



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

Title: Fotogrametria : wiarygodne źródło danych w badaniach glaciologicznych Spitsbergenu

Author: Leszek Kolondra

Citation style: Kolondra Leszek. (2005). Fotogrametria : wiarygodne źródło danych w badaniach glaciologicznych Spitsbergenu. "Geoinformatica Polonica" (T. 7 (2005), s. 45-73).



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



UNIwersYTET ŚLĄSKI
W KATOWICACH



Biblioteka
Uniwersytetu Śląskiego



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

LESZEK KOLONDRĄ¹

FOTOGRAMETRIA – WIARYGODNE ŹRÓDŁO DANYCH W BADANIACH GLACJOLOGICZNYCH SPITSBERGENU

Słowa kluczowe:

Spitsbergen, glaciologia, fotogrametria, kartografia, ortofotomapa, numeryczny model terenu, teledetekcja

Abstrakt

Artykuł, na przykładzie prac fotogrametrycznych wykonywanych w ostatnim 70-leciu, przedstawia możliwości metody w zakresie pozyskiwania danych dla potrzeb badań glaciologicznych. Nowe technologie powstałe w ostatnim dwudziestolecu (GPS, cyfrowe techniki komputerowej obróbki obrazu a przede wszystkim teledetekcyjne sposoby pozyskiwania danych z pułapu lotniczego i satelitarnego rejestrowanych w różnych pasmach widma elektromagnetycznego) wypierają klasyczne metody pomiaru i opracowania. Czy fotogrametria wzbogacona o możliwości cyfrowego sposobu pozyskiwania danych i ich dalszej cyfrowej obróbki może być nadal wiarygodnym i optymalnym sposobem dostarczania danych niezbędnych glaciologom – oto kwestia, na którą autor stara się odpowiedzieć.

PHOTOGRAMMETRY – THE AUTHENTIC SOURCE OF DATA FOR SPITSBERGEN GLACIOLOGICAL RESEARCH

Key words:

Spitsbergen, glaciology, photogrammetry, cartography, orthophotomap, digital terrain model, remote sensing

Abstract

The paper outlines, on the example of photogrammetric works carried out during last the 70 years on Spitsbergen, the possibility of photogrammetric methods in data acquisition for glaciological research. The increased evolution of new technologies in the last 20 years period (Global Positioning System, elaboration of raster pictures by means of digital methods and first of all the remote sensing methods of collecting data from aerial and space platforms in a various parts of electromagnetic spectrum) is the reason of elimination of classic surveying methods. Is photogrammetry, together with new digital methods of data acquisition and elaboration, still a serious source for glaciology? – It is the challenge for the author to answer this question.

¹ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Katedra Geomorfologii, Zakład Teledetekcji Środowiska, Sosnowiec

Wprowadzenie

Lodowce na Ziemi zajmują powierzchnię ok 16 mln km² co stanowi 11% obszaru lądów. Ponad 96% tego obszaru zajmują dwa największe lądolody Antarktyda (85,7%) oraz Grenlandia (10,9 %). Pozostałe obszary zlodowalone to mniejsze czapy lodowe w wysokich szerokościach (2,1%) oraz lodowce górskie



Rys. 1. Szkieł usytuowania badanych przez autora rejonów na Spitsbergenie.

Fig. 1. Situation of researched areas by author on Spitsbergen

(1,3%). Zlodowalone obszary Svalbardu stanowią jedynie 0,2% obszarów zlodowalonych Ziemi (Jania, 1997). Autor miał możliwość prowadzenia pomiarów i opracowania ich wyników tylko na znikomej części Svalbardu (rys. 1)

Archipelag Svalbardu pokryty jest lodowcami (rys. 2) w około 60%, a ogólna ich objętość szacowana jest na 11 tys. km³ (Hagen i in., 1993) i jest jednym z najbardziej zlodowalonych obszarów Arktyki Euro-



Rys. 2. Svalbard, Norwegia – zobrazenie wykonane 12.08.2002 roku sensorem MODIS satelity TERRA – źródło: www.visibleearth.nasa.gov

Fig. 2. Svalbard, Norge – MODIS image in true colour acquired on 12 August, 2002, by the TERRA satellite, source: www.visibleearth.nasa.gov

azjatyckiej obok Ziemi Franciszka Józefa, Ziemi Polnocenej i Nowej Ziemi. Na Svalbardzie stwierdzono występowanie różnych typów morfologicznych lodowców od rozległych lodowców sieciowych z trudnymi do zdefiniowania lododziałami i rozległych czap lodowych (o setkach kilometrów kwadratowych powierzchni) do niewielkich rozmiarów lodowców cyrkowych i stołowych (zwanych fartuchowymi).

Warunki atmosferyczne (średnia temperatura powietrza ok. 5°C, silny wiatr wiejący z prędkością dochodzącą do 30 m/sek., mgły i zamglenia) wymuszają na wykonawcy polowych pomiarów fotogrametrycznych zastosowania zmodyfikowanych technologii pomiaru. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza dla dziesięciolecia 1988–1998 z rejonu stolicy prowincji Longyearbyen przedstawiono w tabeli 1.

Tabela 1. Średnie miesięczne i roczne temperatury powietrza [C] w Adventdalen (na wschód od Longyearbyen) w latach 1988-1998 na podstawie danych ze strony internetowej: www.svalbard.com

Table 1. Mean monthly and annual air temperature in Adventdalen (east from Longyearbyen) in the period 1988-1998, after: www.svalbard.com

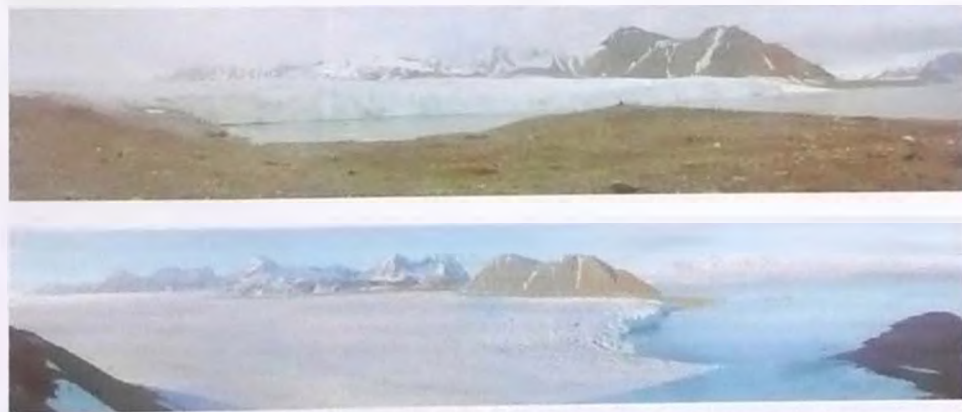
	Styczeń	Luty	Marzec	Kwiec	Maj	Czerw	Lipiec	Sierp	Wrzes	Pazdz	Listop	Grudz	ROK
1988	-16,9	14,7	-19,8	-18,2	-2,6	2,9	6,8	5,5	-1,5	-9,4	-16,9	-22,5	-8,9
1989	-18,4	-19,4	-15,0	-8,1	-1,5	2,4	5,4	4,7	1,3	-5,6	-9,4	-15,2	-6,6
1990	-6,2	-10,0	-15,4	-8,2	-4,0	2,8	6,5	5,6	5,2	-2,5	-11,9	-9,0	-3,9
1991	-12,3	-9,2	-8,7	-11,9	-3,9	2,6	5,6	6,2	0,7	-5,3	-11,6	-12,9	-5,1
1992	-12,7	-17,7	-11,5	-6,6	-2,6	3,2	6,0	4,6	3,0	-8,2	-6,2	-12,2	-5,1
1993	-17,0	-16,5	-16,5	-14,6	-3,6	2,4	7,8	6,5	-0,1	-8,8	-2,1	-11,3	-6,1
1994	-16,8	-16,3	-9,5	-6,6	-3,9	3,1	5,2	3,5	0,5	-8,6	-14,2	-8,0	-6,0
1995	-16,4	-14,0	-15,3	-6,8	-2,5	3,3	6,4	5,4	2,2	-6,3	-14,3	-14,4	-5,0
1996	-9,7	-17,3	-7,0	-9,5	-4,8	2,4	5,4	5,0	0,8	-3,9	-4,8	-16,0	-5,0
1997	-17,8	-15,9	-12,1	-13,8	-3,2	2,6	5,3	4,7	0,6	-4,9	-8,2	-9,9	-6,1
1998	-20,0	-20,2	-13,3	-12,6	-5,5	2,7	8,3	6,9	0,3	-3,9	-5,3	-11,7	-6,2

Jednym z podstawowych zagadnień glaciologii – interdyscyplinarnej dziedziny wiedzy zajmującej się lodowcami – jest wyznaczenie bilansu masy lodowca – zestawienie akumulacji i ubytków masy lodowca w określonym przedziale czasowym (zwykle roku), przy użyciu porównywalnych jednostek. Do wyznaczenia kilku niezbędnych ku temu wielkości wykorzystywane są metody fotogrametryczne

1. Cele i zadania – stosowane metody pomiarów

1.1. Typowe obiekty i zjawiska badane fotogrametrycznie dla potrzeb glaciologii

Oprócz podstawowych materiałów kartograficznych opisujących lodowce i ich otoczenie w postaci map topograficznych w różnych skalach od 1 : 2000 do 1 : 100 000



Rys. 3. Lodowiec Hans – klif (z półwyspu Baranowskiego) i strefa marginalna (ze stałego stanowiska fotogrametrycznego 107 na wschodnim stoku Fugleberget) – sierpień 2000 r.

Fig. 3 Hans Glacier – ice cliff (from Baranowski Peninsula) and marginal zone (from the permanent photogrammetric survey station No 107, situated on the eastern slope of Fugleberget) – August 2000.



Rys. 4. Dwa zdjęcia fotograficzne strefy marginalnej lodowca Hans wykonane z tego samego stanowiska (Nr 107) i tej samej orientacji zewnętrznej: lewe 16 sierpnia 1982 r., prawe 8 lipca 2000 r. Widoczna zmiana poziomu klifu (około 600 m).

Fig. 4. The marginal zone of Hans Glacier on photogrammetric photos taken from the same station (No 107) and with identical elements of external orientation: the upper on 16 August, 1982, and the lower on 8 July, 2000. The notable change of cliff (ca. 600 m) is visible.



Rys. 5. Spitsbergen, Plateau Amundsenisen, (Ziemia Wedela Jarkberga) ukończone zdjęcia lotnicze wykonane w 1936 roku [Np10du, 1916]. Zdjęcia obejmują region, w którym pracowała Polska Wyprawa na Spitsbergen w 1934, wykonując na nieskartowanym dotąd obszarze (ponad 260 km²) pomiary triangulacyjne i terestrialne fotogrametryczne, w efekcie których powstała mapa 1:50 000. W centrum środkowego zdjęcia Plateau Amundsenisen z Górą Kopernika, za nią dwa duże lodowce Zawadzkiego i Polaków, między nimi Góry Piłsudskiego z pasmami górskimi i szczytami: Belvederetoppen, Warszawaaryggen, Ostra Bramutoppen, Waseltoppen, Wały Hetmanskieljellet i Bernardzikiewiczjellet oraz kilkoma mniejszymi lodowcami Zagrajski, Siedlecki, Mogiłnicki, Biernawski, Różycki i Wilno. Na zdjęciu lewym (2717) także Staszceljellet i Stanisławskikammen, a na prawym (2715): Curie-Sklodowskajellet i Polakieljellet. Nazwę „Amundsenisen” także zaproponowali Polacy. Mianownik skał tych zdjęć, (wykonanych z wysokości ok. 2700 m nad terenem przy pochyleniu osi kamery oświok -30°), zmienia się od 20 000 na przednim planie, poprzez 50 000 (środek zdjęcia) do 133 000 na dalekim, jeszcze interpretowalnym planie. Wprawny obserwator, może obu modele postrzegać stereoskopowo. Oba stereogramy posłużyły do próby weryfikacji wyników z wykorzystaniem dostępnych aktualnie metod cyfrowej obróbki obrazów (na stereo-digitalizacje VSD-AG11).

