andrzejewski L., Błaszkiwicz M., 1991, *Mechanizm deglacjacji przedpola lodowców Haakena i Erikki (Ziemia Oskara II, Spitsbergen)*, Przegl. Geogr., 63, 1–2, Warszawa, s. 155–170.
- 1993, *Formy i osady w strefach marginalnych lodowców Haakena i Erikki (Ziemia Oskara II – NW Spitsbergen)*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89*, UMK, Toruń, s. 19–30.
- Andrzejewski L., Stankowski W., 1981, *Recesja lodowca Vitkowski na tle analizy jego strefy marginalnej (Pld. Spitsbergen)*, Mat. VIII Sympozjum Polarnego, Sosnowiec, s. 139–142.
- 1985, *Evolution of marginal zone of the Vitkowski Glacier (South Spitsbergen)*, Pol. Polar Research, 6, 4, s. 527–535.
- Armstrong H. A., Nakrem H.A., Ohta Y., 1986, *Ordovician conodonts from the Bulltinden Formation, Motaafjella, central–western Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 4, s.17–23.
- Bamber J. L., 1989, *Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deducted from airborne radio echo–sounding data*, Journ. Glaciol., 35, 119, s. 30–37.
- Baranowski St., 1968, *Changes of the front of Werenskioldbreen (Vestspitsbergen) and its forefield during the Holocene Polish Spitsbergen Expedition 1957–60*, Summ. of Sci. Res. Polish Academy of Sci., Warszawa.
- 1975, *Morfologiczne skutki zmiany bilansu masy i energii lodowców spitsbergeńskich na przykładzie lodowca Werenskiolda*, Polskie Wyprawy na Spitsbergen 1972 i 1973, Mat. z Symp. Spitsbergeńskiego, Wrocław 1974, s. 27–30.
- 1975, *Glaciological investigations and glaciomorphological observations made in 1970 on Werenskiold Glacier and its forefield*, Acta Univ. Wratislaviensis, 251, s. 69–94.
- 1977, *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*, Acta Univ. Wratislaviensis, 393, Studia Geogr., XXXI, Wrocław, 157 ss.

- 1977a, *Results of dating of the fossil tundra in the forefield of Werenskioldbreen*, Acta Univ. Wratislaviensis, 387, s. 31–36,
- 1977b, *Naled type of ice front of some Spitsbergen Glaciers*, Acta Univ. Wratislaviensis, 387, s. 85–89.
- Baranowski St., Glowicki B., 1975, *Meteorological and hydrological investigations in the Hornsund region made in 1970*, Results of the Polish Sci. Spits. Expeditions 1970–1974, t. 1, Wrocław, s. 35–59.
- Bartoszewski S., 1998, *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga – Spitsbergen*, Wydż. BiNoZ., rozprawy habilitacyjne, LX, UMCS Lublin, s.1–167.
- Battke Z., 1984, *Opracowanie map topograficznych rejonu Hornsund*, Materiały XI Sympozjum Polarnego, Poznań, s. 97–98.
- Bergh S.G., Andresen A., 1990, *Structural development of the Tertiary fold- and thrust belt in east Oscar II Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 8, s. 217–236.
- Birkenmajer K., 1977, *Powstanie basenu arktyczno atlantyckiego*, Symp. Polarne Wrocław, s. 19–31.
- Björnsson H., Gjessing Y., Hamran S-E, Hagen J. O., Liestøl O., Palsson F., Erlingsson B., 1996, *The thermal regime of sub-polar glaciers mapped multi-frequency radio-echo sounding*, Journ. Glaciol., 42, 140, s. 23–32.
- Boulton G., 1970, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, Journ. Glaciol., 9, 56, s. 213–229.
- 1970, *On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard Glaciers*, Journ. Glaciol., 9, 56, s. 231–245.
- 1979, *Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet*, Boreas, 8, s. 31–51.
- 1986, *Push-moraines and glacier-contact fans in marine and terrestrial environments*, Sedimentology, 33, s. 677–698.
- Brunner K., 1996, *Expeditionskartographie auf Spitzbergen*, Mitt. Der Österreichisess Geograph. Gesell., 138, Wien, s. 247–260.
- Brykała D., 1997, *Achievements of Polish research on the Kaffiøyra region (NW Spitsbergen)*, Pol. Polar Studies, 24th Polar Symposium, Warszawa, s. 31–52.
- 1998, *Evolution of supraglacial drainage on the Waldemar Glacier (Spitsbergen) in period 1936–1997*, Pol. Polar Studies, 25th Intern.Polar Symposium, Warszawa, s. 247– 263.
- Bukowska-Jania E., Jania J., 1988, *Zmiany geometrii czołowej części lodowca Werenskiold (Spitsbergen) w latach 1957–1983*, [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 910, s. 64–91.
- Centkiewicz A., Centkiewicz Cz., 1959, *Na podbój Arktyki*, PWN.
- Chodakov W.G., 1971, *Śniegi i lody Ziemi*, PWN, Warszawa, ss. 206.
- Cisak J., 1985, *The VI th Polar Expedition „Spistbergen 1983/84”*, Pol. Polar Research, 6, 4, s. 595–612.



- Cisak J., Dąbrowski St., 1990, *Polskie prace geodezyjne i kartograficzne w regionach arktycznym i antarktycznym*, Pol. Polar Research, 11, 3–4, s. 411–417.
- Croot D. G., 1988, *Glaciotectonics and surging glaciers: A correlation based on Vestspitsbergen, Svalbard, Norway*, [w:] *Glaciotectonics: Forms and Processes*, Balkena, Rotterdam.
- Czeppe Z., Ziaja W., 1988, *Mapa osadów czwartorzędowych zachodniego Sørkapp Landu (Spitsbergen)*, XX Symp. Polarne, Wrocław, s. 88–93.
- Dallmann W. K., Andresen A., Bergh S. G., Maher Jr. H.D., Ohta Y., 1993, *Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen, Svalbard (Compilation Map, Summary and Bibliography)*, Meddelelser, 128, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dowdeswell J.A., Hamilton G.S., Hagen J. O., 1991, *The duration of the active phase on surge-type glaciers: contrasts between Svalbard and other regions*, Journ. Glaciol., 37, 127, s. 388–400.
- Drozdowski E., 1977, *Ablation till and related indicator forms at the margins of Vestspitsbergen glaciers*, Boreas, 6, 2, s. 107–114.
- 1984, *On the diversity of depositional processes at the margin of Andreasbreen, NW Spitsbergen*, Mat. Symp. Polar „Spitsbergen'84”, Inst. Ekol. PAN, Dziekanów Leśny k/Warszawy, s. 10.
- 1985, *On the effects of bedrock protuberances upon the depositional and relief-forming processes in different marginal environments of Spitsbergen Glaciers*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 51, s. 397–413, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- 1987, *Surge moraines*, [w:] *International Geomorphology 1986*, II, V. Gardiner, s. 675–692.
- 1992, *On the diversity of depositional and landform-creating processes at the terminus of Andreasbreen, NW Spitsbergen*, [w:] *Landscape, Life World and Man in High Arctic*, Inst. of Ecology, s. 47–59.
- Dziadowiec H., 1981, *Liberation of carbon dioxide from tundra soils*, [w:] *Mat. VIII Symp. Polar*, 1, Referaty, Komunikaty, Sosnowiec, s. 231–235.
- 1983, *Preliminary studies on carbon dioxide evolution from tundra soils of Spitsbergen (Kaffiøyra, Oscar II Land, NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVIII, 56, Toruń, s. 159–167.
- Dzierżek J., Lindner L., Marks L., Nitychoruk J., Szczesny R., 1987, *O treści i potrzebie wykonywania map topograficznych rejonu Hornsundu z zastosowaniem analizy fotointerpretacyjnej*, Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK Toruń, s. 148–156.
- 1991, *Application of remote sensing to topographic maps of polar areas*, Pol. Polar Research, 12, 2, s. 149–160.
- Fedorowicz J., 1978, *Mapa topograficzna południowej części strefy marginalnej lodowca Aavatsmarka (Ziemia Oskara II)*, skala 1:5000 (rękopis w Inst. Geografii UMK w Toruniu).
- Feyling-Hanssen R.W., Ulleberg K., 1984, *A Tertiary-Quaternary section at Sarsbukta, Spitsbergen, Svalbard, and its foraminifera*, Pol. Polar Research, 2, s. 77–106.

- Filchner W., Przybyłłok, Barkow, Philipp, Wand. O., 1914, *Mapa 1: 50 000 – Zentral Spitzbergen im August 1910*, Peterm. Geogr. Mitteil., 60, Gotha.
- Fluctuations of Glaciers 1975–1980*, vol. IV. IAHS (ICSU) – UNESCO, Paris, 1985.
- Fluctuations of Glaciers 1980–1985*, vol. V. IAHS (ICSU) – UNESCO, Zurich, World Glacier Monitoring Service, 1988.
- Fluctuations of Glaciers 1985–1990*, vol. VI. IAHS (ICSU) – UNESCO, Zurich, World Glacier Monitoring Service, 1993.
- Forman S. L., 1989, *Late Weichselian glaciation and deglaciation of Forlandsundet area, western Spitsbergen*, Svalbard, Boreas, 18, s. 51–60.
- Gaertig T., 1982, *Pomiary geodezyjne do prac fotogrametrycznych wykonane na Spitsbergenie w 1958 r.*, Przegl. Geodez., 8, s. 112–113.
- Geoffroy H., 1970, *Note préliminaire sur les glaciers du Spitzberg Nord-Occidental*, Mémoires et Documents, 10, Spitzberg Mission française 1966, Ed. Du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, s. 163–188.
- Glasser N.F., Huddart D., Bennett M.R., 1998, *Ice-marginal characteristics of Fridtjovbreen (Svalbard) during its recent surge*, Pol. Polar Research, 17. 1, s. 93–100.
- Grześ M., 1984, *Charakterystyka warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny na Spitsbergenie*, Mat. XI Symp. Polar., UAM, Poznań, s. 65–83.
- 1996, *Thickness of mineral covers on the ice-moraine ridges and an active layer of permafrost on Spitsbergen*, [w:] *Problems of the Contemporaneous and Pleistocene Periglacial Zone*, Sesja Polarna, UMCS, Lublin, s. 141–145.
  - 1996, *Wstępne wyniki badań glaciologicznych lodowca Waldemara*, [w:] *Dynamika środowiska polarnego, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej*, UMCS, Lublin, s. 9–10.
  - 1997, *Weryfikacja modelu sezonowego odmarzania gruntów na zachodnich wybrzeżach Spitzbergenu. Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i problem zmian środowiska obszarów polarnych*, Lublin, Sesja Polarna
  - 1997, *Preliminary results of glaciological studies of Waldemar Glacier*, [w:] *Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions)*, UMCS, Lublin, s. 89–92.
- Grześ M., Lankauf K. R., 1996, *Stacja Polarna Uniwersytetu M. Kopernika na NW Spitsbergenie – stan obecny i perspektywy*, [w:] *Dynamika środowiska polarnego, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej*, UMCS, Lublin, s. 15–16.
- 1996, *Wybrane problemy nalodzi na przedpolach lodowców Kaffiøyry (NW Spitsbergen)*, [w:] *Dynamika środowiska polarnego, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej*, UMCS, Lublin, s. 13–14.
  - 1997, *Some selected problems of nivality on the glacier forefields of Kaffiøyra (NW Spitsbergen)*, [w:] *Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions)*, UMCS, Lublin, s. 93–95.
  - 1997, *The Mikołaj Kopernik University Polar Station in NW Spitsbergen. Present state and perspectives*, [w:] *Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions)*, UMCS, Lublin, s. 93–95.



- Grześ M., Sobota I., 1997, *Bilans masy lodowca Waldemara w roku bilansowym 1996/1977. Rzeźba, współczesne procesy morfogenetyczne i problem zmian środowiska obszarów polarnych*, Lublin, Sesja Polarna.
- 1998, *Waldemar Glacier Mass Balance in the 1966/1977 balance year. IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Sesja Polarna II, Wypr. Geogr. na Spitsbergen*, Lublin.
- 1999, *Winter balance of Waldemar Glacier in 1996–1998*, Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium, Lublin, s. 87–98.
- Gugnacka-Fiedor W., 1993, *Charakterystyka roślinności stałych powierzchni badawczych (Kaffiøya, Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen '89*, UMK, Toruń, s. 131–143.
- Gugnacka-Fiedor W., Noryskiewicz B., 1982, *The vegetation of Kaffiøya, Oscar II Land, NW Spitsbergen*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, Toruń, s. 203–238.
- 1982, *Rośliny naczyniowe Ziemi Oskara II (Spitsbergen północno-zachodni)*, Acta Univ. N. Copernici, Biologia, XXIV, 53, Toruń, s. 55–64.
- Hagen J.O., 1987, *Glacier surge at Usherbreen*, Pol. Polar Research, 5, s. 239–252.
- 1988, *Glacier surge in Svalbard with examples from Usherbreen*, Norsk.geogr.Tidsskr. 42, s. 203–213.
- Hagen J.O., Liestøl O., 1987, *Glacier mass balance investigations in the balance years 1984–85 and 1985–86*, Pol. Polar Research, 5, s. 261–265
- Hagen J. O., Liestøl O., Roland E., Jorgensen T., 1993, *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*, NPI, Meddelelser, 129. Oslo.
- Hagen J. O., Saetrang A., 1991, *Radio-echo soundings of sub-polar glaciers with low-frequency radar*, Pol. Polar Research, 9, 1, s. 99–107.
- Halicki B., 1938, *Trzecia polska wyprawa na Spitsbergen*, Wiad. Muzeum Ziemi, 4, Warszawa–Wilno, s. 119–122.
- 1959, *Struktury „kutego srebra” na lodowinach w English Bay (West Spitsbergen)*, Acta. Geoph. Polonica, 3/4, PWN Warszawa, s. 343–348.
- Hamilton G.S., Dowdeswell J.A., 1996, *Controls on glacier surging in Svalbard*, Journ. Glaciol., 42, 140 s. 157–168.
- Harland W.B., 1952, *The Cambridge Spitsbergen Expedition, 1949*, Geogr.Jour., CXVIII, 118, 3, s. 309–331.
- 1997, *Proto-basement in Svalbard*, Pol. Polar. Res., 16, 2, s. 123–147.
- Hisdal V., 1985, *Geography of Svalbard*, Polarhandbok, 2, Norsk Polarinstitut, Oslo, 81 ss.
- Hjelle A., 1993, *Geology of Svalbard*, Polarhandbok, 7, Norsk Polarinstitut, 163 ss.
- Hjelle A., Piepjohn K., Saalman K., Ohta Y., Salvigsen O., Thiedig F., Dallmann W.K., 1999, *Geological Map Svalbad 1:100 000, A7G Kongsfjorden*, Temakart nr 30, Norsk Polarinstitut Tromsø, s. 1–56 + mapa.
- Hoel A., 1932, *Mapa S–3 Nordishavet (Arctic Sea) Svalbard fra Bellsund til Forlandsrevet meg. Isfjorden*, Mapa w skali 1:200 000, Wyd. Norges Svalbard–og Ishavs–Undersokelser, Oslo.

- Hurlimann M., 1930, *Zwischen Bodensee und Spitzbergen*, Atlantis, 8, s. 449–467.
- Isachsen G., 1912, *Mapa – Spitsberg (Partie Nord-Ouest)*, Mapa w skali 1:200 000, stan 1909–1910, Paris.
- Jahn A., 1971, *Lód i zlodowacenia*, PWN, Warszawa, s. 1–311.
- Jania J., 1982, *Ablacja przez „cielenie” i wycofywanie się lodowców Hornsundu (Spitsbergen) w XX wieku. Wyniki wstępne*. Wyprawy Polarne Univ. Śląskiego 1977–1980, 1, Katowice, s. 13–46
- 1986, *Dynamika czoł spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza*, Geographia. Studia et Dissertatione, 9, Univ. Śląski, Katowice, s. 78–100.
- 1987, *Interpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Körber i Peters*, Fotointerpretacja w geografii, IX (19), Univ. Śląski, Katowice, s. 60–107.
- 1988a, *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*, Univ. Śląski, Katowice, s. 1–258.
- 1988b, *Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen*, [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 910, s. 12–47.
- 1993, *Glaciologia*, PWN, Warszawa, s. 1–359.
- 1994, *Field investigations during glaciological expeditions to Spitsbergen in the period 1992–1994*, Interim report. Univ. of Silesia. Katowice, s. 1–40 + 2 mapy.
- 1998, *Dynamika Lodowca Hansa (Spitsbergen, Svalbard) a wybrane elementy rzeźby na jego przedpolu*, Rzeźba i osady czwartorzędowe, Wyd. Naukowe UAM, Poznań.
- Jania J., Kolondra L., 1988, *Fotogrametryczne kartowanie szczegółowe czołowej części lodowca Werenskiöld w 1982 i 1983 roku*, [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Prace Naukowe UŚ w Katowicach, 910, s. 123–141.
- Jania J., Kolondra L., Bukowska-Jania E., 1983, *Photogrammetric survey of glaciers: Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expeditions in 1983*, Interim report. Univ. Śląski, Katowice, s. 34–38.
- Jania J., Kolondra L., Lipert C., 1981, *Fotogrametryczne badania wahań lodowców otoczenia Hornsundu*, [w:] *Mat. VIII Symp. Polar.*, Sosnowiec, 2, s. 29–30.
- Jania J., Lipert C., Mechliński Z., 1984, *The ice mass loss in the front zone of the Werenskiöld Glacier from 1957 to 1978 determined using terrestrial photography*, *Pol. Polar Res.*, 5, 3–4, s. 207–216.
- Jania J., Lentowicz Z., Szczypek T., Wach J., 1981, *Szkic geomorfologiczny rejonu Gasdalen (Południowy Spitsbergen)*, *Mat. VIII Symp. Polarne*, Sosnowiec, s. 120–129.
- Joly F., 1970, *Carte Géomorphologique de reconnaissance de La Presqu'île de Brøgger (Spitsberg)*, *Mémoires et Documents*, vol. 10, *Spitsberg Mission française 1966*, Ed. Du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, s. 115–123 + mapa.
- Kapała J., 1989, *Deglacja Zachodniej części Ziemi Nordenskiölda (Spitsbergen) – Dorobek i perspektywy*, *Pol. Badań Polar.* (XVI Sympozj. Polarne) Toruń, UMK, s. 117–118.



