

Zmiana zasięgu lodowca Vatnajökull na Islandii w latach 1991–1999 na podstawie obrazów satelitarnych wykonanych przez satelitę Landsat

Changes in range of Vatnajökull icecap (Iceland), based on Landsat imagery, 1991–1999

Maria GÓRZYŃSKA

Vatnajökull is Europe's biggest ice cap and the third ice mass on Earth. It is located in Iceland and is very interesting and important glaciological field site. Remote sensing techniques are very useful in glaciology, because they provide a large amount of information with every image and they allow often acquisition of data.

Three images were used in this paper: two taken by Landsat 5 TM sensor, and one acquired by Landsat ETM+. The aim was to find changes in Vatnajökull's range in years 1991, 1994 and 1999. Principal Component Analysis was used to enhance

the images radiometrically. Various ratio images and NDSI, Normalized Difference Snow Index, were used to distinguish snow from ice. The ice cap's range and the Transient Snow Line were manually delineated from images. The accumulation area, the ice cap's area and the accumulation area ratio were calculated. The data from each year was then compared.

The results show that in generally Vatnajökull's ice cap is receding. Besides the southeastern surging glaciers, most of the outlet glaciers were retreating. Also accumulation area ratio was smaller in year 1999 than in previous years.

Wstęp

Świadomość zmian, zachodzących obecnie w klimacie Ziemi, jest coraz powszechniejsza. Dzieje się tak w dużej mierze dlatego, że zmiany klimatu przestały być abstrakcją, interesującą jedynie wąską grupę naukowców. Zwykły człowiek na własnej skórze zaczyna odczuwać zmiany klimatu – częściej i gwałtowniej występują takie zjawiska, jak huragany, ulewne deszcze czy długotrwałe susze. Pory roku ulegają zaburzeniom, wzrasta średnia roczna temperatura. Różne, wydawałoby się, niezmiennie elementy środowiska, jak na przykład lodowce, zaczynają zanikać. Topnienie lodowców mocno wpływa na otoczenie, dlatego też badanie samych lodowców oraz ich reakcji na zmieniający się klimat, a także modelowanie scenariuszy ich zachowania w przyszłości nabiera coraz większego znaczenia. Badane są zarówno stosunkowo niewielkie lodowce górskie, jak też większe masy lodu, których stopienie miałyby znacznie większe konsekwencje globalne. Dwie największe masy lodowe na świecie to lądolody, położone na Antarktydzie i Grenlandii. Największą masą lodową w Europie jest Vatnajökull, czasza lodowa poło-

zona na Islandii. Jest ona również trzecią największą masą lodu na Ziemi. Od wielu lat stanowi przedmiot licznych badań glaciologów, nie tylko islandzkich. W niniejszej pracy badano, jakie zmiany w zasięgu czaszy Vatnajökull zaszły na przestrzeni lat 1991–1999. Materiałem badawczym były trzy zdjęcia satelitarne, wykonane przez sensory znajdujące się na satelitach Landsat 5 oraz Landsat 7.

Charakterystyka lodowca Vatnajökull

W języku islandzkim lodowiec to *jökull*, *vatna* to woda, nazwa *Vatnajökull* oznacza więc „wodny lodowiec”. Nazwa pochodzi od licznych jezior subglacjalnych, znajdujących się w centrum Vatny, a powstałych na terenie bardzo aktywnym wulkanicznie (www.iceland.vefur.is).

Położenie, wymiary

Vatnajökull położony jest w południowo-wschodniej części wyspy, na płaskowyżu o średniej wysokości mię-

dzy 600 a 800 m n.p.m, poprzecinany wieloma dolinami subglacjalnymi. Zajmuje on około 8% powierzchni Islandii, a 73,7% całego obszaru pokrytego przez lód (Williams, 1987).

W literaturze obcojęzycznej pisze się o Vatnie *ice cap*, a zatem jest to czasza lodowa. Czasza to masa lodu o kształcie zbliżonym do kopuły, o powierzchni poniżej 50 000 km², przykrywająca całkowicie teren; dopuszczalnych jest kilka wewnętrznych lub brzeżnych nunataków. Zazwyczaj czasza ma przynajmniej jeden lub więcej lodowców uchodzących (*outlet glacier*), mogą one mieć postać lobów lub lodowców górskich czy dolinnych, w zależności od topografii terenu. Czasze lodowe, szczególnie w umiarkowanych strefach półkuli północnej, są bardzo podatne i wrażliwe na zmiany klimatu (Williams i in., 1997).

Vatnajökull rozciąga się około 180 km na osi wschód – zachód oraz 100 km na osi północ – południe (Aðalgeirsdóttir i in., 2004). Jest największym w Europie lodowcem pod względem objętości – szacuje się ją na 3520 (Williams, 1987) lub 3300 km³ (Ingólfsson, 2006). Jego powierzchnia wynosi, zależnie od źródła, od 8 100 (Ingólfsson, 2006), przez 8 300 m², pomierzone na obrazie ze skanera MSS, Landsat 1, z 22.09.1973 (Williams, 1987) do 9 000 km² (Makowski, 2004). Średnia miąższość lodowca to nieco mniej niż 500 m, maksymalna osiąga nawet 1000 m. Duża część jego masy znajduje się na niewielkiej wysokości nad poziomem morza, stąd już niewielkie zmiany w temperaturze powietrza mogą zmieniać geometrię lodowca (Flowers i in., 2005).

Vatnajökull jest określana jako czasza o termice umiarkowanej, co oznacza, że cały lód ma temperaturę bliską temperaturze topnienia. Powoduje to wysoką zawartość wody w całej czaszy oraz niewielką ilość powierzchniowych potoków lodowcowych (woda łatwo przenika w głąb lodowca). Stała temperatura bliska temperaturze topnienia utrzymuje lód i wodę w równowadze (Jania, 1997).

Zachodnia część Vatny przykrywa częściowo system szczelin wulkanicznych ryftu Środkowoatlantyckiego, związanych z granicą płyt litosfery (euroazjatycką i północnoamerykańską). System ten ciągnie się w poprzek całej wyspy. Z systemem szczelin powiązane są wulkany, zlokalizowane pod powierzchnią lodu. Największe i najbardziej aktywne wulkany to Bárðarbunga i Grimsvötn, inne znaczące to Kverkfjöll oraz Öraefajökull, w którego masywie znajduje się najwyższy szczyt Islandii, Hvannadalshnúkur (2110 m n.p.m.).

Na kontakcie ognia i wody dochodzi do gwałtownych reakcji. Sam wybuch wulkanu lub wylew magmy przez szczelinę przebiega zazwyczaj niespokojnie, a gdy dodatkowo zostaną stopione znaczne ilości lodu, prawie na pewno dojdzie do powodzi, zwanej *jökullhlaup*. Ten islandzki termin przyjął się w literaturze glaciologicznej na równi z angielskim *outburst flood*. Potencjalnie największe i najbardziej niebezpieczne powodzie mogą wystąpić po erupcji wulkanów, leżących na północy Vatny: Bárðarbunga i Kverkfjöll. Nad tymi wulkanami znajdują się obszerne kaldery, wypełnione ogromną masą

lodu. Z wulkanu Grimsvötn powodzie tego typu notowano w kilkuletnich odstępach, z maksymalnym przepływem osiągającym nawet 50000 m³/s. Powódź błyskawicznie niszczy obszary uprawne, zagraża życiu, infrastrukturze (w tym elektrowniom wodnym, budowanym na rzekach lodowcowych). Wpływ na krajobraz to przede wszystkim erodowanie głębokich kanionów oraz transport i depozycja sedymentów na nizinach.

Podział Vatnajökull

Rozległa czasza lodowa Vatnajökull jest, jak pisze Williams (1987) „dynamicznym związkiem kilku niezależnych ognisk akumulacji śniegu, zlokalizowanych na podlodowych wulkanicznych obszarach”. W obrębie Vatny można wyróżnić oddzielną, znacznie mniejszą czaszę w rejonie wulkanu Öraefajökull; całość drenowana jest przez kilkadziesiąt jeziorów i lobów, z czego nazwanych jest 38. Tak duża czasza, z której wypływa kilkadziesiąt lodowców dolinnych i lobów, nie może być traktowana jako jednorodna masa lodu; każdy z lodowców drenujących leży na terenie o różnym ukształtowaniu, każdy ma swoją zlewnię i inaczej reaguje (Williams i in., 1997).

Wyraźne są różnice morfologiczne między południowo-wschodnimi a północno-zachodnimi i północnymi lodowcami. Lodowce uchodzące na południe są znacznie mniejsze i bardziej rozczłonkowane, spływające głębokimi dolinami górskimi aż do poziomu morza. Lodowce uchodzące generalnie na północ są bardziej łobalne, łagodniej rozlewają się po wysoczyźnie; w większości notowane są u nich zjawiska szarży, których z kolei nie spotyka się u lodowców południowo-wschodnich.

Facje lodowca

Każdy lodowiec można podzielić na pewne charakterystyczne strefy (facje), które będą się od siebie różniły właściwościami śniegu lub lodu (rozmiarem uziarnienia, nasyceniem wodą) oraz procesami w nich zachodzącymi (przesiákanie, topnienie). Stratyfikacja jest prowadzona pionowo – jest zależna przede wszystkim od wysokości lodowca nad poziomem morza i związanego z nią gradientu temperatury. Najwyżej na lodowcu (w najniższych temperaturach i przy stosunkowo niewielkim topnieniu) znajdują się najmniejsze ziarna śniegu. Sukcesywnie zwiększając one swoje rozmiary wraz ze spadkiem wysokości. Największe ziarna śniegu są tuż nad linią śnieżną (Williams i in., 1991).

Przyjętym i najczęściej stosowanym podziałem lodowców jest podział zaproponowany przez Bensona w 1959 roku, wyróżniający sześć – siedem facji (Jania, 1997). Jednak specjalnie dla lodowców islandzkich Brown, na podstawie badań swoich oraz R.S. Williamsa Jr. (Brown i in., 1999), proponuje przyjąć podział nieco uproszczony. Możliwe jest wyróżnienie czterech facji, zaczynając od najniższej położonej:

Strefa ablacji (nagiego lodu). Śnieg i pokrywa firnowa nie występują, ewentualnie mogły się zachować

w szczelinach, lodospadach. Wyższe partie tej facji mogą być przykryte fartuchem wieloletniego śniegu. Nad strefą ablacji znajduje się najważniejsza z punktu widzenia badań glaciologicznych linia firnu, zwana też linią równowagi, oddzielająca strefę ablacji od akumulacji.

Strefa lodu nałożonego, często przykrywającego linię firnu. Lód ten tworzy się, gdy z nadległej strefy papki śnieżnej spływają lawiny mokrego, przesyconego wodą śniegu i zamarzają w kontakcie z zimnym lodem strefy ablacji. Na lodowcach islandzkich lód nałożony występuje najczęściej w postaci nieregularnych lat.

Strefa papki śnieżnej i perkolacji, niższa strefa akumulacji. Papka śnieżna jest zazwyczaj warstwą dość płytką, o miąższości około 50 cm. Firn pod nią jest przesycony wodą, ma duże kryształki (> 2mm). Woda, przesiąkająca z górnej strefy akumulacji, gromadzi się w najniższych partiach warstwy, ponieważ pod spodem jest już nieprzepuszczalny lód lodowcowy. Od następnej strefy oddziela strefę perkolacji linia śnieżna.

Strefa śniegu suchego, górna strefa akumulacji. Jest to nazwa nieco umowna, ponieważ na Islandii z powodu silnie morskiego klimatu śnieg ma z reguły znaczną zawartość wody i nie występuje w postaci suchej (Williams i in., 1991), ale w tej warstwie jest najsuchszy. Zachodzi tu przez cały rok proces topnienia i przechodzenia śniegu w firn.

