

¹ Instytut Geofizyki Polskiej Akademii Nauk – Centrum Studiów Polarnych KNOW
(Krajowy Naukowy Ośrodek Wiodący), ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa
joacwi@igf.edu.pl, mmosk@igf.edu.pl

² Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, UMCS
al. Kraśnicka 2cd/210, 20-718 Lublin

jan.rodzik@poczta.umcs.lublin.pl, piotr.zagorski@poczta.umcs.lublin.pl

JOANNA ĆWIAKAŁA¹, MATEUSZ MOSKALIK¹
JAN RODZIK², PIOTR ZAGÓRSKI²

Historia zlodowacenia archipelagu Svalbard od późnego vistulianu do współczesności

The Glacial History of the Svalberd Archipelago from Late Vistulian
to the Present Time

Słowa kluczowe: stratygrafia późnego vistulianu i holocenu, zlodowacenia Svalbardu
Keywords: Late Vistulian and Holocene stratigraphy, Svalbard glaciation

WPROWADZENIE

Svalbard jest obszarem, gdzie zachowały się w różnym stopniu „ślady” zdarzeń glacialnych. Dowodami ich wystąpienia są między innymi osady oraz formy glacialne i fluwioglacialne (np. Boulton 1979; Boulton i in. 1982; Landvik i in. 1998; Mangerud i in. 1998; Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990; Lindner, Marks 1993ab; Ingólfsson, Landvik 2013). Bliskość tego obszaru w stosunku do centrów zlodowaceń powodowała, że kolejne epizody glacialne „zamazywały ślady” poprzednich, niszcząc je lub przekształcając (np. Landvik i in. 1992; Mangerud i in. 1998; Zagórski 2007). Po deglacjacji następował zazwyczaj okres intensyfikacji działania procesów nieglacialnych (paraglacjalnych), np. morskich, peryglacialnych (Mercier, Laffly 2005; Strzelecki 2011; Zagórski i in. 2012). Stąd najlepiej zachowały się pozostałości najmłodszych zdarzeń i epizodów glacialnych, np. małej epoki lodowej (np. Baranowski 1977abc; Lindner Marks 1993b; Werner 1993; Wójcik, Ziaja 1999; Reder 1996ab; Birkenmajer, Łuczowska 1997; Svendsen Mangerud 1997; Zagórski i in. 2008, 2012; Rodzik i in. 2013).

Jakkolwiek w przypadku rekonstrukcji paleoklimatycznej rysuje się wyraźnie cykliczność zdarzeń, to jednak główne awanse glacialne środkowego i późnego czwartorzędu następowały w cyklach nie do końca określonych (Mangrud i in. 1998). Stąd jednym z najważniejszych problemów badawczych prac geomorfologicznych i paleogeograficznych na Spitsbergenie była i jest korelacja oscylacji klimatycznych z wynikającymi z nich okresami glacialnymi oraz zmianami poziomu morza i izostatycznymi ruchami lądu. Zagadnienie to było już poruszane w różnym stopniu przez wielu badaczy zarówno dla wybranych regionów Spitsbergenu (np. Forman i in. 1987; Kłysz i in. 1988a; Landvik i in. 1992; Salvigsen i in. 1990; Stankowski 1989; Stankowski i in. 1989; Ziąja 1999), jak i podjęto próby jego podsumowania dla całej wyspy i porównania z innymi obszarami (Boulton 1979; Landvik i in. 1998; Lindner, Marks 1993a; Mangerud i in. 1998; Miller i in. 1989; Szupryczyński 1968; Troitsky i in. 1979; Ingólfsson, Landvik 2013).

Celem pracy jest zestawienie, na podstawie dostępnej literatury, chronologii zdarzeń glacialnych, które objęły archipelag Svalbard, ze szczególnym uwzględnieniem zdarzeń w późnym vistulianie i holocenie. Nie było to zadanie łatwe ze względu na rozmaitość materiałów archiwalnych, będących efektem prac różnych zespołów międzynarodowych, w tym wielu polskich (np. Landvik i in. 1998; Lindner, Marks 1993ab).

PÓŹNY VISTULIAN – MAKSIMUM ZŁODOWACENIA

Późny vistulian (Late Weichselian), ostatni etap zlodowacenia plejstocen-skiego, bywa też nazywany stadią Slaklidalen i jest określany jako maksimum ostatniego zlodowacenia (Last Glacial Maximum, LGM) (Lindner, Marks 1993b; Landvik i in. 1998). Czas trwania poszczególnych faz późnego vistulianu w różnych częściach Svalbardu, określony przez różnych autorów, jest zawarty w tabeli 1.

W vistulianie miały miejsce trzy duże transgresje lądolodu, pokrywającego Morze Barentsa i Svalbard. W każdej z tych transgresji lądolód dotarł prawdopodobnie do szelfu kontynentalnego przy zachodnim wybrzeżu archipelagu (Mangerud i in. 1998; Ingólfsson, Landvik 2013). Istnieją także poglądy mówiące o tym, że lądolód w późnym vistulianie nie dotarł do skłonu szelfu, a Spitsbergen był w centralnej części pokryty czapami lodowymi, z których wychodziły duże lodowce w postaci szybko płynących strumieni w głównych dolinach (Lindner, Marks 1993a).

Dowdeswell i Elverhøi (2002) uważają, że zasięg zachodnich granic lądolodu z okresu późnego vistulianu na krawędzi kontynentalnej Svalbard – Morze Barentsa może być wyznaczony przez rozkład wałów morenowych pomiędzy ogromnymi stożkami podmorskimi na załomie szelfu kontynentalnego. Fiordy znajdujące się w zachodniej części Spitsbergenu odegrały rolę „kanałów” dla

szybko płynących strumieni lodowych wypływających z lądolodu (Dowdeswell i in. 2008; Kempf i in. 2013). Uważa się także, że w późnym vistulianie istniały na Svalbardzie i w okolicach lokalne centra dystrybucji lodu (Lindner, Marks 1993a). Lambeck (1995) wysnuł wcześniej inną hipotezę, według której główna kopuła znajdowała się na wschód od Svalbardu – na Morzu Barentsa.