- Karczewski A., 1982, *The deglaciation zonality of some glaciers in the Hornsund region (south-west Spitsbergen)*, Acta Univ. Wratislaviensis, 525, s. 115–121.
- Karczewski A., Andrzejewski L., Chmal H., Jania J., Klysz P., Kostrzewski A., Lindner L., Marks L., Pękala K., Pulina M., Rudowski S., Stankowski W., Szczypek T., Wiśniewski E., 1984, *Hornsund, Spitsbergen. Geomorfologia-geomorphology, 1:75 000*, Univ. Śląski Katowice, s. 1–22 + mapa.
- Kejna M., 1990, *The differences in ground temperature between chosen ecotopes of polar environment on Kaffiøya (NW Spitsbergen) in summer 1985*, [w:] *Periglacial phenomena of Western Spitsbergen, Sesja Polarna*, UMCS, Lublin, s. 245–252.
- 2000, *Albedo of the Waldemar Glacier surface (Spitsbergen) in summer season 1999*, [w:] *Polish Polar Studies, 27th International Polar Symposium*, Toruń, s. 181–190.
- Kejna M., Marciniak K., Przybylak R., 1993, *Temperatura gruntu w wybranych ekotopach na Równinie Kaffiøya (NW Spitsbergen) w lecie 1989 r.*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89*, UMK, Toruń, s. 47–64.
- Klimaszewski M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongsfjorden a Eidembukta*, Zesz. Naukowe UJ., 32, Prace Geogr., 1. Kraków, s. 1–89.
- Kolondra L., 1984, *Ruch lodowca Hansa (Spitsbergen) na podstawie okresowych pomiarów terrofotogrametrycznych*, Zesz. Naukowe AGH, Kraków, Geodezja, 84, s. 71–85.
- 1985, *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the summer of 1984 (Interim Report)*, Uniw. Śląski, Katowice, s. 1–32.
- 1997, *Zmiany geometrii lodowca Hansa, Spitsbergen*, Mat. XXIV Symp. Polarnego, Warszawa, s. 38.
- Kolondra L., Jania J., 1998, *Changes of longitudinal profiles of large glaciers in southern Spitsbergen based on the airborne laser altimetry*, Polish Polar Studies, 25th International Polar Symposium, Warszawa, s. 273–277.
- Korjakin V. M., 1974, *Izmienjenje razmerov lednikov Szpicbergena (Svalbarda)*, Mat. Iss. Obl. Oledenienja Szpicbergena (Svalbarda), Moskwa, s. 29–44.
- Kosiba A., 1958, *Badania glaciologiczne na Spitsbergenie w lecie 1957 roku*, Przegl. Geofiz., 3–11, 2, s. 95–122.
- 1960, *Some of results of glaciological investigations in SW Spitsbergen*, Zesz. Naukowe Uniw. Wrocł., B, 4, s. 1–30.
- 1982, *Glaciohydrodynamic processes and changes on the Werenskiöld Glacier and the Hans Glacier*, Acta Univ. Wratislaviensis, 525, s. 133–152.
- Kotljakov V. M. (red), 1985, *Glaciologija Szpicbergena*, Moskwa, Nauka, s. 200.
- Kozieł Z., 1993, *Barwny kartogram złożony jako metoda badań i prezentacji wybranych zjawisk geograficznych*, Toruń, 88 ss.

- Krasilščikow A.A., Kovalewa, G.A., 1976, *Dokembrijskie litologo–stratigraficeskie kompleksy zapadnego poberez'ja Spicbergena*, [w:] *Geologija Sval'barda*, Leningrad, s. 63–70.
- Krasilscikov A.A., Kubanskij A.P., Ohta Y., 1995, *Surface magnetic anomaly study on the eastern part of the Forlandsundet Graben*, Pol. Polar Research, 14, 1, s. 55–68.
- Kubiak-Wójcicka K., 2000, *Studies of selective thawing of the Waldemar Glacier during the summer of 1998*, [w:] *Polish Polar Studies*, 27th International Polar Symposium, Toruń, s. 211–219.
- Kverndal A.I., 1991, *Some notes on glacial geomorphology in the inner part of St. Jonsfjorden, Svalbard*, Pol. Polar Research 9, 2, s. 215–217.
- Lankauf K. R., 1979, *Sprawozdanie z badań polarnych pracowników Instytutu Geografii UMK w Toruniu w 1978 roku*, [w:] *Mat. VI Symp. Polar.*, UL, Łódź, s. 27–34.
- 1982, *Waldemar Glacier (Lodowiec Waldemara)*, *Mapa topograficzna 1:5000*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, zał. do tomu, Toruń.
- 1993, *VIII Toruńska Wyprawa Polarna na Spitsbergen w 1989 roku*, [w:] *Wyniki badań VIII Tor. Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89*, UMK, Toruń, s. 11–18.
- 1993, *Nowe dane o recesji lodowców Kaffiøyry (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89*, UMK, Toruń, s. 113–129.
- 1996, *Recesja Lodowca Waldemara*, [w:] *Dynamika środowiska polarnego*, Streszcz. referatów i komunikatów sesji polarnej, UMCS, Lublin, s. 24–25.
- 1997, *Recession of Waldemar Glacier*, [w:] *Dynamics of polar environment, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions)*, UMCS, Lublin, s. 125–127.
- 1999, *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku*. Praca doktorska, Maszynopis w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie, s. 1–282 + 18 załączników.
- 1999 a, *Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku*, Autoreferat na obronę pracy doktorskiej, Maszynopis w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie, s. 1–12.
- Lankauf K. R., Preisner Z., 1978, *Badania geomorfologiczne strefy marginalnej Lodowca Waldemara na Ziemi Oskara II – Zachodni Spitsbergen*, *Mat. V Symp. Polar.*, 2, Gdańsk–Gdynia, s. 52–59.
- 1982, *Geomorphology of the forefield of the Waldemar Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, Toruń, s. 63–78.
- Lankauf K. R., Wójcik G., 1987, *Zmiany zasięgu czoł lodowców Ziemi Oskara II (NW Spitsbergen) w latach 1907–1985*, [w:] *Fotointerpretacja w badaniach polarnych*, UMK, Toruń, s. 61–72.
- Lefauconnier B., Hagen J. O., 1991, *Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard*, *Meddelelser*, 116, s. 1–132.
- Lefauconnier B., Hagen J. O., Rudant J. P., 1994, *Flow speed and calving rate of Kongs-breen glacier, Svalbard, using SPOT image*, Pol. Polar Research, s. 59–65.



- Lepvrier C., 1990, *Early Tertiary paleostress history and tectonic development of the Forlandsundet basin, Svalbard, Norway*, Meddelelser, 112, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Lewandowska J., 1981, *Prace topograficzne II Polarnej wyprawy studentów geografii Uniwersytetu Warszawskiego Spitsbergen'80*, Materiały studenckiej sesji polarnej KNSG Uniw. Warszaw., WGiSR, s. 13–18.
- Liestøl O., 1969, *Glacier surges in West Spitsbergen*, Can. J. of Earth Sci., 6, 4, s. 895–879.
- 1971, *Glaciological work in 1969*, Nor.Polarinst.– Arbok 1969, Oslo, s. 116–128.
- 1972, *Glaciological work in 1970*, Nor.Polarinst.– Arbok 1970, Oslo, s. 240–251.
- 1973, *Eskerdannelse foran Nathorstbreen i Van Keulenfjorden pa Spitsbergen*, Sartrykk av Nor. Polarinst. Arbok 1971, Oslo s. 122–124.
- 1975, *Glaciological work in 1973*, Nor. Polarinst.– Arbok 1973, Oslo, s. 181–192.
- 1986, *Glaciological investigations in the balance year 1983–84*, Pol. Polar Research, 4, s. 97–101.
- 1988, *The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen*, Norsk geogr.Tidsskr., 42, s. 231–238.
- 1990, *Glaciers in the Kongsfjorden area*, Nor.Polarinst.– Arbok, Oslo, s. 51–61.
- 1993, *Glaciers of Europe – Glaciers of Svalbard, Norway [w:] Satelite Image Atlas of Glaciers of the World. United States Geological Survey, Professional Paper 1386 – E, Washington, 1993, s. E127–E–151.*
- Lindner L., Marks L., Ostaficzuk St., Szczęśny R., Pękala K., 1990, *Metodyka wykonywania map fotogeologicznych południowego Spitsbergenu*, Foto-interpretacja w geografii, X (20), s.41–50.
- Lingle C.S., Post A., Herzfeld U., Molnia B., Krimmel R., Roush J., 1994, *Bering Glacier surge and iceberg–calving mechanizm at Vitus Lake*, Journ. Glaciol., X, s. 722–725.
- Lipert C., 1958, *Pomiary fotogrametryczne wykonane w lecie 1957 w ramach prac geodezyjnych na Spitsbergenie*, Przegl. Geodez., 2, s. 171–174.
- 1961, *Lodowiec Werenskiolda (strefa czołowa)*, Skala 1: 5000, (red. T. Naumienko), WZKart., Warszawa.
- 1981, *Porównanie wielkości masy opadowej w cyрку lodowca Pencka w okresie od 1934 roku do 1958 roku*, Mat. VIII Symp. Polarnego, Sosnowiec, s. 69–74.
- 1982, *Badanie dynamiki Lodowców Pencka i Hansa*, Przegl. Geodez., LIV, 8, s.101–111.
- 1987, *Photogrametric works in the Werenskiold Glacier area, Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 8, 1, s. 47–55.
- Mapa topograficzna 1:100 000. Ark. A7– Kongsfjorden, A8–Prins Karls Forland, B7– Tre Kroner, B8–St. Jonsfjorden, B9–Isfjorden. Norsk Polarinstitut, wydania różne.*
- Marciniak K., 1983, *The Toruń polar expeditions to Spitsbergen in 1979 and 1980*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVIII, 56, Toruń, s. 3–16.

- 1995, *VIII Toruńska Wyprawa Polarna Spitsbergen '89*, Biuletyn Polarny, 3, Kraków–Lublin, s. 17–19.
- Marciniak K., Kejna M., Przybylak R., 1991, *Przebieg odmarzania gruntu na Równinie Kaffiøyra (NW Spitsbergen) w lecie 1989 r.*, Mat. XVIII Symp. Polar., Abstrakty, Szczecin–Świnoujście, s. 27 i 68.
- Marciniak K., Marszelewski W., 1987, *Próba podziału lodowca Elizy (NW Spitsbergen) na strefy glaciohydrologiczne*, [w:] *Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce*, Mat. XIV Symp. Polar., UMCS, Lublin, s. 140–146.
- 1991, *Wybrane problemy hydrologiczne lodowca Elizy (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XXII, 73, Toruń, s. 125–161.
- Marciniak K., Marszelewski W., Przybylak R., 1985, *Temperatura powietrza na lodowcu Elizy i lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) w sezonie letnim – studium porównawcze*, Mater. XII Symp. Polarnego, Szczecin.
- Marcinkiewicz A., 1961a, *Die zahlenmässige Erfassung des Gletscherrückganges während der Periode 1936–1958 am zwei Westspitzbergen Gletschern*, Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sci. Geol. et Geogr., 9, 4, s. 233–237 + mapa.
- 1961b, *Podniesione tarasy nadmorskie południowego wybrzeża Bellsundu i fiordu Van Keulena między lodowcami Recherche i Hessa (Zachodni Spitsbergen)*, Biul.Geol.Univ. Warszawskiego, I, Warszawa, s. 93–103.
- Marsz A., 1983, *Ablacja lodowców spływających do morza, kształtowanie się klifu lodowcowego i bariery lodowej*, Pol. Badania Polarne, 1970–82, Toruń, s. 209–223.
- 1998, *Procesy kształtujące morfologie brzegów współcześnie rozwijających się fjordów (na przykładzie Hornsudu i Zatoki Admiralicji)*, Prace Wydziału Nawigacyjnego Wyższej Szkoły Morskiej, Gdynia, 3, s. 83–140.
- Marszelewski W., 1979, *Ewolucja niecek jeziornych na przykładzie Jeziora Dolnego w strefie marginalnej lodowca Elizy na Spitsbergenie*, Mat. VI Symp. Polar., U. Ł., Łódź, s. 50–51.
- 1987, *Wybrane zagadnienia hydrograficzne przedpola lodowca Elizy (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XX, 66, Toruń, s. 107–125.
- Marszelewski W., Marciniak K., Podgórski Z., 1987, *Spływ wód w obrębie wybranych lodowców regionu Kaffiøyra (NW Spitsbergen) w sezonie letnim*, XIV Sympozjum Polarne, s. 133–139
- Meier M.F., Post A., 1969, *What are glacier surges?* Canadian Journ. of Earth Sciences, 6, 4, Ottawa, s. 807–817.
- Mellor M., 1957, *Glacier observations in north–west Spitsbergen*, Journ. Glaciol., 3, 21, s. 61–66.
- Merta T., 1989, *Sedimentation of fluted moraine in forefields of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Research. 10, 1, s. 3–29.



- Merta T., Ozimkowski W., Osuch D., 1990, *Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrammetric data*, Wypr. Geogr. Na Spitsbergen, UMCS, Lublin, s. 51–58.
- Michalska Z., 1961, *Wyniki badań geomorfologicznych i geologicznych w strefie czołowej lodowca Pencka na południowych wybrzeżach fiordu Van Keulen*, Biul. Geol. Univ. Warszawskiego, I, Warszawa, s. 78–86.
- Misztal St., Wach J., 1987, *Prędkość przesuwania się lodowca Werenskiølda w okresie zimowym*, Mat. XIV Sympoz. Polar., Lublin, s. 166–167.
- Musiał A., 1981, *Badania geomorfologiczne w NW części Ziemi Nordenskiöld (Spitsbergen Zachodni)*, Materiały studenckiej sesji polarnej KNSG UW, WGiSR, s. 19–30.
- 1985, *Traces of glaciations in the northwestern part of Nordenskiöld Land (Western Spitsbergen)*, Pol. Polar Research, 4, s. 497–513.
- 1994, *Fridtjovbreen sediments and forms (West Spitsbergen)*, XXI Symp. Pol. Warszawa, s. 149–157.
- Musiał A., Drecki J., Horodyski B., Kossobudzki K., 1991, *Quaternary sediments of the southwestern Nordenskiöld Land, West Spitsbergen*, Pol. Polar Res., 12, 2, s. 137–147.
- Musiał A., Drecki J., Horodyski B., Kossobudzki K., Lacika J., 1990, *Geomorphological map of Nordenskiöld Land, 1:75 000*, WGiSR UW.
- Niedźwiedź T., 1997, *Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951–1995)*, Problemy Klimatologii Polarnej, 7, Gdynia, s. 9–17.
- 1997b, *Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza*, Problemy Klimatologii Polarnej, 7, Gdynia, s. 19–39.
- Niewiarowski W., 1982, *Morphology of the forefield of the Aavatsmark Glacier (Oscar II Land, North–West Spitsbergen) and phases of its formation*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, UMK Toruń, s. 15–43.
- Niewiarowski W., Kitajgrodzki J., 1982, *Grain size composition and abrasion of cobbles in esker and kame deposits occurring in the southern part of the Aavatsmarkbreen (Oscar II Land, North–Western Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, 16, UMK Toruń, s. 45–62.
- Niewiarowski W., Pazdur M. F., Sinkiewicz M., 1993, *Glacial and marine episodes in Kaffiøya, North–Western Spitsbergen, during the Weichselian (Vistulian) and the Holocene*, Pol. Polar Research, 14, 3, Warszawa, s. 21–34.
- Niewiarowski W., Sinkiewicz M., 1987, *Przydatność zdjęć lotniczych do rozpoznania pagórków mrozowych na przykładzie Kaffiøry, NW Spitsbergen*, [w:] *Fotointerpretacja w badaniach polarnych*, UMK, Toruń, s. 27–39.
- 1988, *Frost mounds in Kaffiøya, NW Spitsbergen, and their origin*, V International Conference on Permafrost, Proceedings, 1, Trondheim, Norway, s. 824–829.
- Niewiarowski W., Wójcik G., 1983, *Obszary i główne kierunki badań polarnych pracowników UMK w latach 1970–1982*, [w:] *Polskie badania polarne 1970–1982*, Mat. X Symp. Polar., UMK, Toruń, s. 92–100.

- Nixon W.A., Dowdeswell J.A., Cooper A.P.R., Drewry D.J., Watts L.G., Liestøl O., Smith R.A., 1985, *Application and limitations of finite element modeling to glaciers: a case study*, Journ. Geophys. Research, 90, B 13, s. 11, 301–11, 311.
- Oelsner Ch., 1966, *Ergebnisse von Gravimetermessungen im Kingsbay – Gebiet (Westspitzbergen)*, Peterm. Geogr. Mitteil., Gotha, 110, 2, s. 111–116.
- Ohta Y., 1979, *Blue schists from Motalaffella, Western Spitsbergen*, Norsk. Polarinst. Skrifter, 167, s. 171–217.
- Ohta Y., 1985, *Geochemistry of Precambrian basic igneous rocks between St. Jonsforden and Isjorden, central western Spitsbergen, Svalbard*, Pol. Polar Research, 3, s. 49–67.
- Oleksowicz A. S., Luścińska M., Gugnacka-Fiedor W., 1993, *Charakterystyka florystyczna glonów i mszaków gleb tundrowych Kaffiøyry (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen '89*, UMK, Toruń, s. 145–162.
- Olszewski A., 1977a, *Participation of the Institute of Geography and Geographic Students Circle of Nicholas Copernicus University in the Toruń Polar Expedition, Spitsbergen 1975*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 43, UMK Toruń, s. 5–19.
- 1977b, *Geomorphological investigations of the marginal zone of Elise Glacier*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, UMK Toruń, s. 67–74.
- 1981, *Warunki występowania nalozi, ich rozwój i degradacja na Ziemi Oscara II, Spitsbergen*, Czas. Geogr., 52, 4, s. 397–435.
- 1982, *Iceings and their geomorphological significance exemplified from Oscar II Land and Prins Karls Forland, Svalbard*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, s. 91–122.
- Olszewski A., Sendobry K., 1981, *Powstanie i ewolucja sandru marginalnego na przedpolu lodowca Elizy*, Mat. VIII Symp. Polar., 1, Sosnowiec, s. 155–162.
- 1982, *Lito- i morfogeneza fluwioglacjalna w sterfie marginalnej lodowca Elizy na Ziemi Oskara II (Spitsbergen)*, Geographia, Studia et dissertationes, 6, US, Katowice, s. 65–113.
- Olszewski A., Wójcik G., 1980, *Druza Toruńska Wyprawa Polarna, Spitsbergen*, Czas. Geogr., 51, 4, s. 417–431.
- Orvin A., K., 1940, *Outline of the geological history of Spitsbergen*, Skrifter om Svalbard og Ishavet, 78, Oslo, s. 1–57.
- 1958, Supplement I to *The place-names of Svalbard (Dealing with new names 1935–55)*, Skrifter, 112, Norsk Polarinstitut, I Kommissjon hos Universitetsforlaget, s. 1–504.
- Ozimek W., Merta T., 1988, *Sprawozdanie z prac fotogrametrycznych w rejonie Bellsundu, Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS Lublin, 213–214.
- Paterson W.S.B., 1984, *Fizika ledników*, Moskwa, MIR, tłum., red. W.M. Kotlajakowa.
- Pawłowski B., 1996, *Rozwój sieci potoków supraglacjalnych na lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen) latem 1996*, *Dynamika środowiska polarnego*, Streszczenia referatów i komunikatów sesji polarnej, UMCS, Lublin, s. 29–31.