Trzeba zaznaczyć, że najczęściej granice pomiędzy poszczególnymi facjami są płynne, rzadko kiedy mają postać liniową. W szczególności na Vatnajökull granice te są niewyraźne.

Bilans masy lodowca

Do oceny stanu lodowca oraz zmian zachodzących w jego obrębie najlepiej służy bilans masy netto (*net mass balance*). Bilans masy lodowca jest to stosunek akumulacji do ablacji. Jako akumulację rozumiany jest każdy proces, dzięki któremu masa lodowca się zwiększa. Akumulacja na lodowcach w klimatach silnie morskich zachodzi przede wszystkim zimą, jednak jest dość często przerywana odwilżami. Ablacja, czyli ubytek masy, następuje przede wszystkim poprzez topnienie lodu, ale też przez zwiewanie śniegu, sublimację (Jania, 1997).

Aby móc porównać bilansy różnych lodowców, stosuje się średni bilans netto (*average net balance*), nazywany też bilansem właściwym lub resztą bilansową (*specific net balance*). Jest obliczany poprzez podzielenie wartości bilansu powierzchniowego netto (uzyskiwanego przez sumowanie scałkowanych bilansów netto dla wszystkich punktów na obszarach ablacji i akumulacji) przez powierzchnię lodowca. Jednostką bilansu średniego netto są metry (lub centymetry) ekwiwalentu wodnego lub jednostki masy dzielonej przez powierzchnię (g/cm^2 itp.) (Jania, 1997).

Dla badań glaciologicznych istotne znaczenie mają takie punkty na lodowcu, w których w danej chwili bilans wynosi zero (akumulacja równa jest ablacji). Łącząc takie punkty można wyznaczyć chwilową linię

równowagi (*transient equilibrium line*, w skrócie *TEL*). Oddziela ona obszar, w którym w danym momencie roku bilansowego bilans jest dodatni, od tego, w którym jest ujemny. Jeśli wyznaczy się tę linię pod koniec sezonu ablacji, w momencie jej najwyższego położenia, wówczas będzie ona łączyła punkty o zerowym bilansie netto i nazywała się linią równowagi (*equilibrium line*, *EL*). Linia równowagi jest jednym z najistotniejszych parametrów w badaniach glaciologicznych, ponieważ oddziela obszar akumulacji od ablacji na lodowcu. Znając ją, można obliczyć współczynnik powierzchni akumulacji (*accumulation area ratio*, *AAR*), czyli stosunek powierzchni strefy akumulacji do powierzchni całego lodowca. Im większa wartość współczynnika, tym większe jest zasilanie lodowca, a zatem jego żywotność (Jania, 1997). Studia glaciologiczne wykazały bardzo silny związek między bilansem masy netto a wysokością linii równowagi oraz stosunkiem powierzchni akumulacji (*AAR*) do powierzchni całego lodowca (Heiskanen i in., 2002).

Przybliżonym sposobem wyznaczenia linii równowagi jest wyznaczenie chwilowej linii śnieżnej (*transient snow line*), czyli granicy między śniegiem, który spadł w ostatnim sezonie zimowym, a lodem lub firnem. Zazwyczaj pod koniec okresu ablacji (późne lato) pokryty śniegiem jest tylko obszar akumulacji, a w strefie ablacji go brak, występuje tam lód i firn (Heiskanen i in., 2002). Jeżeli wtedy wyznaczymy granicę między śniegiem a lodem, wówczas nazywa się ją linią śnieżną (*snow line*) i na lodowcach klimatów umiarkowanych jest ona niemal tożsama z przebiegiem linii równowagi. Potwierdzają to Williams (1991) oraz Heiskanen (2002), pisząc, że chwilowa linia śnieżna, jeśli mierzona w końcu sezonu ablacji, jest zwykle bardzo zbliżona do linii równowagi. Na lodowcach w klimatach zimniejszych linie te nie są równoznaczne, ponieważ poniżej linii śnieżnej występuje często lód nałożony (*superimposed ice*).

Metodyka opracowania materiałów

Do badań wykorzystano trzy zdjęcia satelitarne, dwa wykonane przez sensor TM (Thematic Mapper), znajdujący się na satelicie Landsat 5, a jeden przez sensor ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) satelity Landsat 7. Zdjęcia zostały wykonane 07 września 1991 (TM), 30 sierpnia 1994 (TM) oraz 4 sierpnia 1999 roku (ETM+). Niestety, zdjęcie najstarsze w zachodniej części pokryte jest chmurami, zachodzącymi na fragment lodowca, co znacznie utrudniło późniejszą interpretację. Na obrazie najnowszym, z 1999 roku, pokrywa chmur nachodzi minimalnie na niektóre z południowo-wschodnich jeziorów Vatny. Zdjęcie z 1994 wyróżnia się lepszą widocznością całego lodowca oraz kolorystyką podłoża, najprawdopodobniej tego dnia warunki atmosferyczne były korzystniejsze dla rejestracji obrazu. Rozpiętość sezonowa zdjęć wynosi około miesiąca (04.08.–07.09).

Rozdzielczość przestrzenna wszystkich zdjęć (pominiawszy kanał termalny) to 28,5 m, jedynie obraz najnowszy, wykonany za pomocą nowego sensora EMT+, zawiera dodatkowy kanał panchromatyczny o rozdzielczości przestrzennej równej 15 m. Kanału tego jednak nie wykorzystano w niniejszych badaniach, aby zachować taką samą dokładność interpretacji wszystkich zdjęć oraz możliwość porównywania wyników.

Analizę zdjęć satelitarnych rozpoczęto od korekcji radiometrycznej w celu usunięcia występujących na nich szumów. Aby wydobyć maksymalną ilość informacji, zdjęcia poddano różnym procesom przetwarzania. Pierwszym z nich była Analiza Składowych Głównych, zwana PCA (ang. *Principal Component Analysis*). Jest to proces matematyczny, stosowany przede wszystkim do kompresji kanałów zdjęć. Dzięki przeprowadzeniu Analizy Składowych Głównych można uzyskać najważniejsze, niepowtarzalne informacje, skondensowane w trzech kanałach zdjęcia.

Transformację przeprowadzono z wykorzystaniem kompozycji złożonych ze wszystkich wyciągów spektral-

nych, oprócz termalnego. Ponieważ obszar całego zdjęcia nie był istotny dla analizy, wybrano z niego tylko lodowiec z kilkusetmetrowym pasem otaczającym. Zawiężenie obszaru działania analizy Składowych Głównych głównie do obszarów pokrytych lodem pozwoliło na przyspieszenie obliczeń, a co istotniejsze, pozwoliło uzyskać maksymalny kontrast między poszukiwanymi rodzajami podłoża.

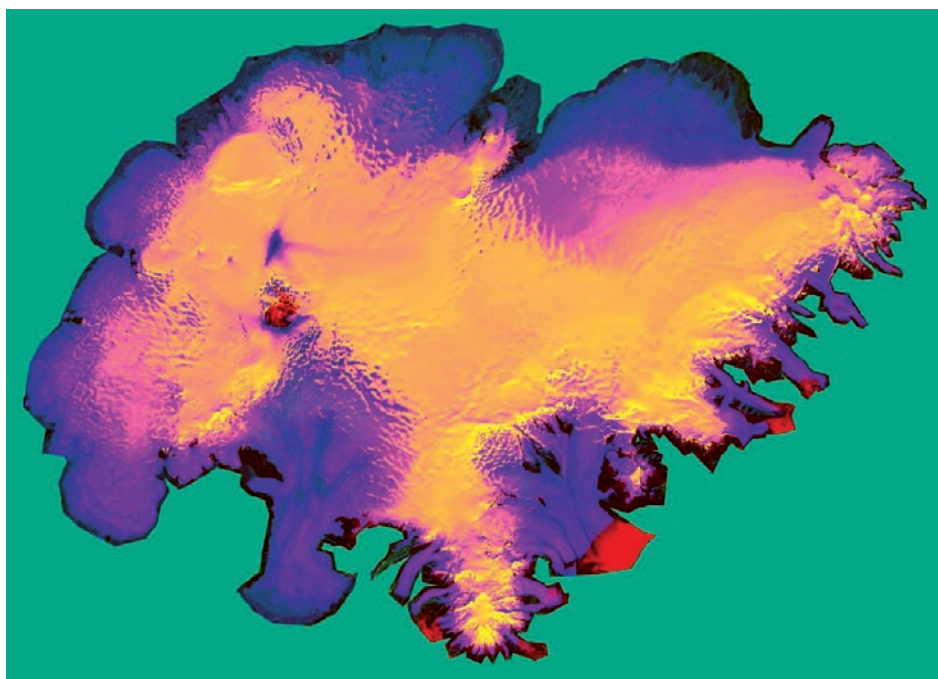
Przykład kompozycji w nienaturalnych barwach, złożonej z trzech pierwszych kanałów zdjęcia po przeprowadzeniu analizy PCA, znajduje się na ryc. 1.

Pozbawione szumów wyciągi spektralne wykorzystano do utworzenia kompozycji barwnych. Kryterium wyboru kompozycji stanowiła wizualna możliwość interpretacji granicy lodowca. Za najbardziej adekwatną uznano kompozycję z wyciągów 7, 4 i 2, na której podłoże ma kolory brązowo-zielone, a lodowiec jest oddany w różnych odcieniach błękitu, dobrze odróżnialnych od podłoża. Przydatność kanału TM7 (średnia podczerwień) do odróżnienia obrazu lodowca od jego otoczenia została zauważona między innymi w badaniach Heiskanena (2002). Kanał TM2, właściwie MSS4 (ten sam zakres spektralny) był wykorzystywany w kompozycjach barwnych w pracy Williamsa (1987).

Wybrane kompozycje poddano następnie rozciąganiu histogramu, aby zwiększyć kontrast i wzmocnić obraz radiometrycznie. Przykład zdjęcia po rozciągnięciu histogramu na ryc. 2.

Oprócz wizualnej analizy treści zdjęć satelitarnych zastosowano również klasyfikację nienadzorowaną. Proces klasyfikacji polega na przypisaniu pikseli obrazu do poszczególnych klas, zdefiniowanych przez użytkownika (trening nadzorowany) lub przez algorytm programu (trening nienadzorowany).

