



UNIwersytet
MIKOŁAJA KOPERNIKA
W TORUNIU

Przyrodnicze i społeczne uwarunkowania współczesnych krajobrazów Islandii

Pod redakcją
Leona Andrzejewskiego

TORUŃ 2018

Projekt okładki oraz przygotowanie do druku:
dr Włodzimierz Juśkiewicz

Recenzent:
dr hab. Piotr Weckwerth prof. UMK

Fotografie na okładce:

Fotografia lewa górna Aktywny ryft w rejonie największego jeziora Islandii Thingvalla (L. Andrzejewski), fotografia prawa górna Południowy fragment czapy lodowej Myrdals (L. Andrzejewski), fotografia lewa dolna Wodospad Skógafoss (L. Andrzejewski), fotografia prawa dolna Erupcja wulkaniczna Eyjafjallajökull 2010 (Google).

© Copyright 2018 Uniwersytet Mikołaja Kopernika w Toruniu
Toruń 2018

ISSN xxxx-xxxx

Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Gagarina 5, 87-100 Toruń, Poland
www.umk.pl

Wydrukowane przez Wydawnictwo UMK

Edition: 300 copies

SPIS TREŚCI

▪ Leon Andrzejewski <i>Wprowadzenie</i>	7
▪ Leon Andrzejewski <i>Endogeniczne i egzogeniczne uwarunkowania współczesnych krajobrazów Islandii</i>	9
▪ Marian Harasimiuk <i>Zarys problematyki geologicznej Islandii</i>	21
▪ Leon Andrzejewski <i>Geomorfologiczne i sedimentologiczne implikacje powodzi lodowych „Jökulhlaup” na przykładzie stref marginalnych: Skeiðarárjökull i Höfdabrekkujökull</i>	29
▪ Joanna Rotnicka, Maciej Dłużewski <i>Uwarunkowania transportu eolicznego na Islandii</i>	37
▪ Wojciech Zgłobicki <i>Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania erozji gleb na Islandii</i>	45
▪ Katarzyna Bradtke <i>Cyrkulacja wód wokół Islandii</i>	53
▪ Stanisław Fedorowicz <i>Islandzkie erupcje wulkaniczne w zapisie tefrochronologicznym paleogeografii Europy</i>	61
▪ Grzegorz Węclawowicz <i>System osadniczy, ludność i gospodarka Islandii</i>	67
Spis załączników.....	75
Słowniczek terminów geograficznych Islandzko-Polskich.....	77
Trasa warsztatów geograficznych Islandia 2018.....	79
Spis autorów.....	81

*warsztaty geograficzne – „Islandia 2018”
patronat
Komitet Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk*



Wprowadzenie

Opracowanie ma charakter monografii geograficznej prezentującej wybrane zagadnienia głównie z zakresu środowiska przyrodniczego oraz niektóre aspekty problematyki społeczno - gospodarczej Islandii. Przygotowana została z okazji warsztatów geograficznych „Islandia – 2018” zorganizowanych pod patronatem Komitetu Nauk Geograficznych Polskiej Akademii Nauk. Jej literatura pozwoli zapoznać się i zrozumieć niektóre problemy związane z kształtowaniem się współczesnych krajobrazów tej niezwyklej wyspy. W znacznej części opracowanie ma charakter popularno naukowy co wynika, m.in. z faktu, że część uczestników warsztatów reprezentuje inne dyscypliny i zainteresowania nie związane bezpośrednio z naukami o Ziemi. Jestem jednak pewien, że wszystkich uczestników, łączy pasja poznania i zrozumienia złożonych procesów kształtujących dawne i współczesne oblicze naszej planety. Islandia jest pod tym względem wyspą wyjątkową, bowiem na jej niewielkim obszarze koncentrują się nadal bardzo aktywne zjawiska i procesy, które w przeszłości formowały krajobrazy Ziemi. Można powiedzieć, że wyspa ta, „zrodzona w ogniu i wyrzeźbiona przez lodowce i rzeki”, nadal znajduje się w stadium tworzenia, o czym decydują jednocześnie zachodzące intensywne procesy endogeniczne związane z energią wnętrza Ziemi oraz egzogeniczne, wynikające z uwarunkowań klimatycznych kształtowanych przez energię słońca.

Do najbardziej spektakularnych zdarzeń na Islandii należą te, które powstają na ich kontakcie, a więc np. zjawisk wulkanicznych i procesów glacialnych do których należą m.in. podlodowcowe (subglacialne) erupcje wulkaniczne i ich konsek-

wencje, takie jak np. wielkie powodzie lodowcowe (isl. *jökulhlaups*).

Islandia to nie tylko świat cudów natury, takich jak wodospady, lodowce, wulkany i gejzery, lecz także kraj o ciekawej i długiej historii, bogatej literaturze i specyficznej mentalności jej mieszkańców. Islandczycy, twardzi ludzie morza, oswojeni z erupcjami wulkanicznymi i trzęsieniami ziemi, przyzwyczajeni do białych nocy w lecie i niekończącego się mroku w zimie, są niewątpliwie jednym z najsympatyczniejszych i najbardziej gościnnych narodów Europy. W ostatnim stuleciu styl życia Islandczyków ewoluował od izolowanych, rodzinnych wspólnot zamieszkujących odległe farmy i nadbrzeżne wioski do społeczności miejskich, skupionych głównie w południowo-zachodniej części kraju, wokół jego stolicy Reykjavíku. Mówią jednym z najstarszych żywych języków w Europie, niewiele zmienionym od czasu wikingów. Islandia nadal ma bardzo małą gęstość zaludnienia, a jej bezkresne puste połacie ziemi w głębi wyspy zaliczają się do największych „dzikich” przestrzeni w Europie.

W niniejszej monografii pojęcie krajobrazu należy rozumieć jako: „obszar postrzegany przez ludzi, którego charakter jest wynikiem działania i interakcji czynników przyrodniczych i/lub ludzkich” (T.J. Chmielewski, U. Myga-Piątek, J. Solon 2015).

Podróż na Islandię jest wyprawą w samo serce natury. Jestem głęboko przekonany, że czyste powietrze i woda, zdrowa żywność, surowe warunki klimatyczne i skrajne, fascynujące krajobrazy, dostarczą uczestnikom geograficznych warsztatów poza korzyściami poznawczym, niezapomnianych wrażeń i przeżyć. Wyrażam skromną nadzieję, że literatura prezentowanej monografii będzie pomocna w tym zakresie.

Leon Andrzejewski



Endogeniczne i egzogeniczne uwarunkowania współczesnych krajobrazów Islandii

Leon Andrzejewski

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi
u. Lwowska 1, 87-100 Toruń
leon@umk.pl

Wstęp

Islandia – jest bardzo młodą, niewielką wyspą pochodzenia wulkanicznego. Położona jest w północnej części Oceanu Atlantyckiego, na skrzyżowaniu dwóch grzbietów oceanicznych – głównego, tj. Grzbietu Środkowoatlantyckiego i prostopadłego do niego progu łączącego Islandię z Grenlandią i Wyspami Owczymi. W strefie tej zachodzi rozsuwanie się jednych z największych płyt litosfery, tj. Północnoamerykańskiej i Euroazjatyckiej. Tempo tego procesu będącego skutkiem oddziaływania podpływających z głębszych warstw astenosfery prądów konwekcyjnych, ocenia się na ok. 2-3 cm rocznie. Fakt ten determinuje intensywność wielu procesów endogenicznych, które kształtują współczesne krajobrazy Islandii, m.in. tektoniki, wulkanizmu, trzęsień ziemi i zjawisk geotermalnych. Na procesy te nakładają się czynniki egzogen-

iczne, w szczególności intensywne procesy glacialne i glaciofluwialne wynikające z funkcjonowania rozległych czasz lodowych. Istotną rolę rzeźbotwórczą odgrywają ponadto liczne rzeki, które cechuje duża zmienność i dynamika przepływów. Niezwykle urozmaicone, wulkaniczne wybrzeża Islandii ukształtowane najczęściej w postaci wysokich klifów podlegają intensywnym procesom litoralnym i eolicznym.

W sensie geologicznym Islandia należy do tzw. islandzkiego plateau bazaltowego o powierzchni około 350 tys. km². Jedynie 30% tego obszaru wznosi się ponad poziom oceanu w postaci wyspy o powierzchni 103,5 tys. km². Rozciągłość równoleżnikowa Islandii wynosi ok. 500 km, natomiast południkowa – 300 km, a długość jej urozmaiconej linii brzegowej osiąga ok. 5 tys. km. Przeważającą część powierzchni wyspy zajmują plateau wyniesione do wysokości 500 – 1000 m n.p.m. zbudowane ze starych pokryw lawowych, przykrytych

osadami lodowcowymi, pozbawione zwartej szaty roślinnej. Ponad nimi wznoszą się stożki licznych wulkanów. Najwyższy z nich Hvannadalshnúkur o wysokości 2119 m n.p.m., w masywie Oraefajökull, jest najwyższym szczytem Islandii. Wysokość ponad 1500 m n.p.m. przekracza ponad 50 szczytów. Obszary nizinne o łącznej powierzchni wynoszącej 7 % obszaru wyspy występują głównie w południowej części w strefach wybrzeża oraz w postaci wąskich pasów wzdłuż fiordów i dolin.

Warunki naturalne Islandii sprawiają, że znaczne jej części są niezamieszkałe. Jedynie 1% jej powierzchni nadaje się pod uprawę rolniczą. Specyficzne są także warunki klimatyczne i pogodowe na tej wyspie. Jej usytuowanie w strefie ścierania się zróżnicowanych prądów morskich sprawia, że w jej różnych częściach panują odmienne warunki klimatyczne. Na Islandii zwanej często „*chmurną i wietrzną wyspą*” obserwujemy nawet w ciągu jednego dnia rozmaite stany pogodowe.

Niezwykła różnorodność krajobrazowa Islandii sprawia, że należy ona, do coraz częściej odwiedzanych przez turystów regionów świata. Tak więc turystyka obok rybołówstwa i przemysłu przetwórstwa rybnego oraz hodowli, zwłaszcza owiec, staje się jedną z ważniejszych gałęzi gospodarki Islandii. Brak kolei powoduje silny rozwój transportu samochodowego, przede wszystkim drogą wzdłuż wybrzeża. Interior wyspy jest ciągle trudno dostępny co paradoksalnie stanowi dodatkowy atut turystyczny, m.in. sprzyjający turystyce konnej, pieszej, rowerowej czy motocyklowej. Nie bez powodu zatem na terenie Islandii niezwykle popularne są samochody terenowe, które umożliwiają penetrację egzotycznego wnętrza wyspy. Walorem Islandii są niewątpliwie jej niezwykle mieszkańcy, których cechuje otwartość, gościnność i duma z walorów i pozycji swojego kraju.

Zarys geologii – procesy wulkaniczne i towarzyszące

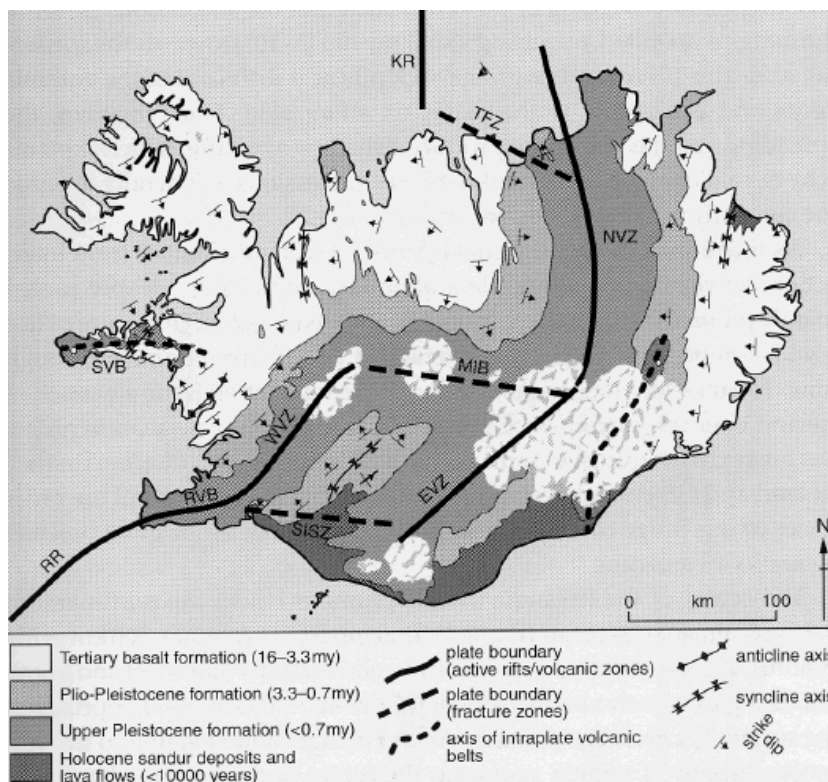
Najstarsze skały budujące jej powierzchnię powstały około 16-18 mln lat temu. Geolodzy islandzcy (Einarsson 1991; Thordarson, Hoskuldsson, 2002), wydzielają w historii geologicznej wyspy trzy

okresy, tj. pierwszy, obejmujący wczesny, środkowy i górny miocen (25 – 3,3 Ma), drugi, plio-plejstoceni (3,3 – 0,7 Ma) oraz współczesny, młodszy od 700 tys. lat, zwany górno-plejstoceni (ryc. 1). Młody wiek skał budujących Islandię sprawia, że wyspa ta w zasadzie pozbawiona jest bogactw mineralnych. Usytuowanie Islandii w strefie rozsuwania się płyt litosfery (strefa *spredingu*) determinuje charakter jej budowy geologicznej oraz w znacznym stopniu rzeźbę terenu. Zbudowana jest ona prawie w całości ze skał pochodzenia wulkanicznego z wyraźną przewagą bazaltów. W pierwszym wspomnianym okresie, jeszcze przed okresem zlodowaceń, skrajnie wschodnie i zachodnie fragmenty wyspy (okolice wschodnich i zachodnich fiordów) zostały ukształtowane w postaci rozległych, na ogół płaskich pokryw bazaltowych. W kierunku do centralnych partii wyspy stopniowo pojawiają się młodsze formacje z okresów interglacjalnych w postaci m.in. szarych bazaltów lub powstałych w wyniku subglacjalnych erupcji wulkanicznych np. law poduszkowych. Grzbiety wulkaniczne zbudowane są najczęściej z utworów określanych jako palagonity, z których najbardziej typową skałą jest brekcja tufowa typu „*móberg*”. Charakterystyczne dla wymienionych pasów są tufowe krawędzie (trapy) oraz góry stołowe. Najmłodsze skały na Islandii skupiają się głównie na obszarze współczesnej aktywności wulkanicznej, w tzw. strefie neowulkanicznej, która zajmuje środkową część wyspy obejmującą ok. 25% jej powierzchni (ryc. 2). W czasie jej rozwoju w okresie postglacjalnym czynnych było tu ok. 200 wulkanów. W wyniku ich aktywności powstało 400-500 km³ law i tufów, które pokryły powierzchnię ok. 12 000 km². Wśród tych skał 90% stanowią skały bazaltowe, natomiast 10% przejściowe i kwaśne. Stąd w strefie neowulkanicznej dominującymi skałami są współczesne lawy bazaltowe oraz andezytowe i riolitowe. Jedynie niewielkie fragmenty wyspy zbudowane są ze skał osadowych.

Islandia stanowi jeden z najbardziej aktywnych wulkanicznie regionów kuli ziemskiej. Na jej niewielkim obszarze znajduje się około 140 wulkanów, z czego ponad 50 było aktywnych w okresie zasiedlenia wyspy. Szacuje się że w ciągu ostatnich 500 lat z islandzkich wulkanów wydostała się na powierzchnię ilość lawy równa połowie ilości lawy ze wszystkich innych erupcji w tym okresie na całym świecie.

Era	Period	Epoch	Age	Stage	Substage	Formations	Events		
Cainozoic	Quaternary	Holocene	0	Sub-Atlantic		Upper Pleistocene			
			2500	Sub-Boreal					
			5000	Atlantic					
			7200	Boreal					
			9300	Pre-Boreal					
			10 000						
			Upper Pleistocene	11 000	Weichselian		Younger Dryas		Ice Age glacier disappears
		12 000		Allerød				Fossvogur sediments accumulate	
		20 000		Older Dryas					
		70 000						Last glacial stage	
		130 000		Eemian			Elliðavogur sediments accumulate Last interglacial		
		170 000		Saale			Penultimate glacial stage		
				700 000					Svinafell sediments accumulate
			Lower Pleistocene					Plio-Pleistocene	Rauðsgjá tillite
			2.5 my			Breiðavík tillite and sediments Fufuvík tillite formed Full-scale glaciation			
	Tertiary	Pliocene				Tertiary Basalt	Tjörnes sediments stop accumulating		
				3.3 my			Pacific Ocean fauna arrive in Iceland Bering Strait opens		
					Tjörnes sediments begin to form				
		7 my		First sign of cooling climate					
Upper Miocene			12 my		Warm temperate climate				
Middle Miocene		18 my		Oldest rock on land					
Early Miocene		25 my			Birth of Iceland				

Ryc. 1. Tabela stratygraficzna Islandii; wiek w latach i milionach lat (my), wg. Thordarson, Hoskuldsson, 2002.



Ryc. 2. Mapa geologiczno – tektoniczna Islandii, wg. Thordarson, Hoskuldsson, 2002.

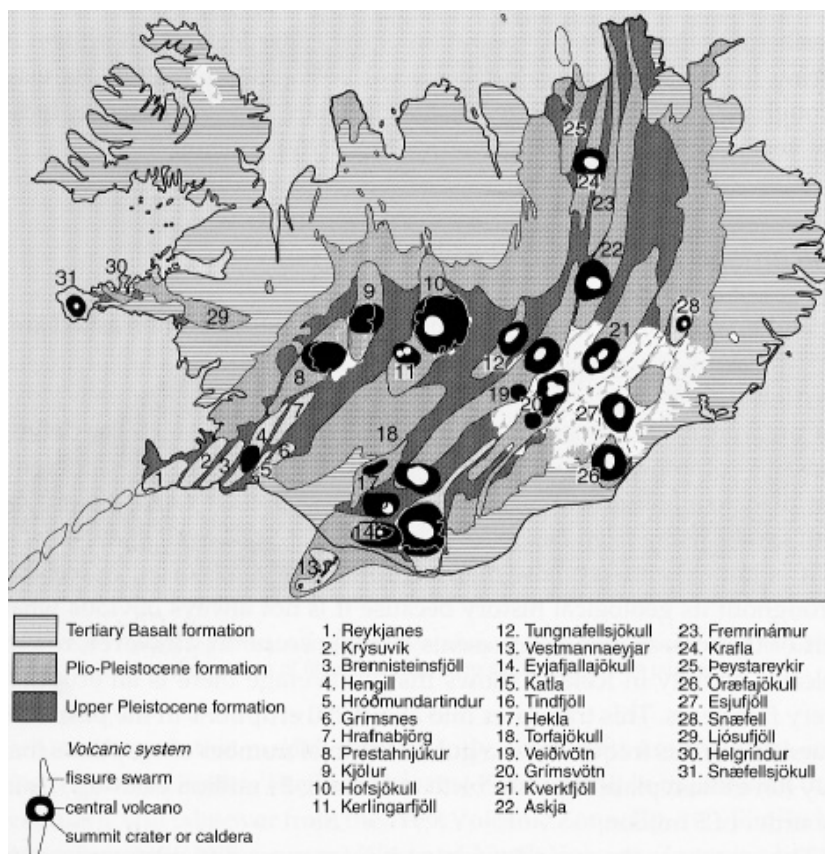
Innym wyznacznikiem wyjątkowej produktywności wulkanicznej na Islandii jest fakt, że wulkany islandzkie stanowiące ok. 5-6 % aktywnych wulkanów w skali świata przyczyniły się do produkcji aż 25% materiałów wulkanicznych w okresie historycznym w skali globalnej. Dodatkowym czynnikiem intensyfikującym aktywność wulkaniczną na obszarze Islandii, oprócz wspomnianej już strefy *spreadingu*, jest jej usytuowanie nad diapirem (*mantle plume*) i związaną z nim islandzką plamą gorącą (*hot spot*).

Najwięcej lawy w czasach historycznych wydostało się podczas trwającej 8 miesięcy szczelinowej erupcji wulkanu Laki w 1783-84 roku. Stanowi on masyw wulkaniczny przebiegający wzdłuż szczeliny rozłamu tektonicznego o długości 27 km w obrębie systemu wulkanicznego Grímsvötn. Strefa ta przebiega na długości ok. 100 km i osiąga szerokość ok. 15 km. System wulkaniczny Laki przebiega od doliny Úlfarsdalur na zachodzie do lodowca Sídu na wschodzie. Obejmuje on 10 szczelin przebiegających w kierunku północno-wschodnim, wzdłuż których położonych jest ponad 140 mniejszych kanałów wypływu lawy. Przebieg szczelin zaznacza się w rzeźbie terenu rzędami stożków „Scotia” i stożków tufów. Położony tu Mt. Laki jest dawnym

wulkanem subglacjalnym. W efekcie tej erupcji na powierzchnię wydostało się ponad 15 km³ lawy która pokryła obszar o powierzchni 580 km². Do atmosfery przedostało się wówczas ok. 400-500 mln ton toksycznych gazów. Tragiczne skutki tej erupcji na Islandii wyraziły się także globalnymi zmianami klimatu.

Wulkany na Islandii dzielą się na centralne i szczelinowe. Rozsuwanie się płyt powoduje powstawanie szczelin, w które wciska się magma, a zatem erupcje szczelinowe, czyli linearne, są na Islandii powszechne. We wspomnianej już strefie neowulkanicznej wyróżnia się aż 31 szczelinowych systemów wulkanicznych (ryc. 3). W rezultacie tego typu erupcji w rzeźbie Islandii dominują tarcze lawowe oraz ciągi kraterów przebiegających wzdłuż szczelin wulkanicznych.

Do najbardziej znanych i aktywnych wulkanów Islandii należy wulkan Hekla położony we wschodniej części strefy neotektonicznej południowej Islandii. Wulkan ten ma kształt wydłużony, nawiązujący do przebiegu szczeliny wulkanicznej. Pod względem ilości wydobywających się produktów wulkanicznych w ciągu ostatniego tysiąca lat na Islandii, Hekla zajmuje drugie miejsce po szczelinie Laki.



Ryc. 3. Systemy wulkaniczne Islandii, wg. Thordarson, Hoskuldsson, 2002.

Erupcjom Hekli towarzyszą trzęsienia ziemi, które mogą mieć miejsce jeszcze kilka miesięcy po wybuchu wulkanu. Ich intensywność sięga szóstego stopnia w skali Mercalliego. Od momentu zasiedlenia Islandii zanotowano 167 erupcji Hekli. Do najsilniejszych doszło w latach: 1104, 1158, 1206, 1222, 1300, 1341, 1389, 1440, 1510, 1554, 1597, 1636, 1693, 1725, 1766, 1845, 1878, 1913, 1947, 1970, 1980, 1981, 1991. Erupcja w 1300 roku trwała cały rok i była drugą co do wielkości erupcją piroklastyczną w czasach historycznych na Islandii. Podczas erupcji w 1693 r., która trwała siedem miesięcy, wydobywało się 60 000 m³ tefry na sekundę. Do największych z zaobserwowanych wybuchów Hekli doszło jednak w 1766 r. Bomby wulkaniczne o średnicy 18 cali były wyrzucane na odległość kilkunastu kilometrów. Do ostatnich wielkich erupcji Hekli doszło w 1947 r., miał wówczas miejsce wypływ lawy z szybkością ok. 3 500 m³ na sekundę. Podczas tej erupcji doszło do powstania kilku kraterów Hekli. Natomiast jedna z ostatnich erupcji Hekli miała miejsce w 2000 r. Towarzystwo jej trzęsienie ziemi i przepływ lawy z prędkością 1 m/sek. Potok

lawy osiągnął długość 5 km. Z wybuchami Hekli związane są powodzie pobliskich rzek powodowane topnieniem śniegu i lodu znajdującego się na jej szczycie.

W obszarach neowulkanicznych Islandii obok typowej działalności wulkanicznej (np. erupcji) spotykamy się z innymi zjawiskami, które można nazwać towarzyszącymi lub powulkanicznymi. Do tego typu zjawisk zaliczyć można gorące źródła lub ekshalacje par i gazów. Szczególnym rodzajem gorących źródeł (cieplic) są gejzery (nazwa islandzka), które wyrzucają w powietrze, w mniej lub bardziej regularnych odstępach czasu, słupy gorącej wody i pary. Istnieje co najmniej kilka koncepcji wyjaśniających fenomen tego zjawiska. Główną przyczyną są gromadzące się wody gruntowe w skalnym kominie, które ogrzane od otaczających skał i głębiej zalegającej magmy oraz gorących gazów pochodzenia wulkanicznego stopniowo zwiększają ciśnienie. W momencie kiedy ciśnienie pary wodnej przekroczy ciśnienie wody w kanale głównym następuje gwałtowny jej wyrzut do góry. Wśród gejzerów można wyróżnić dwa zasadnicze typy tj. fontan-

nowe i stożkowe. Te ostatnie cechują się spokojnym wyrzutem wody, trwającym od kilku sekund do kilku minut, a wybuch zachodzi z małego stożka, który jest efektem wytrącającej się z wody m.in. krzemionki opalowej zwanej geizerytem. Islandia jest drugim po Parku Narodowym Yellowstone obszarem gdzie gorące źródła i związane z nimi gejzery są zjawiskiem częstym. Zlokalizowano na jej obszarze 32 wysokotemperaturowe (woda przy wypływie posiada temperaturę wrzenia) obszary geotermalne, z których największe mieszczą się w okolicach Torfajökull, Hekli i Grimsvötn. Ponadto na wyspie znajdują się ok. 250 obszarów z gorącymi źródłami (woda przy wypływie ma temperaturę ok. 75°C). W efekcie mieszkańcy Islandii jak mało którzy na świecie mają praktycznie nieograniczone możliwości wykorzystania energii geotermalnej, co też czynią używając ją na potrzeby przemysłu, rolnictwa i do ogrzewania domów. Wykorzystywana w zaledwie 5% energia geotermiczna zaspakaja 2/3 zapotrzebowania wyspy. Przykładem interesującego obiektu tego typu jest elektrownia geotermalna znajdująca się na półwyspie Reykjanes pomiędzy Keflavikiem, a Reykjavikiem. Woda dla niej jest wypompowywana z głębokości ponad 2000 m o temperaturze wrzenia. W procesie pozyskiwania energii schładza się do temperatury ok. 35°C po czym zostaje odprowadzana do naturalnego basenu. Utworzona w ten sposób, słynna Błękitna Laguna, bogata w krzemionkę oraz minerały o potwierdzonych walorach leczniczych jest jedną z największych atrakcji turystycznych Islandii.

Do innych zjawisk w obszarach geotermalnych należą ekshalacje wulkaniczne, które tradycyjnie dzieli się na trzy grupy tj. fumarole, solfatary i mofety. Zasadniczo różnią się one temperaturą na wylocie i składem chemicznym. Fumarole są najbardziej gorące, ich temperatura oscyluje w granicach od 800 do 200°C. W składzie występuje CO₂, F₂, Cl₂, S, H₂, N₂, z domieszką H₂S, SO₂, HCl, FeCl₃. Solfatary są chłodniejsze, osiągają temperaturę w granicach 100 – 200°C, złożone najczęściej z pary wodnej i H₂S i CO₂. Mofety są najchłodniejsze, o temperaturze poniżej 100°C i w przeważającej mierze zawierają dwutlenek węgla. Często nazywane są suchymi wyziewami. Do spektakularnych zjawisk należą także wulkany błotne, które występują wówczas kiedy luźny materiał ilasty i pyłowy zmieszany z wodą wydobywa się na powierzchnię i buduje

niewielkie stożki. Temperatura materiału erupcyjnego wynosi 80-90° C. Barwa osadów pochodzących z wulkanów błotnych jest bardzo różna w zależności od występujących związków żelaza.

Uwarunkowania klimatyczne

Islandia jest krajem o dość surowym klimacie. Jej usytuowanie na styku zimnych i ciepłych prądów morskich determinuje w znaczący sposób zróżnicowanie klimatyczne północnych i południowych rejonów wyspy. Ciepły Prąd Zatokowy (Golfsztrom) napływający z Zatoki Meksykańskiej, a dokładniej jego odgałęzienie jako Prąd Północno-Atlantycki Irmingera powoduje, że klimat wybrzeży południowych i wschodnich jest łagodniejszy i cieplejszy aniżeli wynikałoby to z położenia wyspy na tych szerokościach geograficznych. Z kolei zachodnia i północno-zachodnia część wybrzeża znajduje się pod wpływem zimnego Prądu Grenlandzkiego.

Północna część wyspy leży w strefie klimatów okołobiegunowych, w klimacie subpolarnym, natomiast południowa część w strefie klimatu umiarkowanego chłodnego, a ściślej – jest to klimat umiarkowany chłodny morski. Część północna wyspy jest bardziej sucha o opadach rocznych ok. 350 mm z surową zimą (średnia temperatura w styczniu - 5°C i chłodnym latem (średnia temperatura w lipcu 9°C). W południowej części wyspy roczna suma opadów przekracza 2000 mm, natomiast średnia temperatura w styczniu wynosi tu 0°C, a w lipcu 12°C. Temperatury ekstremalne, odnotowane w głębi wyspy sięgają od +25 do 30°C latem, zimą zaś od -15 do - 25°C. Najdalej wysunięte na północ krańce tej urozmaiconej morfologicznie wyspy sięgają za koło podbiegunowe (wysepka Grímsey u północnych wybrzeży leży dokładnie na kole podbiegunowym). Powoduje to, że przez 2-3 miesiące jest jasno przez cały dzień i noc, późną jesienią i wczesną wiosną panuje półmrok, a od połowy grudnia do końca stycznia niemal przez cały dzień jest ciemno. Ścieranie się w strefie frontów mas powietrza o odmiennych cechach powoduje, że pogoda na Islandii jest bardzo zmienna, charakteryzująca się bardzo silnymi wiatrami oraz obfitymi opadami w postaci deszczu oraz śniegu. Właśnie kierunek wiatru jest głównym czynnikiem decydującym o

pogodzie na danym obszarze. Wiatry południowe, niosące ciepłe powietrze i wilgoć, przynoszą opady w części południowej wyspy, zaś w części północnej jest w tym czasie sucho i panują nieco wyższe temperatury niż na południu. Z kolei wiatry wiejące z północy przynoszą pogodę chłodniejszą i deszczową na północy, zaś cieplejszą i suchą na południu. Stany pogodowe są zatem w znacznym stopniu efektem fenowym. Liczba dni bezchmurnych wynosi średnio dla całej Islandii 10-20 dni rocznie. Zdarzają się lata, gdy liczba dni z opadem atmosferycznym dochodzi do 225. Najśłoneczniejsze są okolice Akureyri i Mývatn, a najcieplejszy jest region Egilsstaðir.

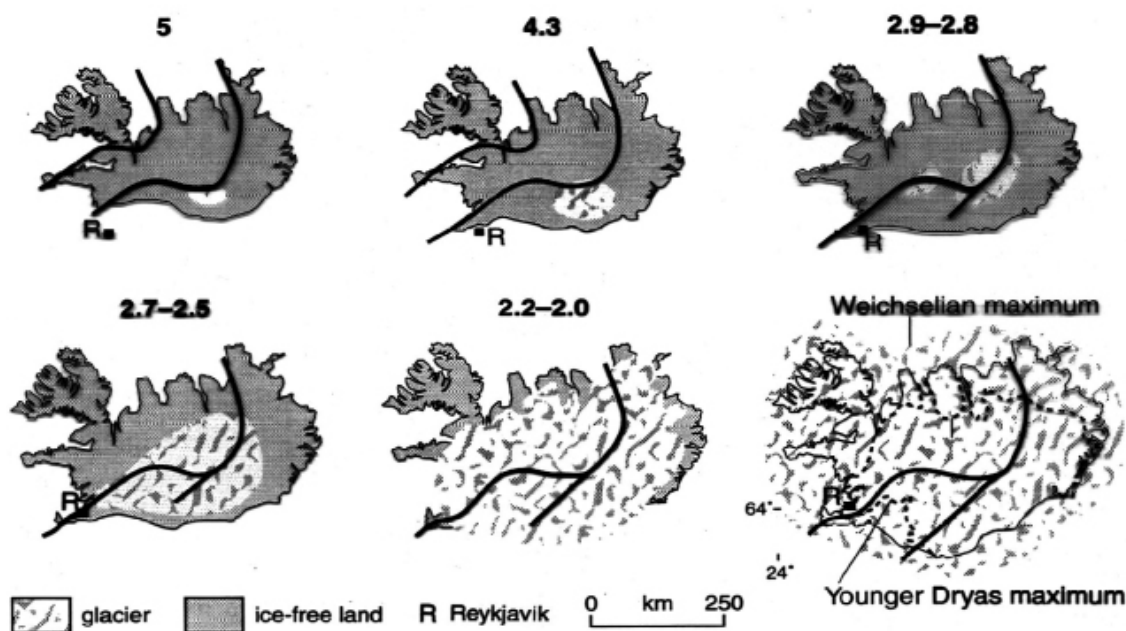
Wody powierzchniowe

Islandia obfituje w rzeki i wodospady. Początek rzekom, na ogół krótkim, dają zwykle topniejące lodowce i w związku z tym są one dość duże i wartkie. W zależności od sposobu zasilania rzeki na Islandii dzieli się na trzy typy. Pierwszy to rzeki zasilane przez wody wypływające z lodowców (*Jökulsá*). Kolejny to rzeki zasilania wiosennego przez wody pochodzące z topniejących śniegów (*linda*) oraz rzeki zasilane przez wody opadowe (*draga*). Rzadko spotykane są rzeki o zasilaniu gruntowym. Najdłuższe rzeki Islandii osiągają ponad 200 km np. Þjórsa, Jökulsá á Fjöllum. Specyficzna rzeźba Islandii (trapy i progi wulkaniczne) powodują, że na wielu rzekach występują jedne z najpiękniejszych i największych w Europie wodospadów. Należą do nich m.in. kaskadowy wodospad Gullfos na rzece Hvita. Jego górna część ma wysokość 11 m, a dolna 21 m. Przez wodospad przepływa średnio 118 m³/sek. W ciągu ostatnich 10 000 lat wody Hvity zdołały wydrążyć tu w pokrywach wulkanicznych i skałach osadowych kanion o głębokości dochodzącej do 70 m i długości 2,5 km. Największym na Islandii, a zarazem w Europie pod względem ilości przepływającej wody jest wodospad Dettifoss (jeden z kilku) na rzece Jökulsá á Fjöllum o wysokości 44m i szerokości ok. 100m. Przepływ w tej rzece wynosi średnio ok. 200 m³/sek. Jej wody w wyniku erozji wgłębnej wyłobily kanion o głębokości dochodzącej maksymalnie do 100 m. Walory krajobrazowe tego regionu sprawiły, że w 1973 roku powstał tu Park Narodowy Jökulsárgljúfur.

