

Leon Andrzejewski, Paweł Molewski

Instytut Geografii
Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Toruń

**ZASIĘG CZOŁA LODOWCA TUNGNAÁR
W CZASIE MAŁEJ EPOKI LODOWEJ
NA TLE ZŁODOWACENÍ ISLANDII**

**EXTENT OF THE TUNGNAÁRJÖKULL SNOUT
DURING THE LITTLE ICE AGE
AGAINST THE GLACIATIONS IN ICELAND**

Zarys treści: W artykule zaprezentowano wyniki badań nad zasięgiem lodowca Tungnaár (stanowiącego zachodnią część lodowca Vatna) w okresie małej epoki lodowej na tle współczesnego stanu zlodowacenia Islandii. Obecnie lodowce pokrywają na Islandii 11 785 km², co stanowi 11,4% powierzchni wyspy. Powierzchnia ta zmienia się w zależności od bilansu lodu, który jest zdeterminowany przez czynnik geotermalny oraz warunki klimatyczne i fizjograficzne. Autorzy skorelowali istniejące w rejonie lobu Tungnaár formy i osady glacialne i fluwioglacialne, co umożliwiło wyznaczenie na jego przedpolu sześciu zróżnicowanych stref morfogenetycznych. W okresie małej epoki lodowej zasięg lodowca Tungnaár był większy niż współcześnie i zdeterminowany orografią podłoża lodowca i jego aktywnością.

Słowa kluczowe: zlodowacenia Islandii, mała epoka lodowa, lodowiec Tungnaár

Key words: glaciations of Iceland, Little Ice Age, Tungnaár glacier

Wprowadzenie

Występowanie kilku rozległych czap lodowcowych na Islandii oraz ich charakter i dynamika stwarzają szczególnie sprzyjające warunki do badań procesów glacialnych i glaciofluwialnych. Niezależnie bowiem od różnych uwarunkowań współczesnego rozwoju lodowców Islandii i zlodowaceń plejstocenijskich na Niżu Europejskim, przy rekonstrukcji przebiegu procesów kształtujących młodoglacialną rzeźbę Polski bardzo cenne stają się badania realizowane w obrębie aktualnie formowanych stref marginalnych tych lodowców.

Współczesne zlodowacenie Islandii jest efektem czwartorzędowych zmian klimatycznych półkuli północnej. Około 7 Ma temu pojawiły się na Islandii pierwsze

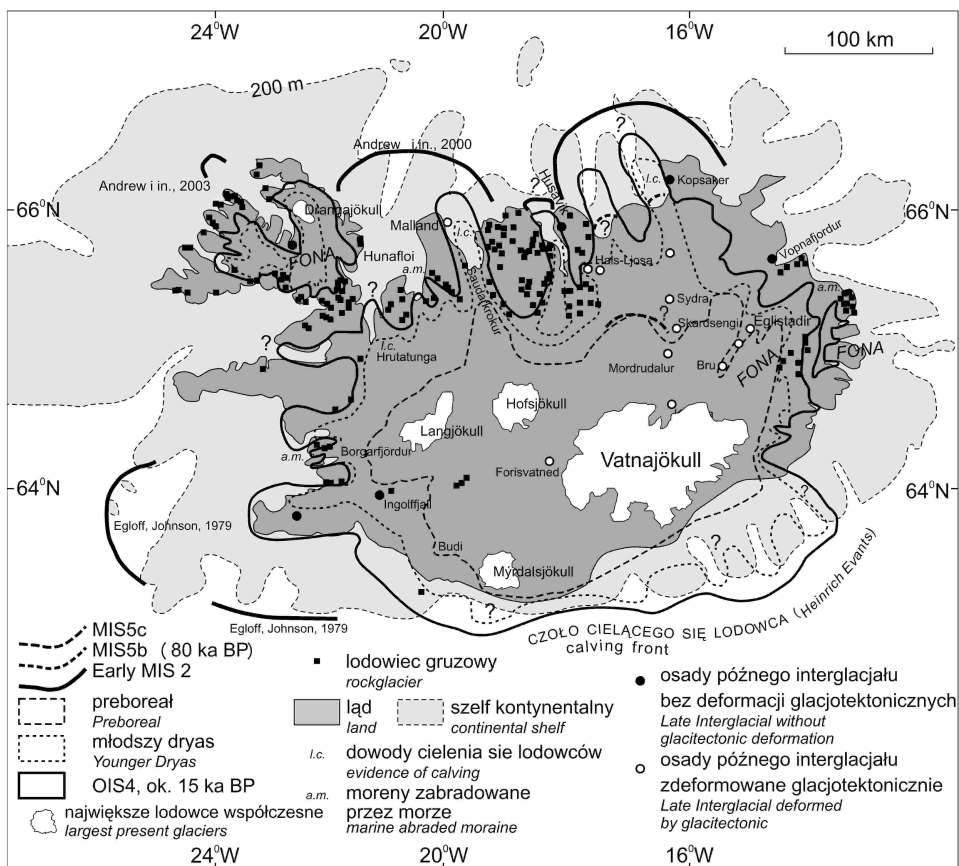
przejawy pogorszenia się warunków klimatycznych, natomiast już około 3,3 Ma temu formowały się pierwsze lodowce. Progresja ochłodzenia, a także zwiększająca się wilgotność klimatu sprawiły, że już 2,5 Ma temu większa część Islandii pokryta była zwartą czapą lodową, a około 2,2 Ma temu cały obszar wyspy znajdował się pod jej przykryciem. W okresie plio-plejstoceni, a więc pomiędzy 3,3 a 0,7 Ma temu, wyróżnia się na terenie Islandii dziewięć cykli glacialno/interglacialnych, z których każdy trwał średnio około 180 ka (Thordarson, Hoskuldsson 2002).