Tabela 1. Czas trwania poszczególnych stadiałów i interstadiałów w późnym vistulianie na Svalbardzie oraz w przyległych obszarach

Table 1. The distribution of the stadials and interstadials in late Vistulian on the Svalbard archipelago and in adjacent areas

Stadiały/ interstadiały (stadials/ interstadials)	Obszar (study area)	Zakres czasowy (time range)	Źródło danych (references)
Maksimum ostatniego zlodowacenia (Last Glacial Maximum LGM), tzw. stadiał Skaklidalen	N część M. Barentsa Svalbard	ok. 30 000/25 000–10 000 BP	Mangerud i in. 1998
	Svalbard	początek ok. 26 000 BP	Landvik i in. 1998
	Svalbard	29 000–22 000 BP	Lindner, Marks 1993a
	Svalbard/M. Barentsa	27 000 BP–początek, 22 000 BP – dotarcie do szelfu, 18 000 BP – dotarcie do krawędzi szelfu	Dowdeswell i in. 1998
	Ziemia Północno-Wschodnia	ok. 25 000–10 000 BP	Kaakinen i in. 2009
	Spitsbergen	początek ok. 25 000 BP	Landvik i in. 1987
	Kongsfjorden	ok. 20 000 BP	Howe i in. 2003; Kehr i in. 2011
	M. Barentsa, M. Karskie	25 000–15 000 BP	Ingofsson, Landvik 2013
	Svalbard	20 000	Svensden i in. 2004
	Ziemia Północno-Wschodnia, M. Barentsa	ok. 18 000 BP	Solheim 1991

Cd. tab. 1

	szelf N M. Barentsa	23 000–21 000 BP – maksimum	Siguardardottir 2011
	szelf N M. Barentsa	początek 22 000 BP, maksimum 19 000–15 000 BP	Landvik i in. 1998
Bølling (I) Starszy dryas (II) (Older Dryas) Allerød (III)	M. Barentsa	15 000–12 000 BP	Landvik i in. 1998
	szelf N M. Barentsa	15 000–12 000 BP	Mangerud, Landvik 2007
	SW Svalbard	20 500/19 500 BP – rozpoczęcie deglacji	Rasmussen i in. 2007; Jessen i in. 2010
	Svalbard	14 000–10 000 BP	Svensen i in. 1996
	Svalbard	14 500–13 500 BP	Ślubowska-Woldengen i in. 2008
	Spitsbergen (III)	11 185–11 625 BP – późny Allerød	Mangerud, Landvik 2007
	W Spitsbergen	14 000–13 000/12 500 BP	Svensen, i in. 1992
	SW Spitsbergen (I, III)	14 000–12 600 BP	Hald i in. 2007; Rasmussen i in. 2007, 2012
	Isfjorden (III)	12 300–ok. 11 000 BP	Svensen i in. 1996
	Isfjorden (II)	12 400–ok. 12 300 BP	Svensen i in. 1996
	W i N Spitsbergen (II) (Isfjorden, Kongsfjorden, Woodfjorden, Raudfjorden, Liefdefjorden, Smeerenburgfjorden)	12 600–12 400 BP	Landvik i in. 1998
	W Spitsbergen (I)	14 800–ok. 12 400 BP	Svensen i in. 1996
	Kaffiøyra	13 000–10 000 BP	Grześ i in. 2009

Cd. tab. 1

	Linnedalen	18 000/17 500–12 500 BP	Mangerud, Svendsen 1990; Mangerud i in. 1992
	Van Keulenfjorden (III)	11 800–11 600 BP	Kempf i in. 2013
Młodszy dryas (Younger Dryas)	Svalbard	12 500–11 500 BP	Ślubowska-Woldengen i in. 2008
	Murchisonfjorden (Ziemia Północno-Wschodnia)	12 400–11 500 BP	Kaakinen i in. 2009; Ojala i in. 2014
	SW Spitsbergen	12 600–11 500 BP	Hald i in. 2007; Rasmussen i in. 2007, 2012
	W Spitsbergen	10 900 BP – zakończenie	Svendsen i in. 1996; Mangerud i in. 1998; Lønne 2005; Forwick, Vorren 2009
	Spitsbergen (Isfjorden)	ok. 11 000–10 000 BP	Svendsen i in. 1996
	Isfjorden	12 800–11 700 BP	Mangerud i in. 1992, 1998; Forwick, Vorren 2009
	Billefjorden	11 000–10 000 BP	Svendsen i in. 1996
	Billefjorden	11 000–9 700 BP	Mangerud, Svendsen 1990
	Van Mijenfjorden	12 800–11 700 BP	Mangerud i in. 1992; Hald i in. 2004
	Brommelldalen (Van Mijenfjorden)	10 500–10 100 PB	Mangerud, Svendsen 1990
	Skilvika (Bellsund)	11 000–10 000 BP	Mangerud i in. 1998

Źródło: opracowanie własne na podstawie literatury

Source: Authors' own elaboration based on literature

Dowdeswell (2010) podaje, że podczas późnego vistulianu główna kopała lądolodu znajdowała się we wschodniej części Spitsbergenu lub w południowej części Cieśniny Hinlopen (Hinlopen Strait). Lód „wypływał” z tej kopyły w kierunku wschodnim, wokół Ziemi Króla Karola (Kong Karls Land), aż do Rynny

Franciszka i Wiktorii (Franz Victoria Through) oraz na p3łnoc do kraw3dzi szelfu. Rekonstrukcja zasi3gu kopuły została oparta na podstawie analiz form typu: drumliny oraz wielkoskalowe lineacje glacialne, widoczne w rzeźbie dna morskiego. Mi3ższoc3 tego łądolodu osi3gnęła w centralnej cz3sci Morza Barentsa co najmniej 3000 metr3w oraz powyżej 800 metr3w przy stoku kontynentalnym wzdłuż zachodniego wybrzeża Spitsbergenu i dalej w kierunku p3łudniowym (Sigurdard3ttir 2011). łądol3d ten był prawdopodobnie przez pewien czas połączony z łądolodem fennoskandzkim (Mangerud i in. 1998; Elverh3i i in. 1998).

