

## **Analiza przydatności danych teledetekcyjnych do badań glaciologicznych na obszarze Spitsbergenu\***

*Analysis of the suitability of teledetection data for glaciological research in Spitsbergen*

Dariusz ZIÓLKOWSKI

The work has had as its aim the study of the suitability of false colour infrared aerial photographs and microwave imagery in work to distinguish glacial zones among the sub-polar glaciers around Hornsund. The results suggest that false colour infrared aerial photographs obtained at the appropriate time, i.e. in the season of well-advanced ablation or at its end, form a very good teledetection material for such a purpose. They may be treated as a basic source of information, though their proper interpretation does require a familiarity with the study area. Indeed, particular caution needs to be exercised where interpretation relates to those fragments of glaciers whose surfaces are illuminated by the sun's rays at very large zenith angles — something which happens relatively often at higher latitudes. Following appropriate digital enhancement and increased legibility, images may offer a basis for discerning practically all of the glacial zones occurring on Spitsbergen. The very limited angle of inclination of the Spitsbergen glaciers ensures that their courses are very complicated and irregular. They would seem to depend, not only on the elevation of the land above sea level, but also above all on the slope of the land and the local topography of the glacier. Small areas occupied by different zones may also be encountered beyond their range of continuous occurrence. Changes in the degree of moistening of snow show a very strong correlation with the course of supraglacial streams and the distribution of glacial pipes.

A major drawback of using aerial photographs in glaciological studies is the dependence on weather conditions and the sporadic nature of over-flights. These do not allow for systematic studies.

These obstacles may, however, be circumvented, by using radar images, although these contain a much smaller amount of information and their proper interpretation is much harder — requiring as it does a very high level of familiarity with the site, or else the possession of additional imagery obtained in

other parts of the spectrum. This is not possible without a prior lengthy and complex process of removing the geometric and radiometric distortions characteristic of microwave imagery. Required for this is a very accurate and up-to-date Digital Elevations Model of the site. This issue is of particular importance in the case of glacial areas, and most especially tidewater glaciers, on account of the very major changes in geometry that are ongoing. If classification is to be successful, then modern and very highly-refined instrumentation is required to remove noise, in order that there may be a smoothing of the image without simultaneous loss of important information on the area imaged. The lack of such instrumentation was the main factor preventing successful digital classification on the fragment of the radar scene image used in this study.

Visual interpretation made it clear that the radar image obtained at the end of the ablation season did not permit unequivocal distinguishing of the different glacial zones. However, it did allow for the obtainment of a certain amount of information on the glacier that was mainly linked with changes in moisture levels. Relatively the best seen in the image are the areas of occurrence of snow with the highest degree of moistening. In contrast, the area of ablation and other snow zones of lower water content give a very similar coefficient of reverse scattering.

The obtainment of such poor results from interpretation allows it to be stated that the radar imagery obtained at the end of the ablation season at one frequency range and with one polarisation cannot serve as a basic source of information in the study of glacial areas. However, because in registering an image in the microwave range, they supply rather different information on a site to images in the visual and near-infra-red, they may offer good auxiliary and supplementary material for them. Results that may turn out to be of particular interest are those applying modern methods for the fusion of microwave

---

\* Artykuł jest publikacyjną wersją pracy magisterskiej wykonanej w 2000 r. na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych w Zakładzie Teledetekcji Środowiska Uniwersytetu Warszawskiego, pod kierunkiem J.R. Olędzkiego.

images and those made in the visual and infra-red, e.g. through the combining of images from the ERS and Landsat satellites. Such a possibility also exists in the case of southern Spitsbergen, for there is in existence a scene from the Landsat satellite — almost cloud-free in the Hornsund area — which

was obtained less than two weeks after the radar image used here. The combining of the two types of data may constitute a further, very interesting stage in work on the discernment of glacial zones in the southern Spitsbergen area using teledetectional methods.

## Wstęp

Lodowce są definiowane zazwyczaj jako masa lodu powstała na lądzie z nagromadzonego w dużych ilościach śniegu, który przetrwał co najmniej jeden rok, i znajdująca się w stałym powolnym ruchu pod wpływem działania siły grawitacji (Rees i in., 1995). Mogą występować zarówno w postaci ogromnych lądolodów. Największy lądolód Antarktydy zajmuje powierzchnię prawie 14 mln km<sup>2</sup> (Jania, 1997 na podstawie Kotliakow, 1984), Mogą przybierać postać niewielkich lodowców górskich o powierzchni nie przekraczającej jednego kilometra kwadratowego. Ogółem lodowce pokrywają około 11% powierzchni lądów, co stanowi około 3% powierzchni całej kuli ziemskiej (Rees i in., 1995). Zajmując tak dużą powierzchnię naszego globu są bardzo istotnym elementem środowiska przyrodniczego, podlegają jego wpływom, jak również silnie na nie oddziałują. Ponieważ funkcjonują według własnych ściśle określonych praw, można je traktować jako odrębny, dynamiczny system przyrodniczy, którego najistotniejszą cechą jest udział w obiegu masy (głównie lodu, śniegu i wody) oraz wymianie energii na naszej planecie (Jania, 1997).

Działanie lodowców i lądolodów na środowisko można rozpatrywać w dwóch różnych skalach. Z jednej strony jest to oddziaływanie na obszar objęty zlodowaceniem oraz na jego najbliższe otoczenie. Obecność samego lodowca oraz zachodzących w nim procesów powoduje powstanie specyficznego typu krajobrazu lodowcowego. Działalność ta ma wpływ na wszystkie komponenty środowiska przyrodniczego. Może mieć charakter bezpośredni, czego przejawem jest ich działalność rzeźbotwórcza: erozyjna i akumulacyjna, czy też oddziaływanie na charakter klimatu lokalnego, jak również pośredni, wpływając na przykład na reżim hydrologiczny rzek na terenach przyległych do obszaru objętego zlodowaceniem.

Drugim rodzajem wpływu lodowców jest ich pośrednie oddziaływanie na wybrane elementy środowiska przyrodniczego naszej planety w skali globalnej. Przemiany fazowe związane z powstawaniem i topnieniem lodu w przyrodzie stanowią około 35% wymiany ciepłej zachodzącej na Ziemi (Jania, 1997). Lodowce, będąc ogromnym rezerwuarem wody w stałym stanie skupienia, mają zasadniczy wpływ na prędkość jej obiegu w obrębie cyklu hydrologicznego. O sile, z jaką oddziałują na klimat i stosunki wodne na całej kuli ziemskiej świadczy skala zlodowaceń, jakie wielokrotnie miały

miejsce w dziejach Ziemi. Całkowite stopienie istniejących obecnie lodowców mogłoby podnieść poziom oceanów o 95 metrów (Jania, 1997). Jednakże ze względu na izostatyczne podnoszenie uwolnionych od ciężaru kontynentów i obciążenie wodą den oceanicznych, poziom wszechoceanu podniósłby się w granicach od około 50 m zdaniem R.W. Fairbridge'a (1961) do 65 m według R.F. Flinta (1971).

Znaczenie lodowców nie ogranicza się do ich wpływu na środowisko przyrodnicze. Magazynując w sobie 75% zasobów wody słodkiej na Ziemi, co jest ilością 32 razy większą niż całe zasoby wód powierzchniowych na lądzie (Jania, 1997), mają ogromny wpływ na życie i gospodarkę człowieka. W wielu krajach woda z topniejących lodowców jest podstawowym źródłem energii wytwarzanej w licznych hydroelektrowniach.

Wszystkie te czynniki sprawiają, że istnieje silna potrzeba monitorowania wzrostu i kurczenia się lodowców, ich reakcji na współcześnie zachodzące zmiany klimatyczne. Najlepszą metodą do realizacji tego celu jest badanie położenia linii równowagi bilansowej, oddzielającej obszar akumulacji i ablacji na lodowcu. Reaguje ona na zmiany klimatyczne i jest najlepszym wskaźnikiem kondycji lodowców. Jej położenie jest wykorzystywane w wielu modelach klimatycznych i hydrologicznych. Innym bardzo ważnym wskaźnikiem potrzebnym do określania bilansu energetycznego Ziemi jest wielkość odbicia promieniowania dochodzącego do jej powierzchni. Lodowce cechują się generalnie bardzo wysokim albedo, jednakże może się ono bardzo różnić w ich obrębie. Na obszarach pokrytych suchym i czystym śniegiem nierzadko przekracza 90%, spadając nawet do 50% na terenach występowania starego i zanieczyszczonego lodu. Tak duże zróżnicowanie odbicia sprawia, że istotne znaczenie ma monitorowanie na lodowcu nie tylko linii równowagi, ale również poszczególnych stref glacialnych.

Duża niegościnnność i niedostępność terenów glacialnych, jak również ogromny obszar występowania lodowców sprawiają, że zadanie to jest bardzo trudne, a w niektórych rejonach wręcz niemożliwe do wykonania za pomocą tradycyjnych badań terenowych. W takiej sytuacji najlepsze możliwości rozwiązania problemu dają dane pozyskane metodami teledetekcyjnymi, zwłaszcza obrazy satelitarne. Istotnym ograniczeniem w ich wykorzystaniu jest położenie rejonów polarnych w wyższych szerokościach geograficznych. Powoduje to występowanie długich nocy polarnych, niskie położenie słońca nad

horyzontem, a także silne i częste zachmurzenie. Wszystkie te czynniki są dużym ograniczeniem dla sensorów działających w zakresie widzialnym oraz podczerwonym. Dlatego uwaga glaciologów coraz częściej zwrócona jest w kierunku wykorzystania w badaniach obrazów radarowych, które umożliwiają rejestrację terenu o każdej porze dnia i roku, bez względu na warunki pogodowe.

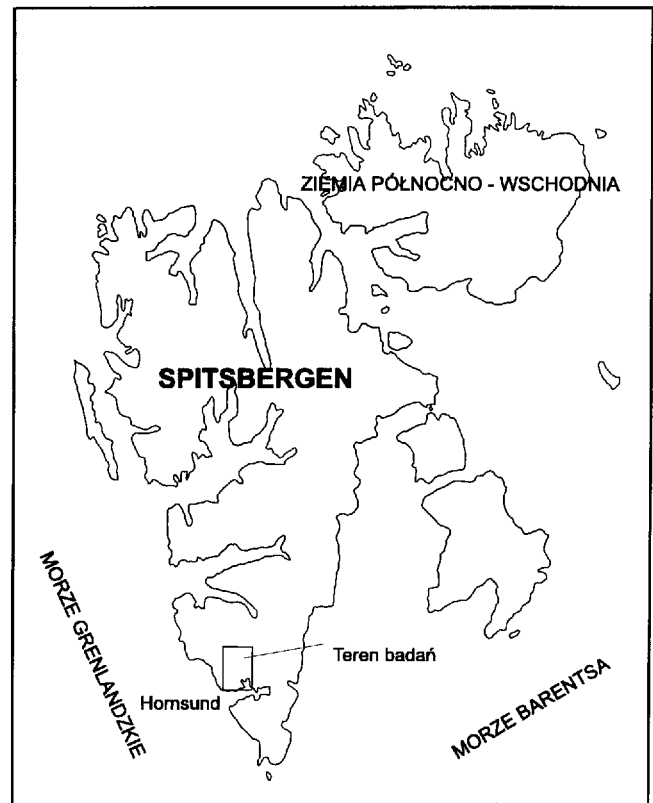
Celem niniejszego opracowania jest zbadanie możliwości wykorzystania barwnych zdjęć lotniczych w podczerwieni oraz obrazów radarowych do wyróżniania stref glacialnych w obszarze Hornsundu (południowy Spitsbergen). Wybór obszaru badań został podyktowany dostępnością danych teledetekcyjnych. W rejonie Hornsundu od kilkadziesiątu lat działa stacja badawcza Polskiej Akademii Nauk prowadząc szeroko zakrojone badania w tym rejonie. Wszelkie dotychczasowe prace nad rozmieszczeniem stref glacialnych, były prowadzone tu do tej pory tylko przy pomocy technik terenowych lub na podstawie lotniczych zdjęć czarno-białych. Opracowanie to omawiając zastosowanie nowoczesnych technik teledetekcyjnych może stanowić ich kontynuację.

## Fizycznogeograficzna charakterystyka regionu

### Położenie geograficzne

Spitsbergen jest największą z ponad 1000 wysp Archipelagu Svalbard, znajdującą się między  $74^{\circ}$  i  $81^{\circ}$  szerokości geograficznej północnej oraz  $10^{\circ}$  i  $35^{\circ}$  długości geograficznej wschodniej (ryc. 1). Leży na północno-zachodnim skraju szelfu europejskiego i jest najdalej na północ wysuniętym obszarem zlodowacenia naziemnego w Europejskim Sektorze Arktyki. Od południa oblewają go wolne przez cały rok od lodu, wody Oceanu Atlantyckiego, natomiast od północy graniczy z pakiem lodowym Oceanu Arktycznego. To szczególne położenie na granicy dwóch zupełnie różnych od siebie środowisk oraz pomiędzy dwoma silnymi ośrodkami cyrkulacji atmosferycznej: niżem islandzkim i wyżem arktycznym sprawiają, że lodowce Spitsbergenu są bardzo czułe na wszelkie wahania klimatyczne (Jania, 1988a).

Obszar badań zlokalizowany jest po północnej stronie fiordu Hornsund, będącego najmniejszym i najbardziej na południe wysuniętym fiordem zachodniego wybrzeża Spitsbergenu. Jego długość wynosi około 30 kilometrów. Około jedną trzecią ze 100-kilometrowej linii brzegowej fiordu stanowią czoła lodowców uchodzących do morza. Wybrany do badań fragment otoczenia fiordu leży między  $76^{\circ}59'$  i  $77^{\circ}14'$  szerokości geograficznej północnej oraz  $15^{\circ}21'$  i  $16^{\circ}10'$  długości geograficznej wschodniej (ryc. 2). Zajmuje on w przybliżeniu powierzchnię około  $480 \text{ km}^2$  i w ponad 70% pokryty jest przez lodowce. Większą część tego terenu zajmują trzy lodowce uchodzące od fiordu: Hansbreen, Pailerbreen oraz Mühlbacher, będące głównym przedmiotem badań w tej pracy. W południowo-zachodniej części badanego terenu nad zatoką Isbjørnhamna zlokalizowana jest stacja ba-



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań

Fig. 1. Location of the study area

dawcza Polskiej Akademii Nauk, będąca bazą wypadową do badań okolicznych lodowców. Znajduje się tu również działająca przez cały rok stacja meteorologiczna dostarczająca danych klimatycznych.

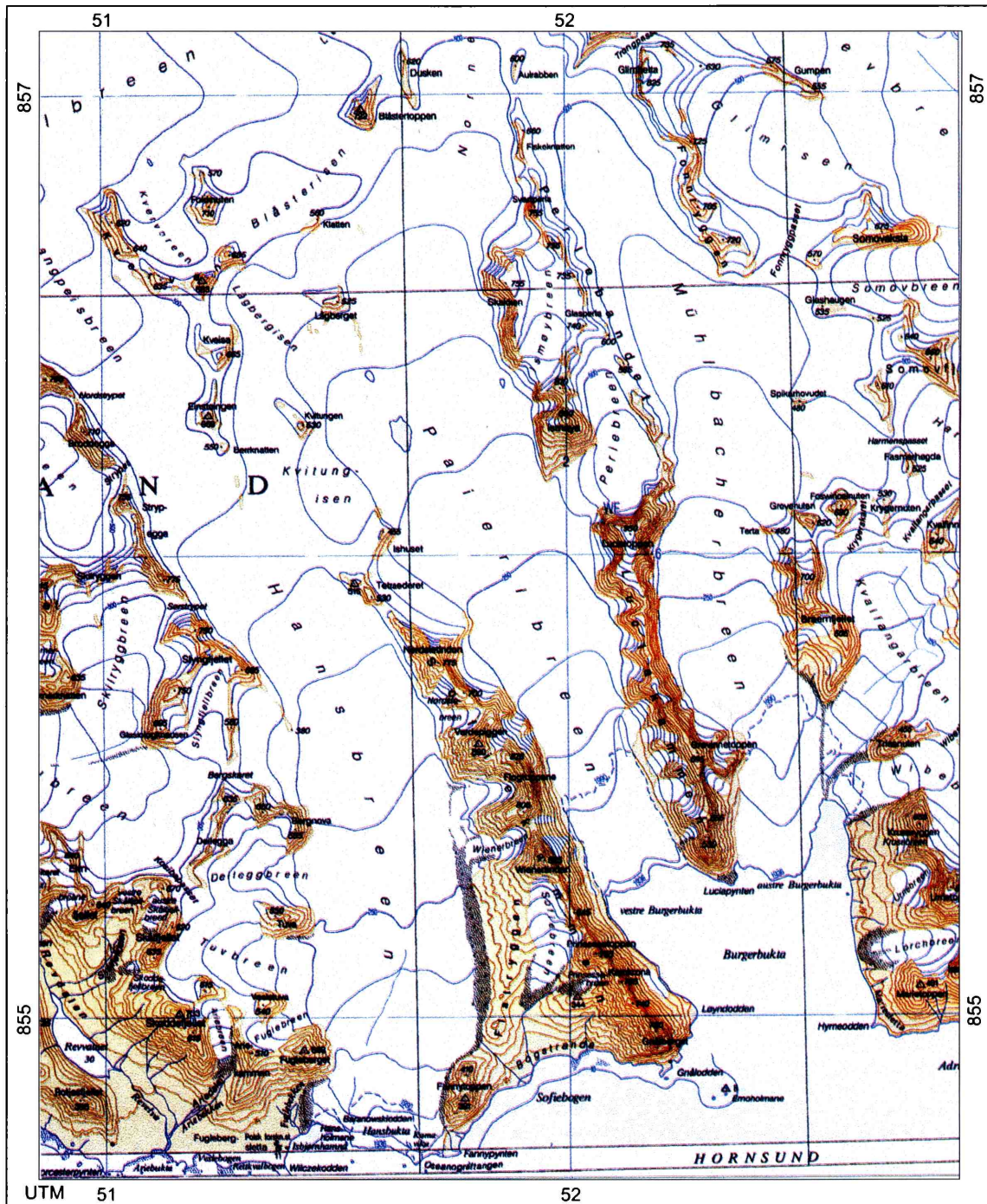
### Klimat

Z glaciologicznego punktu widzenia klimat jest najważniejszym komponentem środowiska przyrodniczego południowego Spitsbergenu, ponieważ ma największy wpływ na charakter jego zlodowacenia. To odpowiednio niskie temperatury i wysokie opady umożliwiają w ogóle istnienie lodowców na tym obszarze.

Zważywszy na położenie Spitsbergenu w dosyć wysokich szerokościach geograficznych, można uznać jego klimat za stosunkowo łagodny. Jest to spowodowane dwoma czynnikami: układem prądów oceanicznych oraz ogólną cyrkulacją mas powietrza.

Wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu przepływa część ciepłego Prądu Norweskiego, będącego jedną z odnóg ciepłego Prądu Zatokowego. Dzięki temu wody te są najbardziej na północ wysuniętą częścią Oceanu Arktycznego, na których powierzchnia morza w okresie zimowym jest wolna od lodu (ryc. 3).

Cyrkulacja atmosferyczna nad Spitsbergenem kształtowana jest przez dwa ośrodki baryczne: Niż Islandzki oraz obszar wysokiego ciśnienia nad Grenlandią i Oceanem Arktycznym, przy czym bardzo duże znaczenie ma według S. Baranowskiego (1977) rozkład ciśnienia atmosferycznego przy powierzchni morza w Atlantyckim Sek-

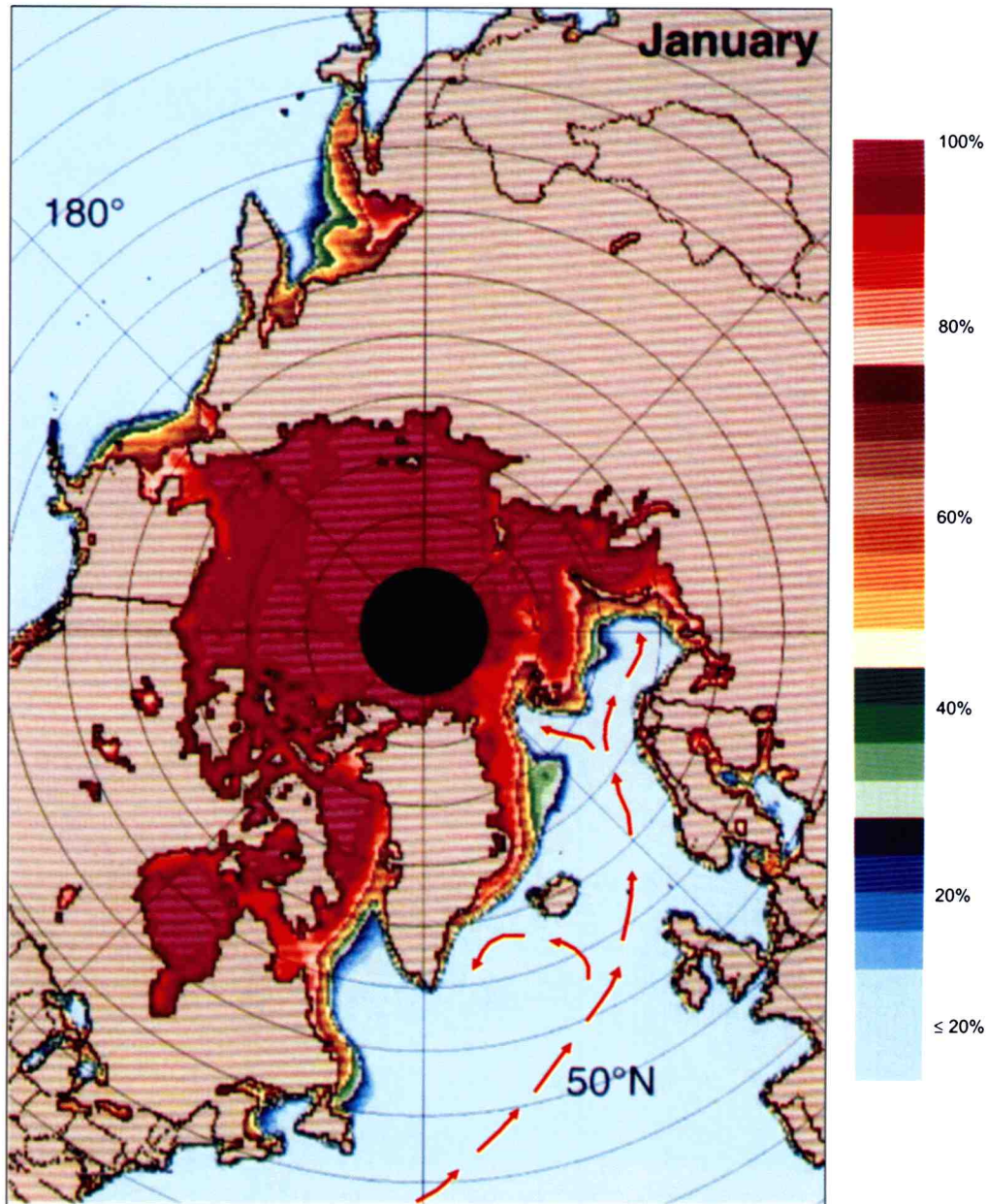


Ryc. 2. Mapa topograficzna terenu badań, 1:135 000. Fragment arkusza B12 „Torellbreen”, skala 1:100 000 (©Norweski Instytut Polarny)  
 Fig. 2. 1:135 000 scale topographical map of the study are. Fragment of Sheet B12 "Torellbreen", 1:100 000 (©Norsk Polarinstittutt)

torze Arktyki. Układ ten powoduje powstanie głębokiej bruzdy barycznej przebiegającej od Islandii do Morza Karskiego, wzdłuż której odbywa się wędrówka niżów w kierunku wschodnim. Spitsbergen w ciągu całego roku znajduje się po jej północnej stronie. Jednakże dla kształtowania się pogody w tym rejonie szczególnie duże znaczenie ma jej grenlandzko-spitsbergeńskie odgałęzienie.

Nad południowym Spitsbergenem można wyróżnić trzy podstawowe grupy cyrkulacji mas powietrza (Brazdil, 1988). Zdecydowanie przeważa typ wschodni, który może zostać podzielony na dwa podtypy. Pierwszy z nich

związany z rozwojem arktycznego klina wyżowego nad Morzem Barentsa powoduje napływ zimnych arktycznych mas powietrza z północnego wschodu. Oddziaływanie wyżu kontynentalnego znad Skandynawii przynosi nad obszar Spitsbergenu cieplejsze powietrze polarno-kontynentalne. Typ północny związany jest z rozwojem wyżu arktycznego nad Grenlandią, przynosi zimne i suche arktyczne powietrze z północy i północnego zachodu. Występujący stosunkowo najrzadziej typ południowy jest wynikiem obniżenia się w okresie letnim ciśnienia w centralnej Arktyce. Umożliwia on adwekcję ciepłych mas powietrza z południa i południowego zachodu.



Ryc. 3. Średnia koncentracja lodu morskiego na terenie Arktyki dla stycznia w latach 1978–1987 na podstawie danych z radiometru SMMR umieszczonego na satelicie Nimbus 7 (Gloersen, Campbell, 1992). Czerwone strzałki naniesione na mapę przedstawiają przebieg ciepłych prądów oceanicznych (Atlas geograficzny, PPWK, 1976)

Fig. 3. Mean concentration of sea ice in the Arctic in the Januaries of 1978–1987, on the basis of data from the SMMR radiometer on the Nimbus 7 satellite (Gloersen and Campbell, 1992). The red arrows show the courses of warm ocean currents (Atlas geograficzny, PPWK, 1976)

Cyrkulacja atmosferyczna w regionie południowego Spitsbergenu ma wyraźnie charakter sezonowy. Największą intensywność procesów atmosferycznych można zaobserwować zimą. W tym okresie, na skutek bardzo silnego ochłodzenia terenów północnych, związanego z trwaniem nocy polarnej, obserwuje się największe różnice temperatury i ciśnienia między rejonem Arktyki i niższymi szerokościami geograficznymi. Konsekwencją tego jest częste występowanie głębokich niżów oraz bardzo silnych wiatrów i sztormów. Wiosną i latem przeważa w tym rejonie antycyklonalny charakter pogody. Również w tym okresie Spitsbergen znajduje się często pod wpływem układów niżowych związanych tym razem z obniżeniem ciśnienia w centralnej Arktyce. Mają one jednakże znacznie łagodniejszy przebieg i są mniej trwałe.

Cyrkulacja atmosferyczna oraz rozkład prądów oceanicznych są odpowiedzialne za kształtowanie warunków termicznych oraz wielkości opadów, które są najważniejszymi czynnikami decydującymi o możliwości powstania, rozwoju i kondycji lodowców w danym regionie. Determinują one wielkość akumulacji i ablacji w ciągu roku. W okresie letnim temperatury powietrza zawierają się zazwyczaj w przedziale między 0–5°C przy czym najczęściej notuje się dni z temperaturami od 2,5–5°C (Jania, 1988) Niemniej jednak, często występujące na tym obszarze wiatry fenowe mogą powodować wzrost temperatury do ponad 10°C. Najwyższą odnotowano 11 lipca 1979 roku i wynosiła 13,4°C (Brazdil, 1988). Okres przewagi temperatur dodatnich trwa mniej więcej od połowy czerwca do połowy września.

Zimą, ze względu na większą intensywność cyrkulacji atmosferycznej, temperatury są znacznie bardziej zróżnicowane. Mogą one spadać nawet do  $-35^{\circ}\text{C}$ . Niemniej jednak notuje się również ocieplenia nawet do  $0^{\circ}\text{C}$  powodujące niewielkie odwilże. Należy jednakże zwrócić uwagę na to, że ze względu na górski charakter badanego obszaru mają one wpływ jedynie na obszary przybrzeżne i czołowe strefy lodowców. Gradient termiczny nad lodowcami wynosi w tym rejonie  $0,5^{\circ}\text{C}$  natomiast nad terenami nie objętymi zlodowaceniem jest nieco większy i wynosi  $-0,6^{\circ}\text{C}$  (Jania, 1988).

Charakterystyczne dla południowego Spitsbergenu jest zróżnicowanie termiczne na linii wschód–zachód. Temperatury notowane na stacji polarnej PAN zlokalizowanej nad zatoką Białego Niedźwiedzia są średnio o 1 do 2 stopni niższe niż notowane na stacji Uniwersytetu Wrocławskiego u podnóża lodowca Werenskiolda. Jest to spowodowane działaniem wschodnich wiatrów fenowych oraz silniejszym oddziaływaniem cieplejszych i wilgotniejszych mas powietrza z nad oceanu. Temperatury powietrza na stacji w Hornsundzie są również o około 2–3 stopnie wyższe niż notowane w usytuowanej bardziej na północ w centralnej części Spitsbergenu stacji Longyearbyen.

Na ablację lodowca mają wpływ również warunki radiacyjne, chociaż wpływ tego czynnika nie jest na badanym obszarze zbyt duży. Do powierzchni dociera tu bardzo mała ilość promieniowania, co powoduje, że przez większą część roku panuje ujemny bilans energetyczny. Jest to związane z krótkim czasem trwania promieniowania słonecznego, które ponadto jest osłabiane przez częste zachmurzenie w tym rejonie. Ogromne znaczenie ma też fakt zlodowacenia większości obszaru. Mogące osiągać ponad 80% albedo jest odpowiedzialne za utratę większości docierającej energii.

Średnie roczne sumy opadów mierzone w stacji PAN w rejonie Hornsundu wynoszą 424 mm. Wielkość ta zmienia się dość mocno z roku na rok. Najmniejszą sumę zanotowano w sezonie 1986/1987 — 291 mm, natomiast największą — 583 mm, w sezonie 1994/1995 (Głowacki i Niedźwiedź, 1997). Należy pamiętać o tym, że ze względu na silne wiatry i duży udział opadów stałych, zwłaszcza zimą, pomiary te obciążone są sporym błędem. Dlatego też najczęściej wielkość akumulacji mierzy się zwykle przez bezpośrednie badania grubości pokrywy śnieżnej. W górnych partiach lodowców pod koniec sezonu akumulacji, zwykle jest to maj, może ona dochodzić do dwóch metrów i zmniejsza się stopniowo wraz z wysokością. Badania K. Migały i in. (1988) wykazały że pomiędzy wysokościami 100 m n.p.m. i 800 m n.p.m. gradient akumulacji jest równy 110 mm ekwiwalentu wodnego na 100 metrów wysokości. Niżej, przy czole lodowca akumulacja znowu się zwiększa, co jest spowodowane redepozycją śniegu przez silne wiatry.

Kolejnym czynnikiem klimatycznym silnie uzależnionym od ogólnej cyrkulacji atmosferycznej jest wiatr. W rejonie Hornsundu przeważają wiatry ze wschodniej ćwiartki horyzontu. Ich kierunki są jednak silnie modyfikowane przez topografię terenu. Ułożenie głównych

grzbietów górskich prostopadle do głównych kierunków wiatrów jest przyczyną częstego występowania w tym rejonie zjawiska wiatrów fenowych. Średnie roczne prędkości wiatrów wynoszą 5,3 m/s. Przy czym w porywach (10 minutowe średnie prędkości wiatru) mogą przekraczać 23 m/s (Głowacki i Niedźwiedź, 1997). Szczególnie silne i gwałtowne wiatry notuje się w okresie zimowym.

Ze względu na górski charakter rejonu Hornsundu, teren ten charakteryzuje się dużym zróżnicowaniem topoklimatycznym. Zachodnia część obszaru ma wyraźny charakter klimatu oceanicznego. Wraz z przesuwaniem się w kierunku wschodnim nabiera on coraz więcej cech kontynentalnych. Można też zauważyć dużą zmienność poszczególnych elementów klimatu na przestrzeni kolejnych lat, spowodowaną zakłóceniami w ogólnej cyrkulacji mas powietrza nad południowym Spitsbergenem. Wydaje się ona świadczyć o przejściowości tego klimatu. Silne uzależnienie od cyrkulacji atmosferycznej powoduje dużą czułość lodowców na wszelkiego rodzaju zmiany klimatyczne.