Jeziora na Islandii zajmują powierzchnię 2 757 km². Największą liczbę stanowią jeziora polodowcowe powstałe w okresie ostatniego zlodowacenia. Niektóre z nich bezpośrednio kontaktują się ze współczesnymi czołami lodowców, tzw. jeziora terminoglacjalne. Inną grupą jezior są te które uformowały się w kalderach lub kraterach wulkanicznych, lub powstały w wyniku zatamowania odpływu wód przez potoki lawowe. Niektóre jeziora funkcjonują jako zbiorniki subglacjalne np. jez. Grimsvötn znajdujące się pod Vatnajökull. Jedno z największych jezior Islandii, Þingvallavatn (82 km² i 114 m głębokości) jest genezy tektonicznej.

Plejstocieńskie zlodowacenie Islandii

Uwarunkowania klimatyczne i orograficzne Islandii zarówno w przeszłości jak i współcześnie determinują rozwój czasz lodowych na jej obszarze. Około 7 Ma temu na Islandii pojawiają się pierwsze sygnały pogorszenia się warunków klimatycznych, natomiast już od około 3,3 Ma rozwijają się na Islandii pierwsze lodowce. Progresja ochłodzenia, a także zwiększająca się wilgotność klimatu sprawiły, że już 2,5 Ma temu większa część Islandii pokryta była zwartą czaszą lodową, a około 2,2 Ma temu cały jej obszar był pokryty lądolodem islandzkim (ryc. 4). W okresie plio-plejstocieńskim (3,3-0,7 Ma) wyróżnia się na Islandii dziewięć cykli glacialno – interglacialnych, z których każdy trwał średnio około 180 tys. lat (Thordarson, Hoskuldsson, 2002). Okres górno plejstocieński obejmujący ostatnie 700 tys. lat, zaznaczył się wzmożoną aktywnością wulkaniczną oraz istotnymi wahaniem klimacycznymi. Przyjmuje się, że w tym okresie miało miejsce pięć kolejnych cykli glacialno – interglacialnych, które trwały średnio od 120 tys. do 140 tys. lat. Cykle te wyraziły się sekwencjami osadów morskich z arktyczną, a następnie borealną fauną, jako efekt glacioizostacyjnych transgresji morskich oraz osadów rzecznych i jeziornych ze szczątkami flory i horyzontami gleb kopalnych. Sekwencje te często pokrywają potoki lawowe. Utwory bezpośredniej akumulacji lodowcowej tzn. gliny morenowe miały najczęściej teksturę diamiktonową. W obrębie szelfu okresy glacialne rejestrują osady glacialno-morskie. W okresach interglacialnych w większym stopniu



Ryc. 4. Hipotetyczny rozrost zlodowacenia Islandii w ciągu ostatnich 5 mln lat, na tle ewolucji islandzkiego systemu ryftowego, wg. Thordarson, Hoskuldsson, 2002.

powstawały pokrywy wulkanicznych law bazaltowych oraz produkty erupcji typu „Tephra”.

Ostatnie największe rozprzestrzenienie lądolodu na terenie Islandii miało miejsce podczas zlodowacenia vistuliańskiego, które trwało tutaj od 120 tys. do 10 tys. temu. Współczesna rzeźba Islandii jest w znacznym stopniu efektem tego okresu. Maksimum zlodowacenia vistuliańskiego przypada na ok. 25-30 tys. lat temu. Ocenia się, że poziom oceanu był wówczas niższy o około 100 – 150 m. Lądolód islandzki rozprzestrzenił się w tym czasie znacznie poza dzisiejszy zarys wyspy obejmując także fragmenty szelfu na odległość około 130 km. Od ok. 18 tys. lat rozpoczyna się generalna tendencja do kurczenia się pokrywy lodowej. Dyskusyjne jest zagadnienie dynamiki i przebiegu deglacjacji obszaru Islandii w okresie po maksimum zasięgu czaszy lodowej (Andrzejewski 2005). Ewolucja poglądów w tej kwestii dotyczyła przyjęcia modelu etapowej deglacjacji jednego zlodowacenia, lub dwukrotnych awansów, tj. starszego przed böllingiem oraz kolejnego w młodszym dryasie, po których następowała etapowa recesja (Einarsson, 1979). 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 można przyjąć, że w okresie plenivistulianskim na

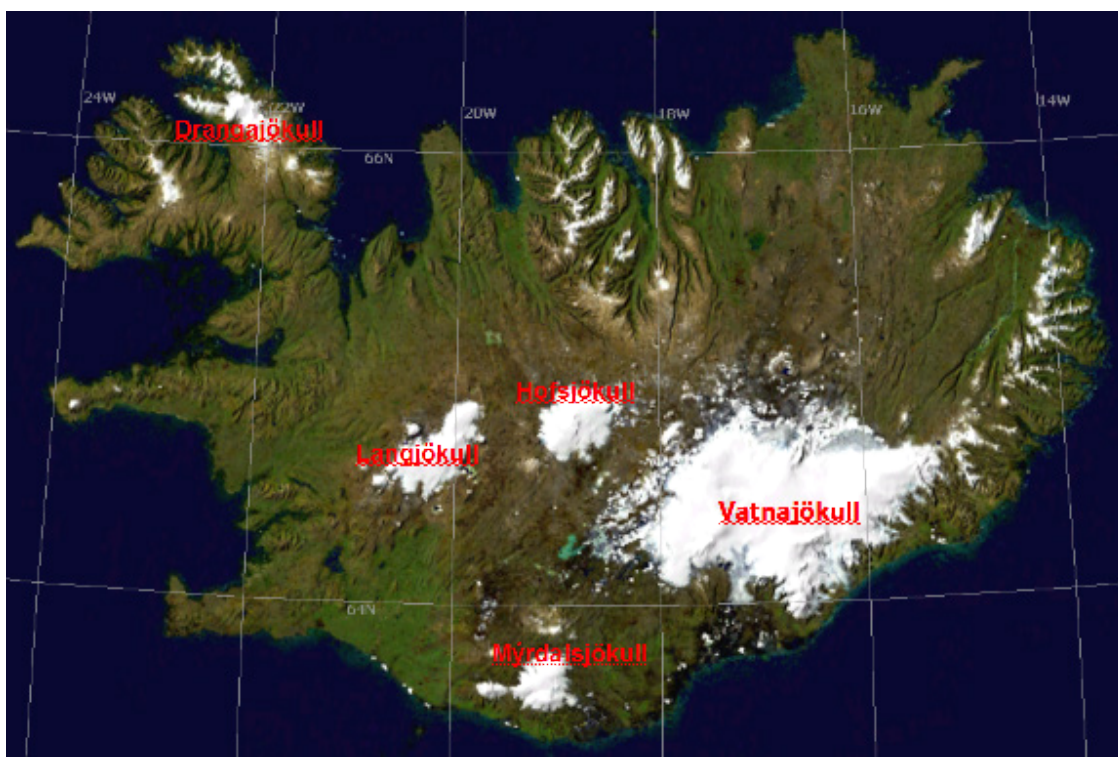
terenie Islandii i jej szelfie zasięg czaszy lodowej ulegał zmianom, które wyrażają cztery stadiały (fazy). Maksymalny zasięg około 25-30 tys. lat temu, którego ślady w postaci osadów glacialno-morskich rejestrowane są w obrębie szelfu, stadiał z najstarszego dryasu (Kopasker, Fnjoskadalur), stadiał z młodszego dryasu (Aftanes) oraz z okresu preborealnego (Budi). Po tym okresie nastąpiła wyraźna poprawa warunków klimatycznych, co spowodowało prawie całkowity zanik lodowców. Późnoglacialne ruchy glacioizostatyyczne i eustatyczne wyraziły się zmianami poziomu morza. W południowej części wyspy najwyżej usytuowane linie brzegowe sięgają około 100 m n.p.m., w pozostałych jej częściach osiągają od 40 m do 50 m n.p.m. Wczesny holocen wyraził się jednak zdecydowaną przewagą wznoszących ruchów izostatycznych, czego wynikiem było szybkie obniżenie się poziomu morza, prawdopodobnie do około – 20 m w stosunku do obecnego poziomu. Od okresu borealnego na obszarze Islandii notuje się ekspansję lasów brzoźowych. Proces ten zahamowany został około 2 500 lat B.P., w wyniku nagłego pogorszenia się warunków klimatycznych. Rozrost współczesnych czap lodowych należy wiązać z tym właśnie okresem. W okresie początków kolonizacji wyspy, tj. w IX w. jeszcze około 25 % jej powierzchni pokrywały zwarte lasy brzoźowe, które aktualnie, łącznie z zaroślami zajmują zaledwie 1 %. Zmiany

klimatyczne, związane z nadejściem Małej Epoki Lodowej, już we wczesnym średniowieczu spowodowały ekspansję niektórych lodowców, większość z nich jednak swoje maksymalne zasięgi osiągnęła pod koniec XIX w.

Współczesne zlodowacenie Islandii

Aktualnie lodowce na Islandii (Björnsson, 1979, Sigurðsson, Williams, 2008) obejmują obszar 11 785 km² co stanowi 11,4 % jej powierzchni (ryc. 5). Lodowce Islandii (ich ogólna ilość - 269) skoncentrowane są w ośmiu regionalnych grupach o bardzo zróżnicowanym wykształceniu oraz typach morfologicznych i glaciologicznych. Do największych lodowców Islandii o powierzchni ponad 100 km², należą; Vatnajökull – 8 538 km², Langjökull – 1022 km², Hofsjökull – 996 km², Myrdalsjökull - 701 km², Drangajökull – 199 km². Czynnikiem decydującym o ich rozwoju są uwarunkowania klimatyczne w tym głównie opady w postaci śniegu, a także temperatury i topomorfologiczne cechy rzeźby. Grubość pokrywy śnieżnej nagromadzonej w ciągu roku w

obrębie współczesnych czasz lodowych osiąga kilka, a lokalnie nawet kilkanaście metrów. Tak więc niezależnie od stosunkowo wysokich temperatur granica tzw. „wiecznego śniegu” przebiega stosunkowo nisko. Na południowych stokach Vatnajökull i Myrdalsjökull (lodowiec *isl. Jökull*) położona jest na wysokości 1100 m n.p.m. i podnosi się do ok. 1700 m n.p.m. na północ od lodowca Vatna. W skrajnie północnych częściach wyspy obniża się z kolei do ok. 550 m n.p.m. Największym lodowcem Islandii, a jednocześnie europejskim i trzecim po lodolodach Antarktydy i Grenlandii jest lodowiec Vatna (Vatnajökull). Jego maksymalna miąższość dochodzi do ok. 950 m (Björnsson 1988). Ponad 70 % jego powierzchni znajduje się powyżej 1000 m n.p.m. Urozmaicona rzeźba jego wulkanicznego podłoża, m.in. w postaci ukierunkowanych grzbietów wulkanicznych, stożków i kraterów, kształtuje podlodowcowe działy wodne oraz wpływa na dystrybucję mas lodowych w jej peryferyjnych częściach. W części południowej znajduje się najwyższa wyniesiona partia lodowca co wpływa na jej dynamikę i prędkość przemieszczania się mas lodowych. Nie bez powodu zatem w południowych obrzeżeniach Vatnajökull znajdują się najwięcej wypustowych



Ryc. 5. Współczesne zlodowacenie Islandii (maps.google.com).

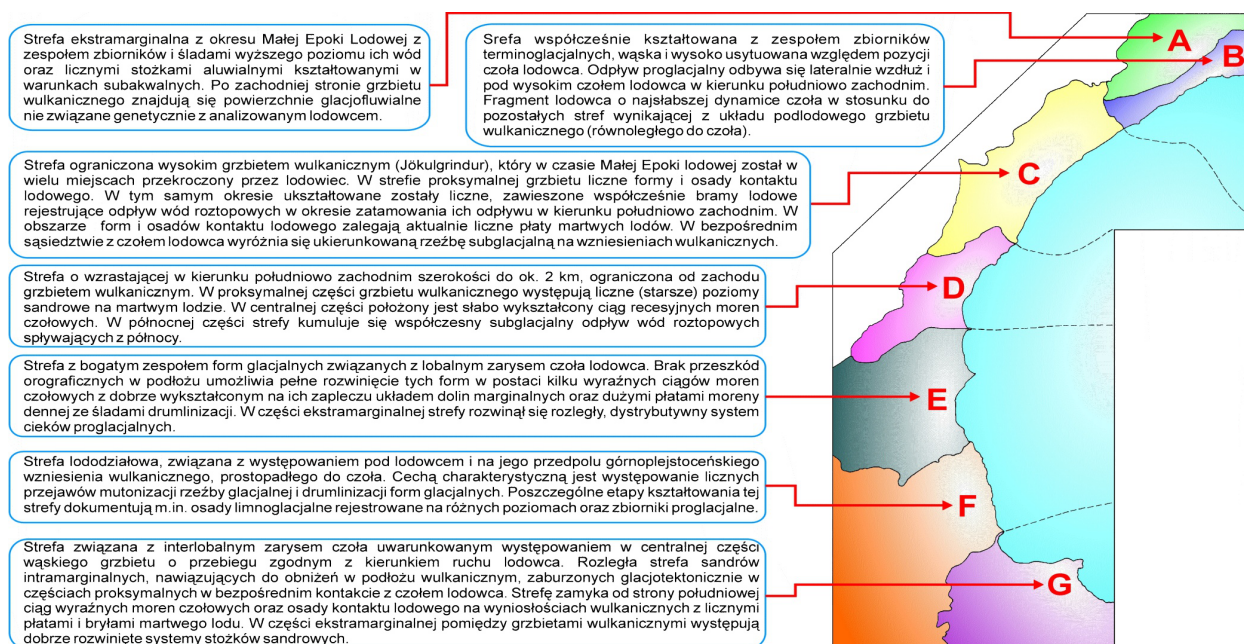
lodowców, których prędkość przemieszczania się dochodzi nawet do 1m/dziennie. Do największych i charakterystycznych lodowców w kierunku od zachodu, zaliczyć należy lodowiec; Siðu, Skeiðarár, Skaftafells, Breiðamerkur, Skálafells, Fláa, Hoffells. Część tych lodowców podlega okresowo zjawisku „surge”, czyli bardzo szybkiemu ruchowi (awansom) krawędzi czoł do przodu. Od końca XIX w. następuje generalna recesja największych lodowców islandzkich, np. od tego czasu objętość lodowca Vatna zmniejszyła się o ok. 10 % (300km³), a przez ostatnie 10 lat objętość wszystkich lodowców zmniejszyła się o 2,7 % (84 km³). Jest to efekt nie tylko zmian klimatycznych ale również zjawisk geotermalnych i wulkanicznych. Badania bilansu masy lodowców i ich dynamiki sugerują, że do połowy XXI w. główne czapy lodowe Islandii zmniejszą swoją objętość o 25-35 %, a resztki małych lodowców na największych szczytach mogą zniknąć po ok. 150-200 latach.

Istotną rolę w transporcie mas lodowych na Islandii odgrywają wspomniane już zjawiska szarż lodowych „surge”. Ocenia się, że tylko w XX w. szarże lodowe stanowiły prawie 10 % całkowitego transportu lodu w ablacyjnym obszarze lodowca Vatna. Zjawiska te przebiegają bardzo nieregularnie i ze zróżnicowaną dynamiką. Z około 80 zarejestrowanych szarż lodowych awans lodowca sięgał od kilkudziesięciu do 10 km. Ocenia się, że nieco ponad 50 % powierzchni współczesnych lodowców na Islandii podlega tego typu zjawiskom. Brak jest jak dotąd określenia jednoznacznych przyczyn tych zjawisk. Wyraźne przyspieszenie prędkości ruchu lodowców może mieć wiele uwarunkowań. Wyjaśnienia tego zjawiska należy upatrywać w złożonych procesach subglacjalnych, m.in. charakterze jego drenażu, osadów podłoża i ich niestabilności, dynamice ich naprężeń ścinających oraz w zmianach struktury termicznej lodowców (Boulton, Hindmarsh, 1987). Wyrażają się one głównie zmianami morfologii lodowców oraz wyraźną transformacją rzeźby na ich przedpolach w tym głównie, form glacialnych, glaciofluwialnych i glacialimnicznych zaburzonych glacitektonicznie. Liczne przykłady tego typu zjawisk będących efektem szarż lodowców na przedpolach Skeiðarárjökull i Tungnaárjökull zaprezentowali podczas warsztatów terenowych „Islandia 2005” toruńscy geomorfolodzy (Andrzejewski 2002, Andrzejewski,

Weckwerth 1998, Andrzejewski, Molewski, 1999, Andrzejewski, Molewski, Szmańda., 2005). Rozwój strefy marginalnej Tungnaárjökull, wypustowego lodowca w zachodniej części Vatnajökull, w zasadzie od schyłku Małej Epoki Lodowej do czasów obecnych, determinowany był kilkoma nagłymi jego awansami (Molewski, Andrzejewski 2016), (zał. 1). Ostatni z nich miał miejsce na przełomie 1994/1995 roku kiedy to w czasie kilku miesięcy jego czoło przesunęło się do przodu maksymalnie o ok. 1200 m z maksymalną prędkością dochodzącą do 10 m dziennie. W efekcie, w miejscach braku przeszkód orograficznych, ukształtowały się wyraźne ciągi moren czołowych o lobalnym zarysie, a na ich zapleczu duże płyty ukierunkowanej moreny dennej ze śladami drumlinizacji. Szarże lodowe oraz orografia wulkanicznego podłoża, a w szczególności kierunek przebiegu górnoplejstocenijskich grzbietów wulkanicznych w obrębie tego lodowca, stały się podstawą do wyróżnienia sześciu zróżnicowanych morfogenetycznie stref (ryc. 6). Różni je sposób wykształcenia i wzajemne relacje form glacialnych, glaciofluwialnych i glacialimnicznych oraz ich związek z wulkanicznym podłożem.

Formy i osady – glacialne, glaciofluwialne

Skutki morfologiczne i geologiczne procesów glacialnych i glaciofluwialnych są na Islandii bardzo wyraziste. W jej krajobrazach podziwiać możemy zatem wiele charakterystycznych form polodowcowych, w tym związanych z bezpośrednią akumulacją glacialną w postaci zróżnicowanych stref marginalnych lub z akumulacyjną i erozyjną działalnością wód roztopowych. Wśród nich dominują rozległe powierzchnie lub stożki sandrowe, kształtowane przez dystrybutywne systemy rzek roztokowych oraz ciągi ozów lub zespoły pagórków kemowych. Formy te zbudowane są z osadów glaciofluwialnych wykształconych w postaci piasków różnoziarnistych i żwirów oraz glacialimnicznych tj. piasków drobnych, mułków i ilów. Rzeźbę powierzchni sandrowych urozmaicają krawędzie erozyjne, liczne zagłębienia będące efektem wytapiania się pogrzebanych brył martwego lodu oraz formy wypukłe związane z akumulacyjną działalnością wiatru. W wielu miejscach w efekcie erozyjnych



Ryc. 6. Strefy morfogenetyczne przedpola Tungnaárjökull, (Andrzejewski, Molewski 2007).

procesów glacialnych wykształciły się m.in. charakterystyczne doliny U-kształtne lub formy typu wygładów, mutonów lub często nakładających się generacji rys i bruzd lodowcowych. Częściowo zatopione polodowcowe głębokie doliny kształtują współczesne wybrzeża fiordowe tak charakterystyczne w północno zachodniej i wschodniej części Islandii.

Strefy marginalne rejestrujące poszczególne etapy recesji lub transgresji lodowców wykształcone są w postaci różnego charakteru moren czołowych i bocznych, w tym, akumulacyjnych i spiętrzonych zbudowanych z utworów glacialnych, głównie glin morenowych. Współczesne moreny czołowe przylegające bezpośrednio do krawędzi lodowych mają zazwyczaj charakter wałów lodowo-morenowych. Zasięg stref marginalnych bardzo często rejestrują także osady limnoglacialne będące zapisem funkcjonowania zbiorników kontaktujących się bezpośrednio z czołami lodowców (jeziora terminoglacjalne).

Fakt występowania na Islandii kilku rozległych czap lodowcowych i ich dynamika stwarza szczególnie sprzyjające warunki dla badań z zakresu geomorfologii glacialnej. Niezależnie od różnych uwarunkowań współczesnego rozwoju lodowców Islandii i zlodowaceń plejstoceniowych Niżu Europejskiego, istnieje wiele procesów glacialnych i glaciofluwialnych uniwersalnych, niezależnych od tych

specyficznych uwarunkowań. Zatem rekonstrukcje procesów, które zachodziły na obszarze Polski podczas zlodowaceń plejstoceniowych w wielu przypadkach można opierać o badania współczesnych stref marginalnych lodowców Islandii. Stosuje się więc w tym przypadku klasyczną zasadę aktualizmu geologicznego. Fakty te sprawiają, że już od wielu lat badania z zakresu geomorfologii i geologii glacialnej na Islandii są w kręgu zainteresowań polskich badaczy.

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 Terenowy Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005, red. P. Molewski, Toruń, s. 21-26.
- Andrzejewski L., Weckwerth P., 1998, Zaburzenia glacyjotektoniczne osadów glaciofluwialnych stożków proglacjalnych naprzędolu lodowca Tungnaar (Islandia),

- [w:] Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna praca zbiorowa pod red. E. Mycielskiej - Dowgiałło, s. 74-84.
- Andrzejewski L., Molewski P., Szymańda 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 Terenowy Warsztatów Geomorfologicznych, Islandia, 14-28 sierpnia 2005, red. P. Molewski, Toruń, s. 39-46.
- Andrzejewski L., Molewski P., 2007, Zasięg czoła lodowca Tungnaar w czasie Małej Epoki Lodowej na tle zlodowacenia Islandii, Słupskie Prace Geograficzne 4, s. 35-43.
- Andrzejewski L., Molewski P., 1999, Glaciodynamic and sedimentological conditions of glaciotectionic disturbances in selected marginal zones of Glacier in Iceland, Quaternary Studies in Poland, Special Issue, 209-218.
- Björnsson, H., 1979, Glaciers in Iceland. Jökull 29: 74-80.
- Björnsson, H., 1988, Hydrology of Ice Caps in Volcanic Regions, Societas Scientiarum Islandica, University of Iceland.
- Boulton, G. S., Hindmarsh R. C. A., 1987, Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. J. Geophys. Res., 92, B9: 9059-9082.
- Chmielewski T.J., Myga-Piątek U., Solon J., 2015, Typologia aktualnych krajobrazów polski, Przegląd Geograficzny, 87, 3, 377-408.
- Einarsson Þ, 1994, Geology of Iceland (rocks and landscape), Mál og Menning, Reykjavik, s. 1-309.
- Einarsson, T., 1979, The deglaciation of Iceland. Norsk. Geol. For. Med. 13: s.18.
- Molewski P., Andrzejewski L., 2016, Geomorphological and sedimentological records of glacial events in the northern part of the marginal zone of Tungnaárjökull, Iceland, since the Little Ice Age, Jökull No. 66, s. 51-68.
- Sigurðsson O., Williams R.S. 2008, Geographic Names of Iceland's Glaciers: Historic and Modern, National Energy Authority (Iceland), Professional Paper 1746.
- Thordarson T., Hoskuldsson A., 2002, Iceland. Classic Geology in Europe 3. Terra:200s.



Zarys problematyki geologicznej Islandii

Marian Harasimiuk

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
marian.harasimiuk@poczta.umcs.lublin.pl

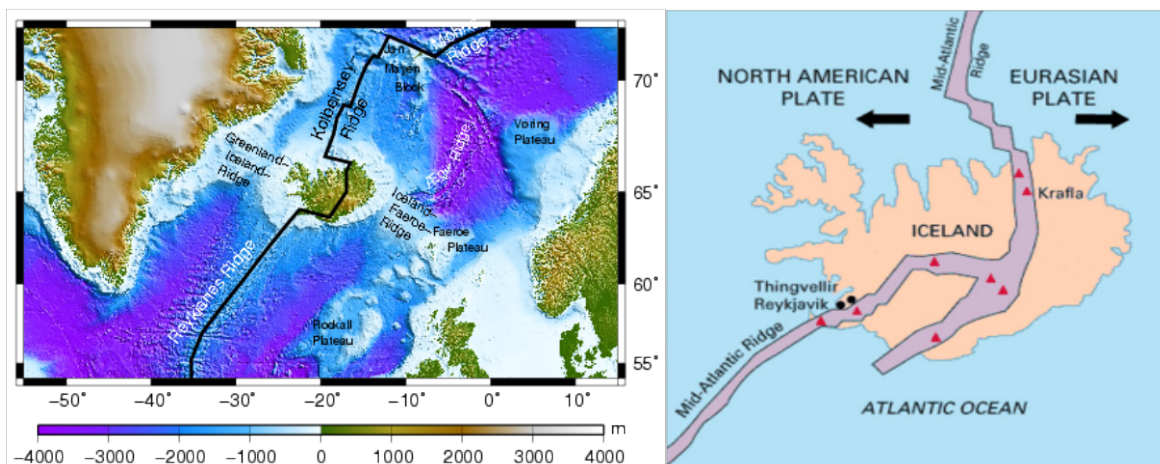
Wstęp

Islandia jest wyspą o powierzchni około 103 000 km², największym lądowym elementem potężnej planetarnej struktury tektonicznej – Grzbietu Śródatlantyckiego. Struktura ta dzieli się na dwie części: północną i południową, oddzielone od siebie prawie równoleżnikowym uskokiem transformacyjnym (tzw. krawędź Romanche) położonym w strefie równikowej. Grzbiet Północnoatlantycki dzieli się na dwie części poprzez kolejny uskoki transformacyjny Azory – Gibraltar (między płytami litosferycznymi eurazjatycką i afrykańską). Tak więc wzdłuż północnej części tego grzbietu przebiega granica między płytami litosferycznymi eurazjatycką i północnoamerykańską, a Islandia w części zachodniej należy w sensie strukturalnym do płyty północnoamerykańskiej, a w części wschodniej do płyty eurazjatyckiej. (Ryc. 1).

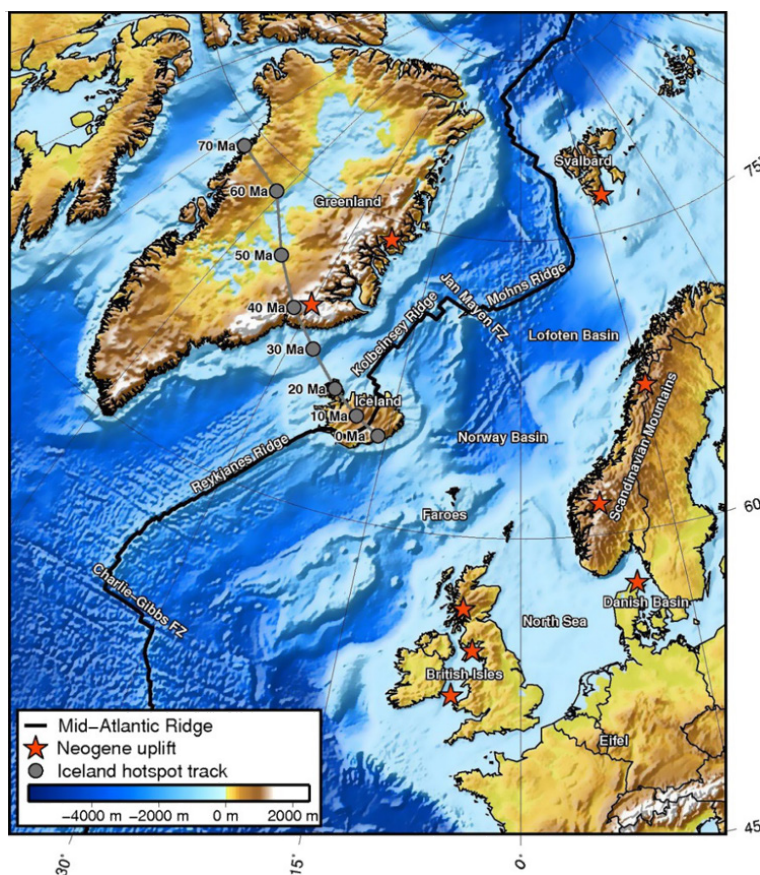
Geneza i wiek Islandii

Historia geologiczna Islandii ściśle wiąże się z procesem otwierania się północnego Atlantyku, który rozpoczął się 60 do 55 milionów lat temu. Przełamanie skorupy kontynentalnej i separacja płyt datowane jest na 56 – 53.5 miliona lat (E.G. Tronnes, <https://notendur.hi.is/oi/PDF>).

W początkowej fazie przesuwania się Grenlandii ku północozachodowi w stosunku do trzonu pióropusza płaszcz (Iceland plume) nastąpiło oderwanie od krawędzi płyty litosferycznej północnoamerykańskiej bloku o rozmiarach około 350 x 70 km i jego rotacyjne, powolne przesuwanie się ku NE. Ten fragment kontynentalnej struktury jest określany jako Jan Mayen Mikrokontynent (JMM), który w północnej części jest składową Grzbietu Jan Mayen, a część południowa znajduje się pod wschodnią Islandią. U podstaw takiej interpretac-



Ryc. 1 Położenie Islandii na północnym Atlantyku.

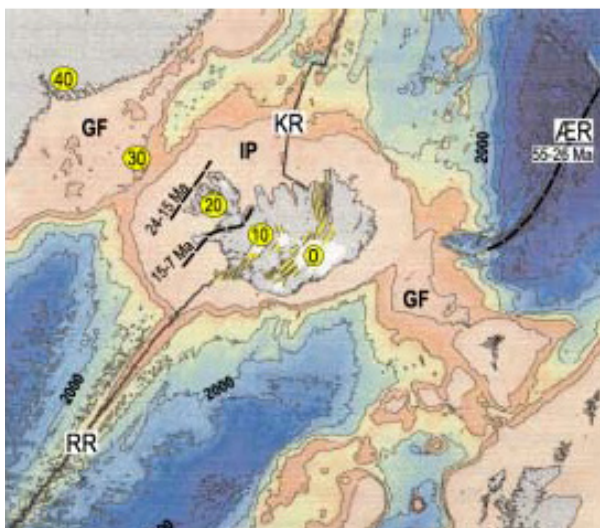


Ryc. 2. Batymetria i topografia Północnego Atlantyku. Czarną linią oznaczono przebieg Grzbietu Śródatlantycznego, szare kółka oznaczają rekonstrukcję położenia Islandzkiej Płyty Gorącej od 70 Ma po współczesność. (według F. Rickers, A. Fichtner, J. Trampert 2013).

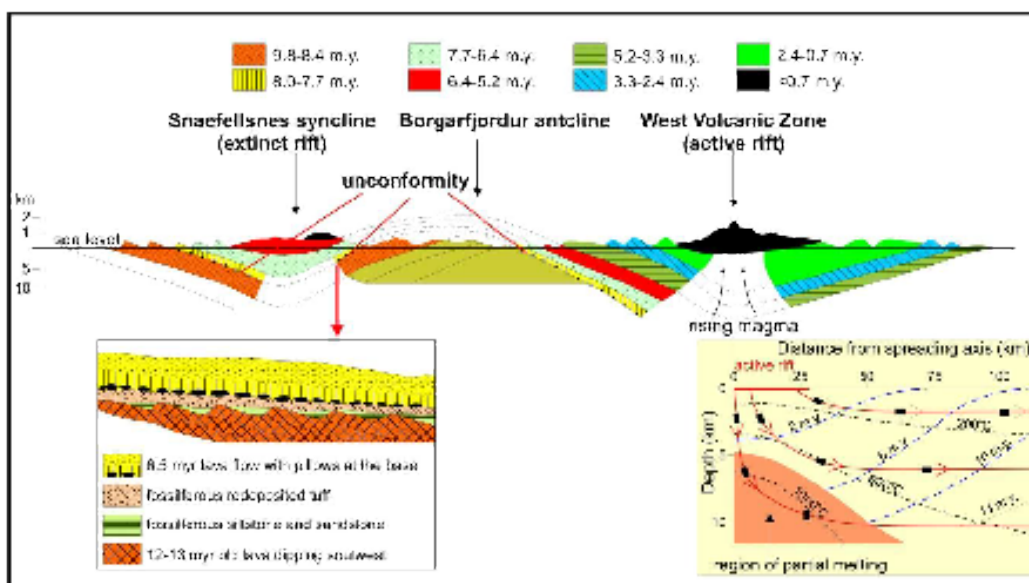
ji leży stwierdzenie ekstremalnie dużej miąższości (ponad 40 km) skorupy pod tą częścią wyspy i plateau islandzkiego. To też może być przyczyną odmienności składu magmy pasa wulkanicznego Öraefajökul (częściowe przetopienie skorupy kontynentalnej i włączenie do strumienia magmy z

płaszczka) (Tronnes E.G., <https://notendur.hi.is/oi/PDF>)

Na Ryc. 3 doskonale przedstawione są wszystkie główne elementy strukturalne dna północnego Atlantyku, z centralnie usytuowaną Islandią. Na zachód od wybrzeży Islandii i w obrębie półwyspu Snaefellsnes zaznaczone zostały pozycje



Ryc. 3. Batymetria obszaru wokół Islandii. Izobaty co 500 m. Żółte kółka oznaczają pozycje Islandzkiej Plamy Gorąca z podanym wiekiem położenia w Ma. RR – Grzbiet Reykjanes, KR – Grzbiet Kolbeinsey, AER – Grzbiet Agir, IP – Plateau Islandii, GF – GF - Grzbiet Grenlandia – Faeroe (według R.G. Tronnesa).