Fig. 5. Spitsbergen, Amundsenisen (Wedel Jarkberg Land) – high oblique photogrammetric photos taken in 1936 by Norwegian Polar Institute. In this region, the Polish Expedition worked in 1934. After triangulation and terrestrial photogrammetric surveys carried on the area over 260 sq. km, the topographic map at scale 1:50 000 was elaborated. This map contains Polish names of different topographic places. The name „Amundsenisen” was also proposed by the Polish explorers. The scale of photos taken from an altitude of 2700 m above terrain and the angle of ca 30 degrees, is changeable from 1:20 000 to 1:133 000 at far away, yet visible details

oraz najnowszej formy danych kartograficznych w postaci ortofotomapy, glaciolodzy oczekują od geodetów dostarczenia wiarygodnych danych o n/w obiektach i zjawiskach:

- klif lodowca (rys. 3.) – zmiany położenia,
- czoło lodowca – zmiany położenia,
- wielkie pola firnowe (rys. 5.) – zmiany ich geometrii (przede wszystkim miąższości);
- wielkość ruchu powierzchniowego lodowca (rys. 4.) w różnych interwałach czasu,
- makro-, mezo- i mikroformy glacialne;
- wieloletnie płyty śnieżne i małe lodowczyki (dot. obszarów nie zlodowcaonych stale).

1.2. Stosowane metody pomiarów i opracowań dla pozyskania danych metrycznych

Klasyczne metody geodezyjne (stolik topograficzny, niwelacja trygonometryczna lub geometryczna, przestrzenne wcięcie w przód) stosowane są bardzo rzadko. Wykorzystywane są jedynie na małych obszarach w pracach aktualizujących bądź pomiarach uzupełniających. Do niedawna, jedynie metoda kątowego przestrzennego wcięcia wstecz była stosowana do określania współrzędnych punktów osnowy fotogrametrycznej bądź też nawet większej ilości punktów pomiarowych na powierzchni lodowca.

Prace terofotogrametryczne prowadzone były na Spitsbergenie od końca XIX wieku. Wpierw stosowaną metodą była fotogrametria naziemna z graficznym opracowywaniem wyników (fotogrametria stolikowa). Wraz z postępem i rozwojem coraz doskonalszego instrumentarium fotogrametrycznego (polowego i kameralnego) metody fotogrametryczne stały się głównym źródłem danych kartograficznych w badaniach glaciologicznych. Metoda aerofotogrametryczna zastosowana została na Spitsbergenie dopiero w latach trzydziestych XX wieku.

Nowe metody geodezyjne (GPS, wykorzystanie tachimetrów elektronicznych typu *total station*) są coraz szerzej stosowane z uwagi na szereg zalet, między innymi konkurencyjny, w porównaniu do metod fotogrametrycznych, czas uzyskania wyników. Nie są one jednak pozbawione wad – do mierzzonego punktu trzeba dotrzeć z anteną odbiornika bądź lustrem dalmierza, co nie

zawsze jest możliwe i bezpieczne, a przede wszystkim dostarczają tylko informacji punktowych. Technologia GPS z odpowiednim zapleczem logistycznym (helikopter) jest natomiast bezkonkurencyjną w zagęszczaniu osnowy fotogrametrycznej dla potrzeb aerotriangulacji.

Metody teledetekcyjne z pułapu satelitarnego (zobrazowania i rejestracje o różnej rozdzielczości pozyskiwane w różnych pasmach widma elektromagnetycznego) i lotniczego (altimetria laserowa) są coraz śmielej wykorzystywane w badaniach tych trudno dostępnych obszarów. Ich dominującą zaletą jest możliwość pozyskania danych w stosunkowo krótkim czasie na olbrzymim obszarze. Dane tak zebrane są jednorodne, niejednokrotnie nie ma innej alternatywy w ich pozyskaniu.

Wybór metody opracowania kameralnego jest uzależniony głównie od sposobu pozyskania danych. Metody analogowe w opracowaniach fotogrametrycznych obecnie są w zaniku. Powszechnie stosowaną jest cyfrowa obróbka obrazów. Jeżeli zdjęcia fotogrametryczne wykonane były w technice srebrowej zamienia się ich postać na zapis cyfrowy, by skorzystać z dobrodziejstw cyfrowej obróbki przy wykorzystaniu autokorelacji obrazu rastrowego. Najbardziej zmundną i pracochłonną metodą stosowaną w opracowaniach terofotogrametrycznych jest metoda paralaks czasowych przy określaniu wielkości ruchu powierzchniowego lodowców. Same obliczenia można ująć w prosty algorytm i skorzystać z techniki komputerowej, natomiast obserwacje modeli czasowych są trudne (zwłaszcza dla okresów kilkuletnich lub rejestrujących wielkie zmiany typu szarży lodowej) i raczej nie do wyceliminowania w tradycyjny sposób. Rozwiązaniem tego problemu może być tylko wykorzystanie odpowiednich zobrazowań radarowych poddanych obróbce interferencyjnej (In SAR), aczkolwiek i ta metoda nie jest pozbawiona wad (brak koherencji obrazów przy większych interwałach czasowych lub znacznych zmianach geometrii badanego lodowca).

Zastosowanie metody cyfrowej obróbki obrazów w opracowaniach fotogrametrycznych znacznie uprościło pozyskiwanie danych do utworzenia numerycznego modelu terenu – ten zaś jest niezbędny do wygenerowania ortobrazów służących do opracowania ortofotomap. Ortofotomapa, posiadając wszelkie cechy kartometryczne mapy, nie jest skażona żadną interpretacją

w przedstawieniu trena przez obserwatora ani generalizacją podczas redakcji. Uzupełniona rysunkiem poziomica jest doskonałym materiałem studialnym, aczkolwiek moim zdaniem, jeszcze lepszym źródłem jest model przestrzenny postrzegany na monitorze fotografometrycznej stacji cyfrowej z odpowiednim do tego oprogramowaniem, po wykonaniu niezbędnych operacji strojenia modelu. Dostępne są wtedy także narzędzia ułatwiające wiele pomiarów (pomiaru odległości 3-D, powierzchni, objętości, spadków i inne) czy analiz interpretacyjnych (klasyfikacji obszarów). Utworzony numeryczny model terenu i wygenerowane ortobrazy stwarzają możliwości uzyskania niemal dowolnych widoków badanego obszaru z wirtualnym włączn

2. Spitsbergejskie polonica fotografometryczne

W roku 1934 uczestnicy Polskiej Wyprawy na Spitsbergen, sporządzili metodą terofotogrametryczną mapę w skali 1:50 000 obejmującą nieskartowane obszary płn części Ziemi Wedel Jarlsberga (rejon plateau Amundsenisen) - rys 5. Na oficjalnej mapie norweskiej w skali 1:100 000 (arkusz *Torellbreen*) widnieją do dziś toponomastyczne polonica (Góra Kopernika, Góra Staszica, szczyt Cune-Skłodowska, Góra Polaków, Stanisławskikammen, Góry Piśudskiego z pasmami górskimi i szczytami Belvederetoppen, Warszawa-ryggen, Bernadzikiewicz-fjellet, Ostra Bramatoppen, Waweltoppen, Waly Hetmanskie-fjellet, dwa duże lodowce Zawadzkiego i Polaków oraz kilka mniejszych lodowców Zagrajskiego, Siedleckiego, Mogińskiego, Biermawskiego, Rozyckiego i Wilno), (Zagrajski, Zawadzki, 1935-1936, 1936), (NPI, 1953-1994, 1991) - (rys. 5.).

W roku 1957, przy okazji prac związanych z II Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym, powstaje Polska Stacja Polarna przy fiordzie Hornsund. W latach 1957-1959 zostały zebrane dane służące do opracowań kartograficznych lodowców Werenskiöld (mapa części marginalnej 1:5000), Penck (morena czołowa w unikalnej skali 1:2000), (Lipert, 1961), (KMWG PAN, i in., 1996) i Hans (zmiany zasięgu klifu), (Dąbrowski, Lipert, 1984).

Po reaktywowaniu pracy Polskiej Stacji Polarnej w 1979 roku, kolejne prace fotografometryczne doprowadziły do wydania drukiem kolejnych pozycji kartograficznych:

- mapa otoczenia Polskiej Stacji Polarnej w skali 1:5000 *Spitsbergen, Polska Stacja Polarna* oraz *Mapa Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie* w skali 1:500, (IGiK, 1984a, 1984b),
 - mapy topograficzne *Spitsbergen* w skali 1:25 000 otoczenia fiordu Hornsund (ze zdjęć lotniczych z lat 1960-1961), 10 arkuszy, (I.G.i.K i in., 1987),
 - mapa rzeźby strefy marginalnej lodowca Werenskiöld 1:5000, (Mechliński, i in., 1979);
 - seria szkieców fotogeologicznych w skali 1:1000 opracowanych analogowo, w uproszczony sposób na podstawie czarno-białych zdjęć lotniczych wykonanych w skali 1:50 000 w latach 1960-1961
 - *Photogeological map of the Bungebreen forefield (West Spitsbergen);*
 - *Photogeological map of the Skaklidalen region (Sorkapp Land, Spitsbergen);*
 - *Mapa fotogeologiczna przedpola Lodowców Nann i Torella (SW Spitsbergen);*
 - *Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forestled, (Wedel Jarlsberg Land);*
 - *Photogeological map of Hansbreen - Sofiekanmen region, (Wedel Jarlsberg Land);*
 - *Photogeological map of the Hilmarfjellet region, (Sorkapp Land);*
 - *Photogeological map of Treskelen - Hyrnefjellet Kruseryggen area (Wedel Jarlsberg Land);*
 - *Photogeological map of the interlobal zone of Torellbreen.*
- przez zespoły pracowników Uniwersytetu Warszawskiego, Instytutu Geologicznego i Uniwersytetu UMCS w Lublinie,
- mapy topograficzne 1:25 000 z barwnych IR zdjęć lotniczych z 1990 roku. *Hans Glacier* oraz *Amundsenisen*, (U.ŚL. i in., red. Jania, Kolondra, 1992), (U. ŚL., NPI Oslo, red. Jania, Kolondra, 1994).
 - ortofotomapa 1:25 000 *Werenskiöldbreen and Surrounding Areas* (red. Jania, Kolondra, 2002), wraz z kilkoma innymi w pojedynczych egzemplarzach *Raudfjellet and Surrounding Areas 1:10 000, Surrounding*

ding areas of Polish Polar Station 1 5000, Dünayane 1 10 000, East Side Moraine of Hansbreen 1 5000) – wszystkie z w/w zdjęć z 1990 r. (niepublikowane prace własne L. Kolondra).

Poza wymienionymi pozycjami opracowań kartograficznych istnieją jeszcze wydane drukiem mapy tematyczne: geomorfologiczne i geologiczne nie będące wynikiem prac fotogrametrycznych, a także szereg drobnych opracowań fotogrametrycznych – pełniejsze ich zestawienie zawiera praca doktorska (Kolondra, 2002b).

3. Wyniki pomiarów

3.1. Klify i czoła lodowców – zmiany położenia

Gromadzone od 1982 do 2000 roku dane fotogrametryczne zawierające informacje o zmianach położenia klifów lub czoł lodowców Hans, Werenskiöld,

Torell (austre) oraz zebrane w 1984 roku dane o lodowcach środkowej części fiordu Kórber, Paerli, Mülbacher, Wibe i Kvalfangar były sukcesywnie opracowywane i publikowane (Jania, Kolondra, 1982), (Jania i in., 1983), (Kolondra, 1984, 1985, 1986), (Jania, 1986), (Jania i in., 1986), (Jania, Kolondra, 1984a, 1984b, 1988), (Jania, 1988a, 1988b), (Bukowska-Janja i in., 1988), (Kolondra, Jania, 1988), (Kolondra, Pulina, 1988), (Kolondra, 1991, 2000).

Najwięcej serii pomiarowych dotyczy zmian położenia klifu lodowca Hans. Tabela 2 informuje o danych wykonania cykli pomiarowych tegoż klifu. Wszystkie dane zostały opracowane analitycznie przez autora (układ współrzędnych płaskich UTM na elipsoidzie ED 50).

Analizie poddane były także klify i czoła innych n/w lodowców otoczenia fiordu Hornsund

Tabela 2. Daty miesięczne cykli pomiarowych rejestrujących zmiany położenia klifu lodowca Hans opracowanych analitycznie.
Table 2. Hans Glacier – the monthly dates of measured and elaborated cycles for registration of the cliff position change.

ROK	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1982								26				
1983								12				
1984								12,30				
1985									04			
1986		27	31	30		05,27	20	23	21			
1987		20			19							
1988								07,31		07	02	
1989						27						
1990					17							
1991							24	14	04,18	23		
1992			01,20	23	10	14						
1993							24		03	03		
1994				01	31			27	21	13		
1995			19		30			30	25	17		
1996					30							
1997					?							
1998							16	01				
1999												
2000							08					

- HANSBREEN (33 cykle pomiarowych obejmujących lata 1903-2000),
- WERENSKIÖDBREEN (7 cykli pomiarowych obejmujących lata 1936-2000),
- TORELLBREEN (4 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1990),
- KÖRBERBREEN (2 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1984),
- PAIERLBREEN (4 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1996),
- MÖLKBACHERBREEN (4 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1996);
- KVALIANGARBREEN (2 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1984),
- WIBEKBREEN (2 cykle pomiarowe obejmujące lata 1960-1984).