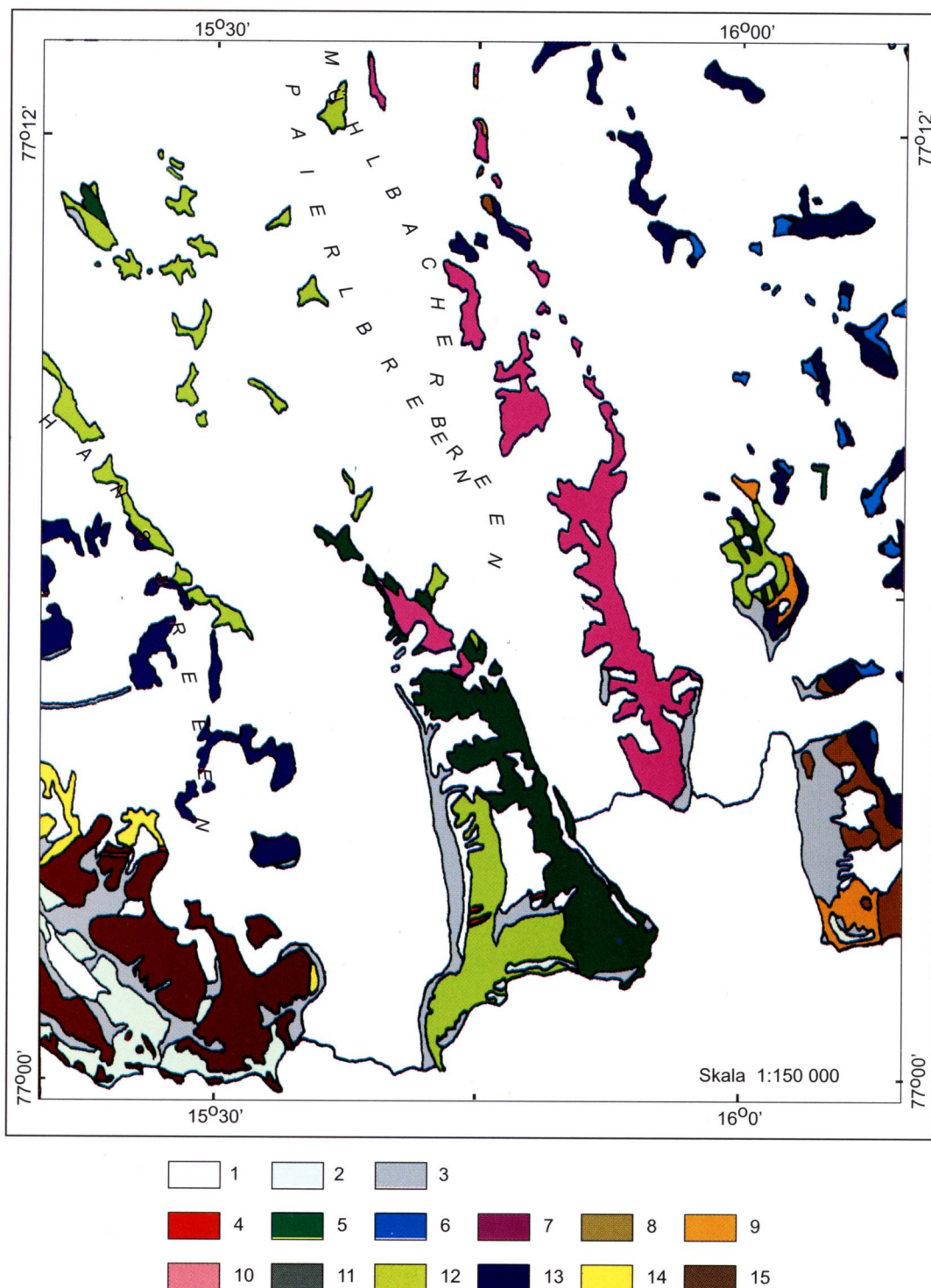
### **Budowa geologiczna**

Budowa geologiczna jest obok klimatu drugim komponentem środowiska przyrodniczego południowego Spitsbergenu, mającym największy wpływ na współczesny charakter zlodowacenia tego obszaru. O ile klimat, warunkuje w ogóle istnienie i wielkość zlodowacenia, o tyle budowa geologiczna poprzez bardzo silny wpływ na rzeźbę terenu pośrednio wpływa na jego morfologię.

W obrębie obszaru badań można wyróżnić trzy podstawowe jednostki geologiczne (ryc. 4). Są to: formacja Hecla Hoek, na którą składają się wszystkie skały prekambryjskie, kambryjskie i ordowickie biorące udział w kaledońskim fałdowaniu Spitsbergenu, formacje paleozoiczne, obejmujące skały powstałe w okresie dewonu, karbonu i permu oraz serie mezozoiczne osadzone w triasie, jurze i dolnej kredzie. Układ struktur geologicznych i głównych linii tektonicznych jest w przybliżeniu południkowy i równoległy do krawędzi szelfu oceanicznego, co jest rezultatem silnego związku budowy geologicznej Spitsbergenu z rozwojem dna morskiego pomiędzy szelfem grenlandzkim i europejskim (Birkenmajer, 1977).

Zdecydowaną największą część obszaru badań zajmują skały wchodzące w skład sukcesji Hecla Hoek. Ze względu na istnienie kilku bardzo ważnych niezgodności, związanych z erozją obszaru w okresie od wczesnego prekambriu do ordowiku, jest ona podzielona na kilka głównych jednostek litostratigraficznych (Birkenmajer, 1990).

Najstarszą z nich jest grupa Isbjornhamna zbudowana przeważnie z łupków krystalicznych różnego typu przeplatających się z wkładkami marmurów. Formacja ta występuje w południowo zachodniej części obszaru badań w rejonie masywów Fugleberget, Skoddefjellet i nunataka Vesletuva. Osadzająca się później grupa



Ryc. 4. Budowa geologiczna (Karczewski, 1984b; zgeneralizowana): 1 — lodowce, 2 — podniesione terasy morskie i terasy rzeczne, 3 — stożki usypiskowe, moreny, stożki aluwialne, 4 — intruzje dolerytowe, 5 — kreda, 6 — jura, 7 — trias, 8 — karbon, perm, 9 — dewon, 10 — grupa Sorkaplannd, 11 — grupa Sofiekammen, 12 — grupa Sofiebogen, 13 — grupa Deilegga, 14 — grupa Eimfjellet, 15 — grupa Isbjörnhamna

Fig. 4. Geological structure (Karczewski 1984a, generalised): 1 — glaciers, 2 — elevated marine and river terraces, 3 — talus cones, moraines and alluvial cones, 4 — dolerite intrusions, 5 — Cretaceous, 6 — Jurassic, 7 — Triassic, 8 — Carboniferous, Permian, 9 — Devonian, 10 — Sorkaplannd groups, 11 — Sofiekammen group, 12 — Sofiebogen group, 13 — Deilegg group, 14 — Eimfjellet group, 15 — Isbjörnhamn group

Eimfjellet rozpoczyna się jasnymi, dobrze uławiconymi kwarcytami. W jej skład wchodzi również różnego typu i wieku łupki krystaliczne, amfibolity, łupki zielenicowe, fyllity i marmury. Skały te cechują się różnym stopniem zmetamorfizowania. Budują one leżące po południowej stronie lodowca Werenskiolda masywy Skalfjellet i Eimfjellet.

Dalej następuje ważna niezgodność i luka stratygraficzna zwana diastrofizmem werenskioldzkim. Oddziela ona skały grupy Eimfjellet od osadzających się później i słabiej zmetamorfizowanych skał grupy Deilegga. W skład tej grupy wchodzi zlepieńce kwarcytowe i dolomity, a także miększe kompleksy fyllitowo łupkowe

z cienkimi wkładkami dolomitów łupków pirytowo-żelaznych i jasnych kwarcytów. Zbudowane są z nich nunataki oddzielające lodowiec Werenskiolda od lodowca Hansa oraz spora grupa skał na północ od lodowca Werenskiolda.

Najpóźniej w prekambry osadzały się skały grupy Sofiebogen, oddzielone od grupy Deilegga tak zwanym diastrofizmem torellańskim. W jej skład wchodzi zlepieńce pochodzenia rzeczowego oraz duże kompleksy skał węglanowych reprezentowanych przede wszystkim przez różnego typu wapienie i dolomity. Budują one większą część grzbietu górskiego rozdzielającego lodowce Hansa i Paierla.

Najmłodsze skały sukcesji Hecla Hoek, w większości węglanowe, osadzały się już w starszych okresach ery paleozoicznej. Okres kambry reprezentowany jest przez grupę Sofiekammen. W jej skład wchodzi piaszczyste dolomity z wkładkami brekcji sedymentacyjnych, łupków i wapieni bogatych w trylobity. Na nich z kolei pojawiają się serie różnych wapieni, marmury i płytkowe dolomity. Skały z grupy Sørkapp Land, których czas powstania datuje się na okres dolnego ordowiku, zbudowane są z kwarcytów, dolomitów utawionych z częstymi wkładkami rogowców oraz grubego kompleksu wapieni laminowanych. Występują one w grzbietach górskich i nunatakach rozdzielających lodowce Paierla i Mühlbachera (głównie grupa Sørkapp Land) oraz pomiędzy lodowcami Hansa i Paierla (głównie grupa Sofiekammen).

Wszystkie skały sukcesji Hecla Hoek zostały silnie zdeformowane w czasie orogenezy kaledońskiej, której główną fazę datuje się na Spitsbergenie na okres 430–450 mln lat temu, co odpowiada wyższej części ordowiku i niższej części syluru. Oprócz zafaldowania warstw powstały liczne nasunięcia pakietów skalnych, głównie w kierunku wschodnim oraz uskoki. Formy te były następnie denudowane w okresie syluru i wczesnego dewonu. W tym czasie na obszarze Hornsundu odnotowuje się przerwę sedymentacyjną.

Okres dewonu reprezentowany jest przede wszystkim przez osady rzeczne — czerwone zlepieńce, brekcje sedymentacyjne i piaskowce, przechodzące stopniowo w wapieniste piaskowce i piaszczyste wapienie. Nad nimi występują różne typy łupków z wkładkami mułowcowych wapieni. Osady te nie są zbyt licznie reprezentowane w rejonie Hornsundu. Występują przede wszystkim w masywie Marietoppen, a także w masywie Braemfjellet.

W dolnym karbonie obszar Spitsbergenu stał się częścią kontynentalnej platformy Morza Barentsa–Morza Karskiego. Serie skalne ostatnich dwóch okresów paleozoiku składają się przede wszystkim z różnego typu zlepieńców, piaskowców, łupków, brekcji sedymentacyjnych i wapieni. Występują niezbyt licznie w południowo-wschodniej części obszaru badań.

Formacje mezozoiczne, budujące generalnie nunataki północno-wschodniej części obszaru badań, składają się głównie z piaskowców, kwarcytów, łupków i mułowców. Era mezozoiczna to również okres silnego

magmatyzmu. Liczne intruzje dolerytowe można spotkać w rejonie masywu Skalfjellet oraz grzbietu Sofiekammen. W obrębie obszaru badań nie występują utwory trzeciorzędowe. Cały teren jest bardzo silnie zaangażowany tektonicznie, poprzecinany licznymi nasunięciami i uskokami. Opisana powyżej struktura geologiczna miała bardzo silny wpływ na rozwój rzeźby w przeszłości geologicznej oraz na obecne ukształtowanie terenu.

### Rzeźba terenu

Rzeźba południowego Spitsbergenu jest bardzo silnie uzależniona od budowy geologicznej. Przebieg głównych grzbietów górskich i dolin wyerodowanych w mniej odpornych seriach skalnych jest w przybliżeniu południkowy i zgodny z przebiegiem głównych struktur geologicznych i linii tektonicznych. Obecna rzeźba ma swoją genezę najprawdopodobniej we fluwialno-denudacyjnej rzeźbie strukturalnej rozwiniętej w młodszym trzeciorzędzie (Jania, 1988a). Została ona następnie przemodelowana przez zlodowacenie, które nasunęło się na ten teren w czwartorzędzie. Obecnie ponad 70% obszaru badań pokryte jest przez lodowce. Zróżnicowanie wysokościowe terenu jest dość duże. Bezwzględna wysokość grzbietów górskich mieści się w przedziale od 500 m n.p.m. do 1000 m n.p.m. Najwyższymi szczytami są: Luciatoppen (950 m n.p.m.) znajdujący się w grzbiecie Luciakammen i Wienertinden (925 m n.p.m.) w grzbiecie Sofiekammen. Względna wysokość grzbietów i nunataków zmniejsza się w kierunku północnym, wraz ze wzrostem stopnia zlodowacenia terenu. Na obszarze nie objętym zlodowaceniem można wyróżnić cztery morfogenetyczne typy krajobrazu (Karczewski, 1984). Każdy z nich ma swoisty zespół form rzeźby powstałych na skutek niszczącej i budującej działalności, charakterystycznych dla danego typu krajobrazu procesów rzeźbotwórczych.

Pierwszym z nich jest wybrzeże niezlodowaczone w obrębie podniesionych tarasów morskich. Charakteryzuje się ono rzeźbą litoralną, która została następnie przemodelowana przez procesy peryglacjalne oraz w mniejszym stopniu przez procesy fluwialne, eoliczne, lub krasowe. Największe obszary zajęte przez ten typ krajobrazu znajdują się u wylotu doliny Revdalen w południowo-zachodniej części obszaru badań oraz na równinie Bogstranda. Są to jednocześnie tereny, na których zachowały się jedne z najpełniejszych zestawów tarasów morskich po północnej stronie Hornsundu (Karczewski, 1984). Niewielkie obszary zajęte przez ten typ krajobrazu znajdują się również u podnóża masywu Marietoppen. Większa część wybrzeża ma charakter klifowy. Są to zarówno wyraźnie ukształtowane, stale podcinane przez fale klify aktywne, jak też podcinane jedynie okresowo dojrzałe klify z rozwiniętą platformą abrazyjną. Brzegi płaskie, powstałe w wyniku akumulacyjnej działalności morza, z dobrze rozwiniętymi plażami występują jedynie w zachodniej części linii brzegowej.

Do wybrzeża przylega obszar niezlodowaczonych gór nadmorskich. Charakteryzuje się on ostrymi najczęściej grzbietami i wierzchołkami. Strone formy stokowe ukksz-



taltowały się w specyficznych warunkach nadmorskiego klimatu peryglacialnego. Dominującymi procesami są tutaj różnego typu ruchy masowe. Na niewielkich obszarach można spotkać szczytkowe lodowce oraz płyty wiecznych śniegów.

Kolejnym typem krajobrazu jest obszar rzeźby glacialnej. Występują na nim marginalne formy glacialne i fluwioglacialne oraz lodowce w strefie ablacyjnej. Ponieważ największe lodowce znajdujące się na obszarze badań uchodzą do morza, najwięcej form tego typu można spotkać w strefach marginalnych niewielkich lodowców górskich i stokowych kończących się na łądzie. Wkraczają one najczęściej na podniesione tarasy morskie. Najczęściej spotykanymi formami są wały moren czołowych, środkowych i bocznych z jądrem lodowym. Silnie rozwinięte moreny czołowe mają niewielkie lodowce Locherbreen, Urnebreen i Krusebreen w południowo wschodniej części obszaru. Największe wały moreny bocznej znajdują się przy wschodniej stronie strefy ablacyjnej lodowca Hansa. Do często spotykanych form glacialnych i fluwioglacialnych można zaliczyć również pokrywy gruzowe na martwym lodzie, równiny i stożki sandrowe oraz dna dolin rzek proniwalnych i progla-cjalnych. W wyższych partiach gór najczęściej spotykanymi formami są górne krawędzie cyrków glacialnych.

Ostatnim typem krajobrazu jest obszar nunataków i otoczonych lodem pasm górskich. Dominującymi procesami są tutaj wietrzenie mrozowe oraz ruchy masowe o charakterze nieco odmiennym od tych w krajobrazie gór nadmorskich.

Geomorfologia obszaru nie ma już, tak jak dwa poprzednio omawiane komponenty środowiska, jednoznacznie nadrzędnego charakteru w stosunku do zlodowacenia, mimo jego silnego uzależnienia od ukształtowania terenu. Wprawdzie główne rysy rzeźby powstały przed ochłodzeniem klimatu i początkiem epoki lodowcowej, jednakże została ona później bardzo silnie przemodelowana przez liczne procesy glacialne i fluwioglacialne.

### **Charakter zlodowacenia i stosunki wodne**

Charakter współczesnego zlodowacenia Południowego Spitsbergenu jest wynikiem ukształtowania terenu, ściśle związanego z budową geologiczną, oraz panującego tu obecnie i w przeszłości klimatu. Wzajemne współistnienie tych czynników sprawiło, że obecnie ponad 60% tego obszaru jest pokryte przez lodowce różnego typu. Dominuje zlodowacenie półpokrywowe z lodowcami wyprowadzającymi, porozdzielanymi przez grzbiety górskie i obszary nunataków. Spotkać też można lodowce dolinne oraz mniejsze lodowce górskie i cyrkowe. Klasyfikacji morfologicznej lodowców otoczenia Hornsundu dokonał J. Jania (1988a) oparając się na założeniach typologicznych *Permanent Service on the Fluctuations of Glaciers*. Klasyfikacja jest kodowana w formie cyfrowej i składa się z trzech określeń, z których każde opisuje inną cechę morfologiczną lodowca. Pierwsza cyfra kodu oznacza klasyfikację podstawową, następne formę lodowca oraz charakterystykę czoła.

Większą część badanego obszaru zajmują trzy średniej wielkości lodowce Hans, Paierl i Mühlbacher. Pierwsze dwa z nich są według wspomnianej wyżej klasyfikacji lodowcami wypływowymi (tab. 1). Drenują one wspólną pokrywę lodową, dlatego dokładne rozgraniczenie ich pól akumulacyjnych jest bardzo trudne i praktycznie niemożliwe bez znajomości topografii podlodowcowej. Oba lodowce mają formę lodowca dolinnego. Ich charakterystyczną cechą jest posiadanie kilku pojedynczych basenów akumulacyjnych zasilających jeden wspólny system lodowcowy. Jest to tak zwany basen złożony. Wszystkie te lodowce posiadają cielące się czoła uchodzące do fiordu. Trzeci z wspomnianych wyżej lodowców — Mühlbacherbreen jest typowym lodowcem dolinnym z wyraźnie określonymi granicami basenów glacialnych. Jak poprzednie dwa lodowce charakteryzuje się posiadaniem złożonego basenu oraz cielącego się do morza czoła. Oprócz wyżej wymienionych trzech głównych lodowców na terenie badań znajduje się kilka niewielkich lodowców górskich i dolinnych, takich jak Ariebreen, Sofiebreen, czy Lorchbreen. Położone są one w południowej części obszaru w obrębie krajobrazu niezlodowaconych gór nadmorskich.

Lodowce Hansa i Mühlbachera są zbliżone do siebie wielkością. Powierzchnia ich wynosiła w 1983 roku odpowiednio 68,0 oraz 56,9 km<sup>2</sup>, natomiast długość liczona wzdłuż głównej osi lodowców odpowiednio 17 i 19 km. Maksymalna wysokość obu lodowców jest taka sama i wynosi 550 m n.p.m. Leżący pomiędzy nimi lodowiec Paierla jest większy. Jego powierzchnia jest równa 108,3 km<sup>2</sup>, natomiast długość 27 km. Większe jest również jego zróżnicowanie pionowe. Maksymalna wysokość liczona wzdłuż głównej osi lodowca wynosi 720 m n.p.m. Cechą wspólną tych trzech lodowców jest ich bardzo niewielkie średnie nachylenie wynoszące niewiele ponad 1° (Jania, 1988b).

Tak niewielki spadek wraz z lokalną topografią powierzchni lodowca jest bardzo ważnym czynnikiem wpływającym na przebieg i zasięg występowania stref glacialnych na badanych lodowcach. Jest on zależny przede wszystkim od wielkości zimowej akumulacji oraz od przebiegu ablacji w ciągu lata (Jania, 1988b). Duża zmienność opadów i temperatury w poszczególnych latach w połączeniu z niewielkim nachyleniem lodowców powodują duże wahania zasięgu stref glacialnych. Systematyczne badania przebiegu linii równowagi oddzielającej obszary akumulacji i ablacji na lodowcu są prowadzone w rejonie Hornsundu tylko dla lodowca Hansa. W latach 1989–1995 wysokość położenia linii równowagi zmieniała się od 240 m n.p.m. w 1994 roku do 400 m n.p.m. w roku 1993 przy średniej z okresu badań 348 m n.p.m. (Jania, Hagen, 1996).

Na lodowcach południowego Spitsbergenu można wyróżnić w końcu sezonu ablacji jedynie pięć — z szczęściu zaproponowanych przez F. Müllera (1962) — stref glacialnych. Stosunkowo łagodny klimat tego rejonu sprawia, że nie występuje tutaj najwyższej położona strefa śniegu suchego. Nawet w najwyższych położonych fragmentach lodowców w sezonie ablacji może zachodzić topnie-

Tabela 1.

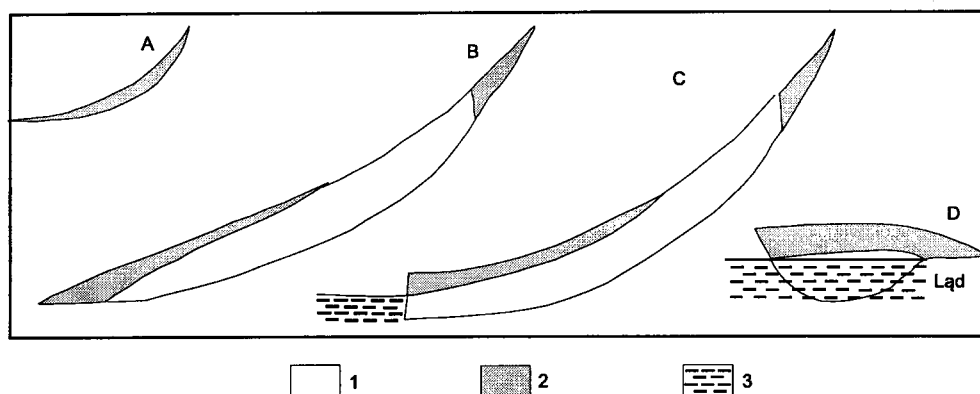
Klasyfikacja lodowców terenu badań  
*Classification of the glaciers in the study area*

Nazwa lodowca <i>Name</i>	Kod klasyfikacji PSFG PSFG <i>classification code</i>	Krótką charakterystyka morfologiczna <i>Brief morphological characterisation</i>	Klasyfikacja termiczna <i>Thermal classification</i>	Klasyfikacja dynamiczna <i>Dynamic classification</i>
Hans	424	Lodowiec wypływowy (wyprowadzający), posiada basen złożony i czoło cielące się do morza <i>Outlet glacier with composite basin and front calving into the sea</i>	Termika złożona Typ C <i>Complex thermal conditions Type C</i>	Przewaga ślizgu dennego <i>Prevalence of bottom slippage</i>
Paierl	424	Lodowiec wypływowy (wyprowadzający), posiada basen złożony i czoło cielące się do morza <i>Outlet glacier with composite basin and front calving into the sea</i>	Termika złożona Typ C <i>Complex thermal conditions Type C</i>	Przewaga ślizgu dennego <i>Prevalence of bottom slippage</i>
Mühlbacher	524	Lodowiec dolinny, posiada basen złożony i czoło cielące się do morza <i>Valley glacier with composite basin and front calving into the sea</i>	Termika złożona Typ C <i>Complex thermal conditions Type C</i>	Przewaga ślizgu dennego <i>Prevalence of bottom slippage</i>
Werenskiöld	518	Lodowiec dolinny, posiada kilka połączonych basenów akumulacyjnych, pojedynczy jezor kończący się na lądzie <i>Valley glacier with several linked accumulation basins and a single tongue terminating on land</i>	Termika złożona Typ B <i>Complex thermal conditions Type B</i>	Przewaga deformacji <i>Prevalence of deformation</i>
Arie	538	Lodowiec dolinny, pojedynczy basen akumulacyjny i jezor kończący się na lądzie <i>Valley glacier with a single accumulation basin and a tongue terminating on land</i>	Termika złożona Typ B <i>Complex thermal conditions Type B</i>	Wyłącznie deformacje <i>Deformation only</i>
Sofie	538	Lodowiec dolinny, pojedynczy basen akumulacyjny i jezor kończący się na lądzie <i>Valley glacier with a single accumulation basin and a tongue terminating on land</i>	Termika złożona Typ B <i>Complex thermal conditions Type B</i>	Przewaga deformacji <i>Prevalence of deformation</i>
Kvalfangar	524	Lodowiec dolinny, posiada basen złożony i czoło cielące się do morza <i>Valley glacier with a composite basin and front calving into the sea</i>	Termika złożona Typ C <i>Complex thermal conditions Type C</i>	Przewaga ślizgu dennego <i>Prevalence of bottom slippage</i>
Wibe	524	Lodowiec dolinny, posiada basen złożony i czoło cielące się do morza <i>Valley glacier with composite basin and front calving into the sea</i>	Termika złożona Typ C <i>Complex thermal conditions Type C</i>	Przewaga ślizgu dennego <i>Prevalence of bottom slippage</i>
Urne	649	Lodowiec górski, cyrkowy z pojedynczym jezerem silnie pokrytym gruzem <i>Mountain (cirque) glacier with a single tongue thoroughly covered with rubble</i>	Zimny <i>Cold</i>	Wyłącznie deformacje <i>Deformation only</i>

nie powierzchniowych warstw śniegu. Szczególnie duże powierzchnie zajmują strefy papki śnieżnej i lodu nałożonego. Powodem takiego stanu rzeczy jest małe nachylenie lodowców utrudniające spływ powierzchniowy. Niewielki spadek lodowca w połączeniu z czynnikiem topograficznym jest przyczyną nieciągłości i skomplikowanego przebiegu stref glacialnych. Silne wiatry wschodnie powodują przewiewanie śniegu i redeponowanie go w obniżeniach powierzchni lodowca, co dobrze widoczne jest na zdjęciach lotniczych.

Układ stref glacialnych ma duży wpływ na kształtowanie się termiki lodowców. Omawiane lodowce są politermalne, co jest charakterystyczne dla spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza (ryc. 5). Ujemny bilans energetyczny górnych partii lodowca powoduje,

że znajdują się one w temperaturze poniżej punktu topnienia lodu. Wraz ze spadkiem wysokości coraz więcej wody pochodzącej z topniejącego na powierzchni śniegu przesiąka w głąb lodowca i zamrażając tam wyzwala duże ilości utajonego ciepła krzepnięcia, powodując stopniowe ogrzewanie masy lodu do temperatury punktu topnienia. W tej temperaturze znajduje się cała strefa śniegu mokrego. W strefie lodu nałożonego, zamrażanie wody odbywa się na powierzchni, co powoduje, że ciepło krzepnięcia wody oddawane jest do atmosfery i nie przyczynia się do podnoszenia temperatury lodu. Ujemna jest również powierzchniowa warstwa lodu w strefie ablacji. Tutaj proces topnienia zachodzi najsilniej. Jednakże nieprzepuszczalność warstwy lodu sprawia, że wody roztopowe spływają po powierzchni,



Ryc. 5. Schematyczne przekroje przez różne typy lodowców z zaznaczonymi różnicami termicznymi: A — lodowiec górski, zimny w całej masie, B — lodowiec o termicie złożonej, kończący się na lądzie, C — lodowiec o termicie złożonej, uchodzący do morza, D — przekrój poprzeczny przez czoło lodowca uchodzącego do morza; 1 — lód w temperaturze punktu topnienia, 2 — lód „zimny”, 3 — morze

Fig. 5. Schematic cross-section through different types of glacier with defined thermal differences: A — mountain glacier, cold throughout its mass, B — glacier of complex thermal properties ending on land, C — tidewater glacier of complex thermal properties, D — cross-section through the tidewater glacier front, 1 — ice at melting-point, 2 — "cold" ice, 3 — sea

a skoncentrowany charakter spływu uniemożliwia ich ponowne zamrażanie. Utajone ciepło krzepnięcia nie jest więc wykorzystywane. Bardzo słabe przewodnictwo ciepła lodu sprawia, że prawie cała energia cieplna pochodząca z radiacji oraz z odczuwalnego ciepła atmosfery jest zużywana na topnienie lodu na powierzchni i nie jest w stanie zrekompensować zimowego wychłodzenia powierzchniowej warstwy lodu. Grubość lodu zimnego w strefie ablacji wzrasta od linii równowagi w kierunku czoła. Spodnia warstwa lodu w strefie ablacji ma temperaturę punktu topnienia, co jest spowodowane ogrzewaniem się lodu od wody morskiej.

Termika lodowca wywiera również bardzo duży wpływ na stosunki wodne panujące na powierzchni i wewnątrz lodowca. Największa ilość wody dostaje się do lodowca na skutek topnienia się jego powierzchni w wyniku oddziaływania promieniowania słonecznego oraz odczuwalnego ciepła atmosfery. Innym źródłem wody mogą być także opady deszczu oraz dopływ wód z niezlodowaconych stoków znajdujących się w otoczeniu lodowca. Lód może topnieć również we wnętrzu lodowca oraz na kontakcie z podłożem. Ilość uzyskanej w ten sposób wody zależy od wielkości strumienia ciepła geotermalnego, stanu termicznego lodu i jego ciśnienia (Jania, 1997).

W strefie akumulacji, woda topniejąca na powierzchni przesiąka w głąb przez przepuszczalne poziomy śniegu i firnu. Jej ilość wzrasta w dół lodowca, co jest związane z intensywniejszym topnieniem na mniejszych wysokościach. W strefie śniegu mokrego cały śnieg z ostatniej zimy jest nasiąknięty wodą. W strefie papki śnieżnej jej ilość jest tak duża, że może mocno utrudnić poruszanie się po powierzchni lodowca. W strefie tej biorą swój początek strumienie płynące licznie po powierzchni lodowca w strefie ablacyjnej. Cechą charakterystyczną tych strumieni są liczne meandry oraz niewyównany profil podłużny. Potoki te obfitują w odcinki bardziej strome od powierzchni lodowca oraz liczne zagłębienia. Liczne szczeliny na powierzchni lodowca

oraz studnie lodowcowe ułatwiają przedostawanie się wody do wnętrza i spodniej części lodowca, gdzie formują się potoki inglacjalne i subglacjalne. Na wiosnę i wczesnym latem, gdy w strefie ablacyjnej leży jeszcze dużo śniegu utrudniającego powierzchniowy odpływ wód lodowcowych, w zagłębieniach powierzchni lodowca mogą tworzyć się jeziora supraglacjalne. Mają one charakter epizodyczny i często krótkotrwały. W dalszej części sezonu ablacji następuje udrożnienie zatkanych zimą kanałów inglacjalnych i studni pod powierzchnią jeziora, powodując jego zanik.

Lodowiec może być również źródłem wód podziemnych. Subpolarna termika lodowców Spitsbergeńskich powoduje tworzenie się tak zwanych talików. Są to obszary niezamarzniętego gruntu pod powierzchnią lodowca. Umożliwiają one zasilanie przez lodowce poziomu wód gruntowych znajdujących się poniżej poziomu wieloletniej zmarzliny, której grubość na obszarze nie pokrytym przez lodowce waha się od 100 metrów w rejonie wybrzeża, do 400 metrów w głębi lądu. Jest to najprawdopodobniej największe źródło wód gruntowych w rejonie Spitsbergenu jednakże jego wielkość nie jest poznana.