Okres górnoplejstoceni, obejmujący ostatnie 700 ka, zaznaczył się wzmożoną aktywnością wulkaniczną. Została w tym czasie ukształtowana rozległa strefa neowulkaniczna Islandii, obejmująca około 25% jej powierzchni. Wahania klimatyczne wyraziły się kolejnymi okresami glacialnymi i interglacialnymi. Przyjmuje się, że w okresie tym miało miejsce 5 kolejnych cykli glacialno/interglacialnych, które trwały średnio od 120 ka do 140 ka (Thordarson, Hoskuldsson 2002).

Vistuliańskie zlodowacenie Islandii

Rozwój czap lodowych na Islandii, zarówno aktualnie, jak i w przeszłości, uwarunkowany jest głównie czynnikami klimatycznymi. Subarktyczny morski klimat wyspy kształtowany jest na styku prądów morskich o przeciwnym charakterze, powodujących ścieranie się mas powietrza o odmiennych cechach. Sytuacja ta sprzyja wysokim opadom. Ich średnie wartości wahają się od 3000 mm na dalekiej północy do około 400 mm na południowo-wschodnich krańcach wyspy. Grubość pokrywy śnieżnej nagromadzonej w ciągu roku na lodowcach Islandii dochodzi do kilku, a lokalnie nawet do kilkunastu metrów. Tak więc, niezależnie od stosunkowo wysokich średnich temperatur, których wartości zmieniają się w różnych częściach Islandii, oraz wysokości nad poziomem morza, granica wieloletniego śniegu przebiega stosunkowo nisko. Na południowych skłonach Vatnajökull i Mýrdalsjökull jest ona położona na wysokości 1100 m n.p.m. i podnosi się do około 1700 m n.p.m. na północ od lodowca Vatna. W skrajnie północnych częściach wyspy obniża się natomiast do około 550 m n.p.m. Rozwojowi lokalnych pokryw lodowych sprzyja także rzeźba terenu, a szczególnie występowanie rozległych plateau bazaltowych, kraterów i grzbietów wulkanicznych (Björnsson 1979).

Ostatnie największe plejstoceni rozprzestrzenienie lądolodu na terenie Islandii miało miejsce podczas zlodowacenia vistuliańskiego, które trwało tutaj od 120 ka do 10 ka. Współczesna rzeźba Islandii jest w znacznym stopniu efektem zlodowacenia tego okresu. Maksimum zlodowacenia vistuliańskiego przypada na 25-30 ka. Ocenia się, że poziom oceanu był w tym czasie niższy o 100-150 m. Lądolód rozprzestrzenił się znacznie poza dzisiejszy zarys wyspy, obejmując swoim zasięgiem fragmenty szelfu na odległość około 130 km (ryc. 1). Od 18 ka temu rozpoczyna się generalna recesja lądolodu (Einarsson 1979, Hjartanson 1991, Ingólfsson 1991, Thordarson, Hoskuldsson 2002, van Vliet-Lanoë i in. w druku). Kilka vistuliańskich epizodów glacialnych na terenie północnej Islandii koreluje ze zlodowaceniami Svalbardu i szelfu Morza Barentsa oraz Skandynawii (van Vliet-Lanoë i in. w druku). Z zestawienia tego wynika, że po okresie interglacialu eemskiego na obszarze