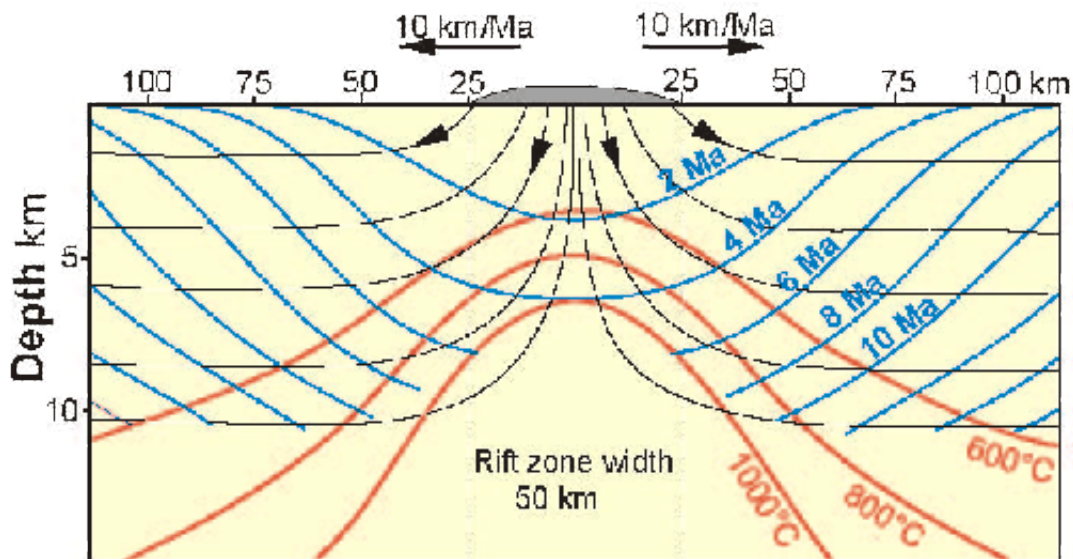


Ryc. 4 . Uproszczony przekrój pokazujący strukturę litosfery od półwyspu Snæfellsnes przez zachodni pas wulkaniczny (WVZ) (według T. Thordarsona 2012).

dwu starszych faz riftingu (Skagi- 24 – 15 Ma) i Snæfellsnes (15 -7 Ma), kiedy to kształtowały się pierwsze założenia wyspy jako struktury lądowej.

Kolejne skokowe przemieszczanie się stref riftingu ku SE miały miejsce 7 i 3 Ma . Prowadziło to do formowania się między nimi struktur o charakterze antyklinalnym. Przykład takiej struktury dobrze ilustruje przekrój geologiczny z południowej Islandii (Ryc. 4).

Te dwa epizody wyznaczają szeroką na około 50 km , złożoną z 2 – 4 równoległych systemów wulkanicznych, strefę ryftową , której model przedstawia Ryc. 5. Prawie cała strefa ryftowa jest pokryta produktami erupcji wulkanicznych od Eemu po holocen włącznie. R.G. Tronnes (<https://notendur.hi.is/oi/PDF>) podkreśla, że produktywność wulkaniczna islandzkich stref ryftowych jest anomalnie wysoka w relacji do niewielkiej skali spreadingu określanej na około 10 km /Ma w każdym kierunku.



Ryc. 5. Uproszczony model dynamiki Islandzkiej Strefy Ryftowej. Strzałki czarne – kierunek ruchu, linie niebieskie - wiek skał w milionach lat, linie czerwone - izotermie podłoża (według R.E Tronnesa).

Inwentarz stratygraficzno-litologiczny skał budujących wyspę obejmuje okres około 16 milionów lat. Okres ten dzieli się na trzy części: bazalty trzeciorzędowe (16 – 3.3 Ma), plio-plejstocen (3.3 – 0.7 Ma) i formację górno - plejstocenską (<0.7 Ma).

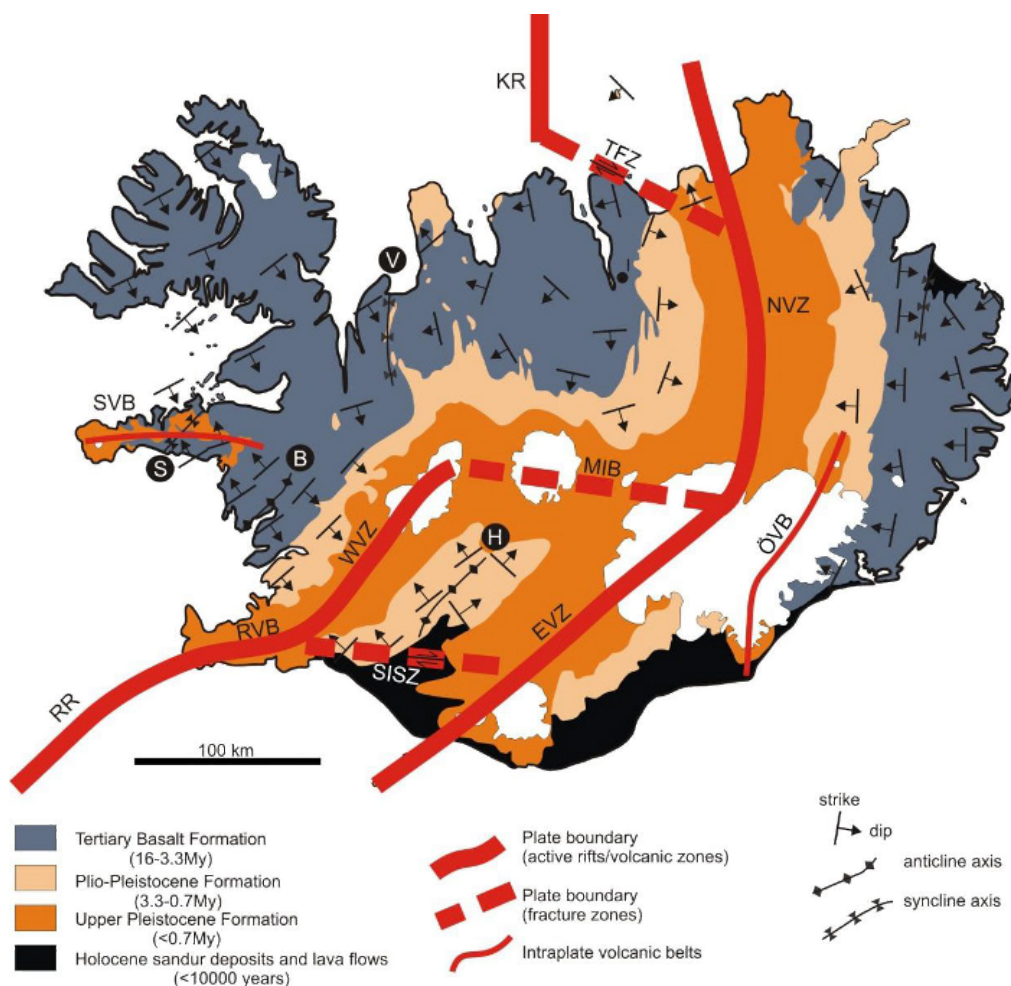
Formacja bazaltów trzeciorzędowych występuje po wschodniej i południowowschodniej stronie wyspy, od Skaftafellsfjöll do Bakkaflói na północnym wschodzie, oraz po stronie zachodniej od Hvalfjörður, poprzez półwysep Snaefellsnes do Bardardalur na północy (Ryc. 6).

Formacja ta występuje na około 50 % powierzchni wyspy. Łączna miąższość bazaltowej formacji trzeciorzędowej jest oceniana na około 10 000 m, jednak rzeczywista lokalna miąższość nie przekracza 3000 m. Kompleks ten w ponad 85 % składa się ze skał wulkanicznych, reszta to skały osadowe (piaskowce jeziorne, żwiry rzeczne ale też tak zwane „red interbeds” czyli poziomy wietrzeniowe i glebowe z licznymi szczątkami roślin, a nawet z przewarstwieniami lignitów, związane z ciepłym i wilgotnym klimatem w miocenie, porównywalnym z współczesnym klimatem południowej Portugalii (Thordarson 2012).

Formacja plio-plejstocenska występuje po obydwu stronach współczesnej, aktywnej strefy ryftowej i zajmuje około 25 % powierzchni Wyspy. Skumulowana miąższość tej formacji jest oceniana na około 2000 m. Bazaltowe potoki lawowe również są głównym składnikiem tej formacji, ale występu-

ją tu także lawy subglacjalne (poduszkowe), brekcje i tufy. Kompleks ten oddzielony jest od starszej formacji wyraźną strefą nieciągłości związanej z intensywnymi procesami erozji na przełomie miocen/pliocen. Początek rozwoju pokrywy lodowej na Islandii datowany jest na około 3 Ma, a około 2 Ma temu Islandia pokryta była czaszą lodową w około 90 % (Thordarson 2012). Rozwój wulkanizmu pod czaszą lodową warunkował wykształcenie się specyficznych cech krajobrazu jaki dzisiaj możemy na tych terenach obserwować. W dolnej części formacji proporcja skał klastycznych i wulkanoklastycznych do wulkanicznych law waha się w granicach 15 – 30 %, w górnej natomiast przekracza już 50 %, z rosnącą dominacją osadów rzecznych, jeziornych i morskich.

Formacja górnoplejstocenska odzwierciedla zmienność warunków klimatycznych (w okresie 0.7 Ma wyróżniono 5 cykli glacjał – interglacjał) i stałą aktywność wulkaniczną we współczesnej strefie ryftowej. Thordarson (2012) zwraca uwagę na dużą dynamikę procesów glacialno-fluwioglacialnych i wielką rolę morfogenetyczną powodzi fluwioglacialnych, podkreślając równocześnie, że w okresie 8000 – 9500 lat temu produkcja magmy była znacząco wyższa niż współcześnie (plateau lawowe – Trolladyngia, potok lawowy Bardardalur). Lawa pokrywa około 12 000 km² powierzchni współczesnej strefy riftingu. Około 10 % „produkcji” wulkan-



Ryc 6. Główne elementy budowy geologicznej Islandii. RR – Grzbiet Reykjanes, RVB – Pas Wulkaniczny Reykjanes, WVZ - Zachodnia strefa Wulkaniczna, MIB - Pas Środkowo-Islandzki, SISZ - Południowo Islandzka Strefa Sejsmiczna, EVZ - Wschodnia Strefa Wulkaniczna, NVZ - Północna Strefa Wulkaniczna, TFZ - Strefa Dyslokacyjna Tjomes, KR – Grzbiet Kolbeinsey. ÖVB – Pas Wulkaniczny Oraefi, SVB - Pas Wulkaniczny Snæfellsnes, H i B osie antyklin, S i H osie synklin (według T. Thordarsona 2012).

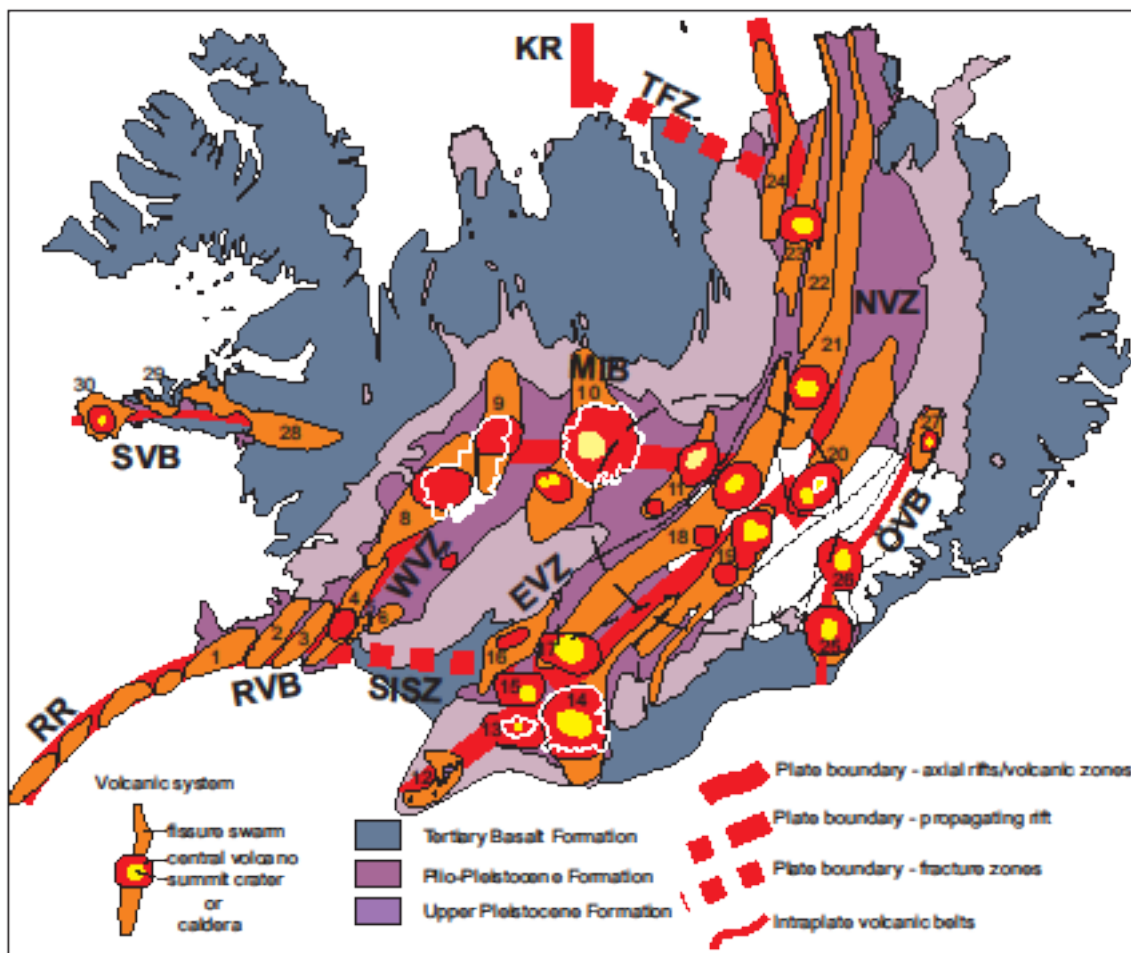
icznej miała charakter erupcyjny (czego dowodem są liczne przewarstwienia czarnej i szarej tefry).

Wulkanizm Islandii

Wulkanizm Islandii jest nierozdzielnie związany z jej historią geologiczną i jej współczesnym funkcjonowaniem. Formowanie się przed około 25 milionami lat rozległego (około 350 000 km²) plateau podmorskiego na skrzyżowaniu Grzbietu Północnoatlantyckiego i poprzecznego grzbietu Grenlandia – Faroe było związane z potężnymi - podmorskimi wylewami law bazaltowych. Na początku miocenu (18 milionów lat temu) Islandia stała się strukturą

lądową i jako wyspa zawdzięcza swe główne cechy zjawiskom wulkanicznym.

Rozmieszczenie wulkanów na wyspie pozwoliło na wyraźne wyodrębnienie 7 stref wulkanicznych (Ryc 6 i 7), których przebieg odzwierciedla położenie strefy tensji i spreadingu między płytami litosferycznymi północnoamerykańską i eurazjatycką. Poszczególne wyróżnione strefy są też wewnątrz zróżnicowane pod względem wielkości, charakteru i wieku erupcji oraz rodzaju bazaltów (alkaliczne, toleitowe i przejściowe). W rezultacie wyodrębnia się łącznie 30 systemów wulkanicznych. W strefie RVZ – 3 systemy po około 300 km² powierzchni, w strefie WVZ – 6 systemów o powierzchni od 25 do 950 km², w strefie MIB 2 systemy - 2200 i 530 km². W strefie EVZ wyodrębniono 8



Ryc 7. Rozmieszczenie aktywnych wulkanów na tle głównych jednostek strukturalnych Islandii. Objasnienia literowe jak na Ryc. 2 Okrąg wyznaczony czarną linią przerywaną - prawdopodobne położenia centrum Iceland Mantle Plume (według T. Thordarsona 2012).

systemów - od około 200 do 2500 km², charakteryzujących się dużymi wysokościami n.p.m. przeciętnie powyżej 1000m max. 2009 m – Bardabunga . Strefa NYZ składa się z 5 systemów o powierzchni od 650 do 2300km² i wysokości bezwzględnej od 600 do 1900 m. Kolejna strefa – OVB składa się z trzech systemów od 170 do 250 km², a system Orafajökull osiąga wysokość 2110 m n.p.m. Ostatnia strefa - SVB to trzy systemy (220, 470 i 720 km², z których system Snæfellsjökull osiąga wysokość 1446 m n.p.m. W obrębie tych systemów naliczono 130 wulkanów, spośród których 18 czynnych było w czasach historycznych. Prawie wszystkie systemy cechują się wydłużonym kształtem, tylko w strefie OVB i 2 systemy w strefie WVZ mają w przybliżeniu kształt kolistej (Thordarson, Larsen 2007). W 23 systemach bardzo dobrze lub dobrze rozwinięte są spękania tensyjne, uskoki normalne i szczeliny wulkaniczne. Uważa się, że systemy wulkaniczne Islandii są związane ze zbiornikami magmy położonymi na głębokościach rzędu 2 – 6 km zasilanymi przez głęboko zakorzeniony (poniżej 20 km głębokości) zbiornik centralny magmy. W najnowszej literaturze geofizycznej problemy funkcjonowania systemów wulkanicznych Islandii są szeroko dyskutowane w kontekście teorii „mantle plume”.

Islandia jest wyspą wyjątkową z punktu widzenia studiów nad wulkanami ze względu na to, iż występują tu prawie wszystkie znane typy wulkanów (za wyjątkiem maarów - diatreme).

Islandia jest wyspą wyjątkową z punktu widzenia studiów nad wulkanami ze względu na to, iż występują tu prawie wszystkie znane typy wulkanów (za wyjątkiem maarów - diatreme).

T. Thordarson i G.Larsen (2007) w swej typologii wulkanów islandzkich wyróżniają dwie grupy: koliste lub owalne oraz linearne (szczelinowe). W obydwu grupach wyróżniane są : wulkany subaeralne, phreatomagmatyczne, subglacjalne i podmorskie. Dodatkowo dla każdej z tych grup wyodrębnia się ze względu na charakter erupcji wulkany efuzywne, eksplozywne i mieszane.

Wulkany koliste związane są z powtarzającymi się w długim okresie czasu erupcjami z żył owalnych lub okrągłych, dominują wylewy law bazaltowych z niewielkim udziałem (poniżej 10 %) erupcji wulkanoklastycznych. Specyfiką Islandii jest rozwój tego typu wulkanów pod pokrywą lodową w okresie zlodowaceń plejstoceniowych. 10 wulkanów tego typu na Islandii jest związanych z erupcjami subglacjalnymi, (m.in. Aksja, Bardurbunga, Grimsvotn). Wulkany te cechują się rozległymi kalderami i na ogół niewielkim nachyleniem stoków (do 8°). 5 spośród wulkanów kolistych (wśród nich Hekla) zbliżają się swym wyglądem do stratowulkanów, z nachyleniem stoków dochodzącym nawet do 33°. Hekla na dodatek ma kształt wydłużonego (owalnego) grzbietu w związku z tym, że erupcje powtarzały się wzdłuż 5 km długości szczeliny.

Wulkany linearne lub szczelinowe są jedną z najbardziej charakterystycznych cech Islandii. Wśród nich jest ogromna różnorodność wynikająca z cech fizjonomicznych, charakteru lawy, udziału materiału eksplozywnego, wielkości i charakteru stref uszczelinienia. Do najciekawszych należą rzędy stożków związane z ogromnymi wylewami wzdłuż szczelin jakie miały miejsce w latach 1783 – 1784 w systemie szczelin wulkanu Laki, a także w latach 934 – 940 w systemie wulkanu Eldgja. Erupcje te reprezentują dwa największe wydarzenia wulkaniczne na Islandii, ale uważa się, że były to największe erupcje w skali globu ziemskiego w czasie ostatnich 2000 lat.

Jednymi z najmniejbezpieczniejszych są wulkany eksplozywne wśród których wyróżnia się trzy typy: Surtseyan, Phreatoplinian i Plinian. Rozpoznano ponad 50 eksplozji związanych z 7 centralnymi wulkanami w czasie Holocenu. Połowa z nich to eksplozje związane z wulkanami pokrytymi lodowcami. Częstotliwość frekwencji eksplozji tego typu jest szacowana na 200 – 300 lat, ale erupcje o emisji materiału skalnego (tefra) rzędu 1- 10 km³ mają miejsce przeciętnie raz na 1000 lat. Jednym z bardziej spektakularnych przykładów erupcji tego typu był wybuch Aksji w 1875 roku.

W czasach historycznych udokumentowano 205 erupcji, a więc średnio 20 – 25 na stulecie. Przeważają erupcje eksplozywne (124), efuzywne 14 i mieszane 21.

Najaktywniejszą jest Wschodnia Strefa Wulkaniczna (Ryc. 6 i 7 EVZ). Występują tu wulkany;

Grimsvotn, Vedivotn, Hekla i Katla. W tej strefie miało miejsce ponad 80 % zweryfikowanych erupcji. Ocenia się, że łączna objętość magmy wyrzuconej w czasie erupcji w ciągu 1100 lat wynosi około 83 km³.

Trzęsienia ziemi

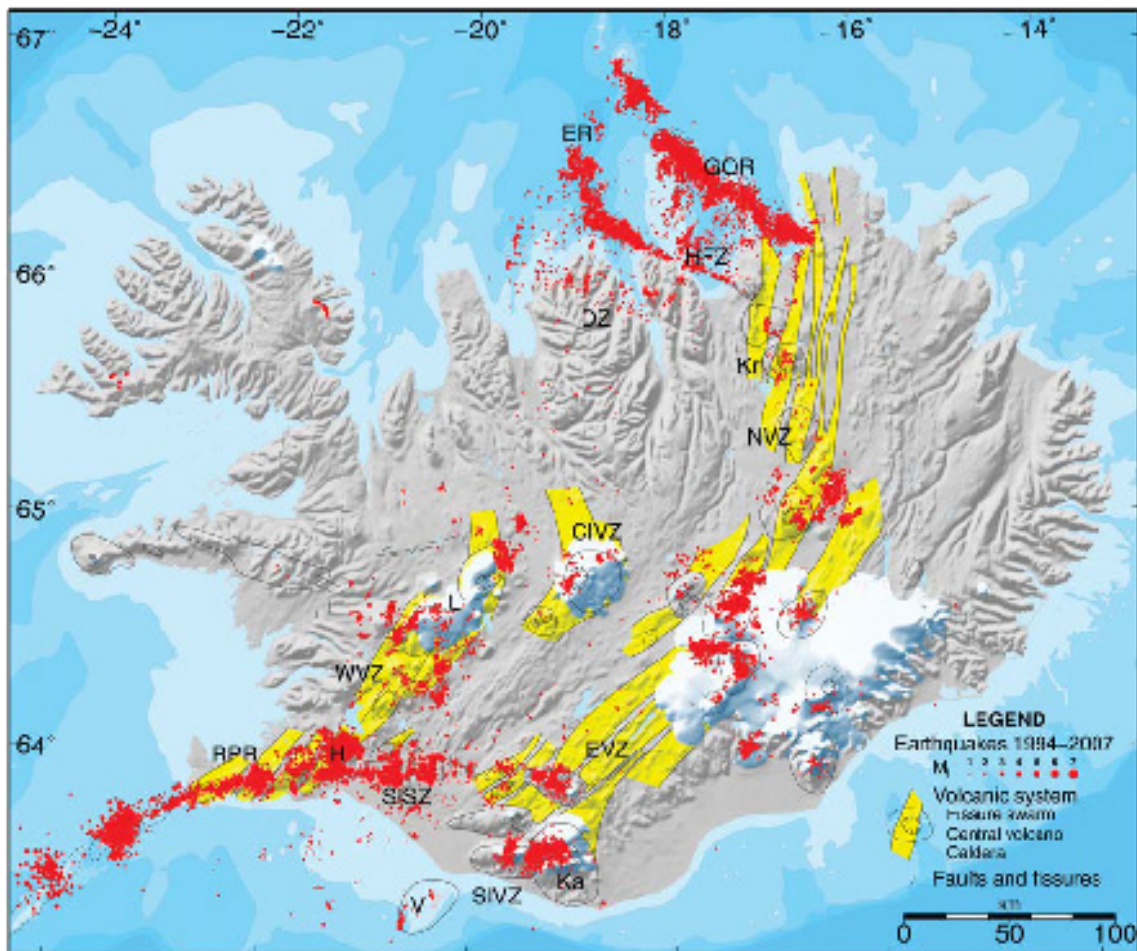
Główne jednostki strukturalne: RPR – strefa ryftowa półwyspu Reykjanes, WVZ – Zachodnia strefa wulkaniczna, SISZ – południowa strefa sejsmiczna, EVZ – wschodnia strefa wulkaniczna, CIVZ – centralny obszar wulkaniczny, NVZ – północna strefa wulkaniczna, GOR –ukośny ryft Grímsey, HFZ –strefa Húsavík-Flatey, ER – EyjafjarðarállRift, DZ – strefa Dalvík, SIVZ – południowa strefa wulkaniczna. Litery: Kr, Ka, H, L, V wulkany zespołu wulkanicznego Krafla, (Według P. Einarssona 2008)

Trzęsienia ziemi na Islandii są zjawiskiem codziennym i występują na całym obszarze wyspy.

Ryc. 8. obrazuje jednakże jak nierównomierne rozmieszczone są epicentra. Maksymalna ilość trzęsień ziemi i ich największa częstotliwość związana jest z Południową strefą sejsmiczną i z Grzbietem Reykjanes na południu wyspy oraz Strefą Dyslokacyjną Tjörnes i Grzbietem Kolbeinsey na północy. Są to strefy dyslokacji transformacyjnych, a tym samym największych naprężeń. Pozostałe strefy dużej koncentracji epicentrow trzęsień ziemi związane są głównie z najbardziej aktywnymi systemami wulkanicznymi wschodniej (EVZ) i południowej (SVZ).

Granica płyt litosferycznych przebiegająca przez Islandię jest łańcuchem stref aktywnych, wulkanicznych stref ryftowych i sejsmicznie aktywnych stref transformacji, a także zwykłych ryftów. Granica nie jest jednorodna, jest silnie wewnętrznie zróżnicowana zarówno pod względem prędkości ruchu i wektora, typów wulkanizmu, sejsmiczności i zdyslokowania.

Płyty kontynentalne Eurazji i Północnej Ameryki oddalają się od siebie z prędkością około 19 mm/rok Relatywny wektor ruchu wynosi około 105° (Einarsson 2008).



Ryc 8. Epicentra trzęsień ziemi w latach 1994 – 2007 i system wulkaniczny Islandii.

Literatura

- Einarsson P., Plateboundaries 2008., Rifts and transforms in Iceland, JÖKULL No. 58,
- Rickers F., Fichtner A., Trampert J., 2013, The Iceland Jan Mayenplume system and its impact on mantle dynamics in the North Atlantic region: Evidence from full-wave form inversion. Earth and Planetary Science Letters 367, 39–51.
- Thordarson T., 2012, Outline of Geology of Iceland.
- Thordarson T., Höskuldsson A., 2008, Postglacial volcanism in Iceland, JÖKULL No. 58.
- Thordarson T., Larsen G., 2007, Volcanism in Iceland in historical time: Volcano types eruption styles and eruptive history. Journal of Geodynamics 43, 118–152.
- Torsvika T, H., et al. : 2015, Continental crust beneath southeast Iceland. E1818–E1827 | PNAS | Published online March 30.
- Tronnes E.G., <https://notendur.hi.is/oi/PDF>.



Geomorfologiczne i sedimentologiczne implikacje powodzi lodowych „Jökulhlaup” na przykładzie stref marginalnych: Skeiðarárjökull i Höfdabrekkujökull

Leon Andrzejewski

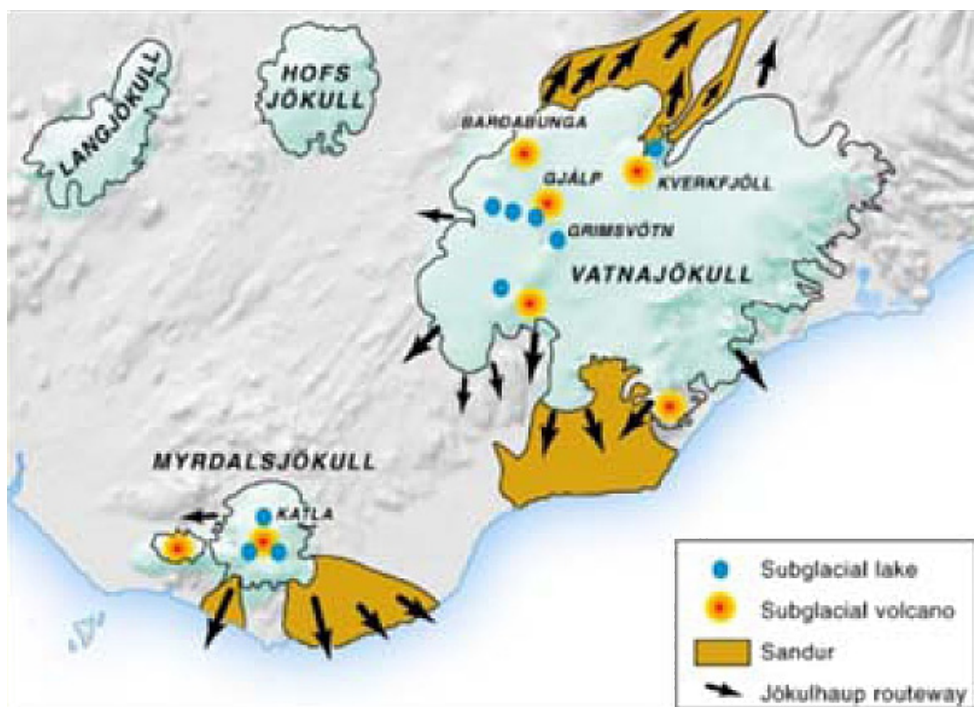
Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi
u. Lwowska 1, 87-100 Toruń
leon@umk.pl

Wstęp

Charakterystycznym zjawiskiem występującym na Islandii są katastrofalne powodzie na rzekach zasilanych przez lodowce nazywane w języku islandzkim „Jökulhlaup”. Nazwa ta przyjęła się literaturze światowej dla tego typu zjawisk. Wody z topniejących lodowców gromadzą się w jeziorach subglacjalnych, supraglacjalnych oraz na kontakcie lodowców z masywami skalnymi lub przylegającymi bezpośrednio do czoł lodowych (zbiorniki terminoglacjalne). Czynnikiem wzmagającym tempo gromadzenia się wód z topniejących lodowców w przypadku Islandii jest ciepło geotermalne związane z centrami wulkanicznymi znajdującymi się pod czapami lodowymi. Sporadyczne i najbardziej gwałtowne zjawiska te zachodzą podczas podlodowych (subglacjalnych) erupcji wulkanicznych. Ogromne ilości wód zgromadzonych w wyniku tych zjaw-

isk uwalniane są w sposób gwałtowny spływając kanałami po powierzchni lodowców (supraglacjalnie) lub kanałami wewnątrz lodowca (inglacjalnie) pod lodowcem (subglacjalnie). Mechanizm spustowy spływu jeziora ma zwykle podobny charakter, to jest przerwanie bariery lodowej jako efekt erozji, ciśnienia wód zbiornika, trzęsień Ziemi lub wulkanicznych erupcji podlodowcowych. Współcześnie powodzie te na Islandii związane są z ok. 15 jeziorami glacialnymi. Typowe parametry tego zjawiska to: przepływy 500 – 3000 m³/sek, 2-5 dni trwania powodzi, odpływ całkowity rzędu 2-3 km³. Zjawiska te w sposób najbardziej typowy występują na przedpolach dwóch wielkich czap lodowych tj. Myrdalsjökull i Vatnajökull (ryc. 1). Szacuje się, że około 85 % osadów budujących sandry na ich przedpolach stanowi efekt powodzi typu „Jökulhlaup”.

Współcześnie zjawiska takie mają miejsce w wielu innych regionach świata. Takim przykładem może być powstanie jeziora lodowcowego (zapor-



Ryc. 1. Lokalizacja głównych erupcji wulkanicznych i powodzi typu „Jökullhlaup” na Islandii, (<http://pl.wikipedia.pl/>).

owego) w wyniku zamknięcia Fjordu Russell przez lodowiec Hubarda na Alasce. W ciągu 10 tygodni nastąpiło podniesienie poziomu wody o 18,6 m, po czym w wyniku przerwania zapory lodowej wody w sposób gwałtowny przelały się do doliny proglacjalnej. Kolejnym interesującym przykładem współczesnych powodzi lodowych jest okresowa blokada wód w zbiorniku proglacjalnym Brazo Sur i Brazo Rico przez czoło lodowca Moreno (południowa pokrywa lodowa Patagonii). Spiętrzenie wód w tych zbiornikach osiąga 27 m, a maksymalne spływy trwające kilka godzin kanałem o szerokości kilkudziesięciu metrów obejmują ok. 3,5 – 4,0 km³ powodując podniesienie się wód w jednym z największych jezior Patagonii, Lago Argentino o ok. 2,0 m. Tak spektakularne, ekstremalne zdarzenia wystąpiły 17 razy w ciągu ostatniego stulecia.

O wiele większe (gigantyczne) powodzie miały także miejsce w czasie deglacjacji obszarów Ameryki Północnej czy Euroazji podczas zaniku ostatniego zlodowacenia powodując ogromne przekształcenia w rzeźbie obszarów proglacjalnych, a także jak się powszechnie uważa, mogły być impulsem do zmian klimatycznych w skali globalnej. Interesującym przykładem jest położony w północno-zachodniej części Stanów Zjednoczonych w stanie Waszyng-

ton obszar zwany „scablands” (zaskorupiała ziemia). Został on opisany po raz pierwszy w 1923 roku przez J. Harlana Bretza, geologa z Uniwersytetu Chicagowskiego. Na podstawie dowodów geologicznych i geomorfologicznych przyjął on, że obszar ten ma charakter ogromnego (ok. 7 tys. km²) bazaltowego płaskowyżu „przelewowego” ukształtowanego w wyniku gigantycznej powodzi (ok. 10 mln m³/sek) związanej ze spływem wielkiego zaporowego zbiornika terminoglacjalnego Missoula w zachodniej Montanie. Głównym świadectwem jego istnienia są ślady dawnych linii brzegowych na otaczających wzgórzach. J.T. Pardee oszacował, że jezioro to gromadziło co najmniej 1700 km³ wody, a w najgłębszym miejscu miało 650m głębokości. Obliczył, że maksymalny wypływ wody z jeziora wyniósł 31,6 km³/godz. Tą gigantyczną powódź rejestrują także formy erozyjne o głębokości do 300 m oraz zdeponowane osady na kontynencie oraz w odległości około 1000 km od ujścia rzeki Kolumbia na dnie oceanu jako efekt, tzw. prądów turbitytowych.