Inną ważną cechą lodowców jest charakter i tempo jego płynięcia. Jest ono ściśle związane nie tylko z wielkością i formą lodowca, ale także z jego termiką oraz ilością wód roztopowych. Za całkowity ruch lodowca odpowiedzialne są dwa elementy: deformacja lodu i ślizg denny. Niewielki kąt nachylenia powierzchni lodowców oraz den dolin na badanym obszarze nie sprzyjają szybkiemu poruszaniu się znajdujących się tu lodowców Hansa, Paierla i Mühlbachera. Ciepły reżim oraz duża ilość wód podlodowcowych sprawiają, że w przypadku tych trzech lodowców ruch odbywa się przede wszystkim na skutek ślizgu dennego (Jania, 1988b). Sprawia on, że mimo niewielkiego spadku lodowce te poruszają się kilkakrotnie szybciej od znajdujących się w pobliżu lodowców kończących się na lądzie. Lodowce nie poruszają się z jednakową prędkością na całej swojej długości.

Przyspieszają wyraźnie w pobliżu czoła, szczególnie tam, gdzie lodowiec traci kontakt z podłożem. Jest to wynikiem zmniejszenia tarcia, na skutek działania ciśnienia hydrostatycznego. Prędkość ruchu zmienia się również w ciągu roku. Najlepiej zbadany lodowiec Hansa porusza się ze średnią prędkością około 15 cm na dobę czyli około 50 metrów na rok (Jania, 1988b).

Charakterystyczną cechą dynamiki lodowców spitsbergeńskich są cykliczne lub epizodyczne nagłe zwiększenie ich prędkości płynięcia, nawet wielokrotne. Zjawisku temu, zwanemu szarżami lodowcowymi, podlega 90% lodowców w tym rejonie (Hagen i in., 1993). Badania wykazują, że zachodzi ono lub zachodziło w przeszłości również na lodowcach Hansa, Paiarla i Mühlbachera (Jania, Głowacki, 1996). Proces ten związany jest z dużymi zmianami położenia czoła lodowca oraz całej jego geometrii.

### Charakterystyka stref glacialnych

Polikrystaliczny lód budujący lodowce powstaje w wyniku długiego i skomplikowanego procesu przeobrażenia pokrywy śnieżnej. Podczas tej transformacji drobne i delikatne kryształki świeżo spadłego śniegu ulegają zaokrągleniu, gęstszemu upakowaniu i rekrytalizacji. Rodzaj i tempo tej metamorfozy zależy głównie od warunków termicznych. Spora rozciągłość pionowa większości lodowców sprawia, że poszczególne ich obszary znajdują się pod wpływem różnych warunków klimatycznych, co w konsekwencji prowadzi do tego, że procesy metamorfozy śniegu w lód lodowcowy mają w nich odmienny charakter i przebiegają z różną intensywnością. W górnych częściach lodowca, cechujących się najostrzejszym klimatem, na skutek panujących tam stale ujemnych temperatur proces metamorfozy zachodzi bardzo powoli. W niższych partiach, w których latem temperatura powietrza osiąga wartości dodatnie, dochodzi do topienia pokrywy śnieżnej. Obecność wody roztopowej znacznie przyspiesza tutaj prędkość wzrostu i łączenia się kryształów. To zróżnicowanie wielkości ablacji i prędkości metamorfozy pokrywy śnieżnej prowadzi do powstania stref w obrębie lodowców, cechujących się odmiennymi właściwościami znajdującego się w nich śniegu i lodu.

### Schemat stref glacialnych według Bensona w modyfikacji Müllera

Próby dzielenia lodowca na strefy glacialne (facje śnieżne) podejmowali różni autorzy, m.in. P.A. Szumski i E.N. Cykin (1962). Obecnie, według J. Jani (1997), najbardziej rozpowszechniony i najszerzej akceptowany jest schemat zaproponowany przez C.S. Bensona (1961) i uzupełniony przez F. Müllera (1962). Prowadził on swoje badania na subpolarnym lodowcu White'a, wpływającym z kopuły lodowej na Wyspie Axela Heilberga. Został on przez niego uznany za typowy przykład lodowca Wysp Królowej Elżbiety w kanadyjskiej Arktyce. F. Müller (1962) wyróżnił na nim sześć stref glacial-

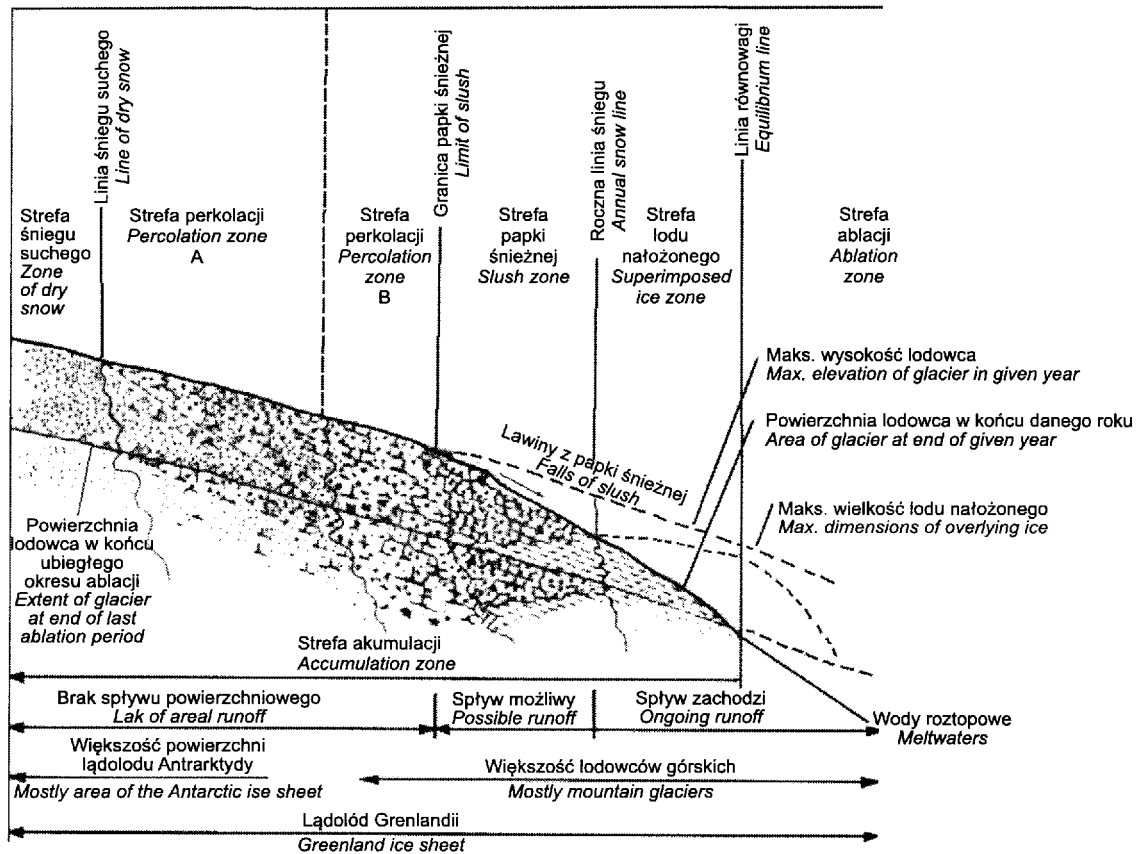
nych, z których pięć znajduje się w jego części akumulacyjnej (ryc. 6).

Najwyżej położona jest strefa śniegu suchego. Ze względu na zawsze ujemne temperatury powietrza, topnienie nie zachodzi tu nawet w ciągu lata, a lodowiec przemarznięty jest w całej swojej objętości. Dolną granicę tej strefy stanowi tak zwana linia śniegu suchego.

Poniżej linii śniegu suchego znajduje się strefa perkolacji (przeziakania). Tutaj warunki termiczne stają się na tyle łagodne, że możliwy jest proces topnienia powierzchniowej warstwy pokrywy śnieżnej. Powstała w ten sposób woda przeziąka w głąb zimnego śniegu i tam zamarza ponownie, tworząc soczewki, gruczoły i warstewki lodowe. Takie nieprzepuszczalne lodowe struktury mogą powodować, że topniejąca woda natrafiając na podobną przeszkodę, zaczyna przemieszczać się również w poziomie. Ponowne zamarzanie wody wewnątrz lodowca związane jest z wyzwaniem się utajonego ciepła krzepnięcia, które przyczynia się do wzrostu temperatury śniegu. Wraz z obniżaniem się wysokości nad poziom morza oraz postępowaniem procesu topnienia w ciągu lata, coraz więcej wody migruje w głąb lodowca, ogrzewając go do temperatury około 0°C. Na wysokości, na której cały śnieg spadły w czasie ostatniej zimy znajduje się w temperaturze punktu topnienia i może być przesycony wodą występuje tak zwana linia śniegu mokrego, która oddziela strefę perkolacji od strefy śniegu mokrego, na rysunku zaznaczona jako strefa perkolacji B. Bardzo istotnym wydaje się fakt, że granicę pomiędzy tymi strefami wyznacza się na podstawie różnic wyglądu i właściwości nie powierzchni lodowca, lecz jego głębszych warstw. Czyni to tę granicę praktycznie niewykrywalną metodami teledetekcyjnymi, ponieważ ani sensory działające w zakresie widzialnym i podczerwieni, ani też urządzenia radarowe nie są w stanie przeniknąć przez warstwę nasączonego wodą śniegu. W strefie śniegu mokrego topniejąca woda penetruje nie tylko śnieg spadły w czasie ostatniej zimy, ale może migrować również w głębsze partie lodowca.

W dolnej części strefy śniegu mokrego śnieg jest bardzo silnie nasączony wodą roztopową. Jej ilość jest tak duża, że może uniemożliwiać nawet człowiekowi zaopatrzonemu w narty poruszanie się po powierzchni lodowca. Jest to tak zwana strefa papki wodno-śnieżnej. Jej dolną granicę stanowi linia firnowa, inaczej nazywana linią śnieżną. Oddziela ona strefy śnieżne od stref lodowych.

Strefa papki śnieżnej nawet przy niezbyt dużym nachyleniu powierzchni lodowca może być początkiem lawin z papki śnieżnej. Powodują one przemieszczanie się nasączonego wodą śniegu nieco w dół lodowca do strefy ablacji. Na skutek kontaktu śniegu znajdującego się w temperaturze punktu topnienia ze znacznie zimniejszym i nieprzepuszczalnym lodem w strefie ablacji, dochodzi do jego zamrożenia. Tworzy się w ten sposób lód nałożony. Jego dolna granica nazywa się linią równowagi i oddziela obszar akumulacyjny lodowca od obszaru, na którym przeważa ablacja. Z tego powodu jest ona najważniejszą granicą na lodowcu i możliwość jej



Ryc. 6. Schemat stref glacialnych (Benson, 1961; w modyfikacji Müllera, 1962; uzupełniony Jania, 1997)  
 Fig. 6. Diagram of glacial zones (Benson, 1961, as modified by Müller, 1962; augmented by Jania, 1997)

wyznaczenia jest sprawą bardzo istotną. Według J. Jania (1997) lód nałożony można łatwo zidentyfikować w terenie. Jest on bardziej matowy od błękitnego lodu budującego strefę ablacji. Ma inaczej ułożone kryształy oraz zawiera więcej pecherzyków powietrza i zanieczyszczeń mineralnych, co sprawia, że wydaje się od niego ciemniejszy. Różnice między oboma typami lodu są zwykle czytelne również na czarno-białych zdjęciach lotniczych (Jania, 1987).

Należy zaznaczyć również, że położenie poszczególnych stref zmienia się w ciągu roku. Wraz z rozwojem ablacji w sezonie letnim, przemieszczają się one w górę lodowca. Ich najwyższe położenie oznacza koniec roku bilansowego.

Tylko niektóre lodowce o największej rozciągłości pionowej posiadają wszystkie z wyróżnionych tutaj stref. Nie zawsze też istniejące na lodowcu strefy muszą występować w sposób ciągły. Na przykład na Islandii zdarza się często, że lód nałożony występuje jedynie w oddzielonych od siebie płatach, a granice pomiędzy obszarem akumulacji i ablacji wyznacza w wielu miejscach linia firnowa (Brown, Kirkbride i Vaughan, 1999). Na subpolarnych lodowcach Spitsbergenu można spotkać pięć z wyróżnionych przez F. Müllera stref. Stosunkowo łagodny klimat powoduje, że brak jest tam strefy śniegu suchego. Bardziej szczegółowo zagadnienie to omówione zostało w rozdziale poświęconym środowisku przyrodniczemu Spitsbergenu.

**Dotychczasowe badania nad wyróżnianiem stref glacialnych na zdjęciach lotniczych i obrazach satelitarnych**

Ponieważ strefy glacialne przesuwają się w górę lodowca wraz z rozwojem procesu topnienia w ciągu lata, z glaciologicznego punktu widzenia najistotniejsze jest zarejestrowanie ich położenia w końcu sezonu ablacji, kiedy granica między lodem nałożonym i lodem lodowcowym pokrywa się z położeniem linii równowagi. Ze względu na trudny dostęp do wielu obszarów oraz ich duży zasięg, zadanie to jest bardzo trudne do wykonania za pomocą tradycyjnych metod naziemnych, wymagających dużego nakładu czasu i pracy. Czasem może też zostać uniemożliwione przez wczesne opady zimowego śniegu. Sprawia to, że na bardzo niewielu lodowcach na świecie prowadzi się systematyczne badania tego zagadnienia. W takiej sytuacji nieocenione usługi oddają metody teledetekcyjne, pozwalające zarejestrować stan dużych obszarów glacialnych w bardzo krótkim czasie.

Początkowo wykorzystanie obrazowych danych teledetekcyjnych do celów glaciologicznych dotyczyło fotointerpretacji panchromatycznych zdjęć lotniczych. Prace takie zostały przeprowadzone również w otoczeniu fiordu Hornsund przez J. Janię (1987). Interpretacja glaciologiczna została wykonana na podstawie czarno-białych zdjęć lotniczych z 1960 i 1961 roku w skali 1:50 000 uzyskanych z Norweskiego Instytutu Polarnego w Oslo.

Autor uznał, że na podstawie takiego materiału możliwe jest wyznaczenie granic pomiędzy głównymi strefami glacialnymi na powierzchni lodowca. W pracy zostały wyszczególnione strefa ablacji, strefa lodu nałożonego, strefa śniegu mokrego i strefa śniegu suchego. Obszar ablacji cechuje się jasnoszarym fototonem. Wyraźnie widoczne są na nim również linie szczelin oraz czasami smugi foliacji. Strefę lodu nałożonego wyróżnia ciemniejszy fototon, będący wynikiem większego zanieczyszczenia pyłem mineralnym oraz czasami nasączenia nie zamrażającą wodą. Na zdjęciach daje się również wydzielić strefy akumulacji śnieżnej, z których najlepiej wyróżnia się cechująca się najjaśniejszym fototonem strefa śniegu suchego.

Ponieważ celem opracowania była możliwie jak największa interpretacja treści glaciologicznej zawartej na zdjęciach, oprócz stref glacialnych wyróżniono jeszcze inne cechy morfologiczne lodowców. Autor uznał, że panchromatyczne zdjęcia lotnicze nadają się do interpretacji elementów statycznych lodowca takich jak: granice lodowca i zasięg jego czoła, formy lodowca (jego typologia), formy erozji i akumulacji glacialnej, niektórych dużych form podłoża lodowca oraz niektórych elementów hydrologii glacialnej (potoki i jeziora supraglacialne) wraz z formami fluwioglacialnymi. Możliwa jest również interpretacja niektórych elementów dynamiki lodowca takich jak: kierunek ruchu oraz linie płynięcia, kierunek stref ruchu tensyjnego i kompresyjnego lodowca (na podstawie układu szczelin i uskoków w lodzie). Bardzo ogólnie można wnioskować również o tempie płynięcia lodowca. Ponadto interpretacja wieloczasowych serii zdjęć umożliwia dokładne określenie średniej prędkości lodowca w danym okresie, zmian jego objętości i grubości, zmian położenia czoła lodowca itp.

Kolejnym krokiem w badaniach teledetekcyjnych było wykorzystanie lotniczych zdjęć barwnych oraz spektrostrefowych. Jednakże autor tej pracy znalazł w literaturze światowej stosunkowo niewiele prac poświęconych temu zagadnieniu. Wiele jednak artykułów świadczy o tym, że zarówno zdjęcia panchromatyczne jak i barwne wykonywane z pokładu samolotów, jak też naziemne zdjęcia skośne, są często używane jako materiał pomocniczy do interpretacji obrazów satelitarnych (Adam i in., 1997).

Wykorzystanie zdjęć lotniczych niesie za sobą pewne ograniczenia. Przede wszystkim naloty fotograficzne wykonywane są zwykle do celów topograficznych, a do badań glaciologicznych stosuje się je niejako przy okazji. Dlatego termin wykonania zdjęć nie zawsze pokrywa się z końcem sezonu ablacji, który to okres byłby najkorzystniejszy z glaciologicznego punktu widzenia. Często naloty przeprowadzane są w początkowej fazie topnienia, kiedy jeszcze stosunkowo niewielka część powierzchni lodowca wyłania się spod zimowej pokrywy śnieżnej (np. w rejonie Hornsundu nalot z 9 lipca 1960 roku, zdjęcia lodowca Mühlbachera z 30 lipca roku 1990). Ponadto ze względu na wysokie koszty, raz wykonanego nalotu fotograficznego nie powtarza się zbyt często, co unie-

możliwia systematyczne badanie lodowców, a jedynie rejestruje zmiany jakie zaszły w pewnym okresie.

Przełom lat 70. i 80. zapoczątkował w badaniach glaciologicznych rozwój teledetekcji satelitarnej. Pierwsze prace z tej dziedziny były oparte na obrazach pozyskanych skanerem MSS umieszczonym na satelicie ERTS-1 (Meier, 1979). Obecnie do badań lodowców w zakresie widma widzialnego i podczerwieni wykorzystuje się przede wszystkim cechujące się znacznie lepszą rozdzielczością terenową i spektralną skanery TM, umieszczone na satelitach Landsat 4 i Landsat 5. Liczne prace przeprowadzone w tej dziedzinie — przykładowo można wymienić: D.K. Hall i in. (1989), J. Dozier (1989), R.S. Williams JR i in. (1991), B. Bourdelles i M. Filly (1993), R. Koelmejer i in. (1993), J.G. Winther (1993), L.B. Bronge i C. Bronge (1999), R.W. Sidjak, R.D. Wheate (1999) — wskazują na dużą przydatność tych sensorów do kartowania powierzchni lodowców, w tym wyróżniania stref glacialnych.

Z dotychczasowej literatury wynika, że na obrazach z satelitów Landsat TM można wyróżnić strefę śniegu suchego, połączone w jedną strefy perkolacji i śniegu mokrego, strefę papki śnieżnej oraz jedną strefę lodową. Nie udało się dotąd wyznaczyć granicy między lodem strefy ablacji i lodem nałożonym, która na wielu lodowcach subpolarnych pokrywa się pod koniec sezonu ablacji z tak istotną linią równowagi bilansowej. Autorowi znana jest tylko praca W. H. Knapa i J. Oerlemansa, (1996), w której sugeruje się wyznaczenie granicy pomiędzy tymi dwiema strefami. Opiera się ona jednak na obrazach pozyskanych za pomocą radiometru AVHRR o nieco odmiennej szerokości i zakresie spektralnym kanałów. Jednakże jego bardzo niska rozdzielczość terenowa (1 kilometr) sprawia, że można je wykorzystywać jedynie do kartowania ogromnych połaci Antarktydy i Grenlandii lub do badań lodu morskiego. Są natomiast zupełnie nieprzydatne w pracach dotyczących znacznie mniejszych i bardzo zróżnicowanych lodowców spitsbergeńskich.

Rozwój teledetekcji satelitarnej łączy się również z zapoczątkowaniem wykorzystania cyfrowych technik przetwarzania obrazu, umożliwiających wzmocnienie kontrastu i wydobycie informacji nie zawsze widocznych na danych oryginalnych.

Dużym ograniczeniem dla sensorów satelitarnych rejestrujących obraz w zakresie widzialnym i podczerwieni, jest występowanie za kołem podbiegunowym długich nocy polarnych oraz bardzo częste i silne zachmurzenie. Autor niniejszej pracy szukając scen z satelity Landsat 5 dla obszaru południowego Spitsbergenu, znalazł w okresie od 1993 do 1998 roku (miesiące od czerwca do października) tylko dwa obrazy, na których rejon fiordu Hornsund był pozbawiony chmur. Przy czym znajdowały się one w dużych ilościach w innych częściach sceny. Ilość ta wydaje się tym mniejsza, że ze względu na zbieżność południków w czasie szesnastodniowego cyklu powrotu na tę samą orbitę, satelita przelatuje nad obszarem badań pięciokrotnie. Podobne problemy w swoich pracach sugerują również inni autorzy: M. Aniya i in., (1996), G.J. Marshall i in. (1993).

Podobnych ograniczeń nie mają satelity działające w zakresie radarowym (ERS-1, ERS-2, Radarsat). Umożliwiają one rejestrowanie powierzchni dzień i nocą, bez względu na warunki pogodowe. Co więcej, charakter fal radarowych, cechujących się penetracją przez suchy, zmierznięty śnieg, pozwala na obrazowanie letniej powierzchni lodowca poprzez jednolitą warstwę zimowej pokrywy śnieżnej (Engeset, Odegard, 1999). Powstały już liczne prace wykorzystujące satelitarne dane radarowe do badań glaciologicznych, na przykład: I.A. Brown i in. (1999), W.G. Rees i in. (1995), S. Adam i in. (1997), T. Guneriusen i in. (1996). Wykazały one, że możliwe jest wyznaczenie za pomocą radaru SAR granic pomiędzy strefą śniegu suchego i strefą śniegu mokrego, oraz linii firnowej oddzielającej strefy śnieżne od stref lodowych.

Do badań lodowców wykorzystuje się również urządzenia radarowe typu SAR i SLAR umieszczone na samolotach na przykład: J. Shi i J. Dozier (1993), R.A. Bindshadler i in. (1987), K.C. Jezek i in. (1993), H. Rott i R.E. Davis (1993). Ich zaletą jest to, że rejestrują one zwykle obraz w szerszym zakresie pasm radarowych i przy różnych układach polaryzacyjnych.

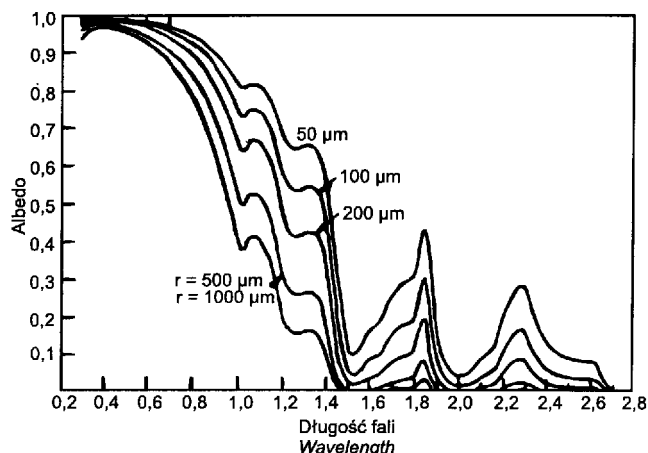
### Właściwości optyczne i dielektryczne śniegu i lodu

Cały lodowiec zbudowany jest z jednej i tej samej substancji —  $H_2O$ . Jednakże można wydzielić w jego obrębie strefy, w których śnieg i lód różnią się wielkością budujących je kryształów, ich wzajemnym ułożeniem i gęstością upakowania. Te różnice powodują, że zarówno lód, jak i śnieg cechują się odmiennymi właściwościami fizycznymi.

### Właściwości optyczne śniegu i lodu w zakresie widzialnym oraz bliskiej i średniej podczerwieni

Możliwość rozróżniania poszczególnych stref glacialnych za pomocą sensorów działających w widmie widzialnym i podczerwieni wynika z odmiennych właściwości optycznych śniegu i lodu. W szczególności istotna jest ich zdolność do pochłaniania i odbijania promieniowania dochodzącego do powierzchni. Odbicie spektralne zmienia się w zależności od długości fali elektromagnetycznej. Najwyższe wartości przyjmuje w widmie widzialnym. W zakresie od 0,3 do 0,7  $\mu m$  pozostaje prawie stałe, nieznacznie spadając wraz ze wzrostem długości fali. Bardzo gwałtowny spadek rozpoczyna się, gdy długość fali przekroczy 0,8  $\mu m$ . W zakresie bliskiej i średniej podczerwieni pozostaje ono generalnie niskie. Lokalne maksima odbicia występują dla długości fali 1,1  $\mu m$ , 1,3  $\mu m$ , 1,8  $\mu m$ , 2,2  $\mu m$  i odpowiadają lokalnym minimum współczynnika absorpcji lodu (ryc. 7) (Warren, Wiscombe, 1980a).

Ilość odbitego od śniegu promieniowania zmienia się również wraz ze wzrostem jego stopnia transformacji w lód lodowcowy. Czysty śnieg może odbijać w widmie widzialnym nawet 80–90% promieniowania, dla mokre-



Ryc. 7. Albedo śniegu w funkcji długości fali dla śniegu o różnych wielkościach kryształów (Warren, Wiscombe, 1980)

Fig. 7. Snow albedo as a function of wavelength for snow of varying grain sizes (Warren, Wiscombe, 1980)

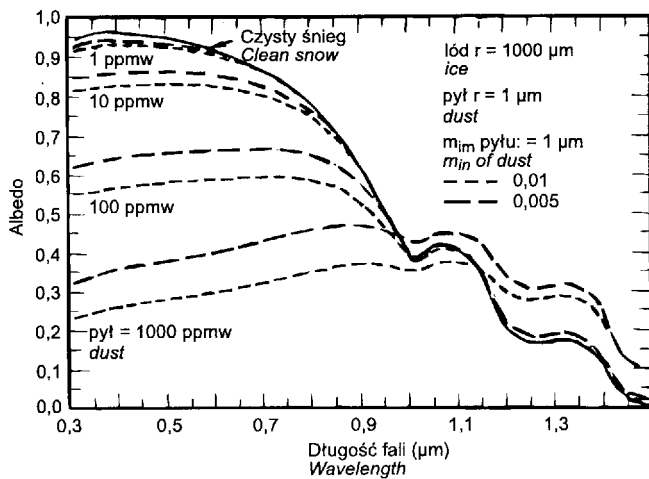
go śniegu lub firnu wartość ta spada już do około 40–60%. Albedo lodu lodowcowego zmienia się zwykle w granicach od 20 do 40%. To zróżnicowanie wynika między innymi z odmiennej wielkości kryształów lodu. Ponieważ czynnik ten zmienia się bardzo mocno w poszczególnych częściach lodowca, dlatego wydaje się, że zakres fal czuły na tę zmienną byłby bardzo przydatny do wyróżniania stref glacialnych oraz zdobywania innych informacji na temat powierzchni lodowca. Na wielkość kryształów nieczułe jest widmo widzialne ze względu na bardzo silne odbicie promieniowania. Również nienajlepsza jest średnia i dalsza podczerwień. Bardzo silna absorpcja w tym zakresie powoduje, że nawet bardzo małe kryształy pochłaniają większość dochodzącego do nich promieniowania.

Niektórzy autorzy uważają (Fily i in., 1997), że zakres ten, odpowiadający piątemu i siódmemu kanałowi satelity Landsat TM, jest dobry do rozróżniania najmniejszych kryształów śniegu (do 300  $\mu m$ ).

Najlepiej do tego celu nadają się te długości fali, dla których dana substancja ma średnie zdolności absorpcyjne. Wówczas ilość pochłanianego promieniowania będzie się zwiększać wraz ze wzrostem wielkości kryształów. Badania teoretyczne wykazują (Warren, Wiscombe, 1980), że dla kryształów lodu jest to zakres od 0,7  $\mu m$  do 1,3  $\mu m$ . Sytuacja ta jest prawdziwa tylko w przypadku czystego śniegu. Jednakże w przyrodzie spotkać go można praktycznie tylko w odległych obszarach centralnej Antarktydy. Śnieg większości lodowców zawiera różną ilość zanieczyszczeń. Są to aerozole pochodzenia atmosferycznego lub też zanieczyszczenia mineralne naniesione z okolicznych terenów nie objętych zlodowaceniem. W widzialnym zakresie spektrum nawet niewielka ilość silnie absorpcyjnych cząstek (rzędu 100–200 ppm), takich jak związki węgla czy tlenki żelaza może spowodować spadek albedo nawet o kilkanaście procent (Warren, Wiscombe, 1980a). Zjawisko to jest szczególnie wyraźne w przypadku drobnoziarnistego, świeżego śniegu, mającego potencjalnie najwyższe odbicie. W przypadku śniegu mokrego, czy lodu, procentowy

spadek albedo na skutek zanieczyszczeń jest nieco mniejszy ze względu na mniejszą różnicę zdolności absorpcyjnej lodu i domieszek mineralnych. Przyczynia się to do zaburzenia zmienności uzyskanej przez efekt zróżnicowania wielkości kryształów. Zmniejsza się różnica w odbiciu pomiędzy poszczególnymi strefami, co powoduje zacieranie się granic pomiędzy nimi.

Niezbyt wysokie odbicie od śniegu i lodu w widmie bliskiej i średniej podczerwieni jest również przyczyną, dla której zanieczyszczenia w lodowcu nie mają większego wpływu na odbicie spektralne w tym zakresie. Jest ono na tyle niskie, że większość zanieczyszczeń nie powoduje znaczącego spadku albedo, a niektóre z nich mogą nawet powodować jego wzrost. S.G. Warren i W.J. Wiscombe (1980b) wykazali, że domieszki mineralne zawarte w lodzie mają wpływ na wielkość odbicia w zakresie od 0,3 do około 0,9  $\mu\text{m}$  (ryc. 8). Biorąc więc pod uwagę oba czynniki wydaje się, że do wyróżniania

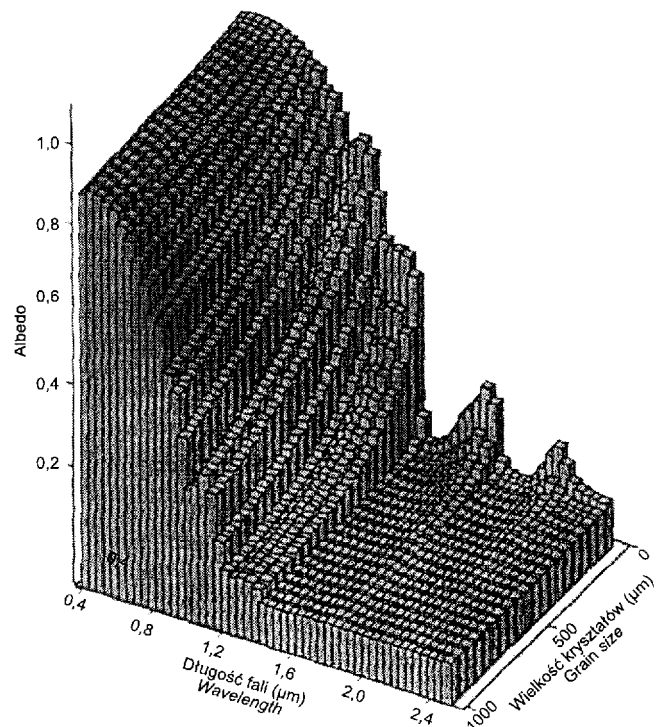


Ryc. 8. Wpływ zanieczyszczeń mineralnych na albedo śniegu w funkcji długości fali:  $m_{im}$  — urojona część współczynnika refrakcji pyłu, Ppmw — ilość ważonych cząsteczek na milion (Warren, Wiscombe, 1980b)

Fig. 8. The influence of mineral pollutions on the albedo of snow as a function of wavelength:  $m_{im}$  — imaginary part of the refraction coefficient of dust. Ppmw — amount of weighed molecules per million (Warren and Wiscombe, 1980b)

stref glacialnych metodami teledetekcyjnymi najlepiej nadają się fale o długościach od 0,9 do 1,3  $\mu\text{m}$ . Potwierdzają to badania doświadczalne przeprowadzone za pomocą umieszczonego na samolocie hiperspektralnego skanera AVIRIS (ryc. 9). Zbiera on informację o powierzchni w 224 kanałach spektralnych o szerokości 10 nm, w zakresie od 0,4  $\mu\text{m}$  do 2,45  $\mu\text{m}$ . Autorzy projektu (Nolin, Dozier, 1993) wykazali, że na wielkość kryształków lodu najbardziej czułe jest pasmo, którego środek przypada na długość fali 1,04  $\mu\text{m}$ . Ponieważ nie jest ono już czułe na zanieczyszczenia, więc może być bardzo dobrym narzędziem do wydzielenia facji śnieżnych.