Wyniki 14 wybranych cykli pomiarowych z lat 1936-2000 ilustrujących zmiany położenia kłifu lodowca Hans zawiera rys. 6. Pełne dane o zmianie położenia kłifu lodowca Hans wyrażone w funkcji



Rys. 6. Zmiany zasięgu kłifu lodowca Hans w okresie 1936-2000 roku na podstawie wybranych cykli pomiarowych autora oraz danych archiwalnych.

Fig. 6. Hans Glacier - the change of cliff position in the period 1936-2000 on the ground of selected cycles surveyed by the author and other archival materials.

długości jego linii centralnej (od lododziału Vrangseiset) w okresie od 1899 do 2000 roku przedstawiono graficznie na rys. 7. Nawet pobieżna analiza wyników zmian położenia klifu pozwala stwierdzać, że w ostatnim stuleciu lodowiec Hans jest w stanie recesji. O poszczególne dekady XX wieku trudno się wypowiadać z uwagi



Ryc. 7. Zmiany położenia klifu lodowca Hans dla jego linii centralnej w okresie 1899-2000.

Fig. 7. Hans Glacier – changes of cliff position as function of the length of its central line in the period 1899-2000.

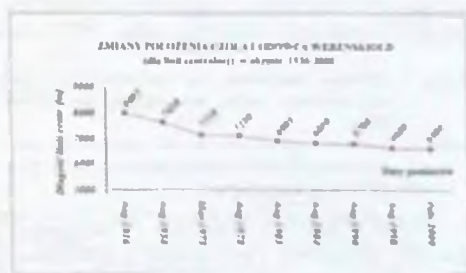
na brak wiarygodnych i pełnych danych. Właściwie to dopiero ostatnie dwie dekady są miarodajnym materiałem pozwalającym na przeprowadzenie analiz dotyczących zmian geometrii lodowca. I tak, z analizy danych dot. okresu 1982-2000 można wnioskować o oscylacyjnym charakterze zmian sezonowych i kilkuletnich. Pojedyncze ekstremum dotyczące odosobnionej obserwacji z roku 1973 nie może być zweryfikowane innymi obserwacjami – takowych brak. Bardzo przemawiającym obrazem zmian położenia klifu lodowca Hans w ostatnich dwóch dekadach są dwa zdjęcia fotogrametryczne (rys. 4.) wykonane z tego samego stanowiska, przy tej samej orientacji dla rejestracji ruchu powierzchniowego w roku 1982 i 2000 (Kolondra, 2002b)

Tabela 3. Wielkość recesji [m] klifów lodowców w odniesieniu do stanu w roku 1936

Table 3. Value of regression [m] of glacier cliff with reference to its position in 1936 year

Lodowiec Glacier	1960 zdj. lotnicze	1982 zdj. naziem.	1983 zdj. naziem.	1984 zdj. naziem.	1990 zdj. lotnicze	1996 altim. laser
Torell	-760	-1500	-1410		-2250	
Körber	190			-300		
Pauerl	-1125			-1625	-2325	-2975
Mühlbacher	-3125			-3375	-4125	-4450

Podobnie jak lodowiec Hans, zachowują się w ostatnich latach także pozostałe lodowce regionu. Drugim pod względem ilości obserwacji geodezyjnych jest lodowiec Werenskiöld, różniący się głównie od poprzedniego tym, że jego czoło kończy się na lądzie. Graficzne wyniki, ilustrujące zmiany położenia czoła tego lodowca, odnotowane na linii centralnej jezora południowego, której początek przyjęto na lododziałowej Przełęczy Kosiby, zawiera rys. 8. W okresie 64 lat lodowiec wycofał się



Rys. 8. Zmiany położenia czoła lodowca Werenskiöld (dla linii centralnej południowego jezora z początkiem na Przełęczy Kosiby) w okresie 1936-2000.

Fig. 8. Werenskiöld Glacier – changes of the front position as the function of the length of its central line (for the southern part with the beginning at Kosiba Pass) in the period 1936-2000.

o ponad 1400 m, co daje uśrednioną wielkość rzędu 22 m/rok – podobną do wcześniejszego wycieszenia, z krótszego okresu obserwacyjnego, Baranowskiego (1975) – 25 m/rok.

Informacje o wielkości recesji klifów innych obserwowanych lodowców otoczenia fiordu Hornsund zamieszczono w tabeli 3. Klify lodowców Kvalfangar i Wibe

obserwowane w 1984 roku nie wylazaly prawie zadnych zmian w odniesieniu do stanu z 1960 roku. Lodowce Kvalfangar w 1936 roku nie uchodzaly jeszcze do zatoki Burgerbukta – stanowił boczny jezor lodowca Mülbacher.

3.2. Wyznaczenie ruchu powierzchniowego lodowca

Pomiary ruchu powierzchniowego dotyczą glownie lodowca Hans, którego regularne obserwacje rozpoczęto w 1982 roku (Jania, Kolondra, 1982), (Ko-

Tabela 4. Zbiornce zestawienie par porównywanych cykli dla określenia ruchu powierzchniowego lodowca Hans.

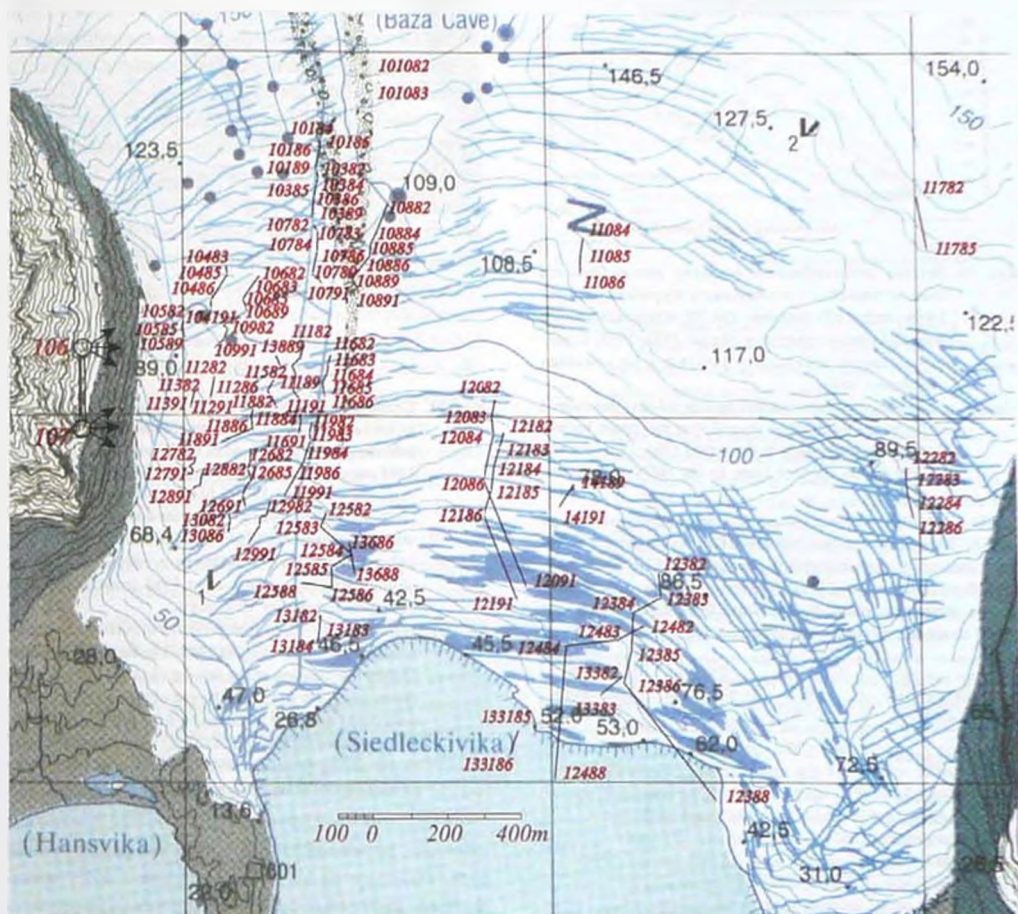
Table 4. Summary specification of the pairs of the compared cycles to define surface movement of the Hans Glacier.

Nr pomiaru	Okres porównawczy	Data cyklu początkowego	Data cyklu końcowego
0	10 dni	1982.08.16	1982.08.25
1	1 rok	1982.08.16	1983.08.10
2	2 tygodnie	1983.08.10	1983.08.27
3	1 rok	1983.08.10	1984.08.15
4	1 dzien	1984.08.15	1984.08.16
5	2 dni	1984.08.15	1984.08.17
6	3 dni	1984.08.15	1984.08.18
7	4 dni	1984.08.15	1984.08.19
8	5 dni	1984.08.15	1984.08.20
9	1 rok	1984.08.15	1985.09.26
10	1 rok	1985.09.20	1986.08.06
11	7 dni	1986.06.29	1986.07.05
12	12 dni	1986.06.29	1986.07.10
13	16 dni	1986.06.29	1986.07.14
14	18 dni	1986.06.29	1986.07.16
15	39 dni	1986.06.29	1986.08.06
16	2 lata	1986.08.06	1988.08.07
17	3 lata	1986.08.06	1989.08.08
18	3 lata	1988.08.07	1991.09.04
19	2 lata	1989.08.08	1991.09.04
20	1 rok	1988.08.07	1989.08.08

londra, 2002b). Z założonych na wschodnim stoku Fugleberget stałych stanowisk (płyty autocentrumujące) wykonywano cykliczne obserwacje przy użyciu fototeodolitu PHOTHEO 19/1318 do roku 2000. Obserwacje prowadzono z różną częstotliwością: jednego dnia, kilku dni, tygodni, miesięcy i kilku lat. W tabeli 4 zamieszczono pełne zestawienie danych z lat 1982–1991 opracowanych metodą paralaks czasowych. Rys. 9, na półtonowym podkładzie fragmentu mapy topograficznej, przedstawia zbiornce zestawienie ruchu powierzchniowego Lodowca Hansa w okresie 1982–1991 dla tych reprezentatywnych punktów, które były możliwe do zaobserwowania w okresie dłuższym niż rok. W liczbowym oznaczeniu mierzonego punktu, dwie ostatnie cyfry informują o roku (w zapisie skróconym), którego obserwacja dotyczy. Średnią roczną prędkość powierzchniową dla tego okresu, określoną dla zachodniej strefy brzegowej i części centralnej lodowca, ilustruje rys. 10. Kolejny rys. 11 zawiera wyniki ruchu powierzchniowego strefy marginalnej lodowca Hans dla okresów krótszych jedno- i kilkunastodniowych w sierpniu 1983 roku. Średnie prędkości dobowe wyznaczone z obserwacji dobowych, tygodniowych i rocznej w 1982 i 1983 zawiera tabela 5.

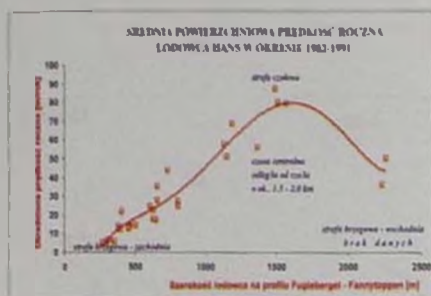
Analiza uzyskanych wyników pozwala wysnuć poniższe wnioski (dot. lodowca Hans i wynikające tylko z układu i wielkości wektorów, bez wnikania w ich genezę glacyologiczną).

1. Rozkład prędkości powierzchniowej w profilu poprzecznym wykazuje jej stopniowy wzrost od brzegu zachodniego do części centralnej. Spadek prędkości we wschodniej strefie brzegowej jest mniej wyraźny. Bardziej wiarygodnemu określeniu tej ostatniej wielkości przeszkadza topografia lodowca (przy takim usytuowaniu stanowisk fotogrametrycznych) i zbyt duża odległość od tej partii lodowca.
2. Większa prędkość (3–4 krotna) partii czołowej niż strefy oddalonej od czoła o ok. 1,5–2,0 km, rozciągającej się wzdłuż linii centralnej lodowca.
3. Średnie prędkości dobowe odnotowywane z krótkookresowych obserwacji w sierpniu są niższe od prędkości dobowych określanych z obserwacji długookresowych – rocznych lub dłuższych



Rys. 9. Zbiorcze zestawienie trajektorii wektorów ruchu powierzchniowego lodowca Hans w okresie 1982–1991. Skala wektorów równa skali mapy podkładowej (fragment arkusza mapy topograficznej HANS GLACIER, 1:25 000 ze zdjęć lotniczych z 1990 roku). Dwie ostatnie cyfry w oznaczeniu mierzonego punktu informują o roku, którego obserwacja dotyczy. Warto zwrócić uwagę na wyraźne zmiany zwrotów wektorów w strefie ruchu tensyjnego w pobliżu klifu lodowca.