Przydzielenie do klas następuje na podstawie wartości pikseli w poszczególnych wyciągach spektralnych. Z powodu niemożności sprawdzenia poprawności zdefiniowania klas, wykonano klasyfikację nienadzorowaną. Przeprowadzono ją według algorytmu ISODATA (ang. *Iterative Self-Organizing Data Analysis Technique*), (Erdas Field Guide, 1998). Niestety jak już wspomniano nie dysponowa-



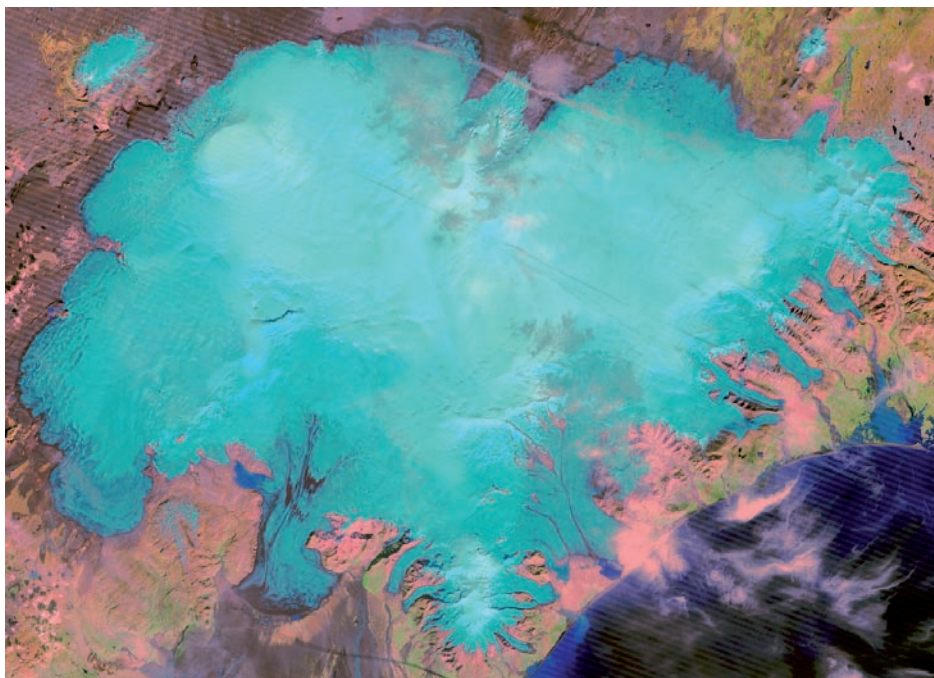
Ryc. 1. Obraz z 1999 roku po przeprowadzeniu analizy składowych głównych, kompozycja z trzech pierwszych kanałów. Barwą żółtą oznaczona jest strefa pokryta świeżym śniegiem. Przejścia barwy żółtej w różową to najprawdopodobniej strefy większych (również ilościowo) spękań pól firnowych. Możliwe też, że barwa różowa odpowiada bardziej zleżałemu i nasączonemu wodą śniegowi. Jęzory boczne mają barwę granatowo-fioletową, na czerwono zaznaczone są chmury (występują na czołach jeziorów południowych oraz w centrum czaszy). Powyżej kaldery Grimsvötn widoczna jest, zaznaczona barwą fioletową, szczelina Gjálp. Jest to obszar aktywny geotermalnie, ciepło tu wydzielane stopiło wierzchnią warstwę śniegu (stąd barwa fioletowa, właściwa lodowi, a nie żółta, właściwa dla śniegu).

Fig. 1. False-color composite image from year 1999, after Principal Component Analysis, bands 1, 2, 3. Yellow area is covered with fresh snow. Pink area may be covered with old and wet snow. Area with pink and yellow may be covered with firn with a lot of cracks. Outlet glaciers are dark blue and purple, clouds are red (they exist at the southern margins of the ice cap and in its centre). Above the Grimsvötn caldera the purple Gjálp fissure could be seen. This is a geothermal active area, the heat melted the snow and so the ice is visible (purple) instead of snow (yellow).

no pomiarami terenowymi, na podstawie których można było sprawdzić rzetelność wykonanej klasyfikacji, zatem agregacja klas mogła nastąpić tylko wizualnie, na podstawie porównań z kompozycjami barwnymi. Obraz tak sklasyfikowany mógł więc mieć jedynie pomocniczą wartość interpretacyjną.

Oczyszczone wyciągi spektralne posłużyły w dalszej fazie prac do opracowania tak zwanych obrazów wagowanych (ang. *ratio images*). Obrazy wagowane uzyskuje się poprzez wykonanie matematycznej operacji na dwóch (lub więcej) wyciągach spektralnych – można podzielić, odjąć lub dodać wartości jaskrawości pikseli z jednego wyciągu przez wartości drugiego, dzięki czemu można wydobyć informacje wcześniej niewidoczne.

Najczęściej spotykane w literaturze zestawienia to obrazy wagowane, powstałe z podzielenia przez siebie wartości jaskrawości pikseli z wyciągów otrzymanych w kanałach TM3, TM4 i TM5. Według Bronge (1999) obrazy wagowane już od dawna uznawane są za wzmacniające różnice w odbiciu promieniowania przez lodowce. Zdjęcia powstałe w wyniku podzielenia wyciągów spektralnych otrzymanych w kanałach TM4 i TM5 są pomocne w wyznaczaniu facji lodowców alpejskich oraz islandzkich. Na zdjęciach wykonanych w kanałach rejestrujących średnią podczerwień (TM5 i 7) można łatwiej rozróżnić różnej wielkości kryształy śniegu i lodu niż na zdjęciach wykonanych w kanałach w spektrum widzialnym i bliskiej podczerwieni. Zdjęcie wagowane, powstałe przez podzielenie wyciągów z kanału TM4 przez TM5 daje duże wzmocnienie obszarom zajętem przez śnieg i lód, ponieważ w tym kanale śnieg i lód silniej odbijają promieniowanie, natomiast w kanale TM 5 wartości odbicia przez te obiekty są raczej niskie. Kontrast ten daje najlepsze rezultaty w obszarze akumulacji lodowca, gdzie różnice między tymi dwoma kanałami są największe (Hall i in., 1989 w: Williams i in, 1991). Podzielenie wyciągu z kanału TM3 przez TM4 daje zdjęcie, na którym dobrze rozróżniana jest wielkość kryształów lodu. Z kolei Paul (2000) twierdzi, że obraz wykonany przez podzielenie zupełnie surowych (bez korekcji atmosferycznej) wyciągów z kanałów TM4 oraz TM5, daje najlepsze rezultaty przy wyznaczaniu wystę-



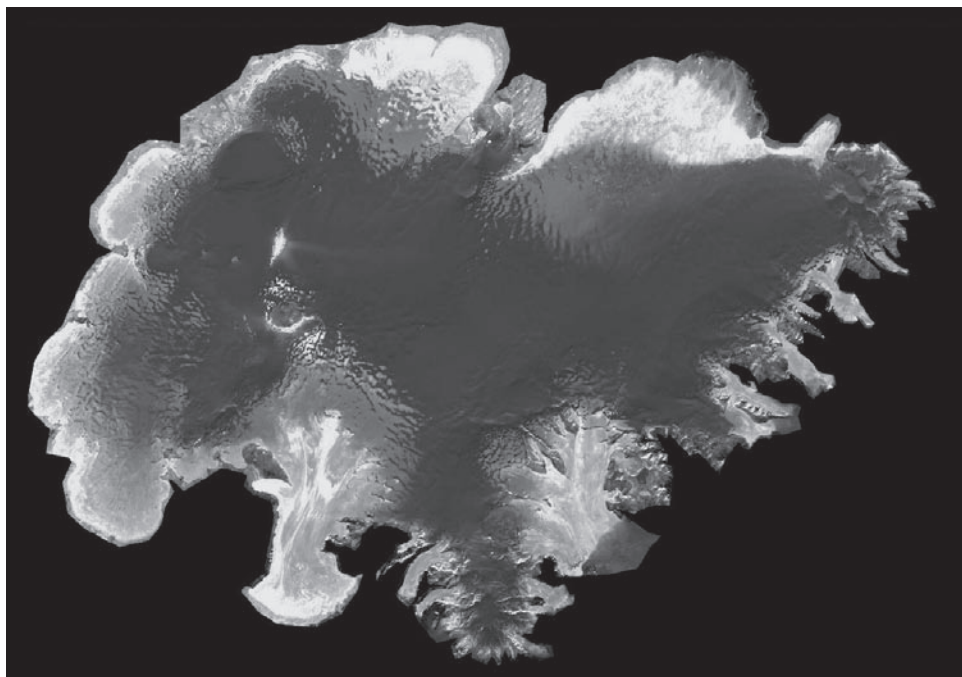
Ryc. 2. Zdjęcie z 1994, po rozciągnięciu histogramów we wszystkich kanałach. Rozciągnięcie histogramu wykonano za pomocą algorytmu Equal Area w programie Multispec. Algorytm ten usuwa 2% skrajnych wartości histogramu. Powyższe zdjęcie jest zdecydowanie jaśniejsze od oryginału, nie ma czarnych, nieczytelnych fragmentów w rejonach czół jeziorów, które stanowiły największy problem interpretacji. Barwa jeziorów oraz pola firnowego jest do siebie znacznie bardziej zbliżona. Podłoże jest różowawe oraz zielone (w miejscach z roślinnością).

Fig. 2. Image from year 1994. Histogram was equalized on all bands using Multispec's Equal Area algorithm. Algorithm deletes 2% of the extreme values of histogram. Image after equalization is much brighter than the original. There are no black areas at the outlets' margins, which were almost impossible to interpret. Hue of the centre of the ice cap and of the outlet glaciers is very similar. The ground is pink and light green if vegetation is present.

powania lodowców na terenie Alp szwajcarskich. Jego zaletą jest przede wszystkim wydobycie informacji o lodzie, znajdującym się w cieniu skał, natomiast obraz wagowany z podzielenia kanałów TM3 oraz TM4 wg Paula nieco przeszacowuje rozmiar lodowców, wliczając do nich zbyt wiele obszarów zacienionych, lecz nie pokrytych lodem. Niektórzy badacze stosują również kompozycje barwne, złożone z trzech różnych obrazów wagowanych.

W niniejszej pracy zastosowano kilka rodzajów obrazów wagowanych, powstałych albo z podzielenia wyciągów z kanałów: TM3 przez TM4, TM3 przez TM5, TM4 przez TM5, lub też z odjęcia lub dodania wyciągów z kanałów: TM2 – TM5, TM3 – TM5, TM2 + TM5, TM3 + TM5. Żaden schemat nie okazał się uniwersalny dla wszystkich obrazów; przy interpretacji wizualnej korzystano zazwyczaj z kilku obrazów wagowanych. Obrazy TM2-TM5 i TM2+TM5 oraz TM3-TM5 i TM3+TM5 policzono w celu uzyskania dwóch wskaźników śniegu i lodu, ale okazały się one być bardzo pomocne również przy wizualnej interpretacji zasięgu Vatnajökull.

Ryc. 3. to przykład obrazu wagowanego, powstałego przez podział wyciągu spektralnego z kanału TM3 przez TM4.



Ryc. 3. Obraz wagowany z 1999 roku powstały przez podzielenie wyciągu z kanału TM 3 przez TM 4. Wyraźnie odcinają się szary i ciemnoszary ton lodu, pokrywający się z żółto-różowymi obszarami otrzymanymi na kompozycji barwnej, złożonej z trzech pierwszych kanałów zdjęcia po przeprowadzonej analizie składowych głównych. Ciemnoszare połacie odpowiadają w przybliżeniu obszarowi akumulacji czaszy Vatnajökull. Jasnoszare i białe tony mają jezory.

Fig. 3. Ratio image from year 1999, made by dividing band 3 by 4. Grey and dark grey colours of the ice correspond with pink and yellow areas, visible on the false-color composite image (bands 1, 2, 3 after Principal Component Analysis, Fig. 1). Gray areas cover the accumulation area, light gray and white colours correspond with outlet glaciers.

Do analizy treści zdjęć został wykorzystany również Znormalizowany Wskaźnik Śniegu NDSI – Normalized Difference Snow Index, zaproponowany przez Hall (1999). Służy on do wyróżniania śniegu i lodu na zdjęciach pochodzących z satelity Landsat. Jest niezależny od wielkości odbicia spektralnego w pojedynczych kanałach, pozwala pominąć część wpływu atmosfery na rejestrację danych obrazu, pozwala też na oddzielenie śniegu i lodu od większości chmur typu cumulus. Jest analogiczny do Znormalizowanego Wskaźnika Zieleni (NDVI – *Normalized Difference Vegetation Index*), pozwalającego uwypuklić zawarte na zdjęciu satelitarnym informacje dotyczące stanu roślinności.

Znormalizowany Wskaźnik Śniegu obliczany jest według następującego wzoru:

$$\text{NDSI} = (\text{TM2} - \text{TM5}) / (\text{TM2} + \text{TM5}),$$

gdzie: TM2 – oznacza wartość jaskrawości piksela w kanale drugim (zielono-żółtym) sensora Thematic Mapper;

TM5 – wartość jaskrawości w kanale piątym (średnia podczerwień).

Maksymalna wartość współczynnika może wynosić 1, co oznacza całkowite pokrycie śniegiem obszaru odwzorowanego na danym pikselu.