Niestety żaden z obecnie działających satelitów nie posiada kanałów odpowiadających temu zakresowi. Wyjątek stanowi tu radiometr AVHRR umieszczony na satelitach NOAA ze swoim kanałem podczerwonym o długości fali od 730 nm do 1100 nm, który cechuje się



Ryc. 9. Wpływ wielkości kryształków śniegu na jego albedo w funkcji długości fali (Nolin, Dozier, 1993)

Fig. 9. The influence of the grain size of snow on its albedo, as a function of wavelength (Nolin, Dozier, 1993)

jednak zbyt słabą rozdzielczością terenową. Być może jest to przyczyna, która sprawiła, że tylko na obrazach uzyskanych z tego sensora udało się wyróżnić granicę pomiędzy lodem lodowcowym i lodem nałożonym. Satelita Landsat TM, którego obrazy są najczęściej wykorzystywane w badaniach glaciologicznych posiada trzy kanały w widmie bliskiej i średniej podczerwieni, lecz żaden z nich nie mieści się w najbardziej optymalnym zakresie spektrum. Kanał TM4 (0,76–0,90  $\mu\text{m}$ ), jest jeszcze dość mocno czuły na zanieczyszczenia, natomiast kanały TM5 (1,55–1,75  $\mu\text{m}$ ) i TM7 (2,08–2,35  $\mu\text{m}$ ) mieszczą się już w paśmie silnej absorpcji lodu.

Uzyskana wielkość albedo jest również w dużym stopniu uzależniona od szerokości pasma w jakim została zarejestrowana. Każdy z kanałów spektralnych reprezentuje pewien zakres długości fali, a jego sumaryczne albedo jest w rezultacie uśrednieniem odbicia od wszystkich fal z danego zakresu. Jeśli kanały są zbyt szerokie, mogą przyczyniać się do zacierania charakterystycznych cech krzywych spektralnych i pomijania istotnych informacji o badanej powierzchni. Im są węższe, tym lepiej pozwalają na uchwycenie zmienności odbicia w funkcji długości fali. W przypadku śniegu i lodu stosowanie wąskich kanałów jest szczególnie istotne w zakresie od 0,8  $\mu\text{m}$  do 1,2  $\mu\text{m}$ , gdzie następuje bardzo gwałtowny spadek odbicia wraz ze wzrostem długości fali.

Innym bardzo istotnym czynnikiem wpływającym na wielkość odbicia od powierzchni lodowca jest obecność wody w stanie ciekłym. Nawet niewielka jej ilość poja-



wijająca się po krótkich okresach topnienia, może przyczynić się do znacznego spadku albedo śniegu. Istnieją dwie przyczyny takiego stanu rzeczy. Jedną wynika z faktu, że współczynnik absorpcji wody jest bardzo podobny do współczynnika absorpcji lodu. Jej obecność w śniegu powoduje wzrost wielkości kryształków lodu, a w konsekwencji wzrost absorpcji. Z drugiej strony obecność wody znacznie przyspiesza również rzeczywisty przyrost wielkości kryształów.

Na wielkość rejestrowanego odbicia mają wpływ również inne czynniki nie związane bezpośrednio z właściwościami obrazowanej powierzchni. Są to: kąt padania promieni słonecznych oraz wpływ atmosfery. Ponieważ zmienność tych parametrów w obrębie rejestrowanej sceny jest niewielka, nie bierze się ich pod uwagę w przypadku prac jakościowych, mających na celu np. rozróżnienie stref glacjalnych. Nabierają one istotnego znaczenia w momencie, gdy celem pracy jest zebranie informacji ilościowych o terenie, np. określenie wielkości kryształów lodu w poszczególnych strefach. Wzrost zenitalnego kąta padania promieni słonecznych przyczynia się generalnie do wzrostu albedo. Czynnikiem ten staje się istotny szczególnie przy dużych kątach padania, gdy słońce jest nisko nad horyzontem. Jego wpływ jest większy w podczerwonym zakresie spektrum.

Na wielkość albedo śniegu wpływ ma również obecność pokrywy chmur. Jej działanie polega na zamianie bezpośredniego promieniowania słonecznego na promieniowanie rozproszone, a tym samym na zmianie efektywnego kąta padania promieni słonecznych. W przypadku promieniowania rozproszonego jest to kąt około  $50^\circ$  (Warren, Wiscombe, 1980). Tak więc w obszarach polarnych, gdzie Słońce znajduje się zwykle nad horyzontem, powoduje ona zmniejszenie tego kąta, a tym samym powinna powodować zmniejszenie odbicia. Jednakże obecność pokrywy chmur przejawia się jeszcze inaczej. Wpływa mianowicie na kompozycję spektralną promieniowania docierającego do powierzchni. W znacznie większym stopniu zatrzymuje promieniowanie podczerwone, powodując wzrost udziału promieniowania widzialnego. Efektem tego jest wzrost odbicia. Mamy do czynienia z dwoma przeciwstawnymi czynnikami. Badania terenowe wykazują, że obecność pokrywy chmur zwiększa zawsze nieznacznie albedo od powierzchni śnieżnych i lodowych, co oznacza, że drugi z wymienionych czynników odgrywa większą rolę. Fakt ten nie ma oczywiście znaczenia w przypadku teledetekcji lotniczej i satelitarnej, ponieważ sensory w widmie widzialnym i podczerwonym nie są w stanie rejestrować powierzchni poprzez pokrywę chmur. Niemniej jednak czynnik ten jest istotny z punktu widzenia glaciologii czy klimatologii. Wielkość albedo jest istotnym wskaźnikiem brany pod uwagę w wielu modelach klimatycznych.

### **Właściwości śniegu i lodu w paśmie mikrofal**

W paśmie mikrofalowym wielkość wstecznego rozproszenia rejestrowanego przez antenę radarową jest uzależniona od stałej dielektrycznej, wilgotności i szor-

kości powierzchni. Ponieważ na lodowcu czynniki te zmieniają się w zależności od typu śniegu i lodu, obrazy radarowe powinny zawierać wiele istotnych cech na jego temat. Szczególnie ważną wydaje się obecność lub brak na powierzchni wody w stanie ciekłym. Jej właściwości dielektryczne różnią się od właściwości dielektrycznych lodu o około 7 rzędów wielkości. Woda bardzo silnie odbija docierające do niej promieniowanie mikrofalowe, natomiast lód jest dla niego stosunkowo przezroczysty (Warren, 1984).

Suchy śnieg najwyższych partii lodowca cechuje się stosunkowo dużym współczynnikiem wstecznego rozproszenia. Ze względu na bardzo niską urojoną część stałej dielektrycznej, absorbuje on bardzo małą część energii, co umożliwia promieniowaniu mikrofalowemu bardzo głęboką penetrację w głąb tej strefy. Dla fal o długości 5,6 cm jest on prawie przezroczysty, co sprawia, że w powracającym do anteny sygnale zdecydowanie dominuje rozproszenie od objętości. Najważniejszym parametrem, wpływającym w tej strefie na wielkość wstecznego rozproszenia, jest wielkość ziaren śnieżnych. Większe kryształy dają silniejsze wsteczne rozproszenie.

Najsilniejszy sygnał dochodzi do anteny według wielu autorów ze strefy perkolacji. Również tutaj bardzo duży udział ma rozproszenie od objętości. Bardzo mocne wsteczne rozproszenie jest wynikiem odbijania się promieniowania od znajdujących się pod powierzchnią soczewek, poziomów i gruczołów lodowych. Wraz z poruszaniem się w dół strefy perkolacji wzrasta w lodowcu ilość wody w stanie ciekłym, co powoduje spadek głębokości penetracji promieni mikrofalowych. Gdy jej ilość dochodzi do 5% objętości, głębokość penetracji spada praktycznie do jednej długości fali (Brown, Kirkbride, Vaughan, 1999), a praktycznie cały sygnał wracający do anteny jest wynikiem wstecznego rozproszenia od powierzchni. Oprócz stałej dielektrycznej na wartość sygnału zaczyna mieć wpływ również szorstkość powierzchni.

Najciemniejszy odcień na obrazach radarowych ma strefa papki śnieżnej. Stosunkowo gładka powierzchnia z dużą ilością wody powoduje lustrzane odbicie promieniowania i bardzo mała jego część dostaje się z powrotem do anteny radarowej.

Największa niezgodność wśród autorów publikacji panuje na temat reakcji promieniowania mikrofalowego z powierzchnią stref lodowych. W.G. Rees i in. (1995) uważają, że strefa ablacji i lodu nałożonego dają niskie wsteczne rozproszenie z powodu lustrzanego odbicia od gładkiej powierzchni lodu. Zupełnie przeciwnego zdania są I.A. Brown i inni (1999). Według nich lód lodowcowy bardzo silnie odbija promieniowanie ze względu na swoją dużą gęstość. Powołują się oni na kryteria Frauhofera (Gunteriusen i in., 1996), według których dla instrumentów ERS SAR powierzchnia jest gładka, jeśli odchylenie standardowe zmian wysokości jest mniejsze od 0,2 cm i szorstka gdy wynosi ona więcej niż 1 cm. W takim przypadku powierzchnia lodu jest zdecydowanie powierzchnią szorstką.

Na obrazie radarowym wykorzystanym w tej pracy

strefy lodowe mają dosyć jasny ton, co wskazuje na dużą szorstkość powierzchni. Jest to wynikiem przede wszystkim bardzo silnego uszczelnienia spitsbergeńskich lodowców uchodzących do morza. Należy zwrócić uwagę na to, że bardzo trudno jest w tym wypadku przewidzieć, jak silne będzie wsteczne rozproszenie. Wpływ na to będzie miał zarówno kształt szczelin, jak też ich ułożenie w stosunku do wiązki radarowej. W zależności od tych dwóch czynników sygnał radarowy może być albo bardzo silnie odbijany od krawędzi szczelin, bądź też gubiony w ich wnętrzu. Niewielka w tym przypadku w stosunku do zmienności terenu rozdzielczość sensora SAR (12,5 m) sprawia, że każdy piksel może być w tej strefie wypadkową obu tych tendencji. W takiej sytuacji na wielkość wstecznego rozproszenia bardzo duży wpływ może mieć kierunek spływu lodowca w stosunku do wiązki radarowej. Ze względu na ruch lodowca i dużą jego zmienność czynnika tego nie da się wyeliminować.

## Charakterystyka materiałów

### Zdjęcia lotnicze

W niniejszej pracy wykorzystano serię spektrostrefowych zdjęć lotniczych w skali 1:50 000 udostępnionych przez Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego w Sosnowcu. Zostały one wykonane w formacie 23 × 23 cm, kamerą Wild 15/4 UAGA-F Nr 13138 o ogniskowej 152,83 mm na filmie spektrostrefowym Kodaka uczulonym na zakres od około 450 do 850 nm. Obszar badań pokryty jest przez 7 zdjęć zrobionych w dwóch szeregach o dużym pokryciu poprzecznym. Pierwszy z nich składa się z pięciu zdjęć w pokryciu stereoskopowym, wykonanych 12 sierpnia 1990 roku około godziny 9:15 rano. Obejmują one lodowce Hansa i Paierla.

Z drugiego szeregu zostały udostępnione dwa zdjęcia bez pokrycia stereoskopowego. Znajduje się na nich lodowiec Mühlbachera oraz jak w pierwszym szeregu lodowiec Paierla. Wykonano je 30 lipca 1990 roku o godzinie 13:25. Część zdjęć z pierwszego szeregu jest słabej jakości z powodu błędów w wywołaniu.

Zdjęcia z pierwszego szeregu zostały udostępnione w formie odbitek papierowych. Żeby możliwa była ich dalsza obróbka cyfrowa, należało poddać je najpierw procesowi skanowania. Dokonano tego skanerem MIRAGE II firmy Umax Data System z rozdzielczością 400 dpi. Zdjęcia z drugiego szeregu otrzymano już w postaci cyfrowej zeskanowane z diapozytywów z rozdzielczością 900 dpi. Aby zmniejszyć wielkość plików oraz osiągnąć tą samą rozdzielczość co w zdjęciach z pierwszego szeregu, poddano je procesowi ponownego próbkowania do rozdzielczości 400 dpi, którą uznano za wystarczającą do celów tej pracy.

Jednym z najistotniejszych celów badań glaciologicznych jest określenie bilansu masy lodowców, dlatego zdecydowanie najlepiej byłoby dysponować zdjęciami wykonanymi na koniec sezonu ablacji, który w tym rejonie przypada średnio na przełom września i października. Strefy glacialne osiągają wtedy swoje najwyższe położenie,

a granica pomiędzy lodem błękitnym i lodem nałożonym pokrywa się z linią równowagi bilansowej.

Z glaciologicznego punktu widzenia zdecydowanie większą wartość przedstawiają więc zdjęcia z szeregu pierwszego, wykonane w dniu 12 sierpnia (ryc. 10). Można na nich zaobserwować cały zakres stref glacialnych występujących na lodowcu, począwszy od śniegu suchego w najwyższych partiach aż do błękitnego lodu lodowcowego w strefie ablacyjnej.

Ponadto o tej porze roku proces ablacji jest już na tyle zaawansowany, że znając wysokość położenia linii równowagi w chwili wykonania zdjęcia, oraz dysponując pełnymi danymi meteorologicznymi z całego sezonu ablacji, można z dużym prawdopodobieństwem określić wysokość położenia linii równowagi bilansowej w jego końcu. Dlatego wydaje się, że zdjęcia te są bardzo dobrym materiałem badawczym do studiów nad możliwością wyróżniania stref glacialnych metodami teledetekcyjnymi, a także, co za tym idzie, nad określaniem bilansu masy lodowców. Na zdjęciach z drugiego szeregu, wykonanych 30 lipca, prawie na całej powierzchni lodowców występuje jeszcze zimowa pokrywa śnieżna (ryc. 11). Jedynie w najniższych i najsilniej uszczelnionych partiach lodowca widać efekty topnienia w postaci odsłaniającej się powierzchni lodu. Zdjęcia te nie nadają się do wyróżniania stref glacialnych metodami teledetekcyjnymi, ponieważ o tej porze roku nie wykształciły się one jeszcze w dostatecznym stopniu.

Opisany tutaj pokrótce materiał zdjęciowy nie jest jednorodny. Został on wykonany w różnych terminach, zeskanowany z różnych materiałów (odbitki papierowe i diapozytywy), a część zdjęć posiada błędy wywołania. Taki stan rzeczy uniemożliwia przeprowadzenie na nich jednolitej klasyfikacji cyfrowej. Dlatego do dalszej obróbki zdecydowano się wykorzystać tylko jedno najlepsze zdjęcie (nr 4057), natomiast pozostałe traktować jako materiał pomocniczy, umożliwiając lepsze poznanie terenu badań. Wybór zdjęcia 4057 do dalszej analizy został podyktowany kilkoma czynnikami.

Zdjęcie to zostało wykonane w lepszym terminie, tj. 12 sierpnia. Jest dobrej jakości i nie posiada błędów wywołania. Bardzo istotnym czynnikiem jest również obszar, który został na nim odfotografowany. Obejmuje ono większą część lodowca Hansa od czoła na południu aż po dużą część głównego pola firnowego na północy, mniej więcej do wysokości 380 m n.p.m. we wschodniej części u podnóża stoków Nørdstetinden, oraz do wysokości około 430 m n.p.m. w części zachodniej lodowca w okolicy przełęczy Sørstryped. Zdjęcie obejmuje również wszystkie boczne cyrki tego lodowca. Ich górne partie wznoszą się powyżej 500 m n.p.m., dzięki czemu na zdjęciu tym można zaobserwować wszystkie występujące na lodowcach spitsbergeńskich strefy glacialne. Ponadto na północnym wschodzie odfotografowana jest również dolna część strefy ablacyjnej lodowca Paierla oraz wyższe partie lodowca Werenskiölda w zachodniej części obszaru.

Nie bez znaczenia jest również fakt, że lodowiec Hansa jest lodowcem leżącym najbliżej Stacji Polarnej Polskiej



Ryc. 10. Fragment spektrostrefowego zdjęcia lotniczego (nr S90 4057) lodowca Hansa z 12 VIII 1990 r. (©Norweski Instytut Polarny)  
 Fig. 10. Subset of a false colour infrared aerial photograph (no. S90 4057) of the Hans glacier from August 12th 1990 (©Norsk Polarinstittutt)

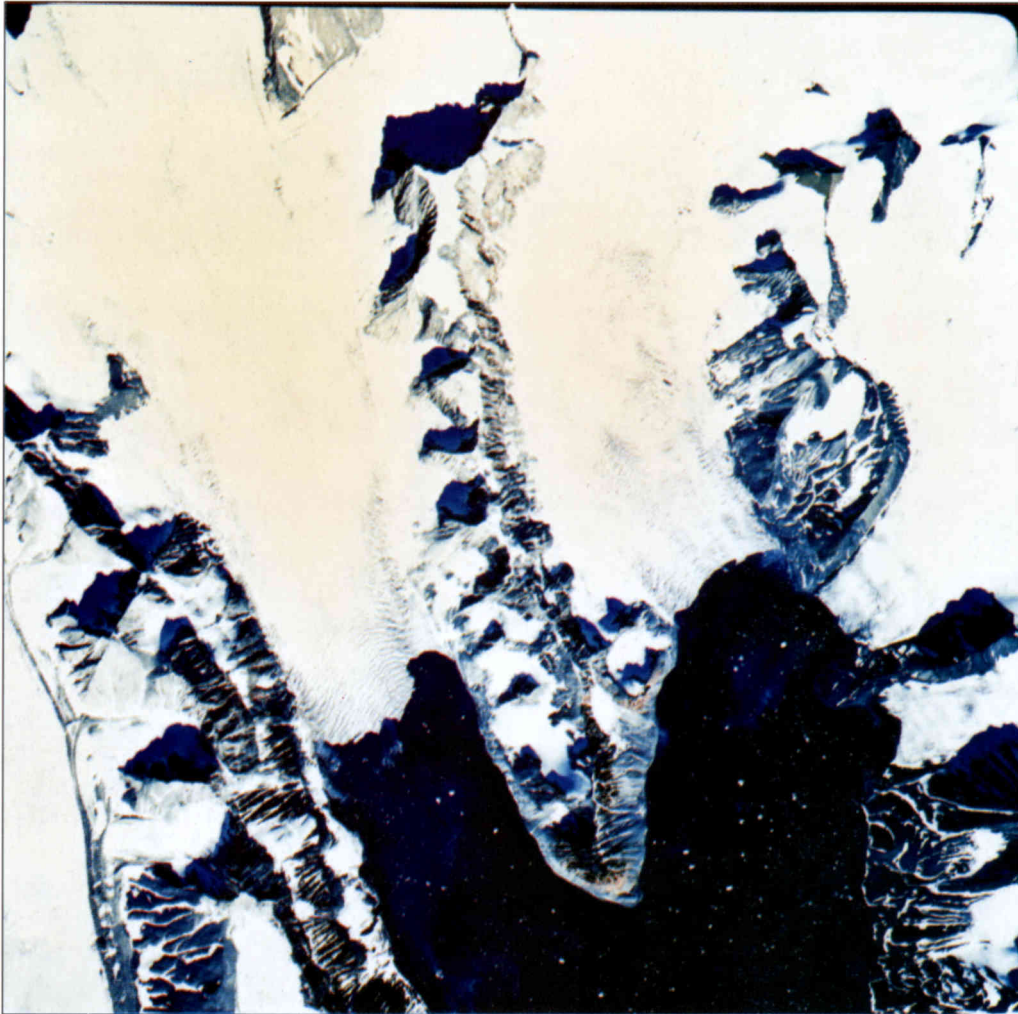
Akademii Nauk. Dzięki temu jest on najlepiej zbadany, jak również jest jedynym lodowcem w tej części Spitsbergenu, na którym od 1989 roku prowadzi się systematyczne badania bilansu masy (Jania, Hagen, 1996).

### Numeryczny model terenu

Obraz radarowy terenu górskiego, jakim jest bez wątpienia rejon południowego Spitsbergenu, wymaga korekcji geometrycznej i radiometrycznej. Niezbędny do tego celu jest jak najlepszej jakości numeryczny model terenu. Podstawą do jego stworzenia była mapa topograficzna w skali 1:100 000 wydana w 1994 roku przez Norweski Instytut Polarny w Oslo (ryc. 2). Została ona odwzorowana w układzie UTM na elipsoidzie WGS 84 i ma cięcie poziomicowe co 50 m. Mapę otrzymano z Instytutu Geofizyki PAN w formie cyfrowej. Ponieważ podczas skanowania zyskała współrzędne skanera, pierwszym krokiem było zrektyfikowanie jej do współrzędnych układu w jakim została wykonana. Dokonano tego na podstawie punktów przecięcia siatki geograficz-

nej. Geometryzacji poddano cały arkusz B12 Torellbreen, a następnie wycięto z niego fragment zawierający obszar badań. Ponieważ dokładność numerycznego modelu terenu zależy m.in. od dokładności mapy, z jakiej został wykonany, niezbędne było przeprowadzenie jej oceny. Zrobiono to poprzez porównanie współrzędnych kilkunastu punktów na mapie z ich rzeczywistym położeniem w terenie. Zestaw współrzędnych terenowych punktów w układzie UTM został sporządzony przez L. Kolondrę (informacja osobista). Na ich podstawie stwierdzono, że średni błąd, będący sumą błędów wynikłych z dokładności kartograficznej mapy, procesu skanowania oraz ponownej geometryzacji wynosi 13 m w skali terenowej, co odpowiada 0,13 mm w skali mapy. Największe błędy nie przekraczały 24 metrów, co odpowiada dwóm pikselom radarowym. Punkty kontrolne były umieszczone w miejscach umożliwiających ich najlepszą identyfikację w terenie i na mapie, tj. na szczytach górskich. Niedokładności w innych częściach mapy mogą być większe.

Numeryczny model terenu został wykonany poprzez



Ryc. 11. Fragment spektrostrefowego zdjęcia lotniczego (nr S90 3475) dolnych partii lodowców Paierl i Mühlbacher z 30 VII 1990 r. (©Norweski Instytut Polarny)

Fig. 11. Subset of a false colour infrared aerial photograph (no. S90 3475) of the lower parts of the Paierl and Mühlbacher glaciers from July 30th 1990 (©Norsk Polarinstittut)

digitalizację ekranową poziomic mapy. Pierwszym problemem jaki należało pokonać było uaktualnienie geometrii lodowców. Mimo że mapę wydano sześć lat temu, jej aktualność datowana jest na rok 1936. Naniesiono na nią jedynie dodatkowo położenia czoł lodowców z 1990 roku, nie zmieniając przy tym układu poziomic. Przez te 54 lata nastąpiło znaczne cofnięcie się zlodowacenia, szczególnie lodowców Paierlbreen i Mühlbacherbreen. W miejscu położenia czoła lodowca Mühlbachera w 1990 roku, w 1936 roku miał on wysokość prawie 150 m n.p.m. Zatem różnica wysokości wynosi około 100 m. Biorąc pod uwagę fakt, że niedokładność 10 metrów w wyznaczeniu wysokości powoduje błąd w geometryzacji obrazu radarowego rzędu 1 do 2 pikseli (Stankiewicz, 1998b), stawia to w ogóle pod znakiem zapytania sens korekcji geometrycznej obrazu radarowego z 1995 roku na podstawie numerycznego modelu terenu o aktualności z roku 1936. Dlatego konieczne stało się uaktualnienie całej geometrii lodowców. Najlepszy rezultat uzyskanoby, posługując się zdjęciami lotniczymi z 1990 roku jednakże autor nie miał takich możliwości technicznych. Dokonano tego korzystając

jedynie ze znajomości położenia czoł lodowców w 1990 roku, oraz przybliżonego obniżenia pól firnowych. W przypadku lodowca Hansa skorzystano także ze znajomości położenia i wysokości w 1992 roku dziesięciu tyczek umieszczonych na całej jego długości (L. Kolondra, informacja osobista). Starano się ponadto zachować kształt doliny oraz odmienne nachylenie poszczególnych części lodowców. Na podstawie tych danych dokonano własnej interpretacji przebiegu poziomic, które następnie zdigitalizowano zamiast oryginalnych poziomic mapy.

Takie przybliżone potraktowanie problemu ma swoje konsekwencje. Przede wszystkim ten numeryczny model terenu nie przedstawia rzeczywistej geometrii powierzchni lodowców. W efekcie może być użyty tylko do geometryzacji tej sceny radarowej, bądź też do wizualizacji terenu. Nie nadaje się natomiast do żadnych badań dotyczących bilansu masy, zmian wielkości zlodowacenia na przestrzeni lat itp. Taka procedura mogła być zastosowana tylko z uwagi na niewielkie nachylenie głównych lodowców. Nawet spora pomyłka w przebiegu poziomic powoduje stosunkowo nieduży błąd wysokości.

Wydaje się, że nie powinien on przekraczać kilkunastu metrów. Wynik ten na pewno nie jest rewelacyjny, niemniej jednak oddaje rzeczywistość zdecydowanie lepiej niż oryginalne poziomicie i powinien być wystarczający do celów tej pracy. Należy pamiętać także o tym, że uzyskany model terenu jest przybliżeniem powierzchni z roku 1990, podczas gdy obraz radarowy został zarejestrowany w roku 1995. Jednakże różnica, jaka zaszła w ciągu tych kilku lat nie wydaje się istotna w porównaniu z innymi błędami.

Znacznie większe błędy powstały na pewno na leżących na stokach, znacznie bardziej stromych bocznych lodowcach oraz przy krawędziach głównych dolin. Nie ma to jednak zbyt istotnego znaczenia dla tej pracy. Ponieważ główne grzbiety przebiegają prawie prostopadle do omiatającej teren wiązki radarowej, występuje tu bardzo często tak zwany efekt nakładania sygnału. Obszary te nie nadawałyby się do interpretacji nawet gdyby dysponowano bardzo dokładnym numerycznym modelem terenu. Największe błędy na terenach nadających się do interpretacji znajdują się wzdłuż wschodnich krawędzi głównych dolin. Ponieważ zachodnie zbocza nachylone są w kierunku od radaru, nie występuje tu efekt nakładania.

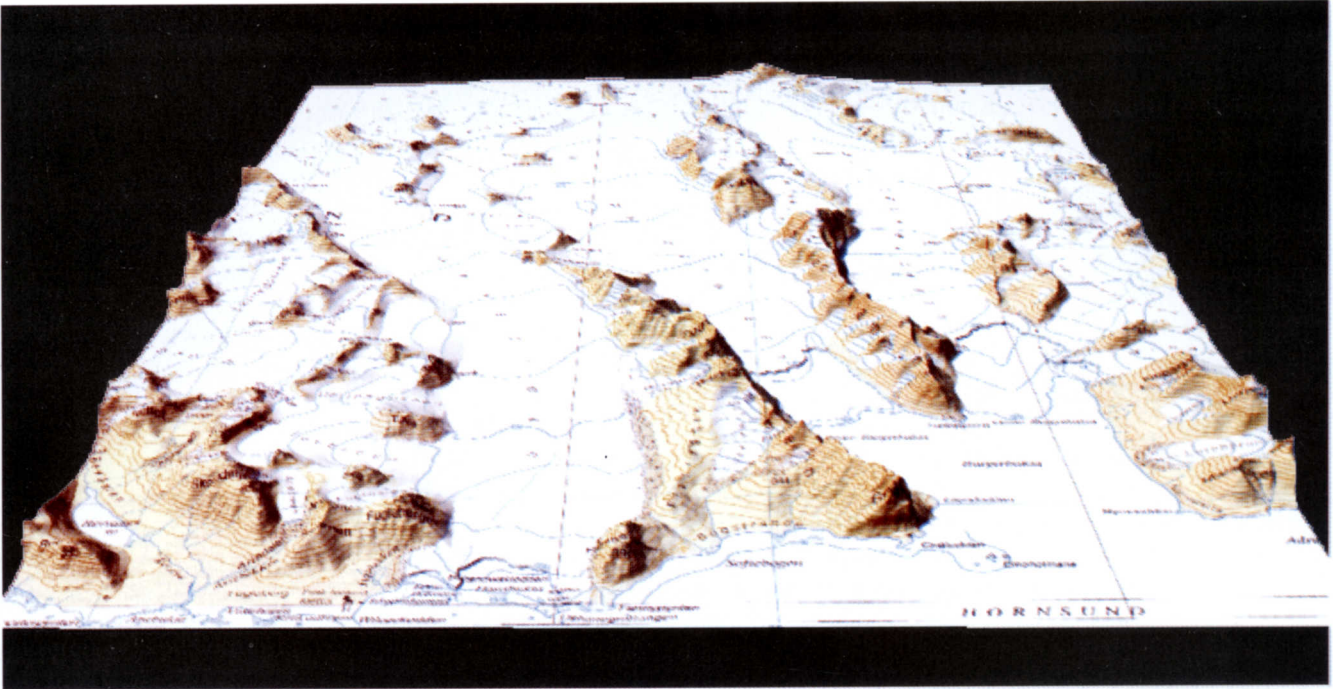
Osobnym problemem jest dokładność wyznaczenia położenia czoł lodowców. Dysponowano danymi z 1990 roku. W ciągu następnego pięciu lat ulegały one kolejnym wahaniom. Trzeba pamiętać o tym, że oprócz zmian związanych z ocieplaniem klimatu, czoła lodowców ulegają również wahaniom sezonowym, związanym ze zmianami pór roku. Dokładne dane na ten temat mogą zapewnić jedynie zdjęcia fotogrametryczne zrobione w czasie rejestracji obrazu radarowego lub bardzo mu bliskim. Drugim sposobem jest wyznaczenie położenia czoł lodowców lub całego numerycznego modelu terenu metodą interferometrii radarowej. Jednakże przy tworzeniu całego modelu tą metodą mogłoby dojść do sporych błędów w górnych częściach strefy perkolacji i śniegu suchego, związanych z penetracją fal mikrofalowych przez suchy śnieg. Bardzo duży udział we wstecznie rozpraszającym sygnale informacji uzyskanych od całej objętości lodowca utrudniłby dokładne wyznaczenie wysokości jego powierzchni w tych strefach. Z czołem lodowca wiąże się również konieczność uwzględnienia wysokości klifu. Jest to konieczne, by zachować w modelu właściwe nachylenie lodowca w tym rejonie. Wysokość klifu nie jest jednakowa i zawiera się zwykle w granicach od około 20 do 50 m. Ponieważ nie dysponowano dokładnymi danymi, za średnią wysokość przyjęto wartość 35 m.

Przybliżone potraktowanie powierzchni lodowca ma stosunkowo niewielki wpływ na korekcję radiometryczną obrazu radarowego. Średnie nachylenie głównych lodowców wynosiło w 1936 roku mniej niż  $1,5^\circ$  (Jania, 1988b). Znaczne cofnięcie się lodowców z równoczesnym spadkiem ich miąższości przy czołach, spowodowało nieznaczny wzrost ich nachylenia do około  $2^\circ$ . Nachy-

lenie lodowców w modelu jest zdecydowanie bliższe tej drugiej wartości, a już na pewno nie przekracza różnicy między nimi. Z punktu widzenia korekcji radiometrycznej jest to błąd zanedbywalny. T. Guneriusen i inni (1996) podają, że różnica nachylenia powierzchni równa  $2^\circ$  powoduje zmianę natężenia sygnału o około 0,5 dB, podczas gdy w badaniach R.V. Engeseta i R.S. Ødegarda (1999) różnice współczynnika wstecznego rozpraszania w obrębie lodowca wynosiły około 12 dB, a pomiędzy strefami lodu lodowcowego, lodu nałożonego oraz firnu — około 4 dB. Większe nieco błędy, podobnie jak w przypadku korekcji geometrycznej, będą na bardziej stromych bocznych basenach głównych lodowców np. Deleggbreen, czy Tuvbreen oraz na innych mniejszych lodowcach np. Kvalfangarbreen. Lecz i w tym wypadku rezultaty będą znacznie lepsze niż przy zastosowaniu w modelu danych wysokościowych z 1936 roku.