- 1997a, *Development of the supraglacial stream system on Waldemar Glacier (NW Spitsbergen), 1996 summer, Dynamics of polar environment*, Polar Session (Spitsbergen Geographical Expeditions), UMCS, Lublin, s. 143–146.
- 1997b, *Powierzchniowy drenaż lodowca Waldemara latem 1997 „Rzeźba, współczesne procesy...”*, Streszczenia referatów i komunikatów Sesji Polarnej, UMCS, Lublin, s. 60–63.
- 1998, *Supraglacialna sieć drenażu lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) latem 1977*, Relief Quaternary Paleogeography, Polar Session II, IV Conference of Polish Geomorphologist, UMCS, Lublin, s. 131–136.
- Pękala K., 1987a, *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*, XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 84–87.
- 1987b, *Wyprawy geograficzne Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergen w latach 1986–1988*, XIV Sympozjum Polarne, Lublin, 272–273.
- Pietrucień C., 1977, *Hydrological investigations of morain lakes in the forefield of Aavatsmark Glacier*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 43, Toruń, s. 127–144.
- 1983, *Influence of ablation of the Aavatsmark Glacier on thermic and salinity conditions in the Hornbaek Bay in summers 1975 and 1977*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVIII, 56, Toruń, s. 147–158.
- Pietrucień C., Majewicz A., 1977, *Development of thermal and salinity conditions in Hornbaek Bay under the effects of ablation on Aavatsmark Glacier*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 43, Toruń, s. 145–173.
- Pietrucień C., Skowron R., 1987, *Morfometria i batymetria jezior morenowych na południowym przedpolu lodowca Aavatsmarka*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XX, 66, Toruń, s. 83–105.
- 1987, *Wpływ zjawisk wodnych na głębokość rozmarzania gruntu na Ziemi Oscara II (NW Spitsbergen)*, [w:] *Aktualne problemy badawcze w Arktyce i Antarktyce*, Mat. XIV Symp. Polar., Lublin, s. 119–127.
- 1988, *Influence of water phenomena on depth of soil thawing in Oscar II Land, northwestern Spitsbergen*, V International Conference on Permafrost, Proceedings volume 1, Trondheim, Norway.
- 1991, *Acting of shallow tundra lakes on thickness of active layer in Oscar II Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 12, (2), s. 203–213.
- Pietrucień C., Skowron R., Lankauf K. R., 1987, *Zmiany sieci hydrograficznej wywołane procesami regresji lodowca Elizy w świetle zdjęć lotniczych i prac geodezyjnych*, Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK Toruń, s. 73–85.
- Pietrucień C., Skowron R., Szczepanik W., 1989, *Badania koncentracji zawiesiny w rzekach Kaffiøyry (NW Spitsbergen)*, [w:] *Dorobek i perspektywy polskich badań polarnych*, Mat. XVI Symp. Polar., UMK, Toruń, s. 196–200.
- Pietrucień C., Szczepanik W., 1982, *Studies on the concentration of suspended material in the rivers of Kaffiøyra (NW Spitsbergen) in summer 1977*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, Toruń, s. 185–202.

- Pillewizer W., 1939, *Die kartographischen und gletscherkundlichen Ergebnisse der deutschen Spitzbergen Expedition 1938*, Ergänzungsheft, 238, Peterm. Geogr. Mitteil., Gotha, s. 1–46.
- 1939, *Der Gänsgletscher im Hornsund, Sudspitzbergen 1:25 000*, Ergänzungsheft, 238, Peterm. Geogr. Mitt., Gotha.
- 1967, *Zur Karte des Kongsvegen – Kronebre 1:50 000*, Westspitzbergen, Peterm. Geogr. Mitt., Gotha, 111, 2, s. 153–157.
- Plichta W., 1993, *Gleby Kaffiøyry, Spitsbergen, Szkic monograficzny*, UMK, Toruń, 60 ss.
- Plichta W., Luścińska M., 1988, *Blue-green algae and their influence on development of tundra soils in Kaffiøya, Oscar II Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 9, 4, s. 475–484.
- Preisner Z., 1983, *Morphology of lateral morains of the glaciers in the western part of the Oscar II Land (NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVIII, 53, s. 45–62.
- 1986, *Mapa geomorfologiczna regionu fiordu St. Jons (Spitsbergen)*, Skala 1:25 000, rękopis w Inst. Geogr. UMK, Toruń.
- 1989, *Zróżnicowanie procesu deglacjacji oraz zmiany w zlodowaceniu regionu St. Jonsfjorden (Spitsbergen) w okresie od maksymalnego jego rozwoju w Małej Epoce Lodowej do lat siedemdziesiątych XX w.*, Maszynopis pracy doktorskiej wykonanej w Zakł. Geomorf. i Paleogeogr. Czwart. Inst. Geogr. UMK, Toruń.
- Przybylak R., 1996, *Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie obserwacji instrumentalnych w Arktyce*, Toruń, s. 1–280.
- Przybylak R., Marciniak K., 1992, *Opady a cyrkulacja atmosferyczna na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu w okresie 1979–1985*, [w:] *Problemy klimatologii polarnej*, 2, Mat. II Semin. Meteorol. i Klimatol. Polar., Gdynia, s. 85–95.
- Pulina M., 1975, *Intensywność niektórych współczesnych procesów geomorfologicznych na SW Spitsbergenie, na podstawie badań z lat 1972 i 197.*, Mat. z Symp. Spitsbergeńskiego, Wrocław 1971, s. 31–34.
- 1986, *Problematyka geomorfologiczna i hydroglaciologiczna polskich wypraw na Spitsbergen w latach 1979 i 1980*, Czas. Geogr., 3, 57, s. 367–391.
- 1992, *Werenskioldbreen (some results of glaciological research). Field workshop on Glaciological Research in Svalbard*, Materiały. Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec V–43– v/52.
- Reder J., 1991, *Contemporary recession of the glaciers in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen)*, Wyprawy geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, s. 37–43.
- 1993, *Contemporary deglaciation of the Rechere and Renard Glaciers in the Bellsund region (Western Spitsbergen)*, XX Polar Symposium, Lublin, s. 421–427.
- 1996, *Evolution of marginal zones during continued glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Research, 17, 1–2, s. 61–84.
- 1997, *Zjawiska typu surge na lodowcach południowego Bellsundu i ich skutki morfologiczne*, Mat. Sesji Polarnej, Lublin, XXX.



- Repelewska-Pękalowa J., Pękala K., 1997, *Ten years of the Polar Expeditions of Maria Curie-Skłodowska University in Lublin*, Information and Bibliography, Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, s. 9–33.
- Rototajev K.P., Chodakov W.G., Krenke A.N., 1983, *Issledowanije pulsiruju-scego lednika Kolka*, Wyd. Nauka, Moskwa, s. 1–167.
- Różycki S. Z., 1936, *Wyprawa na Spitsbergen w 1934 roku*, Przegl. Geogr., XV, s. 119–137.
- 1959, *Budowa geologiczna północno-zachodniej części Ziemi Torella (Spitsbergen)*, Studia Geolog. Polonica, II, s. 1–196 (w tym: mapa geologiczna 1:50 000).
- Saliszczew K.A., 1973, *Kartograficzna metoda badań w geografii*, Przegl. Zagr. Lit. Geogr., Warszawa, 3/4, s. 10–39.
- Salvigsen O., Elgersma A., Hjort Ch., Lagerlund E., Liestfl O., Svensson N.F., 1990, *Glacial history and shoreline displacement on Erdmannflya and Bohemanflya, Spitsbergen, Svalbard*, Pol. Polar Research, 8, s. 261–273.
- Sawicki L., 1938, *Polska Ekspedycja Glacjologiczna na Spitsbergen w roku 1938*, Przegl. Geogr., XVIII, s. 209–211,
- 1956, *Na Spitsbergen – polska wyprawa glacjologiczna w 1938 r.*, Życie Warszawy, 1956, 132, 138, 144.
- 1959, *Polska Wyprawa Glacjologiczna w 1938 roku na Spitsbergen*, Acta Geophysica Polonica, s. 405–418.
- Schöner M., Schöner W., 1996, *Photogrammetrische und glaciologische Untersuchungen am Gasbre (Ergebnisse der Spitzbergenexpedition 1991)*, Geowissenschaftliche Mitteilungen, 42, ss. 118 + mapa.
- Schytt W., 1964, *Scientific results of the Swedish Glaciological Expedition to Nardauslandet, Spitsbergen, 1957–1958*, Geografiska Annaler, XLVI, 3, s. 243–281.
- Sendobry K., 1977, *Morphology and structure of outwash plains in the forefield of Elise and Irene Glaciers on Oscar II Land, West Spitsbergen*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 1977, Toruń, s. 75–95.
- 1982, *Geomorfologiczna działalność wód płynących na równinie Kaffiøyra (Spitsbergen)*, Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977–1980, 1, Katowice, s. 109–117.
- Sendobry K., Marszelewski W., 1982, *The genesis and evolution of lake basins on the example of the Lower Lake in the marginal zone of the Elise Glacier*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia XVI, s. 79–90, Toruń.
- Sendobry K., Sinkiewicz M., 1983, *Próba wykorzystania zdjęć lotniczych do sporządzenia mapy geomorfologicznej okolic lodowca Dahla*, Fotointerpretacja w geografii, VI, 16, Katowice, s. 34–42.
- Sinkiewicz M., 1982, *Transformations of moraine forms under slope processes exemplified some morains of Kaffiøyra (NW Spitsbergen)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, Toruń, s. 123–149.
- Sinkiewicz M., Lankauf K.R., 1986, *Geosystemy Kaffiøry w świetle interpretacji zdjęć lotniczych*, Streszcz. referatu, Mat. XII Ogólnop. Konf. Fotointerpr., U.J., Kraków, s. 1.

- Sinkiewicz M., Plichta W., 1987, *Możliwość wykorzystania zdjęć lotniczych w kartowaniu gleb arktycznych na przykładzie pokrywy glebowej Kaffiøry – NW Spitsbergen*, Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK, Toruń, s. 46–52.
- Sinkiewicz M., Szczepanik W., 1987, *Przydatność panchromatycznych zdjęć lotniczych w kartowaniu jezior tundrowych Kaffiøry (NW Spitsbergen)*, Fotointerpretacja w badaniach polarnych, UMK, Toruń, s. 86–97.
- Skowron R., 1995, *Dynamika temperatury wody i zasobów ciepła w meromiktycznym jeziorze strefy polarnej (NW Spitsbergen) w okresie lata polarnego*, Mat. XXII Symp. Polar., Zamek Książ, s. 69–83.
- Smoleński W., 1981, *Ogólna charakterystyka lodowca Linneusza*, Mat. studenckiej sesji polarnej KNSG UW, WGiSR, s. 41–54.
- Sobota I., 1996, *Wstępna charakterystyka odpływu z lodowca Waldemara (Kaffiøra, NW Spitsbergen)*, [w:] *Dynamika środowiska polarnego*, Streszcz. Refer. i kom. sesji polarnej, UMCS, Lublin, s. 38–41.
- 1997, *Preliminary characteristics of outflow from the Waldemar Glacier (Kaffiøry, NW Spitsbergen) in the 1996 summer*, [w:] *Dynamics of polar environment (Wyprawy geograficzne na Spitsbergen)*, UMCS, Lublin, s. 157–162.
- 1998, *Ablacja i odpływ z Lodowca Waldemara w sezonie letnim 1997*, Relief Quaternary Paleogeography... Polar Session II, IV Conference of Polish Geomorphologist, UMCS, Lublin, s. 149–168.
- 1999, *Ablation of the Waldemar Glacier in the summer seasons of 1996, 1997 and 1998*, [w:] *Polish Polar Studies, 26th International Polar Symposium*, Lublin, s. 257–274.
- Solheim A., 1986, *Submarine evidence of glaciers surges*, Pol. Polar Research, s. 91–95.
- Szczepanik W., 1977, *Selected problems in the hydrography of the catchment basin of the Waldemar River (West Spitsbergen, Oscar II Land)*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 43, Toruń, s. 113–126.
- 1989, *Wpływ warunków środowiska geograficznego na występowanie wód powierzchniowych sterasowanej równiny tundrowej (na przykładzie Kaffiøry, Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen)*, [w:] *Dorobek i perspektywy polskich badań polarnych*, Mat. XVI Symp. Polar., UMK, Toruń, s. 201–203.
- 1993, *Reżim wybranych rzek Kaffiøry (Ziemia Oskara II, NW Spitsbergen) w okresie lata polarnego*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XXIV, 82, Toruń, s. 55–146.
- Szczepanik W., Marciniak K., 1989, *Wpływ ekstremalnych warunków pogodowych na zjawiska hydrologiczne na przykładzie wybranych rzek z regionu Kaffiøry (NW Spitsbergen)*, [w:] *Dorobek i perspektywy polskich badań polarnych*, Mat. XVI Symp. Polar., UMK, Toruń, s. 185–188.
- Szczęsny R., 1991, *Quaternary landforms and deposits in southern Spitsbergen on the ground of photointerpretation*, Pol. Polar Research, 12, 3, s. 289–343.
- Szczęsny R., Dzierżek J., Harasimiuk M., Nitychoruk J., Pękala K., Repelewska-Pękłowa J., 1989, *Photogeological Map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen) 1:10 000*, Wyd. Geol., Warszawa.



- Szupryczyński J., 1960, *The marginal zone of Gås Glacier–Southern Spitsbergen*, Bull.Acad. Sc., Ser. sc. geol. et geogr., 8, 4, s. 313–319.
- 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, 39, PWN, Warszawa, s. 1–163.
- 1963a, *Formen und Entstehungstypen der Eisrandlagezone von Südspitzbergen*, Report of the VIth International Congress on Quaternary, III, Łódź, s. 491–500.
- 1968, *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*, Prace Geogr. IG PAN, 71, PWN, Warszawa, s. 1–128 + mapa.
- 1975, *Eksploracje Naukowe Spitsbergenu*, [w:] *Z dziejów nauki polskiej*, Tow. Nauk. W Toruniu, Księga pamiątkowa TNT 1875–1975, s. 229–246.
- 1977a, *Toruńska wyprawa na Spitsbergen w 1975 r.*, Mat. Symp. Polar., PAN, Wrocław, s. 72–76.
- 1977b, *Toruńska wyprawa na Spitsbergen*, Przegl. Geogr., 49, 3, Warszawa, s. 535–541.
- 1983, *Some problems of the Quaternary on Spitsbergen*, [w:] *Studies in Quaternary Geomorphology*, Geo Books, Cambridge, s. 149–156.
- Troicki L. S., Zinger E. M., Korjakin V.S., Markin V. A., Michajlow V.I., 1975, *Oledenienije Spitsbergena (Svalbarda)*, Nauka, Moskwa, s. 1–276.
- Vivian R., 1964, *Petits glaciers de haute latitude (Spitsberg, 79° de latitude nord)*, Revue de Geogr. Alpine, L'Inst. De Geogr. Alpine, Université de Grenoble, LII, s. 513–531,
- Voigt U., 1965, *Die Bewegung der Gletscherzunge des Kongsvegen (Kingsbay, Westspitzbergen)*, Peterm. geogr. Mitteil., Gotha, 109, 1, s. 1–8.
- 1966a, *Die Arbeiten der Überwinterungsgruppe der Deutschen Spitzbergen – Expedition 1964/65*, Peterm. Geogr. Mitteil., Gotha, 110, 1, s. 43.
- 1966 b, *Eisdickenbestimmung durch Lotungen vor der Gletscherfront des Kongsvegen (Westspitzbergen)*, Peterm.Geogr. Mitteil., Gotha, 110, 4. s. 284–285.
- Wach J., 1981, *Współczesne procesy deglacjacji w strefie marginalnej lodowca Antonia (Spitsbergen)*, Geographia, Studia et Dissertationes, 5, Univ. Śląski, Katowice, s. 29–42.
- Weckwerth P, Jaworski T., 2000, *Morfologia i rozwój współczesnej strefy marginalnej lodowca Waldemara (NW Spitsbergen) wykształconej w czasie jego recesji w latach 1977–1998*, Acta Univ.N.Copernici, Geografia, XXX, Toruń, s. 37–55.
- Wójcik A., Ziaja W., 1993, *Relief and Quaternary of the southern Sørkapp Land, Spitsbergen*, Pol. Polar Res., 14, 3, s. 293–308.
- Wójcik Cz., 1981, *Geological observations in the eastern part of the Forlandsundet Graben between Dahlbreen and Engelsbukta, Spitsbergen*, Stud.Geol. Polonica, LXXIII, Warszawa, s. 25–35.
- Wójcik G., 1982, *Toruń Polar Expeditions to Spitsbergen in 1977 and 1978*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XVI, 51, Toruń, s. 5–14.
- Wójcik G., Marciniak K., (red), 1997, *Obserwacje meteorologiczne na Ziemi Oskara II (Spitsbergen) i w oazie Bungera (Antarktyda). (Sezony letnie: 1975, 1977, 1978, 1979, 1980, 1982, 1985, 1989)*, UMK, Toruń .

- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., 1983, *Wilgotność powietrza w sezonie letnim na nizinie nadmorskiej Kaffiøry i lodowcu Waldemara (NW Spitsbergen)*, [w:] *Polskie Badania Polarne 1970–1982*, Mat. X Symp. Polar., UMK, Toruń, s. 87–99.
- 1991, *Mezoklimatyczne i topoklimatyczne jednostki w regionie Kaffiøry (NW Spitsbergen)*, Acta Univ. Wratislaviensis, 1213, s. 323–342.
- Wójcik G., Marciniak K., Przybylak R., Kejna M., 1992, *Temperatura powietrza i opady a cyrkulacja atmosferyczna w regionie Kaffiøry (NW Spitsbergen) w sezonie letnim w okresie 1975–1989*, [w:] *Problemy klimatologii polarnej*, 2, Mat. II Semin. Meteorol. i Klimat. Polar., Gdynia, s. 96–102.
- 1993, *Mezo- i topoklimaty regionu Kaffiøry (NW Spitsbergen)*, [w:] *Wyniki badań VIII Toruńskiej Wyprawy Polarnej Spitsbergen'89*, UMK, Toruń, s. 83–112.
- Wójcik Z., 1982, *Zarys osiągnięć polskiej wyprawy glaciologicznej na Spitsbergen w 1938 r.*, [w:] *Dzieje polskich, rosyjskich i radzieckich badań polarnych*, Mat. III Symp. Polsko-Radz. z Historii Nauk o Ziemi, PAN, Wrocław, s. 201–227.
- Wronkowski Ł., Olszewski A., 1977, *Relief and deposits of marginal zone of Irene Glacier*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, 43, Toruń, s. 39–66
- Zagórski P., 1998, *Spitsbergen Bibliography: Geomorphology, Glaciology and Quaternary Geology. Wyprawy Geogr. na Spitsbergen*, IV Zjazd Geomorfologów Polskich, Lublin, s. 281–314
- Zagrajski S., Zawadzki A., 1935, *Prace Geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934 (c.d.–VI)*, Wiadom. Służby Topograficznej, IX, s. 49–119.
- Zapolski R., 1977, *Geodetic and Topographic Accomplishments of the „Toruń Polar Expedition, Spitsbergen–1975”*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, Toruń, s. 21–37.
- 1977, *Mapa 1:5000. Strefa marginalna lodowca Elizy*, Acta Univ. N. Copernici, Geografia, XIII, Toruń, s. 21–37.
- Zastawniak E., 1981, *Tertiary plant remains from Kaffiøra and Sarsoyra, Forlandsundet, Spitsbergen*, Stud. Geolog. Polon., LXXIII, s. 37–43.
- Zawadzki A., Zagrajski S., 1936, *Prace Geodezyjne Polskiej Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1934*, Wiadom. Służby Topograficznej, X, s. 83–102 (+ mapa 1:50 000).
- Ziaja W., 1997, *Deglacjacja Sfrkapplandu (Spitsbergen) w XX wieku*, Mat. Konferenc. XXIV Symp. Polarnego, Warszawa, s. 71.
- 1997, *Deglaciation of Sfrkapp Land (Spitsbergen) in the 20th century*, Pol. Polar Studies, 24th Polar Symposium, Warszawa, s. 233–236.
- Zinger E. M., 2000, *K 100–letiu szpicbergenskowo gradusnowo izmjerenja*, Polish Polar Studies, 27th International Polar Symposium, Toruń, s. 351–355.