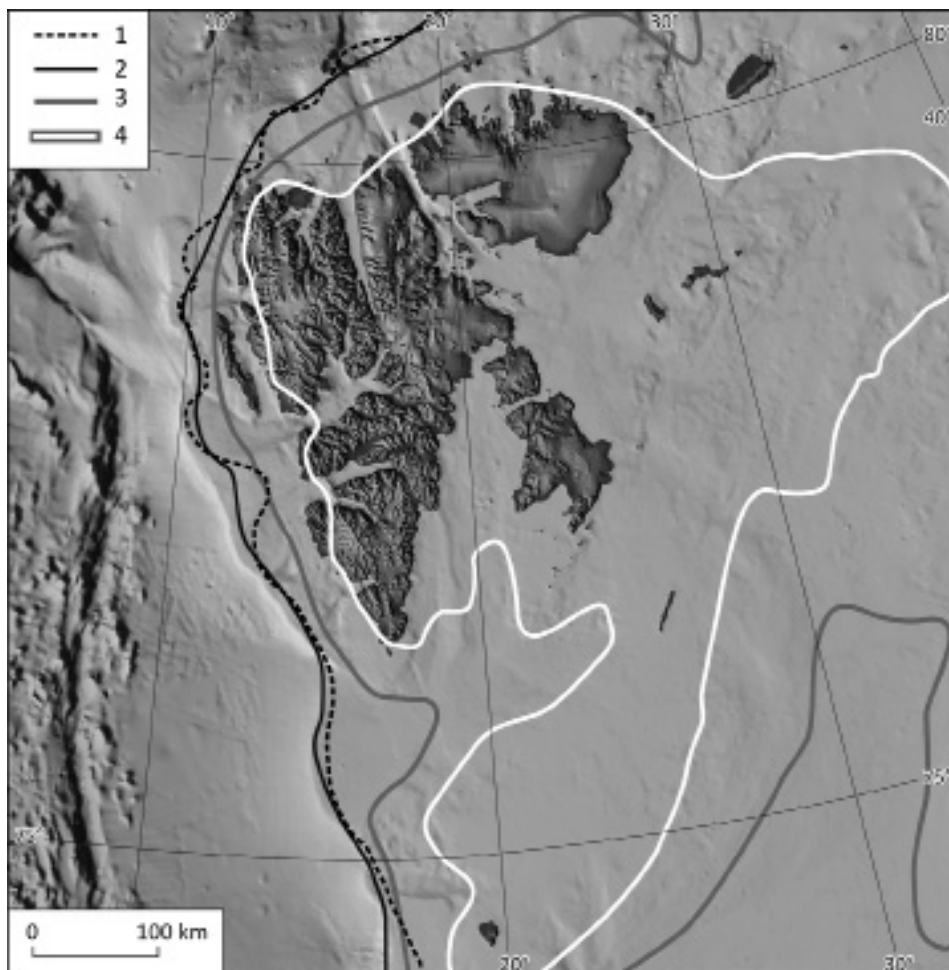
Pocz3tek maksimum ostatniego zlodowacenia (Last Glacial Maximum) na Svalbardzie najcz3sciej datowany jest na 23 000–22 000 lat BP (Landvik i in. 1998; Ing3lfsson, Landvik 2013). Ekspansja łądolodu w kierunku szelfu zaczęła si3 około 22 000 lat BP (Landvik i in. 1998). łądol3d dotarł do kraw3dzi szelfu około 20 000 lat BP (Svendsen i in. 2002; Mangerud, Landvik 2007) (ryc. 1).

Pokrywa lodowa zajmowała obszar ci3gn3cy si3 od p3łwyspu Tajmyr aź po P3łnocn3 Irlandi3, a takż3 od p3łnocnych krańców Europy aź po Morze Barentsa, Ziemi3 Franciszka J3zefa i Svalbard (Svendsen i in. 2004). Według niektórych autor3w na Ziemi P3łnocno-Wschodniej oraz Morzu Barentsa maksymalny zasi3g zlodowacenia p3źnego vistulianu mi3ł miejsce około 18 000 lat BP (Solheim 1991). Natomiast według innych najwcześniej wyst3piło ono w p3łnocnej cz3sci łądolodu, bo juź około 21 000–23 000 lat BP (Landvik i in. 1998; Sigurdard3ttir 2011). Nie ma jednak co do tego zgodności. R3żnie podawany jest takż3 czas trwania tego epizodu w zaleźności od miejsca (tab. 1).