Po przeprowadzeniu aktualizacji geometrii obrazów obszarów zlodowaconych, dokonano pierwszej wstępnej interpolacji. Do tego celu wykorzystano program Erdas Imagine w wersji 8.3., który najpierw wyinterpolował punkty metodą sieci nieregularnych trójkątów, a następnie uzyskaną powierzchnię przepróbkował do regularnej siatki kwadratów o boku równym 12,5 metra, tak by rozdzielczość numerycznego modelu terenu była taka sama, jak rozdzielczość obrazu radarowego.

Uzyskany efekt uznano za niewystarczający. Zastosowany algorytm interpolacyjny spowodował powstanie dwóch typów błędów. Pierwszy z nich polegał na złym odwzorowaniu krawędzi dolin. Ponieważ dna dolin wypełnione są płaskimi lodowcami i otoczone przez stosunkowo strome zbocza, krawędzie ich są bardzo wyraźne. Na mapie poziomicie zakręcają w tych miejscach bardzo gwałtownie, niemal pod kątem prostym. Komputer, tworzący wyobrażenie powierzchni jedynie na podstawie zadanych punktów, popełnia tutaj bardzo wiele błędów. Drugi typ błędów powtarzał się przede wszystkim na ostrych górskich graniach, ale można było go też spotkać na obszarze lodowców, np. w stosunkowo już wąskiej górnej partii lodowca Mühlbachera. Występował wszędzie tam, gdzie odległość pomiędzy kolejnymi poziomiami była większa niż odległość pomiędzy tymi samymi poziomiami po dwóch stronach grzbietu lub doliny. Komputer błędnie łączył ze sobą bliżej położone punkty. W efekcie prawie wszystkie granie zamiast gładkich krawędzi uzyskały kształt schodków. Oba typy błędów były wynikiem zbyt rzadkiego, w stosunku do urozmaicenia rzeźby terenu, cięcia poziomicowego. Konieczne stało się dołożenie własnych punktów, umieszczonych na podstawie interpolacji wizualnej. Punkty te rozlokowano przede wszystkim przy krawędziach dolin oraz na grzbietach i graniach górskich. Po tym zabiegu przeprowadzono po raz drugi interpolację wyżej opisaną metodą. Efekt końcowy pracy widoczny jest na rycinie 12. Wykonany numeryczny model terenu zawiera sporo błędów, jednakże jest najlepszy jaki udało się uzyskać na podstawie dostępnych materiałów.



Ryc. 12. Numeryczny model terenu; przewyższenie 2:1

Fig. 12. Digital Elevation Model of the study area; exaggeration 2:1

### Obraz radarowy ERS-2 SAR

Obraz radarowy wykorzystany w tej pracy jest fragmentem sceny z satelity ERS-2 SAR udostępnionym przez Wydział Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Satelita ten rejestruje obraz mikrofalowy w paśmie C, w polaryzacji poziomej i częstotliwości 5,3 GHz, co odpowiada fali o długości 5,5 cm. Jest to scena zapisana w standardowym typie danych PRI, po kompresji w kierunku zasięgu i azymutalnym oraz po ponownym próbkowaniu do układu współrzędnych określonych przez zasięg naziemny. Osadzona jest na powierzchni elipsoidy GEM 6. Amplituda powracającego sygnału jest zapisana na 16 bitach. Obraz został zarejestrowany 28 sierpnia 1995 roku w godzinach między 11:13:40 a 11:13:55 i pochodzi z laboratorium ESA w Niemczech. Cała scena pokrywa obszar mniej więcej 100 na 100 km. Składa się z 8000 kolumn i 8159 wierszy kwadratowych pikseli o boku 12,5 m. Jednakże rzeczywista terenowa rozdzielczość tego typu obrazów jest szacowana na około 30 m (Stankiewicz, 1998a). Udostępniony w formie wstępnie przetworzonej fragment sceny ma wielkość 2850 na 2550 pikseli i obejmuje obszar nieco większy niż teren badań (ryc. 13). Widoczne są na nim również obszerne fragmenty lodowców Werenskiolda, Stor, oraz Wschodni Torell. Obraz obejmuje również spory fragment fiordu Hornsund. Jego wody można łatwo odróżnić od stałego lądu, jednakże sama linia brzegowa nie zawsze jest na obrazie wyraźnie widoczna.

Obraz cechuje się bardzo silnym zaburzeniem geometrii i radiometrii, co jest spowodowane górskim charakterem rzeźby południowego Spitsbergenu. Z tego po-

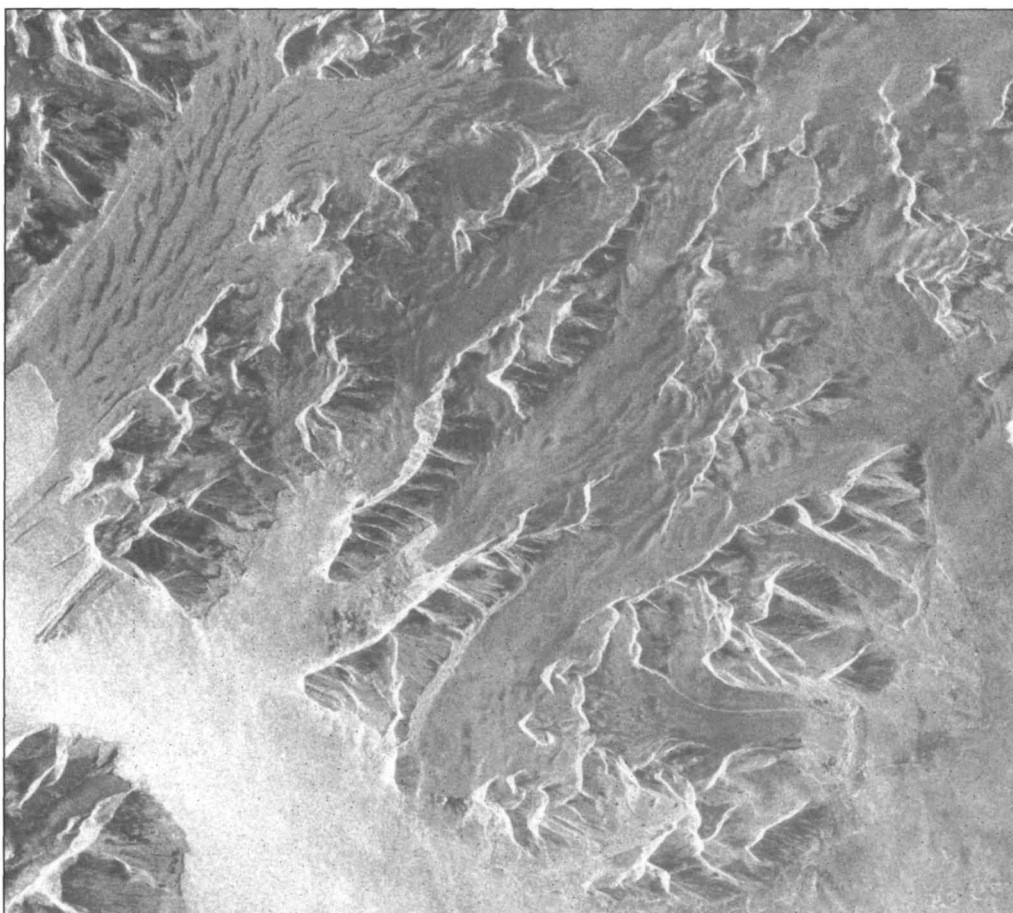
wodu oraz ze względu na bardzo silny efekt plamkowania obraz w takiej formie nie nadaje się do interpretacji. W wielu miejscach niemożliwe jest nawet wyznaczenie dość przybliżonej granicy pomiędzy grzbietami górskimi i lodowcami. Na rysunku obraz jest przedstawiony w sposób, w jaki został zarejestrowany, czyli w postaci odwróconej i nachylony. Odchylenie od kierunku północy jest rezultatem poruszania się satelity po orbicie okołobiegunowej. Jest on odwrócony, ponieważ jest fragmentem sceny zarejestrowanej, gdy satelita znajdował się na orbicie zstępującej, czyli poruszał się od bieguna północnego w kierunku bieguna południowego.

### Etapy przetwarzania danych teledetekcyjnych

#### Etapy przetwarzania zdjęć lotniczych

Proces cyfrowej obróbki zdjęcia został rozpoczęty od rozbicia go na trzy oddzielne kanały spektralne. Ponieważ każdy ze skanerów osobno skanuje każdy z kolorów podstawowych, podział został dokonany automatycznie podczas tego procesu. Nieznane są zakresy długości fal skanera, dlatego należy przyjąć, że zakres uczulenia filmu (dla tego filmu Kodaka są to długości fal od około 450 do 850 nm) został podzielony na trzy równej szerokości kanały spektralne. Wynika z tego, że będą się one mieściły w zakresach:

- kanał pierwszy: 450–583 nm, odpowiada długości fal niebieskich i dużej części zielonych;
- kanał drugi: 583–717 nm, długość ta przypada przede wszystkim na zakres fal czerwonych, ale krótsze



Ryc. 13. Wstępnie przetworzony fragment sceny radarowej z satelity ERS-2 SAR, z dnia 28 VIII 1995 r.

*Fig. 13. Preliminarily-processed fragment of the radar image from the ERS-2 SAR satellite, of August 28th 1995*

fale z tego zakresu (do 600 nm) należą jeszcze do pasma zielonego, natomiast najdłuższe (powyżej 700 nm) do bliskiej podczerwieni;

— kanał trzeci: 717–850 nm, należy w całości do zakresu bliskiej podczerwieni.

Kanały te będą w niniejszej pracy nazywane odpowiednio: kanałem niebieskozielonym, czerwonym i podczerwonym.

Duży zakres uczulenia filmu fotograficznego sprawia, że powstałe wtórnie kanały mają stosunkowo dużą szerokość (średnio ponad 130 nm). Jest to znacznie więcej niż szerokość zakresów, na jakie uczulone są wykorzystywane obecnie sensory umieszczone na platformach satelitarnych. Najczęściej obecnie stosowany skaner TM, znajdujący się na satelitach Landsat ma w widmie widzialnym i bliskiej podczerwieni kanały o długościach fal: 450–520 nm, 520–600 nm, 630–690 nm oraz 760–900 nm. Tak więc szerokość ich w zakresie widzialnym nie przekracza 80 nm, a dla bliskiej podczerwieni wynosi 140 nm.

Tak duża szerokość uzyskanych kanałów nie jest bez znaczenia. Ponieważ odbicie w danym paśmie jest w rezultacie uśrednieniem odbicia od wszystkich fal z danego zakresu, różnice, jakie uzyskuje się pomiędzy tak szerokimi kanałami są znacznie mniejsze, niż w przypadku gdybyśmy mieli do czynienia z wąskimi zakresami o długościach oscylujących wokół granic czułości

filmu. Ponadto tak szeroki zakres spektralny, poprzez uśrednianie wartości, może przyczynić się do zacierania istotnego zróżnicowania w przebiegu krzywej spektralnej w obrębie jednego kanału, a tym samym do pomijania istotnych informacji na temat badanego środowiska.

Powyższe efekty można zaobserwować również w tym przypadku dla kanału podczerwonego. Odbicie od śniegu dla długości fal do około 800 nm jest bardzo wysokie, a wzrost spadku nachylenia krzywej spektralnej wraz ze wzrostem długości fali stosunkowo niewielki. Sytuacja zmienia się gwałtownie powyżej tej granicy. Następuje wtedy bardzo szybkie zmniejszenie się wielkości odbicia, co odzwierciedla się w bardzo stromym przebiegu krzywej spektralnej. W efekcie w obrębie jednego kanału znajdują się dwa fragmenty krzywej cechujące się zupełnie odmiennymi właściwościami.

Po zakończeniu skanowania dane zostały zaimportowane do programu Erdas Imagine w wersji 8.3., w którym następnie przeprowadzono ich analizę i klasyfikację. Pracę rozpoczęto od dokładnego przestudowania danych źródłowych.

Pierwszy z otrzymanych kanałów, niebieskozielony, charakteryzuje się w obrębie lodowców zdecydowanie najwyższym odbiciem spektralnym. W porównaniu z innymi kanałami jest ono również najmniej zróżnicowane. Większa część powierzchni lodowców ma biały albo bardzo jasnoszary fototon, ciemniejszy występuje jedy-

nie w strefie ablacyjnej, gdzie na powierzchnię wychodzi błękitny lód lodowcowy. Najciemniejszy fototon znajduje się w miejscach, gdzie lód jest bardzo silnie zanieczyszczony przez materiał morenowy oraz w rejonach silnie uszczelinionych. Ciemne barwy przyjmują również na powierzchni lodowców potoki supraglacialne. W przeciwieństwie do terenów objętych zlodowaceniem, wolne od śniegu i lodu obszary grzbietów górskich oraz wody fiordu mają ciemnoszary lub nierzadko prawie czarny fototon. Jest to jednocześnie kanał, w którym występuje największy kontrast pomiędzy lodowcem z jednej strony, a skałami i fiordem z drugiej. Wyjątek stanowi tu stosunkowo jasny fototon skał wapiennych (np. na południowych stokach Vardepiggen).

Obraz z kanału drugiego jest już znacznie ciemniejszy, chociaż zachowana jest ta sama gradacja, jeśli chodzi o zmianę fototonu na powierzchni lodowca. Najjaśniejszy, prawie biały jest najsuchszy i najdrobniejszy śnieg w najwyższych partiach lodowców, który koresponduje prawdopodobnie ze strefą śniegu suchego. Dalsze strefy mają fototon od jasnoszarego dla śniegu słabo wilgotnego do ciemnoszarego dla mokrego śniegu i lodu strefy ablacyjnej. Można zauważyć wyraźną tendencję do ciemnienia fototonu wraz ze wzrostem uwilgocenia powierzchni śniegu na lodowcu. Przy porównaniu kanału pierwszego i drugiego dość dobrze widoczna jest jeszcze inna tendencja. Różnica między nimi w odbiciu spektralnym od śniegu suchego jest znacznie mniejsza niż w odbiciu od bardziej gruboziarnistego i wilgotnego śniegu strefy perkolacji czy firnu. Można nawet powiedzieć, że wzrasta ona wraz ze wzrostem stopnia uwilgocenia śniegu (a tym samym ze wzrostem wielkości jego kryształów) w dół lodowca. Jest to zgodne z przewidywaniami teoretycznymi oraz badaniami laboratoryjnymi, według których spadek odbicia spektralnego wraz ze wzrostem długości fali jest większy dla kryształów o większych średnicach. Odbicie od skał i powierzchni wody jest bardzo podobne jak w przypadku kanału niebieskozielonego.

Obraz w kanale podczerwonym jest jeszcze ciemniejszy niż dwa poprzednie. Fototon zmienia się od jasnoszarego w strefach najwyższych i stopniowo robi się coraz ciemniejszy, wraz z przesuwaniem się w kierunku strefy ablacyjnej. Jest to kanał, w którym występuje najmniejszy kontrast pomiędzy lodowcem oraz terenami nie objętymi zlodowaceniem. Wśród tych ostatnich wyróżnia się stosunkowo jasny fototon obszarów zajętych przez występującą na terenach nadmorskich roślinność tundrową.

Kolejnym etapem pracy było takie przetworzenie obrazu, by można było wyciągnąć z niego jak najwięcej informacji dotyczących powierzchni lodowca. Możliwe jest zastosowanie w tym przypadku dwóch głównych metod pracy. Pierwsza z nich polega na różnorodnym rozciąganiu i przetwarzaniu histogramu. Wadą tej metody jest jej duży stopień subiektywności. Nieumiejętne przetworzenie histogramu może doprowadzić z jednej strony do zatarcia (przez kompresję danych w jakimś zakresie) bardzo istotnych danych o badanej powierzchni,

z drugiej zaś, nieliniowe rozciągnięcie histogramu w pewnych obszarach może doprowadzić do powstania pewnych granic i wydzielen, które nie mają swojego uzasadnienia w terenie. Dlatego w tej pracy zdecydowano się maksymalnie ograniczyć to podejście, stosując jedynie liniowe rozciągnięcie histogramu, mające na celu wzmocnienie radiometryczne obrazu poprzez wykorzystanie pełnego zakresu ośmiobitowego zapisu danych.

Drugą metodą pracy, umożliwiającą uzyskanie nowych informacji z obrazu, jest przetworzenie go za pomocą różnorodnych algorytmów matematycznych i statystycznych. Jest ona zdecydowanie bardziej obiektywna, ponieważ każdy piksel obrazu jest przetwarzany za pomocą tego samego wzoru.

Zanim przystąpiono do takiego przetwarzania obrazów, które umożliwiłoby wydzielenie poszczególnych stref w obrębie lodowca, zdecydowano się najpierw na wyodrębnienie ze zdjęcia terenów zajętych wyłącznie przez lodowce. Na pozostałe obszary założono maskę i nie brano ich już pod uwagę w dalszym procesie przetwarzania danych. Procedura ta została zastosowana ze względów praktycznych. Wstępne przetworzenia obrazu wykazały, że na obszarach nie objętych zlodowaceniem tworzy się znacznie większa liczba różnorodnych klas pokrycia terenu niż na samej powierzchni lodowca. Różnorodność ta zdecydowanie utrudniała w późniejszym etapie proces klasyfikacyjny.

Proces wydzielenia terenów zajętych przez lodowce przebiegał w dwóch etapach. Pierwszy z nich, mający charakter automatyczny, polegał na rozróżnieniu obszarów glacialnych i pozostałych na podstawie jasności pikseli. Najlepiej do tego celu nadaje się kanał niebieskozielony, ze względu na występowanie w nim największego kontrastu pomiędzy tymi dwoma typami powierzchni. Wartości danych w tym pliku zmieniają się od 0 do 170, przy czym na histogramie obrazu widać wyraźnie dwa duże zgrupowania pikseli, których centra przypadają na wartości 7 oraz 155. Pierwsze z nich, odpowiadające za ciemne barwy obrazu, reprezentuje obszary niezlodowczone, natomiast drugie — tereny glacialne. Po kilkakrotnych próbach uznano, że powierzchnia lodowca w tym kanale jest reprezentowana przez wartości z zakresu od 91 do 170 i te wzięto do dalszej analizy, nakładając jednocześnie maskę na pozostałe. Taki podział wartości na dwie grupy, bardzo dobrze wyznacza granicę pomiędzy lodowcem a okolicznymi skałami i fiordem. Jest jednakże niewystarczający, ponieważ powoduje odrzucenie niewielkich, ale za to bardzo istotnych fragmentów powierzchni lodowca. Należą do nich przede wszystkim potoki supraglacialne oraz silnie uszczelinione i zanieczyszczone materiałem morenowym fragmenty strefy ablacyjnej, które nawet w kanale niebieskozielonym przyjmują ciemny fototon. Dlatego potrzebny był drugi etap wydzielenia badanego obszaru. Miał on charakter analogowy. Polegał na takim zdigitalizowaniu powierzchni lodowca, by wewnątrz powstałych w ten sposób poligonów znalazły się wszystkie fragmenty powierzchni lodowca, odrzucone w czasie pierwszego etapu. Końcowy etap postępowania w wydzieleniu badanego obszaru polegał



na zsumowaniu obszarów wydzielonych w czasie obu poprzednio wymienionych procesów. Oznacza to, że obejmuje on wszystkie wartości pliku danych większe niż 90 oraz te o niższych wartościach, które znalazły się w obrębie zdigitalizowanych poligonów.

Procedura ta umożliwiła bardzo dobre wyodrębnienie z obrazu obszarów glacialnych. Nie wyeliminowała ona jednak niewielkich fragmentów stoków górskich, które w terenie reprezentowane są przez oświetlone przez Słońce skały wapienne. Ich sygnatura spektralna na zdjęciu jest taka sama, jak w przypadku błękitnego lodu lodowcowego. Co więcej, obszarów tych nie udało się oddzielić podczas żadnego z przeprowadzonych wcześniej na całym pliku, ani żadnego z późniejszych procesów przetwarzania danych, co sugeruje, że mają one takie samo odbicie spektralne we wszystkich trzech kanałach. Z procesu klasyfikacyjnego można było łatwo usunąć te fragmenty obrazu, poprzez ich ręczne wycięcie. Nie przedstawiało by to problemu, ponieważ na zdjęciu graniczą one nie z lodem lodowcowym, lecz z innymi fragmentami lodowca, posiadającymi znacznie jaśniejsze sygnatury, tym samym są łatwo rozróżnialne dla ludzkiego oka. Nie uczyniono tego jednak, by podkreślić fakt, że okazało się to niemożliwe do wykonania za pomocą przetworzenia numerycznego.

Dalsza obróbka komputerowa danych miała na celu wzmocnienie obrazu i uzyskanie jak największej ilości informacji na temat powierzchni badanych lodowców. Jedną z pierwszych zastosowanych w tym celu metod była analiza składowych głównych. Dokonuje ona obrotu osi przestrzeni spektralnej, powodując zmianę współrzędnych każdego piksela w przestrzeni spektralnej oraz wartości pliku danych. Stosowana jest przede wszystkim do kompresji danych. W przypadku danych wielokanałowych, powoduje zgrupowanie ich nadmiaru w kilku pasmach, zmniejszając w ten sposób wymiarowość danych. Największą jej zaletą jest to, że pasma otrzymane w wyniku jej zastosowania są nieskorelowane i niezależne od siebie. Często też nadają się lepiej do interpretacji niż dane źródłowe.

W wyniku analizy otrzymano trzy nowe pasma. Najwięcej informacji z danych źródłowych zawarte jest w pierwszej składowej głównej, która reprezentuje całkowitą jasność zdjęcia. Jest ona silnie skorelowana ze wszystkimi trzema kanałami, niemniej jednak największe powiązania wykazuje z kanałem czerwonym (współczynnik korelacji równy 0,72). Jest to zupełnie zrozumiałe. Ponieważ reprezentuje jasność obrazu, jest niejako wypadkową jasności wszystkich trzech zakresów. Logiczne jest więc, że będzie najbardziej podobna do kanału o średniej jasności. Tak prosta zależność zachodzi tylko dlatego, że w każdym z nich występuje ten sam kierunek zmienności fototonu: od najjaśniejszego śniegu suchego do najciemniejszego lodu lodowcowego. Ponieważ wszystkie kanały źródłowe są ze sobą mocno skorelowane, składowa odpowiedzialna za całkowitą jasność sceny musi być mocno skorelowana z każdym z nich. Z tego też względu nie wnosi ona w zasadzie żadnych dodatkowych informacji na temat lodowca.

Zdecydowanie najwięcej nowych interesujących informacji niesie ze sobą druga składowa główna (ryc. 14). Daje ona przede wszystkim doskonałe wzmocnienie kontrastu pomiędzy poszczególnymi częściami lodowca. Fototon obrazu zmienia się od praktycznie białego w przypadku najwyższej położonej strefy śniegu suchego, do czarnego dla lodu lodowcowego. Fototon pozostałych obszarów zmienia się stopniowo od jasnej do ciemnej szarości. Składowa ta jest mocno skorelowana z kanałem niebieskozielonym i podczerwonym, słabo natomiast z pasmem czerwonym. Porównanie jej z obrazami uzyskanymi innymi metodami wykazało, że jest prawie taka sama, jak obraz uzyskany przez odjęcie kanału niebieskozielonego od podczerwonego. Fakt ten wydaje się wskazywać na to, iż składowa ta jest bardzo mocno powiązana z takimi cechami powierzchni lodowca, jak wielkość budujących śnieg i lód kryształów, lub też z jego wilgotnością. Odbicie spektralne od śniegu w zakresie widzialnym jest tak duże, że jest on praktycznie nieczuły na wielkość jego kryształów. Zupełnie inaczej przedstawia się sytuacja w bliskiej podczerwieni, gdzie czynnik ten ma bardzo istotne znaczenie. Z dużym prawdopodobieństwem można więc powiedzieć, że odejmując od siebie te dwa zakresy otrzymujemy obraz, który jest bardzo silnie skorelowany z tą cechą lodowca.

Trudno jest określić, jak duży wpływ na wartość pikseli w tym obrazie ma obecność w śniegu wody w stanie ciekłym. Te dwie cechy są od siebie bardzo mocno uzależnione. Wzrost uwilgocenia powoduje jednocześnie wzrost wielkości kryształów. Ponieważ jednak woda w zakresie widzialnym pochłania zdecydowanie więcej energii niż śnieg, dlatego wydaje się, że informacja o wpływie tego czynnika na wielkość odbicia jest zawarta już w samym kanale z zakresu niebieskozielonego, a nie w różnicy pomiędzy odbiciem w zakresie niebieskozielonym i podczerwieni. Taką interpretację tego obrazu może potwierdzać stosunkowo duża płynność w zmianie fototonu w poszczególnych częściach lodowców. Zarówno wielkość kryształów, jak również ilość zawartej w śniegu wody, zmienia się w sposób ciągły.

Obraz trzeciej składowej głównej w zasadzie w ogóle nie nadaje się do interpretacji. Zawiera on znikomą ilość informacji o badanej powierzchni. Zatarła się ona ponadto przez różnego typu szumy i błędy obrazu, które wybijają się zdecydowanie na pierwszy plan.

Kolejnym bardzo interesującym obrazem uzyskanym w procesie przetwarzania zdjęcia, jest kontrast pomiędzy kanałem niebieskozielonym (1) i podczerwonym (3). Powstaje on po podzieleniu sumy tych kanałów przez ich różnicę ((kanał 1 + kanał 3)/(kanał 1 — kanał 3)) (ryc. 15). Jest to jedyny algorytm, za pomocą którego udało się uzyskać wyraźną granicę pomiędzy obszarami uznawanymi za strefę śniegu mokrego i strefę papki śnieżnej. Na obrazie przebiega ona w środkowej części lodowca Hansa między najjaśniejszym i średnio szarym fototonem. Bardzo dobrze widoczna jest również granica pomiędzy śniegiem mokrym i strefą perkolacji. W jeden szary fototon zlał się natomiast obszar ablacji i papki śnieżnej. Niemożliwe jest również wydzielenie strefy



Ryc. 14. Obraz drugiej składowej głównej z maską nałożoną na obszary nie objęte zlodowaceniem

Fig. 14. Image of the second principal component with mask imposed on areas not glaciated

śniegu suchego. Na obrazie tym doskonale widać, jak bardzo zmiana uwilgocenia powierzchniowych warstw lodowca jest uzależniona od przebiegu potoków supraglacialnych. Dotyczy to zwłaszcza przebiegu górnej granicy strefy papki śnieżnej.

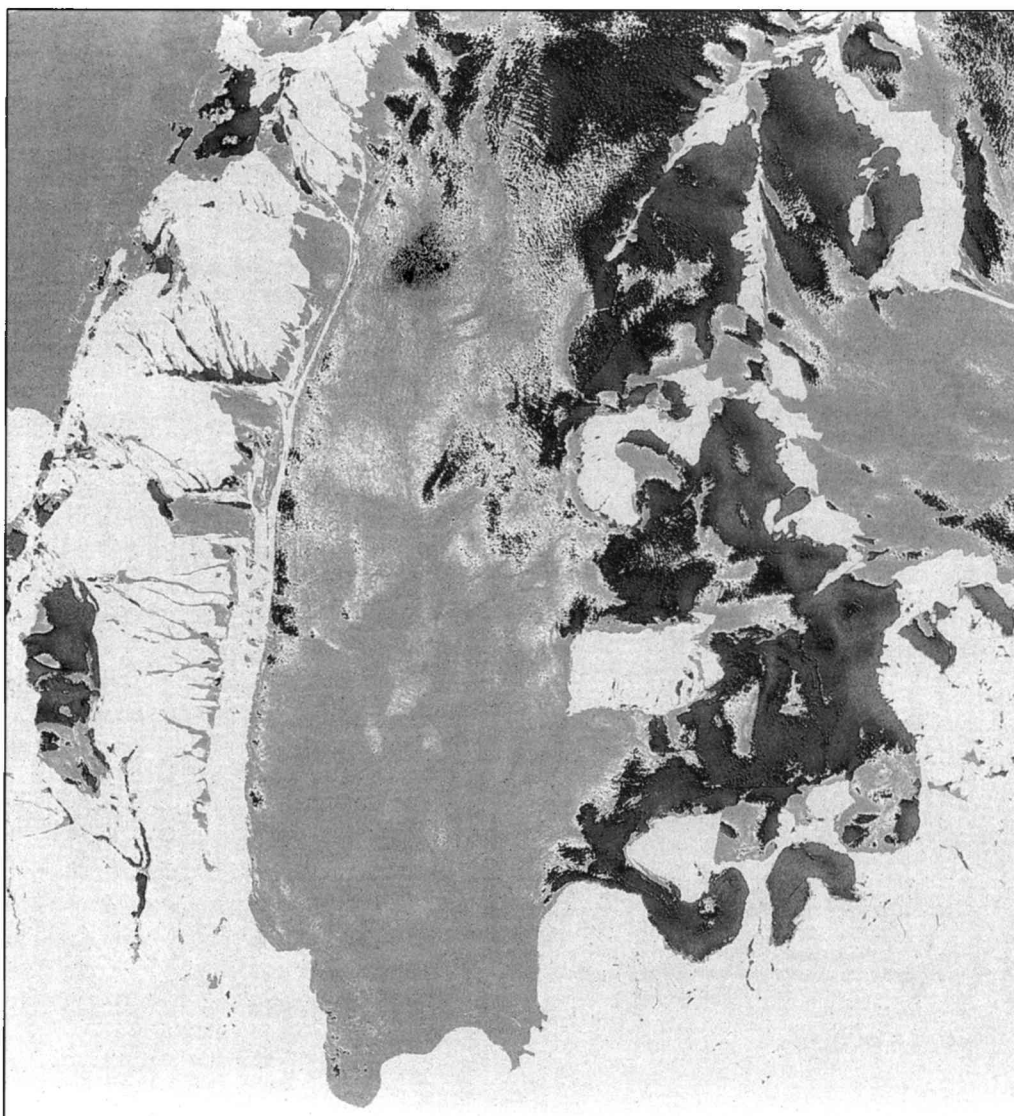
Kolejną operacją zastosowaną na zdjęciu było przeprowadzenie transformacji RGB na IHS. Prowadzi ona do konwersji pliku danych z przestrzeni definiowanej przez trzy podstawowe kolory: czerwony (R), zielony (G), niebieski (B) do alternatywnej przestrzeni determinowanej przez natężenie (I), odcień (H) i nasycenie (S). Jej przewaga polega na przedstawianiu kolorów w sposób zbliżony do widzenia przez oko ludzkie (Erdas Field Guide, 1998).

Natężenie, podobnie jak omawiana wcześniej pierwsza składowa główna, odpowiada za całkowitą jasność obrazu. Jego wartości zmieniają się w przedziale od 0 (czarny fototon) do 1 (biały fototon). Wartość nasycenia zmienia się w tym samym przedziale. Jest ono odpowiedzialne za czystość barwy. Trzecia składowa, czyli odcień reprezentuje samą barwę lub też mówiąc inaczej

dominującą długość fali piksela. Zmienia się ona w wymiarze kołowym od 0 dla punktu środkowego czerwieni przez zielony i niebieski z powrotem do punktu środkowego czerwieni (Erdas Field Guide, 1998).