## THE RETREAT OF THE GLACIERS IN THE KAFFIØYRA REGION (OSCAR II LAND – SPITSBERGEN) IN THE TWENTIETH CENTURY

### Summary

The herein work presents fluctuations of the glaciers in the Kaffiøyra region on Oscar II Land, located in the western part of Spitsbergen. The glaciers of Oscar II Land began to retreat at the turn of the nineteenth and twentieth centuries (1900).

After a period of considerable climate cooling, called the Little Ice Age, which had lasted in Central Europe from more or less sixteenth century up to the turn of the eighteenth and nineteenth centuries, and up to the early twentieth century, there was a distinct climate warming in some parts of the Svalbard. This process resulted in a noticeable retreat of the glaciers. The majority of the glaciers on the Svalbard began to retreat in the period 1880–1915.

This work aims to describe the course of the glacier retreat in the Kaffiøyra region, starting from the maximum advance of the glaciers during the Little Ice Age up to the year 2000. Conducting appropriate field measurements and drawing maps were the most essential conditions for the goal of the work (Attachment no 1–17).

Simultaneously, presenting variability of the selected geometrical elements of the glaciers, such as: the area, length, width, inclination, change in longitudinal and cross profile, as well as presenting maximum extent of the ice-fronts.

Determining the magnitude of the glacier retreat depended upon both the calculation of the glacier thickness decrease and the definition of the ice-front recession rate. The determined rate and tendencies of the glacier retreat were compared to the data deriving from the neighbouring areas. Data concerning these problems from other areas of Spitsbergen were also included in this study.

It is obvious – and the author fully agrees with the fact – that climatic changes, particularly progressive climate warming, constitute a decisive factor in the glacier recession. However, the magnitude of recession is also influenced by orographic relations, the development of glacial valleys, the exposure of a particular glacier, shading by mountain walls, the size of a glacier and the supply area, as well as the degree of morainic material in a glacier cover.

Data for this study had been thoroughly gathered during seven investigation seasons. The initial goal of the author's expeditions involved geomorphologic investigations and topographic measurements, which would serve various scientific purposes. However, the author's interests went towards the investigations into changes in glacier extents. Since his expedition in 1989, this problem has been the major aim of the author's works. Simultaneously, since 1985 measurements to draw a topographic map of the Kaffiøyra plain and glaciers running off towards it, have been conducted (Attachment no 17).

On the grounds of the maps and archival data as well as the results of his own measurements carried out in the years 1977–2000, the author presents problems related to the retreat of glaciers. The maps were subject to detailed studies directed to define the selected elements of the glacier mass. Besides, the author has tried to

present the retreat (or fluctuations of the ice-front in the case of the Aavatsmark glacier) by means of the so-called "extent maps" which seem the best to reveal the spatial magnitude of the recession. In order to show retreat in the form of depression of the glacier surface, longitudinal and cross profiles of the glaciers, taken in different years, were illustrated.

Overview of cartographic materials from Spitsbergen with regard to their usefulness for the investigations into the fluctuations of glaciers.

This chapter discusses the history of cartographic recognition of Spitsbergen, with particular reference to the area of Oscar II Land. The possibilities to use aerial photographs, thematic maps, particularly geologic and geomorphologic in relation to glacier fluctuations, were discussed. The examples of the so-called extent maps of the ice-fronts and tables were included to demonstrate the fluctuations of the glaciers.

The following aspects are of the most significant importance to Oscar II Land, and the Kaffiøyra region in particular:

- Isachsen's map of 1909, scale 1: 200 000, where all the glaciers of this area were demonstrated for the first time – Fig. 2;
- Norsk Polarinstitut map, scale 1: 100 000, depicting the state of glaciers in 1936 (published in the 1950s) – Fig. 3;
- The results of investigations carried out by the Polish Glaciological Expedition in 1938, and the works by Prof. Mieczysław Klimaszewski in particular;
- The works of the I Toruń Polar Expedition conducted under the supervision of Prof. Jan Szupryczyński in 1975, mainly geodetic measurements by mgr inż. R. Zapolski;
- Norwegian aerial photographs of 1966, 1969 and 1990, as well as tables based upon these photographs or the maps mentioned beforehand;
- The investigation results obtained by the participants of the nineteen Toruń Polar Expeditions, field measurements performed by the author of the herein work dating from 1977–2000.

### Investigation area

Oscar II Land covers the area of Spitsbergen which stretches from  $\varphi = 78^{\circ} 10' N$  to  $78^{\circ} 50' N$ , and  $\lambda = 11^{\circ} 40' E$  to  $14^{\circ} 30' E$ . It is the area located to the north of Isfjord and to the east of the Forland Strait.

The described area covers 2582 km<sup>2</sup>, out of which approximately 1600 km<sup>2</sup> is overlain with glaciers. The Kaffiøyra region is considered by the author to be the land of approximately 310 km<sup>2</sup>, situated between  $\varphi - 78^{\circ} 33' N$  to  $\varphi - 78^{\circ} 44' N$  and  $\lambda - 11^{\circ} 43' E$  to  $\lambda - 12^{\circ} 13' E$ . This area comprises: the Aavatsmark Glacier (75 km<sup>2</sup>), the Dahl Glacier, which together with the area of the Løvenskioldfonna, covers 132 km<sup>2</sup>. Mountain ranges, valley glaciers and their marginal zones as well as the Kaffiøyra plain cover approximately 103 km<sup>2</sup> (out of which glaciers take 27.7 km<sup>2</sup>).



### **Remarks on the climate of the Kaffiøyra region**

The Svalbard Archipelago is located at the gate to the Arctic Basin. It is not enclosed with huge land areas from this side only. This facilitates free flow of diverse air-masses. Very characteristic and big changeability in weather conditions in the Svalbard depends upon both diversity of pushing air-masses and influence of the sea currents on sea and coast temperatures. The warm Western Spitsbergen current, a branch of the Gulf Current, plays an important role in the climate of the western coasts of Spitsbergen. Thanks to this, the Svalbard climate is considerably milder than geographical position would indicate.

Local climatic conditions are very diversified over such a small area. Orography has a significant impact on local flow of air-masses.

The Forland Strait and the Kaffiøyra, located to the east of it, make up a thirty-kilometre wide channel set between mountain ridges which amount to 1000 m a.s.l. Meridian circulation is, therefore, dominant. Air-masses flow either from the south or north, regardless barometric centre system.

### **Remarks on the geological structure of the Kaffiøyra region**

The occurrence of geological formations in the relief of this part of Spitsbergen is strictly related to the run of tectonic faults which are of the SSE – NNW orientation in this region. Precambrian rocks of Hecla Hoek formation prevail in the Kaffiøyra region. They make up „sharp mountains” – so characteristic of the western parts of the Svalbard. These rocks are heavily metamorphosed clayey shales, quartzites, sandstones, phyllites, and marbles, etc. The tectonic fault, the Forlandsundet, is a tectonic and morphologic axis of the region. It separates lithologically homogeneous mountains of Oscar II Land and Prins Karls Land which also date from the same time. The fault is a depression developed in the early Tertiary. It is partially filled with marine and land sediments of the Palaeogene. The Tertiary deposits provide the substratum for seaboard plains of the Kaffiøyra, Sarsoyra, and others. They are mostly thick-clastic conglomerates, sandstones, and shales. Above those deposits, there is a thin layer of the Quaternary deposits, particularly late-Weichselian. The Holocene deposits primarily comprise sea deposits (beach, lagoon) forming on the fast evolving Tertiary (or sometimes older) substratum in the period of the Holocene. Today these deposits make up terraced plains. The other group of the Holocene deposits combines glacial and glaciofluvial deposits of the eighteenth- and nineteenth-century glaciation.

### **Relief of Oscar II Land and the Kaffiøyra region**

Glaciers are the most dominant elements in the relief of Oscar II Land. They cover approximately 70% of this area that is nearly 1600 km<sup>2</sup>. The Løvenskiold plateau is the glaciation centre of Oscar II Land.

Oscar II Land combines 51 glaciers of 1 km<sup>2</sup> area, and over ten minor. The glaciers were listed in the Table 2, eight highlighted of them can be found in the Kaffiøyra region. The other element in the relief of Oscar II Land comprises mountain ranges and massifs. They cover over 440 km<sup>2</sup> (approximately 19% of the area).

Their course is related to major tectonic lines. From the major ranges of the SSE–NNW orientation, minor mountain massifs run from the NE towards the SW. The ridges of the mountain ranges are very narrow, upper fault parts are covered with a thick coat of crevassed and weathered rocks. In the lower parts talus cones are dominant.

The morphologic axis of the Kaffiøyra region is seen in a series of ranges and mountain peaks of Jacobsensfjell – Askerfjellet – Prins Heinrichfjella running concordantly with the old (and restored in the Tertiary) tectonic faults. The transverse ridges go towards the SW from the main ridge. The western slopes of these ridges terminate suddenly as they approach the line of the Tertiary fault, „the Forlandsundet rift–valley”, as well as minor parallel crevasses. The border with the older formations (Hecla Hoek) and younger – the Tertiary is very distinct (Fig. 12, 14).

Between the above–mentioned transverse ridges, there are six glaciers running down the valleys towards the SW. These glaciers are: Waldemar, Irene, Elise, Eivind, Andreas, and Olivier. There are glacio–morainic ramparts on the forelands of all the glaciers. The end moraines of the Aavatsmark and Dahl glaciers are deposited at the bottom of the bays towards which these glaciers run down. The land outer ramparts originating from the maximum glaciation in the Little Ice Age are the highest. Undoubtedly, this results from a long glacier stoppage on the maximum extent line. At the base of the glacio–morainic ramparts, there are depressions, and sometimes other ramparts marking another phase of a longer stoppage or inversely, an advance. Then these are the ramparts of thrust moraines (for instance in the moraine zone of either the Aavatsmark glacier or Elise glacier). The depression zones at the back of the outer ramparts are predominantly composed of moraine or outwash deposits. The glacio–morainic ramparts of lateral moraines run along mountain walls of the valleys.

The seaboard plains, mainly terraced, constitute the third essential element in the relief of Oscar II Land. They cover the area of approx. 280 km<sup>2</sup> (12% of Oscar II Land). The Kaffiøyra is one of those plains. It formed at the time of Spitsbergen elevation at the turn of the late glacial and the Holocene. The seaboard plains are composed of the Tertiary, or occasionally older, deposits in the substratum. They are overlain with the Holocene seaboard clayey sandy and gravely–sandy deposits.

### Fluctuations of Calving Glaciers

In the Kaffiøyra region there are two large glaciers of the Spitsbergen type. They run down from the Løvenskiold plateau towards the sea bays in the Forland Strait. The fronts of these glaciers partially remain on the land, however the major ice–mass runs down into the sea creating high ice–cliffs. These are the Aavatsmark glacier in the north and the Dahl glacier in the south.

On the grounds of Isachsen's map of 1909 and the results of own measurements, the Aavatsmark glacier is thought to have covered 96–100 km<sup>2</sup>, and the Dahl glacier approx. 150 km<sup>2</sup> at the time of the maximum glaciation (the 18th and 19th centuries). In 1909 the two glaciers were in recession, which took 7% of the Aavatsmark glacier area, and 2.5% of the Dahl area.



After 27 years, in 1936, the area decrement amounted respectively to 11 and 9%. The next data for the entire area of these glaciers date from 1980. Since the beginning of recession, the area decrement has amounted to 16% for the Aavatsmark glacier and 11% for the Dahl glacier. After the investigations and observations of 1995/96 the author estimates the areas of these glaciers at 75 and 132 km<sup>2</sup> (thus, their areas decreased by 22 and 12%) – Tab. 4, 6.

### Recession in the frontal parts

There is a versatile cartographic documentation on many glaciers of the Svalbard. It concerns their frontal parts, particularly cliff sections terminating in the sea. In order to calculate the glacier recession in the frontal parts, where the recession is simultaneously considerably bigger than in the lateral and névé zones of the glacier, the so-called "frontal areas" were assumed. They comprised the areas close to the glacier front, and of artificially determined borders. The scales of recession in the frontal part and the ice cliff recession were presented in the tables and figures – Tab. 3, 5; Fig. 16, 18.

The front of the Aavatsmark glacier retreated from the max. by approx. 2400 m, and the frontal part decreased by over 70%. This relatively small recession of the glacier front may be explained by at least three not big transgressions (advances). The front of the Dahl glacier retreated by 4 600 m, and the frontal part declined by 83%. So far no traces of this glacier advances have been recorded.

The comparison of the two glaciers surrounding the Kaffiøyra region makes it possible to state that despite its seasonal advances, the Aavatsmark glacier has lost 10% more area than the Dahl glacier. Up to 1936 the Dahl glacier appeared to retreat more (0,26%/year), while the Aavatsmark glacier 0,18%/year). Since 1936 the Dahl glacier recession has been considerably smaller than before, and clearly lesser (0,03%/year, and 0,11%/year respectively). In the last fifteen years the retreat rates of the two glaciers have noticeably increased, yet the percentage rate of the Aavatsmark glacier recession (0,49%/year) is still five times bigger than the Dahl (0,10%/year). The size of the glaciers and their area decrements at the turn of the twentieth century were illustrated in Fig. 20. The major cause for differences in the recession scale of the two glaciers lies in a considerably bigger accumulation basin (névé) of the Dahl glacier. This results in a more regular and larger ice-mass increment, and then its transport towards the front, seasonally balancing the recession. The névé of the Aavatsmark glacier is not only smaller but it also receives slightly less precipitation. It is more exposed to the west, and therefore, to the flow of warm air-masses. The Aavatsmark glacier is of the SW exposure, which must also have an influence upon its ablation scale.

The ice-cliff of the Dahl glacier retreated by over 4.5 km, and the ice-cliff of the Aavatsmark glacier only by approx. 2.5 km. Despite generally smaller area recession, the Dahl glacier front retreated considerably faster than the Aavatsmark glacier front up to 1966. However, it must be remembered that the Aavatsmark glacier advanced at least three times during that time. A considerably big retreat of the ice-cliff of the Aavatsmark glacier after 1986 is worth remarking. This intensive retreat occurred after an earlier advance in the years 1983–1985 (Fig. 17).

In the subchapter 5.4 data concerning fluctuations of the glaciers in the neighbourhood of the Kaffiøyra region were discussed. The examples of other (selected) Spitsbergen areas were quoted. In the south, Z. Preisner conducted detailed investigations of the St Jonsfjord region. He distinguished and described eight glaciers of the Spitsbergen type which were running down towards this fiord. This area is characterised by differences in the recession intensity and rate related to a versatile exposure of the glaciers. On the other hand, there were also data about two large glaciers located to the north of the Kaffiøyra: Comfortleess and Uversbrenn, which underwent advance phases at the beginning of the twentieth century. The Kongsfjord is another region discussed in this work. The large Kongsbreen– Kongsvegen glacier runs down towards this fiord.

The results of the investigations conducted by German (Pillewizer, Voigt) and Norwegian researchers (Hagen, Liestøl) and others were also examined. The Table 7 lists the Kongsbreen fluctuations in the years 1837–1985 (after Liestøl). In the subsequent part of this subchapter the examples of fluctuations of glaciers in the southern part of Oscar II Land were illustrated (Tab. 8), and then the examples of the glaciers in the central part of Spitsbergen were discussed (the Van Keulensfjord and Bellsund regions). At the end, the examples of the glacier fluctuations in the south of Spitsbergen, particularly in the vicinity of the Hornsund fiord, were described. The data related to the Hans glacier and others were quoted after J. Jania mainly.

A big group of the Svalbard glaciers terminating in the sea can be classified as surging glaciers. This problem was discussed in the successive subchapter of this work (5.5). The theoretical problems of ice movement, glacier movement velocity, cases of a distinctively faster ice movement, or movement exceeding „normal” glacier velocity by 10, or even 100 times. Such a fast glacier movement is usually accompanied by a distinct advance of its front. This phenomenon is referred to as surging. In the above-mentioned chapter current explanations of surging, and morphologic and glaciological features facilitating the recognition of surging, were discussed. Furthermore, surging glaciers of both the Svalbard and Oscar II Land were examined. So far, the Osborne surging glacier in the neighbouring St. Jonsfjord has been sufficiently documented. Some bigger glaciers on Oscar II Land have thrust moraines (which may serve as a proof for such a type of surge). In 1985 the Aavatsmark glacier appeared to have all the features characteristic of a surging glacier. In order to determine glacier movement velocity in the southern margin of the glacier (in the zone considered as dead) four poles were set. They were systematically measured. The obtained results of movement velocity of the surface and lateral (theoretically dead) parts of the glacier from 0.7 to 1.24 m/day (approximately 1 m / day) indicate a fast movement of the glacier, that is a surge. The considerably big advance of the glacier front in the part running down to the sea can prove the surge of the Aavatsmark glacier in the period from 1983 up to 1985/1986 (Tab. 9; Fig. 16, 17).

### **Retreat of the valley's glaciers in the Kaffiøyra region**

The retreat of six glaciers running down through mountain valleys towards the Kaffiøyra region was the most significant problem in the studied area. The marginal zones of these glaciers were the subjects of thorough studies during the nineteen



Polar Expeditions organised by the Nicholas Copernicus University in Toruń. Table 2 illustrates the most essential data on these glaciers.

### **The Waldemar Glacier**

The Waldemar glacier is a small valley glacier of the Alpine type. At present, the glacier is composed of two parts separated by a medial moraine. The main northern part covers the area of 2.23 km<sup>2</sup>. The dying-out area takes 0.45 km<sup>2</sup> of the area. The main part gradually slopes down to 126 m a.s.l. towards the SW. It is convex in the cross profile. The glacier surface is relatively even. There are slight faults visible on shear planes and no bigger cracks. In the front, supraglacial rivers are numerous yet shallow. The southern part of the glacier is concave in the cross profile, and there is a lot of morainic material to be found on the ice surface. In the recent years (after 1990) a big lake emerged in the end (western) area of this glacier part. It flowed down in 2000, though. Detailed investigations into the glacier mass balance have been conducted since 1995 (Attach. 2–6; Fig. 15–29; Tab. 10–12; Phot. 13–19).