Ryc. 1. Zasięgi zlodowceń w vistulianie (wg van Vliet-Lanoë i in. w druku) i największe współczesne lodowce Islandii

Fig. 1. The extents of the glaciations during the Vistulian (Weichselian) (after van Vliet-Lanoë et al. in print) and the largest contemporary glaciers of Iceland

Islandii wyróżnić można co najmniej trzy zasadnicze okresy wzmożonej aktywności lodowców, tj. w okresie wczesnego, środkowego i późnego vistulianu. Schemat ten nawiązuje do obserwacji Mangeruda i in. (1988) z obszaru Svalbardu i Skandynawii (Andrzejewski 2005).

Rozrost czap lodowych na terenie Islandii wynikał zasadniczo ze zmian klimatycznych, które wyrażały się okresowym zwiększeniem wilgotności (opadów). Pomiedzy środkowym i późnym vistulianem w północnej Islandii w warunkach suchego i zimnego klimatu rozwinęły się lodowce gruzowe. Dyskusyjne jest zagadnienie dynamiki i przebiegu deglacjacji obszaru Islandii w okresie po maksymalnym zasięgu czapy lodowej, co – jak już wspomniano – miało miejsce około 25-30 ka temu. Ewolucja poglądów w tej kwestii dotyczyła przyjęcia modelu etapowej deglacjacji jednego zlodowacenia lub dwukrotnych awansów, starszego przed böllingiem oraz

kolejnego w młodszym dryasie, po których następowała etapowa recesja (Kjartansson 1966 *vide* van Vliet-Lanoë i in. w druku, Thorarinsson 1951 *vide* van Vliet-Lanoë i in. w druku). Istnieją także trudności w korelacji tych zdarzeń w południowej i północnej części Islandii, co – jak już wspomniano – wynika z dość istotnych różnic klimatycznych pomiędzy tymi obszarami. Nie wnikając w szczegóły dyskusji można przyjąć, że w okresie plenivistuliańskim na terenie Islandii i na jej szelfie zasięg czapy lodowej ulegał zmianom, które wyrażają cztery stadiały (fazy): maksymalny zasięg około 25-30 ka temu, którego ślady w postaci osadów glacialno-morskich rejestrowane są w obrębie szelfu, stadiał najstarszego dryasu (Kopasker, Fnjoskadalus), stadiał młodszego dryasu (Aftanes) oraz stadiał z okresu preborealnego (Budi) (ryc. 1). Po tym okresie nastąpiła wyraźna poprawa warunków klimatycznych, co spowodowało prawie całkowity zanik lodowców i pojawienie się szaty roślinnej.

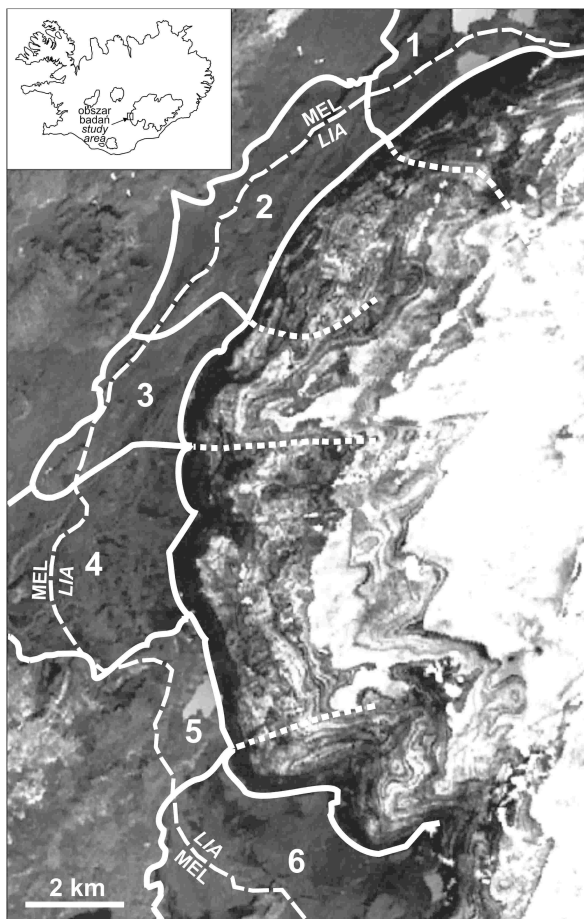
Okres wczesnego średniowiecza wyraził się stopniowym rozrostem lokalnych czap lodowych w wyniku ogólnych zmian klimatycznych małej epoki lodowej. Maksimum tego zasięgu miało miejsce w różnym czasie, głównie jednak pod koniec XIX wieku.