Operację transformacji RGB na IHS wykonano dwukrotnie, zmieniając za każdym razem kolejność wyświetlania kanałów źródłowych przez barwy podstawowe. W pierwszej transformacji kolory zostały podstawione w sposób standardowy, tj. zakres niebieskozielony został wyświetlony w barwie niebieskiej, czerwony w zielonej, natomiast podczerwony w barwie czerwonej. W drugim przypadku zamieniono ze sobą kanały pierwszy i trzeci.

W wyniku tych dwu transformacji otrzymano w sumie sześć nowych obrazów. W przypadku intensywności i nasycenia wynik uzyskany w obu transformacjach był identyczny. Ponieważ intensywność jest miernikiem całkowitej jasności sceny, wygląda tak samo, jak pierwsza składowa główna i nie wnosi żadnych nowych informacji. Również obraz nasycenia nie jest zbyt interesujący. Dostyc dobrze wyróżnia się na nim jedynie dolna część



Ryc. 15. Kontrast kanału niebieskozielonego i podczerwieni z maską naniesioną na obszary nie objęte zlodowaceniem  
 Fig. 15. Contrast between the blue-green channel and the infra-red with mask imposed on areas not glaciated

lodowca, która wydaje się słabo korespondować z zasięgiem strefy ablacyjnej.

Zdecydowanie najciekawsze są oba obrazy przedstawiające odcień zdjęcia. Na pierwszym z nich (tym, na którym pasmo niebieskozielone projektowane jest przez barwę niebieską, a podczerwone przez czerwoną) najlepiej widoczny jest prawie biały fototon w najwyższych partiach lodowca. Pokrywa się on prawdopodobnie z zasięgiem strefy śniegu suchego. Bardzo mocno kontrastuje z kolejnymi obszarami, których fototon zmienia się od prawie czarnego dla stref perkolacji, do dosyć jasnej szarości w strefie ablacyjnej. Dla odmiany w drugim, na pierwszy plan wychodzi biały fototon dolnych partii lodowca. Wydaje się, że bardzo dobrze odpowiada on zasięgowi występowania strefy ablacyjnej. Na ciemnoszarym lub prawie czarnym fototonie śniegu mokrego bardzo wyraźnie widoczny jest przebieg mających białą sygnaturę potoków supraglacialnych.

Opisane tutaj obrazy i metody ich powstawania nie są jedynymi, jakie zastosowano podczas cyfrowej obrób-

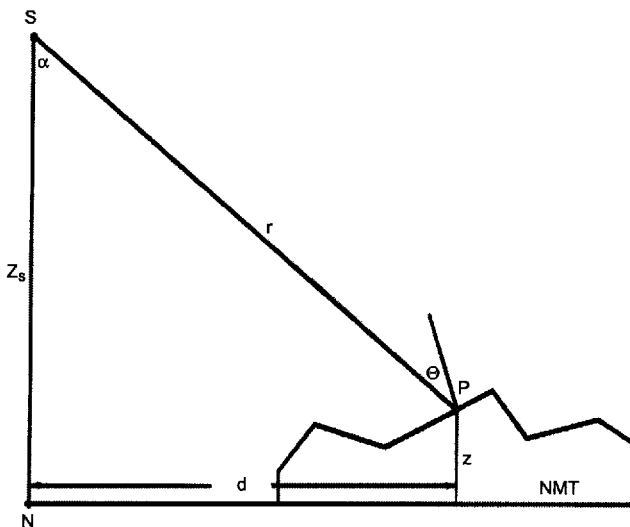
ki danych. Wykonano jeszcze, między innymi, wszystkie możliwe kombinacje ilorazów czy też różnic pomiędzy kanałami. Uwagę skupiono tylko na tych, które wносиły jakieś dodatkowe informacje na temat badanego środowiska. Za najlepsze, czyli w tym wypadku te, na których najwyraźniej rysowały się granice między poszczególnymi facjami uznano cztery obrazy: druga składowa główna, kontrast kanałów niebieskozielonego i podczerwonego oraz oba obrazy powstałe w wyniku transformacji RGB na IHS przedstawiające odcień zdjęcia. Te cztery kanały zostały użyte w procesie klasyfikacyjnym.

Ani przed, ani też po przeprowadzeniu klasyfikacji, zdjęcia nie zostały poddane procesowi geometryzacji. Powodem tego był brak wystarczająco dokładnego numerycznego modelu terenu oraz odpowiedniego oprogramowania, służącego do ortorektyfikacji zdjęć lotniczych. Dlatego zarówno zdjęcia oryginalne, jak wszystkie późniejsze przetworzenia — łącznie z obrazem klasyfikacyjnym — są przedstawione w rzucie środkowym.

## Etapy pracy z obrazem radarowym

### GEOMETRIA OBRAZOWANIA RADARU TYPU SAR W TERENIE GÓRSKIM

Radiolokator SAR (*Synthetic Aperture Radar*) umieszczony na satelitach ERS-1 i ERS-2 jest radarem boczno-wybieganym. Satelita porusza się po orbicie okołoziemnej na średniej wysokości około 785 km nad Ziemią. Jego antena o wymiarach 10 na 1 metr znajduje się z prawej strony satelity. Jest nachylona w stosunku do nadiru pod kątem  $23^\circ$ , co sprawia, że środek pasa powierzchni Ziemi omiatanego przez wiązkę znajduje się w odległości około 300 km w bok od punktu nadirowego i jest odległy od satelity o około 850 kilometrów (ryc. 16).



Ryc. 16. Uproszczony schemat geometrii obrazowania radiolokatora typu SAR:  $\alpha$  — zenitalny kąt nachylenia anteny,  $\theta$  — kąt padania wiązki na powierzchnię Ziemi,  $d$  — odległość od punktu nadirowego,  $r$  — zasięg ukośny,  $N$  — punkt nadirowy,  $S$  — wysokość położenia sensora,  $P$  — punkt na powierzchni Ziemi,  $z_s$  — wysokość lotu,  $z$  — wysokość położenia punktu  $P$  (Kropatsch, Strobl, 1990)

Fig. 16. Simplified diagram of the imaging geometry of SAR-type radar:  $\alpha$  — look angle,  $\theta$  — incidence angle,  $d$  — nadir distance,  $r$  — slant range,  $N$  — nadir point,  $S$  — elevation of sensor location,  $P$  — point on Earth's surface,  $z_s$  — flight altitude,  $z$  — elevation of location of point  $P$  (Kropatsch, Strobl, 1990)

SAR, jak każdy radar, jest detektorem aktywnym. Wysyła sygnały impulsowe, a następnie odbiera ich echo odbite od powierzchni Ziemi. Wysyłana wiązka jest koherentna oraz ma stałą długość fali i stałą częstotliwość wysyłania impulsów. W przypadku ERS-2 czas trwania takiego impulsu jest równy  $37,1 \mu\text{s}$ , a czas, jaki mija od chwili jego nadania do powrotu do anteny wynosi dla środka sceny w przybliżeniu  $5,67 \text{ ms}$ . Każdy z impulsów oświetla pas powierzchni Ziemi o rozmiarach 100 km (szerokość pasa) na ok.  $4,3 \text{ km}$  w kierunku równoległym do toru lotu satelity (Stankiewicz, 1998a). Ponieważ w czasie pomiędzy wysłaniem kolejnych impulsów satelita zmienia swoje położenie tylko o kilkadziesiąt metrów, każdy obiekt jest rejestrowany wielokrotnie. W ten sposób tworzy się efekt tak zwanej anteny pozornej, której długość jest równa długości orbity, z której dany

obiekt na powierzchni Ziemi jest widoczny. Każde z ech pochodzących od tego samego obiektu zostało wysłane w momencie, gdy satelita był w różnej odległości od niego. Z powodu efektu Dopplera każde z nich różni się od innych również częstotliwością. Właśnie na podstawie analizy częstotliwości powracających ech możliwe jest wyznaczenie tak zwanego zerowego efektu Dopplera. Jest to moment, w którym satelita był najbliżej danego obiektu, co oznacza, że obiekt znajdował się w kierunku prostym do toru lotu satelity. Przeprowadzenie tej analizy jest niezbędne do uporządkowania ogromnej liczby zebranych informacji i przypisania każdemu impulsowi obiektu, od którego został odbity sygnał.

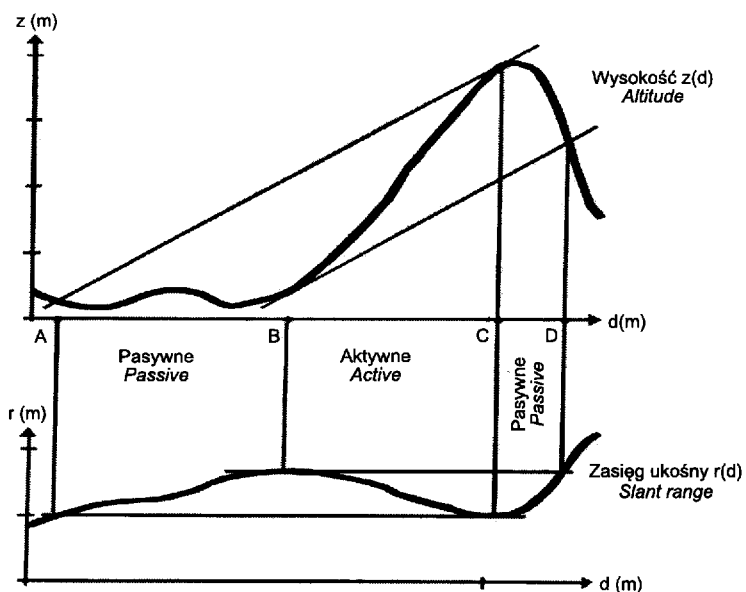
Dzięki analizie częstości powracającego echa możliwe jest również uzyskanie bardzo wysokiej rozdzielczości w kierunku azymutalnym, która nie zależy od odległości anteny od obiektu, a jedynie od zdolności rozdzielczej pomiaru częstości. Rozdzielczość w kierunku azymutalnym można wyrazić również rozmiarem anteny rzeczywistej. Jest ona równa połowie jej długości, czyli w tym wypadku 5 m.

W kierunku zasięgu, obiekty są odróżniane od siebie na podstawie różnic w czasie opóźnienia impulsu, a rozdzielczość obrazu jest uzależniona od szerokości pasma transmitowanego sygnału. Dla ERS wynosi ona  $15,5 \text{ MHz}$ , co umożliwia rozróżnianie od siebie obiektów oddalonych od siebie o co najmniej  $8,5 \text{ m}$ .

Obraz radarowy dostarcza dokładne informacje na temat odległości pomiędzy obiektem i satelitą na podstawie czasu opóźnienia powracającego sygnału. Na tej podstawie każdemu z nich jest przypisywane miejsce na obrazie. Na obrazach typu PRI numer linii jest powiązany liniową zależnością z czasem azymutalnym, czyli czasem, względem którego opisuje się ruch satelity po orbicie. W jednej linii zobrazowane są te obiekty, które znalazły się w najmniejszej odległości od satelity w tej samej chwili, czyli inaczej mówiąc mają identyczny czas zerowego efektu Dopplera. W kolumnach piksele są uporządkowane zgodnie z wartościami minimalnej odległości od satelity. W jednej kolumnie znajdują się te obiekty, dla których najmniejsza odległość od satelity była identyczna.

Taki sposób umiejscawiania informacji o obiektach na obrazie powoduje, że w terenie górskim dochodzi do bardzo silnego zaburzenia geometrii zobrazowania. System radarowy SAR charakteryzuje się geometrią obserwacji bocznej, więc największe zniekształcenia występują w płaszczyźnie Dopplera, która jest wyznaczona przez kierunek zasięgu i oś zasięgu w lokalnym układzie odniesienia. Jest to płaszczyzna prostopadła do kierunku lotu satelity.

Przekrój terenu górskiego w takiej płaszczyźnie jest widoczny w górnej części ryciny 17. Na obrazie radarowym odpowiada on jakiemuś hipotetycznemu rzędowi obrazu. Na osi pionowej zaznaczona została wysokość terenu, natomiast na osi poziomej odległość od punktu nadirowego. Narysowano również tak zwane linie stałego czasu, które łączą punkty w danej chwili jednakowo odległe od satelity.



Ryc. 17. Przekrój terenu górskiego w płaszczyźnie Dopplera z zaznaczonymi granicami występowania poszczególnych typów efektu nakładania. W dolnej części rysunku przedstawiono zależność zasięgu ukośnego od odległości do punktu nadirowego (Kropatsch, Strobl, 1990)

Fig. 17. Cross-section of mountainous land in the Doppler plane, with indicated limits of occurrence of different types of overlay effects. Lower part of diagram presents relationship between slant range and distance to nadir point (Kropatsch and Strobl, 1990)

Zaburzenia geometryczne na obrazach z terenu górskiego powstają dlatego, że liniowy wzrost odległości od punktu nadirowego nie powoduje jednocześnie liniowego wzrostu odległości w kierunku zasięgu (ryc. 17, część dolna), jak to ma miejsce w przypadku terenu płaskiego, a nawet może powodować jego spadek. Konsekwencją tego jest występowanie obszarów, na których czas opóźnienia sygnału dla wielu różnych punktów terenowych, nawet dość znacznie od siebie oddalonych, jest identyczny. Jest to spowodowane ich jednakową odległością od satelity. Na obrazie mikrofalowym będą przedstawione wszystkie jako jeden punkt, dlatego zjawisko to jest nazywane efektem nakładania się sygnału.

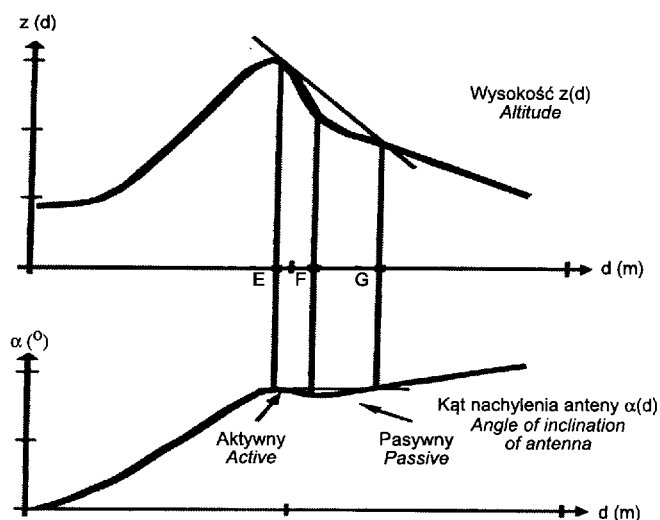
Możliwe jest wyróżnienie dwóch rodzajów nakładania. Pierwszy z nich, tak zwane nakładanie aktywne, występuje na obszarach, które są źródłem nakładania. Są to tereny, na których zasięg ukośny zmniejsza się wraz ze wzrostem odległości od punktu nadirowego (Kropatsch i Strobl, 1990). Ma to miejsce na stokach zwróconych w kierunku do radaru, których nachylenie jest większe od zenitalnego kąta nachylenia anteny, czyli w przypadku ERS-2 ponad  $23^\circ$ .

Drugim typem jest nakładanie pasywne. Są to te rejonu, które same nie są źródłem tego efektu, ale nakładają się na nie informacje z obszaru aktywnego. Występują dwa takie obszary, po jednym z każdej strony obszaru aktywnego. Pierwszy z nich znajduje się bliżej toru lotu satelity. Mogą to być stoki o niewielkim nachyleniu nie przekraczającym  $23^\circ$ , lub też nawet obszary zupełnie płaskie, znajdujące się w bezpośrednim sąsiedztwie rejonu nakładania aktywnego. Drugi obszar pasywny występuje na stokach zwróconych w kierunku od radaru.

Specyfika geometrii zobrazowania radarowego może powodować również powstanie zjawiska cienia radarowego (ryc. 18). Jest to obszar, do którego w ogóle nie dociera wiązka promieniowania, ponieważ jest zasłonięty przez inne obiekty terenowe. Występuje on na bardzo stromych stokach odwróconych od radaru (cień aktywny), których nachylenie jest większe niż kąt równy  $(90^\circ - \alpha)$ , gdzie  $\alpha$  to kąt nachylenia anteny w stosunku do zenitu, lub na obszarach położonych bezpośrednio za nimi (cień pasywny). W przypadku ERS-2, są to kąty powyżej  $67^\circ$ , dlatego cień występuje tu stosunkowo rzadko. Jest bardziej charakterystyczny dla zobrazowań pochodzących z sensorów umieszczonych na samolotach, które mają nieco inny kąt omiatania terenu przez wiązkę radarową.

Wszystkie te efekty sprawiają, że niezbędne staje się przeprowadzenie korekcji geometrycznej takiego obrazu, która umożliwiłaby wpasowanie go w odpowiednie odwzorowanie kartograficzne.

Zróżnicowanie kąta i kierunku nachylenia terenu ma również wpływ na rozdzielczość obrazu radarowego. Problem ten przybiera naj-



Ryc. 18. Granice występowania różnych typów cienia radarowego terenu górskiego (Kropatsch, Strobl, 1990)

Fig. 18. Limits of occurrence of different types of shadow on the radar image of the mountainous area (Kropatsch, Strobl, 1990)

większe rozmiary na obszarach, gdzie stoki są zwrócone prostopadle lub prawie prostopadle do kierunku oświetlenia wiązką radarową. W takich sytuacjach do satelity dociera w tym samym czasie sygnał z obszaru znacznie większego niż wynosi nominalna rozdzielczość obrazu dla terenu płaskiego.

Urozmaicona rzeźba nie tylko powoduje zmiany w geometrii zobrazowania, ale ma również wpływ na amplitudę fali docierającej od obiektu do anteny odbiorczej. Dzieje się tak dlatego, że ilość powracającego do anteny promieniowania jest zależna nie tylko od właściwości samych obiektów, ale również od kąta, pod jakim

zostają oświetlone. Większa część docierającego do obiektu promieniowania rozpraszana jest pod kątem, pod jakim do niego dotarła. Dlatego obiekty, które są zwrócone w kierunku wiązki radarowej, będą dawały zdecydowanie większe odbicie, niż obiekty zwrócone w kierunku przeciwnym. W konsekwencji nawet identyczne obiekty, które powinny na obrazie mieć taką samą sygnaturę, będą reprezentowane różną jasnością pikseli, jeśli tylko będą znajdować się pod różnym kątem w stosunku do kierunku padania wiązki radarowej. Efekt ten musi zostać skorygowany w procesie korekcji radiometrycznej.

Jeszcze bardziej skomplikowana sytuacja ma miejsce na obszarach nakładania się sygnału. Jeśli sygnał dociera do anteny z kilku punktów jednocześnie, to jasność przypisana powstałemu pikselowi będzie równa sumie energii odbitych od poszczególnych punktów w terenie. Informacji tej nie da się już rozdzielić, więc nawet po korekcji geometrycznej, gdy piksele wrócą na właściwe sobie miejsce, nie będą nadawały się do jakiegokolwiek interpretacji. Każdy z nich będzie bowiem reprezentował jasność równą sumie energii odbitej od wszystkich tych obiektów, które zostały zarejestrowane w tym samym czasie. Dlatego na wszystkie tereny, na których występuje efekt nakładania jest nakładana maska, w celu wyłączenia ich z dalszego procesu przetwarzania i interpretacji.

#### KOREKCJA GEOMETRYCZNA OBRAZU RADAROWEGO

Obraz radarowy terenu górskiego wymaga przeprowadzenia skomplikowanego procesu geometryzacji. Ponieważ dostępny w Zakładzie Teledetekcji Środowiska Uniwersytetu Warszawskiego program Erdas Imagine w wersji 8.3. nie zawiera niezbędnych do tego celu narzędzi, pracę tę autor musiał wykonać w Instytucie Geodezji i Kartografii. Posłużyły do tego celu programy autorstwa Krystyny Stankiewicz, napisane na potrzeby rozprawy doktorskiej pod tytułem *Metoda przetwarzania mikrofalowych zdjęć satelitarnych terenów o urozmaiconej rzeźbie z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu*<sup>1</sup>. Programy te zostały zintegrowane do współpracy z modułami programu Erdas Imagine (Stankiewicz, 1998a).

Do przeprowadzenia korekcji radiometrycznej potrzebne są dwa typy danych. Jedne z nich to informacje obrazowe i nieobrazowe pozyskane przez radar SAR. Dane nieobrazowe znajdują się w nagłówku każdej sceny radarowej. Zawierają one bardzo istotne informacje na temat wektorów położenia i prędkości satelity, czasu rejestracji skrajnych i środkowej linii obrazu itp. Drugim typem danych jest numeryczny model terenu. Dostarcza on szczegółowych informacji na temat ukształtowania terenu rozpraszającego sygnał radarowy. Od jego dokładności zależy przede wszystkim jakość prze-

prowadzonej korekcji. By uzyskać dobre wyniki, jego rozdzielczość powinna być co najmniej równa rozdzielczości obrazu radarowego (Brown i in., 1999).

Pierwszym etapem korekcji geometrycznej jest przygotowanie danych z numerycznego modelu terenu. Są one niezbędne do określenia dokładnej odległości pomiędzy satelitą a każdym punktem terenu. Aby można było przeprowadzić tę operację w sposób poprawny, konieczne jest przedstawienie współrzędnych punktów na powierzchni Ziemi i współrzędnych toru lotu satelity w tym samym układzie odniesienia. W celu uproszczenia rachunków dane z numerycznego modelu terenu sprowadza się do układu odniesienia stosowanego w obliczeniach satelitarnych, a nie na odwrót. Służy do tego celu program NMTXYZ<sup>2</sup>, który przelicza współrzędne wszystkich punktów zdefiniowanych przez NMT do układu (elipsoidy) WGS 84. W wyniku tego procesu tworzy się trójwarstwowa mapa współrzędnych X, Y, Z, która jest podstawowym elementem obliczeń w procesie geometryzacji. Dodatkowo program ten tworzy jeszcze mapę BL zawierającą wartości szerokości B i długości geodezyjnej L, wyznaczone dla elipsoidy odniesienia. Jest ona niezbędna w późniejszym procesie korekcji radiometrycznej, ponieważ na jej podstawie oblicza się składowe wektora lokalnej normalnej do powierzchni elipsoidy odniesienia.

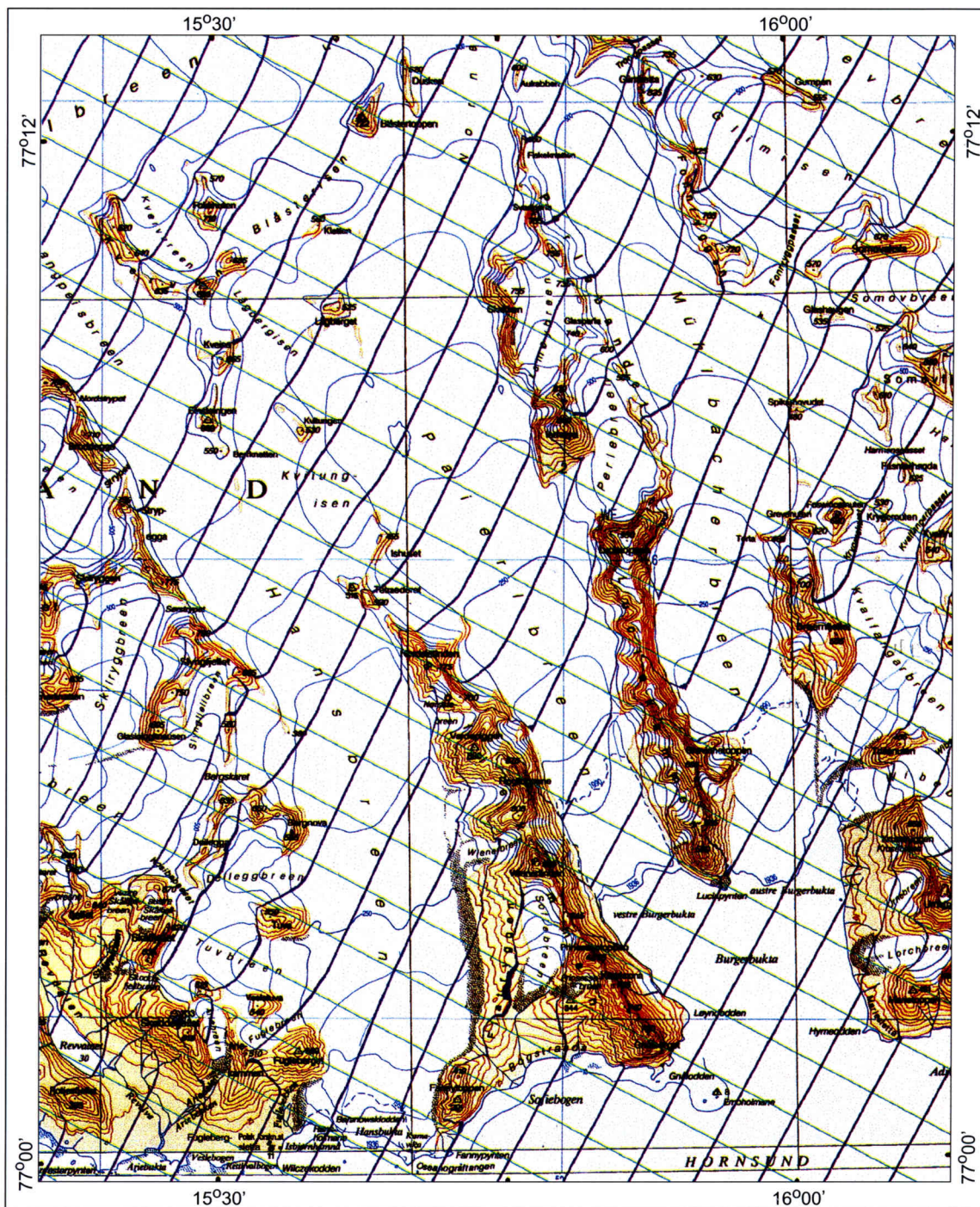
Kolejnym etapem pracy jest przygotowanie do korekcji danych radarowych. Informacje obrazowe zostały zaimportowane modułem importowym programu Erdas Imagine, natomiast dane z nagłówka za pomocą programu ERCEOSMOD. Jest to modyfikacja udostępnianego przez ESA programu ERCEOS, służącego do odczytu danych zawartych w nagłówku sceny radarowej. Różni się od niego tym, że wyciąga tylko te informacje, które są niezbędne w procesie geometryzacji.

Tak przygotowane dane muszą zostać następnie ze sobą zintegrowane. Należy przyporządkować poszczególne elementy numerycznego modelu terenu odpowiadającym im pikselom obrazu PRI. Aby to uczynić należy dla każdego obiektu na powierzchni Ziemi określić czas, w którym znajdował się w minimalnej odległości od satelity oraz podać, jaka to była odległość. Służy do tego program RANGETAU.

Wykonuje on w tym celu szereg bardzo istotnych operacji. Aproksymuje orbitę, w sposób iteracyjny wyznacza zasięg ukośny i czas zerowego efektu Dopplera dla każdego piksela mapy XYZ. Wyznacza wektory prędkości i położenia satelity odpowiadające rejestracji poszczególnych linii obrazu SAR. Składowe tych wektorów zapisuje następnie w pliku RVSat. Zajmuje się również wyznaczaniem relacji pomiędzy zasięgiem ukośnym i naziemnym oraz między czasem azymutalnym a numerem linii obrazu SAR. W wyniku tych operacji powstaje kilka map. Z punktu widzenia korekcji geometrycznej najistotniejsza jest dwuwarstwowa mapa IJ,

<sup>1</sup> Opis przebiegu korekcji geometrycznej i radiometrycznej został sporządzony na podstawie tej pracy oraz artykułu pod tym samym tytułem i tego samego autorstwa, zamieszczonego w Pracach Instytutu Geodezji i Kartografii.

<sup>2</sup> Wszystkie programy wymienione w tym podrozdziale są autorstwa Krystyny Stankiewicz.



Ryc. 19. Mapa topograficzna z naniesionymi wybranymi liniami stałego zasięgu i stałego czasu, pochodzącymi z mapy IJ  
 Fig. 19. Topographical map with selected lines of constant range and constant time deriving from Map IJ  
 1 — linie stałego zasięgu, 2 — linie stałego czasu; 1 — the lines of constant range, 2 — the lines of constant time

zawierająca numery linii i kolumn obrazu SAR odpowiadające poszczególnym pikselom mapy XYZ.

Rycina 19 przedstawia mapę topograficzną z naniesionymi na nią wybranymi liniami stałego azymutu (kolor zielony) i liniami stałego zasięgu (kolor fioletowy) pochodzącymi z mapy IJ. Bardzo dobrze charakteryzują one stopień zniekształcenia obrazu przed geometryzacją. Są na nim zupełnie proste i odpowiadają poszczególnym rzędom i kolumnom tamtego obrazu.

Jak widać, linie stałego azymutu nie uległy zbyt dużym odkształceniom, co świadczy o niewielkich zaburzeniach geometrii w płaszczyźnie azymutalnej. Do największych zniekształceń doszło w płaszczyźnie Dopplera. Przebieg linii stałego zasięgu jest w sposób wyraźny zależny od ukształtowania terenu. Największe zaburzenia w ich przebiegu występują na najbardziej stromych grzbietach górskich, szczególnie w obszarze nakładania. Odchylają się tam w kierunku od satelity. Czasami two-

rzą nawet osobne zamknięte pętle. Są to rejony, w których informacja zbierana jest z wielu punktów jednocześnie, czasem z zupełnie przeciwległych stoków górskich. Rozmycia linii w duże czerwone plamy reprezentują powierzchnie prostopadłe lub prawie prostopadłe do oświetlającej je wiązki radarowej. Na tych terenach sygnał dochodzi z dużej powierzchni w tym samym czasie, co wiąże się z silnym spadkiem rozdzielczości.

Oprócz mapy IJ w procesie tym powstaje również mapa SR, zawierająca długości wektora zasięgu ukośnego. Wraz z nią jest ona niezbędna do stworzenia maski zakładanej później na obszary, na których występuje efekt nakładania. Dalsze produkty są niezbędne do korekcji radiometrycznej. Należy do nich czterostworowa mapa RT, zawierająca wartości czasu zerowego efektu Dopplera oraz trzy składowe wektora zasięgu ukośnego dla każdego piksela mapy XYZ.

Ostatni etap korekcji geometrycznej jest przeprowadzany w programie RESAM, który dokonuje ponownego próbkowania obrazu SAR na podstawie mapy IJ. W wyniku jego działania powinien powstać zgeometryzowany obraz radarowy. Często tak się jednak nie dzieje. By wpasować obraz w mapę, wymagane jest zwykle przesunięcie go o kilka lub kilkanaście pikseli. Fragment sceny przetwarzany w tej pracy wymagał przesunięcia w pionie o 10 pikseli, co zostało zinterpretowane przez K. Stankiewicz jako pomyłka w podaniu czasu rejestracji sceny. Przesunięcie o 10 pikseli odpowiada błędowi równemu około 0,02 sekundy.

Wielkość, o jaką należy przesunąć obraz wyznacza się zazwyczaj na podstawie punktów kontrolnych, czyli takich, które mogą być w sposób pewny zlokalizowane zarówno na obrazie radarowym jak i na numerycznym modelu terenu. Najczęściej są to krawędzie lasu, skrzyżowania dróg lub inne dobrze widoczne obiekty. Problemem przy korekcji tego obrazu był całkowity brak pewnych punktów kontrolnych. Na powierzchni lodowca nie ma punktów charakterystycznych, widocznych wyraźnie na obrazie i jednocześnie zaznaczonych na mapie. Nie nadają się do tego celu również szczyty górskie, ponieważ wszystkie znajdują się w obszarze, na którym działa efekt nakładania. Określenie ich położenia jest zatem niemożliwe. Stosunkowo najlepszym odniesieniem mogłaby być linia brzegowa. Jej zaleta polega na tym, że leży na jednej wysokości i nie ulega w związku z tym zniekształceniom geometrycznym. Jednakże na tej scenie jest ona w wielu miejscach niewidoczna.