In the first period, that is until 1936, or even later, this glacier retreated slightly. There was some area decrement, but the front did not retreat. Between 1909–1936, for 27 years, the Waldemar glacier retreated only by 54 m and lost 0.14 km<sup>2</sup> of its area, that is nearly 4% of its area. However, the front position registered on the aerial photograph of 1966 clearly indicated the glacier retreat (by over 400 m) in the valley axis (at the point of its largest thrust), and considerably smaller retreat in other front parts. Depression of the frontal areas was estimated at 80 m at that time. Since 1966 the glacier has retreated regularly, though there has been a certain rise in the retreat rate the very recent years. It has been noticed in the glacier total area decrement in particular. The retreat of the southern part of the glacier presents another question. It has violently decreased, particularly since 1990. It must have been caused by the loss of ice contact with the main part in the glacier substratum.

At the beginning of the recession, the front retreat rate was estimated at 660 m, that is the glacier lost over 16% of its initial length, and its area declined by approximately 0.9 km<sup>2</sup>, i.e. by 25%. In the years 1995–2000 the recession rate did not undergo any significant changes.

### **The Irene Glacier**

The Irene glacier covers the area of 4.3 km<sup>2</sup>. Its surface is relatively flat and slashed with a system of supraglacial rivers. They sometimes cut into the depth of several meters, which can prove the permanency of surface drainage system. It seems that, contrary to the Waldemar glacier, cold glacier constitutes considerably bigger part of the Irene glacier. Surface outflow dominates over a bigger (practically entire) part of the glacier (Attach. 7–9; Fig. 30–33; Tab. 13–15; Phot. 20–23).

In comparison to the mountain ridges, the Irene glacier progressed farther than the Waldemar glacier in its maximum phase. It also went considerably lower, down to the height of approx. 60 m a.s.l. This lower position of the glacier front must have influenced the course of its recession. In the period 1909–1936 there was recession. It involved both the retreat of the glacier front (by 400 m) and a distinct decrease in its area, that is volume decline over the entire length of the glacier. The retreat

amounted to 0.47 km<sup>2</sup>, i.e. 8.5% of the glacier area. In the successive years, the glacier retreat occurred at a similar pace, without any noticeable violent changes. In the years 1909–1995 the Irene glacier lost 22% of its area in relation to the maximum extent. The glacier tongue retreated (regularly on the entire width) by approximately 1200 m.

### **The Elise Glacier**

The Elise glacier differs from other glaciers of the Kaffiøyra with respect to its size and formation. It is an example of a typical valley glacier. Some time ago it used to be connected with the Løvenskiold plateau. In 1995 the Elise glacier covered 12.19 km<sup>2</sup> (together with the lateral Agnor glacier). It was approx. 7 km long and 1200–1800 m wide. In the period of the present maximum glaciation, the Elise glacier entered the Kaffiøyra with a „wide tongue”. It exarated rock steps which enclosed the valley and transformed higher seaboard terraces at this section of the Kaffiøyra. It must be added that this proves the fact that the glacier reached the Kaffiøyra as early as 2500 years ago. Transgressing in the Little Ice Age, the Elise glacier formed thrust terminal moraines composed of various deposits: sea silts and gravels, land organic deposits and glacial deposits. Advancing, the glacier destroyed or absorbed deposits of the already-mentioned former glaciation of 2500 years ago. In 1909 the Elise glacier had a wide flat front, where there was a wreath of moraines. The longitudinal section of the glacier, prepared on the grounds of the map, reveals its steadily rising surface which proves shading, recession or stagnation stadiums. In the years 1936/38 the glacier front was convex, though retreated by 50–200 m, (by 70 m on average) with respect to 1909. The frontal parts were found to increase in mass, locally by up to 50 m. It means that in the years 1909–1936, apart from certain front recession and depression of the northern parts, there was mass increment, its transference towards the glacier front. The entire area of the glacier, however, declined by 0.82 km<sup>2</sup>, i.e. by almost 5% (Attach. 10–13; Fig. 34–37; Tab. 16–18; Phot. 24–26).

Between 1936 and 1975, the glacier retreated by over 600 m on average, lowered by 60–100 m in the frontal parts, and its area reduced by over 2 km<sup>2</sup> (>13%). The investigations conducted several years later proved that recession was still progressing, and the glacier had decreased by 4.81 km<sup>2</sup>, i.e. by 28.3% from its maximum advance to 1995. The glacier tongue retreated by 1165 m. The glacier volume declined considerably.

### **The Eivind Glacier**

The relatively small Eivind glacier flows down towards the SW, through a 4 km long and 750 m wide valley. The area of the Eivind glacier was estimated at exactly 2 km<sup>2</sup> in 1995. It was 3180 m long and its width reached approximately 250 m at the front, and nearly 500–700 m farther towards the east. Rather small glacial valley and accumulation field caused that the glacier growing in transgression phases was not able to exarate rock steps that occurred in the valley. At the maximum glaciation the rock step was surpassed by the glacier. However, during recession, this step re-emerged from below the ice forming a flat nunatak covered with a thin morainic cover (Attach. 14–16; Fig. 38–41; Tab. 19–21; Phot. 27–30).



The analysis of the 1909 map does not indicate the occurrence of nunatak at the glacier front. It is visible, however, on the map of 1936. The Eivind glacier formed two tongues in the 1930s. They surrounded a rock bar. The southern tongue went down considerably lower (up to 55 m a.s.l.). The glacier retreated in its longitudinal axis, which was related to the emergence of the upper parts of Barbergknatten, and presumably the separation of certain parts of the glacier from the ice-supply. This must have accelerated the recession. In the years 1909–1936, the glacier declined by 19%, and in the period 1936–1969, the recession amounted to 0.57 km<sup>2</sup>, that is 17,33%.

Since the beginning of the glacier area declined by 2.07 km<sup>2</sup>, i.e. by 51%, and the front retreat was estimated at 1120 m. The biggest retreat occurred in the first periods when the relatively thin tongues surrounding the rock bar were melting down. Since 1985, when the glacier tongues retreated higher, the glacier recession rate has not differed from the other glaciers in the Kaffiøyra.

### **The Andreas Glacier**

The Andreas glacier covers the area of 5.80 km<sup>2</sup> (1995). The glacier is 4380 m long and its width reaches nearly 800 m at the front, and approx. 1.5 km farther towards the east (Attach. 15–16; Fig. 42–45; Tab. 22–24; Phot. 31–32).

The Andreas glacier was illustrated on Isachsen's map of 1909 as a glacier with a convex front. In 1909 it was in the „stoppage” stadium, and its front rose high over a massive ice-moraine rampart. This rampart developed on the seaboard terraces of 30 m and 40 m height a.s.l. The first stage of deglaciation (recession) involved depression of the glacier surface exclusively. Still in the years 1936–38, despite the recession of the front of the „active” glacier and the depression of its surface (relatively small in the frontal areas), the glacier front remained quite high. The glacier retreated considerably as late as in the 1960s, and intensified in the years 1975–1995.

In the period 1909–1995, the Andreas glacier lost nearly 26% of its initial area, and the glacier tongue retreated by approx. 800 m. The glacier recession in the sense of the front retreat, began slightly later than in the other glaciers of the Kaffiøyra region. From 1969 to 2000 the recession occurred with irregular intensity, and in versatile ways. Yet, the glacier has been shrinking and depressing systematically.

### **The Olivier Glacier**

The Olivier glacier merely covered the area of 1.9 km<sup>2</sup> in 1995 (0.94 km<sup>2</sup> in 2000). The glacier runs down through the valley of slightly over 2 km length and 850 m width. The glacier is 1700 m long, and its width ranges between several and 100 m at the front. It widens up to 500–700m farther to the east. The Olivier glacier has one névé in the shape of a deep cirque where a rocky nunatak – Oliverknapp – can be found. The Olivier glacier front remains at the height of approx. 110 m a.s.l. At the maximum phase it covered the area of 2.41 km<sup>2</sup> (Attach. 15–16; Fig. 46–49; Tab. 25–27; Phot. 33–34).

Up to 1936/38 the recession mainly involved the decrease in the glacier volume (shading), area. The retreat of the „active” glacier front was relatively insignificant.

A bigger area decrement occurred in the years 1936–1969. The recession has been intensive ever since. In the period 1909–1995 the area of the Olivier glacier decreased by 68% with respect to the maximum extent. The glacier tongue retreated by over 750 m. Such an extensive recession can be linked to the size of the glacier and the small névé. In some places the glacier is so thin that it will certainly result in its even bigger retreat. At the current retreat rate the glacier will become a cirque glacier in a few years.

### **Magnitude and rate of the retreat of the valley glaciers in the Kaffiøyra region in the twentieth century**

The analysis of the extent of the six valley glaciers of the Kaffiøyra region indicates that since the beginning of the twentieth century they have remained in either bigger or smaller retreat. The phenomenon of the glacier retreat has been noticed particularly in the case of those bigger calving glaciers. Smaller glaciers reacted more slowly to climatic changes which caused general recession. The first phase of their recession involved changes in volume, and not the retreat of their fronts (Fig. 50–54; Tab. 28–34).

The analysed glaciers are located on a small area. They have, therefore, similar climatic conditions. Their common feature lies in almost identical exposure. The névés are situated at similar heights. The most important and biggest differences among the discussed glaciers relate to: the size, particularly differences in the size of the accumulation area and the height of the front location. The author believes that the size of the accumulation area and the formation of the glacial valley are the most fundamental factors differentiating the course and pace of the retreat.

#### **Retreat of the glaciers in the Kaffiøyra region in the years: 1900 (1909)–1936/38**

As early as in 1909, the Elise and Waldemar glaciers appeared to be undergoing a noticeable, though relatively small, retreat in the form of the front recession. With regard to the other glaciers, the retreat was almost unperceivable, but it may be assumed that there was a slow depression of their surface.

In the 1930 the retreat of some glaciers was visible. It involved the front retreat, or changes in the longitudinal and cross profiles – which proves the change in the glacier volumes. Up to 1936 the two smallest glaciers (Eivind and Olivier) were characterised by the most extensive recession. Their retreat rates were estimated at 19% for the Eivind glacier area, and 14.5% for the Olivier glacier area. The Irene glacier was also characterised by quite a significant recession rate (8% decline). The retreat rate for the Elise and Waldemar glaciers was considerably smaller, and amounted to below 5%.

Regardless of insignificant retreat of its entire front, the Elise glacier was more characterised by a very distinct change in the course of its longitudinal profile and the increase in the height of the glacier front. The analysis of the course of profiles indicates ice-mass increment in both the frontal and central parts, as well as a considerable decrement in the névé part. Presumably, it proves the fact that this glacier underwent a surging wave (mini-surge). It must be noted that the shape and



course of the longitudinal profile through this glacier characterises the condition of the glacier. Convex shape proves either the ice-mass increment or transport. Flat or concave shapes indicate a phase of heavy recession (ice-mass deficiency).

The calculation of recession (or transgression) through simple division of the surface data by the length of the analysed period (in years) is not fully correct and bears a mistake. It is known that retreat (advance) does not proceed regularly year-by-year. On the other hand, however, it is such a lucid and commonly accepted conversion rate, that the author does not hesitate to apply it often. In the period 1909–1936, the biggest retreat rates were successively found in the glaciers: 1. the Eivind – 0.71%/year, the Olivier – 0.54%/year, the Irene – 0.32%/year, the Elise – 0.18%/year, the Waldemar – 0.15%/year, and the Andreas – nearly 0.1%/year. The smallest rate and magnitude of the Andreas glacier retreat gave rise to Klimaszewski's thesis (1960) that this glacier had not retreated at all. Despite the fact that the front height was reported to have lowered, the analysis of the course of this glacier longitudinal profile implies that there was some ice-mass movement towards the front in this glacier in the 1930s.

#### **Second investigation period: 1936–1985**

Since 1936(38) the general course of retreat of the Kaffiøyra glaciers was similar to the previous period. The Olivier glacier was reported to have lost more than a half of its 1936 area. (the rate: 0.92%/year), and the Eivind – 34.6% decrement in comparison to the 1936 area (the rate: 0.72%/year). In the years 1936–1985 there was a considerable increase in the Andreas glacier retreat rate and magnitude (0.47%/year) – 22.7% of the area decrement with respect to 1936. The Elise and Waldemar glaciers were also found to have a bigger rate and magnitude of the retreat. Only the Irene glacier retreated more slowly than before.

#### **Third investigation period: 1985–2000**

In the last fifteen years general retreat tendencies remained unchanged, though mean values are slightly bigger. The Olivier glacier was still in fast retreat. The Waldemar and Irene glaciers were found to retreat more intensively, and the Andreas glacier retreat seemed to have reduced. This is proven not only by the fact that the area covered by the glacier decreased, but because of the glacier shortening, that is the front retreat. The Irene glacier front retreated most, by nearly 1200 m, the Elise by 1160 m. However, the absolute measurement is highly unreliable. If we look at the glacier shortening with respect to its original length, the biggest shortening occurred in the two smallest glaciers: Olivier (the front retreated by 30%), and Eivind (the front retreated by 26%).

In general, in the years 1909–1995, the area covered by the glacier declined from 40.37 km<sup>2</sup> down to 27.72 km<sup>2</sup>, i.e. by over 31%. The biggest recession was recorded in the Olivier glacier – 1.64 km<sup>2</sup> (68%) and the Eivind glacier – 2.07 km<sup>2</sup> (50.9%). Then in order: the Elise glacier (4.81 km<sup>2</sup> – 28.3%), the Andreas glacier – 2.03 km<sup>2</sup> (25.9%), the Waldemar glacier (0.89 km<sup>2</sup> – 25%) and the Irene glacier – 1.21 km<sup>2</sup> – 22%.

In conclusion, there are insignificant differences between the area decrement and simultaneous glacier shortening. They result from certain specific features of mountain valleys where particular glaciers are situated.

### **Remarks on land glacier fluctuations in other (selected) areas of Spitsbergen**

The chapter 7 presents some remarks on the fluctuations of the glaciers that terminate on land in other (selected) areas of Spitsbergen. It attempts to indicate both similarities and differences in the course and rate of these fluctuations in comparison to the Kaffiøyra region.

Similarly to the case of calving glaciers, the description starts with the closest neighbourhood – St. Jonsfjord, Sarsoyra and Kongsfjord. The differences in the glacier retreat rate in the Kaffiøyra region, which have been underlined previously, and St. Jonsfjord, caused by a completely diverse exposure, can be proven in the case of smaller glaciers. The general retreat rate in St. Jonsfjord was smaller than in the Kaffiøyra where the glaciers were exposed to the SW. The glacier retreat rate in the neighbouring southern region of Sarsoyra was close to the one recorded in the Kaffiøyra. A lot of space was devoted to the glaciers of the Kongsfjord region, particularly those located in the vicinity of Ny Alesundu (the Midre Lovénbreen and Austre Brøggerbreen glaciers). Data about their retreat magnitude were quoted. Furthermore, the results of the investigations conducted by Polish scientists from both Nordenskiöld Land, Van Keulentjord area, Torell Land and Bellsund were presented. Finally, the results of the works performed on the glaciers of southern Spitsbergen were discussed (Wedel Jarlsberg Land, the vicinity of Hornsund). The investigation results of the Werenskiöld glacier were examined. It is one of the best-examined glaciers on Spitsbergen. In the years 1957–1960, this glacier was investigated by glaciological expedition under the supervision of A. Kosiba. Concurrently Lipert carried out photogrammetric measurements in order to prepare topographic map of this glacier in the 1:5000 scale. In 1960 Szupryczyński conducted geomorphologic investigations in the forefield of this glacier. At the end of the 1960s and 1970s, the Werenskiöld glacier became the object of glaciological investigations conducted by Baranowski and other researchers from the Wrocław centre, and then from the Silesian Centre (1980s and 1990s). The measurements of snow accumulation (and ablation) in the glacier névé were carried out. These were actually the first detailed investigations of southern Spitsbergen. Snow accumulation in this region was found to be considerably bigger than in other regions of the island. Baranowski also examined the glacier mass balance, which he found to be negative, as well as the glacier movement and the glacier hydrology. As one of the first, he perceived crucial importance of waters inside the glacier

Baranowski also made conclusion on the investigation results of the changes in the glacier longitudinal profile, which showed that the changes (surface lowering) occurred not only in the frontal zone (2.5 m/year), but also in the entire ablation zone (from 2.5 to 0.75 m/year), and the accumulation zone (up to 0.75 m/year). The author of this work obtained very similar results with respect to the Elise glacier (in the period 1936–1989). In the front zone from 1.53 to 2.56 m/year (after 1936). In the central zone of the glacier 0.94 to 1.01 m/year, and in the accumulation zone



from 0.37 to – 0.56 m/year. According to the map of 1975 presented in the work (Baranowski 1975 a), the Werenskiöld glacier front retreat amounted to 600m on average from the maximum phase to 1936. In the years 1936–1958 from 100 up to 800m, and in the period 1958–1970 from 350 to 400 m. i.e. 29 to 33.3 m/year (25 m/year on average) – Bukowska-Janina, Janina 1988. In the years 1969–1975 I obtained the index 25 m/year in the case of the Elise glacier. These values are comparable. In the 1980s further investigations of the Werenskiöld glacier were conducted mainly by the researchers from the Silesian University (Pulina, Janina) and others. The examination results of changes in the frontal part geometry obtained by Bukowska-Janina and Janina are particularly interesting. Finsterwalder's method was applied as to calculate changes in the height (and thickness) of the glacier frontal zone. It was possible due to repeated photogrammetric measurements of this glacier. The results stated huge diversity of ablation, particularly strong depression of the glacier frontal parts in the vicinity of major outflows of glacial waters. Shading was found to have a considerable influence upon ablation rate decline. Warming (favouring depression of the glacier area) effect of moraines and mountain walls exposed to the south was also of a big significance. A similar phenomenon can be observed in the Kaffiøyra region.

## Conclusion

1. Thanks to the application of cartographic method of geographical studies, it was possible to analyse and assess the glacier condition, particularly in the recent 25 years (1975–2000), and even before. Maps prepared by cartographers (Isachsen, Norwegian cartographers – the authors of the 1:100 000 map of 1936, Zapolski 1975), and the maps prepared by the author in 1977–2000 were the base for all the calculations, conclusions and comparisons.

2. Those maps allowed calculating the size of the glaciers, defining the absolute heights of the glacier surfaces from the front to the névé, as well as calculating changes that the glaciers are subject to. On the grounds of the maps the longitudinal and cross profiles were drawn through the glaciers. Drawing the profiles led to the calculation of the glacier mass decrements or increments. The assessment of the tendencies of the glaciers activity at the turn of the twentieth century was attempted. In the twentieth century, a considerable retreat of the glaciers (their front retreat as well as volume decline) was observed in both the Kaffiøyra region and in other parts of Spitsbergen

3. It is difficult to compare the retreat rate or transgression of particular glaciers of the Kaffiøyra region with the other areas. Firstly, due to diverse methods, scale and specificity of the investigations involved. Secondly due to very different observation periods (investigation dates). There are regions which have a better documentation from the first half of the twentieth century, there are others whose documentation was completed only in the recent 20–30 years. However, some results of the retreat magnitude and rate are surprisingly similar.