B3LLING/STARSZY DRYAS/ALLER3D

Po osi3gni3ciu przez łądol3d maksymalnego zasi3gu nast3piła recesja łądolodu. Etap ten przypadł na interstadiały B3lling i Aller3d. Dodatkowo m.in. Svendsen (1996) i Landvik (1998) wyr3żniają pomi3dzy nimi kr3tki stadiał – starszy dryas (Older Dryas). Etap obejmuj3cy B3lling/starszy dryas/Aller3d trwał od około 3000 do przeszło 5000 lat, w zaleźności od czynnik3w 3rodowiskowych w r3żnych obszarach Arktyki. Dla Svalbardu etap ten mi3ł miejsce mi3dzy 18 000 a 11 000 lat BP. Najwcześniej rozpoczął si3 w pobliżu szelfu kontynentalnego w zachodniej cz3sci archipelagu, bo około 18 000 lat BP. Mangerud i inni (1990, 1992) przyjmuj3 za czas trwania tego etapu w Linnedalen okres 18 000–12 000 lat BP. Według innych autor3w deglacjacja w tej cz3sci archipelagu rozpoczęła si3 nawet wcześniej, bo 20 500/19 500 lat BP (Rasmussen i in. 2007; Jessen i in. 2010). Okres ten najp3źniej rozpoczął si3 na Morzu Barentsa, bo około 15 000 lat BP, i trwał do 10 000 lat BP (Elverh3i i in. 1998; Landvik i in. 1998).

Podczas etapu B3lling/starszy dryas/Aller3d zachodziła powolna deglacjacja w p3łudniowo-zachodniej cz3sci Spitsbergenu (ryc. 1). Pierwszym interstadialem był B3lling, który rozpoczął si3 około 17 950 lat BP w zachodniej, szelfowej cz3-



Ryc. 1. Rekonstrukcja zasięgu lądolodu Svalbard/M. Barentsa w okresie późnego vistulianu. Wg Andersena (1981): 1 – maksymalny zasięg – ostatnie maksimum glacialne. Wg Landvika i in. (1998) oraz Ingolfssona i Landvika (2013): 2 – ostatnie maksimum glacialne, 3 – położenie w czasie deglacjacji 15 ¹⁴C ka BP, 4 – położenie w czasie deglacjacji 12 ¹⁴C ka BP. Źródło: opracowanie własne na podstawie literatury, podkład mapy za: Jakobssonem i in. 2012

Figure 1. Reconstruction of the margins of the Late Weichselian Svalbard/Barents ice sheet. After Andersen (1981): 1 – maximum extent – LGM. After Landvik et al. (1998) and Ingolfsson, Landvik (2013): 2 – maximum extent – LGM, 3 – stages during the deglaciation at 15 ¹⁴C ka BP, 4 – stages during the deglaciation at 12 ¹⁴C ka BP. Source: Authors' own elaboration based on literature and background map after: Jakobsson et al. (2012)

ci Svalbardu. Nastpio ocieplenie klimatu oraz zmiana warunkw oceanicznych (Landvik i in. 1998; Svendsen i in. 1996). Dowodem na deglacjacj w Bllingu moe by wzrost przepywu drobnoziarnistych glaciejowych osadów (Svendsen i in. 1996). Wykazano ścisły związek pomiędzy recesj lodowców i napływem ciepłych wód atlantyckich oraz między awansem lodowców a napływem zimnych wód polarnych (Rasmussen i in. 2007; Jessen i in. 2010). Svendsen (1996) podaje, że okres trwania Bllingu w zachodniej częsci Spitsbergenu przypadł na 14 800–12 400 lat BP i charakteryzowa si intensywnym topnieniem pokrywy lodowej oraz ociepleniem klimatu (Svendsen i in. 1996). W wyniku tych zmian około 15 000 lat BP czoło ładolodu wycofało się z krawędzi szelfu w kierunku zachodniego wybrzeża Spitsbergenu. Pokrywa lodowa osigna swoje minimum na zachodnim wybrzeżu południowego Spitsbergenu 15 000–10 600 lat BP (Mangerud, Svendsen 1990; Mangerud i in. 1992, 1998). Prawdopodobnie około 15 000 lat BP znaczna częsc szelfu Morza Barentsa była jeszcze pokryta lodem (Landvik i in. 1998). Pnocno-zachodnia częsc Spitsbergenu (Brggerhalvya i obszary na pnoc w Kongsfjorden) były zlodowacone aż do 13 600 lat BP (Svendsen i in. 1996).

Po fazie Blling nastąpiło kolejne ochłodzenie związane z fazą starszego dryasu, które trwało około 200 lat i zostało zarejestrowane w niektórych miejscach. Przykładowo w Isfjorden, Kongsfjorden, Woodfjorden, Raudfjorden, Liefdefjorden i Smeerenburgfjorden przypadło ono na okres 12 600–12 400 lat BP (Landvik i in. 1998). Według Svendsena (1996) w Isfjorden miało ono miejsce 12 400–12 300 lat BP. W starszym dryasie nastpil reawans ładolodu do rodkowej częsci szelfu (Svendsen i in. 1996).

Po starszym dryasie rozpocz si interstadiał Allerd trwający do około 12 000–11 000 lat BP. Z danych osadowych wynika, że w fiordzie Van Keulen trwa on od 11 800 do 11 600 lat BP (Kempfa 2013) natomiast w Isfjordzie 12 300–11 000 lat BP (Svendsen 1996). Charakteryzowa si ponowną deglacjacj ładolodu i ociepleniem klimatu (Svendsen i in. 1996; Marsz 2009). Wówczas, około 12 000 lat BP, pokrywa lodowa ładolodu zajmowała prawie cały Svalbard, bez Ziemi Księcia Karola, Wyspy Białej oraz centralnej częsci zachodniego wybrzeża Spitsbergenu. Także Wyspa Niedźwiedzia była jeszcze wtedy pokryta adolodem (Ignolfsson, Landvik 2013).