Innym spektakularnym przykładem jest kilkakrotny spływ jeziora Agassiz, które w czasie deglacjacji ostatniego lądolodu Laurentyjskiego było największym jeziorem Ameryki Północnej. Wody roztopowe odpływały początkowo doliną Missi-

sipi do Zatoki Meksykańskiej, a następnie doliną Mackenzie do Oceanu Arktycznego oraz rzeką Św. Wawrzyńca do północnego Atlantyku i do zatoki Hudsona. Kilkakrotny spływ ogromnych ilości wód słodkich do oceanu Atlantyckiego miał zapewne poważny wpływ na zmiany klimatyczne w schyłkowym okresie późnego glaciału i na początku holocenu, m.in. w młodszym dryasie, które poprzedziło uwolnienie ok. 9,5 tys. km³ wód jeziora. Z kolei we wczesnym Atlantyku spływ 163 tys. km³ wywołał gwałtowne i krótkie oziębienie zwane wydarzeniem (8,2 ka event), które trwało około 400 lat i spowodowało podniesienie poziomu morza o 0,5 m. Napływ wód słodkich do północnego Atlantyku w owym czasie zahamował cyrkulację termohalinową co w konsekwencji doprowadziło do rozległych zmian klimatu. We wczesnym i środkowym wistulianie centrum lądolodu Skandynawskiego znajdowało się na obszarze Morza Barensea i Morza Karskiego doprowadzając do blokady wód na północ: Jeniseju, Obu, Peczory, w efekcie czego powstały wielkie zastoiska, których spływ wywołał ogromne zmiany w rzeźbie terenu.

Strefa marginalna Skeiðarárjökull

Skeiðarárjökull jest jednym z lodowców wypustowych z największej na Islandii czaszy lodowej Vatnajökull o powierzchni 8538 km². Długość tego lodowca wynosi ok. 23 km, natomiast jego szerokość jest zmienna, tj. w części górnej wynosi 12-13 km, natomiast przy czole rozszerza się do ok. 23 km przyjmując charakter lodowca piedmontowego. Przedpole tego lodowca było obszarem badań przez polskich geomorfologów podczas pierwszej Wyprawy Geograficznej na Islandię w 1968 r. pod kierunkiem prof. Rajmunda Galona oraz kilku wypraw geomorfologów z Uniwersytetu Mikołaja Kopernika kierowanych przez prof. Edwarda Wiśniewskiego i Leona Andrzejewskiego. Aktualnie czoło Skeiðarárjökull od brzegu Oceanu Atlantyckiego dzieli odległość ok. 23 km. Jego szerokie przedpole dzieli się na część zewnętrzną i wewnętrzną, które rozdziela ciąg moren czołowych z przełomu XIX i XX wieku. Po zewnętrznej stronie tych moren rozprzestrzenia się rozległy Sandr (*isl. Skeiðarársandur*) o powierzchni ok. 900 km², a po ich stronie

proksymalnej (wewnętrznej) o zmiennej szerokości od ok. 300 m do 3 km, występuje bogata rzeźba glacialna. Początek rozwoju Skeiðarársandur należy wiązać z zanikiem tzw. „zlodowacenia Budi” w okresie preborealnym, natomiast etap kształtowania się przypadł na okres Małej Epoki Lodowej, aż do 1920 r. Analizowany sandr współcześnie kształtują trzy rzeki roztokowe odwadniające Skeiðarárjökull: od zachodu, Súla, Gigjukvisl oraz Skeiðará. Ciąg moren czołowych z przełomu XIX i XX w. rozwinęły jest najlepiej w zachodniej części strefy marginalnej gdzie osiąga wysokości względne do 25-35 m. We wschodniej części strefy marginalnej moreny czołowe z tego okresu zostały prawie całkowicie rozmyte przez katastrofalne wypływy wód roztopowych typu „Jökullhlaup”. Jak już wspomniano, rzeźba glacialna i glaciofluwalna wewnętrznej części strefy marginalnej cechuje się dużym urozmaiceniem. Do najważniejszych form glacialnych zaliczyć należy; kilka ciągów moren czołowych, recesyjne wały lodowo-morenowe, współczesne wały lodowo-morenowe, recesyjne pagórki morenowe, morene pagórkowatą, osady i formy kontaktu lodowego, zdrumlinizowaną morenę denną oraz starszą rzeźbę glacialną, glacijotektonicznie zaburzone osady. Do form glaciofluwalnych związanych z erozyjną i akumulacyjną działalnością wód roztopowych należą; erozyjne równiny, ozy i kemy, wytopiska w tym tzw. „dziurawy sandr”, dna zastoisk, współczesne i ze powierzchni sandrowe, delty, jeziora proglacialne (zał. 2).

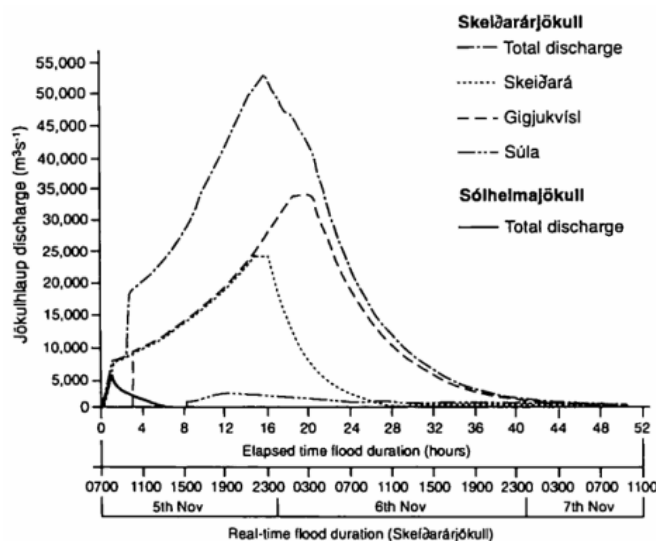
Czoło Skeiðarárjökull w okresach awansu, najczęściej o charakterze „surge” przybiera kształt wypukły, często pionowych klifów lodowych, natomiast w okresach recesji ma charakter łagodnie nachylonej powierzchni. Ostatni wyraźny awans czoła o ok. 450 m miał miejsce w 1991 roku co spowodowało znaczne zmiany w układzie sieci hydrograficznej oraz spiętrzenie i zaburzenie moren czołowych oraz przepojonych wodą osadów glacialimnicznych (Wiśniewski, Andrzejewski, Molewski, 1996).

W listopadzie 1996 r. doszło do istotnych zmian rzeźby analizowanego przedpola spowodowanych katastrofalnym wypływem wód roztopowych typu „Jökullhlaup”. Jak już wspomniano powódzie tego typu w sposób najbardziej typowy występują na Islandii, m.in. w strefach marginalnych wypustowych lodowców z czasz Vatna i Myrdals (ryc. 1.). W obrębie największej czaszy lodowej Vatna funkcjonu-

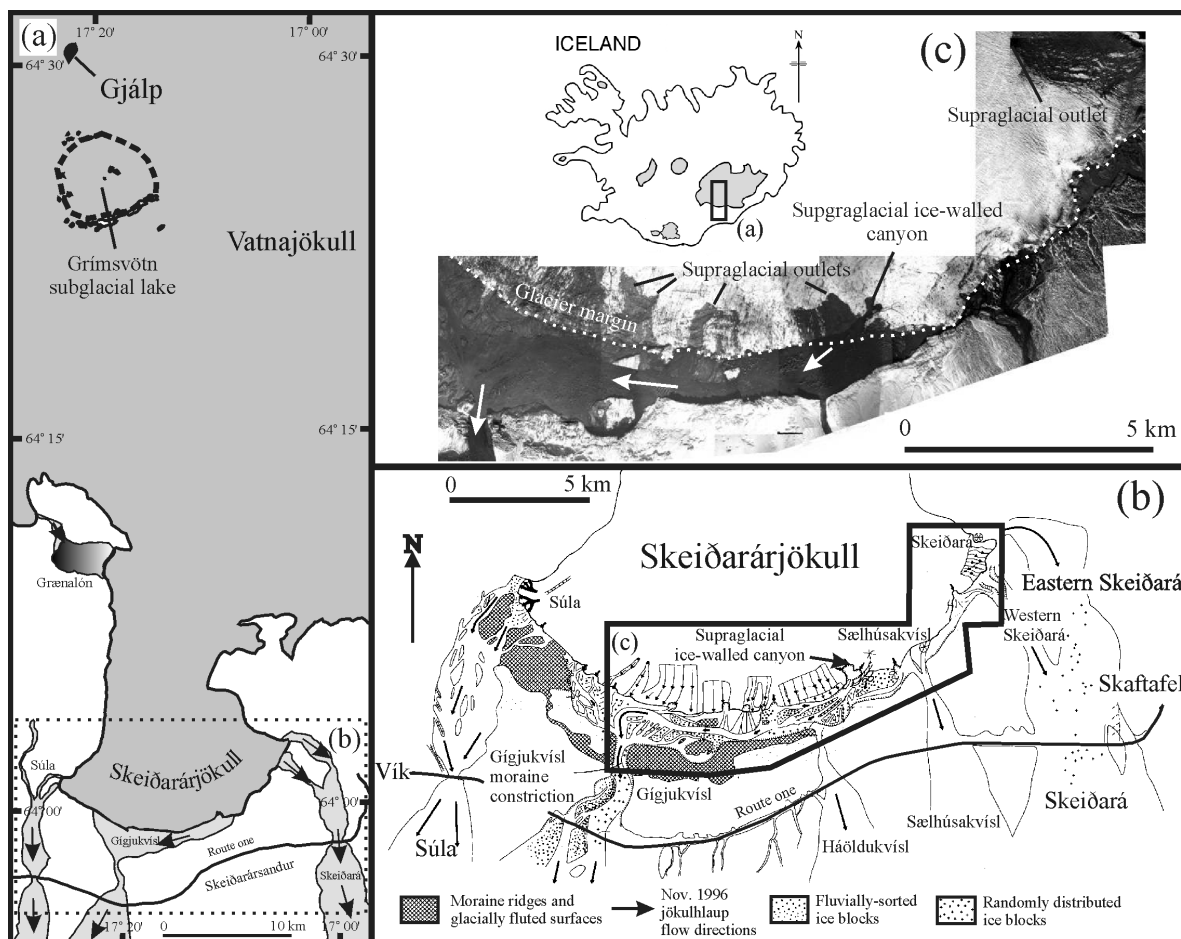
je kilka aktywnych wulkanów w tym wulkan Gjalp w jego centralnej części. W listopadzie 1996 roku jego aktywność spowodowała przetopienie lodowca o miąższości ok. 500 m i w efekcie wypełnienie sąsiadującej subglacjalnej kaldery jeziora Grims o powierzchni ok. 30 km² i głębokości 500 m. Wypływ nagromadzonych wód nastąpił 4 listopada tunelem subglacjalnym w czołowej części wypustowego lodowca Skeidarar. Powódź trwała 2 dni osiągając maksimum przepływu ok. 50 000 m³/sek., przy odpływie ok. 3,5 km³ (ryc. 2). W czasie tej powodzi wody od Grimsvotn do czoła lodowca przebyły dystans 50 km w ciągu 10 godzin. Wypływ wód miał charakter subglacjalny, supraglacjalny i inglacjalny. Wypływająca woda zalewała przedpole lodowca i powierzchnię jego łagodnie nachylonego czoła do wysokości 200 m. Wody lodowcowe odpływały równoległe do czoła głównie systemem rzeki Gigju (ryc. 3). W wyniku rozerwania czoła lodowca na przedpole wyrzuconych zostało przez wysoko energetyczne strumienie tysiące większych i mniejszych bloków i brył lodowych, które transportowane po dnie stopniowo zakotwiczały się w osadach deponowanych stożków sandrowych. Największe z nich osadzone w proksymalnych częściach sandru osiągały wagę kilku tys. ton. W efekcie ich degradacji po kilkunastu miesiącach utworzyły się zagłębienia wytopiskowe o średnicy do kilkudziesięciu metrów i głębokości do kilkunastu metrów. Nastąpiło przemodelowanie rzeźby bezpośredniego przedpola lodowca w około 70 %. Zmiany te zos-

tały określone w oparciu o dwukrotne szczegółowe kartowanie geomorfologiczne (wykonane przed powodzią, 1993-1995 oraz po powodzi w 1997) wykonane przez toruńskich geomorfologów z Wydziału Nauk o Ziemi UMK (zał. 2).

Wysoko energetyczny wypływ wód często pod ciśnieniem hydrostatycznym (wypływ artezyjski) stał się przyczyną utworzenia różnego typu form i osadów. W pionowych szczelinach lodowych (kanały otwarte) doszło do akumulacji przemarzniętych osadów piaszczystych o pionowej strukturze (*frozen bedded sands*), natomiast w zamkniętych kanałach powstały złożone litofacje klastów i megaklastów podłoża oraz transportowanych w ich górnych fragmentach gruboziarnistych osadów piaszczysto-żwirowych (Russell, Knudsen, 1999, Roberts i in., 2001, Russel i in., 2006). Charakterystyczne są także miększe osady glaciofluwialne z bryłami lodu i materiału morenowego wypełniające pojedyncze i złożone kaniony supraglacjalne (Russel i in., 2001). Ukształtował się system obniżen wytopiskowych oraz wielkoskalowych struktur sedimentacyjnych jako efekt śladów opływania brył lodowych. Uni-eruchomione bryły lodu wymuszały bowiem zmiany kierunku i reżimu przepływu tworząc strefę przejściową pomiędzy przepływem pod- i nadkrytycznym. Charakterystyczne depozycje podprądowe w strefie fal stojących wyrażają nachylone doprądowo ławice piasków i żwirów jako rozwijające się antydiuny. Formy te bardzo szybko podlegały erozji i migracji w górę strumienia. W efekcie



Ryc. 2. Diagram przepływu wód w czasie powodzi 4-5 listopad 1996 roku, (Russell 2005).



Ryc. 3. Wypływy wód w czasie powodzi w 1996 roku na przedpolu Skeiðarárjökull, (Russell 2005).

w strukturze pionowej, głównie proksymalnych fragmentów stożków sandrowych, pojawia się sekwencja osadów najpierw związanych z przepływem przeciążonym osadem (*hyperconcentrated flow*), (agradacja w rozmyciach dna i rozwoju antydiun oraz agradacja antydiun i złożonych form dennych), a następnie w stropie, w fazach erozyjnych i depozycji z trakcji, litofacie piasków i żwirów przekątnie warstwowanych (Maizels 1992, Duller i in., 2008). Niewątpliwie zróżnicowanie i bogactwo litofacjalne osadów związanych genetycznie z powodzią lodową wynika z wyjątkowo dynamicznie zmieniających się warunków przepływu (prędkości, mocy jednostkowej strumienia) i ich ograniczeń morfologicznych, m.in. brył lodu, głazów i starszych krawędzi.

Przemodelowanie rzeźby przedpola analizowanego lodowca objęło także formy glacialne, m.in., główny przełom przez moreny czołowe z przełomu XIX i XX wieku poszerzony został o ponad 300 m.

Strefa marginalna Höfðabrekkujökull

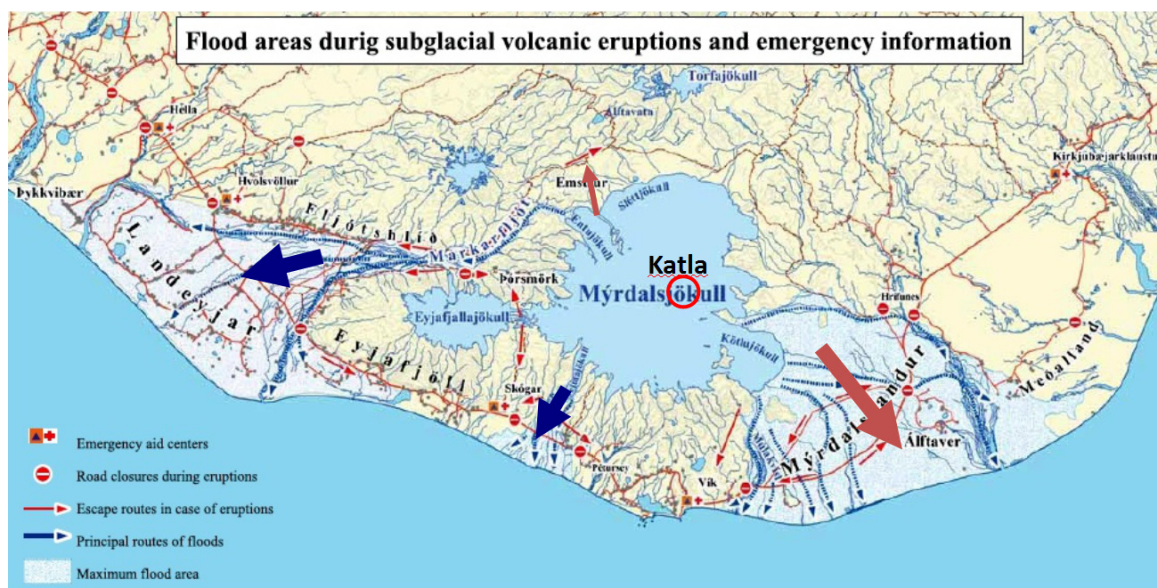
Höfðabrekkujökull jest wypustowym lodowcem z czwartej pod względem wielkości czaszy lodowej Myrdalsjökull (701 km²), która w całości znajduje się we wschodnim odgałęzieniu centralnej strefy ryftowej i neowulkanicznej Islandii. Zajmuje ona przekraczające 1200 m n.p.m. wzniesienie wulkaniczne rozległej kaldery z jej młodszymi stożkami pasożytniczymi, w tym z bardzo aktywnym w XX wieku wulkanem Katla. Rzeźba podłoża w znacznym stopniu decyduje o rozwinęciu terytorialnym tej czaszy oraz o kierunkach i wielkości odpływu masy lodowej i wodnej. Największym lodowcem wypustowym tej czaszy lodowej jest Höfðabrekkujökull. Jego czoło wyznacza najdalszy południowo-wschodni skraj czaszy. Strefa marginalna tego lodowca była przedmiotem wielu badań geomorfologicznych i geologicznych, m.in. szczegółowego

rozpoznania rozwoju litofacjalnego osadów i morfogenezy rzeźby środkowej części przedpola dokonał Krüger (1994), który stwierdził tu obecność kilku ciągów moren czołowych poczynając od moren ze schyłkowej fazy Małej Epoki Lodowej, tj. okresu 1900-1904 oraz młodszych z przed 1945 roku i współczesnych. Ponadto autor ten wyróżnił kilka odrębnych genetycznie obszarów morenowych, m.in. „hummocky dead-ice moraine”, „partially ice-cored moraine” Fuldy ice-fre hummocky moraine”, „fluted ground moraine”.

Szczegółowego skartowania geomorfologicznego całej strefy marginalnej dokonali w latach 1995-1997 geomorfolog z Wydziału Nauk o Ziemi UMK, (Wiśniewski, Andrzejewski, Olszewski, 1999), (zał. 3). W efekcie udokumentowano zespoły i ciągi moren czołowych określając ich wiek oraz morfogenezę. Dominacja form glacjafluwalnych na przedpolu tego lodowca wynika z uwarunkowań topomorfologicznych tj. możliwości swobodnego odpływu konsekwentnego wód roztopowych. Dlatego też rozległy obszar od tego lodowca, aż do wybrzeża oceanicznego, o szerokości kilkunastu kilometrów, zajmują przede wszystkim równiny sandrowe. W wielu miejscach rozwijają się one bezpośrednio na przedpolu współczesnych wałów lodowo-morenowych. Lokalne systemy wód sandrowych, często niezależnie od siebie, rozwinęły się głównie na południu i w środkowym sektorze przedpola. Wody roztopowe tych systemów dokonały największego

zniszczenia morenowych obszarów strefy marginalnej. Nachylenie przedpola w kierunku na południe powoduje, że południowy system sandrowy (*sandr Remundargilsa*) należy do najsilniejszego systemu rzeczno, który wykształcił dziesięć poziomów sandrowych oraz to, że wyznacza on szlak odpływu głównej części wód silnych powodzi poerupcyjnych, typu „Jökullhlaup”.

Występujące na przedpolu lodowca Myrdals katastrofalne powodzie lodowcowe wywołane są podlodowcowymi (subglacjalnymi) erupcjami wulkanu Katla, jednego z najbardziej aktywnych na Islandii, znajdującego się we wschodniej części lodowca (ryc. 4). W odróżnieniu od powodzi na przedpolu Vatnajokull, powodzie te nie są związane ze splywem jezior lodowcowych lecz bezpośrednio z samą erupcją. W rezultacie wypływające na czole lodowca wody powodziowe to mieszanina wody, piasku, żwiru, popiołów wulkanicznych i lodu. Szacuje się, że co najmniej 20 erupcji Katli wywołało katastrofalne powodzie. Ostatnie trzy powodzie rozprzestrzeniły się na rozległym sandrze (*Myrdalsandur*). W czasach historycznych największe rozmiary osiągnął jökullhlaup z października 1918 roku. Na czole lodowca powstał kanion o długości 2 km, 500 m szerokości i 200 m głębokości. W ciągu 3 tygodni wulkan wyrzucił setki mln m³ popiołów i pumeksu. Popiół stał się głównym składnikiem wód powodziowych, które wypłynęły po 2 godzinach od erupcji. Z czoła lodowca wypłynął ogromny



Ryc. 4. Główne miejsca wypływu wód w czasie subglacjalnych erupcji wulkanu Katla (za strona internetowa: Wojazer), uzupełniona.

potok drobnego materiału wulkanicznego przesycony wodą w ok. 20-50 %. Potok miał miąższość ok. 60 m, a jego przepływ szacuje się na ok. 100 000 – 300 000 m³/sek. Na rozległym stożku sandrowym o pow. 600 km² osadzonych zostało 12-15 m osadów. Powódź trwała 3-5 dni, a całkowity odpływ szacowany jest na ok. 1 km³. Morfologicznym zapisem tej powodzi są najwyższe zalegające rozległe stożki sandrowe opływające masyw wulkaniczny Hafursey. W efekcie akumulacji ogromnej ilości materiału wulkanicznego linia brzegowa w rejonie masywu wulkanicznego Hjørleifshöfði, który przed erupcją wyznaczał linię brzegową oceanu, przesunęła się o ok. 3 km.

Opisane skutki geomorfologiczne i sedimentologiczne dwóch powodzi lodowcowych na przedpolu lodowców Skeiðarárjökull i Höfðabrekkujökull w porównaniu do wspomnianych we wstępie powodzi plejstoceńskich w Ameryce Północnej można uznać za miniaturowe, chociaż mechanizmy tych zjawisk były podobne. Wydaje się, że także w okresie plejstoceńskim na obszarze Polski podobne zjawiska miały miejsce. Dowodem są między innymi występujące na obszarze młodoglacjalnym w rzeźbie niektórych sandrów systemu obniżen po wyrzuconych bryłach lodowych lub podobny do opisanych z Islandii sposób wykształcenia litofacjalnego niektórych osadów sandrowych. Nawiązując zatem do koncepcji aktualizmu geologicznego należy podkreślić wagę i znaczenie badań geologicznych i geomorfologicznych w obrębie współcześnie kształtujących się stref marginalnych lodowców w kontekście rekonstrukcji plejstoceńskich procesów glacialnych i glaciofluwialnych.

Literatura

- Andrzejewski L., Molewski P., 1999, Glaciodynamic and sedimentological conditions of glaciotectonic disturbances in selected marginal zones of Glacier in Iceland, *Quaternary Studies in Poland, Special Issue*, 209-218.
- Andrzejewski L., Molewski P., 2000, Glaciotectonic disturbances of the limno- and glaciofluvial deposits in the marginal zones of Skeiðarárjökull and Tungnaárjökull (Iceland) and their glaciodynamic conditions, *Quaestiones Geographicae*, 21, s. 13-25.
- Björnsson, H., 1979, *Glaciers in Iceland*. Jökull 29: 74-80.
- Einarsson Þ, 1991, *Geology of Iceland (rocks and landscape)*, Mál og menning, Reykjavik 1994, s. 1-309.
- Krüger J., 1994, Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus regions of Myrdalsjökull, Iceland, *Folia Geogr. Danica* 21, s. 1-233.
- Thordarson T., Hoskuldsson A., 2002, *Iceland. Classic Geology in Europe 3*. Terra:200s.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., Molewski P., 1996, Wąhanie czoła lodowca Skeidarar na Islandii w ciągu ostatnich 100 lat oraz niektóre ich skutki w środkowej części jego przedpola. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia* 28, 13-26.
- Wiśniewski E., Andrzejewski L., Olszewski A., 1999, Relief of the Höfðabrekkujökull forefield, South Iceland, in light of geomorphological mapping, *Jökull*, No. 47, 59 -70.
- Vojazer, <https://wesolowski.co/2015/10/20/vik-islandia/>



Uwarunkowania transportu eolicznego na Islandii

Joanna Rotnicka¹, Maciej Dłużewski²

¹ Uniwersytet Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
joanrot@amu.edu.pl

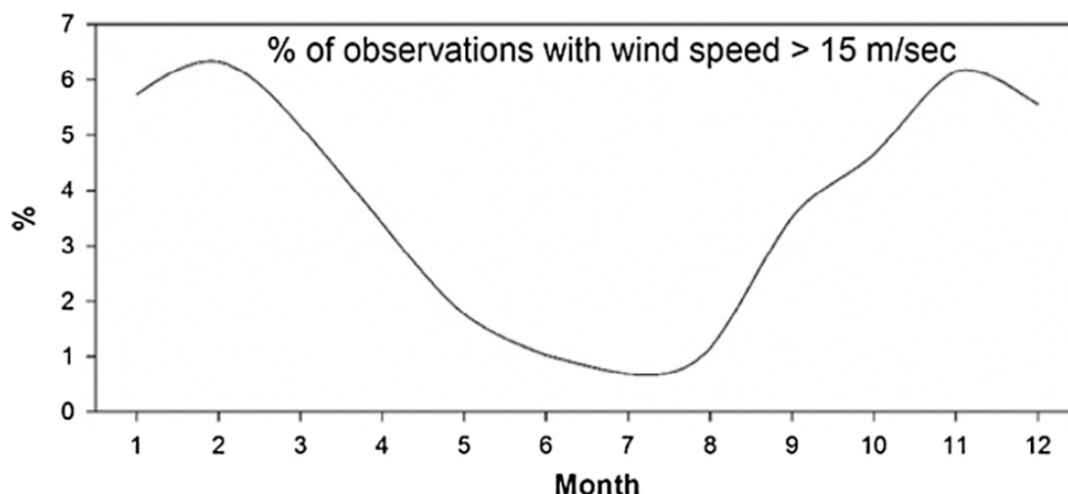
² Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
dluzewski@uw.edu.pl

Wprowadzenie

Islandia jest uznawana za obszar o bardzo dużej intensywności procesów eolicznych, mimo, że nie jest położona w strefie suchej (Arnalds i in. 2016). Pustynie zajmują prawie połowę powierzchni kraju tj. 43388 km², z czego pustynie piaszczyste około 22000 km² (Gísladóttir i in. 2014). Stanowią one istotne źródło materiału w globalnym systemie obiegu pyłu występującego w atmosferze (Arnalds 2010). Uważane są za największe pustynie wulkanoklastyczne na świecie. Materiał je budujący to w zdecydowanej większości bazaltowe szkliwo wulkaniczne, rozdrobnione na skutek abrazyjnej działalności lodowców i wód fluwiogłacjalnych. Tylko 45% powierzchni Islandii pokryta jest zwartą roślinnością, natomiast 11% zajmują lodowce (Björnson, Pálsson 2008). Z obszarów pustynnych pozbawionych zwartej szaty roślinnej następuje intensywna

deflacja, która razem z pyłem związanym z wybuchem wulkanów powoduje, że opad pyłu jest bardzo duży, nawet do 250 g/m²/rok (Arnalds 2010).

Polarnomorski klimat Islandii charakteryzuje się m.in. częstym występowaniem cyklonów, które są związane z panującym wówczas bardzo niskim ciśnieniem atmosferycznym. Takie warunki skutkują występowaniem silnego wiatru o prędkości powyżej 30 m/s, a okazjonalnie w obszarach górskich nawet powyżej 50 m/s (Icelandic Meteorology Office web page www.vedur.is). Wiatr o prędkości powyżej 15 m/s występuje na Islandii najczęściej w okresie zimowym – średnio 6 dni w miesiącu), a najrzadziej w okresie letnim – średnio 1 dzień w miesiącu (Ryc. 1) (Arnalds i in. 2016). Większość cyklonów przemieszcza się w kierunku Islandii od strony Grenlandii, co sprawia, że dominuje wówczas silny wiatr zachodni i południowo-zachodni. Kierunek wiatru może być lokalnie modyfikowany przez rzeźbę terenu. Cyklonom często towarzyszą



Ryc. 1. Miesięczna zmienność częstości wiatru o prędkości powyżej 15 m/s w latach 2001-2010 ze 120 automatycznych stacji meteorologicznych (Arnalds i in. 2016).

silne opady deszczu lub śniegu zwiększając znacznie wilgotność podłoża, co może prowadzić do ograniczenia deflacji. Góry występujące na Islandii mogą stanowić istotną barierę topograficzną dla wilgotnych mas powietrza. Za barierą prędkość wiatru może znacznie rosnąć na skutek szybkiego rozprężania się mas powietrza. Dodatkowo, brak wilgoci w powietrzu po zawietrznej stronie gór powoduje, że opady są tam znacznie mniejsze. W konsekwencji obszary te stają się bardzo podatne na deflację.

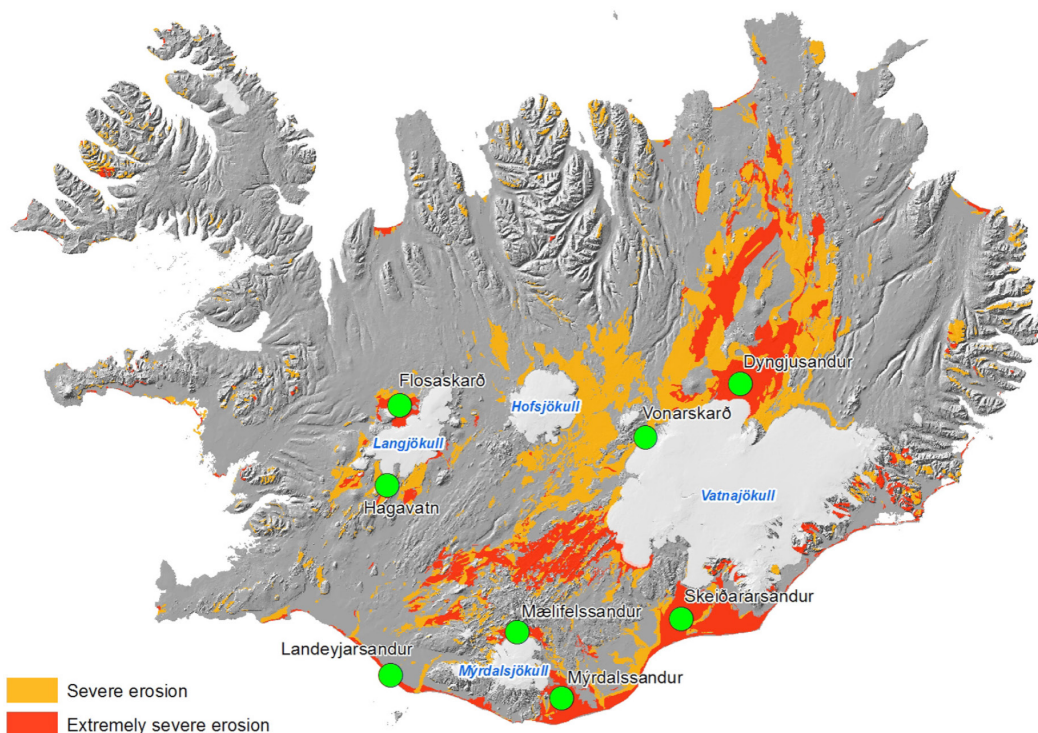
Obszary źródłowe materiału transportowanego przez wiatr

Ocenia się, że na Islandii aż 15 000 km² stanowią powierzchnie, które są aktywnym źródłem materiału dla transportu eolicznego (Ryc. 2) (Arnalds i in. 2016). Są to powierzchnie sandrów zbudowane głównie z materiału piaszczystego, piaszczysto-ilaste powierzchnie obrukowane, piaszczyste powierzchnie na potokach lawowych oraz dawne obszary akumulacji eolicznej. Płaskie sandrowe powierzchnie piaszczyste są najbardziej podatne na deflację. Charakteryzują się zazwyczaj grubszą frakcją materiału deponowaną w pobliżu lądolodu lub dawnych wpływów wód glacialnych. Największe powierzchnie sandrowe występują na północ i południe od największych islandzkich lodowców Vatnajökull i Mýrdalsjökull. Do takich powierzchni zalicza się również powierzchnie zbudowane z ziaren po-

wstających z wietrzeń pumeksu. Mimo, że ziarna występujące na takiej powierzchni mają na ogół średnicę powyżej 2 mm, z uwagi na małą gęstość materiału, z którego są zbudowane (0,9-1,5 g/cm³ – Arnalds i in. 2012) są na ogół łatwo włączane do procesu eolicznego nawet przez wiatr o prędkości 5-8 m/s.

Powierzchnie powstające na obszarach zbudowanych z glin zwałowych, podniesionych tektonicznie wybrzeży lub piaszczysto-kamienistych osadów aluwialnych są obrukowane na skutek wymarzenia kamieni. Z tego względu są znacznie mniej podatne na deflację, która występuje dopiero przy prędkości wiatru powyżej 12-15 m/s mierzonej na wysokości 2 m (Arnalds i in. 2001b). Powierzchnie tego typu wytworzyły się w wyżej położonej części lądu, pozbawionej roślinności na skutek niesprzyjających warunków klimatycznych. Ich całkowita powierzchnia szacowana jest na 13 000 km², z czego około 7500 km² uznaje się za powierzchnie podlegające deflacji (Arnalds i in. 2016).