Współczesne lodowce Islandii

Obecnie lodowce na Islandii zajmują 11 785 km², co stanowi 11,4% jej powierzchni. Do największych należą: Vatnajökull 8538 km², Langjökull 1022 km², Hofsjökull 996 km², Mýrdalsjökull 701 km², Drangajökull 199 km² (ryc. 1). Charakteryzują się one zmienną dynamiką i zmiennym bilansem lodowym, co obok uwarunkowań klimatycznych i fizjograficznych determinuje czynnik geotermalny (van Vliet-Lanoë i in. w druku). Cechą charakterystyczną wielu wypustowych lodowców Islandii są ich nagłe awanse o charakterze surge'u (Thorarinsson 1964). Zjawiska te przebiegają bardzo nieregularnie i ze zróżnicowaną dynamiką. Wyrażają się one głównie zmianą morfologii lodowców oraz wyraźną transformacją rzeźby ich przedpola. Ocenia się, że nieco ponad 50% powierzchni współczesnych lodowców na Islandii ma takie cechy (Hayes 2000). Brak jest dotąd określenia jednoznacznych przyczyn tych zjawisk. Wyraźne przyspieszenie prędkości lodowców może bowiem mieć wiele przyczyn. Do głównych zalicza się zmiany: struktury termicznej lodowca, naprężeń ścinających w jego podłożu, subglacialnego reżimu hydrologicznego, a także niestabilność osadów podłoża.

Charakterystyka przedpola lodowca Tungnaár

Obszar przedpola lodowca Tungnaár leży na wysokości od 700 do 900 m n.p.m. i rozciąga się południkowo na długości 28 km. Jego szerokość jest zmienna od około 1 km w części północnej do około 2,5 km w części środkowej i południowej. Zarys czoła lodowca ma układ lobalny.



Ryc. 2. Maksymalny zasięg lodowca Tungnaár w czasie małej epoki lodowej (MEL) na tle opisywanych stref morfogenetycznych
 Fig. 2. Maximum extent of the Tungnaárjökull during the Little Ice Age (LIA) against the morphogenetic zones

Orografia wulkanicznego podłoża i przedpola lodowca Tungnaár, a w szczególności kierunek przebiegu górnoplejstoczeńskich grzbietów wulkanicznych w jego obrębie, w dużym stopniu determinuje rozwinięcie i dynamikę czoła lodowca (Andrzejewski, Molewski 2000, Andrzejewski 2002). Analiza sposobu wykształcenia i związków form glacialnych i glaciofluwialnych oraz ich relacji do rzeźby wulkanicznej stała się podstawą wyróżnienia na przedpolu Tungnaárjökull sześciu zróżnicowanych morfogenetycznie stref (ryc. 2):

1 – strefa ekstraperyferyjna z okresu małej epoki lodowej, położona w północnej części przedpola lodowca. Od północnego zachodu strefę tę ogranicza grzbiet wulkaniczny Jökulgrindur. Na jej obszarze znajdują się m.in.: jezioro z wyraźnymi śla-

dami (półki abrazyjne) wyższego poziomu wód i kopalnymi deltami jeziornymi, poziomy sandrowe o różnych wysokościach oraz liczne formy stagnującego i martwego lodu (Andrzejewski i in. 2005). Od wschodu przechodzi ona we współcześnie przekształcaną przez lodowiec, wąską i wysoko usytuowaną względem pozycji czoła lodowca powierzchnię wulkaniczną, z niewielkim przykryciem morenowym i zespołem zbiorników terminoglacjalnych. Odpływ proglacjalny odbywa się lateralnie wzdłuż i pod wysokim czołem lodowca w kierunku południowo-zachodnim. Jest to fragment czoła lodowca o najsłabszej dynamice w stosunku do pozostałych stref, wynikającej z równoległego do niego układu podlodowych grzbietów wulkanicznych;