Wskaźnik można również uzupełnić poprzez uwzględnienie dodatkowo wartości jaskrawości piksela w kanale czwartym. Zakłada się wówczas, że jeśli wartość NDSI dla danego piksela jest większa lub równa 0.4, a w kanale TM4 jego wartość odbicia jest większa od 11%, wtedy obszar zobrazowany przez ten piksel jest pokryty śniegiem przynajmniej w 50%. Dodanie warunku, uwzględniającego wartość jaskrawości piksela w kanale czwartym, pozwala uniknąć błędnego zinterpretowania obszarów, na których występuje woda jako obszarów pokrytych śniegiem. Podane powyżej wartości zostały wypracowane przez naukowców na podstawie szczegółowych analiz licznych zdjęć z sensora TM oraz porównań z efektami klasyfikacji nadzorowanej.

Uzupełnienie wskaźnika NDSI o wartości jaskrawości w kanale czwartym ma jednak wadę – otrzymuje

się wówczas obraz binarny (0 – brak śniegu, 1 – śnieg pokrywa cały obszar zobrazowany na danym pikselu), a więc bardzo uproszczony. Do interpretacji i porównań korzystniejszy wydaje się być sam wskaźnik NDSI.

W pracy obliczono oba wskaźniki, jednak korzystano tylko z nierozszerzonego wskaźnika NDSI. Wskaźnik ten umożliwił rozróżnienie nie tylko lodu czy śniegu od gruntu, ale również jezorów od pola firnowego Vatnajökull. Rozszerzony wskaźnik NDSI, uzupełniony o dodatkowy warunek, uwzględniający wartość jaskrawości piksela w kanale TM4, okazał się nieprzydatny. Jego wadą był przede wszystkim jednobitowy zapis informacji, dający bardzo uproszczony obraz – piksele o barwie czarnej lub białej, bez żadnych tonów pośrednich.

Inny wskaźnik, służący do wyróżniania obszarów pokrytych śniegiem i lodem, został zaproponowany przez Xiangming i in. (2001). Został on nazwany Znormalizowanym Wskaźnikiem Śniegu i Lodu NDSII – Normalized Difference Snow/Ice Index, a liczony jest według następującego wzoru:

$$\text{NDSII} = (\text{TM3} - \text{TM5}) / (\text{TM3} + \text{TM5}),$$

gdzie: TM3 – oznacza wartość jaskrawości piksela w kanale trzecim (czerwonym) sensora TM;

TM5 – w piątym (średnia podczerwień).

Według autorów, efekty stosowania wskaźnika NDSII dały bardzo podobne rezultaty, jak zastosowanie wskaźnika NDSI. W niniejszej pracy obliczono oba wskaźniki dla tego samego zdjęcia, a ponieważ obrazy wynikowe nie różniły się od siebie praktycznie wcale, pozostano przy pierwszym ze wskaźników (NDSI).

Określenie zasięgu lodowca na podstawie zdjęć satelitarnych

Wykorzystując przygotowane zdjęcia przystąpiono do określania zasięgu poszczególnych lodowców z czaszy Vatna w kolejnych latach. Ponieważ zdjęcie najstarsze (07.09.1991) w północno-zachodniej części czaszy pokryte było chmurami, uznano, że dla całościowej analizy powierzchni czaszy najlepiej będzie dla uzupełnienia zaczerpnąć ten fragment zasięgu ze zdjęcia młodszego (30.08.1994). Fragment zachmurzony obejmował zachodnią część lodowca Siðu, całość Tungnaárjökull, Sylgjújökull oraz Köldukvíslarjökull. Na zdjęciu z 1994 roku chmury prawie nie występowały (z wyjątkiem kilku wąskich smug kondensacyjnych i obłoków nad czaszą), a na najnowszym znajdowały się jedynie na krańcach południowo-wschodnich, przy czym była to warstwa na tyle cienka, że w większości przypadków zasięg lodowca pod chmurami dało się określić z dość dużą dokładnością.

Celem pracy była próba wyznaczenia zmian w zasięgu lodowców czaszy Vatnajökull, czyli określenie różnic między położeniem poszczególnych czół lodowców, wyznaczonym uprzednio na każdym ze zdjęć. Należało określić dokładność tego wyznaczenia. Najmniejszym elementem zdjęcia, dostrzegalnym przez ludzkie oko, jest jeden piksel (podstawowa komórka obrazu). Piksel na analizowanych zdjęciach odpowiadał kwadratowi powierzchni ziemi o boku 28,5 m, a zatem dokładność wyznaczania konturu lodowca na każdym ze zdjęć można przyjąć za równą około $\pm 28,5$ m. Jednak przy obliczaniu odległości między granicami błąd ten musiał się zwieliokrotnić. Dla obliczenia tego błędu zastosowano wzór, zaproponowany przez Williamsa i in. (1997), który również badał zmiany w zasięgach czół na podstawie zdjęć ze skanera MSS i TM satelitów Landsat w latach 1973–1992.

Wzór ma postać $b = E/\sqrt{n}$, gdzie b to szukany błąd, E – dokładność pojedynczego wyznaczenia konturu, a n to liczba wykonanych pomiarów. W tym przypadku E będzie równe 28,5 m, pomiarów możliwych do wykonania było trzy (między rokiem 1991 a 1994, 1994 a 1999 i 1991 a 1999). Ponieważ każdy z pomiarów przeprowadzany był jedynie między dwoma liniami na raz, dlatego wzór przyjmie postać $b = 28,5 \cdot \sqrt{2} \approx 40$ m.

Błąd określenia położenia konturu lodowca wynosi zatem ± 40 m.

Wspomniano już o kłopotach związanych z zachmurzeniem, jednak po zastąpieniu niewidocznego fragmentu konturu czaszy z roku 1991 dobrze widocznym konturem ze zdjęcia z 1994, zachmurzenie przestało być

największym problemem. Najtrudniejsze przy wydzieleniu granicy między lodowcem a otaczającym gruntem było podobieństwo między tymi dwoma rodzajami podłoża. Kiedy jezior lodowca stagnuje lub cofa się, wówczas lód ulega wytapianiu, a wraz z nim wytapia się niesiony przez lodowiec materiał. Materiał ten osadza się na powierzchni jeziora i nazywany jest moreną ablacyjną (Jania, 1997) lub rumoszem supraglacialnym (*supraglacial debris*). Powierzchnia lodowca, pokryta warstwą rumoszu, daje taką samą lub bardzo podobną odpowiedź spektralną, jak otaczający ją grunt (morena czołowa przy czole jeziora), co powoduje znaczne trudności w wydzieleniu. W takim przypadku przy interpretacji należy korzystać z cech pomocniczych, jaką jest na przykład istnienie jezior roztopowych u czoła lodowca. Łatwo jest rozróżnić lód lodowcowy, nawet pokryty rumoszem, od zbiornika wodnego. Na rumoszu, jako na jeden z głównych problemów właściwej interpretacji wskazuje również Williams (1997). Innym istotnym problemem jest dwuwymiarowość zdjęcia (przy zdjęciach stereoskopowych podobieństwo spektralne lodu i moreny stanowiłoby znacznie mniejszy problem).

W pracy możliwe było wyznaczenie chwilowej linii śnieżnej, która – jeśli wyznaczana pod koniec sezonu ablacji – będzie ze znacznym prawdopodobieństwem odpowiadała linii równowagi. Jak już wspomniano, na ogół pod koniec okresu ablacji (późnym latem) obszar akumulacji jest pokryty śniegiem; w strefie ablacji śniegu brak, występuje tam nagi lód i firn (Heiskanen i in., 2002). Założono, że wraz z upływem lata obszar pokryty śniegiem może się jedynie zmniejszać poprzez topnienie, natomiast znaczący opad śniegu jest mało prawdopodobny. Zatem chwilowa linia śnieżna, którą wyznaczy się na obrazach wykonanych w późniejszej fazie roku (koniec sierpnia, początek września), otoczy obszar prawdopodobnie dość zbliżony do rzeczywistego obszaru akumulacji Vatnajökull. Natomiast chwilowa linia śnieżna z ostatniego zdjęcia (04.08.1999) najprawdopodobniej określi obszar większy od prawdziwego obszaru akumulacji. Jeśli zatem powierzchnia ta okaże się być mniejsza od powierzchni akumulacji wyliczonych dla poprzednich lat, będzie można uznać, że pod koniec sezonu ablacji zmniejszyła by się jeszcze w pewnym stopniu, a więc obszar akumulacji wykaże tendencję malejącą. Jeżeli obszar będzie większy, wówczas trudno będzie wyciągnąć jednoznaczne wnioski.

Po digitalizacji konturów czaszy we wszystkich latach, obliczono powierzchnię każdego z nich. Wyniki przedstawiono w tabeli 1.

Stosunek powierzchni obszaru akumulacji do całości czaszy jest obliczony z pewnym przybliżeniem, zwłaszcza w roku 1999, o czym wspomniano wyżej. Być może, gdyby istniała możliwość wyznaczenia zachodnich granic czaszy w 1991 roku (zamiast stosować w to miejsce kontur z roku 1994), uzyskana powierzchnia całości w 1991 byłaby nieco większa; i bez tego jednak wyraźnie widać, że w ostatnim roku powierzchnia całej czaszy, jak też obszaru pokrytego śniegiem, zmniejszyła się. Ponieważ wraz z upływem lata chwilowa linia

Tabela 1. Powierzchnia czaszy Vatnajökull
Vatnajökull ice cap's area

	Powierzchnia czaszy (km ²) <i>Ice caps's area</i>	Obszar ograniczony TLS (km ²) <i>Area delineated by TLS</i>	Przybliżony AAR (%) <i>Approximate AAR</i>
1991	8114,78	4966,63	61,20
1994	8128,87	5507,31	67,75
1999	8024,13	4738,65	59,06

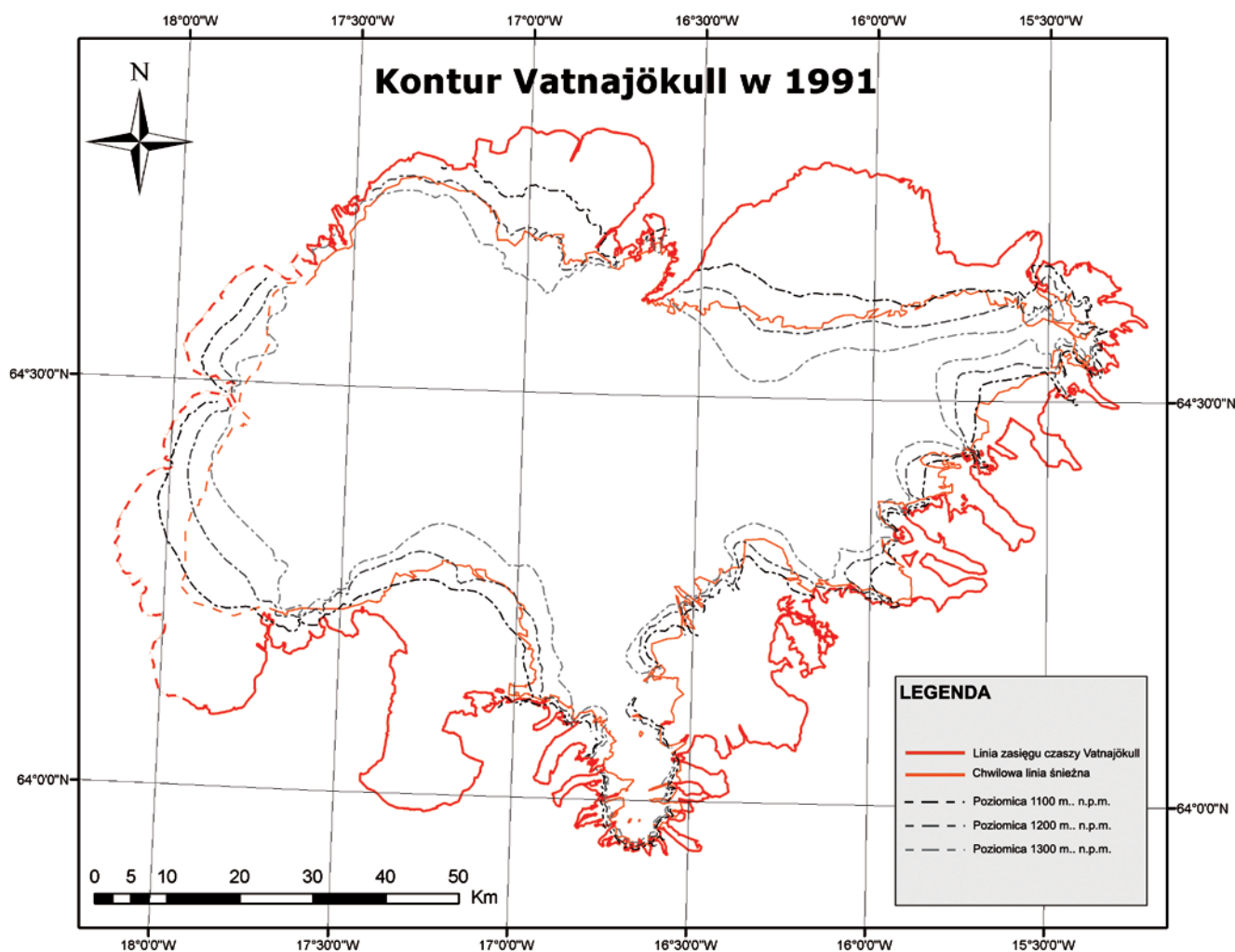
TLS – chwilowa linia śnieżna (*Transient Snow Line*); AAR – Stosunek powierzchni obszaru akumulacji do całości czaszy (*Accumulation Area Ratio*).