Powierzchnie piaszczyste mogły również powstać na skutek eolicznej depozycji piasku w obrębie holocenów potoków lawowych lub popiołów deponowanych podczas erupcji wulkanicznych. Jej wielkość ocenia się na 1 mln ton/km². Powierzchnie tego typu o największej podatności na deflację zajmują obszar około 3400 km² (Gísladóttir 2000) i występują głównie w okolicy wulkanu Hekla oraz na powierzchniach zbudowanych z potoków lawowych na północy kraju.



Ryc. 2. Obszary podlegające deflacji z podziałem na silną i bardzo silną podatność na erozję eoliczną. Kółkami zaznaczono główne obszary źródłowe emisji pyłu (Arnalds i in. 2016).

Źródłem materiału transportowanego przez wiatr mogą być również dawne obszary akumulacji eolicznej, w których miąższość osadów dochodzi często do 2 m (Arnalds i in. 2016). Słaba konsolidacja oraz degradacji szaty roślinnej powodują, że ich powierzchnia może łatwo podlegać deflacji. Obszary te mogą być również zasilane wspólnie przez depozycję piasku lub pyłu transportowanego przez wiatr, a także opad popiołu wulkanicznego.

Materiał piaszczysty budujący powierzchnie podlegające deflacji powstaje na skutek oddziaływania procesów glacialnych, glaciofluwialnych i wulkanicznych. Egzaracyjna działalność lodowców wraz z małą odpornością na abrazję wulkanicznych skał podłoża sprzyjają szybkiej „produkcji” materiału piaszczystego. Duża dostępność luźnego materiału piaszczysto-pyłastego związana jest również z intensywnym wietrzeniem termicznym, w tym wietrzeniem mrozowym, a także rozluźnianiem powierzchni na skutek tworzenia się lodu włóknistego. Materiał ten jest następnie transportowany w wysokoenergetycznych rzekach wypływających z lodowców i deponowany w postaci pól sandrowych. Znaczne ilości materiału wulkanicznego frakcji piaszczystej i drobniejszej transportowane są pod-

czas gwałtownych, wysokoenergetycznych powodzi zwanych „*jökulhlaups*”, powstających w czasie wybuchu wulkanu pod czaszą lodowca. W ich trakcie drobnoziarnisty materiał deponowany jest na bardzo dużej powierzchni, która po wyschnięciu staje się podatna na deflację. Wprawdzie „*jökulhlaups*” sprzyjają tworzeniu się powierzchni podlegających silnej deflacji, to jednak intensywność erozji eolicznej materiału frakcji pylastej maleje w ciągu kilku lat od wystąpienia powodzi z uwagi na stałe wywiewanie pyłu z tych powierzchni, co z czasem prowadzi do zmniejszenia jego ilości. Mniejszy zasięg, choć nie mniejsze znaczenie jako źródła materiału dla procesów eolicznych ma depozycja materiału związana z dobową zmianą natężenia przepływu rzek fluwio-glacialnych. Materiał transportowany w czasie maksymalnego przepływu jest deponowany w korycie w obrębie wyżej położonych powierzchni. Gdy przepływ maleje, obszary te odsłaniają się. Pod wpływem wiatru szybko zmniejsza się wilgotność ich powierzchni, co umożliwia deflację. Podobnym źródłem materiału są osady deponowane przez rzeki fluwio-glacialne podczas ich dużego przepływu związanego z wiosennym lub letnim intensywnym topieniem się lodowców. Do obszarów źródłowych

piasku na Islandii, podatnych na erozję eoliczną, należy zaliczyć też obszary wybrzeży, zwłaszcza piaszczystych plaż położonych na południu kraju. Źródłem tego piasku jest intensywny transport materiału przez prąd wzdłuż brzegowy, zasilany przez rzeki fluwioglacjalne licznie uchodzące do oceanu na południu Islandii. Istotnym źródłem materiału jest także popiół wulkaniczny opadający na powierzchnię podczas licznych na Islandii wybuchów wulkanów. Miąższość osadów tefry związana z jednym wybuchem może wynosić ponad 10 cm (Arnalds 2013). Są to obszary bardzo podatne na deflację. W czasie bardzo silnego wiatru tworzące się burze pyłowe mogą mieć większą intensywność niż podczas samego wybuchu wulkanu (Thorsteinson i in. 2012, Liu i in. 2014).

Transport eoliczny pyłu i piasku

Transport eoliczny na Islandii może być bardzo intensywny zarówno w formie saltacji – burz piaszczystych jak i unoszenia – burz pyłowych. Jest to związane zarówno z dużą częstością występowania wiatru o prędkości powyżej wartości krytycznej niezbędnej do poderwania ziarna, mimo, że jest ono często utrzymywane w spoczynku przez siły kohezji związane ze znaczną wilgotnością podłoża jak i dużą powierzchnią obszarów, z których możliwa jest deflacja. Wielkość deflacji z obszarów piaszczystych pokrytych brukiem szacuje się średnio na kilkaset kg/m w czasie danego sezonu letniego (Arnalds i in. 2012). Obszary piaszczyste sprzyjają jeszcze większej deflacji. Jej wielkość w danym sezonie może wynosić nawet powyżej 1000 kg/m. Największy transport pyłu i piasku – 11 000 kg/m zanotowano w czasie wiatru sztormowego, który spowodował deflację materiału zdeponowanego w 2010 roku podczas erupcji wulkanu Eyjafjallajökull (Arnalds i in. 2012).

Na Islandii rozkład w profilu pionowym natężenia transportu eolicznego piasku różni się od typowego dla powierzchni piaszczystych występujących w innych obszarach morfoklimatycznych (Ellis i in. 2009, Rotnicka 2013a). Udział piasku transportowanego na wysokości powyżej 20 cm jest tam zazwyczaj znacznie większy, niezależnie od powierzchni, po której jest transportowany (Arnalds i

in. 2012). Niezależnie od prędkości wiatru saltujące ziarna mogą być transportowane nawet na wysokości 120 cm. Wielkość ziarn transportowanych powyżej 100 cm często osiąga średnicę powyżej 1 mm. Odmienne charakterystyka saltacji na Islandii może być związana z niską gęstością transportowanego materiału, zarówno pochodzącego z erozji podłoża genezy eolicznej jak również osadów tefry (Arnalds i in. 2012).

Bardzo intensywny, długotrwały transport eoliczny na Islandii powoduje powstawanie procesu nazywanego „postępującymi frontami piaszczystymi” (ang. *advancingsandfronts*, isl. *afoksgeirar*) (Arnalds i in. 2012). Proces ten powoduje sukcesywne zasypywanie obszarów pokrytych roślinnością, która wymusza depozycję. Intensywna akumulacja występująca podczas kilkudniowych zdarzeń ekstremalnych charakteryzujących się stałym transportem eolicznym piasku może powodować zasypywanie średniorocznie do 10 m (maksymalnie nawet ponad 100 m/rok) (Arnalds i in. 2001). Szybkość przemieszczania się frontu piaszczystego zależy też od wielkości płyta piaszczystego, ponieważ większe płyty zwiększają długość drogi nasycenia strumienia piaszczystego, co w konsekwencji powoduje, że strumień ten częściej osiąga maksymalne nasycenie (Rotnicka 2013b). Według Arnalds’a i in. (2016) źródłem materiału postępujących frontów piaszczystych są: 1) stałe lub tymczasowe lokalnie występujące płyty piaszczyste; 2) dawne obszary akumulacji eolicznej w połączeniu z dostawą piasku z obszarów położonych w znacznej odległości od frontu piaszczystego; 3) wyłącznie dawne obszary depozycji materiału eolicznego. Postępujące fronty piaszczyste zasypują roślinność, która następnie obumiera. W czasach historycznych nawet jeden postępujący front piaszczysty mógł spowodować nieprzejezdność szlaków komunikacyjnych czy zasypanie farm (Arnalds i in. 2016). Obecnie powierzchnie dotknięte tym procesem są priorytetowo poddawane rekultywacji oraz zabiegom stabilizującym piasek.

Burze pyłowe występują na Islandii średnio 34 razy w ciągu roku (Arnalds i in. 2016). Dodatkowo burze pyłowe mogą być związane z unoszeniem materiału zdeponowanego podczas ekstremalnych wezbrań wód fluwioglacjalnych oraz wybuchów wulkanów. Łącznie na Islandii notuje się średniorocznie ponad 135 dni z burzami pyłowymi,

co plasuje Islandię jako jeden z obszarów o najczęstszym występowaniu burz pyłowych na świecie (Arnalds i in. 2016). Połowa burz pyłowych występuje w zimie, gdy temperatura powietrza spada poniżej zera stopni, a wilgotność powietrza jest stosunkowo niska. Krytyczna prędkość poderwania materiału nie przekracza wówczas około 13 m/s. Burze pyłowe występujące w lecie charakteryzują się nieco mniejszą krytyczną prędkością poderwania – ok. 10 m/s (Arnalds i in. 2016), choć zdarzają się burze, które są powodowane przez wiatr o prędkości zaledwie 4 m/s. Jest to związane z silnym nagrzewaniem się podłoża wynikającym z niskiego albedo ciemnego materiału wulkanicznego. Niska wilgotność powierzchniowej warstwy podłoża oraz mała gęstość materiału sprzyjają wówczas intensyfikacji deflacji.

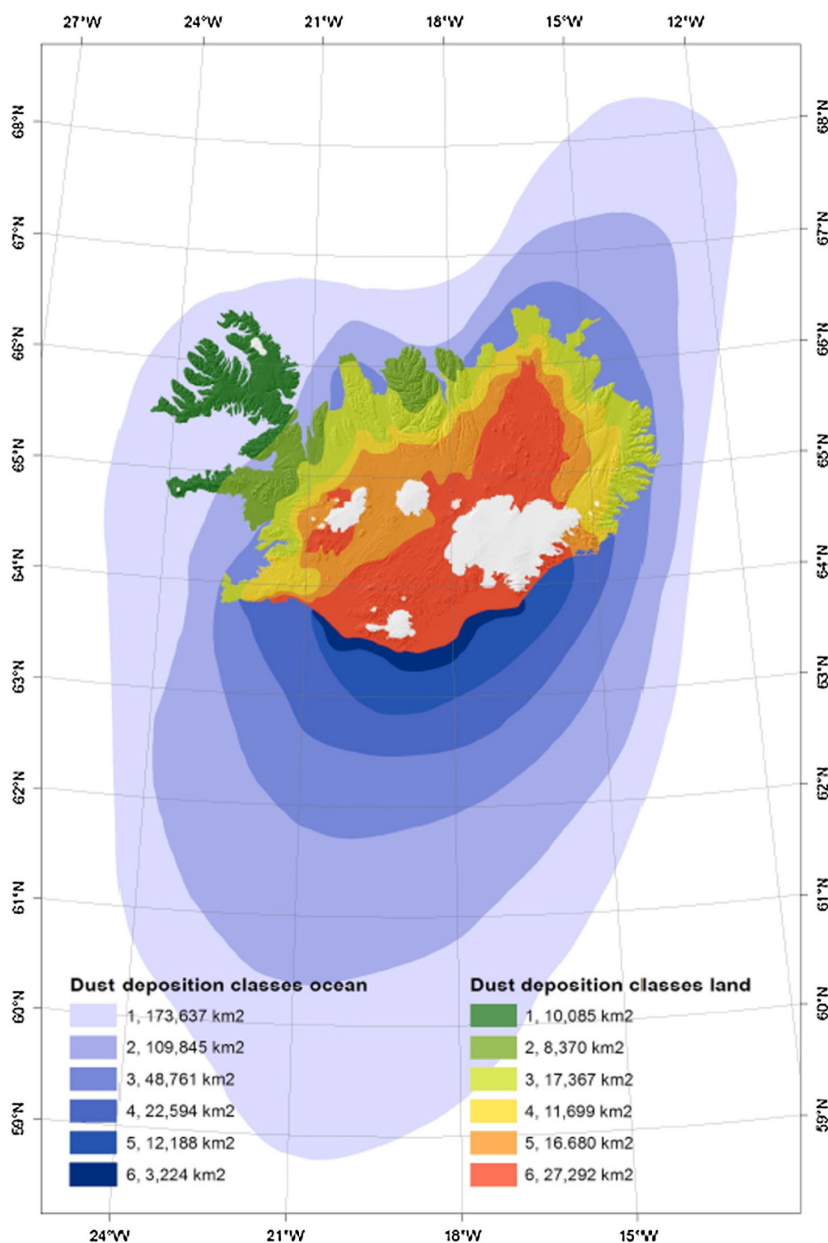
Wielkość emisji pyłu z Islandii oszacowana została na podstawie częstości występowania burz pyłowych w podziale na 3 kategorie (Arnalds i in. 2014). Do najwyższej zaliczono burze, w czasie których transportowany jest 1 mln ton materiału, do średnich – 0,3 mln ton, a do małych – 0,1 mln ton. Średnią częstość ich występowania w ciągu roku ocenia się odpowiednio na 7,8, 50,3 oraz 75,6, co sumarycznie daje wartość średniorocznej emisji pyłu na Islandii wynoszącą ponad 30 mln ton (Arnalds i in. 2014). Wielkość depozycji materiału, który podlegał deflacji z obszaru Islandii szacuje się sumarycznie nawet na 40 mln ton rocznie, lecz większość uznaje tę wartość za zawyżoną, ponieważ ten sam materiał redeponowany w czasie kolejnych burz pyłowych mógł być liczony kilkakrotnie. Zasięg i wielkość depozycji materiału w obrębie lądu i oceanu, który uległ deflacji z obszaru Islandii przedstawia rycina 3.

Koncentracja ziaren unoszonych w powietrzu o wielkości poniżej 10 μm (PM_{10}) jest na ogół niewielka. W okolicach Reykjavíku wynosi ona średniorocznie 22 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Arnalds i in. 2016). Koncentracja tego typu ziaren w powietrzu wzrasta jednak znacznie, gdy uruchamiany jest materiał deponowany bezpośrednio po erupcji wulkanu lub z przesuszonej powierzchni teras deponowanych w czasie powodzi lodowych. Po erupcji w 2010 roku wulkanu Eyjafjallajökull redepozycja drobnego materiału spowodowała wzrost koncentracji materiału PM_{10} do wartości powyżej 1000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ w odległości 150 km od miejsca wybuchu (Thorsteinsson i

in. 2011). Największa koncentracja materiału PM_{10} w powietrzu zanotowana została na Islandii podczas burzy pyłowej w marcu 2013 r. i wynosiła powyżej 6500 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ przy średniej dobowej 1281 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Dagsson-Waldhauserova i in. 2015). Największa liczba ziarn frakcji $\text{PM}_{0,3-10}$ μm unoszonych w powietrzu wynosiła 150 000 w cm^3/min tj. 1757 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Liczba mniejszych ziarn ($\text{PM}_{2,5}$) wynosiła 85528 w cm^3/min tj. 116 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (Dagsson-Waldhauserova i in. 2015). Deflacja, której źródłem są w przewadze różnego typu powierzchnie genezy glacialnej może powodować unoszenie ziarn jeszcze drobniejszych tj. o średnicy około 1,5-5 μm . Niezależnie od typu podłoża, najmniejsze ziarna mogą być unoszone przez wiatr o prędkości już poniżej 2 m/s (Weber i in. 2006). Tak drobne ziarna mogą być wynoszone nawet powyżej 12 000 m do stratosfery, często kilka czy kilkanaście dni po wystąpieniu burzy pyłowej lub wybuchu wulkanu. Ziarna pyłu unoszonego do atmosfery składają się głównie z krzemionki, lecz jej zawartość nie przekracza 50% i jest nieco mniejsza niż średnia – 58%, dla burz pyłowych, których źródłem są pustynie zwrotnikowe (Weast i in. 1966). Islandzki pył składa się ponadto z tlenków żelaza, aluminium, wapnia, manganu i tytanu (Dagsson-Waldhauserova i in. 2015).

Podsumowanie

Procesy eoliczne na Islandii cechuje duża intensywność i częstotliwość występowania. Dotyczy to transportu ziarn zarówno frakcji piaszczystej jak i pylastej. Do głównych czynników stymulujących procesy eoliczne zaliczyć należy: 1) dużą częstość występowania wiatru o prędkości powyżej wartości krytycznej niezbędnej do poderwania ziarna; 2) niską gęstość szkliska wulkanicznego i popiołu wulkanicznego, tj. ziarn, z których zbudowana jest powierzchnia obszarów podlegających deflacji; zainicjowanie transportu wymaga wówczas mniejszej energii wiatru niezbędnej do przeciwdziałania sile grawitacji utrzymującej ziarno w spoczynku; 3) niskie albedo materiału wulkanicznego, które przy dość wysokich opadach deszczu sprzyja, zwłaszcza w okresie letnim, szybkiemu przesuszaniu powierzchniowej warstwy podłoża, zainicjowanie transportu wymaga wówczas mniejszej energii wiatru niezbęd-



Ryc. 3. Mapa wielkości depozycji materiału pylistego w obrębie Islandii bazująca na pomiarach profili glebowych. Wielkość depozycji w obrębie oceanu została ekstrapolowana (Arnalds i in. 2016).

nej do przeciwdziałania siłom kohezji utrzymującym ziarno w spoczynku; 4) znaczną powierzchnię obszarów pozbawionych zwartej szaty roślinnej, w tym obszarów odsłoniętych spod pokrywy lodowej na skutek szybkiej współczesnej recesji lodowców; 5) dość częstą dostawę „świeżego”, luźnego materiału w postaci pyłu wulkanicznego związanego z częstymi na Islandii wybuchami wulkanów.

Transport eoliczny ma bardzo ważne znaczenie dla ekosystemów i gospodarki Islandii. Transport piasku w postaci postępujących frontów piaszczy-

stych wpływa na zmianę właściwości fizykochemicznych gleb, stan szaty roślinnej, w istotnym stopniu modyfikuje też gospodarowanie człowieka. Częste na Islandii burze pyłowe wpływają na zdrowie mieszkańców, klimat, tempo topnienia lodowców, pokrywę glebową oraz żyzność oceanu. Warto też wspomnieć, że islandzkie pustynie uznano za bardzo dobry poligon do badań procesów eolicznych na Marsie (Baratoux i in. 2011, Mangold i in. 2011).

Literatura

- Arnalds, O., Gísladóttir, F.O., Sigurjonsson, H., 2001b. Sandy deserts of Iceland: an overview. *J. Arid Environ.* 47, 359–371.
- Arnalds, O., 2010. Dust sources and deposition of aeolian materials in Iceland. *Icelandic Agric. Sci.* 23, 3–21.
- Arnalds, O., 2013. The influence of volcanic tephra (ash) on ecosystems. *Adv. Agron.* 121, 331–380.
- Arnalds, O., Gísladóttir, F.O., Sigurjonsson, H., 2001. Sandy deserts of Iceland: an overview. *J. Arid Environ.* 47, 359–371.
- Arnalds, O., Gísladóttir, F.O., Orradóttir, B., 2012. Determination of aeolian transport rates of volcanic soils in Iceland. *Geomorphology* 167–168, 4–12.
- Arnalds, O., Olafsson, H., Dagsson-Waldhauserova, P., 2014. Quantification of iron-rich volcanogenic dust emissions and deposition over ocean from Icelandic dust sources. *Biogeosciences* 11, 6623–6632. <http://dx.doi.org/10.5194/bg-11-6623-2014>.
- Arnalds O., Dagsson-Waldhauserova P., Olafsson H., 2016. The Icelandic volcanic aeolian environment: Processes and impacts – A review. *Aeolian Research*, 20, 176–195.
- Björnsson, H., Pálsson, F., 2008. Icelandic glaciers. *Jökull* 58, 365–386.
- Dagsson-Waldhauserova, P., Arnalds, O., Olafsson, H., Hladil, J., Skala, R., Navratil, T., Chadimova, L., Meinander, O., 2015. Snow-dust storm: a case study from Iceland, March 7th 2013. *Aeolian Research*. 16, 69–74.
- Ellis, J.T., Li, B., Farrell, E.J., Sherman, D.J. 2009. Protocols for characterizing aeolian mass-flux profiles. *Aeolian Research*, 1, 19–26.
- Gísladóttir, F.O., 2000. Environmental change and eolian processes south of the Langjökull Glacier (MSc thesis). University of Iceland.
- Gísladóttir, F.O., Brink, S. H., Arnalds, O., 2014. Nyttjaland (Icelandic Farmland Database). Agricultural University of Iceland Report 54.
- Liu, E.J., Cashman, K.V., Beckett, F.M., Witham, C.S., Leadbetter, S.J., Hort, M.C., Gudmundsson, S., 2014. Ash mists and brown snow: remobilization of volcanic ash from recent Icelandic eruptions. *J. Geophys. Res. Atmos.* 119. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JD021598>.
- Rotnicka, J., 2013a. Aeolian vertical mass flux profiles above dry and moist sandy beach surfaces. *Geomorphology* 187, 27–37.
- Rotnicka, J., 2013b. Transport eoliczny na plaży morza bezpływowego: natężenie, uwarunkowania i wpływ na tworzenie wydm przednich (na przykładzie bariery łąbskiej). Poznań, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, pp. 159.
- Thorsteinsson, Thr., Gísladóttir, G., Bullard, J., McTainsh, G., 2011. Dust storm contributions to airborne particulate matter in Reykjavík, Iceland. *Atmos. Environ.* 45, 5924–5933.
- Thorsteinsson, Tho., Björnsson, H., 2012. Climate Change and Energy Systems: Impacts, Risks and Adaptation in the Nordic and Baltic countries. Nordic Council of Ministers, Copenhagen, Denmark, p. 228.
- Weast, R.C., Selby, Hodgman, C.D., 1966. Handbook of Chemistry and Physics. Chemical Rubber Company, Cleveland, Ohio, p. 1856.
- Weber, S., Kuttler, W., Weber, K., 2006. Flow characteristics and particle mass and number concentration variability within a busy urban street canyon. *Atmos. Environ.* 40, 7565–7578.



Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania erozji gleb na Islandii

Wojciech Zglobicki

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
wojciech.zglobicki@poczta.umcs.lublin.pl

Wprowadzenie

Rozległe jałowe powierzchnie zniszczone na skutek intensywnej erozji gleb często są zaskoczeniem dla osób odwiedzających Islandię. A przecież wyspa ta kształtowana jest od setek lat przez bardzo aktywne procesy geomorfologiczne. Zachodzące w przeszłości dynamiczne procesy degradacji pokrywy glebowej spowodowały zniszczenie wielu ekosystemów, prowadząc do zmniejszenia powierzchni obszarów leśnych i powstania rozległych pustyń. Szczególne znaczenie dla ogromnej dynamiki procesów erozji ma powszechne występowanie pyłów wulkanicznych na powierzchni wyspy, z których powstają gleby bardzo podatne na procesy degradacji.

Przed pojawieniem się człowieka naturalną pokrywą glebową Islandii stanowiły żyzne brunatne Andosole przykryte bujnymi zaroślami brzożowy-

mi i wierzbowymi. Przybycie Wikingów na Islandię ponad 1100 lat temu, którzy przywieźli ze sobą zwierzęta domowe doprowadziło do ogromnych zmian środowiska. Szybki wzrost liczby ludności przyczynił się do intensywnego użytkowania wrażliwych ekosystemów. Ich degradacja obejmowała zarówno zmiany składu roślinności z powodu wypasu, ścięcia i spalania lasów, jak i zmniejszenie ochrony przed erozją. Ograniczenie powierzchni zajętej przez roślinność roślin doprowadziło do dodatkowo do zwiększenia intensywności procesów takich jak krioturbacja i soliflukcja, które przyspieszają erozję.

Zmiany środowiska Islandii odnotowane są w źródłach historycznych, sagach oraz potwierdzone badaniami naukowymi (Arnalds 1987). Świadomość problemu oraz postępująca degradacja obszarów w południowej części wyspy doprowadziła do powołania w 1907 roku rządowej agencji mającej na celu powstrzymanie rozwoju procesów erozji gleb – Islandzka Służba Ochrony Gleb (Icelandic Soil Con-

servation Service). Jest to jedna z najstarszych tego typu instytucji na świecie. Należy podkreślić, że pomimo podejmowanych działań ochronnych erozja gleb pozostaje w dalszym ciągu bardzo aktywna na wielu obszarach Islandii, a formy erozyjne stanowią jeden z charakterystycznych elementów ukształtowania powierzchni wyspy.

Szacuje się, że około 50% powierzchni wyspy pokryte jest przez roślinność o różnym stopniu rozwoju. Z kolei 36% powierzchni Islandii zajmują pustynie z których część powstała po roku 874 AD (Arnalds i in. 2001). Zaledwie 8% populacji Islandii mieszka poza miastami. Rolnictwo opiera się na hodowli owiec oraz produkcji mleka. Populacja zwierząt hodowlanych kształtuje się następująco: owce (około 450 000), krowy mleczne (26 000), konie (74 000). Uprawa jęczmienia i warzyw jest bardzo ograniczona przestrzennie. Wypas owiec jest najbardziej intensywną formą użytkowania terenu, z kolei na obszarach niżej położonych występuje wypas koni (Arnalds 2006).

Gleby Islandii

Gleby tworzące się w materiałach bogatych w popiół wulkaniczny określa się terminem Andisols (USA) lub Andosols (FAO). Andosole mają unikalne właściwości, a niektóre z nich są odpowiedzialne za ich dużą podatność na erozję. Gleby te charakteryzują się niską kohezją, ale mogą wchłaniać duże ilości wody (> 100% w przeliczeniu na suchą masę). Ta wysoka zdolność zatrzymywania wody nasila efektywność procesów zamarzania i rozmrażania, które powoduje soliflukcję, osuwanie się ziemi, tworzenie się igieł lodowych. Brak kohezji sprawia, że gleba jest bardzo podatna na działalność deszczu i wody płynącej, zwłaszcza gdy jest nasycana wodą. Dzieje się tak zarówno zimą i wiosną, gdy zamarznięta warstwa zapobiega drenażowi. Erozja wietrzna jest dodatkowo nasilana przez brak spójności, obecność stabilnych agregatów pyłu i niską gęstość ziaren gleby, zwłaszcza grubych ziaren tefry (często około 1 gcm³) (Arnalds i in. 2001)

Erupcje wulkaniczne zdarzają się na Islandii często, a osady popiołu wulkanicznego są powszechne. Ponadto występują tu rozległe niestabilne obszary piaszczyste położone w pobliżu stref marginalnych

lodowców i wzdłuż równi zalewowych rzek. Osady wulkaniczne i lodowcowe podlegają silnej aktywności eolicznej. Tam, gdzie roślinność stabilizuje materiał transportowany przez wiatr, gromadzą się one na powierzchni gleby. Powierzchnia przyrasta więc stopniowo, zwykle w tempie 0,1-1 mm rocznie, szybkość tego procesu wzrosła dramatycznie w momencie pojawienia się stałych osad. Bezpośrednia akumulacja pyłu wulkanicznego również wzmacnia podatność na proces erozyjne. Ponieważ gleby stopniowo są coraz bardziej miększe, stają się coraz mniej stabilne (Arnalds 2006).

Erozja gleb, rodzaje i skutki

Erozja gleb to przemieszczenie górnej warstwy gleby, jedna z postaci jej degradacji. Jest on spowodowany dynamiczną aktywnością czynników erozyjnych: wody, śniegu, powietrza (wiatru), roślin, zwierząt i ludzi. Do najważniejszych procesów erozyjnych (geomorfologicznych) należy zaliczyć: spłukiwanie, deflację, spełzywanie oraz erozję agrotechniczną. Przy czym ten ostatni proces występuje wyłącznie w obrębie gruntów ornych.

Procesy erozji gleb zachodzą w warunkach naturalnych, jednak tempo przemieszczania cząstek tworzących wierzchnie poziomy glebowe jest bardzo niskie. Natomiast w środowisku zmienionym przez człowieka, przede wszystkim na skutek usunięcia naturalnej pokrywy roślinnej, proces degradacji wierzchniej warstwy gleby może zachodzić bardzo szybko i osiągać wartości od kilku do kilkunastu mm/rok. Utrata gleby z pól uprawnych może znaleźć odbicie w zmniejszeniu potencjału produkcji roślinnej, niższej jakości wód powierzchniowych (przyspieszenie obiegu substancji biogennych – eutrofizacja wód), osadzanie wyerodowanego materiału w obrębie upraw, dróg itd.

Na Islandii rola człowieka polegała przede wszystkim na zmniejszeniu, na skutek nadmiernego wypasu, zdolności roślinności do ochrony gleb przed oddziaływaniem czynników erozyjnych. Do najważniejszych z nich zaliczać należy na obszarze wyspy działalność wiatru i wody spływającej okresowo (spłukiwanie). Dodatkowymi procesami powodującymi erozję są osuwiska oraz procesy związane z powstawaniem i degradacją lodu

gruntowego. Szacuje się, że w niektórych obszarach erozja usunęła cały profil glebowy Andosoli (50-150 cm). W związku z tym, że proces ten na Islandii związany jest przede wszystkim z miejscami pozabawionymi roślinnością to częściej mówi się tutaj o zjawisko zniszczenia roślinności (loss of vegetation) niż o erozji gleb (Arnalds 2006).

Chronologia zmian środowiska

Wszystkie dostępne źródła i wyniki badań wskazują na dramatyczną zmianę środowiska wyspy od momentu osiedlenia się na Islandii Wikingów w IX wieku. Gwałtowny przyrost populacji doprowadził do intensywnego użytkowania wrażliwych ekosystemów. Pierwsi osadnicy wycinali drzewa na opał, wykorzystywali jako budulec, czy wreszcie karczowali obszary zalesione w celu wykorzystania terenu na potrzeby rolnictwa. Nastąpiły wyraźne zmiany w pokrywie roślinnej i erozja uległa przyspieszeniu. Znajduje to odzwierciedlenie w 4-10 krotnym wzroście tempa depozycji eolicznej w tym okresie (Arnalds 2006). Powstała w ten sposób warstwa była znacznie bardziej podatna na erozję niż naturalna pokrywa glebowa. Nie znaleziono dowodów na intensywne procesy erozyjne występujące przed okresem zasiedlenia Islandii. Szacuje się, że w ciągu 1100 lat obecności człowieka na wyspie zniszczeniu uległo 90% powierzchni terenów leśnych i około 40% gleb (McGovern i in. 2007). Należy podkreślić iż chronologia zmian ekosystemów i związane z nimi wzrost intensywności erozji gleb była zróżnicowana czasowo i przestrzennie. W wielu miejscach znaczące przekształcenia zaszły w wieku XIV, a nawet dopiero w XIX. Szczególnie silna presja na środowisko zaczęła być wywierana pod koniec wieku XIX i w XX w., w rezultacie bardzo intensywnego wzrostu hodowli owiec, będącego reakcją na światowe zapotrzebowanie na wełnę.

Przyczyną dramatycznej erozji gleb była przede wszystkim presja człowieka, jednak kilka innych czynników przyczyniło się do degradacji ekosystemów wyspy. Początki osadnictwa zbiegły się z oziębieniem klimatu, co spowodowało, iż część ekosystemów stała się bardziej podatna na zewnętrzne zakłócenia. Uważa się, że część niekorzystnych zmian w obszarach górskich wynika ze wzrostu powi-

erzchni lodowców, przylegających do nich zimnych pustyń oraz większej intensywności spływów wód lodowcowych. Jednocześnie w okresie XV-XIX w. nastąpił wzrost wielkości depozycji pyłu wulkanicznego (Arnalds 2006).

Ocena zagrożenia erozyjnego

W przypadku rozległych obszarów – na przykład całych krajów - wielkość zagrożenia erozyjnego oceniana jest zazwyczaj na podstawie równań i modeli. Badanie te mogą być uzupełniane stacjonarnymi pomiarami natężenie procesów geomorfologicznych. Tego typu studia mają jednak siłą rzeczy punktowy charakter. W przypadku Islandii w związku ze specyficznymi cechami środowiska, w szczególności cechami gleb, a także faktem, iż proces erozji zachodzi przede wszystkim w obrębie pastwisk a nie gruntów ornych, zastosowanie tych modeli jest dyskusyjne. Dodatkowo należy zauważyć, iż erozja gleb na Islandii spowodowana jest zazwyczaj równoczesnym oddziaływaniem co najmniej dwóch czynników – erozji wietrznej i erozji wodnej, co utrudnia zastosowanie jednego modelu erozyjnego. Ocena skali zagrożenia została w związku z tym przeprowadzona przy uwzględnieniu wielkości powierzchni pozabawionej roślinności – narażonej na erozję a także form wskazujących na występowanie procesów degradacyjnych.

Klasyfikacja form erozji (znak erozji) możliwych do zidentyfikowania w terenie, obejmuje następujące wydzielenia. 1. Skarpy erozyjne (*Rofabards*), 2. Wędrujące jezory piaszczyste, 3. Punktową erozję gleb, 4. Punktową erozję na stokach/soliflukcja, 5. Wąwozy, 6. Osuwiska, 7. Pustynie/obszary pozabawione roślinności (pokrywy lawowe, stożki sandrowe itp) (Arnalds i in. 2001). Skarpy i ostańce erozyjne formują się w miejscach, gdzie słabo kohezyjne Andosole są przykryte przez bardziej spoisty materiał (gliny lodowcowe, lawa). Wskazują na intensywność procesów erozyjnych, gdyż ich szczytowe powierzchnie informują o położenie pierwotnej powierzchni topograficznej. Miejscami ich wysokość dochodzi do 1,0-1,5 m i takiej miąższości warstwa gleby może zostać uznana za usuniętą (Ryc. 1). W obszarach o wysokiej intensywności procesów erozyjnych gęstość skarp może

dochodzić do 100 km/km². Na podstawie zasięgu występowania tych form można oszacować, że około 20 000 km² wyspy było w przeszłości pokryte roślinnością i na skutek procesów erozyjnych uległo przekształceniu w pustynię. Skarpy kształtowane są przez wiele procesów – erozję wietrzną, wodną, procesy grawitacyjne, działalność lodu gruntowego i zwierząt (Arnalds i in. 2001).