STADIAŁ MŁODSZY DRYAS

Po fazie Allerd nastąpiło ochłodzenie klimatu zwane młodszym dryasem (Younger Dryas). Trwało ono około 12 800/11 500–10 000 lat BP (ryc. 1). Ślubowska-Woldengen (2008) przyja, że okres trwania tego stadiała na Svalbardzie przypadł na lata 12 500–11 500 lat BP. Na południowo-zachodnim Spitsbergenie stadiał ten trwa w tym samym czasie (Hald i in. 2007; Rasmussen i in. 2007, 2012).

Czas trwania tego stadiału w poszczególnych częściach Spitsbergenu znacznie się różnił. Przykładowo w Van Mijenfjorden trwał on 12 800–11 700 lat BP (Mangerud i in. 1992; Hald i in. 2004), w Skilvice 11 000–10 000 lat BP (Mangerud i in. 1998), w Brommedalen 10 500–10 100 lat BP (Mangerud, Svendsen 1990), w Isfjorden 12 800–10 000 lat BP, przy czym czas trwania wahał się w zależności od miejsca w obrębie tego rozległego fiordu (Mangerud i in. 1992, 1998; Svendsen i in. 1996; Forwick, Vorren 2009). Ogólnie dla zachodniego Spitsbergenu można przyjąć, że etap zlodowacenia późnego vistulianu zakończył się około 10 900 lat BP (Svendsen i in. 1996; Mangerud i in. 1998; Lønne 2005; Forwick, Vorren 2009). Na Ziemi Północno-Wschodniej (Murchisonfjorden) młodszy dryas trwał 12 400–11 500 lat BP (m.in. Kaakinen i in. 2009; Ojala i in. 2014). Młodszy dryas był ostatnim etapem vistulianu i charakteryzował się całkowitym wycofaniem lodowców w głąb takich fiordów, jak Billefjorden, Van Keulenfjorden, Tempelfjorden czy też Van Mijenfjorden (Svendsen i in. 1996; Mangerud i in. 1998; Lønne 2005; Forwick, Vorren 2009). Sam lądolód jednak dalej pokrywał prawie cały archipelag Svalbard. Wolne od lądolodu były tylko skrawki ładu, między innymi: południowa część Spitsbergenu, północna część Ziemi Północno-Wschodniej, Ziemia Księcia Karola, Wyspy: Biała, Nadziei (Hopen) i Niedźwiedzia.

Dotychczas nie stwierdzono, by doszło do dużych awansów zarówno lodowców karowych, jak i dolinnych w zachodniej części Spitsbergenu podczas młodszego dryasu. Okres ten zdecydowanie był cieplejszy od największego ochłodzenia holocenu, czyli małej epoki lodowej. Potencjalną przyczyną tego niewielkiego awansu mógł być napływ względnie ciepłych wód atlantyckich do Morza Norweskiego we wcześniejszym interstadiale (w Allerød) (Svendsen, Mangerud 1992; Marsz 2009).

Należy także zwrócić uwagę na fakt, iż w wyniku wycofywania się lądolodu nastąpiły ruchy izostacyjne na Spitsbergenie – początkowo powolne, a następnie intensywniejsze, szczególnie w zachodniej jego części. Takie przyspieszenie może wiązać się z przekroczeniem przez lądolód linii uskoków przecinających Spitsbergen w kierunku N-S. Wschodnia część wyspy dalej była zaladzona, przez co w tej jej części ląd podnosił się znacznie wolniej. Istniejące wtedy lodowce we wschodniej części Spitsbergenu mogły być związane z ochłodzeniem w młodszym dryasie (Landvik i in. 1987; Svendsen i in. 1996).

HOLOCEN – OPTIMUM KLIMATYCZNE/WCZESNOHOLOCENSKI EPIZOD GLACJALNY

Początek holocenu na Spitsbergenie wiązał się z ociepleniem klimatu. Data jego rozpoczęcia jest trudna do ustalenia, można jednak przyjąć, że zaczął się on około 10 000 lat BP. Także w przypadku poszczególnych faz holocenu trudno jest określić dokładny czas ich trwania. W tabeli 2 zamieszczono ramy czasowe

poszczegolnych stadialow w holocenie w roznych czesciach Svalbardu wedlug roznych autorow. Z zapisu $\delta^{18}\text{O}$ w grenlandzkim rdzeniu lodowym GISP2 wynika, ze typowe wartosci dla holocenu zostaly osiagniete juz okolo 10 000 lat BP (np. Bauch i in. 2001). Kroutko po tym lodowce na Spitsbergenie mogly byc mniejsze niz wspolcześnie (Mangerud i in. 1992; Landvik i in. 1995). Na taki stan rzeczy istotny wplyw mialy zmiany naslonecznienia (wysokie naslonecznienie) oraz ocieplenia wod atlantyckich (Hald i in. 2004; Forwick, Vorren 2009). Ocieplenie wod Polnocnego Atlantyku zwiazane bylo z cieplym Pradem Zatokowym (np. Svendsen, Mangerud 1997; Bianchi, McCave 1999; Lubinski i in. 2001). Wystepowanie cieplolubnych morskich mienczakow w strefie przybrzezhnej wokol Svalbardu wskazuje na doplyw cieplejszej wody atlantyckiej miedzy 9500 lat BP i 3500 lat BP, z optimum okolo 8700–7800 lat BP (Salvigsen i in. 1992; Hjordt i in. 1995). Dane stratygrafii pylkowej z jeziornych osadow na archipelagu Svalbard (w tym na Wyspie Niedzwiedziej) dla tego okresu wskazuja na bogaty rozwij roslinnosci, datowany na 9500–8000 lat BP (Wohlfarth i in. 1995). Stwierdzono rowniez, ze wczesny holocen charakteryzowal sie silnym sezonowym kontrastem temperatur letnich (lipiec) wyzszych o 4–5°C niz obecnie i zimowych (styczen) nizszych o 5–6°C niz obecnie (Svendsen, Mangrud 1997).