Ostatecznie jako punkt odniesienia potraktowano niewielki fragment linii brzegowej, znajdujący się po zachodniej stronie grzbietu Luciakammen u stóp szczytu Gravinnetoppen oraz drugi, leżący na zachód od lodowca Hansa w wylotu doliny Revdalen. Są to jedyne fragmenty wybrzeża, które zarejestrowały się wyraźnie na obrazie radarowym. W pierwszym przypadku było to możliwe głównie ze względu na jego zdecydowany charakter w terenie oraz położenie u stóp zbocza zwróconego w kierunku od radaru, dzięki czemu nie znalazł się w obrębie obszaru nakładania pasywnego. Drugi fragment wybrzeża jest płaski. Zarówno wody fiordu, jak

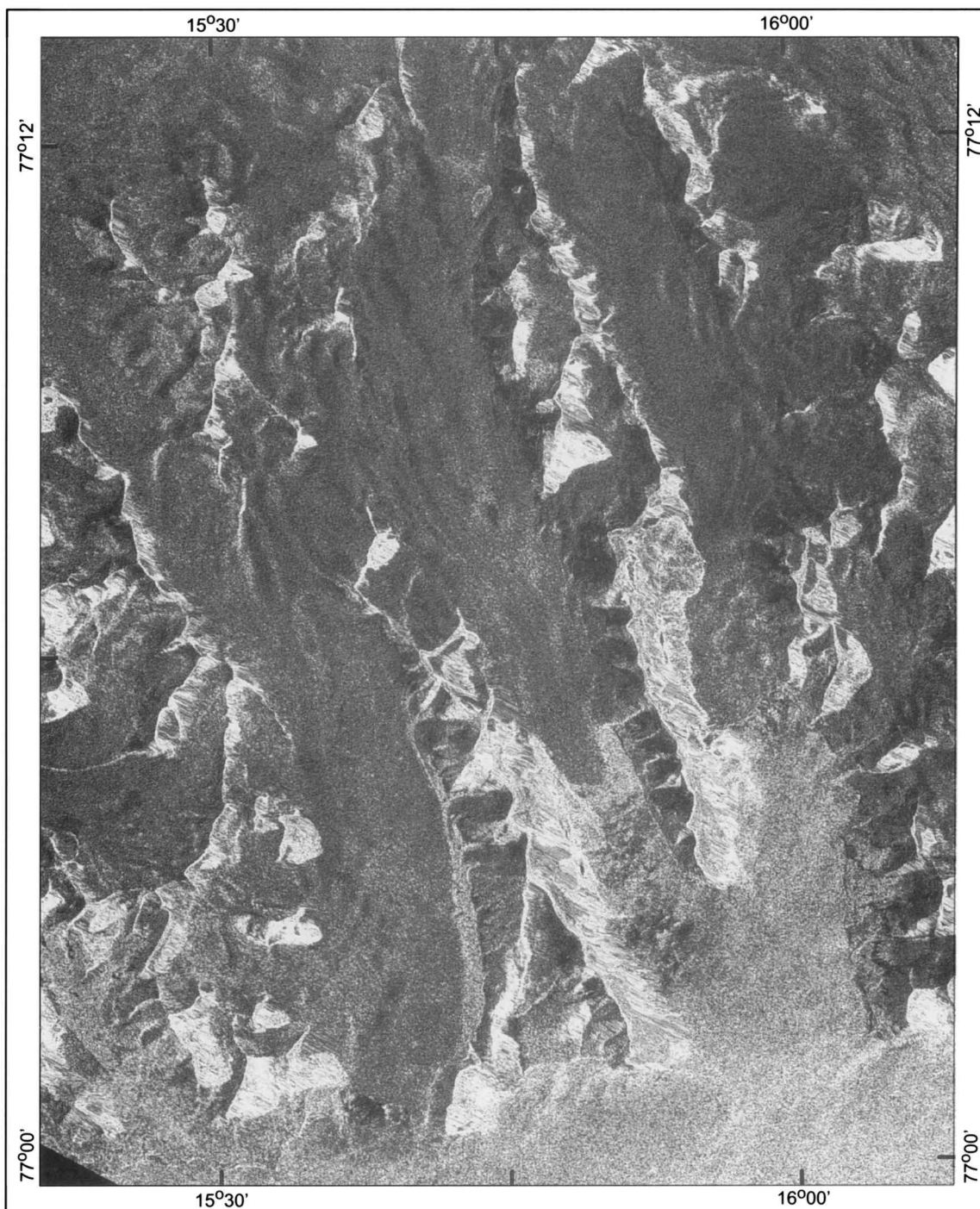
i samo wybrzeże mają w tym fragmencie obrazu bardzo podobny współczynnik wstecznego rozproszenia. Mimo to sama linia brzegowa rysuje się dość wyraźnie. Położenie tych linii na zgeometryzowanym obrazie zgadza się bardzo dobrze z ich przebiegiem na numerycznym modelu terenu. Ponieważ oba dość krótkie fragmenty linii brzegowej znajdują się w dolnej części obrazu i nie ma żadnych innych punktów kontrolnych na pozostałym obszarze, potwierdzających poprawność wykonanego procesu, zdecydowano się na jeszcze kilkakrotne powtórzenie geometryzacji, przesuwając za każdym razem obraz o kilka pikseli w różnych kierunkach. Jednak za każdym razem uzyskany efekt był gorszy od obrazu opisanego powyżej.

Rycina 20 przedstawia obraz radarowy po korekcji geometrycznej. Zwraca na nim uwagę przede wszystkim bardzo silne rozciągnięcie stoków zwróconych w kierunku radaru, które na obrazie przed geometryzacją były widoczne jako bardzo jasne wąskie pasy.

Na rycinie 21 na obraz radarowy nałożona została maska przykrywająca obszary wszystkich typów nakładania. Składa się ona z trzech kolorów. Środkowy bordowy reprezentuje obszary nakładania aktywnego, zaś pozostałe dwa — to obszary pasywne. Szczególną uwagę należy zwrócić na kolor żółty. Jest to obszar pasywny znajdujący się bliżej rzutu toru lotu satelity. Porównując go z numerycznym modelem terenu zauważymy, że jest to teren w zasadzie płaskiego lodowca, na którym prawie w ogóle nie dochodziłoby do zniekształceń, gdyby nie znajdował się w bezpośredniej bliskości stromych stoków. W skrajnym przypadku, mniej więcej w połowie długości lodowca Mühlbachera rejon ten zajmuje prawie połowę szerokości lodowca, czyli około jednego kilometra! Tak duży obszar pasywny jest wynikiem z jednej strony niewielkiego zenitalnego kąta nachylenia anteny radarowej na satelicie ERS-2, z drugiej zaś bardzo niekorzystnego kierunku przebiegu głównych stoków górskich w stosunku do oświetlającej je wiązki radarowej. Ponieważ są one do siebie wzajemnie niemal prostopadłe, płaszczyzna Dopplera przebiega prawie dokładnie w poprzek głównych lodowców i grzbietów górskich, powodując tym samym największe z możliwych zniekształceń. Gdyby były one do siebie wzajemnie równoległe, informacje ze stromych grzbietów górskich nakładałyby się w większości na inne obszary stoków, dzięki czemu prawie cała powierzchnia stosunkowo płaskich głównych lodowców nadawałaby się do interpretacji.

Przy dokładniejszym przyjrzeniu się zasięgowi granic maski nałożonej na obraz zauważymy, że nie pokrywa się ona dokładnie z przebiegiem jasnych obszarów reprezentujących tereny z efektem nakładania. Jest to wynikiem zbyt dużej niedokładności wykonanego numerycznego modelu terenu oraz niedokładnej geometryzacji obrazu. Fragmenty maski prostopadłe do osi lodowca przy jego czole reprezentują stromy klif czoła lodowców. Nie pokrywa się ona z miejscami widocznym czołem lodowca na obrazie SAR. Jest to różnica, jaka nastąpiła w położeniu czoł pomiędzy rokiem 1990 (stan aktualności numerycznego modelu terenu) oraz czasem rejestracji obrazu radarowego w 1995 roku.





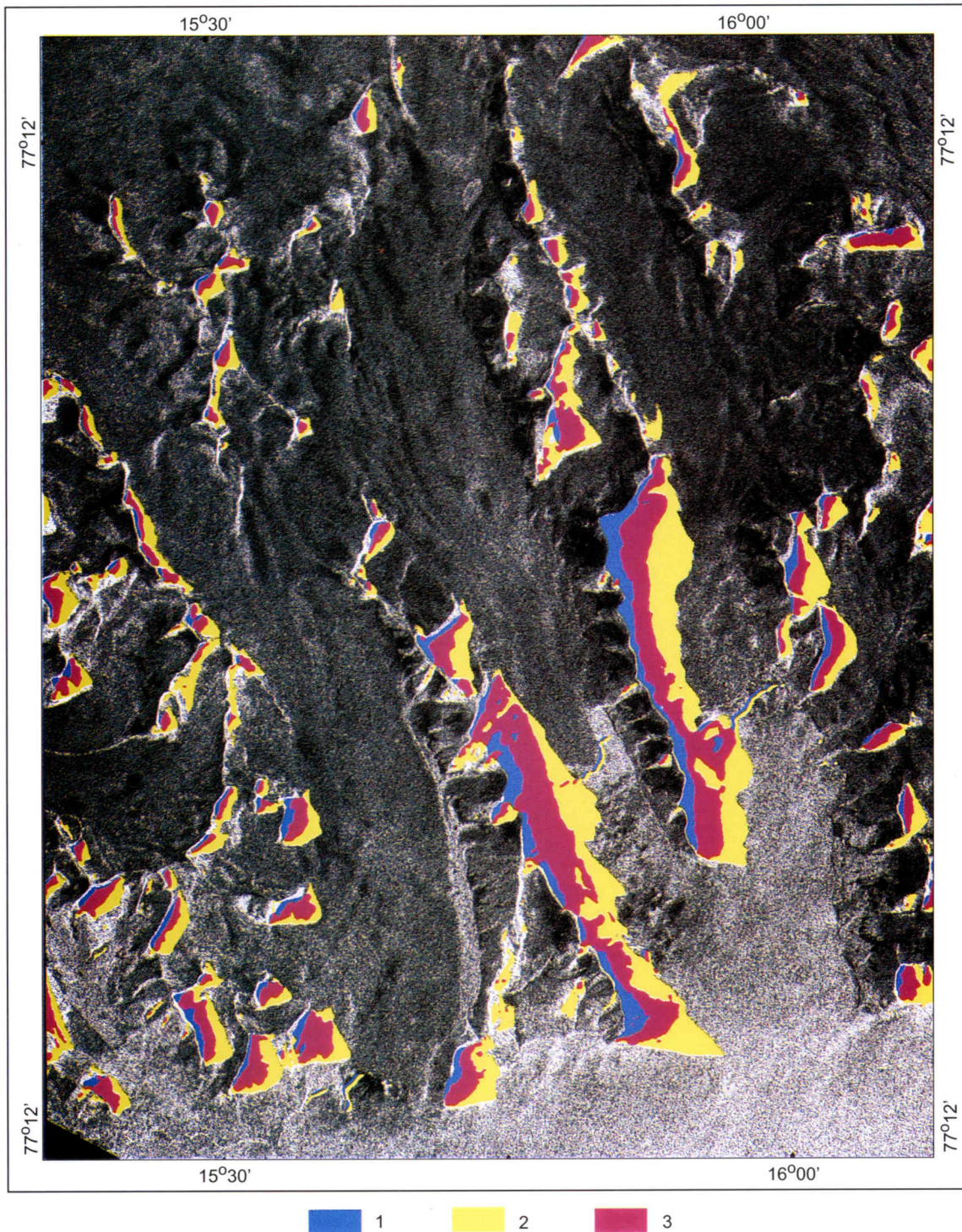
Ryc. 20. Obraz radarowy po korekcy geometrycznej, 1:135 000

Fig. 20. Radar image after geometric correction, 1: 135 000

#### KOREKCJA RADIOMETRYCZNA OBRAZU RADAROWEGO

Amplituda obrazu radarowego jest bardzo silnie uzależniona od kierunku padania wiązki mikrofalowej na powierzchnię Ziemi. Dzieje się tak, ponieważ znajdujące się na niej obiekty nie mają zazwyczaj charakteru powierzchni lambertowskiej. Ilość rozpraszanej przez nie energii zmienia się w zależności od kierunku, dlatego wielkość współczynnika wstecznego rozproszenia, która jest rejestrowana na obrazie mikrofalowym jest bardzo silnie uzależniona od ukształtowania powierzchni roz-

praszającej. W rezultacie identyczne obiekty mogą dawać inny współczynnik wstecznego rozproszenia, jeśli tylko będą się znajdowały pod różnym kątem w stosunku do padającej na nie wiązki. Zjawisko to przyczynia się do zacierania istotnych informacji na temat obrazowanych powierzchni, dlatego musi zostać wyeliminowane przed rozpoczęciem jakiegokolwiek interpretacji obrazu radarowego. Korekcja radiometryczna sprowadza się w zasadzie do wyznaczenia dla każdego piksela obrazu kąta pomiędzy kierunkiem oświetlenia powierzchni przez wiązkę radarową a kierunkiem lokalnej normalnej



Ryc. 21. Obraz radarowy po korekcji geometrycznej z maską nałożoną na obszary nakładania się sygnału, 1:135 000: 1 — pierwszy obszar nakładania pasywnego, 2 — drugi obszar nakładania pasywnego, 3 — obszar nakładania aktywnego

Fig. 21. Radar image after geometric correction with mask imposed on the areas of overlapping signals (1:135 000): 1 — first area of passive overlay, 2 — second area of passive overlay, 3 — area of active overlay

do powierzchni, a następnie do skorygowania wartości współczynnika wstecznego rozproszenia za pomocą pewnego współczynnika korekcyjnego, którego wielkość zmienia się w zależności od wielkości rozwarcia tego kąta. Podobnie jak w przypadku korekcji geometrycznej, sytuację należy rozpatrzyć oddzielnie w dwóch kierunkach, osobno w płaszczyźnie Dopplera, oraz osobno w płaszczyźnie azymutalnej. Współczynnik korekcji radiometrycznej w kierunku zasięgu jest iloczynem ska-

larnym wersora o kierunku wektora zasięgu ukośnego oraz wersora o kierunku wektora, będącego rzutem lokalnej normalnej na płaszczyznę Dopplera:

$$\text{Cos}\varphi_r = \vec{N}_l \cdot \vec{R}$$

gdzie:

$\text{Cos}\varphi_r$  — współczynnik korekcji radiometrycznej w kierunku zasięgu,

$\vec{N}_l$  — wektor o kierunku wektora będącego rzutem lokalnej normalnej na płaszczyznę Dopplera,  
 $\vec{R}$  — wektor zasięgu ukośnego.

Natomiast współczynnik korekcji w kierunku azymutalnym jest iloczynem skalarnym wektora o kierunku lokalnej normalnej oraz wektora będącego jej rzutem na płaszczyznę azymutalną:

$$\cos\varphi_\alpha = \vec{N}_l^a \cdot \vec{N}$$

gdzie:

$\cos\varphi_\alpha$  — współczynnik korekcji w kierunku azymutalnym,

$\vec{N}_l^a$  — wektor o kierunku wektora będącego rzutem lokalnej normalnej na płaszczyznę azymutalną,

$\vec{N}$  — wektor o kierunku lokalnej normalnej.

Całkowity współczynnik korekcji  $K(\varphi_r, \varphi_\alpha)$  można wyrazić wzorem:

$$K(\varphi_r, \varphi_\alpha) = \sin 23^\circ / (\sin\varphi_r \cdot \cos\varphi_\alpha)$$

Korygowanie obrazu o kąt  $23^\circ$  jest wynikiem takiego nachylenia wiązki radarowej w stosunku do zenitu.

Korekcja radiometryczna w całości została przeprowadzona za pomocą modułu Spatial Modeler programu Erdas Imagine. Praktycznie wszystkie potrzebne do tego celu dane zostały wcześniej wytworzone w procesie geometryzacji obrazu radarowego. Mapa RT zawiera informacje na temat wszystkich trzech składowych wektora zasięgu ukośnego, natomiast jego długość jest zapisana na mapie SR. Mapa składowych lokalnej normalnej do powierzchni powstała w wyniku przetworzenia w programie NORMAL danych o ukształtowaniu powierzchni zawartych na mapie XYZ. Pozostałe informacje o wektorach prędkości i położenia satelity dla każdej linii obrazu, niezbędne do wyznaczenia kierunku rzutu lokalnej normalnej na płaszczyznę Dopplera i płaszczyznę azymutalną zawarte są w pliku RVSat.

Zanim przystąpiono do korekcji radiometrycznej należało przeprowadzić redukcję plamkowania. Szum ten, powstały w wyniku interferencji między sobą wiązki radarowej, która po odbiciu od terenu traci spójność fazową, bardzo utrudnia klasyfikację i interpretację obrazu radarowego. Ponieważ filtry do redukcji plamkowania znajdujące się w programie Erdas Imagine przystosowane są do obrazów przedstawiających natężenie sygnału, należało zamienić najpierw obraz amplitudy sygnału na jego natężenie. Zabieg ten polega na podniesieniu tego pierwszego do kwadratu. Redukcji plamkowania dokonano filtrem Lee-Sigma w oknie  $9 \times 9$  pikseli, które uznano za optymalne. Filtrowanie obrazu mniejszymi oknami nie usuwało szumu w sposób wyraźny, większe okna natomiast przyczyniały się do zbyt dużego spadku rozdzielczości obrazu radarowego.

Wielu autorów jest zdania (Adam i in., 1997), że redukcja plamkowania powinna być przeprowadzona przed korekcją geometryczną. Przemawia za tym fakt, że usuwając szumy przed przystąpieniem do jakiegokolwiek przetworzenia obrazu, nie włącza się ich do dalszego procesu. Dzięki temu nie są one przyczyną powstawania błędów w dalszych etapach pracy. W tym przy-

padku zdecydowano się jednak na kolejność odwrotną. Należy bowiem pamiętać o tym, że w obrazie niezgeometryzowanym obok siebie mogą znajdować się piksele, które wcale nie muszą reprezentować obiektów leżących obok siebie w terenie. Dokonanie uśrednienia pomiędzy nimi również prowadzi do zafałszowań. Praktycznie żadne z tych dwóch możliwych podejść nie jest idealne i każde prowadzi do powstania błędów w obrazie.

Na rycinie 22 widoczny jest obraz mikrofalowy po redukcji plamkowania i po przeprowadzeniu pełnej korekcji radiometrycznej. Widać wyraźnie, że jest on zdecydowanie bardziej czytelny od obrazu tylko po korekcji geometrycznej. Plamkowanie zostało w sposób istotny zmniejszone, lecz nie wyeliminowane. Nie można było jednak zastosować większego okna, ponieważ redukcja szumu prowadzi również do coraz większej utraty istotnych danych o powierzchni lodowców. Filtry do redukcji plamkowania, które znajdują się w programie Erdas Imagine, są stosunkowo prostymi filtrami uśredniającymi. Niestety stosowanie ich do redukcji plamkowania powoduje również zacieranie informacji związanej z cechami badanej powierzchni.

Mimo przeprowadzenia korekcji radiometrycznej jasność poszczególnych części obrazu wygląda tak samo jak przed korekcją. Tylko na niewielkich fragmentach obszaru można zaobserwować pewne zmiany. Stoki zwrócone w kierunku radaru są nadal bardzo jasne. Ich ton praktycznie nie uległ zmianie. To, że korekcja została zastosowana można zaobserwować w zasadzie tylko przeglądając się statystyce obrazu. Taki rezultat był oczywiście oczekiwany. Należy pamiętać, że zastosowanie korekcji radiometrycznej ma sens tylko w miejscach, gdzie nie występuje efekt nakładania i każdy piksel reprezentuje odbicie od jednego tylko obiektu. W pozostałych rejonach, gdzie nakłada się echo odbite od wielu punktów terenowych, współczynnik korekcji radiometrycznej jest zbyt słaby, by mógł przynieść jakikolwiek efekt.

Na obrazie po redukcji plamkowania i korekcji radiometrycznej widoczny jest również szum w postaci czarnych niewielkich plamek, znajdujący się praktycznie na całym obrazie. Trudno jest wyjaśnić jego pochodzenie. Przed redukcją plamkowania szumy były na tyle duże, że niemożliwe jest ocenić, czy znajdował się on już w obrazie przed przeprowadzeniem korekcji i nie udało się go wyeliminować, czy też powstał w późniejszym procesie przetwarzania. Jego rozmieszczenie na całym obrazie jest praktycznie równomierne, dlatego nie wydaje się, by mógł być w jakiś sposób związany z obrazowaną powierzchnią.

## Proces klasyfikacji i analiza uzyskanych wyników

### Klasyfikacja i interpretacja zdjęć lotniczych

Klasyfikację zdjęcia postanowiono wykonać na podstawie kompozycji złożonej z czterech wytworzonych wcześniej obrazów: drugiej składowej głównej, kontrastu kanałów niebieskozielonego i podczerwieni oraz obu ob-



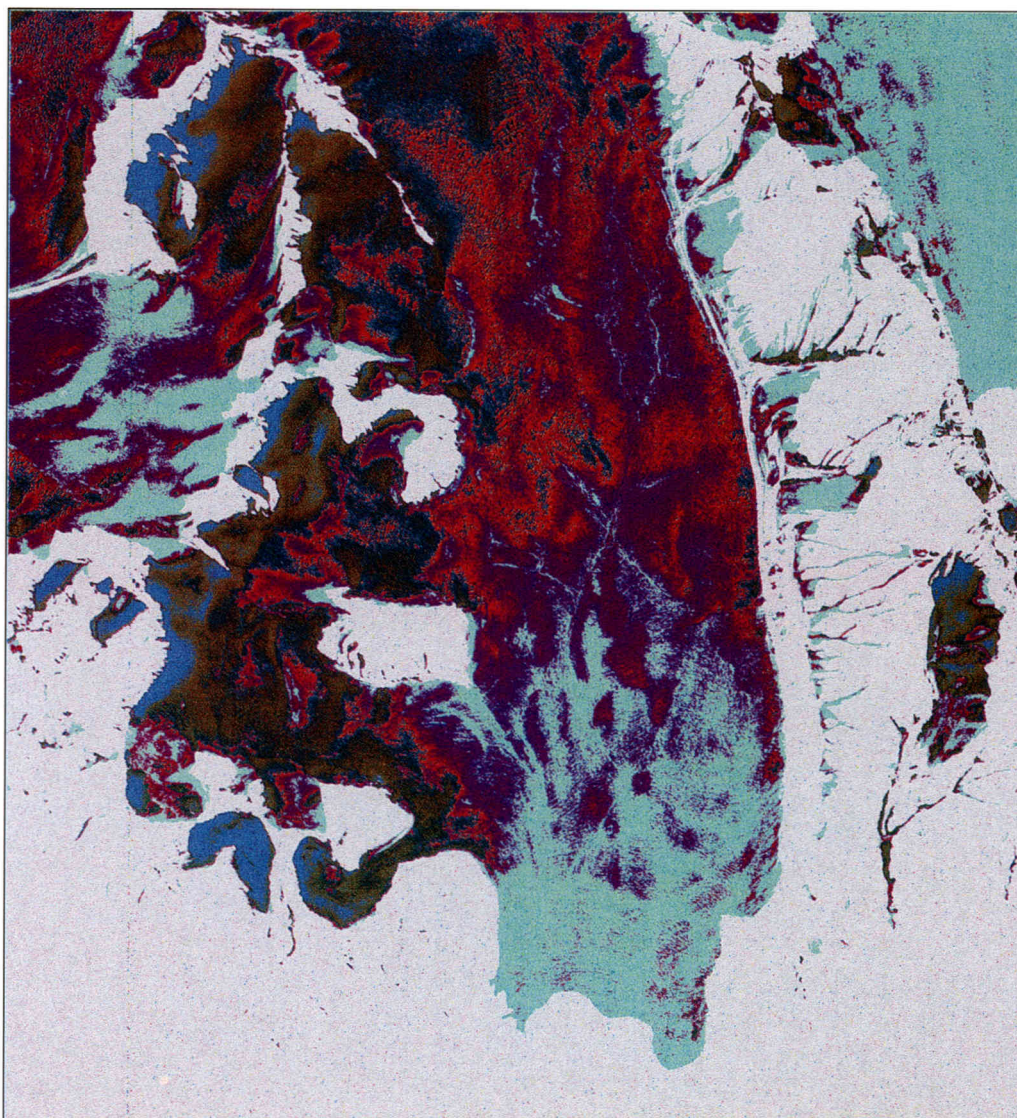
Ryc. 22. Obraz radarowy po korekcji geometrycznej, radiometrycznej i redukcji plamkowania, 1:135 000

Fig. 22. Radar image after geometric and radiometric correction and speckle reduction, 1:135 000

razów przedstawiających odcień zdjęcia, powstałych w wyniku transformacji RGB na IHS.

Trening systemu został przeprowadzony metodą nadzorowaną. Polega ona na wybraniu przez użytkownika pewnych pól treningowych, grup pikseli, które będą reprezentować poszczególne formy pokrycia terenu. Na ich podstawie system komputerowy identyfikuje wszystkie pozostałe piksele i określa ich przynależność do tej klasy, dla której wykazują największe prawdopodobieństwo. Trening nadzorowany wymaga od analityka znajomości obszaru z badań terenowych lub innych źródeł typu zdjęcia, mapy, by mógł wybrać te grupy

pikseli, które na pewno reprezentują daną formę pokrycia terenu. Rycina 23 przedstawia kompozycję złożoną z trzech z czterech kanałów, na podstawie których były wybierane sygnatury do klasyfikacji. Niemożliwe było wykonanie tego na podstawie badań terenowych, ponieważ ze względu na dużą zmienność położenia stref glacialnych w ciągu roku, musiałyby one być przeprowadzone w terminie, w jakim zostały zrobione zdjęcia. Zdecydowano się na wyróżnienie pięciu pól treningowych, mających odmienne charakterystyki spektralne, które powinny odpowiadać poszczególnym strefom glacialnym. Sam proces klasyfikacyjny przeprowadzono meto-



Ryc. 23. Kompozycja barwna: R — kontrast kanału niebieskozielonego i podczerwieni  $((1+3)/(1-3))$ , G — odcień zdjęcia powstały w wyniku transformacji RGB na IHS kanałów 3, 2, 1, B — odcień zdjęcia powstały po transformacji RGB na IHS kanałów 1, 2, 3

Fig. 23. Coloured composition: R — contrast between blue-green channel and infra-red  $((1+3)/(1-3))$ , G — hue of image deriving from RGB transformation on IHS channels 3, 2 and 1. B — hue of image deriving from RGB transformation on IHS channels 1, 2 and 3

dą maksymalnej wiarygodności, w której przynależność piksela do odpowiedniej klasy jest określana na podstawie wielkości prawdopodobieństwa.

Wyniki klasyfikacji są przedstawione na rycinie 24. Można zauważyć bardzo dużą zgodność pomiędzy wynikową klasyfikacją a kompozycją, na podstawie której została wykonana. Świadczy to o dobrym przetworzeniu obrazu przed klasyfikacją, co przejawia się w wyraźnym wyodrębnieniu poszczególnych stref oraz o skuteczności zastosowanej metody klasyfikacyjnej.

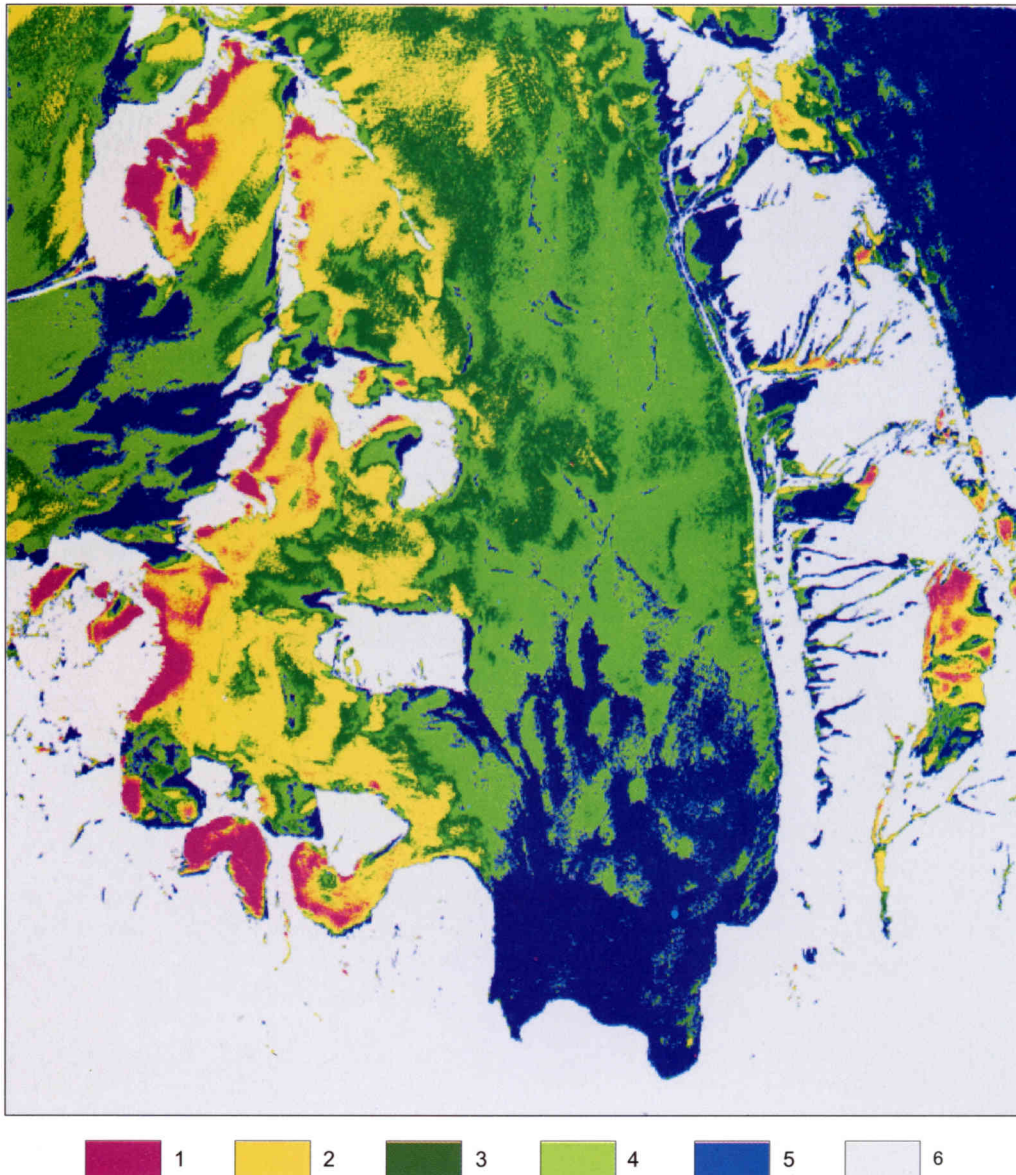
Jednakże najistotniejszym problemem jest zgodność wytworzonych klas z rzeczywistym ich zasięgiem w terenie. Ponieważ autor pracy nie miał możliwości pobytu w rejonie Hornsundu, wyniki klasyfikacji musiały zostać skonsultowane z osobą znającą bardzo dobrze teren badań. Według J. Jani<sup>3</sup>, bardzo dobrze odzwierciedlają one rzeczywisty przebieg stref śnieżnych na lodowcu Hansa wraz z jego bocznymi basenami glacialnymi oraz na lodowcu Paierla (w przypadku tego ostatniego na

zdjęciu widoczny jest jedynie fragment strefy ablacyjnej).

Zupełnie inny natomiast jest układ stref na lodowcu Werenskiolda. Obecność na obrazie w górnych partiach lodowca, nawet powyżej 500 m n.p.m., obszarów oznaczonych jako strefa ablacyjna, nie ma zupełnie swojego uzasadnienia w terenie.