W wielu miejscach na Islandii piaszczyste pokrywy wkraczają na tereny pokryte roślinnością. Niszcząca działalność piasku jest bardzo efektywna w przypadku występowania wystarczająco efektywnej jego dostawy. Tempo przemieszczania się pokryw może dochodzić do setek metrów na rok, a ich przejście powoduje zupełne zniszczenie gleby i przekształcenie terenu w piaszczystą pustynię. Abrazyjna działalność piasku może doprowadzić do sytuacji, że nowa powierzchnia jest położona 1-2 m niżej niż pierwotna. Formy tego typu i procesy związane z ich przemieszczaniem stanowią główne zagrożenie dla obszarów pokrytych roślinnością na Islandii. Znaczne obszary południowej i północno-wschodniej Islandii uległo przekształceniu w pustynię w końcu XIX w. (Arnalds i in. 2001).

Punktowa erozja gleb występuje w miejscach gdzie w obrębie obszarów pokrytych roślinnością, gleba jest odkryta. Związane są one zazwyczaj z występowaniem garbów, których powierzchnia szczytowa jest bardziej sucha, bardziej wystawiona na działanie wiatru, a co za tym idzie łatwiej podlega erozji. Jeśli występują one na obszarach płaskich są dowodem na nadmierny wypas. Formy tego typu są bardzo powszechne na Islandii, a ich powstawanie może prowadzić do intensywnej erozji.

Punktowa erozja na stokach (soliflukcja) – erozja występująca w takich miejscach jest bardziej intensywna niż na obszarach płaskich ze względu na występowanie aktywnych procesów soliflukcyjnych przemieszczających materiał glebowy w dół stoku. Wąwozy – formy te rozwijają się bardzo często w obrębie dróg i ścieżek (Ryc. 2). Zniszczenie naturalnej pokrywy roślinnej umożliwia intensywny spływ i rozcinanie pokrywy glebowej. W miejscach, gdzie nachylenie zboczy jest znaczące, formy te mogą osiągać znaczne rozmiary (Ryc. 3). Należy jednak podkreślić, iż podobnie do osuwisk nie są to formy występujące tak powszechnie jak te wymieniane wcześniej.

Intensywność zagrożenie obszaru Islandii procesami erozji gleb oceniono w 6 stopniowej skali (Tabela 1, Ryc. 4). Skala ta jest wykorzystywana do klasyfikacji każdej z w wymienionych wyżej form erozji. Jednocześnie wielkość zagrożenia erozyjnego ma bezpośrednie przełożenie na decyzje dotyczące odpowiedniego użytkowania terenu. Około 17% powierzchni Islandii dotknięte jest przez erozję o silnym lub bardzo silnym natężeniu. Uwzględniając tereny gdzie ma ona znaczące natężenie można stwierdzić, że bez uwzględnienia powierzchni lodowców, wód i wysokich gór problem erozji gleb dotyczy około 50% powierzchni wyspy (Arnalds i in. 2001).

Podjęmowane są również próby ilościowego pomiaru procesów erozji. Przykładowo wielkość erozji eolicznej na obszarach piaszczystych określana jest na kilkaset kg/m² rocznie (Arnalds i in. 2016). Szacuje się, że rocznie występuje tu około 130 zjawisk intensywnej erozji i transport eolicznego, asu-



Ryc. 1. Skarpy erozyjne – jeden z najbardziej czytelnych przejawów erozji gleb na Islandii (fot. W. Zglobicki).



Ryc. 2. Rozwój małego wąwozu w obrębie drogi/ścieżki (fot. W. Zgłobicki).



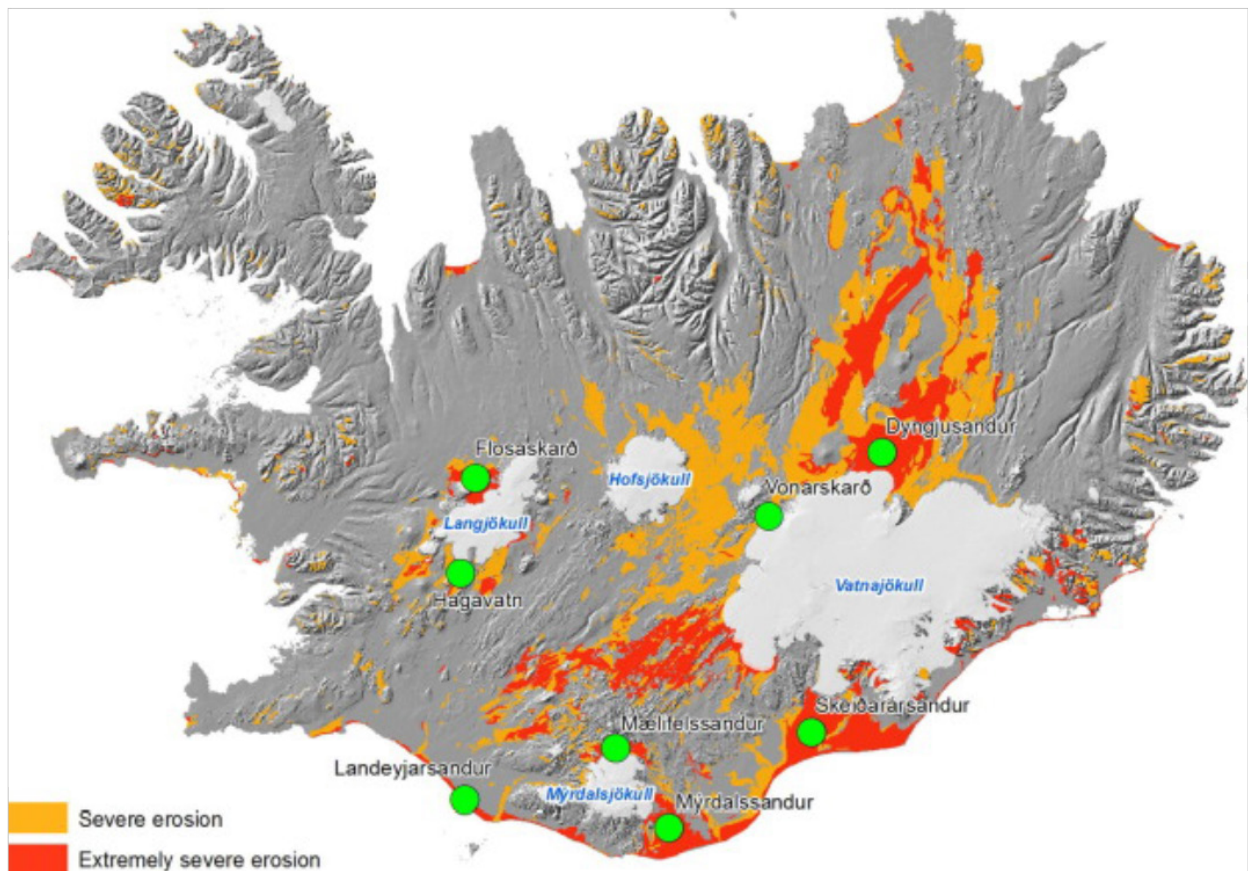
Ryc. 3. Wąwozy rozcinające strome zbocze w południowej części wyspy (fot. W. Zgłobicki).

maryczna wielkość materiału wynoszonego to około 30–40 milionów ton.

Ochrona przed erozją

Pierwszym zadaniem powołanej w 1907 roku Islandzkiej Służby Ochrony Gleby było zatrzymanie wkraczania pokryw piaszczystych na żyzne obszary pokryte roślinnością. Regeneracja ekosystemów prowadzona była przede wszystkim po-

zez stosowanie nawozów oraz sadzeniu traw (Ryc. 5). Kolejnym zadaniem było monitorowanie oraz zapewnienie zrównoważonego wypasu. Pod koniec XX wieku zaczęto kłaść nacisk na włączenie rolników w projekty dotyczące przywracania równowagi ekosystemom. Jednocześnie ci z nich, którzy stosują dobre praktyki w zakresie wypasu mogą liczyć na dodatkowe wsparcie finansowe ze strony państwa. Prowadzone są wreszcie prace zabezpieczające infrastrukturę drogową przed negatywnym oddziaływaniem procesów eolicznych (Ryc. 6) (Arnalds i in. 2001).



Ryc. 4. Obszary największego zagrożenia erozją gleb na Islandii (za Arnalds i in. 2001).

Tabela 1. Udział powierzchni o różnym stopniu zagrożenia erozją (Arnalds i in. 2001)

Klasa erozji	Powierzchnia [km ²]	Powierzchnia [%]	Zalecane działania
Brak	4 148	4,0	Brak
Słaba	7 466	7,3	Brak
Umiarkowana	26 698	26,0	Wskazana ostrożne użytkowanie
Znacząca	23 1006	22,5	Ograniczenie wypasu
Silna	11 322	11,0	Ochrona (brak wypasu)
Ekstremalnie silna	6 375	6,2	Ochrona (brak wypasu)
Góry	9 794	9,5	-
Lodowce	11 361	11,1	-
Rzeki i jeziora	1 436	1,4	-
Nie objęte badaniami	1 010	1,0	-



Rys. 5. Nasadzenia roślinności trawiastej na jednym z pól testowych (fot. W. Zgłobicki).



Ryc. 6. Pas roślinności trawiastej zabezpieczający jedną z głównych dróg wyspy przed oddziaływaniem procesów eolicznych (fot. W. Zgłobicki).

Literatura

- Arnalds O. 1987: Ecosystem disturbance and recovery in Iceland. *Arctic and Alpine Research* 19: 508-513.
- Arnalds O. 2006: Iceland. [w:] Boardman J., Poesen J. (red.) *Soil Erosion in Europe*. Wiley, 43-55.
- Arnalds O., Þórarindóttir E. F., Metusalemsson S., Jónsson A., Gretarsson E., Arnason A., 2001: *Soil erosion in Iceland*. Soil Conservation Service, Agricultural Research Institute.
- Arnalds O., Dagsson-Waldhauserova P., Olafsson H. 2016: The Icelandic volcanic aeolian environment: Processes and impacts — A review. *Aeolian Research* 20: 176–195.
- McGovern Thomas H. i in. 2007 *Landscapes of Settlement in Northern Iceland: Historical Ecology of Human Impact and Climate Fluctuation on the Millennial Scale*. *American Anthropologist* 109(1):27-51.



Cyrkulacja wód wokół Islandii

Katarzyna Bradtke

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
katarzyna.bradtke@ug.edu.pl

Wstęp

Islandia leży na skrzyżowaniu Grzbietu Śródatlantyckiego i Grzbietu Grenlandzko-Szkockiego, w północnej części Oceanu Atlantyckiego. Związane z tym ukształtowanie dna wokół wyspy ma duży wpływ na cyrkulację wód i lokalizację stref frontalnych rozdzielających odmienne masy wód. Grzbiet Grenlandzko-Szkocki ogranicza wymianę wód między południem a północą, ale jej nie blokuje. Słone i wyjątkowo ciepłe jak na te szerokości geograficzne wody atlantyckie transportowane są na północ do mórz nordyckich w warstwie powierzchniowej. W drodze na północ oddają one ciepło do atmosfery i stając się gęstsze opadają do warstw głębszych by powrócić na południe wraz z zimnymi i relatywnie słodkimi wodami polarnymi, pochodzącymi z oceanu Arktycznego. Transport tych zimnych wód na południe przez Grzbiet Grenlandzko-Sz-

kocki odbywa się częściowo w warstwie przypowierzchniowej przez Cieśninę Duńską, a częściowo w wielu miejscach wzdłuż grzbietu strumieniem przydennym przelewającym wody poprzez progi lub przecinającymi je głębszymi kanałami. Ta wymiana wód jako część globalnej cyrkulacji termohalinowej (AMOC)¹ ma szczególne znaczenie dla klimatu Islandii i całej północno-zachodniej Europy, która otrzymuje dodatkowy strumień ciepła, przenieszonego z obszarów subtropikalnych. Fakt, że Islandię od południa i zachodu opływają ciepłe, słone wody atlantyckie, natomiast od północy i wschodu zimne, mniej słone wody arktyczne wpływa również

¹ *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC) – system prądów w dużym uproszczeniu niosący przez Atlantyk z południa na północ w warstwie przypowierzchniowej ciepłe wody, których strumień na południu zasilany jest wodami z tropikalnych i subtropikalnych rejonów Oceanu Indyjskiego i Pacyfiku. W obszarach arktycznych Oceanu Atlantyckiego wody te po oddaniu ciepła opadają do warstw głębszych, gdzie dają początek zamykającemu pętlę systemowi prądów głębokowodnych niosących zimne wody przez Atlantyk na południe, a następnie do Oceanu Indyjskiego i Pacyfiku.

na zróżnicowanie środowiska wyspy i warunków rozwoju fauny i flory na lądzie i w otaczających ją wodach. W środowisku morskim, z jednej strony wyróżnia się odrębne ekosystemy atlantyckie i subarktyczne, gdzie rozwijają się różne organizmy, z drugiej wspólnie tworzą one spójne środowisko rozwoju dla wielu istotnych z punktu widzenia rybołówstwa gatunków ryb, które preferują zimniejsze wody arktyczne, lecz tarło odbywają w cieplejszych wodach atlantyckich.

Topografia dna

Islandię otacza szelf, sięgający przeważnie głębokości ok. 400-500 m w odległości 100-150 m od brzegu (rys.1). Jedynie z południowej strony wyspy jest on węższy i już przy izobacie 200 m, ok. 20 km od brzegu, dno zaczyna stromo opadać kanionem do głębokości ok. 1000 m. Nachylenie stoku kontynentalnego sięga tutaj 12°. Szelf w wielu miejscach przecinają idące od brzegu w głąb morza rowy, będące efektem zarówno zjawisk tektonicznych, jak i erozji (Malmberg 2004). Południowe, piaszczyste wybrzeże wyspy to obszar, gdzie do morza uchodzą rzeki zasilane wodami z topniejących lodowców, niosące dużo osadów. Osady te tworzą z kolei podwodne grzbiety (*Katla Ridges*), które wznoszą się ponad dno otaczających rowów na wysokość 500 - 800 m i sięgają na południe do równoleżnika 62°N (Malmberg 2004).

Szelf Islandii praktycznie jest połączony z szelfem Wysp Owczych za sprawą przebiegającego przez Islandię z północnego zachodu na południowy wschód Grzbietu Grenlandzko-Szkockiego. Grzbiet ten stanowi naturalną granicę między północną częścią oceanu a morzami nordyckimi: Morzem Norweskim i Morzem Grenlandzkim, w którego południowej części wyodrębnia się Morze Islandzkie² (rys.1). Część Grzbietu Grenlandzko-Szkockiego rozciągająca się między Islandią a Wyspami Owczymi, tj. Próg Islandzki wznosi się do głębokości od 300 do 500 m (głębokość rośnie w kierunku wschodnim). Przecinają go cztery kanały

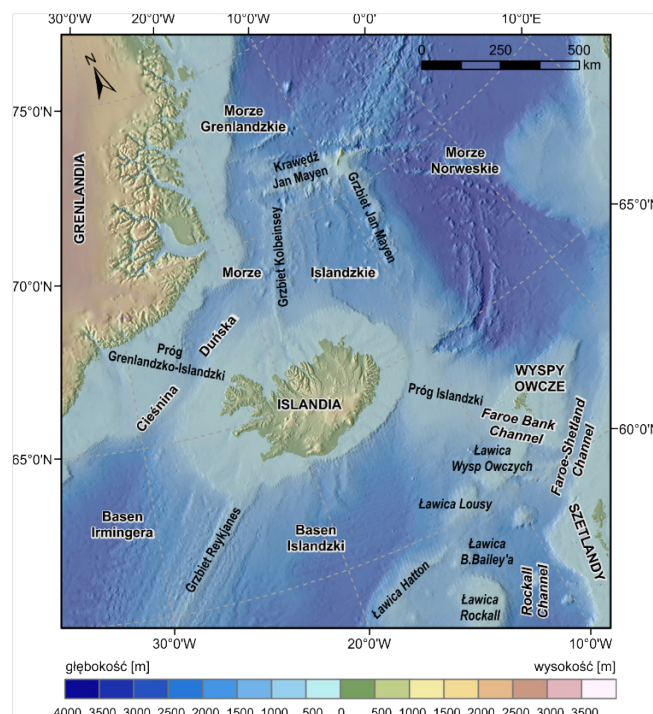
o głębokości od 420 do 480 m. Zachodnia część Grzbietu Grenlandzko-Szkockiego, Próg Grenlandzko-Islandzki, przecina Cieśninę Duńską ograniczając całkowicie wymianę wód na głębokości poniżej 620 m. W najwęższym miejscu szerokość cieśniny wynosi 290 km (Hansen i Østerhus 2000, Blindheim i Østerhus 2005).

W północnej części Atlantyku topografia dna tworzy dwa baseny przylegające do południowej części szelfu Islandii (rys.1). Na południe od Progu Grenlandzko-Islandzkiego rozpościera się Basen Irmingera (Morze Irmingera³), który od wschodu ograniczony jest przez Grzbiet *Reykjanes*, będący częścią Grzbietu Śródatlantyckiego. W jego rejonie głębokość nie przekracza 1000 m. Maksymalna głębokość basenu wynosi natomiast 4600 m. Po wschodniej stronie grzbietu znajduje się Basen Islandzki, gdzie głębokości sięgają przeważnie 2000 - 3000 m. Od południa i wschodu zamyka go kilka ławic, m.in. *Rockall* (głębokość 200-500 m), *Hatton* (500-1000 m), *Billa Bailey* (50-100 m), *Lousy* (200 m), Wysp Owczych (100 m). Między tą ostatnią a Wyspami Owczymi znajduje się kanał (*Faroe Bank Channel* łączący się dalej z *Faroe-Shetland Channel*) o głębokości 840 m – najgłębszy przesmyk w Grzbiecie Grenlandzko-Szkockim, którym zachodzi wymiana wód między Atlantykiem a Morzem Norweskim. Szczególnie ważny dla transportu w kierunku południowym bardzo zimnych głębokowodnych mas arktycznych o dużej gęstości, zalegających poniżej głębokości 800 m (Hansen i Østerhus 2000, Darelus i in. 2011)

Od północy Islandię otacza Morze Islandzkie (rys.1). Za jego północną granicę przyjmuje się Krawędź Jan Mayen, a wschodnią Grzbiet Jan Mayen (Blindheim i Østerhus 2005). Morze Islandzkie jest stosunkowo płytkie, jego głębokość sięga przeważnie 500 - 2000 m. Najpłytsze rejony występują w sąsiedztwie szelfu kontynentalnego Islandii oraz wschodniej Grenlandii, a także w środkowej części, którą przecina Grzbiet *Kolbeinsey*, biegnący z południowego zachodu na północny wschód jako kontynuacja Grzbietu Śródatlantyckiego. Dzieli on Morze Islandzkie na dwa baseny: zachodni (*Blos-*

2 Morze Islandzkie (*Iceland Sea*) nie jest traktowane przez Międzynarodowe Biuro Hydrograficzne w Monako jako odrębne morze, jest jednak często wydzielane ze względu na topografię dna oraz zachodzące w jego obrębie istotne procesy mieszania wód.

3 Morze Irminger (*Irminger Sea*) również nie jest oficjalnie traktowane jako odrębne morze o ściśle ustalonych granicach – zwykle określa się tym mianem część Oceanu Atlantyckiego Północnego, w której zaznacza się oddziaływanie Prądu Irminger.



Rys. 1. Topografia dna w rejonie Islandii. Na podstawie danych ETOPO2 i GTOPO30, źródło danych: USGS

seville Basin), który stanowi przedłużenie Cieśniny Duńskiej i wschodni (*Iceland Plateau*).

Masy wód i ich cyrkulacja

Najistotniejszą masą wód w rejonie Islandii są wody atlantyckie (AW – *Atlantic Water*⁴) niesione na północ przez Prąd Północnoatlantycki (NAC) i jego odnogi (rys.2). Prąd ten jako kontynuacja Prądu Zatokowego niesie ciepłe, słone wody, które pochodzą z rejonów subtropikalnych. W drodze na północ w kierunku Grzbietu Grenlandzko-Szkockiego są one stopniowo ochładzane i wysładzane w wyniku oddziaływania z atmosferą. Docierając do wybrzeży Islandii wody atlantyckie są jednak nadal relatywnie ciepłe (6-11°C) i słone (35,0-35,3 psu) (Hansen i Østerhus 2000, Logemann i in. 2013).

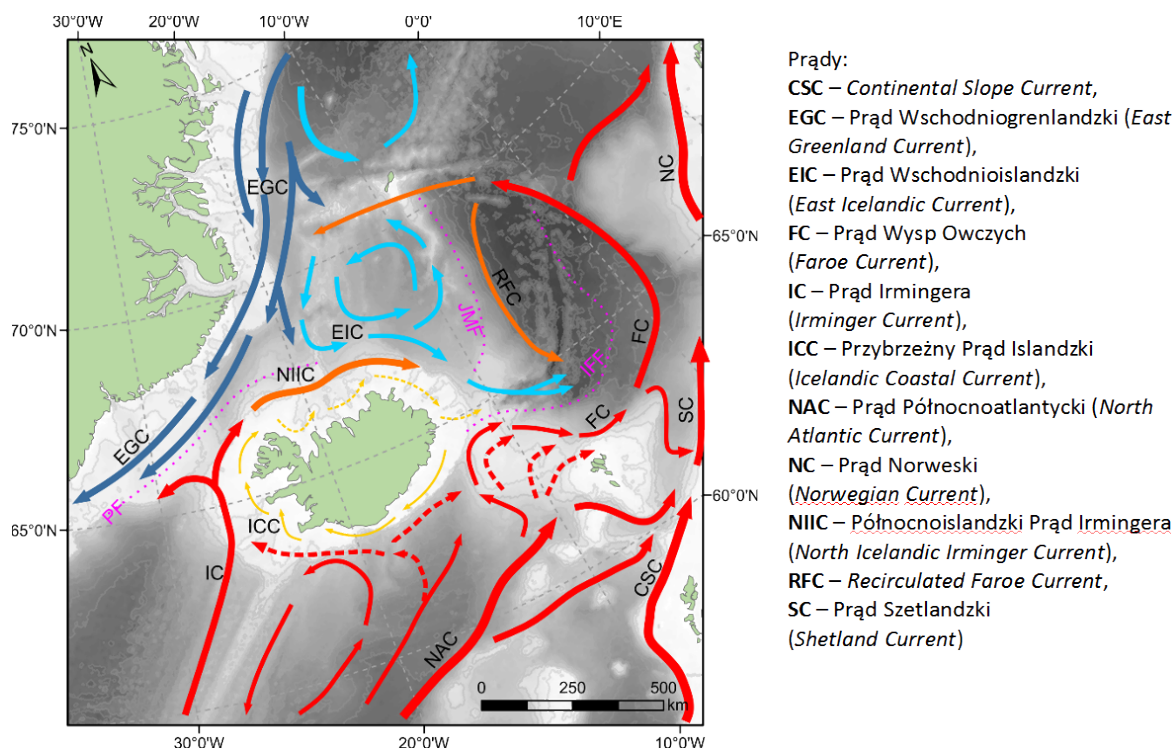
Główna część Prądu Północnoatlantyckiego płynie stosunkowo wolno (średnia prędkość ok. 3 cm s^{-1}) w warstwie przy powierzchniowej (do

4 Klasyfikacja mas wodnych w oceanografii nie jest ustandaryzowana, jednak w przypadku istotnych dla wielkoskalowej cyrkulacji mas wodnych wielu autorów posługuje się podobnym nazewnictwem i oznaczeniami, które tu przytoczono, choć dokładna charakterystyka wód może się nieco różnić w zależności od autorów.

głębokości 1000-1500 m) szeroką strugą przez Basen Islandzki po jego wschodniej stronie (Hansen i Østerhus 2000). Granice prądu są jednak mocno rozmyte. Część wód recyrkuluje w basenie, a część podąża w kierunku północno-wschodnim i wschodnim (rys.2). Nie wszystkie kierunki przemieszczania się tych wód są wystarczająco dobrze zbadane, teorie i obserwacje różnią się w niektórych przypadkach, jednak co do generalnych cech cyrkulacji w warstwie powierzchniowej badacze są raczej zgodni (Hansen i Østerhus 2000). Wody Prądu Północnoatlantyckiego docierając do obszarów wypłyceń w rejonie Wysp Owczych tworzą dwa odgałęzienia, z których jedno płynie w kierunku Progu Islandzkiego, który przekracza, a drugie na południowy wschód w kierunku kanału między Wyspami Owczymi a Szetlandami (przez *Faroe Bank Channel* do *Faroe-Shetland Channel*). Prowadzone od wielu lat obserwacje potwierdzają, że wody atlantyckie dominują w górnej warstwie wód na całej długości progu (do izobaty 500 m), poza szelfem Islandii (Hansen i Østerhus 2000). Przekraczając próg ciepłe wody z Atlantyku napotykać zimniejsze wody, napływające z północy i północnego zachodu. Tworzący się tu silny front (IFF – *Iceland-Faroe Front*) kieruje wody atlantyckie wzdłuż północnej ściany progu (rys.2),

które podążają dalej na północny wschód już jako Prąd Wysp Owczych (FC). Strumień wód atlantyckich transportowanych przez Próg Islandzki oceniany jest na 3,3 Sv wody ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) i 110 TW ciepła ($1 \text{ TW} = 10^{12} \text{ W}$), natomiast przez kanał między Wyspami Owczymi a Szetlandami na 3,7 Sv wody i 140 TW ciepła (Hansen i Østerhus 2000). Główny udział w transporcie przez ten kanał mają jednak nieco inne masy wód atlantyckich, cieplejsze i bardziej zasolone, niesione za pośrednictwem systemu prądów przemieszczających się z większą prędkością ($10\text{-}20 \text{ cm s}^{-1}$) wzdłuż skłonu kontynentalnego Wysp Brytyjskich (na wysokości Irlandii i Szkocji) jest to *Continental Slope Current*, a Szetlandów – Prąd Szetlandzki). Ich kontynuacją w morzach nordyckich jest Prąd Norweski (NC). Strugi oddzielające się od Prądu Północnoatlantyckiego w rejonie Wysp Owczych, a także wcześniej w rejonie wypływu *Rockall - Hatton* i na południe od nich, które niosą wody w kierunku kanału między Wyspami Owczymi a Szetlandami są tylko uzupełnieniem tego transportu.

Wody atlantyckie opływają Islandię również od strony zachodniej (rys.2) jako Prąd Irmingera (IC). Prąd ten jest odgałęzieniem Prądu Północnoatlantyckiego, które tworzy się ok. 55° szerokości geograficznej północnej, płynie na północ między południkami 30°W a 25°W i między równoleżnikami 60°N a 62°N przekracza Próg *Reykjanes* wnosząc wody atlantyckie do Basenu Irmingera z prędkością ok. 25 cm s^{-1} (Bersch 1995). Dalej Prąd Irmingera płynie wzdłuż zachodniej ściany progu w kierunku Islandii niosąc $19 \pm 3 \text{ Sv}$ wody (Våge i in. 2011a). Jego główna struga skręca w rejonie szelfu na zachód płynąc dalej w poprzek Cieśniny Duńskiej, a następnie zwraca na południowy zachód wzdłuż skłonu kontynentalnego wschodniej Grenlandii. Część wód transportowana jest jednak dalej na północny wschód przez Cieśninę Duńską. Strumień wód atlantyckich transportowany tą drogą szacuje się na mniej niż 1 Sv, a związany z nim strumień ciepła na 25 TW (Hansen i Østerhus 2000). Po opłynięciu północno-zachodnich krańców wyspy, wody wnoszone przez Prąd Irmingera skrę-



Rys. 2. Schemat cyrkulacji wód w warstwie przypowierzchniowej (strzałki wskazują kierunek prądów, kierunki dyskusyjne oznaczono liniami przerywanymi, kolorami oznaczono pochodzenie wód: czerwony – wody atlantyckie, pomarańczowy – mocno wychłodzone wody atlantyckie, ciemnoniebieski – wody polarne, jasnoniebieski – wody arktyczne, żółty – wody przybrzeżne) oraz lokalizacja stref frontalnych (linie kropkowane: IFF – Iceland-Faroe Front, JMF – Jan Mayen Front, PF – Polar Front). Na podstawie: Valdimarsson i Malmberg 1999, Hansen i Østerhus 2000, Logemann i in. 2013

cają na wschód tworząc Północnoislandzki Prąd Irmingera (NIIC) (rys.2). Płynąc dalej szelfem Islandii wody te szybko tracą swój atlantycki charakter (ciepło i sól), ze względu na mieszanie się z masami zimniejszych wód cyrkulujących w Morzu Islandzkim oraz dopływ słodkich wód z lądu, szczególnie w okresie letnim. Latem na szelfie wokół Islandii wyróżnia się osobną masę wód (CW - *Coastal Water*) o niskim zasoleniu (poniżej 34,0 psu) i zmiennej temperaturze, związaną właśnie ze wpływem słodkich wód z lądu i „rozcieńczaniem” obecnych na szelfie wód atlantyckich (Hansen i Østerhus 2000, Logemann i in. 2013). Płynie ona generalnie zgodnie z ruchem wskazówek zegara wokół wyspy tworząc Przybrzeżny Prąd Islandzki (ICC).

Kolejną ważną masę wód niesionych w kierunku Islandii z przeciwnego kierunku są wody polarne (PW - *Polar Water*), tworzące się w powierzchniowej warstwie Oceanu Arktycznego. Stąd ich niska temperatura (poniżej 0°C) i relatywnie niskie zasolenie (poniżej 34,5 psu). Część tych wód wypływa przez Cieśninę Fram z Prądem Wschodniogrenlandzkim (EGC), który niesie je wraz z dużą ilością lodu morskiego i gór lodowych na południe, wzdłuż wschodniej Grenlandii do Cieśniny Duńskiej (rys.2) i dalej w kierunku morza Labradorskiego. Jego prędkość może się zmieniać od 4 do 20-30 cm s⁻¹ (Foldvik i in. 1988, Bersch 1995), a objętość transportowanych wód w zakresie 2-32 Sv (Hopkins 1991). Wody polarne obejmują tylko powierzchniową warstwę prądu, do głębokości 150 m. Przy samej powierzchni ich zasolenie może wynosić nawet mniej niż 30 psu, rośnie ono z głębokością. Niżej, w warstwie do głębokości 800 m, niesione są tzw. arktyczne wody pośrednie (AIW - *Arctic Intermediate Water*). Są one cieplejsze od wód polarnych (-1 - 4°C) i bardziej słone (zasolenie od 34,6 do mniej niż 35,0 psu, rosnące z głębokością do ok. 400 m). Ich obecność hamuje powstawanie świeżego lodu w wodach niesionych Prądem Wschodniogrenlandzkim. Arktyczne wody pośrednie powstają z wód atlantyckich, które przyniesione na północ przez Prąd Norweski i wychłodzone uległy częściowo subdukcji w rejonie Cieśniny Fram i wracają na południe wraz z EGC wzdłuż skłonu kontynentalnego Grenlandii. Drugim ich źródłem jest głęboka konwekcja zimowa zachodząca w Morzu Grenlandzkim i Islandzkim, która zasila w dużej mierze warstwę pośrednią płynącą w kierunku

ku Cieśniny Duńskiej bliżej skłonu kontynentalnego Islandii, poniżej NIIC, jako głębokowodny Prąd Północnoislandzki (NIJ - *North Icelandic Jet*) (Våge i in. 2011b). Jeszcze głębiej, poniżej 800 m znajdują się zimne masy głębokowodne o temperaturze poniżej 0°C i zasoleniu od 34,87 do 34,95 psu. Ich gęstość i głębokość proggu w Cieśninie Duńskiej nie pozwalają na transport tą drogą na południe. Cyrkulacja cyklonalna w warstwie przydennej niesie je na południowy wschód, gdzie głębszy kanał między Wyspami Owczymi a Szetlandami umożliwia przelewanie się ich do Północnego Atlantyku.

Szacuje się, że Prąd Wschodniogrenlandzki transportuje przez Cieśninę Duńską ok. 1.7 Sv wód w warstwie przypowierzchniowej (odpływ), a wraz z prądem Północnoislandzkim (NIJ) 3 Sv wód strumieniem przydennym poprzez próg (przelew) (Hansen i Østerhus 2000, Våge i in. 2011b). Ten przydenny strumień (*Danmark Strait Overflow Water* - DSOW) jest istotnym komponentem podtrzymującym wielkoskalową cyrkulację termohalinową AMOC. Przydenny strumień wód przenoszonych do Atlantyku po wschodniej stronie Islandii (przelew przez Próg Islandzki oraz *Faroe-Shetland Channel*) jest podobnego rzędu (Hansen i Østerhus 2000).

Prąd Wschodnio-Grenlandzki płynie generalnie wzdłuż krawędzi kontynentalnej Grenlandii, nie tworząc wielu odnóg. Niewielkie objętości wody przenoszone są na wschód, głównie za sprawą wirów tworzących się w strefach frontalnych. Niewielka struga prądu Wschodnio-Grenlandzkiego, która w rejonie północnej Islandii napotyka wody ciepłego Prądu Irmingera skręca jednak na wschód, mieszając się dalej z wodami atlantyckimi. We wschodniej części Morza Islandzkiego przeważają zimne wody arktyczne o relatywnie niskim zasoleniu, będące mieszaniną arktycznych wód pośrednich, wód polarnych i atlantyckich, płynące w kierunku przeciwnym do wskazówek zegara z prędkością ok. 6 cm s⁻¹ jako Prąd Wschodnioislandzki (EIC - *East Icelandic Current*) (rys.2), którego transport wynosi ok. 2,5 Sv (Jónson 2007). Wzdłuż Grzbietu Jan Mayen między skręcającym na północ EIC a recyrkulującym w przeciwnym kierunku Prądem Wysp Owczych tworzy się front (JMF - *Jan Mayen Front*). Wzdłuż wschodniej ściany grzbietu płyną wprawdzie wychłodzone już mocno wody atlantyckie, ale ciągle o wyższej temperaturze i zasoleniu niż wody arktyczne. Zasilają

one wody arktyczne opływające północno-wschodnie brzegi Islandii i mieszające się z wodami płynącymi w kierunku Progu Islandzkiego wzdłuż szelfu Islandii. To właśnie ta masa wód tworzy wspomniany wcześniej front IFF spotykając wody atlantyckie płynące z południa.