Fig. 9. Hans Glacier – the graphical result of surface movements in the period 1982–1991. The scale of the vector is the same as the topographic map (fragment of aerial photos taken in 1990). The last digits of the name surveyed points mean the year of the observation. In the marginal part of the cliff, notable changes in direction of vectors are visible.



Rys. 10. Średnia powierzchniowa prędkość roczna lodowca Hans wyznaczona z sumarycznych wypadkowych wektorów ruchu kilkuletniego dla 33 reprezentatywnych punktów obserwowanych w okresie 1982-1991. Z analizy odrzucono informacje o punktach w bezpośrednim sąsiedztwie klifu.

Fig. 10. Hans Glacier - mean annual surface velocity determined as summary resultant of several year movement vectors for 33 measured points in the period 1982-1991. Results for the points situated close to the cliff were rejected.

Tabela 5. Średnie wielkości dobrego ruchu powierzchniowego ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$) strefy marginalnej lodowca Hans wyznaczone z obserwacji dobowych, tygodniowych i rocznej w 1982 i 1983 roku.
Table 5. Marginal zone of Hans Glacier - the mean value of daily surface movements ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$) determined from daily, weekly and annual observations during the 1982 and 1983.

Data porównywalnych cykli pomiarowych	16-25 08. 1982 10 dni	29.06 - 6 08 1986 18 dni	16.08.1982-10.08.1983 360 dni
Część brzegowa zach.	0-6	0-4	1-5
Część centralna strefa marginalna	6-20	8-14 11-61	7-19
Część brzegowa wschodnia	0-7	0-6	0-11

4. W bezpośrednim sąsiedztwie czoła kierunki wektorów ruchu są różne, odmienne od kierunku wytyczonego przez linię centralną. Zmiany kierunku wektorów występują okresowo także w innych partiach lodowca.

1.3. Określenie względnych zmian miąższości lodowca

Metoda bezpośredniego pomiaru jest najczęściej stosowaną przez glaciologów sposobem pozyskiwania danych ujmujących względne zmiany miąższości pokrywy



Rys. 11. Graficzne wyniki pomiaru ruchu powierzchniowego strefy czołowej lodowca Hans, mierzonego w interwałach jednodniowych (pozycje A, B, C i D) od 16 do 19 sierpnia 1984 roku. Cały wektor (pozycja E) ilustruje ruch strefy czołowej w okresie 12 dni (do 28 sierpnia). Wykorzystano mapę podkładową - fragment autorskiego opracowania topograficznego HANS GLACIER [U. Śl., 1994], która przedstawia stan lodowca z roku 1990. Z tego powodu wektory ruchu z roku 1984 znalazły się poza zasięgiem lodowca w 1990 roku.

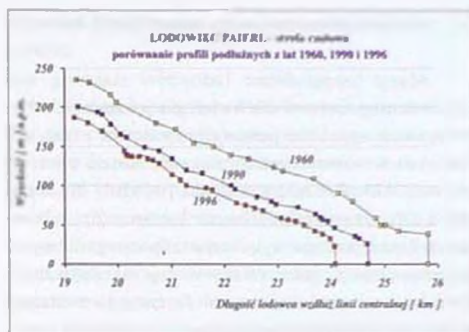
Fig. 11. Hans Glacier - the graphical results of surface movement of marginal zone in August 1984. The letter A, B, C and D show the position of the measured point day after day (from Aug. 16th to 19th). The end of vector (E) indicates position of this point after twelve days (up to Aug. 28th). The map used (HANS GLACIER) was elaborated after aerial photos taken in 1990 - that is why the vectors of movements from 1984 are outside the ice.

lodowych, zwykle wzdłuż wybranych linii profili podłużnych. Dokonuje się go mierząc odcinek między wierzchołkiem wierceń (wtopionej lub whitej) uprzednio w lodowiec tyczki, o znanej długości, a powierzchnią śniegu (lodu) na lodowcu. Pomiaru takie wykonywane okresowo, przed okresem akumulacji, w czasie jego trwania i po zakończeniu procesu ablacji, dostarczają informacji niezbędnych do określenia bilansu masy lodowca. Najcenniejsze są, gdy prowadzi się je przez wiele lat. Pomiaru takie, zwłaszcza na dużych obszarach, są uciążliwe (zwłaszcza latem), a często niebezpieczne. Pomiaru bilansu masy wykonywane taką metodą, o odpowiedniej do powierzchni lodowca ilości tyczek,

są uważane za najbardziej dokładne. Bardziej nowatorskim wariantem technologicznym takiego pomiaru bezpośredniego może być wykorzystanie techniki GPS, która oprócz dostarczania informacji o zmianach współrzędnych X, Y, (ruch lodowca) może informować o aktualnych wysokościach bezwzględnych współrzędnej Z w ustalonym układzie odniesienia. Informacje tego typu mogą być pozyskiwane metodami pośrednimi, w tym także fotogrametrycznymi. Oprócz najzwyklejszego sposobu polegającego na sporządzeniu profilu podłużnego z dostępnych map, przeważnie sporządzanych metodami fotogrametrycznymi, (które nie są niestety tak często aktualizowane na terenach glacialnych) można wykorzystać dostępne zdjęcia lotnicze lub wykonywać doraźnie, dla mniejszych obszarów, zdjęcia terrofotogrametryczne. Próba taka, polegająca na sporządzeniu numerycznego modelu fragmentu kopuły lodowej Amundsenisen ze zdjęć terrofotogrametrycznych i porównaniu go z numerycznym modelem odtworzonym z rysunku warstwicowego mapy sporządzonej ponad 50 lat wcześniej, była wykorzystana w trakcie opracowywania materiałów wyprawy na Spitsbergen w 1990 roku (Kolondra, 1991), (Kolondra, i in., 1994). Metoda może dostarczyć informacji o zmianach powierzchniowych (odróżnieniu od punktowych w bezpośrednim pomiarze klasycznym) poprzez prosty sposób określenia zmiany objętości masy lodowca na badanej powierzchni. Przytaczając wyniki ostateczne wspomnianych wyżej publikacji można stwierdzić, że w okresie od sierpnia 1934 roku do kwietnia 1990 roku na powierzchni 1 km² (ograniczonej współrzędnymi „starego” układu G-K

$$\begin{aligned} X_{\min} &= 80\,000 \text{ m} & X_{\max} &= 81\,000 \text{ m} \\ Y_{\min} &= 115\,000 \text{ m} & Y_{\max} &= 116\,000 \text{ m} \end{aligned}$$

ubytek objętości masy lodowca (plateau Amundsenisen) wyniósł: 16,78 mln m³, co po uwzględnieniu różnic średniej gęstości śniegu (z tytułu różnej pory wykonania zdjęć) oraz średniej wielkości ablacji letniej daje równowartość ok. 10-12 m obniżenia powierzchni w tym rejonie. Wspomniana wyżej metoda określenia zmian wysokościowych powierzchni lodowców poprzez sporządzenie profilu podłużnych - z istniejących opracowań



Rys. 12. Zmiany miąższości strefy czołowej lodowca Paierl w okresie 1960–1990–1996. Dane dla lat 1960–1990 zaczerpnięto z map topograficznych w skali 1:25 000 opracowanych ze zdjęć lotniczych (IGF PAN, red. Barina i in., 1987) oraz (U.Śl. – red. Jama, Kolondra, 1992). Dane z roku 1996 pozyskane zostały w wyniku obróbki materiałów (Kolondra, Jania, 1998) pozyskanych metodą altimetrii laserowej z pulapu lotniczego w kwietniu 1996 roku przez NASA. Wyniki dokumentują zmiany grubości w strefie czołowej lodowca rzędu 1,6 m·rok⁻¹ w okresie 1960–1990 oraz ok. 2,8 m·rok⁻¹ w okresie 1990–1996. Recesję lodowca potwierdzają zmiany położenia jego klufr – 1250 m oraz 650 dla analogicznych okresów. Oznacza to znaczne przyspieszenie deglacji tego obszaru w ostatniej dekadzie XX wieku.

Fig. 12. Paierl Glacier – changes of the thickness of marginal zone in the periods 1960–1990–1996. Data for the years 1960 and 1990 were taken from the topographic maps at scale 1:25 000 (after aerial photos) – (IGF PAN, red. Barina, et al., 1987) and (U.Śl. – red. Jama, Kolondra, 1992). Data for 1996 were collected after elaboration (Kolondra, Jania, 1998) as a results from airborne laser altimetry carried by NASA on April 1996. The annual changes of ice thickness in marginal zone are ca. 1,6 m in the period 1960–1990 and ca. 2,8 m in the period 1990–1996. The recession of glacier is confirmed by changes position of its cliff – 1250 m and 650 m for the analogous periods.

kartograficznych w powiązaniu z innym sposobem pozyskiwania takich danych (altimetria laserowa z pulapu lotniczego) – została wykorzystana także do określenia zmian wysokości kilku lodowców regionu (Paierl, Mulbacher, austre Torell i Amundsenisen). Przykład wykorzystania takich danych dla wyznaczenia zmian miąższości lodowca Paierl zamieszczono w poniższym wykresie – rys. 12.

wych oraz 5 m dla lodowców Oprócz podstawowej treści, typowej dla opracowań topograficznych, mapy zawierają informacje glaciologiczne: położenie klifu lodowca, szczeliny lodowcowe, potoki supraglacialne, studnie lodowcowe, moreny oraz usytuowania pomiarowych stacji i punktów badawczych. Arkusz mapy „AMUNDSEISEN” obejmuje znaczną część terenu pomierzonego i opracowanego kartograficznie przez uczestników Polskiej Wyprawy Polarnej w 1934 roku – wydany został w 60 rocznicę tego wydarzenia z okolicznościową adnotacją. W niniejszej pracy prezentowany jest tylko fragment pierwszej z wymienionych map – rys. 13.

3.5. Wielkoskalowe opracowania małych fragmentów obszarów zlodowaconych

Wielkoskalowe opracowania topograficzne obszarów zlodowaconych noszą informacje ilościowe o sytuacji i rzeźbie terenu pokrytego lodowcami, strefy marginalnej, jak i peryglacialnego sąsiedziwa. Od precyzji wykonania tego typu opracowań fotogrametrycznych zależy wiarygodność ilościowej analizy zjawisk i procesów glacialnych. Opracowań takich obszarów w skalach od 1:500 do 1:5000 wykonałem kilkanaście. Większość z nich powstała jeszcze w manierze analogowej. Dwa z nich (wschodni stok pasma górskiego Wurmbrandegga oraz zachodni stok pasma Tsebysjovfiellet – Sørkapp), (Kolondra, 1979, 1980) oprócz rzutu poziomego posiadały także opracowane widoki w rzucie na płaszczyznę pionową prostopadłą do osi układu fotogrametrycznego. Unikalnym opracowaniem tego typu, wydanym drukiem jest mapa moreny czołowej lodowca Penck w skali 1:2000 (Komitet Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej PAN, Wojskowa Służba Topograficzna, 1966). Na wzmiankę zasługują także, moim zdaniem, udane próby wykorzystania cyfrowych amatorskich aparatów fotograficznych do pozyskania zdjęć przydatnych do sporządzenia map niewielkich obszarów (np. pole naledzi na przedpolu lodowca, fragmenty terenu wysokogórskiego) opracowanych w skalach 1:500–1:2000. Więcej szczegółów zawiera praca doktorska (Kolondra, 2002).