Powstałe błędy wydają się być rezultatem bardzo dużego zenitalnego kąta padania promieni słonecznych w stosunku do powierzchni lodowca. Badania przeprowadzone na Antarktydzie (Wendler, Kelley, 1988) wykazały, że wielkość odbicia w zakresie widzialnym i bliskiej podczerwieni jest bardzo mocno zależna od kąta padania promieni słonecznych, w przypadku bardzo niskiego położenia Słońca nad horyzontem (poniżej  $10^\circ$ ). Ponie-

<sup>3</sup> Profesor dr hab. Jacek Jania, glaciolog, pracuje na Wydziale Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego. Od 1972 roku uczestnik wielu wypraw polarnych na Spitsbergen w rejon fiordu Hornsund.



Ryc. 24. Obraz klasyfikacyjny: 1 — strefa śniegu suchego, 2 — strefa perkolacji, 3 — strefa śniegu mokrego, 4 — strefa papki śnieżnej i lodu nałożonego, 5 — strefa lodu błękitnego, 6 — obszary niesklasyfikowane

Fig. 24. Classifying image: 1 — zone of dry snow, 2 — percolation zone, 3 — zone of wet snow, 4 — zone of slush and superimposed ice, 5 — zone of blue ice, 6 — unclassified areas

waż zdjęcie lodowca było robione nieco po godzinie 9 rano, Słońce znajdowało się jeszcze stosunkowo nisko. Dodatkowo ze względu na zachodnią ekspozycję lodowca było niemal bezpośrednio za nim, a więc jego rzeczywista wysokość nad horyzontem została dodatkowo pomniejszona o kąt nachylenia lodowca. W efekcie mogła ona być bardzo niewielka i w połączeniu z mikrorzeźbą lodowca, przyczynić się do uzyskania odmiennych wartości odbicia. Ponieważ w niniejszej pracy odbicie spektralne nie było korygowane ze względu na kąt padania promieni słonecznych, wyjaśnienie tych niezgodności należy uznać jedynie za hipotezę wymagającą potwierdzenia przez odpowiednie badania.

Z tego powodu interpretacja glaciologiczna obrazu została ograniczona do lodowca Hansa. Stosunkowo najmniejszy obszar zajmuje na nim strefa śniegu suchego (różowy kolor). Występuje ona praktycznie tylko

w najwyższych partiach, powyżej 450 m n.p.m., bocznych basenów glacialnych. Wyróżnienie strefy śniegu suchego nie stoi w sprzeczności z poprzednim stwierdzeniem, w którym napisano, że na lodowcach spitsbergeńskich ona nie występuje i na całej powierzchni może dochodzić do topienia śniegu. Wyróżniona tutaj strefa jest w rzeczywistości górną częścią strefy perkolacji. Ponieważ jednak są to bardzo strome fragmenty lodowca, niewielkie ilości stopionej wody wsiąkają natychmiast w jego głębsze warstwy, natomiast powierzchnia, od której odbicie jest zarejestrowane na zdjęciu, jest zupełnie sucha.

Nieco inna sytuacja ma miejsce w przypadku granicy pomiędzy strefą perkolacji i śniegu mokrego. W rzeczywistości przebiega ona pod powierzchnią lodowca, a więc jest niewykrywalna przez sensory działające w zakresie widzialnym i bliskiej podczerwieni. Granica

ta, jak i wszystkie inne wyróżnione w procesie klasyfikacji i interpretacji, w tym przypadku odnosi się do zmian uwilgocenia powierzchniowej warstwy śniegu.

Przebieg kolejnych stref jest już bardzo skomplikowany i nieregularny. Mimo tego, że na obrazie można znaleźć charakterystyczne następstwo występowania po sobie poszczególnych stref, jednak bardzo często widać również fragmenty powierzchni zajęte przez różne rodzaje śniegu, które znajdują się poza zasięgiem ich ciągłego występowania. W przypadku tak płaskiego lodowca, jak lodowiec Hansa możemy zauważyć, iż przedziały wysokości, w jakich występują poszczególne strefy mocno na siebie zachodzą. Ich rozkład wydaje się być bardziej uzależniony od kąta nachylenia powierzchni lodowca oraz jego lokalnej topografii niż od wysokości nad poziom morza.

Zależność pomiędzy typem śniegu a kątem nachylenia jest szczególnie wyraźna w zasięgu strefy perkolacji (kolor żółty). Poza bardzo niewielkimi fragmentami głównego jezera lodowca w górnej części zdjęcia, występuje ona praktycznie tylko w jego bocznych basenach: Tuvbreen, Delleggbreen i Staszelisen. Jej dolna granica przebiega odpowiednio na wysokościach około 200, 250 i 300 m n.p.m. Choć w przypadku każdego z tych basenów jest inna, jednak zawsze kończy się w miejscu połączenia z głównym jezerem, gdzie następuje znaczne zmniejszenie kąta nachylenia powierzchni.

Ponad połowę głównego jezera lodowca zajmują strefy śniegu mokrego (kolor czerwony) i strefa papki śnieżnej. W sposób nieciągły można je jednak spotkać również w bocznych basenach lodowca. Przedziały wysokości, na jakich występują są bardzo podobne. Strefa śniegu mokrego rozciąga się od około 250 m n.p.m. do najwyższych fragmentów głównego jezera widocznych na tym zdjęciu, czyli do 400 m n.p.m. Dolna granica występowania papki śnieżnej znajduje się na około 200 m n.p.m. ale można ją spotkać nawet na wysokości około 350 m n.p.m.

Stopień uwilgocenia śniegu na głównym jezerze wydaje się być uzależniony przede wszystkim od lokalnej topografii i związanym z nią przebiegiem potoków supraglacialnych. Są one na obrazie klasyfikacyjnym bardzo dobrze widoczne. Są to niebieskie cienkie linie, wyraźnie rysujące się na tle oznaczonej na zielono strefy papki śnieżnej. Widać wyraźnie, że zasięg tej ostatniej jest bardzo mocno uzależniony od układu potoków. W strefie śniegu mokrego potoki supraglacialne praktycznie nie występują. Bardzo mało jest ich w strefie ablacyjnej lodowca, ponieważ giną one pod powierzchnią w licznych studniach lodowcowych. Na obrazie klasyfikacyjnym są one w tej strefie niewidoczne, ponieważ dostały taką samą sygnaturę jak lód błękitny.

Kolorem niebieskim na obrazie klasyfikacyjnym zaznaczony został obszar występowania lodu lodowcowego strefy ablacyjnej. Granica jego zasięgu przechodzi mniej więcej na wysokości 200 m n.p.m. Niemniej jednak jeszcze niżej można znaleźć niewielkie obszary, będące pozostałościami nie do końca wytopionej papki śnieżnej. Wysokość położenia na zdjęciu linii oddzielającej strefę

ablacyjną od obszaru akumulacji lodowca świadczy o tym, że mimo dobrego wykształcenia się już poszczególnych stref, do końca sezonu jest jeszcze stosunkowo daleko. W roku 1990 linia równowagi bilansowej przebiegała na wysokości 380 m n.p.m. (Jania, Hagen, 1996).

Podczas procesu przetwarzania obrazu i klasyfikacji nie udało się wyodrębnić jako osobnej klasy strefy lodu nałożonego. Występuje ona pod jednakową sygnaturą razem ze strefą papki śnieżnej. Zdjęcie zostało wykonane w połowie sierpnia. O tej porze roku lód nałożony nie występuje jeszcze w sposób ciągły. Jego obecność ma charakter epizodyczny. Może z powrotem topić się i przyjmować postać papki śnieżnej, do której jest bardzo podobny.

### Klasyfikacja i interpretacja obrazu radarowego

Przetworzenie obrazu do takiej postaci, jaka została opisana w poprzednim rozdziale nie było wystarczające do przeprowadzenia na nim udanej klasyfikacji cyfrowej. Podjęto kilka prób sklasyfikowania obrazu metodą nienadzorowaną, jednakże żadna z nich nie dała pozytywnych rezultatów. Głównym tego powodem był szum, jaki uwidocznił się na obrazie po przeprowadzeniu korekcji radiometrycznej i redukcji plamkowania. Stanowił on zazwyczaj odrębną klasę rozproszoną po całej powierzchni obrazu. Przeprowadzenie klasyfikacji utrudniała również niedokładna geometryzacja obrazu. Próby klasyfikacyjne przeprowadzono nie na całym obszarze zdjęcia, ale tylko na tych fragmentach, na których nie występuje efekt nakładania. Pozostałe obszary wycięto z obrazu za pomocą opisanej już wcześniej maski. Niestety ze względu na niezbyt dokładną geometryzację, na obrazie pozostały fragmenty obszarów z efektem nakładania, które również przyczyniły się do utrudnienia klasyfikacji.

Dlatego podjęto kolejne próby uczytelnienia obrazu, żadne z nich nie przyniosły jednak znaczącej poprawy. Dalsze próby redukcji szumów i uczytelniania zobrazowania powodowały jednocześnie znaczącą utratę istotnych informacji o terenie. Dostępne w programie Erdas Imagine proste filtry do usuwania szumów nie są w stanie wygładzać obrazu tylko w obrębie obszarów jednorodnych. Również algorytmy klasyfikacyjne, opierające się jedynie na badaniu jasności pikseli nie sprawdzają się najlepiej, gdy stosuje się je do klasyfikacji obrazów mikrofalowych. Trudności te spowodowały, że zdecydowano się poprzestać jedynie na wizualnej interpretacji obrazu.

Już na pierwszy rzut oka widać, że zobrazowanie mikrofalowe dostarcza znacznie mniejszej ilości informacji niż obrazy wykonane w widmie widzialnym i podczerwieni. Jego interpretacja jest również zdecydowanie trudniejsza, szczególnie jeśli nie dysponuje się dobrą znajomością terenu lub innymi teledetekcyjnymi materiałami pomocniczymi wykonanymi w innych zakresach widma elektromagnetycznego. Autor tej pracy jako pomocą mógł się posłużyć jedynie zdjęciami lotniczymi z 1990 roku. Z uwagi jednak na dużą różnicę w czasie

ich rejestracji oraz dużą zmienność w położeniu stref glacialnych w ciągu roku, mogły one być pomocne w interpretacji obrazu mikrofalowego jedynie w stopniu minimalnym.

Mimo tych wszystkich trudności udało się jednak zaobserwować pewne cechy charakterystyczne powierzchni lodowców. W dolnej części lodowca Hansa widoczne są wyraźnie dwie ciemniejsze plamy (ryc. 22). Porównując ich położenie z dokładną mapą lodowca możemy zauważyć, że leżą one raczej w zagłębieniach terenu. Przez obszary te przepływają również potoki supraglacialne, co pozwala połączyć ich istnienie na obrazie ze wzrostem uwilgocenia powierzchniowych warstw śniegu. Są one prawdopodobnie pozostałościami papki śnieżnej w strefie ablacyjnej. Ich położenie pokrywa się również z niektórymi takimi pozostałościami, widocznymi na zdjęciach lotniczych. Z uwagi jednak na rejestrację obrazu radarowego w późniejszym terminie okresu ablacji, zajmują one na nim znacznie mniejsze obszary. Podobnego typu ciemniejsze plamy występują również u zbiegu lodowca Hansa i Delleggbreen. Przez ten fragment lodowca również przepływają potoki supraglacialne.

W wyższych partiach lodowców, zwłaszcza lodowca Paierla, można zaobserwować podłużne ciemne pasy o kierunku równoległym do kierunku spływu lodowca. One również wydają się być związane ze zwiększeniem uwilgocenia śniegu. Ich przebieg pokrywa się mniej więcej ze znajdującymi się w tamtym rejonie lodowca podłużnymi wybrzuszeniami terenu. Różnica nachylenia ich przeciwległych stoków może dochodzić według J. Jani (informacja ustna) do około  $10^{\circ}$ . Stanowią one barierę dla wiatrów wiejących w tym rejonie głównie z kierunku wschodniego. Powodują one wywiewanie śniegu ze stoków nawietrznych i redeponowanie ich po stronie zawietrznej. Po stronie nawietrznej pozostający śnieg jest suchy i mocno przewiany, lub też w niższych partiach zostaje wywiany całkowicie, odsłaniając powierzchnię lodu, dającego dość silny współczynnik wstecznego rozproszenia. Po drugiej stronie grzbietu odkłada się duża ilość śniegu, który ze względu na wysoką zawartość wody w stanie ciekłym powoduje bardzo niskie rozproszenie wsteczne. Nie można pominąć również faktu, że stoki zawietrzne są zwrócone w kierunku od oświetlającej je wiązki radarowej, a więc sygnał jest osłabiany dodatkowo z powodu zwiększonego kąta padania wiązki. Te nierówności terenu nie zostały uwzględnione w numerycznym modelu terenu, a więc nie zostały również zniwelowane podczas korekcji radiometrycznej. Ze względu na stosunkowo niewielkie różnice kąta nachylenia przeciwległych stoków efekt ten nie ma dużego znaczenia i nie może być przyczyną powstania tak dużych różnic współczynnika wstecznego rozproszenia, niemniej jednak pogłębia różnice wynikłe z odmiennych właściwości śniegu po obu stronach grzbietu.

Również pozostałe części lodowca nie dają zupełnie jednolitej intensywności sygnału. Zmienia się on w sposób nieznaczny, aczkolwiek wyraźny. Zarówno na lodowcu Hansa, jak i Mühlbachera dolne partie lodowca

są nieco jaśniejsze od górnych. Jest to związane najprawdopodobniej ze stosunkowo większym wstecznym rozproszeniem od szorstkiej powierzchni lodu błękitnego w strefie ablacyjnej. Na lodowcu Hansa jej przebieg nie jest wyraźny i trudno jest wyznaczyć w sposób jednoznaczny granicę pomiędzy tym obszarem a nieco ciemniejszymi strefami śnieżnymi. W górnej części lodowca Hansa również występują jaśniejsze fragmenty, np. na wysokości około 350 m n.p.m. Ten podłużny pas o jaśniejszym odbiciu pokrywa się z obszarem o dość silnym uszczelinieniu lodowca. Zdecydowanie wyraźniejszy jest przebieg tej granicy na lodowcu Mühlbachera. Znajduje się ona mniej więcej na wysokości 350 m n.p.m. i pokrywa się z załamaniem terenu, na którym lodowiec zmienia nieco swój kąt nachylenia.

Nieco inny rozkład wstecznego rozproszenia możemy zaobserwować na lodowcu Paierla. Tutaj najjaśniejszy obszar znajduje się na wysokości około 200–300 m n.p.m. naprzeciwko wylotu lodowca Perlebreen. Tu również znajduje się strefa ablacyjna. Nieco ciemniejszy fototon najniższej partii lodowca Paierla wydaje się być związany z jego bardzo silnym uszczelinieniem w tym rejonie. Cały lodowiec na tej wysokości jest pocięty ogromnymi szczelinami poprzecznymi, które są równoległe do oświetlającej je wiązki radarowej. Może to powodować gubienie się we wnętrzu szczelin znacznej części sygnału i w konsekwencji prowadzić do niższego współczynnika wstecznego rozproszenia.

W przypadku wszystkich trzech lodowców, a szczególnie na lodowców Paierla i Mühlbachera możemy zaobserwować rozjaśnienie odbicia w ich najwyższych partiach, gdzieś powyżej 450–500 m n.p.m. Są to już wysokości, na których występuje strefa perkolacji i śniegu suchego. Zwiększenie współczynnika wstecznego rozproszenia może być tutaj spowodowane znacznym spadkiem uwilgocenia śniegu, lub też silniejszym odbiciem od znajdujących się wewnątrz strefy perkolacji gruczołów i soczewek lodowych.

Oprócz cech samej powierzchni lodu bardzo dobrze widoczna jest na obrazie również duża morena boczna po wschodniej stronie lodowca Hansa. Lodowiec pokryty jest w tym miejscu szorstkim dla tej długości fali gruzem morenowym, powodującym bardzo silne wsteczne rozproszenie. Ciemny ton przy czole lodowca Hansa jest prawdopodobnie wynikiem lustrzanego odbicia od spokojnych w tym miejscu wód zatoki Białego Niedźwiedzia. W przeciwieństwie do tego niewielkiego fragmentu, mocno pofalowane wody pozostałej części fiordu dają wysoki współczynnik wstecznego rozproszenia. Położenie czół wszystkich trzech lodowców jest na obrazie dość dobrze widoczne.

Generalnie należy stwierdzić, że sam obraz radarowy jest bardzo trudny do interpretacji, jeśli do pomocy nie dysponuje się materiałami wykonanymi w widzialnej lub podczerwonej części widma. Mimo to możliwe jest zaobserwowanie obszarów lodowca, cechujących się odmiennym współczynnikiem wstecznego rozproszenia, które można powiązać, choć w sposób nie do końca pewny, z poszczególnymi cechami powierzchni lodow-



ców, np. ze zmianami uwilgocenia, szorstkości lub uszczelnienia w przypadku stref lodowych. Nie mniej jednak niemożliwe jest wydzielenie konkretnych granic, które w sposób pewny można by odnieść do poszczególnych stref glacialnych. Interpretację utrudnia niezbyt dobre uczytelnienie obrazu. Różnice jasności sygnału uzyskanego od różnych obszarów nie są zbyt duże i często nie przekraczają zmienności wielkości sygnału związanej z plamkowaniem nawet po jego redukcji.

## Wnioski

Niniejsza praca miała na celu zbadanie przydatności spektrostrefowych zdjęć lotniczych i obrazów mikrofalowych do badań nad wyróżnianiem stref glacialnych na subpolarnych lodowcach otoczenia Hornsundu. W świetle przeprowadzonych prac można stwierdzić, że spektrostrefowe zdjęcia lotnicze wykonane w odpowiednim terminie, tj. w okresie mocno już zaawansowanego sezonu ablacji lub na jego zakończenie, są bardzo dobrym materiałem teledetekcyjnym służącym do tego celu. Mogą być traktowane, jako podstawowe źródło informacji, niemniej jednak ich poprawna interpretacja wymaga znajomości terenu badań. Ze szczególną ostrożnością należy podchodzić do interpretacji tych fragmentów lodowców, których powierzchnia jest oświetlana przez promienie słoneczne pod bardzo dużymi kątami zenitalnymi, co zdarza się stosunkowo często w wyższych szerokościach geograficznych. Po odpowiednim cyfrowym wzmocnieniu i uczytelnieniu zdjęć, można na ich podstawie wydzielić praktycznie wszystkie występujące na Spitsbergenie strefy glacialne. Ze względu na bardzo niewielki kąt nachylenia lodowców spitsbergeńskich, ich przebieg jest wielce skomplikowany i nieregularny. Wydaje się być uzależniony nie tylko od wysokości terenu nad poziomem morza, ale przede wszystkim od kąta nachylenia powierzchni oraz lokalnej topografii lodowca. Niewielkie obszary zajęte przez poszczególne strefy można spotkać również poza zasięgiem ich ciągłego występowania. Zmiany stopnia uwilgocenia śniegu bardzo mocno korelują z przebiegiem potoków supraglacialnych oraz z rozmieszczeniem studni lodowcowych.

Dużą niedogodnością przy wykorzystaniu zdjęć lotniczych w badaniach glaciologicznych jest zależność od warunków pogodowych i sporadyczność wykonywania nalotów. Nie pozwalają one na prowadzenie systematycznych badań.

Przeszkody te mogą być pokonane przez zastosowanie obrazów radarowych, zawierają one jednak zdecydowanie mniejszą ilość informacji. Ich poprawna interpretacja jest znacznie trudniejsza i powinna być podparta bardzo dobrą znajomością terenu lub posiadaniem dodatkowych materiałów obrazowych, wykonanych w innych zakresach widma. Jest ona niemożliwa bez przeprowadzenia wcześniej długiego i skomplikowanego procesu usuwania zniekształceń geometrycznych i radiometrycznych właściwych obrazom mikrofalowym. Do tego celu niezbędny jest bardzo dokładny i aktualny

numeryczny model terenu. Problem ten jest szczególnie istotny w przypadku obszarów glacialnych, zwłaszcza lodowców uchodzących do morza, ze względu na bardzo duże zmiany zachodzące w ich geometrii. By możliwe było przeprowadzenie udanej klasyfikacji, niezbędne są nowoczesne i bardzo wyrafinowane narzędzia służące do usuwania szumów, które umożliwiają takie wygładzenie obrazu, które nie powoduje jednocześnie utraty istotnych informacji o obrazowanej powierzchni. Brak takich narzędzi był główną przyczyną, która uniemożliwiła przeprowadzenie udanej klasyfikacji cyfrowej na wykorzystanym w tej pracy fragmencie sceny radarowej.

Interpretacja wizualna wykazała, że na obrazie radarowym wykonanym pod koniec sezonu ablacji nie jest możliwe jednoznaczne wyróżnienie poszczególnych stref glacialnych. Pozwala ona jednak na wydobycie pewnej ilości informacji o lodowcu, związanych głównie ze zmianami jego uwilgocenia. Stosunkowo najlepiej na obrazie widoczne są rejony występowania śniegu o najwyższym stopniu uwilgocenia. Natomiast obszar ablacji oraz innych stref śnieżnych o mniejszej zawartości wody dają bardzo podobny współczynnik wstecznego rozproszenia.

Uzyskanie tak słabych wyników interpretacji uzasadnia stwierdzenie, że obrazy radarowe z końca sezonu ablacji, wykonane w jednym zakresie częstotliwości i w jednej polaryzacji, nie mogą być podstawowym źródłem informacji do badania obszarów glacialnych. Ponieważ jednak rejestrując obraz w zakresie mikrofalowym, dostarczają nieco innej informacji o terenie niż obrazy w widmie widzialnym i bliskiej podczerwieni, mogą stanowić dobry materiał pomocniczy i uzupełniający. Szczególnie interesujące mogą się okazać efekty zastosowania nowoczesnych metod fuzji obrazów mikrofalowych oraz wykonanych w widmie widzialnym i podczerwieni, np. poprzez łączenie obrazów z satelitów ERS i Landsat. Taka możliwość istnieje również w przypadku południowego Spitsbergenu. Istnieje bowiem prawie bezchmurna w obszarze Hornsundu scena z satelity Landsat, zarejestrowana niecałe dwa tygodnie po czasie pozyskania wykorzystanej tutaj sceny radarowej. Połączenie obu typów danych może być kolejnym bardzo interesującym etapem prac nad wyróżnianiem metodami teledetekcyjnymi stref glacialnych w rejonie południowego Spitsbergenu.

## Literatura

- Adam S., Pietroniro A., Brugman M.M., 1997: Glacier Snow Line Mapping Using ERS-1 SAR Imagery. *Remote Sens. Environ.*, 61, 46–54.
- Aniya M., Sato H., Naruse R., Skvarca P., Casassa G., 1996: The Use of Satellite and Airborne Imagery to Inventory Outlet Glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 12(62), 1361–1369.
- Atlas geograficzny*, 1976, PPWK, Warszawa.
- Baranowski S., 1977: *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu*. Wyd. UWroc., Wrocław.
- Benson C.S., 1961: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. *Folia Geographica Danica*, 9, 13–37.

- Bindschadler R.A., Jezek K.C., Crawford J., 1987: Glaciological investigations using the synthetic aperture radar imaging system. *Annals of Glaciology*, 9, 11–18.
- Birkenmajer K., 1977: Trassic sedimentary formations of the Hornsund area, Spitsbergen. *Stud. Geol. Pol.*, 51, 1–74.
- Birkenmajer K., 1990a: *Geologia rejonu fiordu Hornsund, Spitsbergen. Objasnienia do mapy 1:75 000*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Birkenmajer K., 1990b: *Mapa Geologiczna fiordu Hornsund 1:75 000*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Bronge L.B., Bronge C., 1999: Ice and snow-type classification in the Vestfold Hills, East Antarctica, using Landsat-TM data and ground radiometer measurements. *Int. J. Remote Sensing*, 2(20), 225–240.
- Bourdelles B., Fily M., 1993: Snow grain-size determination from Landsat imagery over Terre Adélie, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 17, 86–92.
- Brazdil R., 1988: *Results of Investigations of the Geographical Research Expedition SPITSBERGEN 1985*. Brno.
- Brown I.A., Kirkbride M.P., Vaughan R.A., 1999: Find the firm line! The suitability of ERS-1 and ERS-2 SAR data for the analysis of glacier facies on Icelandic icecaps. *Int. J. Remote Sensing*, 15–16(20), 3217–3230.
- Dozier J., 1989: Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sens. Environ.*, 28, 9–22.
- Engeset R.V., Ødegård R.S., 1999: Comparison of annual changes in winter ERS-1 SAR images and glacier mass balance of Slakbreen, Svalbard. *Int. J. Remote Sensing*, 2(20), 259–271.
- Erdas Field Guide. Przewodnik Geoinformatyczny*, 1998: Geosystems Polska, Warszawa.
- Fairbridge R.W., 1961: Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*, 4, 99–104.
- Fily M., Bourdelles B., Dedieu J.P., Sergent C., 1997: Comparison and In Situ and Landsat Thematic Mapper Derived Snow Grain Characteristics in the Alps. *Remote Sens. Environ.*, 59, 452–460.
- Flint R.F., 1971: *Glacial and Quaternary Geology*. J. Wiley and Sons, Inc. New York.
- Gloersen P., Campbell W.J., 1992: Arctic and Antarctic sea ice, 1978–1987: *Satellite passive-microwave observations and analysis*. NASA Washington, D.C.
- Głowacki P., Niedźwiedz T., 1997: Climatological conditions in Hornsund (Spitsbergen) during succeeding Polish Polar Expeditions. *Polish Polar Studies, 24th Polar Symposium*, Warszawa, 81–93.
- Guneriussen T., Johnsen H., Sand K., 1996: DEM corrected ERS-1 SAR data for snow monitoring. *Int. J. Remote Sensing*, 1(17), 181–195.
- Hagen J.O., Liestol O., Roland E., Jorgensen T., 1993: Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen. *Meddelelser*, 129, Oslo.
- Hall D.K., Chang A.T.C., Foster J.L., Benson C.S., Kovalick W.M., 1989: Comparison of In Situ and Landsat Derived Reflectance of Alaskan Glaciers. *Remote Sens. Environ.*, 28, 23–31.
- Jania J., 1987: Interpretacja glaciologiczna zdjęć lotniczych otoczenia Hornsundu (Spitsbergen) na przykładzie lodowców Kórber i Peters. *Fotointerpretacja w Geografii*, 19, Uniwersytet Śląski Katowice, 60–107.
- Jania J., 1988a: *Dynamiczne procesy glacialne na południowym Spitsbergenie*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Jania J., 1988b: Klasyfikacja i cechy morfometryczne lodowców otoczenia Hornsundu, Spitsbergen. *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego*, Uniwersytet Śląski, Katowice, 12–48.
- Jania J., 1997: *Glaciologia nauka o lodowcach*. Warszawa, PWN.
- Jania J., Głowacki P., 1996: Is the Hansbreen in south Spitsbergen (Svalbard) a surge-type glacier?. *XXIII Sympozjum Polarne*, Sosnowiec, 27–43.
- Jania J., Hagen J.O., 1996: Mass Balance of Arctic Glaciers”, Jezek K.C., Drinkwater M.R., Crawford J.P., Bindschadler R., Kwok R., 1993: Analysis of synthetic aperture radar data collected over the southwestern Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology*, 131 (39), 119–132.
- Karczewski A., 1984a: *Geomorfologia rejonu fiordu Hornsund, Spitsbergen. Komentarz do mapy*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Karczewski A., 1984b: *Hornsund Spitsbergen geomorfologia 1:75 000*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Knap W.H., Oerlemans J., 1996: The surface albedo of the Greenland ice sheet: satellite-derived and in situ measurements in the Sondre Stromfjord area during the 1991 melt season. *Journal of Glaciology*, 141(42), 364–373.
- Koelemeijer R., Oerlemans J., Tjemkes S., 1993: Surface reflectance of Hintereisferner, Austri, from Landsat 5 TM imagery. *Annals of Glaciology*, 17, 17–22.
- Kolondra L., Spitsbergen współrzędne, informacja osobista, dane niepublikowane.
- Kotliakow W.M., 1984: *Glaciologiczeskij słowar*. Gidromietieozdat, Leningrad.
- Kropatsch W.G., Strobl D., 1990: The Generation of SAR Layover and Shadow Maps From Digital Elevation Models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1(28), 98–107.
- Marshall G.J., Rees W.G., Dowdeswell J. A., 1993: Limitations imposed by cloud cover on multitemporal visible band satellite data sets from from polar regions. *Annals of Glaciology*, 17, 113–120.
- Meier M.F., 1979: Remote sensing of snow and ice, A contribution to the Internaciona Hydrological Programme. *Technical Papers in Hydrology*, 19, Paris.
- Migała K., Pereyma J., Sobik M., 1988: Akumulacja śnieżna na południowym Spitsbergenie. *Wyprawy polarne Uniwersytetu Śląskiego 1980–1984*, Uniwersytet Śląski, Katowice, 48–63.
- Müller F., 1962: Zonation in the accumulation area of the glaciers of Axel Hailberg Island, N.W.T., Canada. *Journal of Glaciology*, 4 (33), 302–317.
- Nolin A.W., Dozier J., 1993: Estimating Snow Grain Size Using AVIRIS Data. *Remote Sens. Environ.*, 44, 231–238.
- Rees W.G., Dowdeswell J.A. i Diament A.D., 1995: Analysis of ERS-1 Synthetic Aperture Radar data from Nordaustlandet, Svalbard. *International Journal of Remote Sensing*, 5 (16), 905–924.
- Rott H., Davis R.E., 1993: Multifrequency and polarimetric SAR observations on alpine glaciers. *Annals of Glaciology*, 17, 98–104.
- Shi J., Dozier J., 1993: Measurements of snow- and glacier-covered areas with single-polarization SAR. *Annals of Glaciology*, 17, 72–76.
- Sidjak R.W., Wheate R.D., 1999: Glacier mapping of the Illecillewaet icefield, British Columbia, Canada, using Landsat TM and digital elevation data. *Int. J. Remote Sensing*, 2(20), 273–284.
- Stankiewicz K., 1998a: *Metoda przetwarzania mikrofalowych zdjęć satelitarnych terenów o urozmaiconej rzeźbie z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu*. Rozprawa doktorska, IGIK, Warszawa.
- Stankiewicz K., 1998b: *Metoda przetwarzania mikrofalowych zdjęć satelitarnych terenów o urozmaiconej rzeźbie z wykorzystaniem numerycznego modelu terenu*. *Prace IGIK*, t. XLV, z. 97, 7–80.
- Szumski P.A., Cykin E.N., 1962: K woprosu o glaciologiczeskoj zonalnosti. *Materiały Glaciologiczeskich Issledowanij*, 5, 29–34.
- Warren S.G., 1984: Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave. *Applied Optics*, 8(23), 1206–1225.
- Warren S.G., Wiscombe W.J., 1980a: A Model for the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 12(37), 2712–2733.

Warren S.G., Wiscombe W.J., 1980b: A Model for the Spectral Albedo of Snow. II: Snow Containing Atmospheric Aerosols. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 12(37), 2734–2745.

Wendler G., Kelley J., 1988: On the albedo of snow in Antarctica: A contribution to L.A.G.O. *Journal of Glaciology*, 116(34), 19–25.

Winther J.G., 1993: Studies of snow surface characteristics by Landsat TM in Dronning Maud Land, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 17, 27–34.

Williams Jr, R.S., Hall D.K., Benson C.S., 1991: Analysis of glacier facies using satellite techniques. *Journal of Glaciology*, 125(37), 120–128.



Mgr Dariusz Ziółkowski ukończył w 2000 roku studia magisterskie na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego w Zakładzie Teledetekcji Środowiska, gdzie napisał

pracę magisterską na temat: *Analiza przydatności danych teledetekcyjnych do badań glaciologicznych na Spitsbergenie*. Interesuje się nowoczesnymi technikami przetwarzania obrazów oraz ich zastosowaniem, szczególnie w badaniach glaciologicznych.