śnieżna w roku 1999 najprawdopodobniej podniosłaby się wyżej, a więc zmniejszyła jeszcze bardziej przybliżony obszar akumulacji, ubytek masy jest tym bardziej widoczny.

Wyznaczone kontury czaszy z poszczególnych lat i ich porównanie zamieszczono na ryc. 4–8.

Na ryc. 4 przedstawiono lodowiec w 1991 roku. Linia czerwoną zaznaczono zasięg całej czaszy wraz z jeziorami, linią pomarańczową – przebieg chwilowej linii śnieżnej. Zamieszczono również poziomice o wysokości 1100, 1200 i 1300 m n.p.m., aby widać było, na jakiej wysokości przebiega w danym roku linia śnieżna.

Zdjęcie zostało wykonane 7 września 1991 roku, pod koniec sezonu ablacji. Liniami przerywanymi zaznaczono kontury zaczerpnięte ze zdjęcia z roku 1994 i zastosowane w miejscu, gdzie kontur z roku 1991 ukryty był pod połacią chmur. Przebieg chwilowej linii śnieżnej kształtuje się następująco: najniżej, na wysokości około 1100 m n.p.m, a niekiedy również poniżej tej wartości, linia biegnie w południowo-wschodniej części czaszy. W części północnej biegnie już wyżej, mniej więcej na wysokości 1200 m, natomiast w części północno-zachodniej sięga niekiedy do 1300 m. W części południowo-zachodniej ponownie się obniża i oscyluje między 1200 a 1100 m. Taki przebieg linii jest uwarunkowany ce-



Ryc. 4. Zasięg Vatnajökull i przebieg chwilowej linii śnieżnej na podstawie zdjęcia z roku 1991.

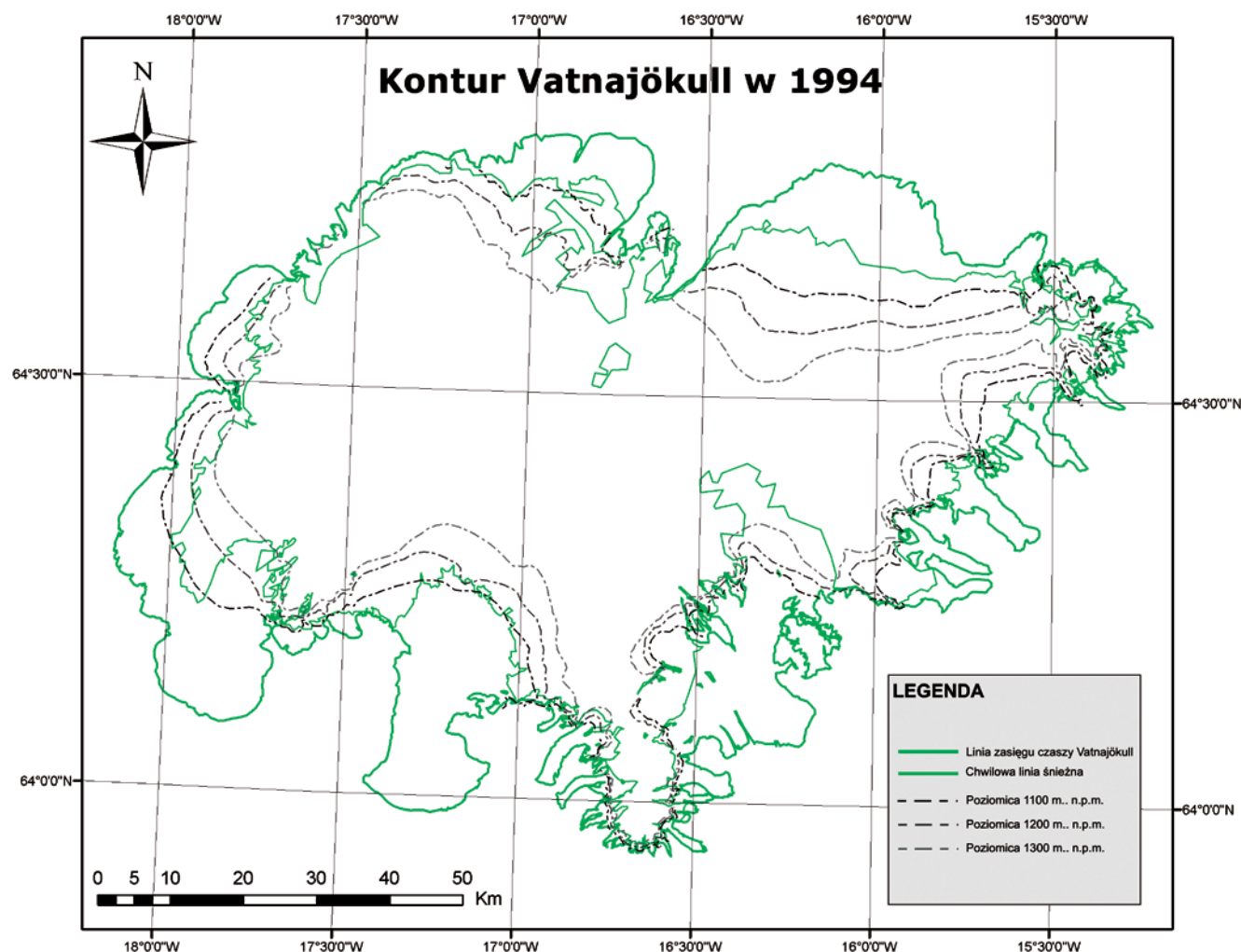
Fig. 4. Vatnajökull's range and Transient Snow Line, delineated from the 1991 year image.

chami klimatu – części południowe czaszy Vatnajökull znajdują się blisko wybrzeża oceanicznego, co powoduje, że suma opadów jest tam znacznie większa, niż na północy. Im dalej na północ, tym mniejsza suma opadów. W latach o zerowym bilansie masy linia równowagi na Vatnajökull przebiega podobnie, jak przedstawiona powyżej chwilowa linia śnieżna. Obszar akumulacji stanowi wówczas ok. 60% powierzchni całej czaszy (Björnsson i in., 2002), co zgadza się z otrzymanym w tej pracy wynikiem około 61%.

Następne zdjęcie, ryc. 5, zostało wykonane 30 sierpnia 1994 roku, zatem również blisko końca sezonu ablacji. Łatwo zauważyć, że przebieg chwilowej linii śnieżnej kształtuje się nieco bardziej skomplikowanie, niż na poprzedniej mapie. Na północny zachód od lodowca Breiðamerkurjökull chwilowa linia śnieżna biegnie znacznie poniżej poziomicy 1100 m, natomiast na północ od niego wznosi się powyżej poziomicy 1300. Generalnie jednak w części południowo-wschodniej linia biegnie nisko, poniżej 1100 m. Również na północy czaszy przebieg linii jest znacznie niższy, niż roku poprzednim, schodzi poniżej 1100 m (Brúarjökull), oscyluje wokół 1100 m (Dyngjajökull), a tylko niekiedy wznosi się na

wysokość około 1300 m .n.p.m. W zachodnich częściach czaszy linia przebiega głównie na wysokości 1200 m, a w południowo-zachodnich schodzi do 1100 m. Przebieg linii w roku 1994 nie odpowiada średniemu przebiegowi linii równowagi w latach o zerowym bilansie masy, opisywanemu przy poprzedniej mapie. Lata 1991–1994 były dla Vatnajökull latami o dodatnim bilansie masy, co powinno znaleźć odzwierciedlenie w większym obszarze akumulacji. Zgadza się to z otrzymanym w pracy wynikiem: stosunek obszaru akumulacji do całości powierzchni lodowca wyniósł około 68%, a zatem obszar akumulacji był większy, niż w latach o zerowym bilansie masy.

Rycina 6. przedstawia stan w roku 1999. Zdjęcie zostało wykonane 08 sierpnia 1999 roku, zatem najdalej od końca sezonu ablacji. To, co odróżnia ten kontur od pozostałych, to połać pozbawiona pokrycia lodem w rejonie kaldery Grimsvötn, oraz obszar pozbawiony pokrycia śniegiem nad szczeliną Gjálp. Jest to efekt katastrofalnej powodzi (*jökullhlaup*), spowodowanej przez wypływ magmy ze szczeliny Gjálp w 1996 roku. Przebieg chwilowej linii śnieżnej kształtuje się następująco: w części południowo-wschodniej linia biegnie



Ryc. 5. Zasięg Vatnajökull i przebieg chwilowej linii śnieżnej na podstawie zdjęcia z roku 1994.

Fig. 5. Vatnajökull's range and Transient Snow Line, delineated from the 1994 year image.