3.6. Kartowanie makro- mezo- i mikroform glacialnych

Kartowanie form powierzchni lodowca dla badania ich charakterystyki, rozmieszczenia i morfometrii wykonane było poprzez analizę przestrzenną na stereomodelach zdjęć lotniczych dla dwóch Lodowców Hans i Werenskiöld (Kolondra, Pulina, 1998, Pulina i m., 1999). Podstawą kartowania form rzeźby powierzchniowej lodowca Hans, (rys. 3) oraz lodowca Werenskiöld była szczegółowa, stereoskopowa analiza modelu przestrzennego

Zakładając *a priori*, minimalną wielkość odformatowanego szczegółu powierzchni lodowca na ok. 0,020–0,030 mm (w skali zdjęcia lotniczego), można było oczekiwać poprawnej interpretacji pojedynczych detali (przede wszystkim studnie lodowcowe) o wielkości 1,0–1,5 m. Obiekty lutowe (szczeliny, potoki lodowcowe) o mniejszej szerokości (do ok. 60%) są także możliwe do zinterpretowania pod warunkiem poprawnej jakości fotograficznej obrazu. Podczas szczegółowej interpretacji modelu przestrzennego, połączonej z analizą zjawisk zachodzących na i pod powierzchnią lodowca, możliwym okazało się wydzielenie form rzeźby, których wcześniej na tej mapie nie zinterpretowano. Na Lodowcu Hansa, poczynając od form największych, do wyróżnienia były możliwe:

formy powierzchniowe:

granice zlewni powierzchniowej w strefie ablacyjnej lodowca:

- w centralnej części lodowca,
- w marginalnej części lodowca,
- w centralnej części lodowców bocznych,
- w marginalnej części lodowców bocznych,
- przy nunatakach,

duże depresje kniokrasowe:

- bez potoku powierzchniowego,
- z lokalną siecią hydrograficzną,
- z lokalną i tranzytową siecią hydrograficzną,
- ze zbiornikiem wodnym;

depresje kniokrasowe średniej wielkości:

- bez sieci hydrograficznej,
- ze studnią odwadniającą lokalną sieć hydrograficzną,

- ze studnią odwadniającą lokalną i tranzytowa sieć hydrograficzną,

deprese knokrasowe powyżej linii równowagi.

formy podziemne

otwory studni lodowcowych

- stwierdzone
- eksplorowane,

podmorskie wypływy wód lodowcowych:

źródła wód lodowcowych

Na lodowcu Hans, spośród licznych typów mezo i makroform knokrasowych wyróżniono przede wszystkim liczną generację depresji knokrasowych. Podzielono je na depresje

duże (o średnicy $>0,8$ km i powierzchni $>0,5$ km²),

- średnie (o średnicy rzędu 0,4 km i powierzchni 0,2–0,5 km²); i

- pojedyncze (stanowią w większości strefy ponorowe dla potoków powierzchniowych lub powstały na drodze grawitacyjnej).

Wydzielono ich w sumie: 3 wielkie depresje, 9 średnich i 31 małych zagłębień. Przedstawiono również na mapie lokalizację studni lodowcowych. Lodowiec Wereniskiöld jest uboższy (niż lodowiec Hans) w makroformy, także mezoform jest mniej. Treść mapy lodowca Wereniskiöld została uzupełniona o dane z bezpośredniego pomiaru (Řehák, 1998) wykonanego nawigacyjnym odbiornikiem GPS, a dotyczącego położenia stwierdzonych czynnych i zasklepionych studni lodowych. Na całym obszarze lodowca zinwentaryzowano aż 132 studni.

Przedstawiony inwentarz form o określonych cechach morfologicznych jest możliwy do identyfikacji nie tylko w trakcie bezpośrednich badań terenowych, ale również metodami teledetekcyjnymi (zdjęcia lotnicze, satelitarne). Pozwala to na kartowanie tych form zarówno na mapach średnioskalowych (np. 1 : 25 000), czy mapach o skalach mniejszych. Naniesienie na mapy topograficzne granic dużych form występujących w częściach ablacyjnych lodowców niewątpliwie wzbogaci takie mapy, na których dotąd przeważały puste powierzchnie. Opracowany przez mnie szczegółowy inwentarz form knokrasowych pozwala na sporządzenie map geomorfologiczno-hydrologicznych powierzchni lodowców. Rozmieszczenie depresji knokrasowych i związa-

nych z nimi indywidualnych zlewni odwadnianych przez system drenażu wewnątrz- i podlodowcowego ma duże znaczenie w rozpoznaniu wielu zjawisk i procesów glacialnych. Ze wstępnych studiów nad mapą glacio-morfologiczną lodowca Hans wynika, iż taka analiza pozwoli na wyjaśnienie wielu zagadnień związanych z modelem odpływu wód roztopowych z powierzchni lodowca.

3.7. Numeryczne modele powierzchni lodowców i ich otoczenia

Numeryczny model terenu (NMT) znacznie poszerza możliwości i ułatwia wykonanie niezbędnych prac redakcyjnych podczas tworzenia mapy (generowanie rysunku warstwicowego z dowolnym cięciem i dowolnej skali oraz sporządzenia cieniowanego rysunku rzeźby przy wybranych parametrach oświetlenia). Ma też wielkie znaczenie, przy wykorzystaniu odpowiedniego oprogramowania, w szybszym przeprowadzeniu szeregu analiz numerycznych niezbędnych do kompleksowego, interdyscyplinarnego badania środowiska geograficznego. Proste czynności z obliczeniem spadku terenu, wyznaczeniem profilu podłużnego czy poprzecznego stają się jeszcze prostsze, zaś obliczenie objętości między dwoma odpowiednio określonymi powierzchniami (lub powierzchnią i płaszczyzną na zadanym obszarze), bądź np. wykonanie analiz związanych z nasłonecznieniem terenu z uwzględnieniem otaczającego horyzontu fizycznego w dowolnej porze roku i dowolnym okresie czasu są możliwe do precyzyjnego określenia przy znacznie mniejszym nakładzie pracy i nieporównywalnie krótszym czasie niż tradycyjnie. Numeryczny model terenu to zbiór informacji o powierzchni terenu w postaci zbioru współrzędnych X, Y, Z punktów (w różnym zapisie) wiemie ten teren opisujący poprzez

- linie szkieletowe (grzbiety, ciekły);
- linie nieciągłości (urwiska, granice skarp);
- punkty charakterystyczne terenu (ekstremum lokalne);
- granice wyłączeń obszarów płaskich (morze, jeziora, zbiorniki wodne);
- granice wyłączeń obszarów o jednolitym spadku (szerokie rzeki),

– punkty rozproszone lub tworzące siatkę regularnych kwadratów wraz z algorytmem umożliwiającym odtworzenie kształtu powierzchni w określonym obszarze.

Najczęściej stosowanym obecnie sposobem pozyskiwania danych do NMT jest cyfrowa obróbka steromodelu na fotogrametrycznej stacji cyfrowej z wykorzystaniem funkcji automatycznej korelacji obrazu (bądź pod nadzorem obserwatora). Dokładność tak pozyskanego modelu jest najwyższa z dotąd stosowanych metod a szybkość, z jaką jest tworzony, też dotąd bezkonkurencyjna. Wynik automatycznego opracowania NMT musi jednak być poddany kontroli, gdyż współczesne systemy nie są niezawodne – w generowanych wartościach wysokości punktów mogą pojawić się błędy (nie zawsze usunięte na drodze wewnętrznej filtracji). Dokładność pozyskania danych wysokościowych metodą aerofotogrametryczną przy użyciu kamer normalno- i szerokokątnych (czyli dla formatu zdjęć 23 x 23 cm i stałej kamery $c_k = 300$ lub 152 mm, odpowiednio) zwykło się określać jako iloczyn wysokości lotu (nad terenem) oraz współczynnika k uzależnionego od stopnia trudności terenu i dokładności osnowy fotogrametrycznej.

$$M_{Z \text{ foto}} = H_1 k = c_k M_{\Delta} k$$

gdzie:

$M_{Z \text{ foto}}$ – śr. błąd pomiaru fotogrametrycznego współrzędnej Z ,

H_1 – wysokość lotu nad terenem,

c_k – stała kamery,

M_{Δ} – mianownik skali zdjęcia lotniczego,

k – współczynnik ustalony empirycznie przez wielu autorów i przyjmowany w wielkości:

0,10‰ dla terenów łatwych i bardzo dokładnej osnowie fotogrametrycznej,

0,15‰ dla terenów łatwych i dobrej osnowie fotogrametrycznej,

0,20‰ dla terenów o średnim stopniu trudności i dobrej osnowie fotogrametrycznej,

0,30‰ dla terenów trudnych i poprawnej osnowie fotogrametrycznej

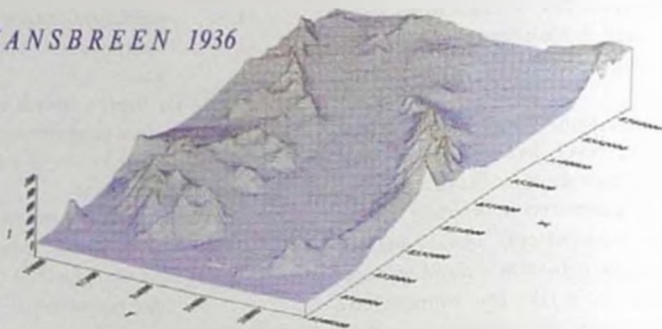
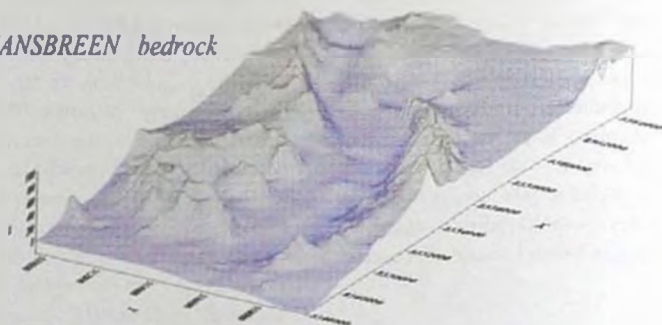
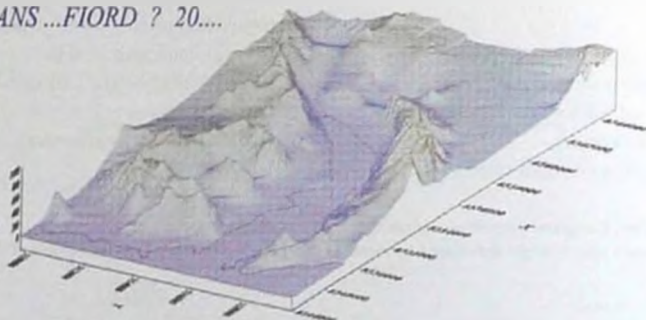
Przykładowe wielkości średniego błędu $M_{Z \text{ foto}}$ dla wybranych parametrów przedstawiono w tabeli 6

Generowany przez algorytm NMT może mieć postać regularnej siatki kwadratów (ang. GRID) lub dokładniejszej, nieregularnej siatki trójkątów (ang. TIN – Triangular Irregular Network). Przy opracowaniu cyfrowej ortofotomapy, znajomość NMT jest warunkiem koniecznym. Jego dokładność ma bezpośredni wpływ na poprawność procesu ortorektyfikacji materiału źródłowego, podczas tworzenia ortoobrazu. Rys. 14 jest przykładem wizualizacji terenu z wynikami radiosondazu (Głazowski i in., 1991) oraz modelowaniem wizji czasowej. Rys. 15 stanowi przykład NMT w postaci cieniowanego reliefu obszaru, którego dane wysokościowe (ponad 700 tys. punktów w regularnej siatce kwadratów 20 x 20 m oraz linie szkieletowe i punkty charakterystyczne) zebrane zostały ze stereogramów barwnych IR zdjęć lotniczych w skali 1 : 50 000 w ramach projektu „WERENSKIOLDBREEN”. Dane te posłużyły do wygenerowania 7 ortoobrazów, z których sporządzona została ortofotomapa (rys. 16), (Jania, Koldra, 2002).

Tabela 6. Średni błąd [m] fotogrametrycznego pomiaru wysokości w funkcji wysokości lotu.