2 – strefa od zachodu ograniczona grzbietem wulkanicznym Jökulgrindur, który w czasie małej epoki lodowej został przekroczony przez lodowiec. W strefie tej na kontakcie ze wschodnim zboczem grzbietu wulkanicznego powstały liczne formy i osady kontaktu lodowego, w tym terasy kemowe utworzone w czasie zatamowania odpływu wód roztopowych w kierunku południowo-zachodnim (Molewski i in. 2005). Współcześnie stwierdza się tu występowanie licznych brył pogrzebanych lodów lodowcowych. W bezpośrednim sąsiedztwie z czołem lodowca wyróżnia się ukierunkowaną rzeźbę subglacjalną na wzniesieniach wulkanicznych;

3 – strefa o wzrastającej w kierunku południowo-zachodnim szerokości, nadal ograniczona od zachodu grzbietem wulkanicznym Jökulgrindur. Na kontakcie z grzbietem, od strony lodowca, występują stare poziomy sandrowe, częściowo na martwym lodzie. Rozdzielają je nieliczne, zachowane płyty moreny dennej z izolowanymi pagórkami i wzgórzami morenowymi. W obrębie strefy koncentruje się współczesny subglacjalny przepływ wód roztopowych spływających z północy;

4 – strefa z bogatym zespołem form glacialnych związanych z lobałym zarysem czoła lodowca. Brak przeszkód orograficznych w podłożu umożliwia pełne rozwinięcie tych form w postaci kilku wyraźnych ciągów moren czołowych z dobrze wykształconym na ich zapleczu układem dolin marginalnych oraz dużymi płatami ukierunkowanej moreny dennej ze śladami drumlinizacji. W części ekstramarginalnej strefy rozwinął się rozległy, dystrybutywny system cieków proglacjalnych;

5 – strefa lododziałowa, związana z występowaniem pod lodowcem i na jego przedpolu górnoplejstoceńskiego wzniesienia wulkanicznego, prostopadłego do jego czoła. Cechą charakterystyczną strefy jest występowanie licznych przejawów mutonizacji i ukierunkowania rzeźby glacialnej. Poszczególne etapy kształtowania się tej strefy dokumentują m.in. osady limnoglacialne rejestrowane na różnych poziomach oraz zbiorniki proglacjalne;

6 – strefa związana z interlobalnym zarysem czoła, uwarunkowanym występowaniem w jej centralnej części wąskiego grzbietu o przebiegu zgodnym z kierunkiem ruchu lodowca. W strefie tej występują sandry intramarginalne, nawiązujące do obniżień w podłożu wulkanicznym. Osady ich proksymalnych części w bezpośrednim kontakcie z czołem lodowca są zaburzone glacijotektonicznie (Andrzejewski, Molewski 2000). Strefę zamyka od strony południowej ciąg wyraźnych moren czołowych oraz osady kontaktu lodowego na wyniosłościach wulkanicznych z licznymi płatami i bryłami martwego lodu. W części ekstramarginalnej pomiędzy grzbietami wulkanicznymi występują dobrze rozwinięte systemy stożków sandrowych.

Maksymalny zasięg czoła lodowca Tungnaár w czasie małej epoki lodowej

W czasie małej epoki lodowej lodowiec Tungnaár nasunął się na swoje przedpole. Jego ówczesny maksymalny zasięg był znacznie większy od współczesnego i wyraźnie zdeterminowany orografią wulkanicznego podłoża i przedpola lodowca, tj. przebiegiem z północnego wschodu na południowy zachód górnoplejstoczeńskich grzbietów wulkanicznych (ryc. 2). W północnej części przedpola lodowca układ grzbietów wulkanicznych równoległy do jego czoła ograniczał swobodne rozwinięcie nasunięcia lodowca. Czoło znajdowało się w odległości od 800 m do 900 m na północny zachód od jego współczesnego zasięgu, który wyznaczają tu m.in. proksymalne części delt stożkowych powstałych w obrębie terminoglacjalnego jeziora zaporowego (Andrzejewski i in. 2005).