4. In the Kaffiøyra region there are two glaciers running down to the sea – the so-called calving glaciers. Since the beginning of the twentieth century the two

glaciers have been in retreat. One of them, the Aavatsmark, is a surging glacier. The other, the Dahl glacier, has been undergoing a quiet „normal” retreat. The Aavatsmark is assumed to have covered the area of 96–100 km<sup>2</sup> and the Dahl glacier – approximately 150 km<sup>2</sup> at the time of the maximum glaciation (the eighteenth and nineteenth centuries). In 1909 the two glaciers were already in retreat stadium. After the investigations and observations of 1995/96 I estimate the areas of these glaciers at 75 and 132 km<sup>2</sup> (i.e. there was a 22 and 12% decrease in their area). The Aavatsmark glacier must have been surging, and undoubtedly it must have been in the phase of advance three times at least: at the beginning of the 1920s, at the end of the 1940s, and in the years 1983–1986. The examples of other huge glaciers terminating in the sea were demonstrated. Many of them are classified as surging glaciers. Different periods of surging or surging recognition make it difficult to correlate them with various areas of Spitsbergen. Undoubtedly, climatic factors, not only on a global scale but also on a local one, are among the most fundamental factors causing the surge. The increase in snow accumulation and ice-mass increment in the névé basins are related to both climatic and morphologic factors – the capacity of the accumulation basin. Despite a considerable progress in science and knowledge of the glacier surge and the causes, there are still many questions to be answered.

5. The glaciers terminating in the sea were characterised by a distinct retreat in the twentieth century. The retreat could have been observed on entire Spitsbergen. The retreat was triggered by changes in climatic conditions. Due to various factors of topoclimatic – geomorphologic nature, the retreat has taken a diverse course with respect to particular glaciers.

**The attempt to list factors causing and modifying the retreat (advance) of the glaciers:**

1. The retreat is caused by climatic changes favouring the retreat, such as warming and decline in winter precipitation (accumulation decrease).

2. Factors causing the modification of the glacier retreat magnitude and rate:

a) the geological structure and the formation of a glacial valley, its bottom in particular,

b) the size of the glacier, particularly the magnitude of the accumulation basin in comparison to the glacier tongue,

c) the glacier exposure,

d) the distance between the glacier and the sea and the location of the glacier front with respect to the sea level,

e) the thermal condition of the glacier,

f) the quantity of rocky material remaining in the glacier,

g) other.

All those factors are interrelated in various ways. The suggested order of listing (importance) can differ locally.



It seems that in the Kaffioyra region the factors „b” and „a”, i.e. the size of the glacier and the formation of a glacial valley with its bottom in particular, are the most important in causing diversity in the magnitude and rate of the retreat. These are the magnitude of the accumulation basin, as well as the capacity to accumulate snow and ice masses that decide on exaration capability of the glacier. Bigger glaciers were able to exarate their own bed. Today they retreat gradually. Smaller glaciers which have not destroyed rocky steps in their valleys, tend to retreat less regularly.

Modifications in the extent of the glaciers may be treated as the indicators of climatic changes. The analysis of the course and intensity of the glaciers retreat of Oscar II land has proven that various local factors must be taken into consideration, particularly local orographic conditions.

(Translated by Anna Wrobel)

*Adres autora:*

*Krzysztof Roman Lankauf  
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi  
Instytut Geografii UMK  
ul. Fredry 6/8, 87-100 Toruń  
e.mail: lank@geo.uni.torun.pl*





Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Polskiej Akademii Nauk, wydaje następujące publikacje seryjne:

- Geographia Polonica,
- Prace Geograficzne,
- Przegląd Geograficzny,
- Dokumentacja Geograficzna,
- Europa XXI,
- Geopolitical Studies,
- Bibliografia Geografii Polski,
- Atlas Warszawy,

oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1995), *Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce* (2000).

#### DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

- 18 – Lijewski T., 2000, *Problemy zagospodarowania przestrzennego Polski w świetle przebudowy infrastruktury komunikacyjnej*, 76 s.
- 19 – Matuszkiewicz J.M., Roo-Zielińska E., 2000, *Międzywale Wisły jako swoisty układ przyrodniczy (odcinek Pilica-Narew)*, 194 s.
- 20 – Gałczyńska B., Kulikowski R., 2000, *Wieś i rolnictwo strefy podmiejskiej Warszawy. Zróżnicowania przestrzenne i procesy transformacji*, 78 s.
- 21 – Kowalski M., Śleszyński P., 2000, *Uwarunkowania zachowań wyborczych w województwie śluskim*, 86 s.
- 22 – Bański J., 2001, *Stan i perspektywy rolnictwa na obszarach problemowych w Polsce*, 62 s.

#### ATLAS WARSZAWY

- 1 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1993, *Struktury demograficzne i gospodarstw domowych*.
- 2 – Węclawowicz G., Księżak J., 1994, *Struktury wykształcenia i zatrudnienia ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 3 – Węclawowicz G., Jarosz A., 1995, *Warunki mieszkaniowe ludności w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 1988*.
- 4 – Kozłowska-Szczęśna T., Błazejczyk K., Krawczyk B., 1996, *Środowisko fizyczno-geograficzne – niektóre zagadnienia*.
- 5 – Węclawowicz G., Jarosz A., Śleszyński P., 1998, *Wybory parlamentarne 1991 i 1993*.
- 6 – Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy*.
- 7 – Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim*.
- 8 – Luniak M., Nowicki W., Kozłowski P., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962-2000*.

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:

- ORWN-BIS, ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, tel. 697-88-35.
- Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. 826-18-35.

1997-1998

- 1997-1998
- 1997-1998
- 1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998

1997-1998



F

11° 55'

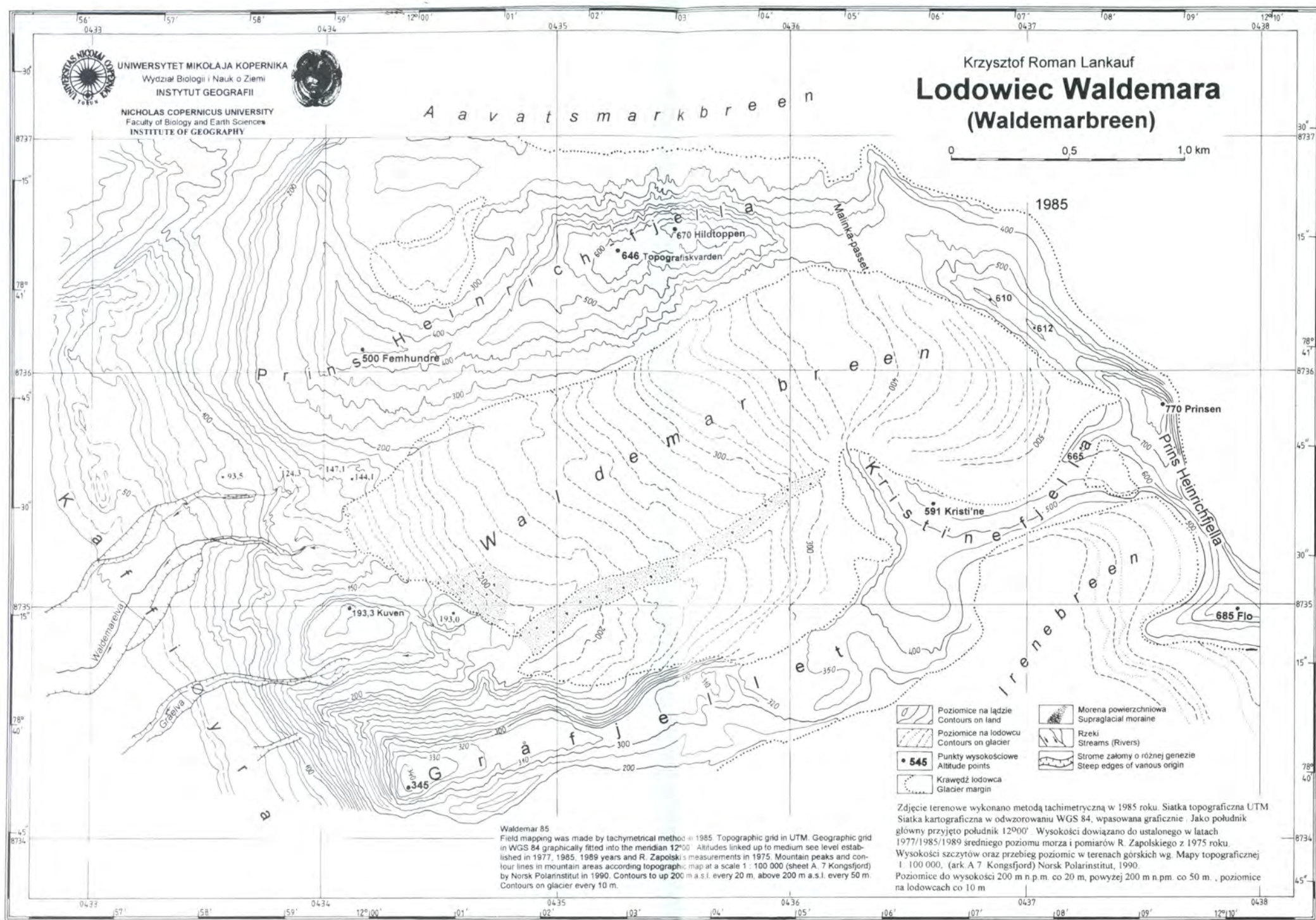
2

Załączniki do: K.R. LANKAUF, *Recesja lodowców rejonu Kaffiøry*  
(*Ziemia Oskara II – Spitsbergen*) w XX wieku, *Prace Geograficzne* 183 (2002)

6 map

41'  
78°

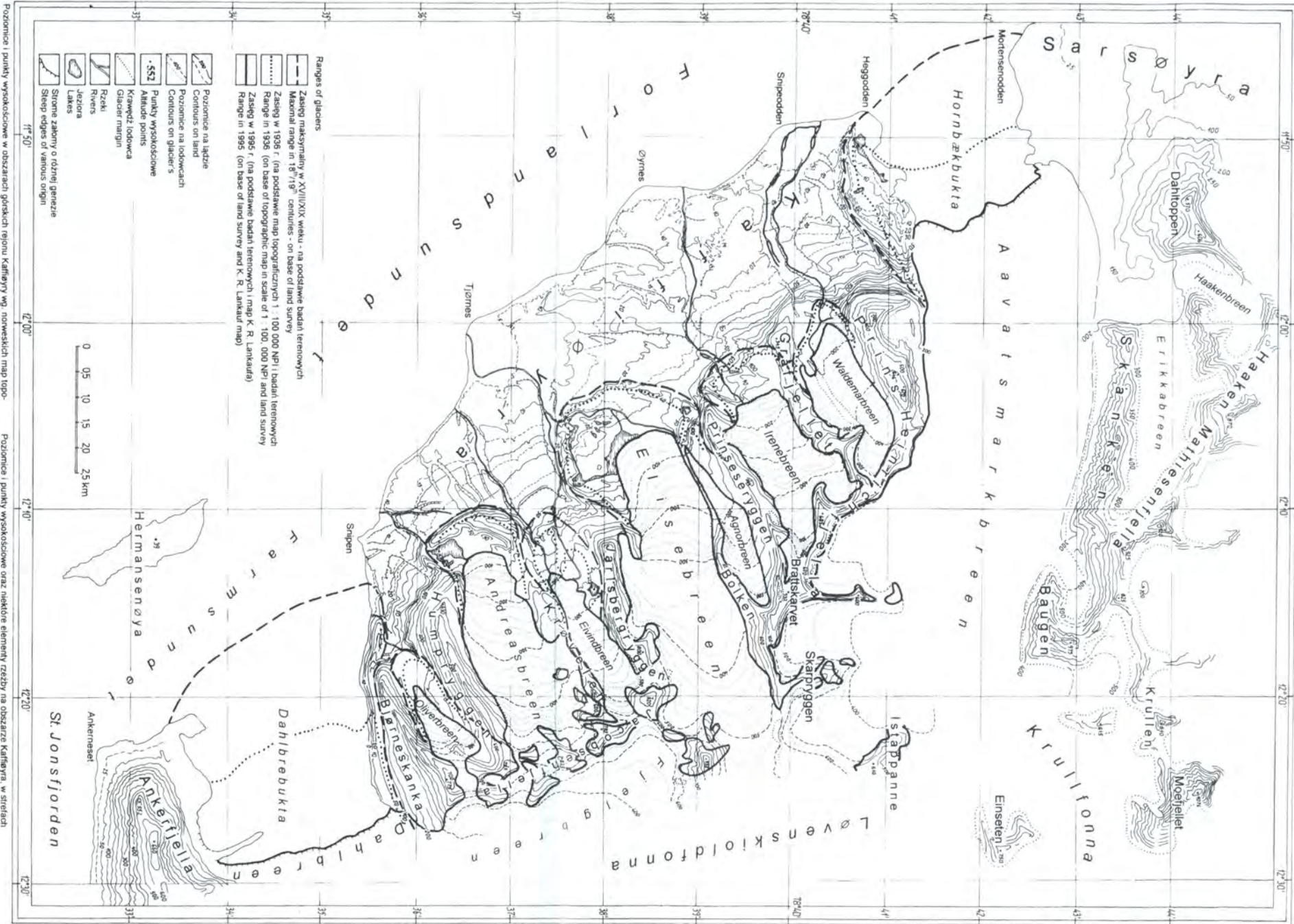




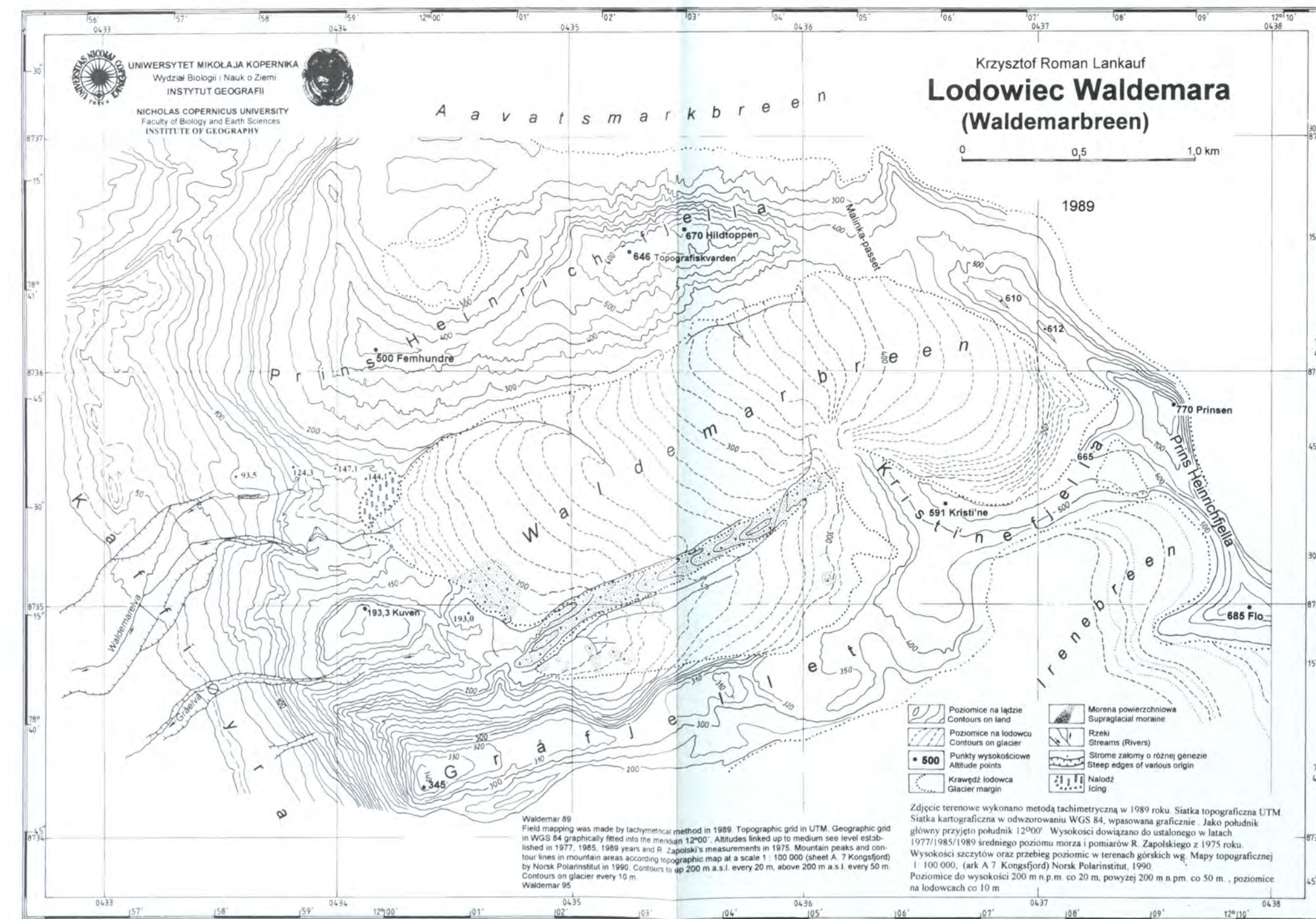
Załącznik 3. Mapa topograficzna lodowca Waldemara i jego otoczenia w skali 1:20 000, stan w 1985 r.  
Attachment 3. Topographic map of Waldemar glacier and its area in scale of 1:20, 000, state in 1985

Załącznik 1. Mapa rejonu Kaffiøya w skali 1:100 000 i zasięgi lodowców rejonu Kaffiøya  
a) zasięg maksymalny w XVIII/XIX wieku – na podstawie badań terenowych, b) zasięg w 1936 r. (na podstawie map topograficznych 1:100 000 NPI i badań terenowych), c) zasięg w 1995 r. (na podstawie badań terenowych i map K.R. Lankauf)