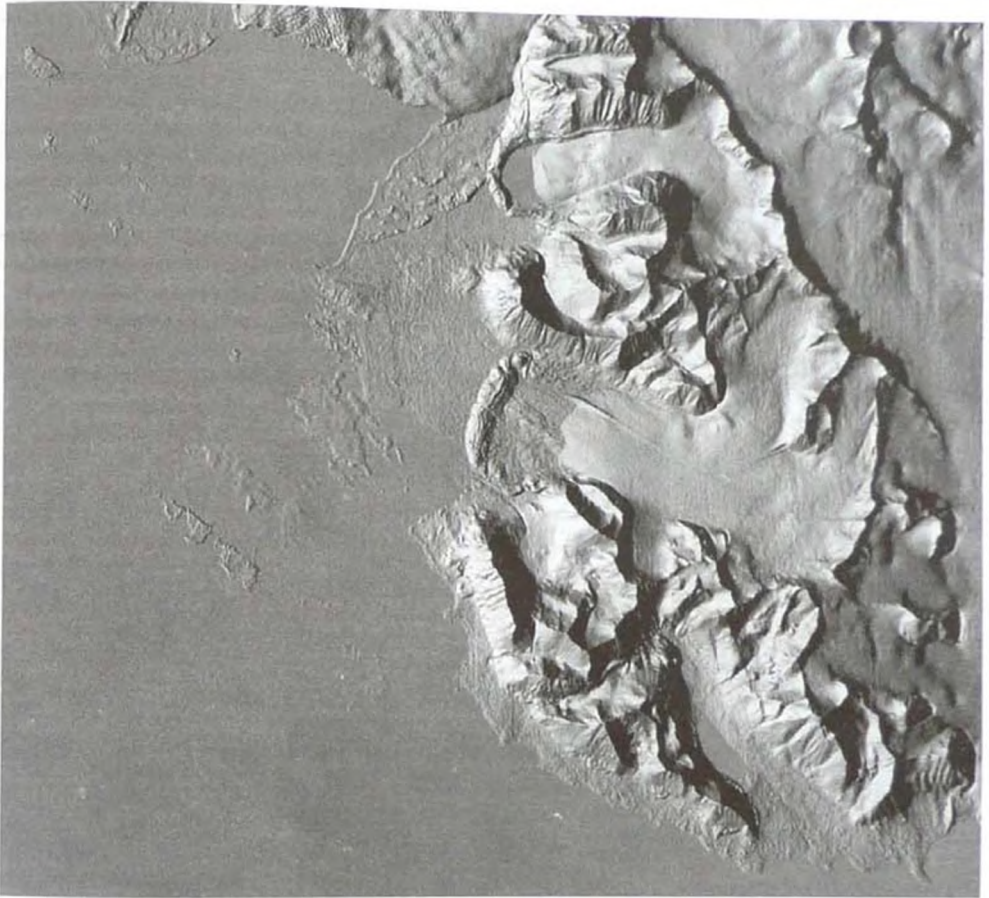
Table 6. The mean errors [m] of height determined by means of photogrammetric methods as the function of flight altitude.

Stopień trudności terenu Jakość osnowy fotogrametr	k [‰]	Wysokość lotu [m]						
		500	750	1500	2500	3500	5000	7500
Teren łatwy, osnowa h dobra	0,10	0,050	0,075	0,150	0,250	0,350	0,500	0,750
Teren łatwy, osnowa dobra	0,15	0,075	0,112	0,225	0,375	0,525	0,750	1,125
Teren średni, osnowa dobra	0,20	0,100	0,150	0,300	0,500	0,700	1,000	1,500
Teren trudny, osnowa dobra	0,30	0,150	0,225	0,500	0,750	1,050	1,500	2,250

HANSBREEN 1936*HANSBREEN bedrock**HANS...FIORD ? 20....*

Rys 14. Numeryczne modele lodowca Hans i otoczenia: A - stan z roku 1936, wg mapy 1:50 000 [NPI Oslo, 1966]; B - podłozę lodowca wg radiosondażu z 1989 roku oraz dna morza; C - prawdopodobny obszar zatoki - fiordu morskiego, który powstanie po całkowitym ustąpieniu lodowca Hansa.

Fig. 14. DIM of Hans Glacier and surrounding area: A - according to topographic map at scale 1:50 000 (from 1936 aerial photos), [NPI Oslo, 1966]; B - bedrock according to radio-echo-sounding taken in 1989 year and bathymetry; C - future vision of the bay after... total melting of glaciers.



Rys. 15. Cieniowany relief numerycznego modelu terenu pozyskanego ze zdjęć lotniczych w skali 1:50 000 dla potrzeb projektu WERENSKIOLDBREEN.

Fig. 15. The shaded relief of DTM collected from the aerial photos taken at scale 1:50 000 in the project WERENSKIOLDBREEN.

Możliwości analityczne i wizualne NMT poprawnie stworzony numeryczny model terenu – jaki musi być uprzednio opracowany, żeby powstała cyfrowa ortofotomapa – stwarza szereg możliwości przeprowadzenia analiz i obliczeń numerycznych. Prawidłowo zebrane informacje przestrzenne o terenie stwarzają w glaciologii ogromne możliwości ich wykorzystania w postaci:

- generowania izolinii o cięciu warstwicowym niemal dowolnym (pod warunkiem stworzenia poprawnego, o odpowiedniej szczegółowości NMT),
- wizualizacji perspektywicznych terenu (także wirtualnych) oraz różnorodnych widoków reliefu w postaci rysunku cieniowanego z „renderingiem” włączone (nałożenie na blokdiagram widoku perspektywicznego powierzchni, jego naturalnych walców tonalnych



Rys. 16. Lodowiec WERENSKIOLD i otoczenie – ortofotomaz z 7 barwnych IR zdjęć lotniczych.
 Fig. 16. WERENSKIOLD Glacier and surrounding areas – the orthomage mosaiced from 7 false color IR aerial photos.

pobranych z fotografii lotniczej lub satelitarnej) i wielu innych uzależnionych od potrzeb i możliwości programowych,

- przeprowadzenia analiz morfometrycznych rzeźby terenu i powierzchni lodowca o dużym stopniu dokładności (mapa spadków, mapa ekspozycji, wysokości względnych – amplitudy rzeźby).

- określenia powierzchni stref wysokościowych lodowca dla analiz hipsometrycznych oraz obliczeń powierzchniowego bilansu masy;

- zastosowanie powyższych map dla sporządzenia powierzchniowego modelu bilansu radiacyjnego całego lodowca;

- przeprowadzenia analiz mikrorzeźby powierzchni lodowca i otaczającego go terenu,

- przyrodniczej interpretacji treści tonalnej, której wyniki mogą być przedstawione w sposób kartometryczny na podkładzie ortofotomapy.

3.8. Cyfrowa ortofotomapa lodowców i ich otoczenia

Ortofotomapa jest kartometryczną, tonalną postacią zdjęcia lotniczego (lub zobrazowania satelitarne), przetworzonego z rzutu środkowego do projekcji ortogonalnej w określonej skali, w przyjętym układzie odniesienia. Dynamiczny rozwój sprzętu komputerowego i oprogramowania, a w ostatnich latach, także cyfrowych metod obróbki obrazów, znacznie wpłynął na wzrost ilości opracowań fotogrametrycznych, w tym także w zakresie pozyskiwania niezbędnych danych (elementy orientacji zdjęć i numeryczny model terenu – NMT) do tworzenia ortofotomapy. Dokładność cyfrowej ortofotomapy uzależniona jest przede wszystkim od dokładności NMT niezbędnego do przeprowadzenia procesu ortorektyfikacji. Na dokładność położenia elementów sytuacyjnych ortofotomapy wpływają błędy wysokościowe NMT, skala ortofotomapy, stała c_k kamery

Tabela 7. Maksymalne błędy położenia elementów sytuacyjnych na ortofotomapie [mm] jako funkcja błędów wysokości NMT dla różnych skal i dwóch wielkości stałej kamery c_k .

Kolumny i wiersze, dla argumentów których błędy położenia są mniejsze lub równe 0,3 mm (dokładność graficzna mapy) zaznaczono grubą czcionką

Table 7. Max. errors in situation of elements on an orthophotomap [mm] as function DIM height errors with reference to various scales and a typical focal length of camera.

Columns and lines for which the position errors are equal or smaller then 0.3 mm (graphical accuracy of map) are in bold type.

Błąd wysok NMT [m.]	Skala ortofotomapy									
	1 : 1000		1 : 2000		1 : 5000		1 : 10 000		1 : 25 000	
	Stała kamery c_k [mm]									
	152	300	152	300	152	300	152	300	152	300
0,5	0,5	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1,0	0,9	0,5	0,5	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
2,0	1,8	0,9	0,9	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0
3,0	2,8	1,4	1,4	0,7	0,6	0,3	0,3	0,1	0,1	0,0
4,0	3,7	1,9	1,8	0,9	0,7	0,4	0,4	0,2	0,1	0,0
5,0	4,6	2,3	2,3	1,2	0,9	0,5	0,5	0,2	0,2	0,1
7,5	6,9	3,5	3,4	1,8	1,4	0,7	0,7	0,4	0,3	0,1
10,0	9,2	4,7	4,6	2,3	1,8	0,9	0,9	0,5	0,5	0,2
12,5	11,5	5,8	5,8	2,9	2,3	1,2	1,2	0,6	0,5	0,3
15,0	13,8	7,0	6,9	3,5	2,8	1,4	1,4	0,7	0,6	0,3
20,0	18,4	9,3	9,2	4,7	3,7	1,9	1,8	0,9	0,7	0,4

lotniczcej. Orientacyjne wielkości błędów położenia elementów sytuacyjnych dla kilku typowych wartości wymienionych argumentów podaje tabela 7. Podane tam wielkości błędów są maksymalnymi – dotyczą partii ortorektyfikowanego zdjęcia w największym oddaleniu od punktu głównego (140 mm na zdjęciu formatu 23 × 23 cm) i zostały obliczone wg wzoru

$$M_{\text{ort}} = r M_z c_k M_{\text{ort}}$$

gdzie

- M_{ort} – maksymalny błąd sytuacyjny na ortofotomapie w jej skali,
 r – maksymalny promień radialny ($r = 140$ mm),
 M_z – błąd wysokościowy punktu wykorzystanego NMT,
 M_{ort} skala ortofotomapy,
 c_k – stała kamery lotniczcej

Na dokładność ortofotomapy mają wpływ także inne czynniki (błędy kątowe elementów orientacji zewnętrznej i współrzędne środków rzutów przyjęte do procesu ortorektyfikacji oraz współczynnik przeskalowania, tzn. stosunek skali zdjęć do skali ortofotomapy). I tak, rozpatrując ortofotomapę w skali 1 : 10 000, opracowaną przy niżej podanych założeniach mają:

– błąd wyznaczenia współrzędnych środków rzutu rzędu 10 m,

– błąd określenia kątów orientacji zewnętrznej ψ , ω , κ rzędu 3',

– współczynnik przeskalowania 5-krotny (przy wykorzystaniu zdjęć wykonanych bardziej „wrazliwą” na błędy kamerą normalnokątną ze stałą $c_k = 300$ mm, można stwierdzić, że największy błąd nie jest większy od 1,5 mm w najbardziej niekorzystnym przypadku, dla każdego z wymienionych czynników. Pełna analiza dokładnościowa jest dobrze znana i standardowo wykorzystywana (GUGiK, 2001), jednakże badaczom lodowców nie zawsze jest znana. Opracowanie cyfrowej ortofotomapy jest konkurencyjne pod wieloma względami (zwłaszcza ekonomicznym i czasowym), tak w stosunku do ortofotomapy wytwarzanej poprzednio metodą przetwarzania różniczkowego na specjalnych przystawkach do analogowych instrumentów fotogrametrycznych, jak i do tradycyjnej mapy topograficznej (tworzonej analogowo lub numerycznie).

Mapa topograficzna zawiera zgeneralizowany obraz terenu w postaci znaków umownych lub ustalonych w legendzie wydzieleni. Cyfrowa ortofotomapa wraz z niezbędnym do jej wytworzenia numerycznym modelem terenu oraz dodatkową treścią (hypsometria, toponomastyka) może być źródłem danych, w wielu dziedzinach badań środowiska geograficznego, jakich nie zawsze można się dopatrzeć na tradycyjnej mapie tematycznej. Ortofotomapa i NMT mogą być wykorzystywane na wiele różnych sposobów, na przykład dla ilościowego określania zmian zasięgu i objętości lodowców, a w połączeniu z sondowaniami radarowymi ich grubości i struktury wewnętrznej dla tworzenia pełnych trójwymiarowych modeli systemów lodowcowych.

Widząc niezaprzeczalne zalety fotogrametrycznego, cyfrowego opracowania topograficznego, w Katedrze Geomorfologii Uniwersytetu Śląskiego, przy współpracy Norsk Polarinstitut w Tromsø, podjęto prace nad wydaniem kolejnego arkusza serii map topograficznych (w skali 1 : 25 000) lodowców rejonu fiordu Hornsund ze zdjęć lotnicznych wykonanych w 1990 roku. Przedmiotem zainteresowania był tym razem lodowiec Werenskiöld z najbliższym otoczeniem. Opracowanie (Kolondra, 2002a) zawiera skrótowy opis technologii i etapów opracowania mapy topograficznej oraz tworzonych ortofotomap lodowców Werenskiöld i Nann z ich szerokim otoczeniem, a także specyficznych form kriokrasowych związanych z tektoniką lodu na wschodniej morenie bocznej lodowca Hans. Opracowano obszar o powierzchni ponad 500 km² (łącznie z sąsiadującym otoczeniem szczytu Raudfjellet). Ortofotomapę w skali 1 : 25 000 (rys. 16) wydano drukiem (Jania, Kolondra, 2002). Zaletą cyfrowej postaci ortofotomapy, przy odpowiednio dobranej wielkości piksela terenowego, jest możliwość tworzenia ortofotomap pochodnych w nieco większej skali. Kilka takich ortofotomap (wyszczególnionych w p. 2) tego obszaru powstało w skalach 1 : 5000 oraz 1 : 10 000.