Jednak nie wykluczano lokalnych awansow lodowcow we wczesnym holocenie. Zdaniem Baranowskiego (1977ac) mogly one wynikać z przebudowy reżimu termicznego lodowcow z zimnych na subpolarne (przejsciowe), co w konsekwencji prowadzilo do ich szarzy. Tak wiec awanse lodowcow, zwlaszcza we wczesnym holocenie, nie musialy byc determinowane warunkami klimatycznymi.

Poczatek holocenu charakteryzowal sie zanikiem ostatniej czesci lądolodu, co wiazalo sie z ociepleniem klimatu, zwanym takze optimum klimatycznym holocenu (Holocene Climatic Optimum). Na Spitsbergenie ten interstadial trwal mniej wiecej 9500–3500 lat BP (Salvigsen i in. 2002). Na Wyspie Niedzwiedziej okres ten przypada od 11 200 do 9300 lat BP (Wohlfarth i in. 1995). Ponadto okres ten odznaczal sie malym zasięgiem lodowcow (Svendsen, Mangerud 1997).

Interstadial ten zostal przerwany kroutkotrwalyim ochlodzeniem, zwanym takze wczesnoholocenskim epizodem glacialnym lub stadialem Gronfjorden (Punning i in. 1982; Lindner, Marks 1993a). Ramy czasowe tego ochlodzenia sa rozne w zalezności od obszaru badan. W zachodniej czesci Morza Barentsa i w czesci Spitsbergenu (m.in. w Van Mijenfjorden, Hornsund) trwal on w okresie 9000–8800 lat BP (np. Lindner, Marks 1993b; Hald i in. 2004; Forwick, Vorren 2009; Kempf i in. 2013). W rejonie poludniowego Bellsundu w strefie przedpola lodowca Renarda wystepuja osady morenowe datowane na 8600 lat BP (Pekala, Repelewska-Pekalowa 1990), ale nie zostaly jednoznacznie zaliczone do tego stadiału. Natomiast wczesnoholocenskie awanse lodowcow stwierdzono na obszarze polnocnego Billefjordu, gdzie nosi on nazwe stadiału Ebbadalen-Thomsondalen

Tabela 2. Czas trwania poszczególnych stadiałów i interstadiałów w holocenie na Svalbardzie oraz na przyległych obszarach

Table 2. The distribution of the stadials and interstadials in Holocene on the Svalbard archipelago and in adjacent areas

Stadiały/ interstadiały (stadials/ interstadials)	Obszar (study area)	Zakres czasowy (time range)	Źródło danych (references)
Optimum klimatyczne holocenu (Holocene Cli- matic Optimum)	N część M. Barentsa	9500–5000 BP	Svendsen, Mangerud 1997
	Svalbard	9500–7500 BP – wczesny holocen	Ślubowska-Woldengen i in. 2008
	Ziemia Północno- Wschodnia, N i W Spitsbergen	9500–3500 BP	Salvigsen i in. 2002
	Wyspa Niedźwiedzia	9500–8000 BP (6700–8500 cal. BC)	Wohlfarth i in. 1995; Hald i in. 2004
	W Spitsbergen/skłon kontynentalny	11 200–8800 BP	Hald i in. 2004
	W Svalbard	9500–3500 BP	Svendsen, Mangerud 1997
	Van Mijenfjorden	11 200–8800 BP	Hald i in. 2004
	Kongsfjorden, Krossfjor- den	9500–4500 BP	Svendsen i in. 2002; Howe i in. 2003
	Isfjorden	11 200–9000 BP	Forwick, Vorren 2009
	Spitsbergen (centralny)	11 000–7500 BP	Hald i in. 2004
	Spitsbergen (centralny)	9500–5000 BP	Salvigsen i in. 1990
Wczesnoholoceniński epizod glacialny tzw. stadiał Grøn fjorden (<i>Early Holocene glaciers advance, called Grøn fjorden stadial</i>)			
	W część M. Barentsa, Spitsbergen	9000–8800 BP	Forwick, Vorren 2009
	Van Mijenfjorden	7500–4000 BP/8 800 – 4000 BP	Hald i in. 2004
	Van Mijenfjorden	ok. 9000 BP	Hald i in. 2004; Forwick i in. 2010; Forwick, Vorren 2009; Kempf i in. 2013
	W Spitsbergen, Hornsund	ok. 8000 BP	Lindner i in. 1986, 1987

Cd. tab. 2

rodkowoholocenijski epizod glacialny (Middle Holocene Glacial Episode) Stadia Revdalen (Revdalen stadial)	W Spitsbergen	4000–2500 BP	Birks 1991; Svendsen, Mangerud 1997
	Van Keulenjorden	4700–2000 BP	Birks 1991; Svendsen, Mangerud 1997; Hald i in. 2004; Rasmussen i in. 2012; Kempf i in. 2013
	Kaffiøyra	3000–2500 BP	Niewiarowski i in. 1993; Grze 2009
	Billejorden	2800 BP – pocztek neoglacjau	Szczuciski i in. 2009
	Linndalen, Isjorden	3600/4 000– 2800/3000 BP	Svendsen, Mangerud 1997
	NW Hornsund	3000–2500 BP	Karczewski i in. 1981; Marks, Pękala 1986; Kowalewski in. 1991; Linder, Marks 1991, 1993b
	W Spitsbergen	ok. 2400 BP – awans lodowców (tzw. stadium Magdalenejorden)	Szupryczyński 1968
X (?)	Brak jednoznacznych danych dla okresu między rodkowoholocenijskim epizodem glacialnym (stadiał Revdalen) a średniowiecznym optimum klimatycznym		
Średniowieczne optimum klimatyczne (Medieval Warm Period)	rózne rejony N Atlantyku (w tym Svalbard)	ok. 750–1550 AD	Baranowski 1977bc; Pękala 1984; Lindner i in. 1986, 1987; Bianchi, McCave 1999
	N Atlantyk (Svalbard)	1130–1300 AD – najcieplejsze okresy letnie	Moberg i in. 2005; Grinsted i in. 2006
	Svalbard	800–1250 AD – maksimum	Marsz 2009