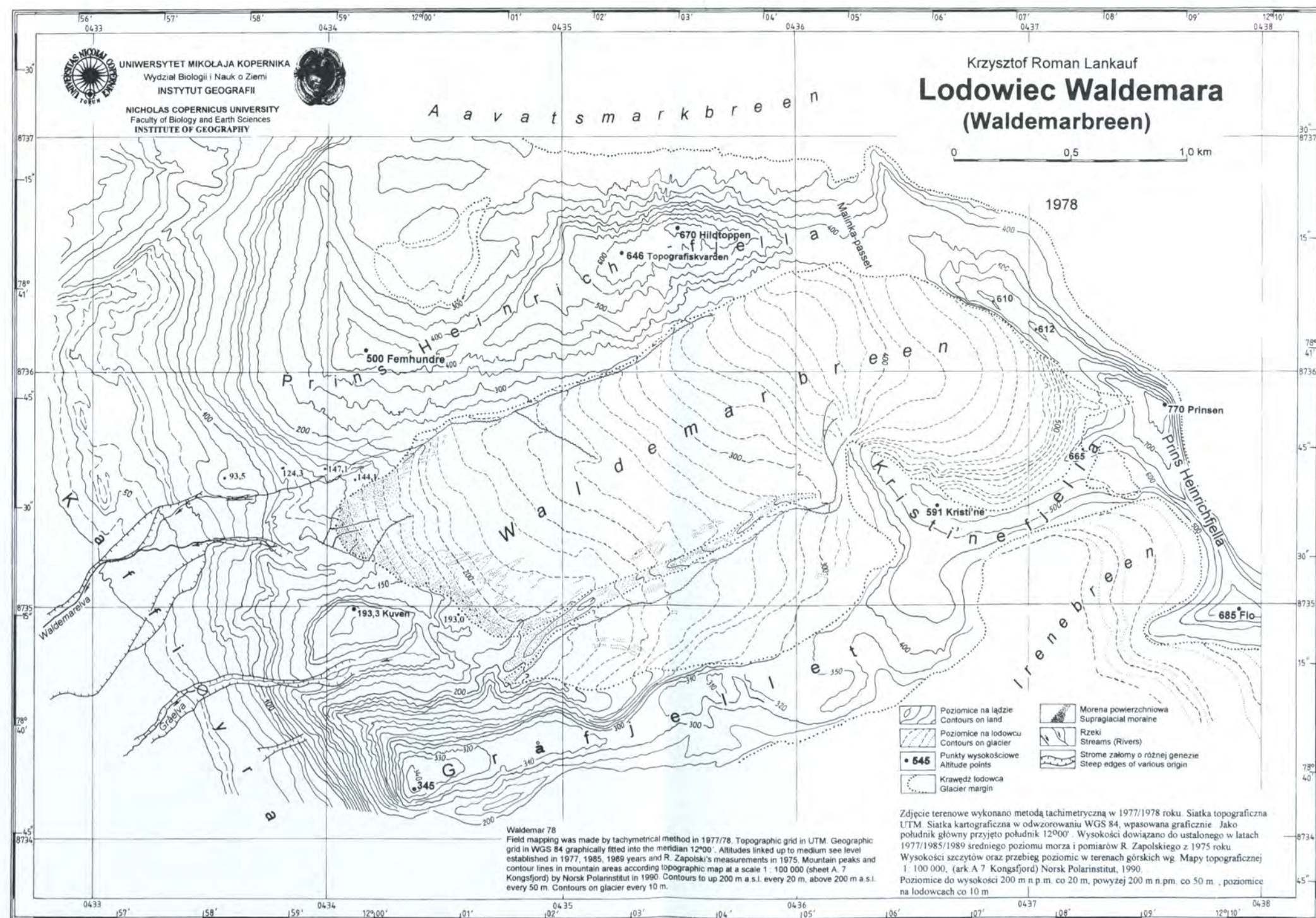
Attachment 1. Map of Kaffiøya region in scale of 1:100, 000 and ranges of Kaffiøya region glaciers  
a) maximal range in 18<sup>th</sup>/19<sup>th</sup> centuries – on base of land survey, b) range in 1936 (on base of topographic map in scale of 1:100, 000 NPI and land survey), c) range in 1995 (on base of land survey and K.R. Lankauf map)



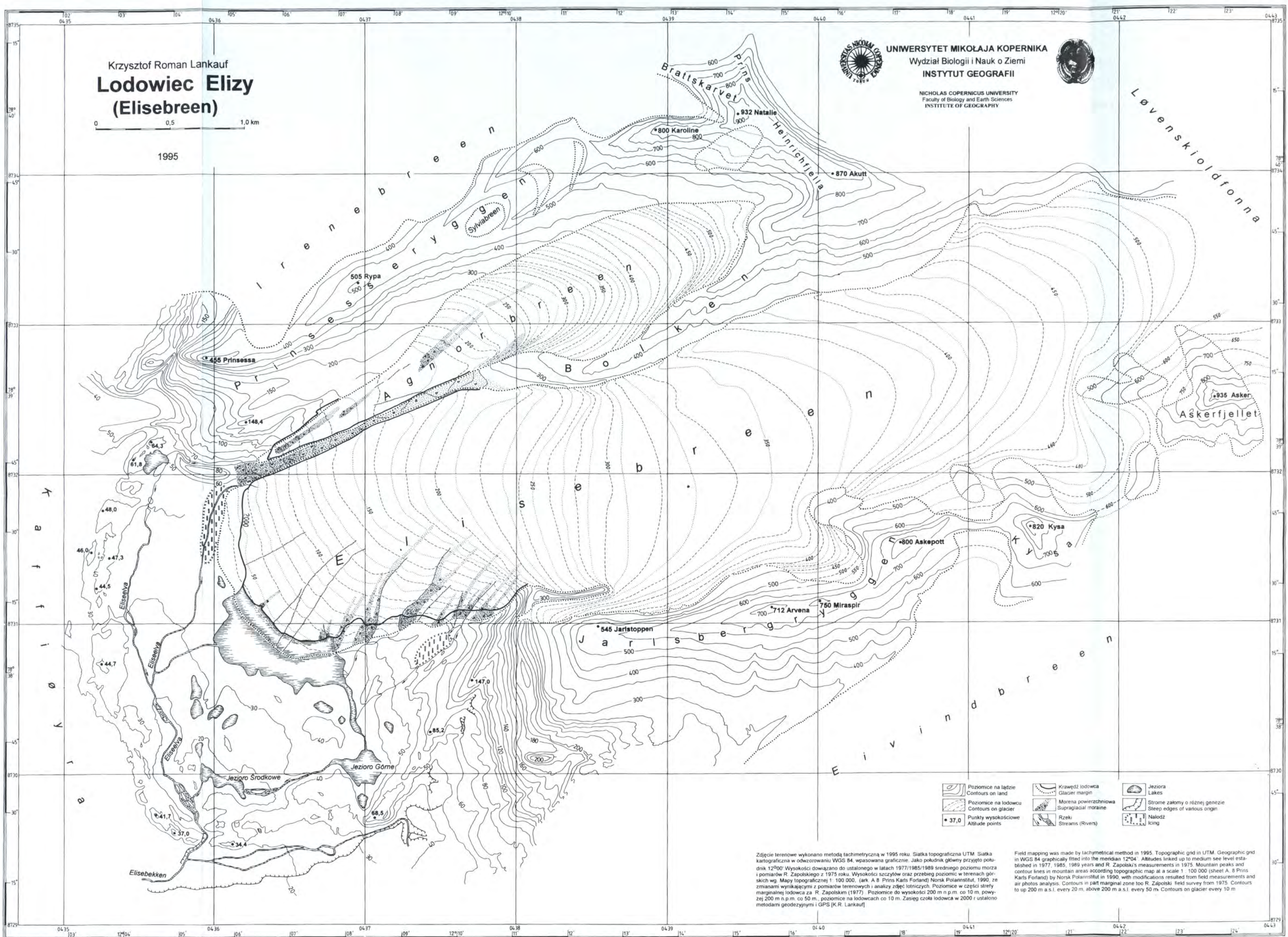
Załącznik 2. Mapa topograficzna lodowca Waldemara i jego otoczenia w skali 1:20 000, stan w 1978 r.  
Attachment 2. Topographic map of Waldemar glacier and its area in scale of 1:20, 000, state in 1978



Załącznik 4. Mapa topograficzna lodowca Waldemara i jego otoczenia w skali 1:20 000, stan w 1989 r.  
Attachment 4. Topographic map of Waldemar glacier and its area in scale of 1:20, 000, state in 1989

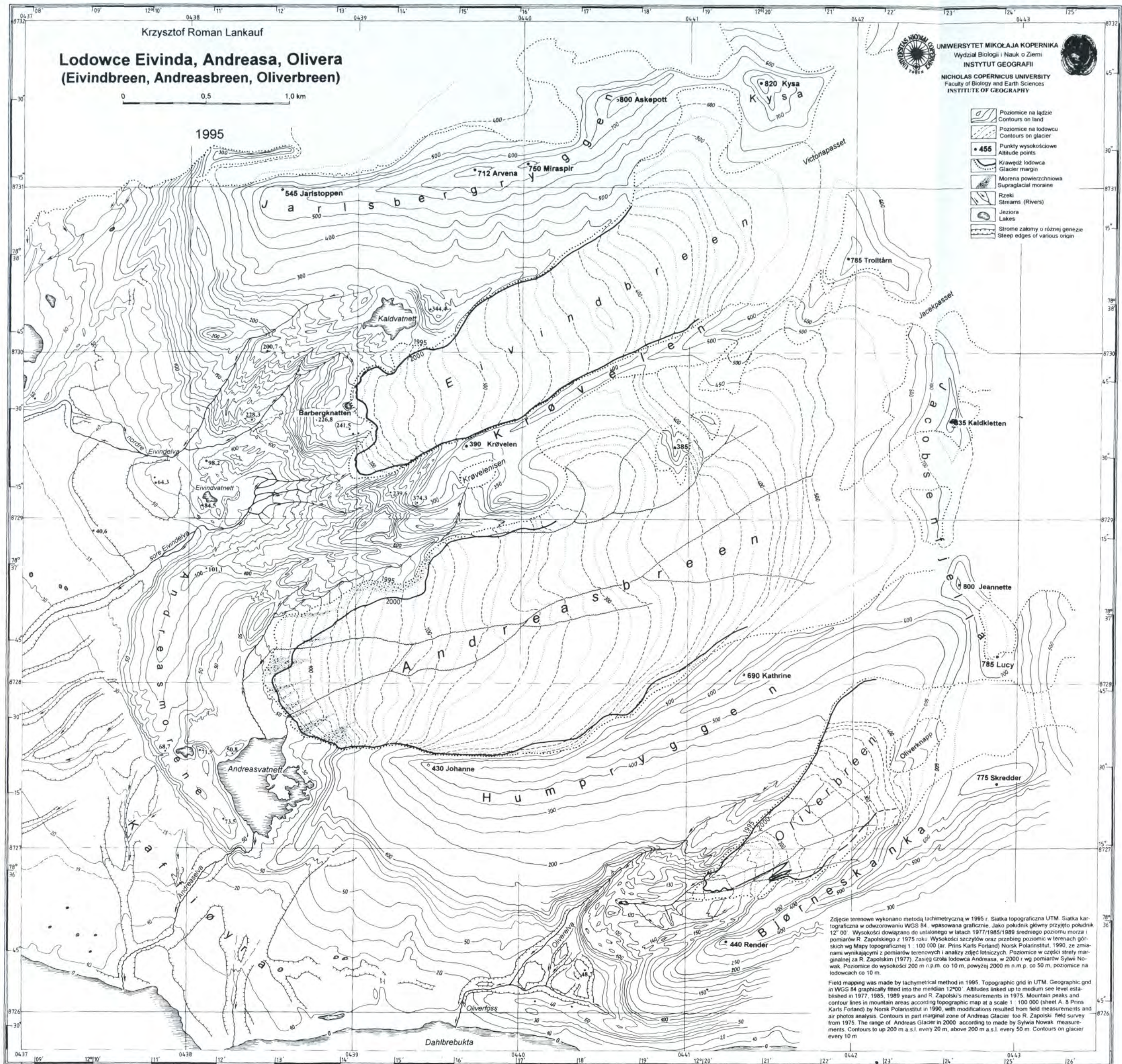






Załącznik 13. Mapa topograficzna lodowca Elizy, w skali 1:20 000, stan w 1995 r.  
Attachment 13. Topographic map of a Elise glacier, in scale of 1:20, 000, state in 1995





Załącznik 16. Mapa topograficzna lodowców Eivinda, Andreasa i Olivera oraz ich otoczenia w skali 1:20 000, stan w 1995 r.  
Attachment 16. Topographic map of Eivind, Andreas and Oliver glaciers and their area in scale of 1:20, 000, state in 1995

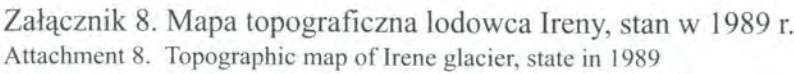
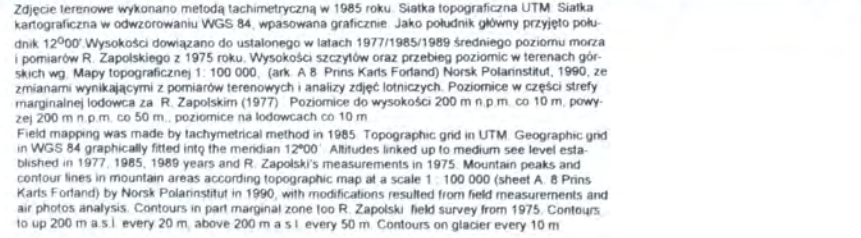
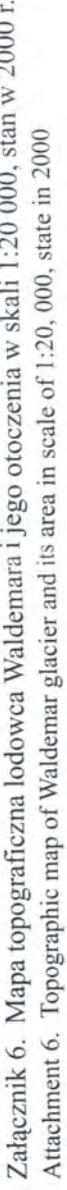
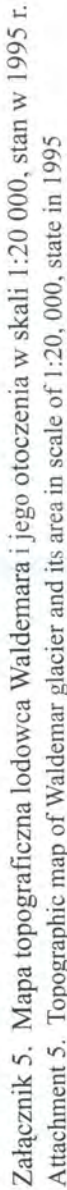






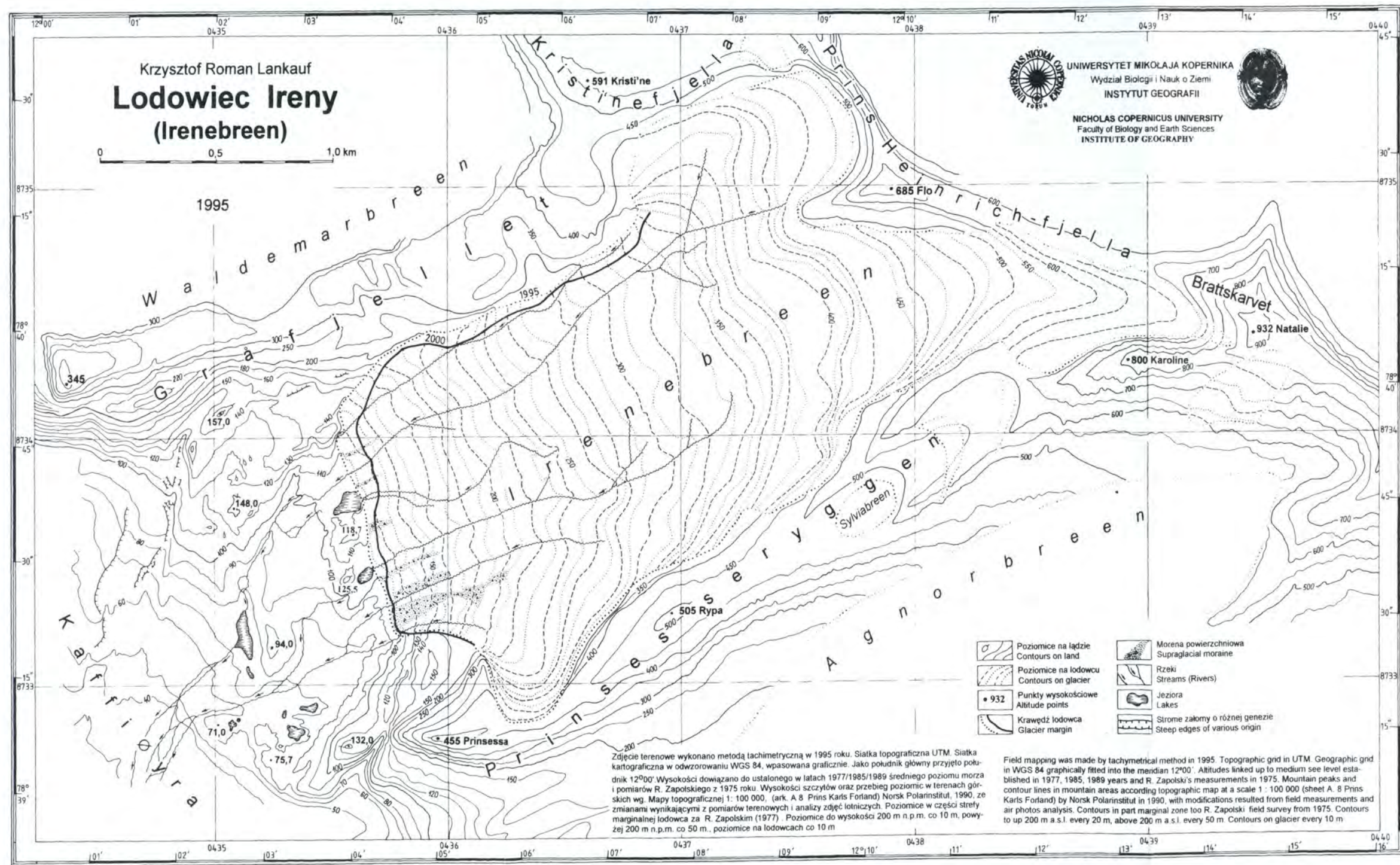






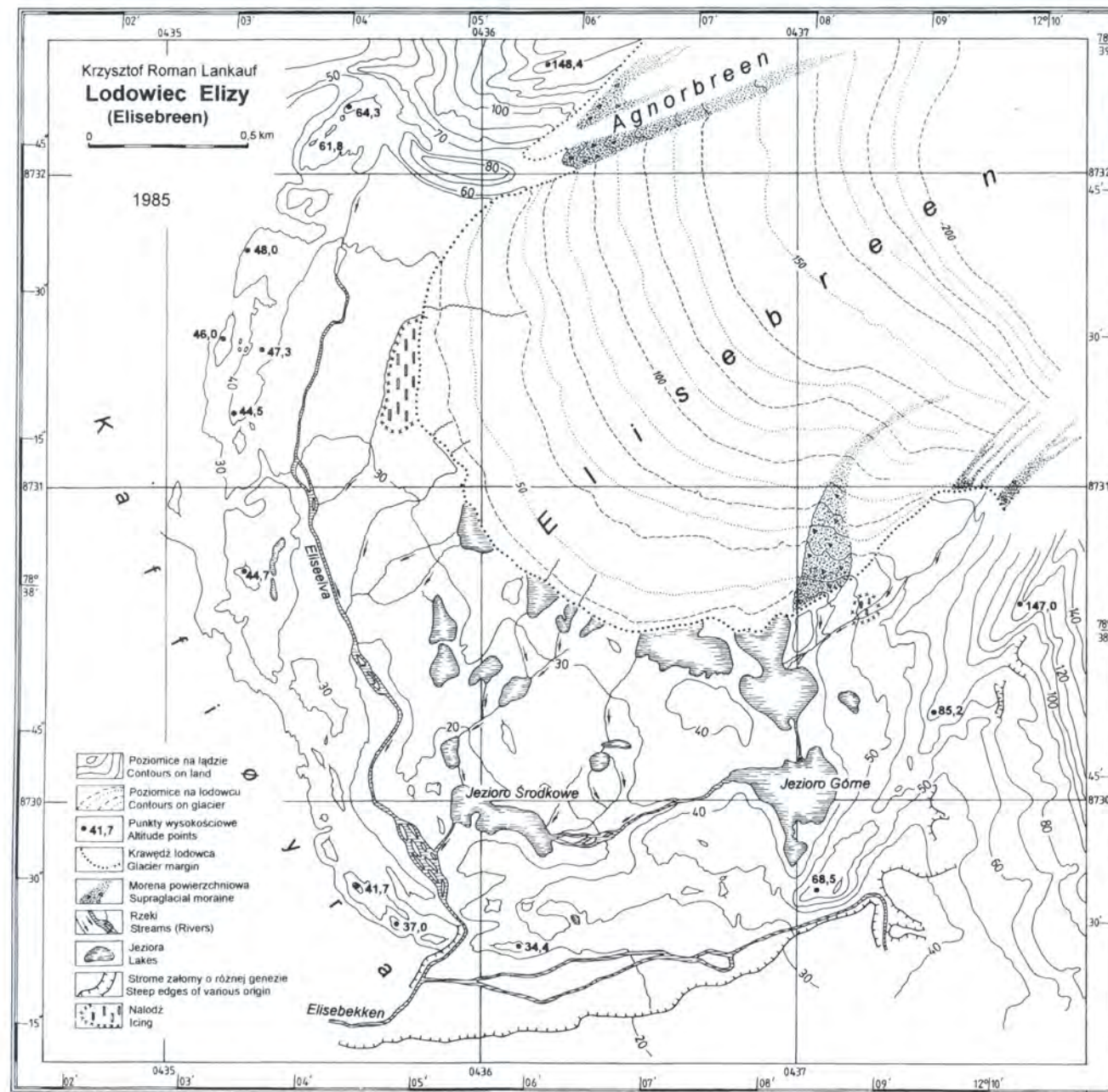
Załącznik 7. Mapa topograficzna przedpola i fragmentu części czołowej lodowca Ireny w skali 1:20 000, stan w 1985 r.  
Attachment 7. Topographic map of a forfield and a fragment of a part of Irene glacier in scale of 1:20, 000, state in 2000