W kierunku południowo-zachodnim zasięg lodowca był większy w porównaniu z jego współczesnym położeniem o około 1200-1300 m. W strefie 2 i częściowo 3 lodowiec nieznacznie przekroczył grzbiet wulkaniczny Jökulgrindur na odległość około 150-200 m. Maksymalny zasięg lodowca w tych strefach wyznaczają wały niewielkich moren czołowych z bramami morenowymi położonymi w obrębie Jökulgrindur oraz na zachód od niego, na obszarze przekroczenia grzbietu przez lodowiec. Część z nich została rozmyta przez ekstramarginalne odpływy sandrowe, a ich pozostałością są rezydujące głazy. Miejscami zasięg ten wyznaczają krawędzie kontaktu lodowego i początki sandrów (Szymańska i in. 2005).

W strefie 4, gdzie kierunek nasunięcia był zgodny z kierunkiem przebiegu wyniosłości wulkanicznego podłoża, zasięg lodowca był największy. Czoło znajdowało się w odległości około 2300 m na zachód od jego współczesnego położenia. Maksymalny zasięg lodowca wyznacza tu jeden z kilku, najbardziej oddalony na zachód od lodowca, ciąg moren czołowych o wyraźnie lobalnym przebiegu.

W strefie 5, lododziałowej, ograniczonej występowaniem pod lodowcem i na jego przedpolu górnoplejstoczeńskiego wzniesienia wulkanicznego, prostopadłego do jego czoła, zasięg lodowca w czasie małej epoki lodowej był zróżnicowany i maksymalnie większy od współczesnego o około 1200 m. W strefie 6, bez większych przeszkód orograficznych, zasięg ten ponownie wzrastał do około 1400 m. W strefach tych maksymalny zasięg lodowca wyznaczają formy kontaktu lodowego oraz wały moren czołowych.

Literatura

- Andrzejewski L., 2002, *The impact of surges on the ice-marginal landsystem of Tungnaárjökull, Iceland*, *Sedimentary Geology*, 149, s. 59-72
- Andrzejewski L., 2005, *Historia zlodowaceń Islandii*. W: *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. Przewodnik *Terenowych Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005*, red. P. Molewski, Toruń, s. 21-26
- Andrzejewski L., Molewski P., 2000, *Glaciotectonic disturbances of the limno- and glaciofluvial deposits in the marginal zones of Skeidarárjökull and Tungnaárjökull (Iceland) and their glaciodynamic conditions*, *Quaestiones Geographicae*, 21, s. 13-25

- Andrzejewski L., Molewski P., Szymańska J., 2005, *Paleohydrologiczne następstwa dynamiki Tungnaárjökull – zapis w formach i osadach północnej części strefy marginalnej*. W: *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. Przewodnik Terenowych Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005, red. P. Molewski, Toruń, s. 39-46
- Björnsson H., 1979, *Glaciers in Iceland*, Jökull, 29, s. 74-80
- Einarsson T., 1979, *The deglaciation of Iceland*, Norsk. Geol. For. Med., 13
- Hayes K., 2000, *Preliminary analysis of surge-type glaciers using a glacier inventory of Iceland*. W: *Modern processes and past environments, Iceland 2000. Abstract volume, International Conference, Keele University, April 27th-29th*, red. A.J. Russell, P.M. Marren, Keele, s. 48-50
- Hjartarson Á., 1991, *A revised model of Weichselian deglaciation in south and south west Iceland*. W: *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, red. J.K. Maizels, C. Caseldine, Dordrecht, s. 67-77
- Ingólfsson Ó., 1991, *A review of the late Weichselian and early Holocene glacial and environmental history of Iceland*. W: *Environmental Change in Iceland: Past and Present*, red. J.K. Maizels, C. Caseldine, Dordrecht, s. 13-29
- Mangerud J., Dokken T.M., Hebbeln D., Heggen B., Ingólfsson Ó., Landvik J.Y., Mejdahl V., Svendsen J.I., Vorren T.O., 1988, *Fluctuations of the Svalbard-Barents Sea Ice Sheet the last 150,000 years*, Quaternary Science Reviews, 17, 1-3, s. 11-42
- Molewski P., Szymańska J., Andrzejewski L., 2005, *Sedymentologia osadów terasy kemowej w północno-zachodniej części przedpola Tungnaárjökull i jej paleogeomorfologiczna interpretacja*. W: *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. Przewodnik Terenowych Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005, red. P. Molewski, Toruń, s. 47-56
- Szymańska J., Molewski P., Luc M., Andrzejewski L., 2005, *Kształtowanie się rzeźby glacialnej i glaciofluwialnej na przykładzie fragmentu środkowej części strefy marginalnej Tungnaárjökull*. W: *Rekonstrukcja procesów glacialnych w wybranych strefach marginalnych lodowców Islandii – formy i osady*. Przewodnik Terenowych Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005, red. P. Molewski, Toruń, s. 29-37
- Thorarinsson S., 1964, *Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1964*, Jökull, 14, s. 76-89
- Thordarson T., Hoskuldsson A., 2002, *Iceland. Classic Geology in Europe 3*, Terra
- Van Vliet-Lanoë B., Gudmunsson A., Bourgeois O., Dauteuil O., Embry J.C., Guillou H., Schneider J.L., w druku, *The Last Glacial in Northern Iceland: a limited extent?*, Geodynamica Acta