Cd. tab. 2

Okres przejściowy (<i>transition period</i>)	Hornsund	1300–1600 AD	Majewski i in. 2009
Mała epoka lodowa (Little Ice Age)	Svalbard	1200–1900 AD	Gordiyenko i in. 1980; Svendsen, Mangerud 1997
	S Spitsbergen	1300–1900 AD	Mangerud 1992, 1997; Mangerud, Landvik 2007; Forwick i in. 2010
	Hornsund	1600–1900 AD	Majewski i in. 2009
	Billefjorden	1600–1900 AD	Szczuciński i in. 2009
	Kongsfjorden-Krossfjorden	550–200 BP	Howe i in. 2003
Ocieplenie XX-wieczne (<i>20th warming period</i>)	Spitsbergen, Billefjorden, Kongsfjorden	ok. 1900 AD – obecnie	Svendsen i in. 2002; Plassen =, Vorren 2003; Szczuciński i in. 2009
	Hornsund	ok. 1990 AD – obecnie	Majewski i in. 2009

Źródło: opracowanie własne na podstawie literatury

Source: Authors' own elaboration based on literature

(np. Kłysz i in. 1989ab). Muszle mięczaków występujące w młodszych glinach zwałowych datowano ^{14}C na 9700–8800 lat BP (Kłysz i in. 1989a). Występujące w tym obszarze wały lodowo-morenowe datowano jako starsze niż 8000 lat BP (Gonera, Kasprzak 1989). Nieco inne wyniki otrzymano w rejonie północnego wybrzeża Petuniabukty, gdzie ten epizod glacialny datowano na młodszy niż 6400 lat BP (Borówka 1989). W rejonie północnego Isfjordu zaobserwowano również ograniczony awans lodowca Esmarkbreen około 9500 lat BP (Salvigsen i in. 1990).

Przyczynami tego krótkiego ochłodzenia były zmiany aktywności słonecznej, zwiększenie aktywności wulkanicznej, wewnętrzne mechanizmy sprzężeń zwrotnych w systemie klimatycznym Ziemi oraz duże dostawy słodkiej wody z topniejących łądolodów fennoskandynawskiego, laurentyjskiego oraz grenlandzkiego (Forwick, Vorren 2009).

Optimum klimatyczne holocenu miało swoją kontynuację po tym ochłodzeniu, aż do około 4000–3500 lat BP. Na podstawie zawartości pyłków w osadach jeziornych dowiedziono, że podczas tego interstadialu (maksimum około 5000 lat BP) północne części Svalbardu, a także Wyspa Niedźwiedzia charakteryzowały się znacznym rozwojem roślinności (Svendsen, Mangerud 1992). Na podstawie

taksonów ciepłolubnych mięczaków stwierdzono, że biegunem ciepła na Svalbardzie podczas optimum klimatycznego holocenu był centralny Spitsbergen (Salvigsen i in. 1990; Svendsen, Mangerud 1992). Jednak występowanie materiału pochodzenia terygenicznego przynoszonego przez góry lodowe, tzw. *ice rafted debris* (IRD), który jest obecny we wszystkich utworach holocenijskich w fiordach (np. Van Mijenjorden, Isfjorden), wskazuje, że centralna część wyspy nigdy nie uległa całkowicie deglacjacji podczas tego interglacjału (Hald i in. 2004; Forwick, Vorren 2009).

Dane paleoklimatyczne wskazują na stosunkowo małe kontrasty letnie klimatu (1,5–2,5°C) i znacznie większą wilgotność od współczesnej (Salvigsen 1990; Birks 1991). Dzięki temu mogły się rozwijać podstokowe lodowce kamieniste i moreny niwalne (Birkenmajer 1982; Dzierżek, Nitychoruk 1990). Podobne warunki stwierdzono w północnej części Morza Barentsa, gdzie na podstawie badań otwornic określono najbardziej sprzyjające warunki morskie między 9500–5000 lat BP, z silnym wpływem Atlantyku około 7000–5000 lat BP (Polyak, Solheim 1994; Bauch i in. 2001; Lubinski i in. 2001). Dane z osadów stwierdzonych w odwiercie w jeziorze Linnévatnet (NW Ziemia Nordenskiöld) wskazują na całkowity zanik lodowca Linné między 10 000 i 4400 lat BP (Svendsen, Mangrud 1997). Podobne dowody na brak aktywności lodowcowej we wczesnym i środkowym holocenie otrzymano z badań osadów z dna Billefjordu (Isfjord) (Elverhøi i in. 1995) i Hornsundu (Rudowski, Marsz 1996; Rudowski 1998) oraz z półwyspu Treskelen (Birkenmajer, Łuszczowska 1997; Birkenmajer, Olsson 1997). Może to sugerować, że wysokość linii wieloletnich śniegów była o około 100–150 m wyżej niż obecnie (Svendsen, Mangrud 1997).

ŚRODKOWOHOLOCENSKI EPIZOD GLACIALNY – STADIAŁ REVDALEN

Stopniowe zmiany klimatyczne, postępujące po optimum klimatycznym holocenu, związane były z kolejno następującymi po sobie ochłodzeniami i ociepleniami. Uwidocznił się również wyraźny trend obniżania średnich rocznych temperatur, który osiągnął swoje maksimum w czasie ostatnich około 400 lat podczas zimnego okresu zwanego małą epoką lodową (Bianchi, McCave 1999).