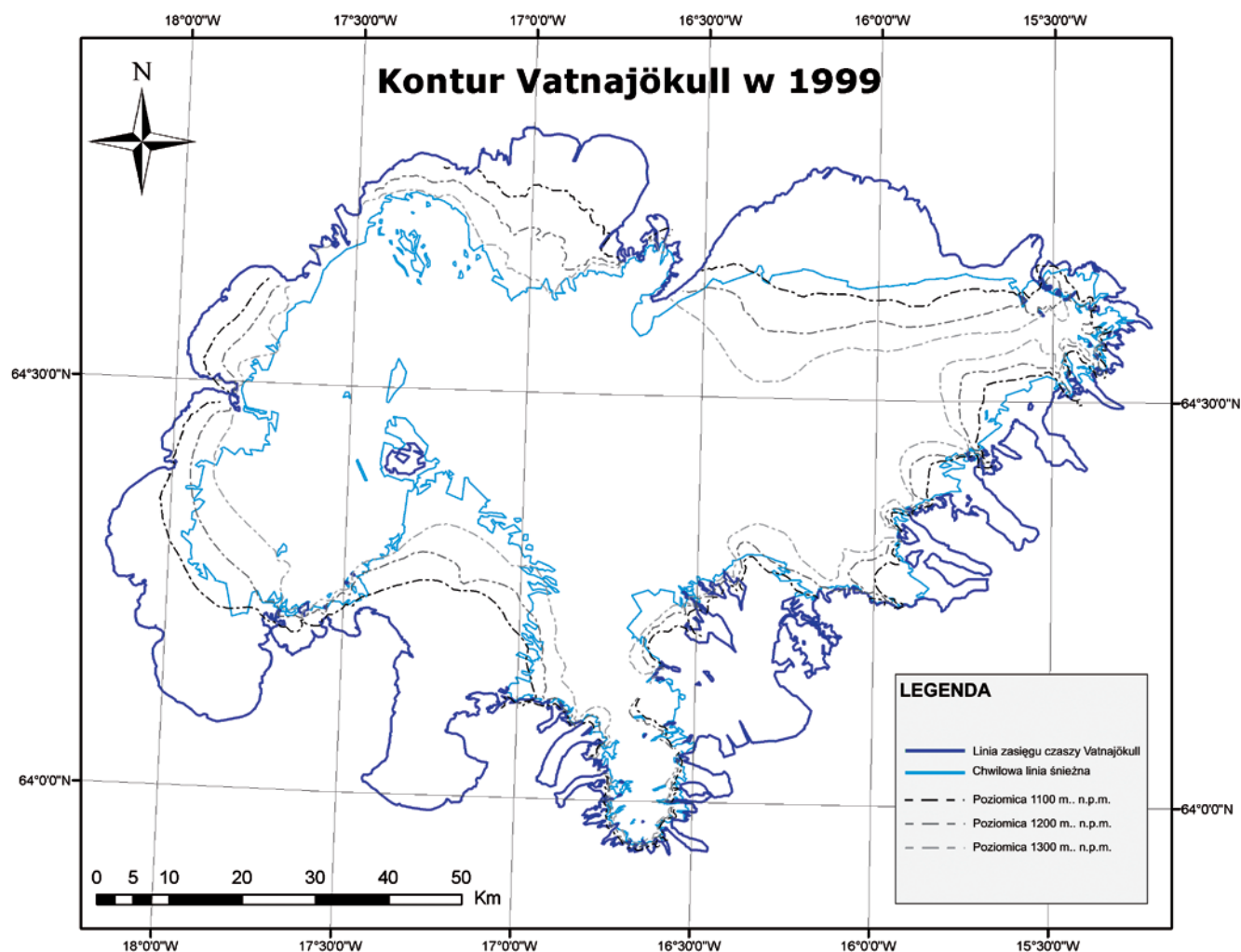
często poniżej 1100 m n.p.m., z wyjątkiem fragmentu w rejonie Breiðamerkurjökull. Na północy w rejonie lodowca Brúar linia wciąż, jak w roku 1994, oscyluje wokół wysokości 1100 m, jednak już dalej na zachód linia się podnosi, do powyżej 1300 m w rejonie Dyngjufjökull i na tej wysokości utrzymuje się w przeważającej części zachodniej czaszy. W rejonie południowo-zachodnim linia opada do 1150 m, aby podnieść się do ponad 1300 m w rejonie lodowca Skeidarár. Widać, że w roku 1999 chwilowa linia śnieżna ogranicza obszar mniejszy, niż w poprzednich latach. Z pewnością częściowo przyczynił się do tego wybuch Gjálp z 1996 roku, jednak istotne są również czynniki klimatyczne (systematyczny wzrost średniej rocznej temperatury). Obszar, ograniczony przez chwilową linię śnieżną, wyniósł w 1999 roku 59% powierzchni całej czaszy.

Na ryc. 7. zamieszczono porównanie konturu całej czaszy w kolejnych latach. Skala 1:650 000 powoduje, że część zmian nie jest wyraźnie widoczna. Dokładne wartości awansu/recesji czoł poszczególnych jeziorów zamieszczono w tabeli 2. Najbardziej widoczne są zmiany w północnych oraz południowo-zachodnich częściach Vatnajökull. Czoła jeziorów lodowców południowo-za-

chodnich przyrosły w wyniku szarż średnio o kilkaset, a niekiedy o ponad tysiąc metrów. Na mapie zaznaczono przyrost, który nastąpił w latach 1994–1999 – powłoka chmur uniemożliwiła odczytanie położenia czoł tych jeziorów w roku 1991. Ponieważ jednak wiadomo, że Tungnaárjökull oraz Siðujökull rozpoczęły proces szarży dopiero w 1994 roku (Sigurðsson, 1998a), można założyć, że ich położenie w roku 1991 nie różniłoby się znacznie od położenia z 1994 roku.

Czoła czterech jeziorów lodowców północnych wyraźnie się cofają – czerwona linia z roku 1991 ma największy zasięg, zielona (rok 1994) nieco mniejszy, a niebieska (rok 1999) najmniejszy. Dla tych lodowców nie odnotowano szarż w czasie okresu badawczego, a zatem reagowały na warunki środowiskowe jak lodowce nieszarżujące – zmniejszonym bilansem masy i zasięgu czoła.

Mniejsze lodowce południowe i południowo-wschodnie nie zmieniły pozycji swoich czoł znacząco (widać tylko niewielkie różnice między pokrywającymi się w dużej mierze konturami) oprócz lodowca Breiðamerkurjökull, którego czoło wyraźnie się cofnęło. Breiðamerkurjökull jest jednak znacznie większy od



Ryc. 6. Zasięg Vatnajökull i przebieg chwilowej linii śnieżnej na podstawie zdjęcia z roku 1999.

Fig. 6. Vatnajökull's range and Transient Snow Line, delineated from the 1999 year image.

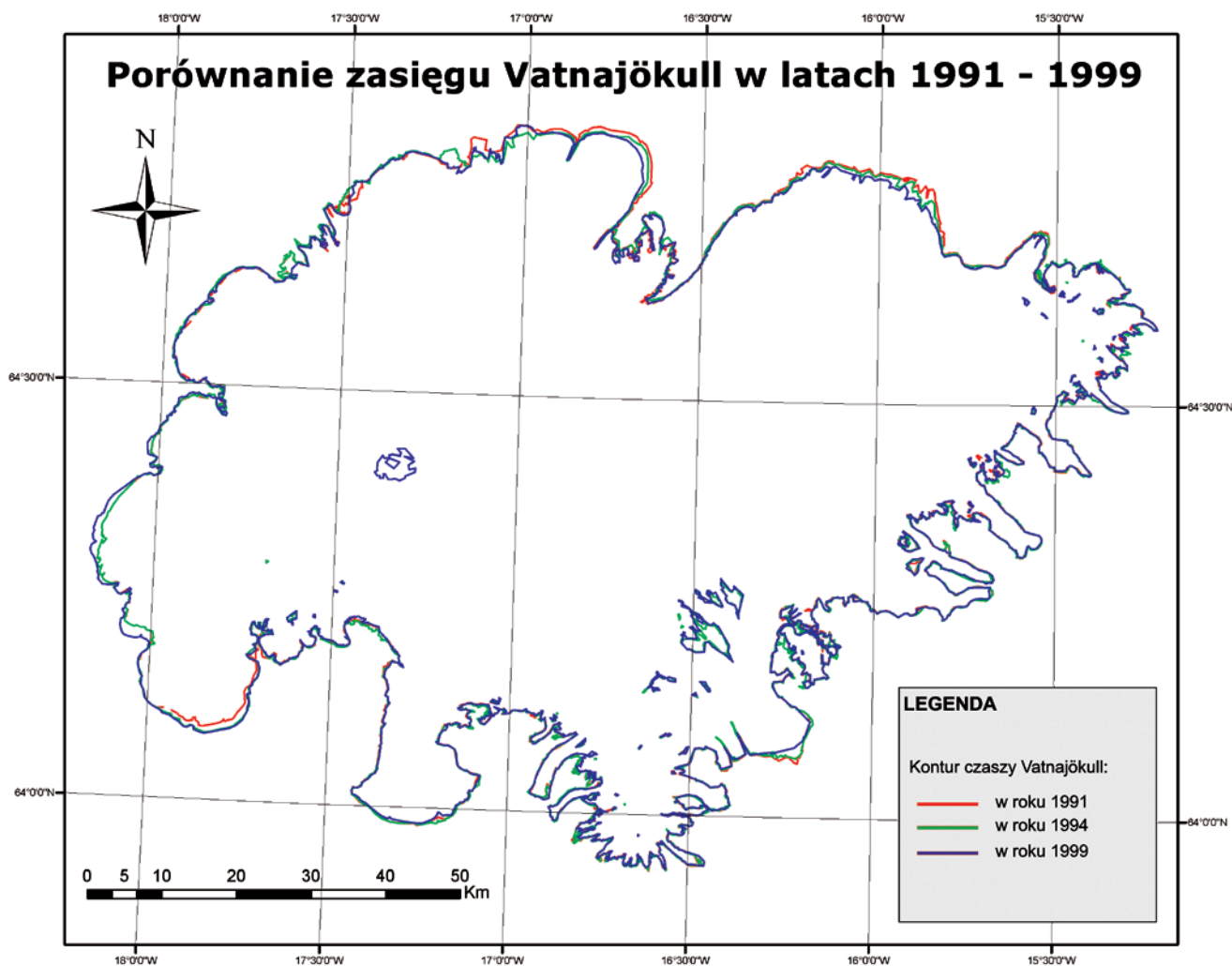
pozostałych jeziorów południowych oraz jest szarżujący; składa się z trzech niezależnych strumieni lodowych, oddzielonych od siebie dwiema odrębnymi morenami. Podobną budowę ma Skeiðarárjökull, również podzielony dwiema morenami na trzy różne strumienie lodowe. Strumień środkowy i zachodni to lodowce mieszanego typu – szarżą w nieregularnych odstępach czasu, a pomiędzy szarżami bilans ich masy reaguje na zmiany klimatu (Sigurðsson, 2007). Największe cofnięcie się czoła lodowca Skeiðarár nastąpiło w miejscu kontaktu strumienia środkowego i wschodniego (kontur niebieski). Widać jednak też, że wcześniej, w roku 1994, czoło tego lodowca doznało awansu w porównaniu z rokiem 1991 – przyczyną była zaistniała w roku 1991 szarża (Björnsson i in., 2003).

Widoczne jest również powiększenie obszarów pozabawionych pokrywy lodowej powyżej tego lodowca, świadczące o postępującym topnieniu. Niebieskim konturem (1999 rok) zaznaczono również obszar wokół kaldery wulkanu Grimsvötn, która po powodzi z 1996 roku przestała być pokryta lodem.

Na ryc. 8. zamieszczono porównanie chwilowej linii śnieżnej, która wykazuje znacznie większe zróżnicowa-

nie w badanych latach, niż sam kontur czaszy. Należy jednak pamiętać, że istotny wpływ na przebieg tej linii, wyznaczającej na lodowcu obszar pokryty śniegiem, ma czas wykonania zdjęcia – dla badań glaciologicznych najlepiej, aby zdjęcie wykonane zostało terminie pod sam koniec sezonu ablacji. Dopiero wtedy można uznać, że chwilowa linia śnieżna definiuje obszar akumulacji lodowca (i nazywana jest wtedy linią równowagi). W świetle miesięcznej rozpiętości sezonowej zdjęć użytych w tej pracy, otrzymane wyniki przebiegu chwilowej linii śnieżnej należy traktować orientacyjnie.