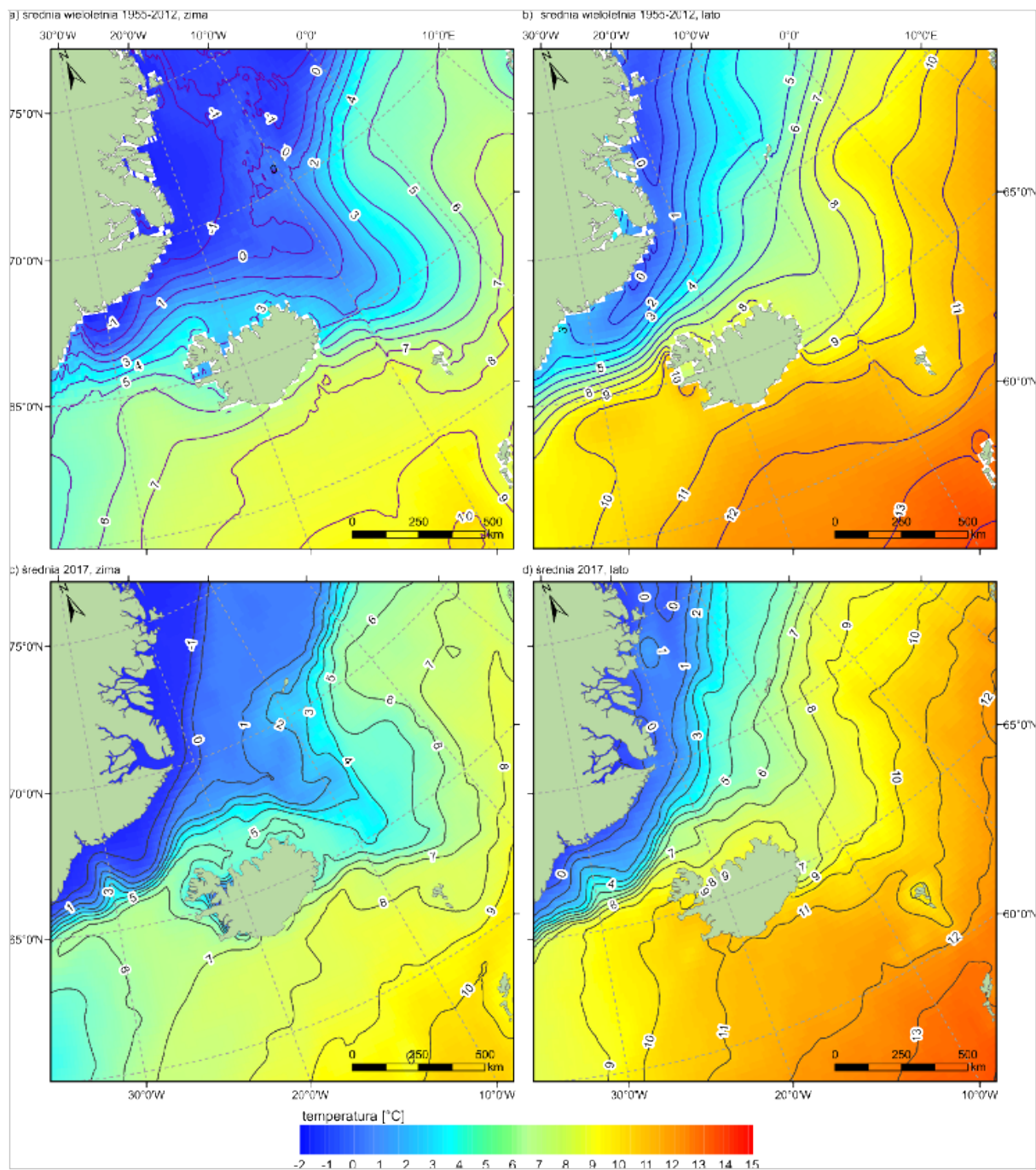
Temperatura powierzchni morza i jej zmienność

Temperatura powierzchni morza jest jednym z czynników kształtujących pogodę i klimat. Zachodnie i południowe wybrzeże Islandii opływają ciepłe wody atlantyckie, a ich temperatura nawet w najzimniejszych miesiącach generalnie utrzymuje się powyżej 2°C i wykazuje niewielką zmienność międzyletnią, choć zauważalne jest tu również ocieplanie się wód notowane od połowy lat 90tych ubiegłego wieku w większości rejonów północnego Atlantyku (Singh i in. 2013). Wieloletnia średnia temperatura wód powierzchniowych dla sezonu zimowego mieści się tutaj w granicach 3-8°C, z wyższymi wartościami od południowego wschodu, gdzie zaznacza się silnie wpływ Prądu Północnoatlantyckiego (rys.3). W okresie letnim średnie temperatury wynoszą od 8° do 11°C. Zmienność sezonowa jest więc relatywnie mała, z wyjątkiem szelfu, gdzie spływ wód z lądu powoduje większą zmienność warunków termicznych (Lindau 2001). Po zachodniej stronie wyspy wpływ ten sięga ok. 30 km od brzegu. W Cieśninie Duńskiej, gdzie odnoga Prądu Irmingera spotyka się z wodami polarnymi niesionymi Prądem Wschodniogrenlandzkim zaznacza się silny gradient temperatury w poprzek strefy frontalnej. Wody atlantyckie w warstwie powierzchniowej sięgają do ok. 120 km od brzegów Islandii. Płynący dalej Północnoislandzki Prąd Irmingera, po opłynięciu półwyspu Vestfirðir niesie je w odległości 30-60 km od brzegu (Hermansen 2012). To, jak daleko język ciepłych wód atlantyckich sięga na północ i jak bardzo „atlantycki charakter” mają wody NIIC zależy w dużym stopniu od lokalnych warunków wiatrowych (Astthorsson i in. 2007). W ostatnim dwudziestolecu na wysokości północnych krańców półwyspu Vestfirðir (w rejonie Kögur) obserwuje się w okresie zimowym

średnie temperatury wód powierzchniowych równie wysokie jak w letnim, charakterystyczne dla wpływu wód atlantyckich. Jest to jednocześnie obszar o największej zmienności międzyletniej warunków termicznych (Pálsson i in. 2012).

Wody od północnej i wschodniej strony Islandii są zimniejsze za sprawą Prądu Wschodnioislandzkiego. Średnia wieloletnia temperatura wody zimą jest tu niższa niż 3°C, a latem niż 8°C - tylko na północy w obrębie szelfu wody mogą być cieplejsze (rys.3). Północno-wschodnie wybrzeże charakteryzuje się silnym spadkiem temperatury w kierunku odbrzegowym. Już kilkanaście kilometrów od granicy szelfu średnia roczna temperatura wód spada do ok. 2°C, podczas gdy na szelfie wynosi ok. 5°C (Hermansen 2012). Wody w tym rejonie wykazują też większą zmienność międzyletnią temperatury, ze względu na zróżnicowanie proporcji w jakich mieszają się tu wody polarne, arktyczne i atlantyckie. W historii obserwacji temperatury obserwowano tu naprzemienne okresy „ciepłe” (1920-1964, 1972-1974, 1980, 1984-1987, 1991-1994) i „zimne” (1965-1971, 1975, 1977, 1979, 1981-1983, 1989, 1990, 1995), kiedy to średnie temperatury wód zmieniały się z okresu na okres nawet o 4°C (Hanna i in. 2006, Astthorsson i in. 2007). W 1996 r. Po ostatnim „zimnym” okresie wody na północ od Islandii ponownie zaczęły się ocieplać i od tego czasu notuje się większy zasięg oddziaływania wód atlantyckich i dalszą tendencję wzrostową temperatury (Astthorsson i in. 2007, Pálsson i in. 2012), przy czym tempo tego wzrostu wydaje się szybsze niż w wodach na południe od Islandii (Singh i in. 2013).

Dzięki bliskości wód atlantyckich w południowej i zachodniej części wyspy panuje dość łagodny jak na te szerokości geograficzne i sąsiedztwo pokrytej lodem Grenlandii klimat morski. Jednocześnie duży kontrast termiczny względem zimnych wód arktycznych na północy i wschodzie powoduje, że w rejonach stref frontalnych warunki atmosferyczne są bardzo niestabilne, a pogoda zmienna. Potęguje to dodatkowo cyrkulacja atmosferyczna związana z lokalizacją ośrodka niżowego między Islandią a Grenlandią (Niż Islandzki), dzięki której ciepłe powietrze znad Atlantyku wędruje na północ po wschodniej stronie Islandii, natomiast zimne powietrze arktyczne niesione jest w kierunku południowym wokół jej zachodnich krańców. Ścieranie się



Rys. 3. Przestrzenny rozkład średnich temperatur wód powierzchniowych w wieloleciu (1955-2012) dla zimy (a) i lata (b) (źródło danych: Boyer i in. 2013) oraz w roku 2017 dla zimy (c) i lata (d) (źródło danych: Copernicus Marine Environment Monitoring Service, produkt: SST_GLO_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_001).

różnych mas wodnych i powietrza sprzyja formowaniu się frontów atmosferycznych w rejonie Islandii i występowaniu ekstremalnych zjawisk meteorologicznych oraz intensywnych opadów w południowej i zachodniej części wyspy (Hanna i in. 2004). Jednocześnie w okresie zimowym temperatura powietrza na północnym wybrzeżu jest często na tyle

niska, że istnieją warunki do tworzenia się lodu w fiordach w tym rejonie. Większość lodu jaki pojawia się okresowo w wodach północnej Islandii nie jest jednak pochodzenia lokalnego - napływa on z północy niesiony Prądem Wschodniogrenlandzkim i Wschodniosilandzkim, a jego koncentracja i długość okresu występowania zależą mocno

od lokalnych warunków wiatrowych (Astthorsson i in. 2007). Ten zewnętrzny ładunek lodu jest więc czynnikiem obniżającym temperaturę wód i powietrza w rejonie, do którego jest transportowany. W zimnym okresie na początku drugiej połowy XX w. (1965-1971) zdarzały się sytuacje, gdy lód transportowany wzdłuż północnego wybrzeża Islandii docierał do wschodnich krańców wyspy, a nawet na jej południowe wybrzeże. W ostatnich latach jego występowanie w Morzu Islandzkim i na szelfie islandzkim jest jednak coraz radsze (Ogilvie i Jónsson 2001). Najczęściej jest on transportowany przez Cieśninę Duńską wzdłuż wybrzeża Grenlandii, tworząc długie na dziesiątki kilometrów strugi, ale o szerokości zaledwie kilkuset metrów.

Bibliografia

- Astthorsson O.S., Gislason A., Jonsson S., 2007, *Climate variability and the Icelandic marine ecosystem*, Deep-Sea Research II 54 (2007) 2456–2477.
- Bersch M., 1995, *On the circulation of the northeastern North Atlantic*, Deep-Sea Research, 42, 1583–1607.
- Blindheim J., Østerhus S., 2005, *The Nordic Seas, main oceanographic features*, Geophysical Monograph, 158, 11–38. DOI: 10.1029/158GM03
- Boyer T.P., Antonov J.I., Baranova O.K., Coleman C., Garcia H.E., Grodsky A., Johnson D.R., Locarnini R.A., Mishonov A.V., O'Brien T.D., Paver C.R., Reagan J.R., Seidov D., Smolyar I.V., Zweng M.M., 2013, *World Ocean Database 2013, NOAA Atlas NESDIS 72*, Levitus S., Ed., Mishonov A., Technical Ed.; Silver Spring, MD, 209 pp., DOI: 10.7289/V5NZ85MT
- Darelius E., Fer I., Quadfasel D., 2011, *Faroe Bank Channel Overflow: Mesoscale Variability*, J. Phys. Oceanogr., 41, 2137–2154. DOI: 10.1175/JPO-D-11-035.1
- Foldvik A., Aagaard K., Torresen T., 1988, *On the velocity field of the East Greenland Current*, Deep-Sea Research, 35, 1335–1354.
- Hansen B., Østerhus S., 2000, *North Atlantic–Nordic Seas exchanges*, Progress in Oceanography 45, 109–208.
- Hanna E., Jónsson T., Box J.E., 2004, *An analysis of Icelandic climate since the nineteenth century*, International Journal of Climatology, 24, 1193–1210. DOI: 10.1002/joc.1051
- Hanna E., Jónsson T., Ólafsson J., Valdimarsson H., 2006, *Icelandic Coastal Sea Surface Temperature Records Constructed: Putting the Pulse on Air–Sea–Climate Interactions in the Northern North Atlantic. Part I: Comparison with HadISST1 Open-Ocean Surface Temperatures and Preliminary Analysis of Long-Term Patterns and Anomalies of SSTs around Iceland*, Journal of Climate, 19, 5652–5666.
- Hermansen S.C., 2012, *The fate of the Atlantic Water in the North Icelandic Irminger Current*, Master Thesis, Geophysical Institute, University of Bergen, 69 s.
- Hopkins T.S., 1991, *The GIN Sea - A synthesis of its physical oceanography and literature review 1972-1985*, Earth-Science Reviews, 30, 175–318.
- Jónsson S., 2007, *Volume flux and fresh water transport associated with the East Icelandic Current*, Progress in Oceanography, 73, 231–241. DOI: 10.1016/j.pocean.2006.11.003.
- Lindau R., 2001, *Climate atlas of the Atlantic Ocean. Derived from the Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (CODAS)*, Springer, 514 s.
- Logemann K., Ólafsson J., Snorrason Á., Valdimarsson H., Marteinsdóttir G., 2013, *The circulation of Icelandic waters – a modelling study*, Ocean Science, 9, 931–955. DOI: 10.5194/os-9-931-2013
- Malmberg S.-A., 2004, *The Iceland Basin, Topography and oceanographic features*, Reykjavik, 41 s.
- Ogilvie A.E.J., Jónsson T., 2001, “Little ice age” research: A perspective from Iceland, Climatic Change, 48(1), 9–52, DOI: 10.1023/A:1005625729889
- Pálsson Ó.K., Gislason A., Hafsteinn G.G., Guðfinnsson, Gunnarsson B., Ólafsdóttir S.R., Petursdóttir H., Sveinbjörnsson S., Thorisson K., Valdimarsson H., 2012, *Ecosystem structure in the Iceland Sea and recent changes to the capelin (Mallotus villosus) population*, ICES Journal of Marine Science, 69(7), 1242–1254, DOI: 10.1093/icesjms/ffs071
- Singh R.K., Maheshwari M., Oza S.R., Kumar R., 2013, *Long-term variability in Arctic sea surface temperatures*, Polar Science, 7, 233–240.
- Våge K., Pickart R. S., Sarafanov A., Knutsen Ø., Mercier H., Lherminier P., Bersch M., van Aken H. M., Meincke J., Quadfasel D., Bacon S., 2011a, *The Irminger Gyre: Circulation, convection, and interannual variability*, Deep-Sea Res. I, 58, 590–614. DOI:10.1016/j.dsr.2011.03.001.
- Våge K., Pickart R.S., Spall M.A., Valdimarsson H., Jónsson S., Torres D.J., Østerhus S., Eldevik T., 2011b, *Significant role of the North Icelandic Jet in the formation of Denmark Strait Overflow Water*, Nature Geoscience 4, 723–727. DOI: 10.1038/NGEO1234.
- Valdimarsson H., Malmberg S.-A., 1999, *Near-surface circulation in Icelandic waters derived from satellite tracked drifters*, Rit Fiskideildar, 16, 23–39.



Islandzkie erupcje wulkaniczne w zapisie tefrochronologicznym paleogeografii Europy

Stanisław Fedorowicz

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, S. Fedorowicz
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
stanislaw.fedorowicz@ug.edu.pl

Wstęp

Tefrochronologia to geochronologiczna metoda sedymentacyjna stosowana do datowania osadów w geologii, geografii i archeologii. Wiek osadów w tej metodzie określany jest na podstawie identyfikacji warstw popiołów wulkanicznych pochodzących z wybuchów wulkanów o znanej już chronologii.

Każda warstwa popiołu wulkanicznego ma specyficzny skład chemiczny i mineralny, na podstawie którego ustala się poziomy przewodnie. Popioły wulkaniczne rozprzestrzeniają się na duże odległości i opadają na powierzchnię ziemi lub dna zbiorników wodnych. Poziomy te służą następnie do korelacji utworów powstałych w różnych środowiskach, zarówno morskich, jak i lądowych (Lindner, 1992).

Badania wykorzystywane w identyfikacji popiołu

Metoda potasowo-argonowa (K-Ar)

Datowanie K-Ar jest metodą datowania bezwzględnego opartą na zjawisku rozpadu promieniotwórczego. Nadaje się do datowania skał wulkanicznych. Wykorzystuje stały i bardzo powolny rozpad promieniotwórczego izotopu ^{40}K zmieniający do gazowej postaci trwałego izotopu argonu ^{40}Ar w skałach wulkanicznych. Okres połowicznego rozpadu ^{40}K jest bardzo długi i wynosi 1.3 mld lat i jest potwierdzeniem jego powolnego rozpadu.

W sposób laboratoryjny wykorzystuje się wariant metody zwany fuzją laserową argon-argon. Trwały izotop ^{39}K jest bombardowany strumieniem neutronów i tą drogą jest przekształcony w ^{39}Ar . Pomiaru ilości obu izotopów dokonuje się spektrometrem

masowym. Ponieważ proporcja ^{40}K do ^{39}K w skałach jest stała, wiek znaleziska może być określony na podstawie proporcji ^{40}Ar do ^{39}Ar (Fedorowicz i in., 2012).

Warunkiem koniecznym by uznać metodę K-Ar za wiarygodną jest założenie, że rejestrowany w minerale argon powstał wyłącznie po zastygnięciu skały. Nie ma metody, która pozwalałaby zmierzyć początkową zawartość argonu ^{40}Ar przed i tuż po zastygnięciu skały. Radioaktywny argon ^{40}Ar powstały z rozpadu potasu ^{40}K zawartego w skałach jest nie do odróżnienia od argonu ^{40}Ar pochodzenia atmosferycznego.

Metoda K-Ar jest stosowana do datowania skał wulkanicznych o wieku powyżej 100 tysięcy lat. Dokładność metody nie przekracza $\pm 10\%$.

Badania chemiczne

W celu rozpoznania miejsca alimentacji tefry stosuje się badania geochemiczne. Po wykonanej preparatyce (Wulf i in., 2016a) określa się zawartości pierwiastków: Fe, Cl, Mn, Ti, Mg i P, Si, Al, K, Ca. Mając wzorce chemiczne z wielu wulkanów określa się w ten sposób, który wulkan dostarczył badany materiał.

Inne techniki badawcze

Nowoczesne techniki badawcze, takie jak skanowanie μXRF , specjalistyczne analizy mikrofacjalne pozwoliły na wykrycie w obrębie profilów wielu markerów stratygraficznych, wśród nich szczególne znaczenie odgrywają ślady mikrotefry tak znanych wulkanów jak: Laacher See Tephra z Masywu Eifel, Askija – AD 1875, Askija – S. Hasseldalen z Islandii oraz Neapolitan Yellow Tuff z okolic Neapolu (Wulf i in., 2013, 2016b; Błaszkiwicz, 2007). Wymienione techniki są bardzo ważnym narzędziem do synchronizacji zdarzeń i dają możliwość porównywania zdarzeń z dużą rozdzielczością, nawet roczną (Błaszkiwicz, 2007).

Erupcje wulkanów miały bardzo zróżnicowane cechy: długość czasu erupcji, wysokość erupcji pyłów, wiatry i ich kierunki. Dla celów paleogeograficznych Europy największe znaczenie mają te erupcje, w czasie których pył osiągał najwyższe

wysokości a silny wiatr kierował pyły na obszary kontynentu.

Charakterystyka erupcji wulkanów islandzkich

Dla części wulkanów islandzkich znane są dane związane z czasem ich erupcji, zasięgami rozprzestrzeniania się pyłów. Dla części z nich literatura przyrodnicza zamieszcza obok dat erupcji nazwy markerów tych osadów. Erupcje wulkanów miały bardzo zróżnicowane cechy: długość czasu erupcji, wysokość erupcji pyłów, wiatry i ich kierunki. Dla celów paleogeograficznych Europy największe znaczenie mają te erupcje, w czasie których pył osiągał najwyższe wysokości a silny wiatr kierował pyły na obszary kontynentu.

Wulkan Hekla - jest jednym z najbardziej aktywnych wulkanów na Islandii. Ponad 20 jego erupcji miało miejsce od 874 roku. W czasach prehistorycznych erupcje miały miejsce: 5050 pne (H-5), 3900 pne (H-Sv), 2310 ± 20 pne (H-4), , 950 pne (H-3). Wymienione daty i nazwy związane z erupcjami wulkanu Hekla stanowią markery odnajdywanych pozostałości po wybuchu. W czasach nowożytnych były 23 erupcje a ostatnia w 2000 roku. Wtedy pyły po jego wybuchu uniosły się na wysokość 12 km.

Wulkan Askja – aż do 1875 r., był praktycznie nieaktywnym. W roku 1975 zaczęła się potężna erupcja.. Popiół był ciężki i trujący, co przyniosło śmierć wielu zwierzętom, zwłaszcza na Fiordach Wschodnich. Popiół dotarł aż do Norwegii i Szwecji, a erupcja spowodowała znaczną emigrację z Islandii. Ostatnia erupcja miała miejsce w 1961 roku. Wtedy popiół został wyrzucony na wysokość 8 km. Ślady tefry są widoczne w kilku miejscach na terenie Europy. Są to markery: Askja S (8830 ± 140 cal), Askja – AD1875.

Wulkan Eyjafjallajökull - znajduje się w sąsiedztwie bardzo groźnego wulkanu Katla. Zwykle erupcja Katli następowała zaraz po erupcji Eyjafjallajökull. Erupcja w 2010 była największą erupcją Eyjafjallajökull w historii. Powstała chmura pyłów nad Europą miała wysokość 6 km. Wulkan wykazywał wcześniej kilka razy wzmożoną aktywność i wybuchał, ale nigdy na taką skalę. Nieco mniejsza, ale

dłuższa erupcja, miała miejsce w latach: 920, 1612 i 1821–1823.

Wulkan Grimsvotn – to najaktywniejszy i najbardziej niestabilny wulkan Islandii. Dym i popiół po erupcji z maja 2011 roku dotarł na wysokość 20 km. Wulkan znajduje się dokładnie pod jeziorami subglacjalnymi Vatnajökull. Jego wybuch pow-

oduje zarówno potężne eksplozje i wielkie chmury popiołu, zapoczątkowane szybkim topnieniem lodu.

Sam wulkan wchodzi w część systemu wulkanicznego. Największa erupcja, która spowodowała śmierć wielu ludzi na skutek zatrucia gazami i popiołem miała miejsca w latach: 1783 -1784.

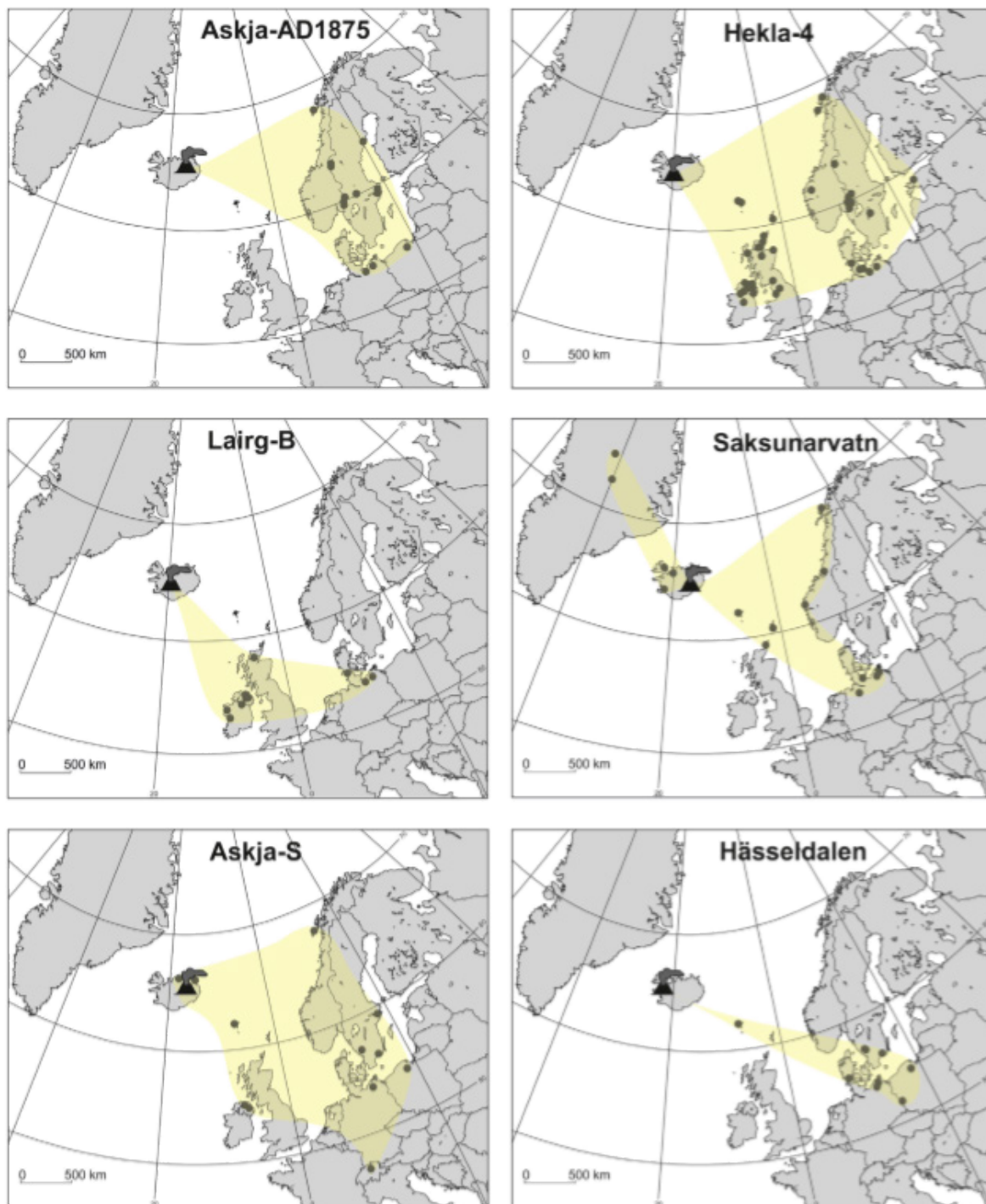


Fig.1. Przestrzenny zasięg tefry pochodzącej z wybuchów wulkanów islandzkich (Wulf i in., 2016)

Zasięg tefry islandzkiej

Popioły pochodzące z erupcji wulkanów islandzkich są szeroko rozprzestrzenione na obszarze Północnego Atlantyku i Skandynawii (Fig.1). Watson i in. (2016) podają, że odnaleziono kryptotefry w osadach morskich, jeziornych i torfowych w Szkocji, Irlandii, Anglii, Walii, Szwecji i Polski. Zestaw prawie 500 zestawów danych z miejsc odnalezienia popiołu wulkanicznego pochodzenia islandzkiego w północno-zachodniej Europie publikuje (Plunkett i in., 2018). Dane odnoszą się do środkowego i późnego holocenu. Pochodzenie tefry zidentyfikowano na podstawie składu chemicznego.

Największym zasięgiem pyłów wulkanów charakteryzują się: Hekla (4, 1104, 1158) i Askja. Ślady ich wybuchów odnaleziono w odległości 2500 km. W regionie północnoatlantyckim w ciągu ostatnich 400 tys. lat utworzyło się ponad 125 warstewek tefry, która pochodzi z wybuchów wulkanów islandzkich. Tylko 20% z nich, w szczególności odnalezionych na obszarze Skandynawii zostało powiązanych z określonymi erupcjami i wykorzystana. Skandynawia jest obszarem, który znajduje się na linii kierunków wiatrów wiejących z Islandii (Błaszkiwicz 2007). Większość jezior w Północnej Europie rozwinęła się w późnym wistulianie i holocenie, dlatego ich osady dobrze nadają się do rekonstrukcji paleoklimatycznej i korelacji ich osadów (Brauer i in., 2017).

Badania tefry islandzkiej z obszaru Polski

Tefrochronologia to unikalna metoda stratygraficzna łącząca, datowania, dokonująca synchronizacji sekwencji lub zdarzeń geologicznych, paleośrodowiskowych lub archeologicznych. Wykorzystuje analizy obejmujące badanie mineralogiczne (petrografia) lub geochemiczne, analizę odłamków szkła lub kryształów za pomocą mikrosond elektronowych lub innych narzędzi analitycznych, w tym lasera na bazie spektrometrii mas lub mikrosondy jonowej. Środowisko paleośrodowiskowe, w którym występuje tefra, może być również przydatny do celów korelacyjnych. Tefrochronologia zapewnia największą użyteczność, gdy wiek tefry lub kryp-

totefry można odnieść do badań stratygraficznych, porównać ze sobą profile (Love, 2011).

W literaturze odnotowano przypadki odnalezienia pyłu wulkanicznego również na terenie Polski. Wulf i in. (2016) podaje, że miejscami tymi są stanowiska torfowe: Kusowskie Bagno i Linje. Tefrę znaleźli również naukowcy z Uniwersytetu Gdańskiego w osadach warwowych Jeziora Żabińskiego w północno-wschodniej części kraju. W sumie znaleziono tam 47 odłamków szkła wulkanicznego w profilu warwowym w próbce na głębokości 78-79 cm (Tylmann i in., 2016). Analiza chemiczna przeprowadzona w Niemczech, wykazała że tefra jest związana z erupcją Askja AD 1875. Wymieniona tefra posłużyła również do testowania modeli numerycznych zmierzających do uzyskania precyzyjnych badań chronologicznych z wykorzystaniem: liczenia warw, dat ^{210}Pb , ^{137}Cs i ^{14}C . Wyniki uzyskane wymienionymi metodami doprowadziły do wniosku, że próbka tefry jest wieku 1872- 1874 AD (Tylmann i in., 2016).

W podobny sposób przebiegały badania osadów Jeziora Czechowskiego prowadzone przez M. Błaszkiwicza (Wulf i in., 2013). Odnaleziona tefra była pochodzenia niemieckiego (Laacher See Tephra). Od kilku lat poszukiwaniem kryptotefry w jeziorach północnej Polski zajmują się m.in. prof. dr hab. M. Błaszkiwicz z IGiPZ PAN oraz dr Małgorzata Kinder z Katedry Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu Uniwersytetu Gdańskiego.

Literatura

- Błaszkiwicz M., 2007, Znaczenie popiołów wulkanicznych w chronostratygrafii i rekonstrukcjach zmian środowiskowych Europy Środkowej w ciągu ostatnich 15 tysięcy lat (The use of volcanic Ash In chronostratigraphy and the reconstruction of environmental changes In Central Europe over last 15,000 years, *Przegląd Geograficzny*, 79, z.3/4: 615-625.
- Brauer A, Wulf S., Otta F, Błaszkiwicz M., Słowiński M., 2017, Discussion. Comment on the paper 'Impact of volcanic eruptions on the environment and climatic conditions in the area of Poland (Central Europe)' by A. Gałaś, *Earth-Science Reviews* 172 (2017) 248-250.
- Fedorowicz S., Woźniak P. P., Hałas S., Łanczont M., Paszkowski M., Wójtowicz A., 2012, Challenging

- K-Ar dating of the Quaternary tephra from Roxolany, Ukraine. *Mineralogia, Special Papers*, 39: 102-105.
- Lindner L., (red.), 1992, *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*. Wydawnictwo PAE. Warszawa.
- Love D.J., 2011, Tephrochronology and its application: A review, *Quaternary Geochronology*, 6 :107 -153.
- Plunkett G., Pilcher J.R., 2018, Defining the potential source region of volcanic ash in northwest Europe during the Mid- to Late Holocene, *Earth – Science Reviews*, 179: 20-37.
- Tylmann W., Bonk A. Goslar T. Wulf S. Grosjean M., 2016, Calibrating ²¹⁰Pb dating results with varve chronology and independent chronostratigraphic markers: Problems and implications, *Quaternary Geochronology* 32, 1-10.
- Watson E.J., Swindles G.T., Stevenson J.A., Savov I., Lawson I.T., 2016, The transport of Icelandic volcanic ash: Insights from northern European cryptotephra records, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121, 7177–7192, doi:10.1002/2016JB013350.
- Wulf S., Ott F, Slowinski M., Noryskiewicz A.M., Dräger N., Martin-Puertas C., Czymzik M., Neugebauer I., Dulski P, Bourne A.J., Błaszkiwicz M., Brauer A., 2013, Tracing the Laacher See Tephra in the varved sediment record of the Trzechowskie palaeo-lake in central Northern Poland, *Quaternary Science Reviews* 76: 129-139.
- Wulf S., Fedorowicz S., Veres D., Karátson D., Bormann M., Magyari E., Gertisser R., Appelt O., Łanczont M., Gozhik P., 2016, The 'Roxolany Tephra' (Ukraine) – new evidence for an origin from Ciomadul volcano, East Carpathians, *Journal of Quaternary Science*, DOI: 10.1002/jqs.2879.
- Wulf S., Dräger N., Ott F, Serb J., Appelt O., Guðmundsd E., van den Bogaard Ch. Slowinski M., Błaszkiwicz M. Brauer A., 2016, Holocene tephrostratigraphy of varved sediment records from Lakes Tiefer See (NE Germany) and Czechowskie (N Poland), *Quaternary Science Reviews* 132: 1-14



System osadniczy, ludność i gospodarka Islandii

Grzegorz Węclawowicz

Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
g.wecla@twarda.pan.pl

Wstęp

Islandia to ostatnia część Europy zasiedlona przez ludzi, a jednocześnie najmłodszy geograficznie obszar ukształtowany w Europie. Położenie i środowisko geograficzne Islandii w o wiele większym stopniu niż w przypadku innych krajów Europy oddziałuje na codzienne życie mieszkańców. Od 1100 lat Islandczycy zdecydowali tu żyć podobnie jak ostatni imigranci, pomimo - średnio co pięć lat - wybuchów wulkanów i trzęsień ziemi.