4. Fotogrametria czy inne metody?

Zagadnienie wykorzystania, aktualnie dostępnych, nowych technologii służących pozyskiwaniu danych w badaniach glaciologicznych pojawiało się w powyższych

rozważaniach parokrotnie. Jestem zagorzałym zwolennikiem stosowania metod fotogrametrycznych, — ale tylko wszędzie tam, gdzie są one konkurencyjnymi wobec innych rozwiązań. Trzeba z pokorą, w pewnych uzasadnionych przypadkach, uznać wyższość nowych technologii i z nich korzystać. Poniżej, w sposób niemal hasłowy, zasygnalizowane zostaną możliwości wykorzystania nowych technologii do pozyskiwania danych o środowisku geograficznym.

4.1. Metody satelitarne

Sensory teledetekcyjne w jakie wyposażone są współczesne satelity działają w 5 zakresach spektralnych promieniowania elektromagnetycznego wykorzystywanych przez niżej wymienione typy systemów, (w nawiasach zakres długości fali λ promieniowania):

- fotografia wielospektralna (0,4–1,5 μm),
- skanery wielospektralne (0,4–20 μm),
- skanery i radiometry termalne (8–14 μm),
- urządzenia mikrofalowe (1,0–1000 mm),
- systemy radarowe bocznego wybierania (0,6–5000 mm).

Bardziej szczegółowe informacje o aktualnie orbitujących satelitach i pracujących na nich detektorach można znaleźć w literaturze (np. Ciołkosz, Kęsik, 1989, Sitek, 1997), bądź na stronach internetowych właścicieli, bądź zarządzających agencji.

Skanery satelitarne posiadają możliwość rejestrowania szerokiego zakresu promieniowania elektromagnetycznego – od słabo „oświetlonych” ciemnych powierzchni mórz i oceanów, czy obu stref biegunowych po obszary pustynne lub zaśnieżone i obficie oświetlone charakteryzujących się dużym współczynnikiem albedo. Zalety cyfrowej, wizualnej korekcy obrazu poprzez modyfikację histogramu (czy komputerowych technik graficznych polegających na rozciąganiu kontrastu, wzmacnianiu krawędzi, wyostrzaniu, wygładzaniu i manipulowaniu skalą jasności) stwarzają dla analizującego zobrazowanie większe możliwości interpretacyjne (Sitek, 1997). Rozdzielczość obrazowań satelitarnych mieści się obecnie w przedziale 0,6–250 m (i mniejsze). Wysokorozdzielcze zobrazowania nie są aktualnie dostępne dla

regionów okolobiegunowych (ze stałe orbitujących satelitów) z uwagi na brak w tych rejonach stacji odbioru

Większość dostępnych obrazowań satelitarnych charakteryzuje się rozdzielczością terenową od 15 do 250 m. Wielkości te dyktują zakres możliwości wykorzystania ich do określonych zadań badawczych. Zobrazowania takie są zwykle przydatne do interpretowania zjawisk na dużych obszarach czy rozległych obiektów z ich otoczeniem. Przykładów tego typu obrazowań można mnożyć bez liku – temat pracy i szczupłość miejsca nie pozwala na ich szersze tutaj przedstawienie.

4.2. Altimetria laserowa z pulapu lotniczego

Jeden przykład wykorzystania danych pozyskanych z pulapu satelitarnego metodą altimetrii laserowej omówiono już w podrozdziale 3.3. W maju 1996 roku NASA wykonywała rejestracje profili podłużnych metodą altimetrii laserowej dla wybranych lodowców Spitsbergenu. Dwie z zaprojektowanych osi nalotów zostały wykonane „na życzenie” polskich badaczy, tak aby umożliwić określenie zmian wysokości wzdłuż profili pomierzonych techniką GPS w 1991 roku. Os przebiegająca nad Amundsenisen idealnie korelowała z osią wyznaczoną przez punkty pomierzone 5 lat wcześniej – zapewnione to zostało przez jednorodny układ współrzędnych stosowany w obu pomiarach. System lotniczego skaningu laserowego dostarcza danych o rzeźbie terenu (także jego pokryciu) poprzez kombinacje i integracje danych z trzech zaawansowanych sensorów dalmierza laserowego LRF (Laser Range Finder), odbiorników satelitarnego systemu GPS oraz inercyjnego systemu nawigacyjnego INS (Inertial Navigation System). Błąd określenia rzędnych wysokościowych terenu nie jest większy niż 10 cm. Pomiaru tą metodą wykonywane są od ponad dziesięciu lat (Thomas, i in., 1995, Krabill, i in., 1995a, 1995b, 1999, Sohn, i in., 1998, Favey i in., 2000). Metoda ta jest konkurencyjną wobec metod aerofotogrametrycznych, tym bardziej że wyniki uzyskać można bardzo szybko, w zautomatyzowanym systemie. W przypadku otwartych przestrzeni arktycznych (bez żadnego pokrycia terenu) wyniki nie wymagają korekcy – filtracja danych (np. odbicia od przelatującego plectwa) przeprowadzana jest automatycznie.



Rys. 17. Wizualizacja perspektywiczna terenu dla którego sporządzony był numeryczny model terenu oraz wygenerowana ortofotomapa („WERENSKIOLDBREEN and surrounding areas”). Nieporównanie większe, dynamiczne możliwości analizowania terenu, przy pozyskaniu w/w danych, stwarza technika komputerowa z odpowiednim do tego celu oprogramowaniem.

Fig. 17. Rendering of terrain model by means of orthophotomap on the example project „WERENSKIOLDBREEN and surrounding areas”. Computer technics with proper software give much more, dynamic possibility in collecting data and analyse 3-D model gives computer technics with proper software.

5. Wnioski

1. Metody fotogrametryczne są ważnym i nadal szeroko stosowanym sposobem pozyskiwania danych ilościowych w badaniach glaciologicznych. Dotyczy to zarówno fotogrametrii naziemnej, jak i lotniczej. Fotogrametria naziemna ma większe znaczenie dla regularnego, cyklicznego rejestrowania zmian małych obiektów (np. małe, strome lodowce górskie, lodowczyki, czoła i kłify lodowców). Aerofotogrametria odgrywa dużą rolę przy sporządzaniu dokładnego numerycznego modelu terenu oraz wielko- i średnioskalowych map topograficznych oraz ortofotomap.
2. Przy wykorzystaniu standardowych zdjęć lotniczych (w przypadku Svalbardu skala zdjęć 1:50 000 oraz stała kamery 152 mm) do wyznaczenia zmian wysokościowych powierzchni lodowców należy – uwzględniając możliwe do uzyskania finalne dokładności wpasowania stereomodeli w pomierzoną osnowę fotogrametryczną, oraz spodziewane (lub znane) przeciętne wielkości zmian geometrycznych badanych lodowców – tak zaplanować częstotliwość ponawiania nalotów, by

sumaryczna dokładność opracowania nie była większa od wielkości określanego w danym czasie zjawiska. Dla badanych lodowców Spitsbergenu, w ostatnim okresie, wielkości zmian hipsometrycznych powierzchni charakteryzowały się ubytkiem rzędu 1,5 m/rok. Możliwą do uzyskania dokładność wyrównania bloku aerotriangulacji dla współrzędnej wysokościowej oceniam na $\pm 1,0$ m. Uwzględniając możliwości interpretacyjne modelu oraz kłopoty z tym związane należy stwierdzić, że nie należy wykonywać (do tego celu) nalotów fotogrametrycznych częściej niż 2-3 lata.

3. Granice dokładności wyznaczenia dynamiki ruchu lodowców, przy wykorzystaniu zdjęć naziemnych i metody paralaks czasowych, zależą od wielu czynników (sposobu sygnalizacji badanych punktów, odległości fotogrametrycznej do badanego punktu, dynamiki lodowca). Dla uniknięcia błędnego ocenienia zjawisk dynamicznych zachodzących na lodowcu (sposobu wodowanego interpretacją wyników obciążonych błędem większym od wielkości samego zjawiska), należy każdorazowo przeprowadzić wstępną analizę dokładnościową, uwzględniającą w/w czynniki w od-

- niesieniu do konkretnych warunków (wielkości bazy fotogrametrycznej, kątów zwrotu zdjęć, skali określanego zjawiska, dokładności pomiaru paralaksy podłużnej)
4. Postęp technologiczny wprowadzony w ostatnich latach do kameralnych opracowań fotogrametrycznych (cyfrowa obróbka obrazu) stworzył możliwości szybkiego udostępniania nowego źródła danych o środowisku glacjalnym w postaci cyfrowej ortofotomapy – znakomitego nośnika informacji, jakich nie można znaleźć na żadnej mapie topograficznej. Taka forma danych jest bardzo przydatna w studiach nad lodowcami i może być szeroko stosowana.
 5. Szczególnie ważnym i wyjątkowym źródłem informacji (pozyskiwanych w komfortowych warunkach kameralnych) o badanym środowisku jest stereoskopowa analiza modelu przestrzennego na fotogrametrycznej stacji cyfrowej. Sposób ten nie wyklucza jednak zupełnie trudnych i często niebezpiecznych badań terenowych.
 6. Numeryczny zapis wyników opracowania fotogrametrycznego ułatwia przeprowadzenie w sposób bardziej zautomatyzowany szeregu analiz, obliczeń, wizualizacji statycznych (rys. 17) oraz dynamicznych przy wykorzystaniu dostępnego oprogramowania.
 7. Coraz łatwiej dostępne zobrazenia satelitarne pozyskiwane w różnych zakresach promieniowania elektromagnetycznego są ważnym i dobrym źródłem pozyskiwania danych w badaniach glaciologicznych i to nie tylko w skali makro. Wysokorozdzielcze zobrazenia stają się rywalem tradycyjnie pojmowanych metod fotogrametrycznych.
 8. Przewaga metody InSAR (interferencyjna obróbka danych radarowych) nad innymi sposobami, np. fotogrametrycznymi polega na pozyskiwaniu jednorodnych danych o dynamice ruchu dla całej powierzchni lodowca lub znacznej jego części. Nie istnieją dla niej problemy z „white out” białych powierzchni lodowców, znane z analizy stereoskopowych zdjęć lotniczych, pod względem otrzymywanych dokładności, komfortu prac terenowych i czasu opracowania wyników jest bardzo wygodna. Posiada jednak pewne ograniczenia i uzależnienia (np. mogący się pojawić brak koherencji obrazów, krótki interwał czasowy zarejestrowanego ruchu, brak danych z powodu awarii satelitów, jak to miało miejsce np. z satelitą ERS-2).

Bibliografia

- Baranowski S., 1975, *Glaciological Investigations and Glaciomorphological Observations made in 1970 on Werenskiöld Glacier and its Forefield*, [in:] *Results of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974*, vol. 1, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław, s. 69–94.
- Bukowska-Janina E., Janina J., 1988, *Zmiany geometrii czołowej części lodowca Werenskiöld (Spitsbergen) w latach 1957–1983*, [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego*, nr 910, Katowice, s. 64–91.
- Ciołkosz A., Kęsik A., 1989, *Teledetekcja satelitarna*. PWN, Warszawa, ss. 295.
- Dąbrowski S., Lipert C., 1984, *Dynamika lodowca Hansa (Spitsbergen Zachodni) w latach 1936–1980*, [w:] *Prace Instytutu Geodezji i Kartografii*, vol. 31, no 1, s. 71–80.
- Glazovskiy A. F., Kolondra L., Moskaevskiy M. Y., Janina J., 1991, *Issledovaniya prilivnogo lednika Hansa na Spitsbergente*, [w:] *Materiały glaciologicznych issledovaniy*, no 71, 1991, s. 143–149, Moskwa, (item *Research into the Hansreen, a Tidewater Glacier in Spitsbergen*, [in:] *Polar Geography and Geology*, vol. 16, no. 3, Moscow, 1992, p. 243–252).
- Główny Urząd Geodezji i Kartografii, 2001 – *Wytyczne Techniczne K-2. 8. Zasady wykonywania ortofotomapy w skali 1 : 10 000*, Warszawa, ss. 65 (+ 1 mapa i krążek CD-R).
- Hagen J. O., Liestol O., Roland E., Jørgensen T., 1993, *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen* Norsk Polarinstitut, Meddelelser, Nr 129, Oslo, pp. 141 + 23 maps.
- Instytut Geodezji i Kartografii (red. Dąbrowski i in., 1984a, *Spitsbergen, Polska Stacja Polarna w Hornsundzie mapa 1 : 5000*.