Najmniejsze różnice w przebiegu chwilowej linii śnieżnej w badanych latach występują na południu Vatnajökull (rejon Öraefajökull), oraz na południowym wschodzie (z wyjątkiem Breiðamerkurjökull). Na zachodzie czaszy różnice między liniami są bardziej wyraźne, widać tendencję do systematycznego zmniejszania się obszaru akumulacji. Największa zmienność przebiegu chwilowej linii śnieżnej notowana jest na północy Vatny – najdalej sięgał zasięg chwilowej linii śnieżnej w roku 1994, co spowodowane było najprawdopodobniej dodatnim bilansem masy, występującym w kilku poprzedzających 1994 rok latach. Zasięg linii śnieżnej w 1994 roku



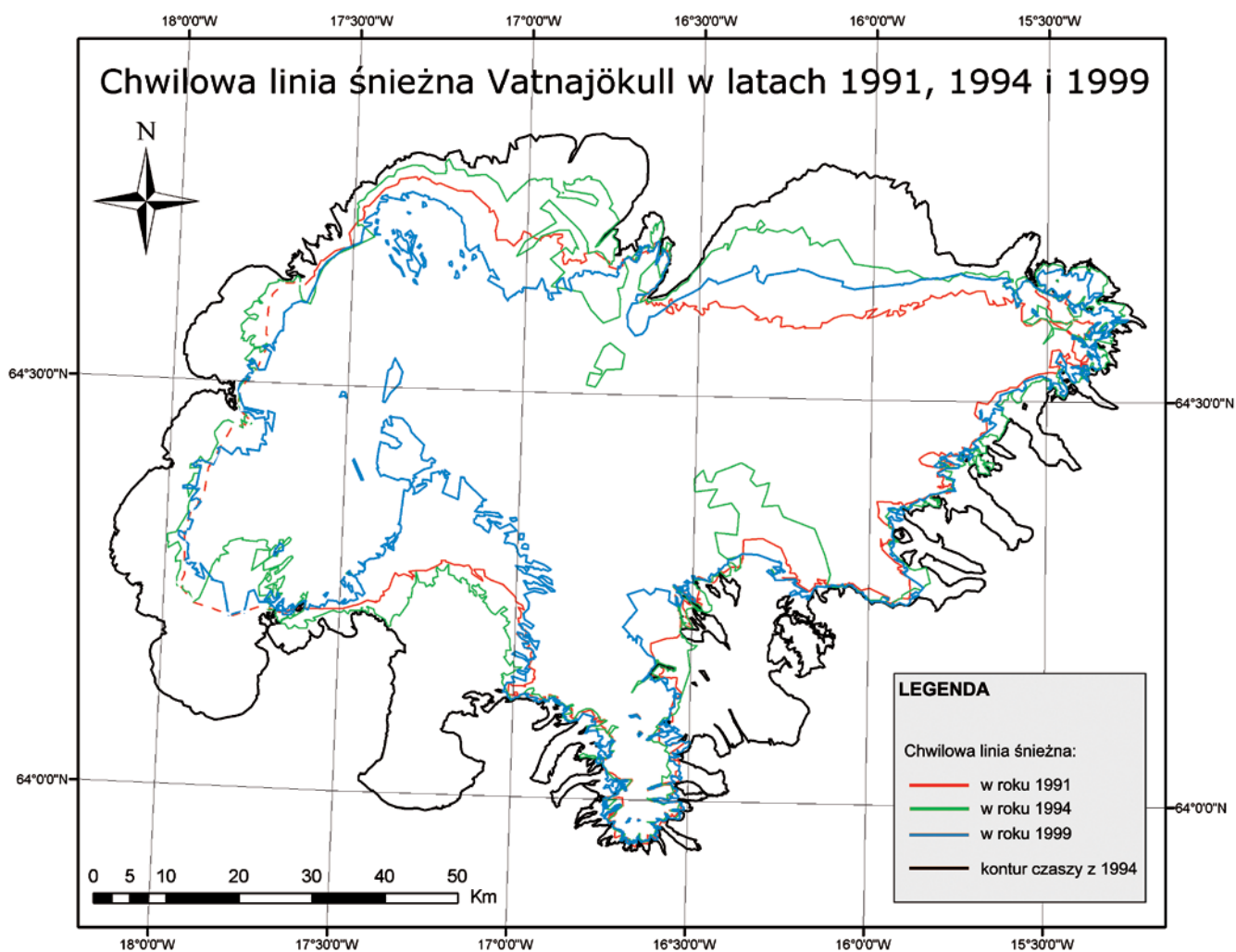
Ryc. 7. Porównanie zasięgu Vatnajökull w latach 1991–1999

Fig 7. Vatnajökull's range comparison in years 1991–1999.

przekroczył znacznie zasięg z roku 1991, natomiast w 1999 był już mniejszy; szybsze wznoszenie się linii śnieżnej na większą wysokość (a zatem kurczenie się ograniczanego przez nią obszaru) widać w północno-zachodniej części (lodowiec Dyngju), niż w północno-wschodniej (Brúarjökull), najprawdopodobniej z powodu mniejszych sum opadów na północnym zachodzie. Charakterystyczne miejsce to również okolice kaldery Grimsvötn, pozbawione pokrywy lodowej po wybuchu szczeliny Gjálp w 1996 roku, oraz okolice na południe od kaldery (Skeiðarárjökull), gdzie linia śnieżna w roku 1999 jest znacznie wyżej, niż w poprzednich latach. Jest to również konsekwencja wybuchu z 1996 roku i wywołanej przez niego powodzi, która wymyła i stopiła ogromne ilości lodu, zmieniając kształt tego fragmentu czaszy. Linia śnieżna w okolicach lodowca Breiðamerkur również wykazuje nieregularność na przestrzeni lat. Trudno jest wyjaśnić znaczne podniesienie się linii na północ od niego, raczej nie miało ono związku z geotermalną aktywnością pod lodowcem. Podniesienie się chwilowej linii śnieżnej z 1994 roku w rejonie lodowca Siðu mogło natomiast mieć związek z aktywnością geotermalną w tym rejonie.

Podnoszenie się położenia linii równowagi ma konsekwencje dla bilansu masy lodowca – każde 100 m w górę powoduje redukcję bilansu masy o 0,75 m ekw. wodnego (Björnsson i in., 2002).

W tabeli 2 zamieszczono pomiary położenia czół poszczególnych lodowców uchodzących. Rok 1991 jest traktowany jako podstawowy, względem którego liczono położenia czół w kolejnych latach. Jeśli nie można było wyznaczyć granicy któregoś lodowca z powodu zachmurzenia, oznaczono to znakiem „-”. Każde czoło mierzono wzdłuż jednej linii tak, aby miejsce pomiaru dla wszystkich lat było to samo. Czola większości rozległych lobów mierzono w kilku miejscach, ponieważ zmiany nie były takie same dla całości czola. Wszystkie wartości należy przyjmować z wyliczonym uprzednio błędem pomiarowym ± 40 m. Jak wynika z Tabeli 2, u zdecydowanej większości z pomierzonych jezorów zauważono cofanie się czola. Jedynie cztery jezory, położone na północnym zachodzie, przyrosły w ciągu lat 1994–1999 (na zdjęciu z roku 1991 te jezory przykryte były chmurami). Większość drobniejszych lodowców dolinnych i górskich z południa i południowego wschodu nie zmieniła swojego położenia na tyle znacząco, by



Ryc. 8. Porównanie chwilowej linii śnieżnej na Vatnajökull w latach 1991, 1994 i 1999

Fig. 8. Vatnajökull's Transient Snow Line comparison, years 1991, 1994 and 1999.

Tabela 2. Pomiary zmian położenia czół lodowców (metry)
Changes in position of terminus of the outlet glaciers (meters)

Duże, łobalne jezory: <i>Big, lobate outlet glaciers:</i>	1991	1994 względem 1991 1994 vs. 1991	1999 względem 1994 1999 vs. 1994	1999 względem 1991 1999 vs. 1991
Brúarjökull	0	-80; -200; -470	-160; -445; -580	-240; -645; -1050
Eyjabakkajökull	0	-300; -105	-380; -120	-680; -225
Breiðamerkurjökull	0	-760	-1200	-1960
Skeiðarárjökull	0	b.z.	-660	-660
Siðujökull	–	–	1300	1300
Skaftárjökull	–	–	1500	1500
Tungnaárjökull	–	–	1150	1150
Sylgjujökull	–	–	240; 670	240; 670
Köldukvíslarjökull	–	–	-210; -380	-210; -380
Dyngjujökull	0	-460; -240	-220; -680	-660; -920
Jezory południowo- wschodnie: <i>Southwestern outlet glaciers:</i>				
Höfellsjökull	0	-120	-140	-260
Flaájökull	0	b.z.	-120	-120

można było zmierzyć na zdjęciach wykonanych przez satelitę Landsat.

Interpretacja wyników

Zauważono, że na ogół między latami 1991 a 1994 następowało mniejsze cofnięcie czoła, niż między rokiem 1994 a 1999. Zaobserwowany systematyczny zanik masy jezorów powoduje, że nie można tych wahań przypisać wahnięciom spowodowanym przez szarżę; należy też pamiętać, że lodowiec szarżujący, jeśli jest w okresie pasywnym, zachowuje się tak samo i podlega tym samym prawom, co zwyczajny lodowiec.

Ponadto recesja czół ma często charakter systematyczny. Jak pisze Sigurðsson (2005), o ile pod koniec XIX wieku lodowce islandzkie osiągnęły swój maksymalny zasięg, tak w XX wieku notuje się ubytek ich masy, zachodzący bardzo szybko zwłaszcza od lat 30. do 60. włącznie. Proces topnienia doprowadził lodowce do takiego samego stanu jak w połowie wieku XVII. Od mniej więcej 1970 do 1995 znów zaczęto zauważać przyrastanie mas większości lodowców, a związane było to przede wszystkim z lekkim ochłodzeniem klimatu, trwającym od lat 60. do połowy 80, oraz ze wzrostem sumy opadów. Jednak już w ostatnich latach XX wieku recesja zaczęła ponownie dominować, a w roku 2000 wszystkie nieszarżujące lodowce według danych Islandzkiego Towarzystwa Glacjologicznego cofały się. Wieloletnie porównywanie zmian położenia czół nieszarżujących lodowców ze średnią temperaturą lata pokazuje, że po znaczących zmianach zachodzących w klimacie, reakcje czół lodowców (awans lub cofanie się) następowały z opóźnieniem wynoszącym zaledwie kilka lat. Opóźnienie to nie jest skorelowane ani z rozmiarem, ani z bilansem masy, ani też z innymi cechami lodowca (Sigurðsson i in., 2007). Dla lodowców szarżujących te zależności są mniej oczywiste i trudniejsze do wyznaczenia (Sigurðsson i in., 1998b).

Jezory południowo-zachodnie, dla których zanotowano znaczny przyrost masy od roku 1994 do 1999, stanowią wyjątek wśród cofających się lub stagnujących czół pozostałych. Przyczyną tych awansów są szarże. Zarówno Siðujökull, jak i Tungnaárjökull szarżowały w 1994 roku, a przeciętny przyrost czoła dla tych lodowców w czasie szarży wynosi odpowiednio 0,5–1,2 km oraz 1,2–2,0 km (Björnsson i in., 2003), co zgadza się z otrzymanymi w pracy wynikami. Sylgjujökull był w stanie szarży w 1996 roku, a jego średni przyrost czoła wynosi około 0,5 km (Björnsson i in., 2003), co również odpowiada otrzymanym w pracy wartościom 240 i 670 m. Brak jest danych co do lat, w których szarżował Skaftárjökull, ale ponieważ położony jest między lodowcami Siðu i Tungnaár, które szarżowały w tym samym 1994 roku, istnieje duże prawdopodobieństwo, że lodowiec Skaftár wtedy był również w stanie szarży.

Podsumowanie

Wnioski z niniejszej pracy wpisują się w wyniki badań, prowadzonych przez islandzkich oraz amerykańskich naukowców.

Cofanie się czół południowo-zachodnich jezorów Vatnajökull na podstawie zdjęć z sensorów MSS i TM w latach 1973–1987 badała Hall i in. (1992). Jak piszą autorzy, pomiary satelitarne okazują się być mocno skorelowane z naziemnymi, można zatem uznać zdjęcia satelitarne za wiarygodne źródło informacji o stanie lodowców i czasach lodowych. Potwierdza to Williams i in. (1997), pisząc, że zdjęcia z satelity Landsat są dobre do monitorowania zmian w większości jezorów Vatny, a wyniki wydzieleni osiągają dokładność zbliżoną do rozdzielczości zobrazowań.