Summary

The paper presents the extent of the Tungnaárjökull (western part of the Vatnajökull) during the Little Ice Age against the contemporary views over the glaciations of Iceland.

In the Plio-Pleistocene period, i.e. between 3.3-0.7 Ma ago, nine glacial-interglacial cycles are distinguished on the area of Iceland. Each cycle lasted about 180 ka on average. It is assumed that five consecutive glacial-interglacial cycles, which lasted from 120 to 140 ka, took place on Iceland during the earlier 700 ka, i.e. in the Upper Pleistocene period. The ultimate expansion of the ice sheet on the area of Iceland took place during the Vistulian (Weichselian) glaciation, which lasted here from 120 to 10 ka ago. The present morphology

of Iceland is largely the effect of volcanic and glacial activity during the above mentioned period. The maximum of the Vistulian glaciation falls to 25-30 ka BP, and its decline proceeded in stages at the turn of the Late Glacial and Holocene (Fig. 1). Contemporary glaciers of Iceland spread over 11,785 km², which makes up 11.4% of the island's total surface. They show diverse dynamics and ice balance, which is determined by the geothermal factor as well as climatic and physiographic conditions. Moreover, another characteristic feature of many Icelandic outlet glaciers is their sudden surge-advance.

The forefield of the Tungnaárjökull is located at the altitude of 700-900 m above sea level. It spreads from north to south for over 28 km, while its width ranges from about 1 km in the northern part to over 2.5 km in the middle and southern parts (Fig. 2). The snout of the glacier shows a lob character. The orography of the volcanic basement of the glacier's forefield, especially the NE-SW course of the Upper Pleistocene volcanic ridges, determines significantly both spreading and dynamics of the glacier's snout. The analysis of the development and correlations of glacial and fluvioglacial forms/deposits as well as their relation to the volcanic relief became the basis for distinguishing six diverse morphogenetic zones at the Tungnaárjökull forefield (Fig. 2).

During the Little Ice Age the extent of the Tungnaárjökull was much larger than contemporarily and was predominantly determined by the orography of the volcanic substratum and the forefield of the glacier (Fig. 2). In the northern part of the forefield the layout of the volcanic ridges, parallel to the glacier's snout, limited its advance. Within the zone number 1 the snout of the glacier was 800 to 900 m to north-west from its contemporary location. In the zone number 2 and, partially, number 3, the glacier advanced over the volcanic ridge of the Jökulgrindur by 150-200 m, the extent of which was larger than the contemporary one by about 1,200-1,300 m. In the zone number 4, where the direction of the advance was concordant with the direction of the ridges of the volcanic substratum, the glacier's extent was the largest. Its snout was located about 2,300 m to the west of its modern location. In the zone number 5, which is limited by the volcanic ridges perpendicular to its snout and found both under and at the forefield of the glacier, the extent of the glacier during the Little Ice Age was diverse and larger than the contemporary one by 1,200 m at the most. In the zone 6, however, where are no large orographic barriers found, the extent increased again up to about 1,400 m.