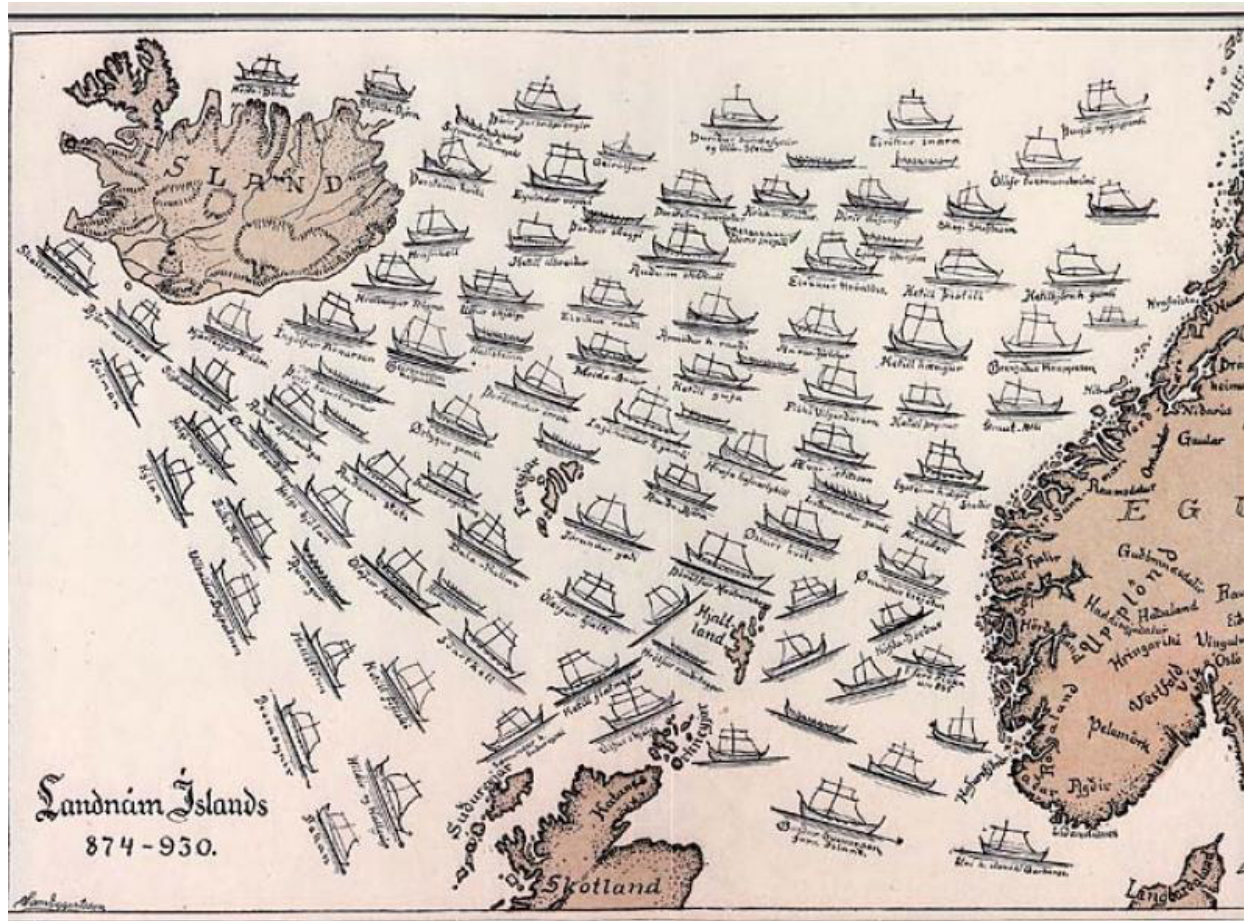
Islandia jako niepodległe państwo istnieje od 1 grudnia 1918 roku. Formalnie jednak, z królem Danii jako głową państwa stanowiła część królestwa Danii od roku 1380. Status polityczny uległ zmianie dopiero od 13 czerwca 1944 roku kiedy Islandia stała się republiką, krajem całkowicie niezależnym.

Mieszkańcy Islandii są potomkami przybyszów generalnie ze Skandynawii, a głównie z obsza-

ru współczesnej Norwegii (Vikingowie) oraz migrantów celtyckich z Wysp Brytyjskich. Zasiedlanie Islandii zapoczątkowane zostało w IX i X wieku. W rezultacie zarówno język jak i kultura ma swoje silne źródła skandynawskie z wieloma elementami celtyckimi.

Islandia jest krajem bardzo słabo znanym i opisywanym dla Polaków. Ilość polskich źródeł o Islandii jest bardzo mała. Prawdopodobnie pierwsza większa polska relacja z podróży na Islandię wg. R. Chmykowskiego i W.K. Pessela (2009) pochodzi dopiero z roku 1857.

Według Reykjavík Settlement Exhibition's website (Ryc. 1) uważa się, że pierwsi osadnicy Islandii w okolicy Reykjavíku przybyli pod koniec IX wieku a pierwsza osada w tym kraju znajdowała się w centrum miasta tuż przy jeziorze Reykjavík City „W Księdze Osadnictwa” zwykle przypisywanej uczonemu Ari Thorgilssonowi (1067-1148), Ingól-



Ryc. 1. Grafika obrazująca zasiedlenie Islandii <https://bokmentaborgin.is/en/literature-web/literature-timeline/The-settlement-in-Iceland>

fur Arnarson jest wymieniany jako pierwszy osadnik (znany z nazwiska)”.

Warto dodać, że „Księga Islandczyków”, również napisana przez Ari Thorgilsson (odpowiednik naszego Jana Długosza), jest najstarszą islandzką książką historyczną napisaną prawdopodobnie w czwartej dekadzie XII wieku. Napisana została w języku islandzkim, a było to w czasach kiedy dzieła takie (w całej ówczesnej Europie) pisane były po łacinie. Od samego początku islandzka literatura była więc tworzona w języku narodowym i stanowi współcześnie rdzeń tożsamości narodowej.

W języku islandzkim ukształtowała się tradycja literacka sięgająca starożytnych islandzkich sag. Tradycja ta spowodowała, że współcześnie islandzcy autorzy publikują więcej książek na jednego mieszkańca niż w jakimkolwiek innym kraju na świecie. Literatura ta czerpie swoje inspiracje z wielowiekowej wyspiarskiej tradycji i egzystencji we względnej izolacji i stanowi ciekawą mieszankę

wpływu pogańskich i chrześcijaństwa. Islandzkie opowieści ludowe są dojrzałe dzięki mistycyzmowi, niemniej są wypełnione duchami, elfami i trollami, a ponadto ukształtowane przez siły natury i ograniczające wpływ działalności człowieka na środowisko (na podstawie *Reykjavík Settlement Exhibition's website*).

Rozwój ludnościowy

Do VIII wieku Islandia była niezamieszkała. Trwałe osadnictwo rozpoczęło się dopiero od IX wieku, lata 870 – 930 to czas zajmowania ziemi „na wyspę docierali norwescy osadnicy, czyli naczelnicy rodów wraz ze swoimi rodzinami, poddanyymi oraz inwentarzem. Kolejne rody obejmowały we władanie poszczególne części Islandii, wodzowie dzielili ziemię

między członków rodzin i poddanych” (Chymkowski R., Pessel W.K., 2009 s.32).

Do połowy XVIII wieku mieszkańcy Islandii byli społeczeństwem rolniczym zamieszkujących w rozproszonych małych osadach rolniczych i małych społecznościach rybackich. Na całej wyspie nie było miast ani nawet większych osad. Istniały tylko sezonowe centra handlowe oraz dwory – folwarki zarządzające rozproszonymi farmami i sezonowymi osadami rybackimi. Rozwój osad o charakterze miejskim rozpoczął się dopiero pod koniec XVIII wieku.

Sposób zasiedlenia wyspy przyczynił się do ukształtowania się unikalnej struktury sprawowania władzy opartej na rządach lokalnych – wieców, wraz z wiecem centralnym Althing. Była to pierwsza forma parlamentu w Europie, funkcjonująca do czasów współczesnych. Islandia w roku 1000 decyzją Althing przyjmuje chrześcijaństwo, które nie odgrywało tak silnej roli jak w średniowiecznej Europie.

Szczególnym zjawiskiem kulturowym jest mitologia Islandzka pełna elfów (alfar i huldufólk) występujących w literaturze, legendach, podaniach ludowych.

W zakresie rozwoju osadnictwa i rozwoju ludnościowego Islandia jest silnie uzależniona od warunków środowiska geograficznego. Kraj ten zajmujący 103,000 km² należy do najrzadziej zaludnionych krajów Europy (3,35 osób na km²), a jednocześnie jest jednym z najsilniej zurbanizowanych krajów świata (przynajmniej pod względem statystycznym). Poziom urbanizacji od dłuższego czasu jest bardzo wysoki i w 2016 r. był na poziomie 94,23%.

Liczba ludności całego kraju w pierwszym kwartale 2018 r. wynosiła 350 710 osób. W regionie stolicy kraju zamieszkuje 224 000 osób, a pozostała ludność w liczbie 126 710 osób jest “rozproszona” po całym kraju. Cechą rozwoju demograficznego kraju jest również fakt, że przyrost naturalny jest poniżej zastępowalności pokoleń.

Według danych z 2016 r. Reykjavik zamieszkiwało 121 486 osób, w kolejnych miastach Kópavogur – 34 122, Hafnarfjörður – 28 184. Do miast zamieszkanymi przez ponad 10 do 20 tysięcy należały jeszcze: Akureyri, Keflavik, Garðabær.

W sumie na obszarze Islandii znajduje się tylko 30 miast zamieszkałych przez ponad 1000 mieszkańców. Pozostała sieć osadnicza małych osiedli

definiowanych jako miasta i wsie jest rozproszona i często zamieszkała nawet przez kilkudziesięciu do kilkuset mieszkańców. Większość z 70 miast jest rozmieszczona wzdłuż wybrzeży, a odległość pomiędzy nimi nigdy nie przekracza 200 km. W większości przypadków historia i charakter miasteczek związany jest z rybołówstwem, a jednocześnie z obsługą ruchu turystycznego.

Imigranci i imigracja z Polski

Zmiany i liberalizacja gospodarcza zainicjowane na początku lat 1990. przyniosły szybkie zmiany na rynku pracy m.in. w formie wzrostu zapotrzebowania na zagraniczną siłę roboczą do pracy w przemyśle przetwórstwa rybnego oraz nisko kwalifikowanych pracowników w sektorze usługowym oraz w budownictwie. Był to proces typowy, w gospodarce rynkowej, dla rozwoju związanego z szybkim uprzemysłowieniem, wyczerpywaniem lokalnych zasobów siły roboczej i podziału rynku pracy zgodnie z tzw. koncepcją dualnego rynku pracy. Zgodnie z tą koncepcją następuje podział działalności gospodarczej na dwie kategorie: sektor wysokich nakładów kapitałowych (ang. *capital-intensive sector*) oraz sektor nakładów na intensywną pracę (ang. *labour-intensive sector*). Zatrudnienie w pierwszym sektorze charakteryzujące się wysokimi płacami i prestiżem, zdominowane było przez Islandczyków. Natomiast zatrudnienie w drugim charakteryzujące się niskimi płacami i prestiżem, opuszczane i niepopularne dla rdzennych mieszkańców zajmowane zostało i zdominowane było przez imigrantów. Ten typ zatrudnienia określany jest w literaturze jako tzw. „3-D-jobs – dirty, difficult and dangerous” czyli: brudny, ciężki i niebezpieczny bez perspektyw awansu (Harris, 1996:165 za Wojtyńska 2012). Niemniej warto pamiętać, że podejmowanie tego typu pracy przez cudzoziemców związane jest z porównaniami poziomu płac w kraju macierzystym do poziomu płac na emigracji.

W warunkach Islandii, boom inwestycyjny w latach 2004-2008 zwłaszcza w budownictwie wraz otwarciem rynku pracy dla nowych członków Unii Europejskiej spowodował szybki napływ migrantów. Tylko w latach 2004-2008 wydano 24 130 nowych pozwoleń na prace i przedłużono dotych-

czasowe pozwolenia dla 14 000 dotychczasowych pracowników. W rezultacie robotnicy cudzoziemscy stanowili w 2008 r. ponad 10% aktywnej siły roboczej w Islandii (Statistics Iceland 2012, za Wojtyńska 2012).

W sumie w 2012 roku Polacy byli największą grupą (36%) wszystkich imigrantów do Islandii i stanowili 3% zatrudnienia w całym kraju, natomiast udział Polaków wśród cudzoziemców zatrudnionych w Islandii wynosił w 2012 aż 40% (Ryc. 2). Ostatnie informacje dotyczące imigracji wskazują na utrzymanie tendencji opisanych powyżej. W roku 2017 zamieszkiwało w Islandii 35 997 imigrantów co stanowiło już ponad 10,6% mieszkańców, ale wraz z drugą generacją imigrantów (urodzonych w Islandii) jest to już 12% mieszkańców. Również w 2017 roku Polacy stanowili największą grupę 13 771 mieszkańców Wyspy (38,3% imigrantów) przed Litwinami (5,2%) i Filipińczykami (4,5%). Warto dodać, że w 2016 z liczby 704 przyznanym obywatelstwem Islandzkim cudzoziemcom było 224 Polaków. Warto podkreślić widoczny na poniższej rycinie wpływ kryzysu gospodarczego lat 2007-2009.

Sytuacja gospodarcza

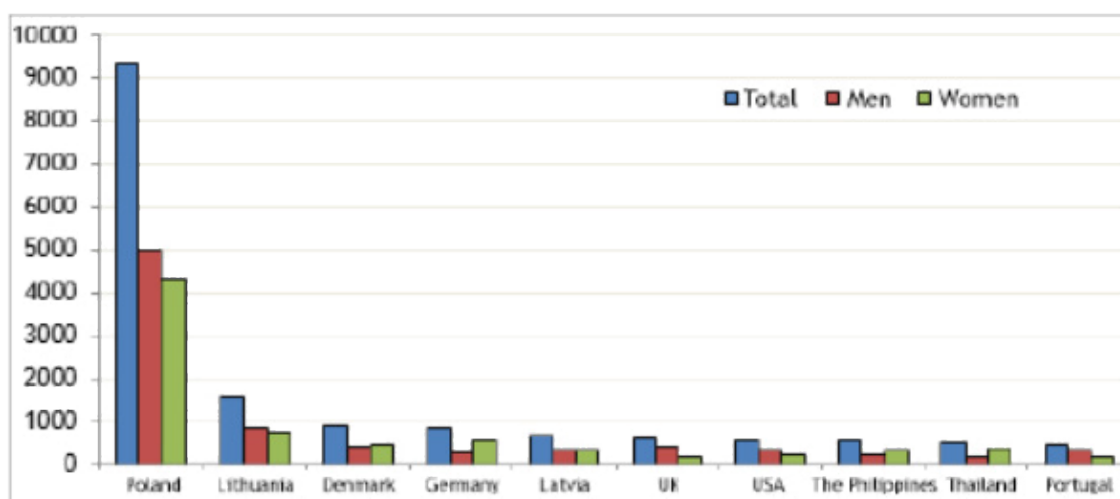
Współczesna Islandia to kraj należący do kategorii najwyżej rozwiniętych gospodarczo krajów, znajdujących się w czołówce wszystkich klasyfikacji jakości i warunków życia na świecie. Gospodarka jest jedną z najbardziej wydajnych gospodarek świ-

ata w przeliczeniu na mieszkańca, a jednocześnie, dzięki posiadaniu odnawialnych źródeł energii jest to najbardziej tzw. „zielona gospodarka”. Poziom bezrobocia w roku 2017 był na poziomie około 2,7%. O nowoczesności Islandii świadczy również fakt, że aż 98,24% mieszkańców jest użytkownikami Internetu. Szczególne znaczenie posiada również fakt, że Islandia ma najniższe zróżnicowanie dochodowe wśród wszystkich krajów OECD.

Dochód narodowy w przeliczeniu na dolary był na poziomie 24.85 billion dolarów a wzrost w 2017 r. oszacowano na 5,5%, jakkolwiek przewidywania na następne lata są znacznie skromniejsze – niewiele powyżej 2%. Struktura dochodu narodowego jest charakterystyczna dla wysoko rozwiniętych bogatych krajów świata. Dominuje sektor usług 74,4%, następnie sektor przemysłowy 19,8%, a rolnictwo stanowi 5,8% (w Polsce analogiczne wielkości to: 64,25%, 33,34%, i 2,41%).

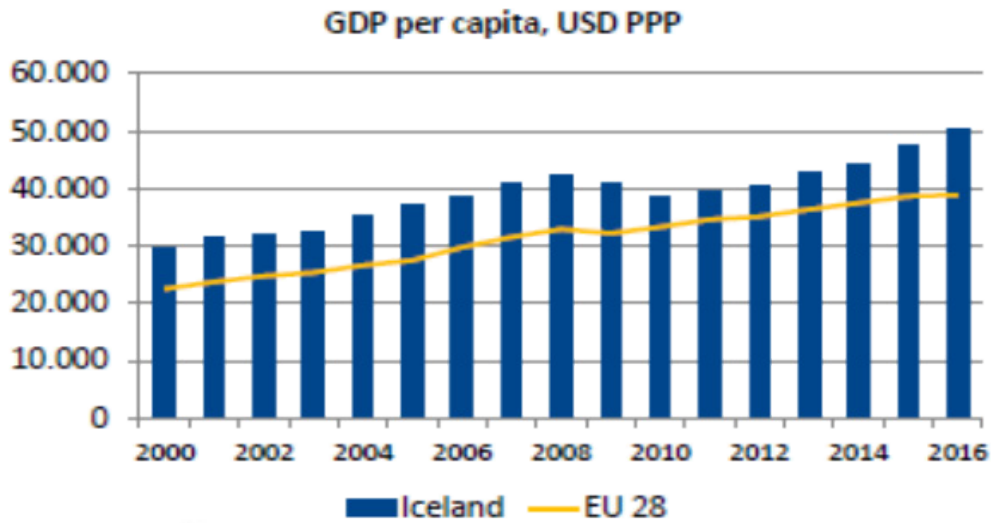
Dochód narodowy w przeliczeniu na parytet siły nabywczej w 2017 r. był na poziomie 52100 dolarów na głowę mieszkańca. Co plasuje Islandię jednoznacznie ponad średnią UE i w grupie bogatych krajów świata. Dla porównania analogiczne dane dla Polski wynoszą 29 267 dolarów na głowę mieszkańca (ryc. 3).

Współcześnie głównym elementem napędzającym rozwój gospodarczy jest sektor turystyczny, który od wielu jest podstawą wzrostu gospodarczego. Umożliwiło to po kryzysie finansowo-ekonomicznym roku 2008 odbudowanie konsumpcji

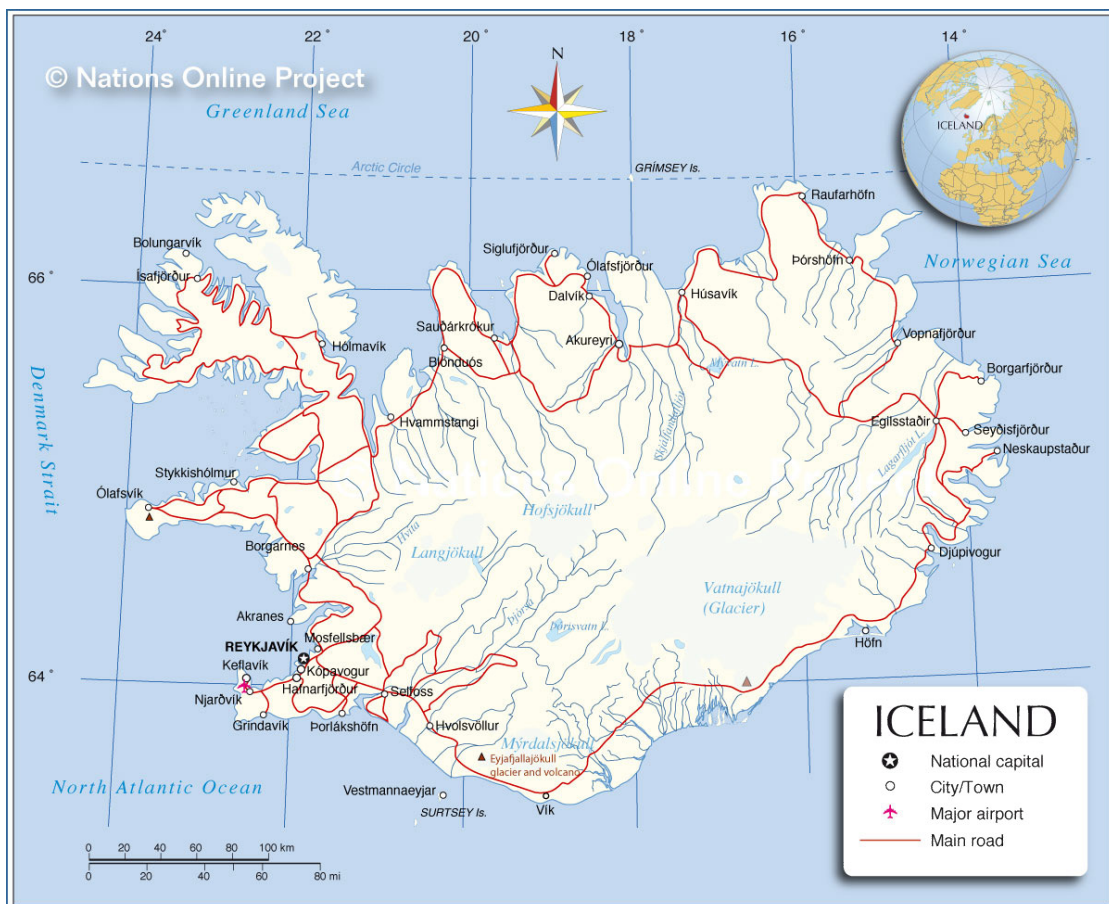


Ryc. 2. Struktura narodowościowa oraz płci imigrantów pod koniec 2013 roku

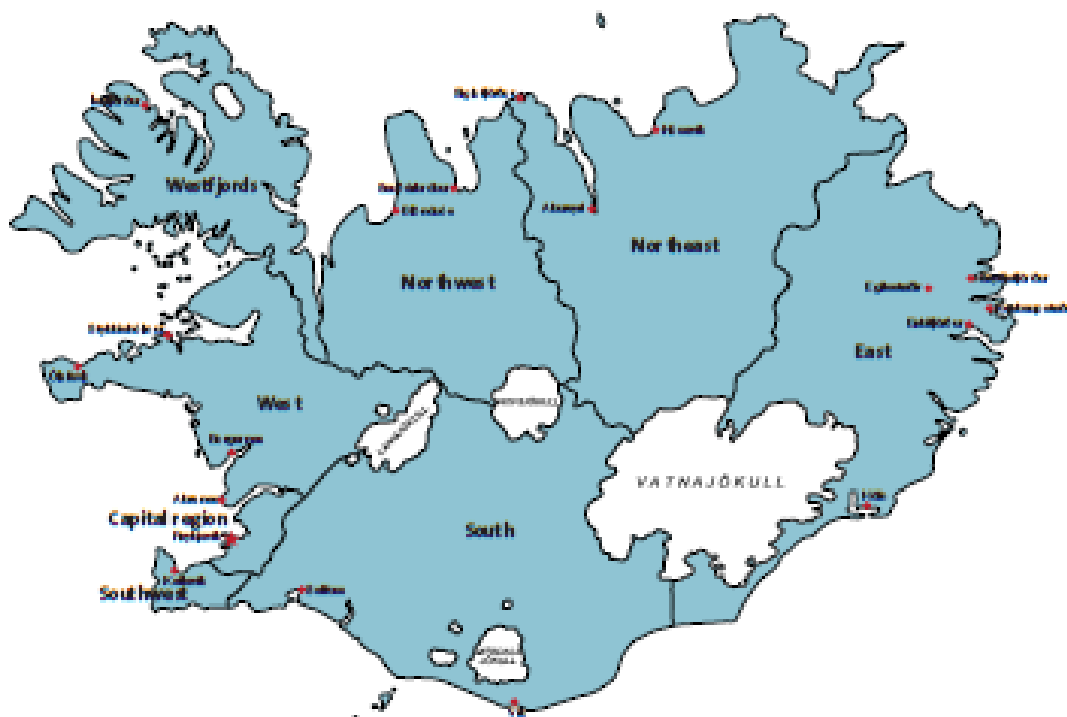
Źródło: Ari Klængur Jónsson, 2013, Statistical information on foreign nationals and immigrants in Iceland. www.fjolmenningarsetur.is



Ryc. 3. Dochód narodowy Islandii w latach 2000-2016 w relacji do średniej UE. <http://icelandreview.com/news/2017/11/04/rapid-economic-growth-2017-start-slowing-down-2018>



Ryc. 4. Główna droga turystyczna dookoła Islandii wraz z głównymi miastami
 Źródło: <http://przeгляд.islandzki.pl/porady/114-odleglosci-drogowe-w-islandii-pomiedzy-miastami>.



Ryc. 5. Podział administracyjny Islandii (www.statice.is).

indywidualnej, wzrost dochodu do dyspozycji, wzrost zatrudnienia i urealnienie kursu walutowego do poziomu sprzed r. 2008.

Całkowita liczba zagranicznych gości odwiedzających Islandię (z noclegiem) wyniosła w roku 2017 około 2,2 miliona i był to wzrost o 24,2% w porównaniu z rokiem 2016. Oczywiście około 98,7% ogólnej liczby odwiedzających przewinęło się przez międzynarodowy port lotniczy Keflavík (lotnisko Reykjavíku). W rezultacie główną bazą ekonomiczną Reykjavíku w coraz większym stopniu staje się przemysł turystyczny. To stąd rozpoczyna się najbardziej popularna trasa turystyczna dookoła Islandii (ryc. 4).

Ważnym sektorem gospodarczym pozostaje w dalszym ciągu rybołówstwo wraz z przemysłem przetwórczym dających główny produkt eksportowy kraju. Warto przypomnieć, że Islandia posiada w dalszym ciągu 200 milową strefę ekonomiczną na oceanie Atlantyckim wyłącznych połowów, która jest siedmiokrotnie większa od samej Islandii.

Dzięki olbrzymim zaobą energii odnawialnej w ostatnich dekadach rozwinięto produkcję i eksport aluminium, które współcześnie stanowi około 20% wartości eksportu Islandii. Produkcję aluminium zapoczątkowano w roku 1969 w Straumsvík (na południu Islandii), a aktualnie istnieją jeszcze dwie fabryki na zachodzie i wschodzie wyspy.

Podział administracyjny

Specyfiką Islandii jest również podział administracyjny. Cała Islandia podzielona jest na 8 regionów (*landsvæði*) które składają się z 23 powiatów (*sýslur*), 8 niezależnych miast (*kaupstaðir*), 7 miast (*bæir*) oraz 5 jednostek innego typu (ryc. 5). Ponadto w Islandii wydziela się kilka innych podziałów charakterystycznych tylko dla tego kraju, określanych nazwą municipalities, których liczba ulega co roku zmianie. W styczniu 2017 r. było ich 74. W roku 2018 było 7 municipalities zamieszkałych przez mniej niż 100 osób, w 40 mieszkało mniej niż 1000 osób i tylko 9 tych jednostek miało powyżej 5000 mieszkańców.

Ciekawym elementem geograficznym jest użytkowanie ziemi. Powierzchnia całego kraju wynosi 103,000 km², w tym 23,805 km² pokrywa roślinność, 2,757 km² stanowią jeziora, aż 11,922 km² pokrywają lodowce (ponad 11,5% powierzchni kraju), a pozostała część 64,538 km² stanowią nieużytki.

Literatura

Anna Wojtyńska A., 2012, Polish workers in the capital area of Iceland

Ari Klængur Jónsson, 2013, Statistical information on foreign nationals and immigrants in Iceland.

Piore, M. J. (1980). *Birds of passage: Migrant labour and industrial societies*. Cambridge: Cambridge University Press.

Chymkowski R., Pessel W.K., 2009, Islandia. Wprowadzenie do wiedzy o społeczeństwie i kulturze. Wydawnictwo Trio, Collegium Civitas, Warszawa.

<https://www.ferdamalastofa.is/en/research-and-statistics/numbers-of-foreign-visitors>

<http://icelandreview.com/news/2017/11/04/rapid-economic-growth-2017-start-slowing-down-2018>

www.statice.is

Reykjavík Yearbook



SPIS ZAŁĄCZNIKÓW

- Zał. 1. Geomorfologia Przedpola Tungnaárjökull, (Wiśniewski, Andrzejewski, Karasiewicz, Olszewski, Weckwerth, Toruń 2001).
- Zał. 2. Mapa geomorfologia przedpola Skeiðarárjökull, (Wiśniewski, Andrzejewski, Molewski, Toruń 2001).
- Zał. 3 . Mapa geomorfologiczna przedpola Höfdabrekkujökull, (Wisniewski, Andrzejewski, Karasiewicz, Olszewski, Weckwerth, Toruń 2001).



Słowniczek terminów geograficznych Islandzko – Polskich

alda = grzbiet górski (l.mn. = öldur)
austur = wschód
á = rzeka (l.mn. = ár)
ás = małe wzgórze, pagórek
bær = farma, miasteczko wydzielone,
parafia
bakki = brzeg rzeki
bjarg = klif, skała
borg = miasto; urwisko
botn = dół, dno, czoło doliny lub
fiordu (l.mn. = botnar)
brekka = stok, zbocze
brú = most
bunga = gładki (zaokrąglony) szczyt
dalur = dolina (l.mn. = dalir)
djúp = długa zatoka, przesmyk, długi
fiord; głęboki
drag = kanał, bieg rzeki (l.mn. = drög)
drangur = izolowana skalna kolumna
dyngja = gmach, kopuła
eiði = przesmyk, międzymorze
engi = łąka
ey = wyspa (l.mn. = eyjar)
eyri = piaszczysty lub żwirowy brzeg,
delta, mierzeja (l.mn. = eyrar)
fell = góra; wzgórze, pagórek
all = góra (l.mn. = öll)
örður = fiord; szeroka zatoka; dolina,
kotliną (l.mn. = firðir)
fljót = szeroka rzeka
flói = zatoka
foss = wodospad
gata = ulica
gil = wąwóz, przełom
gígur = krater
gjá = rozpadlina, kanion, szczelina

grunn = mielizna, płycizna
haf = ocean, morze
hamar = urwisko
háls = międzymorze, przesmyk,
grzbiet
heiði = wrzosowisko, torfowisko
hellir = jaskinia
hlaup = nagły przybór wody (w rzece),
bieg
hlíð = zbocze górskie
hnjúkur/ hnúkur = szczyt
höfði = cypel, przylądek
höfn = port
hóll = gładkie (zaokrąglone) wzgórze
(l.mn. = hólar)
hólmur = wysepka
holt = kamieniste wzgórze
hraun = pola lawowe, lawa
hreppur = powiat, gmina
hryggur = grzbiet
hver = gorące źródło
hverfi = dzielnica, okolica
hvoll = wzgórze
jökull = lodowiec
jökulsá = rzeka lodowcowa
kirkja = kościół
klettur = skała, klif
kot = mała farma
kvísl = rzeka; brzeg rzeki
laug = ciepłe źródło, basen, pływalnia,
kąpielisko (l.mn. = laugar)
lón = laguna
lækur = strumyk
melur = żwirowy brzeg; piaszczyste
wydmy
múli = przylądek, cypel, odnoga

mynni = ujęcie (rzeki)
mýri = bagno, mokradło
nes = przylądek, cypel
norður = północ
núpur = szczyt, zbocze górskie, niżej
położona odnoga głównych gór
oddi = punkt, pas lądu
öræfi = pustynia
ós = ujście (rzeki)
reykur = dym, para (l.mn. = reykir)
rif = rafa
sandur = piasek (piaski)
skagi = półwysep
skarð = przełęcz
sker = skalista wyspa
skógur = las, krzew, zagajnik
slétta = równina, nizina
staður = miejsce; (l.mn. = staðir)
stapi = urwisko, stroma skała

suður = południe
súlur = (górskie) szczyty
sveit = wieś, region wiejski; gmina;
powiat
sýsla = województwo
tangi = wąski półwysep, cypel,
przylądek
tindur = szczyt, wierzchołek
tjörn = małe jezioro; staw
tunga = jęzor (l.mn. = tungur)
vað = bród (l.mn. = vöð)
varða = kopiec (l.mn. = vörður)
vatn = jezioro; woda (l.mn. = vötn)
vegur = droga, szlak
ver = (sezonowa) osada rybacka
vestur = zachód
vík = mała zatoka
vogur = zatoczka, zatoka
völlur = pole (l.mn. = vellir)



Trasa warsztatów geograficznych Islandia - 2018



źródło: On theWorldMap.com



SPIS AUTORÓW

Zarys problematyki geologicznej Islandii, M. Harasimiuk

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
marian.harasimiuk@poczta.umcs.lublin.pl
prof. dr hab. Marian Harasimiuk

Wprowadzenie, L. Andrzejewski

Endogeniczne i egzogeniczne uwarunkowania współczesnych krajobrazów Islandii, L. Andrzejewski

Geomorfologiczne i sedymentologiczne implikacje powodzi lodowych „Jökulhlaup” na przykładzie stref marginalnych: Skeiðarárjökull i Höfdabrekkujökull, L. Andrzejewski

Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Wydział Nauk o Ziemi
u. Lwowska 1, 87-100 Toruń
leon@umk.pl
prof. dr hab. Leon Andrzejewski

Uwarunkowania transportu eolicznego na Islandii, J. Rotnicka, M. Dłużewski

Uniwersytet Adama Mickiewicza, Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych
ul. B. Krygowskiego 10, 61-680 Poznań
joanrot@amu.edu.pl
dr hab. Joanna Rotnicka, prof. UAM
Uniwersytet Warszawski, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa
dluzewski@uw.edu.pl
dr hab. Maciej Dłużewski

Przyrodnicze i antropogeniczne uwarunkowania erozji gleb na Islandii, W. Zgłobicki

Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej
al. Kraśnicka 2cd, 20-718 Lublin
wojciech.zglobicki@poczta.umcs.lublin.pl
dr hab. Wojciech Zgłobicki, prof. UMCS

Cyrkulacja wód wokół Islandii, K. Bradtke

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
katarzyna.bradtke@ug.edu.pl
dr Katarzyna Bradtke

Islandzkie erupcje wulkaniczne w zapisie tefrochronologicznym paleogeografii Europy, S. Fedorowicz

Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii
al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia
stanislaw.fedorowicz@ug.edu.pl
prof. dr hab. Stanisław Fedorowicz

System osadniczy, ludność i gospodarka Islandii, G. Węclawowicz

Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa
g.wecla@twarda.pan.pl
prof. dr hab. Grzegorz Węclawowicz