Magnússon (2005b) za pomocą radaru typu SAR badał zmiany, jakie zaszły w ciągu XX wieku w zachodniej części Vatnajökull i również otrzymał informacje o ubytku masy, sięgającego od 4 do prawie 14%, w zależności

od badanego jezora. W innej pracy tego autora (Magnússon i in., 2005a) znajdujemy informację o tym, że w ciągu 13 lat (do roku 1998) ubyło $14 \pm 5 \text{ km}^3$ z zachodniej części Vatny.

Z kolei z regularnych (lata 1990–2000) badań naziemnych Björnssona i in. (2002) wynika, że bilans roczny Vatnajökull był dodatni w latach 1991–1994, zerowy w 1994–1995, a ujemny w 1996–2001. W pierwszej połowie lat 90. lata były chłodne, stąd niska ablacja, a z nią dodatni bilans masy. W roku 1997 natomiast ablacja była bardzo wysoka, co spowodowane zostało znacznym obniżeniem wartości średniego albedo lodowca. Albedo obniżyła tefra i popioły, opadłe na czaszę Vatnajökull po erupcji Gjálp w 1996. W 2000 roku do wysokiej ablacji przyczyniła się ciepła i wietrzna zima w poprzednim sezonie.

Wielu autorów, bazując na posiadanych informacjach dotyczących zachodzących zmian klimatu oraz obecnych i przeszłych reakcji lodowców, tworzy modele, symulujące zachowanie się czasz lodowych w przyszłości. Większość z tych modeli nie pozostawia złudzeń co do dalszego losu Vatnajökull i innych lodowców Islandii – będą one zanikać, a tempo topnienia będzie zależało od stopnia ocieplenia klimatu. Przy podniesieniu się średniej temperatury rocznej o 2°C na wiek i opadach równych obecnym, Vatnajökull będzie się zmniejszać sukcesywnie i zaniknie za około 400 lat (Flowers i in., 2005). Z kolei przy założeniu wzrostu średniej temperatury o 1°C i jednoczesnym wzroście opadów o ok. 5%, średni bilans masy netto czaszy Vatny obniży się o 0,56 m ekwiwalentu wodnego (De Ruyter de Wildt i in., 2003).

Inne symulacje są mniej optymistyczne. Według nich Langjökull zniknie za 150 lat, natomiast Vatnajökull i Hofsjökull za 200 lat (Björnsson i in., 2006). Jeszcze inny scenariusz klimatyczny przewiduje dla Islandii ocieplenie o $0,15^\circ\text{C}$ na dekadę latem, a o $0,3^\circ\text{C}$ na dekadę zimą. Opady pozostaną stałe lub wzrastające o 5% na każdy 1°C ocieplenia. Skutki wzrostu temperatury mogą być częściowo niwelowane przez wzrost sumy opadów (Aðalgeirsdóttir i in., 2006). Według modelu, skonstruowanego przez Jóhannessona (2004) lodowce niemal zanikną za 200 lat.

Należy zaznaczyć, że większość z przytoczonych symulacji nie uwzględniała wpływu szarż, jako zbyt trudnych i nieprzewidywalnych do uwzględnienia w matematycznym modelu. Wprawdzie jak twierdzi Marshall (2005), symulacje uwzględniające tylko zmiany zachodzące w temperaturze, a nieuwzględniające wpływu szarż, nie dają obrazu prawdziwych zachowań lodowca. Dodanie wpływu szarż do przyszłych modeli może zmienić prognozy, aczkolwiek nie do końca jest jasne, w jaki sposób (Aðalgeirsdóttir i in., 2004).

Widać zatem, że według wszelkich prognoz lodowce Islandii będą nadal zanikać, tak jak to się dzieje nieprzerwanie od początków XX wieku. Niniejsza praca zaprezentowała zmiany w zasięgu poszczególnych czoł lodowców czaszy Vatnajökull, jakie zaszły w latach 1991–1999. Większość z badanych czoł jezorów uległa recesji, oprócz czterech, które były w trakcie szarż.

Zanik tak ogromnych powierzchniowo i objętościowo połaci lodu jak Vatnajökull, będzie miał konsekwencje zarówno lokalne, jak i globalne. Lodowce są na Islandii źródłem wody pitnej, rzeki lodowcowe dostarczają energii; wzmożony przepływ w tych rzekach z powodu silniejszego topnienia może być niebezpieczny dla ludzi i krajobrazu, z kolei krajobraz przyciąga turystów (źródło dochodu).

Trzeba też pamiętać, że topnienie lodowców może spowodować zmianę zasolenia i struktury oceanu światowego, a w konsekwencji cyrkulacji oceanicznej, co miałyby ogromne i trudne do przewidzenia konsekwencje. Pomimo, że naukowcy nie są zgodni co do tego, czy rzeczywiście człowiek przyczynił się do globalnego ocieplenia oraz w jakim stopniu ono zachodzi, to jednak nie sposób zaprzeczyć istnieniu niepokojących zjawisk, takich jak wzmożone topnienie lodowców, których konsekwencji nie jesteśmy w stanie tak naprawdę przewidzieć.

W tym miejscu pragnę podziękować panu profesorowi Helgiemu Björnssonowi (Institute of Earth Science, University of Iceland), panu doktorowi Richardowi S. Williamsowi Jr (USGS) oraz panu Oddurowi Sigurðssonowi (National Energy Authority, Islandia) za okazaną mi pomoc i życzliwość, polegającą na udostępnieniu artykułów i materiałów, do których nie miałam dostępu w Polsce.

Chciałabym również serdecznie podziękować profesorowi dr hab. Andrzejowi Ciołkoszowi za cenne uwagi oraz cierpliwą i życzliwą pomoc w przygotowaniu tego artykułu.

Literatura

- Aðalgeirsdóttir G., Björnsson H., Jóhannesson T., czerwiec 2004, *Vatnajökull ice cap, results of computations with a dynamical model coupled with a degree-day mass-balance model*, Science Institute, University of Iceland, RH-11-2004.
- Aðalgeirsdóttir G., Jóhannesson T., Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O., 2006, *Response of Hofsjökull and southern Vatnajökull, Iceland, to climate change*, Journal of Geophysical Research, vol. 111, F03001.
- Björnsson H., Jóhannesson T., Aðalgeirsdóttir G., Guðmundsson S., Sigurðsson O., Pálsson F., 5–9 czerwca 2006, *Climate change response of Vatnajökull, Hofsjökull and Langjökull ice caps*, Iceland, European Conference on Impacts of Climate Change on Renewable Energy Sources, Reykjavik, Islandia.
- Björnsson H., Pálsson F., Haraldsson H., 2002, *Mass balance of Vatnajökull (1991–2001) and Langjökull (1996–2001)*, Iceland, Jökull nr 51, s.74–78.
- Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O., Flowers G. E., 2003, *Surges of glaciers in Iceland*, Annals of Glaciology, nr 36, s. 82–90.
- Bronge Boresjo L., 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, vol. 20, nr 2, s. 225–240.
- 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*, vol. 20, nr 15 i 16, s. 3217–3230.
- De Ruyter de Wildt M., Oerlemans J., Björnsson H., 2003, *A calibrated mass balance model for Vatnajökull, Iceland*, *Jökull* nr 52, s. 1–20.
- ERDAS Field Guide, 1998, Przewodnik geoinformatyczny, GEOSYSTEMS Polska, Warszawa, Red. wydania Jacek Domański.
- Flowers G. E., Marshall S. J., Björnsson H., Clarke G. K. C., 2005, *Sensitivity of Vatnajökull ice cap hydrology and dynamics to climate warming over the next 2 centuries*, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110, F02011, s. 1–19.
- Hall D.K., Chang A.T.C., Foster J.L., wrzesień 1999, BOREAS RSS-08 *Snow Maps Derived from Landsat TM Imagery*, Dostępne on-line na: <http://www.daac.ornl.gov>.
- Hall K.D., Williams S.R. Jr, Bayr J.B., 24 marca 1992, *Glacier recession in Iceland and Austria*, „*Eos, Transactions, American Geophysical Union*”, vol. 73, no.12, s. 129, 135 i 141.
- Heiskanen J., Kajuutti K., Jackson M., Elvehoy, Pellikka P., 2002, *Assessment of glaciological parameters using LANDSAT satellite data in Svartisen, northern Norway*, *EARSel eProceedings No. 2*, s. 1–9.
- www.iceland.vefur.is – islandzka strona informacyjna o Islandii.
- Ingólfsson Ó., stan na rok 2006, Professor of glacial and Quaternary Geology – Strona profesora geologii glacialnej i czwartorzędowej, Uniwersytet Islandzki, <http://www.hi.is/~oi/>.
- Jania J., *Glaciologia*, PWN Warszawa 1997.
- Jóhannesson T., Aðalgeirsdóttir G., Björnsson H., Pálsson F., Sigurðsson O., 2004, *Response of glaciers and glacier runoff in Iceland to climate change*, w: *Nordic Hydrological Conference 2004 (NHC-2004)*, Arvo Järvet, ed., Tartu, Nordic Hydrological Programme, s. 551–560.
- Magnússon E., Björnsson H., Dall J., Pálsson F., 2005a, *Volume changes of Vatnajökull ice cap, Iceland, due to surface mass balance, ice flow and subglacial melting at geothermal areas*, *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L05504, s. 1–4.
- Magnússon E., Björnsson H., Dall J., Pálsson J., 2005b, *The 20th century retreat of ice caps in Iceland derived from airborne SAR: W-Vatnajökull and N-Mýrdalsjökull*, *Earth and Planetary Science Letters* 237, str 508–515.
- Makowski J., 2004, *Geografia fizyczna świata*, PWN, Warszawa, s. 39.
- Paul F., 2000, *Evaluation of different methods for glacier mapping using Landsat TM*, *Proceedings of EARSel-SIG-Workshop Land Ice and Snow*, Dresden/FRG, 16-17.06.2000, s. 239–245.
- Sigurðsson O., 1998a, *Glacier variations in Iceland 1930–1995. From the database of the Iceland Glaciological Society*. *Jökull* nr 45,
- Sigurðsson O., Jóhannesson T., 1998b, *Interpretation of glacier variations in Iceland 1930–1995*, *Jökull* nr 45, s. 27–34.
- Sigurðsson O., 2005, *Variations of termini of glaciers in Iceland in recent centuries and their connection with climate, w: Iceland – Modern processes and past environments*, *Developments in Quaternary Science*, nr 5, Edytor serii Jim Rose, s. 240–257.
- Sigurðsson O., Jónsson T., Jóhannesson T., 2007, *Relation between glacier – termini variations and summer temperature in Iceland since 1930*, *Annals of Glaciology* nr 46, s. 170–176.
- Williams S.R., 1987, Jr, *Satellite remote sensing of Vatnajökull, Iceland*, *Annals of Glaciology*, nr 9, s. 127–135.
- Williams S.R. Jr, Hall K.D., Benson S.C., 1991, *Analysis of glacier facies using satellite techniques*, *Journal of glaciology*, vol. 37, nr 125, s. 120–128.
- Williams S.R. Jr, Hall K.D., Sigurðsson O., Chien Y.L.J., 1997, *Comparison of satellite-derived with ground-based measurements of the fluctuations of the margins of Vatnajökull, Iceland, 1973–92*, *Annals of Glaciology*, nr 24, s. 72–80.



Mgr Maria Górczyńska ukończyła w 2008 roku studia magisterskie na Wydziale Geografii i Studiów Regionalnych w Katedrze Geoinformatyki i Teledetekcji. Obecnie pracuje w warszawskiej firmie teleinformatycznej.