- Instytut Geodezji i Kartografii (pomiar połowy Mi-zerski W.). 1984b. *Mapa Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie 1 : 500*
- Instytut Geofizyki PAN, Służba Topograficzna W.P., Instytut Geodezji i Kartografii, (red.: Barna Sz., Warchoł Z.), 1987, *Spitsbergen, 1 : 25 000 (10 arkuszy map topograficznych)*, Warszawa.
- Jania J., 1986, *Dynamika czoł spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 800 (Geographia. Studia et dissertationes, T. 9), Katowice, s. 78–100.
- Jania J., 1987, *Interpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie Lodowców Körher i Peters*, (w.) Fotointerpretacja w Geografii, Tom IX (19), Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 861, Katowice, s. 60–107
- Jania J., 1988a, *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach, nr 995, Katowice, ss. 258.
- Jania J., 1988b, *Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen*, [w:] Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, nr 910, Katowice, s. 12–47.
- Jania J., 1997, *Glaciologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, (II wyd.), ss. 359+40 fot.
- Jania J., Hagen J. O. (Eds.), 1996, *Mass balance of Arctic Glaciers*, IASC Report, 5, Sosnowiec-Oslo, ss. 62
- Jania J., Kolondra L., 1982, *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the Summer of 1982*, Interim Report, Uniwersytet Śląski, Katowice, ss. 32+3 mapy.
- Jania J., Kolondra L., 1984a, *Frontal part of the werenskiöld Glacier – 1982, mapa 1 : 5000*, Okr. Przedś. Geodezyjno-Kartograficzne, Katowice, 1 arkusz (mała poligrafia)
- Jania J., Kolondra L., 1984b, *Frontal part of the Werenskiöld Glacier – 1983, mapa 1 : 5000*, Okr. Przedś. Geodezyjno-Kartograficzne, Katowice, 1 arkusz (mała poligrafia).
- Jania J., Kolondra L., 1988, *Fotogrametryczne kartowanie szczegółowe czołowej części Lodowca Werenskiöld w 1982 i 1983*, [w:] *Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Katowice, s. 123–141
- Jania J., Kolondra L., Bukowska-Jania E., 1983, *Photogrammetric survey of glaciers*, [in:] *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in 1983*, Interim Report, Uniwersytet Śl., Katowice, s. 34–38+2 mapy+1 wklejka „Fugleberget Catchment” – mapa 1 : 10 000
- Jania J., Kolondra L., Rudowski, S., 1986, *Annual activity of Hans Glacier, Spitsbergen as determined by photogrammetry and micro-tremors recording*, (abstract), [in:] *Proceedings of the Symposium on Glacier Mapping and Surveying held at the University of Iceland, Reykjavik, 26–29 August 1985*, Annals of Glaciology, vol. 8, Cambridge, p. 206.
- Jania J., Kolondra, L. AAS, H. F., 2002, *Werenskiöldhreen and surrounding area, Orthophotomap 1 : 25 000*, Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytet Śląski Sosnowiec and Norsk Polannstututt, Tromsø, Sosnowiec.
- Kolondra L., 1979, *Wurmbrandegga – fragment wsch. stoku pasma, mapa 1 : 5000 i widok*, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Katowice, 1 arkusz (mała poligrafia).
- Kolondra L., 1980, *Tsjehjovsjellet – fragment zach. stoku pasma, mapa 1 : 5000 i widok*, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne, Katowice, 1 arkusz (mała poligrafia).
- Kolondra L., 1984, *Ruch Lodowca Hansa (Spitsbergen) na podstawie okresowych pomiarów terrofotogrametrycznych*, Zeszyty Naukowe AGH, nr 998, seria Geodezja, Zeszyt nr 84, Kraków, s. 71–85

- Kolondra L., 1985, *Field investigations performed during the Glaciological Spitsbergen Expedition in the summer of 1984*, Interim Report, Uniwersytet Śl., Katowice, ss. 32+8 zdjęć+7 wkłajeck.
- Kolondra L., 1986, *Dorobek fotogrametryczny Wypraw Glacjologicznych Uniwersytetu Śl na Spitsbergen (zarys)* – [w] *Materiały II Sympozjum Polarnege Stow. Geodotów Polskich*, Biuletyn Informacyjny Instytutu Geodezji i Kartografii, nr 4/86, Warszawa, s. 48–56+8 wkłajeck.
- Kolondra L., 1991, *Fotogrametryczne wyznaczenie zmian powierzchni centrum zlodowacenia pld. Spitsbergenu w okresie 1934–1990*, [w] *Materiały Sympozjum z okazji 60-lecia Polskiego Towarzystwa Fotogrametrycznego*, Warszawa, s. 85–93.
- Kolondra L., 2000, *Prace i dorobek polskich fotogrametrów w Arktyce (1934–2000)* – *Materiały Ogólnopolskiego Sympozjum Naukowego nt „Fotogrametria, teledetekcja i GIS u progu trzeciego tysiąclecia”*, Archiwum fotogrametrii, kartografii i teledetekcji, vol 10, Kraków, s. 47.1–47.14 (+25 zdjęć w wersji CD).
- Kolondra L., 2002a, *Cyfrowa ortofotomapa - nowa forma danych kartograficznych w badaniach glacjologicznych (na przykładzie Lodowców Werenskiold i Nann – S Spitsbergen)*, *Materiały XXVIII Międzynarodowego Sympozjum Polarnege nt. Funkcjonowanie i monitoring geokosystemów obszarów polarnych*, Poznań, 15–16.03.2002, [w.] *Polish Polar Studies*, s. 173–186.
- Kolondra L., 2002b, *Problemy fotogrametrycznego pozyskiwania danych w badaniach glacjologicznych (studium metodyczne na przykładzie Spitsbergenu)*, praca doktorska, Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Sosnowiec, ss. 166+3 mapy.
- Kolondra L., Głowacki P., Jania J., Pulina M., 1994, *Elevation changes of the Amundsen Surface (Large Icefield in South Spitsbergen) and elements of its Mass Balance*, (abstract), Workshop on Mass Balance of Arctic Glaciers, Wisła, Poland, s. 11.
- Kolondra L., Pulina M., 1998, *Charting of surface relief forms of polar glacier on the example of the Hans Glacier (Fiord Hornsund, Spitsbergen)*, [w] *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Materiały IV Zjazdu Geomorfologów Polskich Luhlun 3–4. 06.1998*, s. 59–70+1 mapa.
- Kolondra L., Jania J., 1998, *Changes of longitudinal profiles of Large Glaciers in Southern Spitsbergen based on the Airborne Laser Altimetr*, P. Głowacki & J. Bednarek (Eds), *25th International Polar Symposium*, [w] *Polish Polar Studies*, Warszawa, Institute of Geophysics of Polish Academy of Sciences, Warszawa, s. 273–277.
- Komitet Międzynarodowej Współpracy Geofizycznej PAN, Wojskowa Służba Topograficzna, 1966 – red T. Naumenko, oprac Lipert i in.), *Lodowiec Pencka, morena czołowa. Mapa 1 2000*, W. Z. Kart. – Warszawa.
- Krabill W., Thomas R., Jezek K., Kurvinen K., Manizade S., 1995a, *Greenland ice sheet thickness changes measured by laser altimetr*, *Geophysical Research Letters*, vol. 22, no. 17, p. 2341–2344.
- Krabill W., Thomas Martin C F., Swift R N., Frederick, E. B., 1995b, *Accuracy of Airborne Laser Altimetry over the Greenland ice sheet*, *International Journal Remote Sensing*, vol. 16, no. 7, p. 1211–1222.
- Krabill W., Frederick E., Manizade S., Martin C., Sonntag J., Swift R., Tomas R., Wnght W., Yungel J., 1999, *Rapid thinning of parts of the Southern Greenland ice sheet*, *Science*, vol. 283, p. 1522–1524.
- Lipert C., 1961, *Lodowiec Werenskiold 1 5000 – Strefa czołowa*, Wojskowa Służba Topograficzna, Warszawa, 2 arkusze.
- Mechliński Z., 1979, *Mapa rzeźby strefy marginalnej Lodowca Werenskiold 1 5000*, Instytut Geofizyki PAN, Okręgowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne w Szczecinie, 2 arkusze.

- Norsk Polarinstitutt, 1953-1994, *Topografisk kart over Svalbard, 1:100 000, Blad B12 Torrelbreen, C12 Markhambreen, C13 Sörkapp*
- Norsk Polarinstitutt, 1966, *Topografisk kart over Svalbard, 1:50 000, Blad D12, E12, F12, E13*.
- Norsk Polarinstitutt, 1936, 1960, 1961, 1990, *Zdjęcia lotnicze Spisbergenu w skali 1:50 000*.
- Norsk Polarinstitutt, 1991, *The Place-names of Svalbard*, (Reprint: Skrifter om Svalbard og ishavet. Nr 80, Editor Adolf Hoel, Oslo, 1942, pp. 540 + supplement I. Skrifter nr 112, Editor Anders K. Orvin), Oslo.
- Puřina M., Kolondra L., Řehak J., 1999, *Charting of cryocast forms on Werenskiöld Glacier (SW Spitsbergen). XXVI Polar Symposium*, [w:] Polish Polar Studies, Lublin, s. 235-241 – 1 mapa
- Řehak J., 1998, *Ledovec Werenskiöld – pracoviřte*. Mapa w skali 1:5000 (wersja robocza) oraz dane analityczne. Materiały nie publikowane (zbiór \circ dwg oraz dane tabelaryczne).
- Sohn H.-G., Jezek K. C., van der Veen C. J., 1998, *Jakobshavn Glacier, West Greenland. 30 Years of Spaceborne Observations*, [in:] Geophysical Research Letters, vol. 25, no. 14, p. 2699-2702
- Sitek Z., 1997, *Wprowadzenie do teledetekcji lotniczej i satelitarnej*, Wydawnictwa AGH, Kraków, ss. 331.
- Thomas R., Krabill W., Frederick E., Jezek K., 1995, *Thickening of Jakobshavn Isbrae, West Greenland, measured by Airborne Laser Altimetry*, Annals of Glaciology, 21, p. 259-262.
- Uniwersytet Śląski – Katowice, Université du Québec-Montreal, Norsk Polarinstitutt – Oslo, 1992, (red. Jania J., Kolondra L., Schroeder J.), *Hans Glacier 1:25 000, Topographic Map*, Department of Geomorphology, University of Silesia, Sosnowiec
- Uniwersytet Śląski, Katowice, Norsk Polarinstitutt, Oslo, 1994, (red. Jania J., Kolondra L., Hagen J. O.),
- Amundsenisen 1:25 000, Topographic Map*, Department of Geomorphology, University of Silesia, Sosnowiec.
- Zagrajski S., Zawadzki A., 1935-1936, *Prace geodezyjne polskiej wyprawy polarnej na Spitsbergen w 1934 roku*, Wiadomości Służby Geograficznej, zeszyt 1-2 z roku 1935 i zeszyt 1 z roku 1936
- Zagrajski S., Zawadzki A., 1936, *Polska wyprawa na Spitsbergen 1934 – Prace geodezyjne i kartograficzne*, Biblioteka Służby Topograficznej, T. 16, Wojskowy Instytut Geograficzny, Warszawa, ss. 102+2 mapy.

Summary

Recently there has been a considerable technological progress covering many spheres of science and technology. This includes also methods of gathering data about natural environment. Remote sensing methods still give a lot of information which two decades ago were impossible to obtain. New technologies of digital data processing make it possible to automatize earlier time-consuming and laborious activities in the process of photogrammetric elaborations.

The author - photogrammetry specialist - basing on his own works carried out during 7 glaciological expeditions to Spitsbergen and over 30 year long experience gathered during other works concerning glaciological investigations in this region tries to answer the question whether photogrammetry may still be a reliable source of information in glaciology. The work includes the results of measurements of typical objects and phenomena studied by glaciologists:

- glacier cliff and changes of its limits,
- glacier front and changes of its limits,
- large firn fields and changes of their geometry (thickness),

- the value of surface movement of a glacier in different time periods,
- glacial macro-, meso-, and microforms,
- permanent snow fields and glaciers.

The results of glacier geometry measurements are necessary to define the so-called mass balance. The results reveals that during the last 25 years all the investigated glaciers in the area of Hornsund fiord show negative mass balance. Together with the ice loss due to glacier calving, a considerable deficit of accumulation in mass balance is visible. The consequence of long-lasting negative mass balance of nearly all the glaciers in the area studied is their clear recession during the 20th century, which was recorded mainly using photogrammetric methods.

Basing on the results of other works (DTM, digital orthophotomaps and new possibilities they create) and new remote sensing techniques (high resolution, radar images with interference processing) the author concludes that modernized photogrammetry and its new competitor may be complementary to each other. It should be stressed that photogrammetry is still a reliable source of information in glaciological investigations.