Załącznik 9. Mapa topograficzna lodowca Ireny, stan w 1995 r.  
Attachment 9. Topographic map of Irene glacier, state in 1995

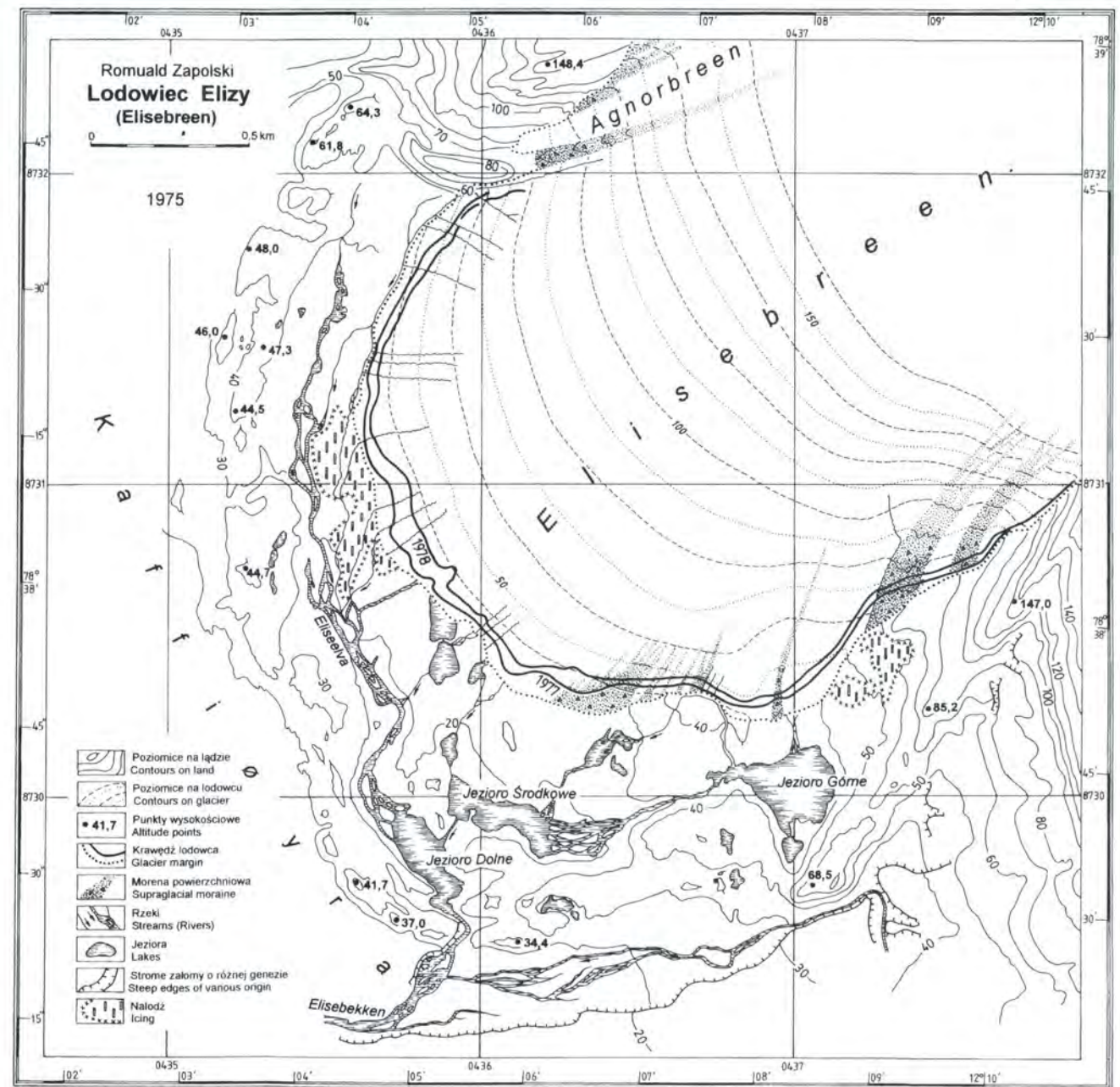




Zdjęcie terenowe wykonano metodą tachymetryczną w 1985 roku. Siatka topograficzna UTM. Siatka kartograficzna w odwzorowaniu WGS 84, wpasowana graficznie. Jako południk główny przyjęto południk 12°00'. Wysokości dowiązane do ustalonego w latach 1977/1985/1989 średniego poziomu morza i pomiarów R. Zapolskiego z 1975 roku. Wysokości szczytów oraz przebieg poziomu w terenach górskich wg. Mapy topograficznej 1:100 000, (ark. A 8 Prins Karls Forland) Norsk Polarinstitut, 1990, ze zmianami wynikającymi z pomiarów terenowych i analizy zdjęć lotniczych. Poziomice w części strefy marginalnej lodowca za R. Zapolskim (1977). Poziomice do wysokości 200 m n.p.m. co 10 m, powyżej 200 m n.p.m. co 50 m, poziomice na lodowcach co 10 m

Field mapping was made by tachymetrical method in 1985. Topographic grid in UTM. Geographic grid in WGS 84 graphically fitted into the meridian 12°00'. Altitudes linked up to medium sea level established in 1977, 1985, 1989 years and R. Zapolski's measurements in 1975. Mountain peaks and contour lines in mountain areas according topographic map at a scale 1:100 000 (sheet A. 8 Prins Karls Forland) by Norsk Polarinstitut in 1990, with modifications resulted from field measurements and air photos analysis. Contours in part marginal zone too R. Zapolski field survey from 1975. Contours to up 200 m a.s.l. every 20 m, above 200 m a.s.l. every 50 m. Contours on glacier every 10 m

Załącznik 11. Mapa topograficzna przedpola i czoła lodowca Elizy, w skali 1:20 000, stan w 1985 r.  
Attachment 11. Topographic map of a forfield and a front of Elise glacier, in scale of 1:20, 000, state in 1985



Zdjęcie terenowe wykonano metodą stolikową w 1975 roku. Zmniejszenia oryginalnej mapy (1:5 000) R. Zapolskiego (1977) do skali 1:10 000 dokonał Krzysztof R. Lankauf. Mapę R. Zapolskiego wpasowano graficznie w siatkę kartograficzną w odwzorowaniu WGS 84. Jako południk główny przyjęto południk 12°00'. Wysokości wg pomiarów R. Zapolskiego z 1975 roku. Wysokości szczytów oraz przebieg poziomu w terenach górskich wg. Mapy topograficznej 1:100 000, (ark. A 8 Prins Karls Forland) Norsk Polarinstitut, 1990, ze zmianami wynikającymi z pomiarów terenowych i analizy zdjęć lotniczych. Poziomice do wysokości 200 m n.p.m. co 10 m, powyżej 200 m n.p.m. co 50 m, poziomice na lodowcach co 10 m. Zasięg czoła lodowca w 1977 i 1978 roku ustalony metodami geodezyjnymi przez K.R. Lankaufa

Survey made by plane-table method in 1975, decrease to scale of 1:10, 000 - K.R. Lankauf. Topographic grid in UTM. Geographic grid in WGS 84 graphically fitted into the meridian 12°00'. Altitudes linked up to medium sea level established in 1977, 1985, 1989 years and R. Zapolski's measurements in 1975. Mountain peaks and contour lines in mountain areas according topographic map at a scale 1:100 000 (sheet A. 8 Prins Karls Forland) by Norsk Polarinstitut in 1990, with modifications resulted from field measurements and air photos analysis. Contours in part marginal zone too R. Zapolski field survey from 1975. Contours to up 200 m a.s.l. every 20 m, above 200 m a.s.l. every 50 m. Contours on glacier every 10 m. Range of the lines in a front in 1977 and 1978 according to K. R. Lankauf's measurements.

Załącznik 10. Mapa topograficzna przedpola i czoła lodowca Elizy, w skali 1:20 000, stan w 1975 r. wg R. Zapolskiego, zmniejszenie do skali 1:20 000 – K.R. Lankauf (linie zasięgu czoła w 1977 i 1978 r. wg pomiarów K.R. Lankaufa).  
Attachment 10. Topographic map of a forfield and a front of Elise glacier, in scale of 1:20, 000, state in 1975 according to Zapolski, decrease to scale of 1:20, 000 – K.R. Lankauf (range of the lines in a front in 1977 and 1978 according to K.R. Lankauf's measurements)



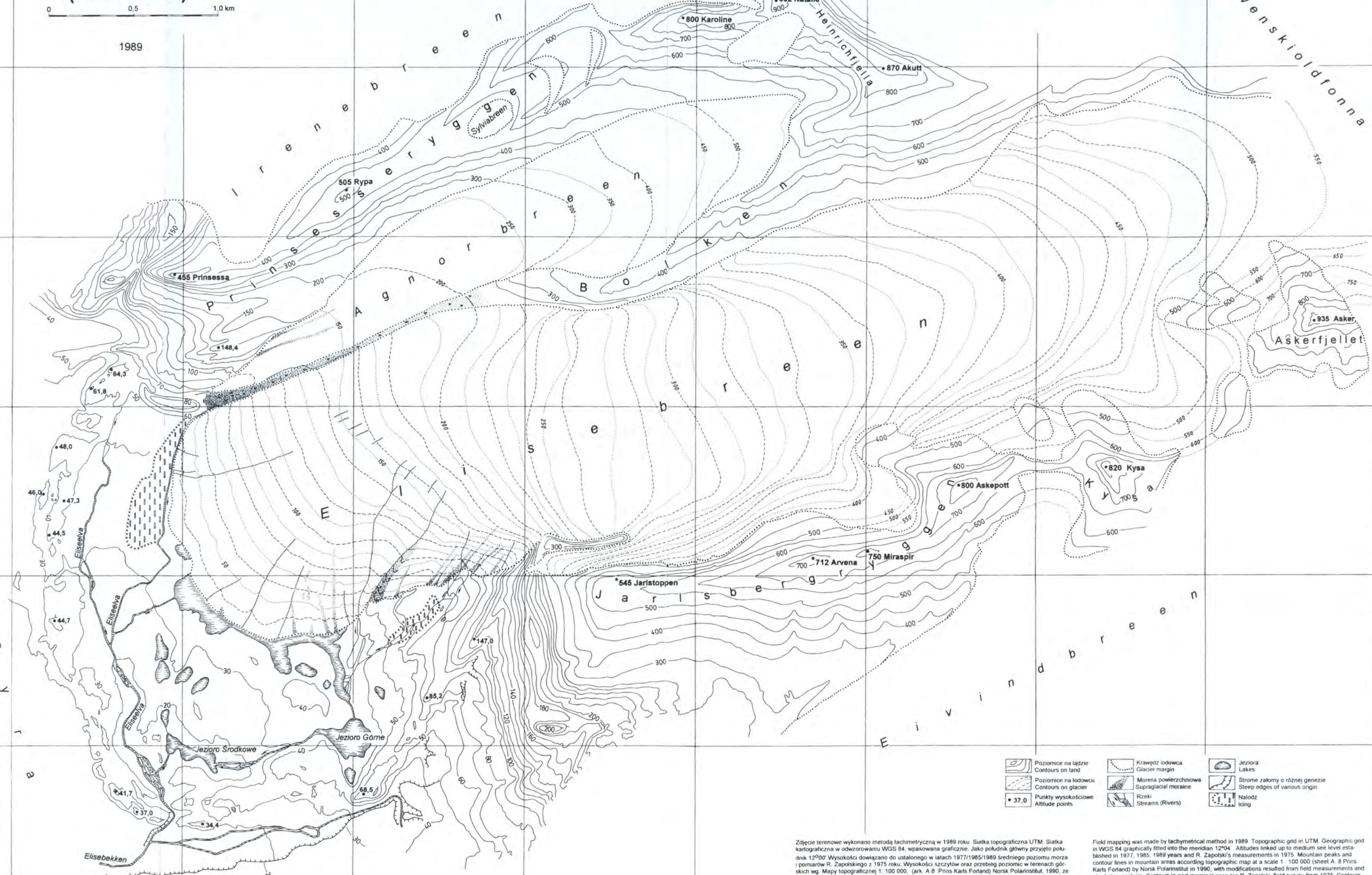
Krzysztof Roman Lankauf  
**Lodowiec Elizy**  
(Elisebreen)

0 0,5 1,0 km

1989



UNIWERSYTET MIKOŁAJA KOPERNIKA  
Wydział Biologii i Nauk o Ziemi  
INSTYTUT GEOGRAFII  
NICHOLAS COPERNICUS UNIVERSITY  
Faculty of Biology and Earth Sciences  
INSTITUTE OF GEOGRAPHY



- |   |   |   |
|---|---|---|
| Poziomice na lądzie<br>Contours on land       | Krawędź lodowca<br>Glacier margin             | Jeziora<br>Lakes  |
| Poziomice na lodowcu<br>Contours on glacier   | Morena powierzchniowa<br>Supraglacial moraine | Strone zakony o różnej genezie<br>Steep edges of various origin |
| • 37,0 Punkty wysokościowe<br>Altitude points | Rzeki<br>Streams (Rivers)                     | Nalodź<br>Icing   |

Zdjęcie terenowe wykonano metodą tachymetryczną w 1989 roku. Siatka topograficzna UTM. Siatka kartograficzna w odwzorowaniu WGS 84, wpasowana graficznie. Jako południk główny przyjęto południk 12°00'. Wysokości dowiązane do ustalonego w latach 1977/1985/1989 średniego poziomu morza i pomiarów R. Zapolskiego z 1975 roku. Wysokości szczytów oraz przebieg poziomicy w terenach górskich wg. Mapy topograficznej 1:100 000, (ark. A-B: Prins Karls Forland) Norsk Polarinst. 1990, ze zmianami wynikającymi z pomiarów terenowych i analizy zdjęć lotniczych. Poziomice w części strefy marginalnej lodowca z R. Zapolskim (1977). Poziomice do wysokości 200 m n.p.m. co 10 m, powyżej 200 m n.p.m. co 50 m, poziomice na lodowcach co 10 m.

Field mapping was made by tachymetrical method in 1989. Topographic grid in UTM. Geographic grid in WGS 84 graphically fitted into the meridian 12°04'. Altitudes linked up to medium sea level established in 1977, 1985, 1989 years and R. Zapolski's measurements in 1975. Mountain peaks and contour lines in mountain areas according topographic map at a scale 1:100 000 (sheet A-B: Prins Karls Forland) by Norsk Polarinst. in 1990, with modifications resulted from field measurements and air photos analysis. Contours in part marginal zone too R. Zapolski field survey from 1975. Contours to up 200 m a.s.l. every 20 m, above 200 m a.s.l. every 50 m. Contours on glacier every 10 m.

Załącznik 12. Mapa topograficzna lodowca Elizy, w skali 1:20 000, stan w 1989 r.

Attachment 12. Topographic map of a Elise glacier, in scale of 1:20, 000, state in 1989

<http://rcin.org.pl>





Zdjęcie terenowe wykonano metodą tachymetryczną w latach 1985 – 2000. Siatka topograficzna UTM Siatka kartograficzna w odwzorowaniu WGS 84, wpasowana graficznie.  
Jako pokładnik główny przyjęto południk 12°00'. Wysokości dowiązano do ustalonego w latach 1977/1985/1989 średniego poziomu morza i pomiarów R. Zapołskiego z 1975 roku. Wysokości szczytów oraz przebieg poziomów w terenach górskich wg. Mapy topograficznej 1:100 000, (ark. A.7 Kongsfjord i A.8 Prins Karls Forland) Norsk Polarinstitut, 1990, ze zmianami wynikającymi z pomiarów terenowych i analizy zdjęć lotniczych. Poziomice do wysokości 200 m n.p.m. co 5 lub 10 m, (niekiedy co 2,5 lub 1,25 m), powyżej 200 m n.p.m. co 20 m., od 300 m n.p.m. co 50 m. Poziomice na lodowcach co 10 m.  
Wykorzystano pomiary terenowe R. Zapołskiego z 1975 r. w strefach marginalnych lodowców Elize, Andreasa i Irene oraz pomiary J. Fedorowicza z 1978 r. w strefie marginalnej lod. Aavatsmarka.

Field mapping was done by tachymetrical method in 1985 – 2000. UTM topographic grid and geographic grid in WGS 84 graphically fitted into the meridian 12° 00'.  
Altitudes were linked to a medium sea level established in 1977, 1985, 1989 and to R. Zapołski's measurements in 1975. Heights of the mountain peaks and a route of the contour lines in the mountain areas according to a topographic map at scale of 1:100 000 (sheet A.7 Kongsfjord, A.8 Prins Karls Forland) by Norsk Polarinstitut in 1990, with modifications resulting from the field measurements and the aerial photographs analysis. Contours up to 200 m a.s.l. every 5 m or 10 m, (sometimes every 2.5m or 1.25 m), above 200 to 300 m a.s.l. every 20 m, from 300 m a.s.l. every 50 m. Contours on the glaciers every 10 m.  
R. Zapołski's field survey from 1975 was used in marginal zones of Elise, Andreas and Irene glaciers and field survey done by J. Fedorowicz (1978) in marginal zone of Aavatsmark glacier.







**K.R. LANKAUF • Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemia Oskara II – Spitsbergen) w XX wieku**