W holocenie wydzielany jest wyraźny okres ochłodzenia około 4000–2000 lat BP (Birks 1991; Svendsen, Mangerud 1997). W rejonie Hornsundu miał on miejsce około 3000–2500 lat BP i nazywany jest stadiąłem Revdalen (np. Karczewski i in. 1981; Kowalewski i in. 1991; Lindner i in. 1986; Lindner, Marks 1991, 1993). Szupryczyński (1968) dla tego okresu proponował nazwę stadiała Magdalenfjorden i jego wystąpienie datował na około 500 lat BC. Rozpoczęcie tego stadiała datowano również na 3000 lat BP (Baranowski 1977b) i 2800 lat

BP (Ahlmann 1953). Na półwyspie Treskelen (Hornsund) był on datowany na okres 3000–2000 lat BP (Lindner i in. 1990). Według nowszych badań w tym samym rejonie, a także na dnie fiordu nie ma wystarczających dowodów na potwierdzenie wystąpienia tego stadiału. Stwierdzono natomiast, że od początku holocenu (9400 lat BP) aż do środkowego okresu subatlantyckiego (1600 lat BP) rejon wewnętrznej części fiordu był wolny od lodu (Birkenmajer, Łuszczowska 1997; Birkenmajer, Olsson 1997). Potwierdziły to również sondowania osadów dennych fiordu Hornsund, gdzie wyraźnie wyznaczono tylko granicę zasięgu lodowców z małej epoki lodowej (Kowalewski i in. 1991; Rudowski, Marsz 1996; Rudowski 1998).

Brak jest jednoznacznych dowodów potwierdzających wspomniany stadiał również w rejonie południowego Bellsundu. Wprawdzie zewnętrzna część dwudzielnej moreny czołowej na przedpolu lodowca Renarda datowana jest przez niektórych badaczy na okres 3500–2000 BP, jednak, zdaniem Redera (1996ab), morena ta mogła powstać nieco później w wyniku szarży lodowca Renarda. Podobną sytuację stwierdzono na obszarze południowego Sørkapp Landu, gdzie wyróżniane awanse stadiałów Grønfjorden i Revdalen, jeśli nawet miały miejsce, to nie przekroczyły zasięgu wałów lodowo-morenowych z małej epoki lodowej (np. Ziąja 1999).

W Van Keulenfjorden stadiał Revdalen trwał w okresie 4700–2000 lat BP (Svendsen, Mangerud 1997; Hald i in. 2004; Kempf i in. 2013). Dalej na północ zachodniego Spitsbergenu czas trwania tego stadiału niewiele się zmieniał. Svendsen i Mangerud (1997) w dolinie Linné stwierdzili około 4400–4000 lat BP ponowne pojawienie się Linnébreen, którego maksimum rozwoju nastąpiło w kilku fazach między 2900–1500 lat BP. Podczas stadiału Revdalen odnotowano awans lodowców m.in. w Billefjorden (Szczuciński i in. 2009), w Bellsundzie (około 3000–2500 lat BP, czyli w fazie subborealnej) (Baranowski 1977a; Pękala i in 2013). W Kaffiøyra, w rejonie lodowców Aavatsmarka i Elizy, stadiał Revdalen miał miejsce 3000–2500 lat BP (Niewiarowski i in. 1993; Grześ i in. 2009). Ze względu na braki w literaturze trudno jest określić, jak długo ten stadiał trwał w innych częściach Svalbardu i czy w ogóle miał miejsce.

Po stadiałach Revdalen pojawia się wyraźna luka w informacji o historii zlodowacenia Svalbardu. Także Marsz (2009) zwraca uwagę na brak informacji odnośnie do warunków termicznych na początku fazy subatlantyckiej. Luka w historii zlodowacenia Svalbardu ciągnie się od końca stadiału Revdalen, aż do średnio-wiecznego optimum klimatycznego.

ŚREDNIOWIECZNE OPTIMUM KLIMATYCZNE

Następny interstadiał przypadł na okres od około VIII do końca XII wieku n.e. i został nazwany średniowiecznym optimum klimatycznym (Medieval Warm Period). Maksimum tego interstadiału w różnych regionach otaczających basen północnego Atlantyku przypadło na okres od około 750 do 1550 AD (np. Baranowski 1977bc; Pękała 1984; Lindner i in. 1986, 1987; Bianchi, McCave 1999). Dla Svalbardu przypadło ono na 800–1250 AD (Marsz 2009). Na przedpolu We-renskioldbreen stwierdzono gliny podścielające osady małej epoki lodowej, które prawdopodobnie związane są z awansem lodowca około 400 AD i 1300 AD (Baranowski, Karlén 1976). W tym okresie znacząco podniosła się średnia temperatura powietrza i nastąpiła recesja lodowców. W SW części Ziemi Wedela Jarlsberga stwierdzono m.in. występowanie flory kopalnej w obrębie pokryw zwietrzelinowych nunataków znacznie wyżej niż obecnie (Pękała 1984). Wskaźnikami ocieplenia dla tego okresu są muszle omułka jadalnego (*Mytilus edulis*) stwierdzone w N części Svalbardu (Salvigsen i in. 2002) oraz otwornice bentosowe opisane w rdzeniach morskich z rejonu Hornsundu (Majewski i in. 2009). Trend ten potwierdzają dane z analiz rdzeni lodowych, np. z pola lodowego Lomonosovfonna (Grinsted i in. 2006). Stwierdzono m.in., że średniowieczne optimum klimatyczne na Svalbardzie prawdopodobnie było cieplejsze niż lata 90. XX wieku, a szczególnie zaznaczyło się to w okresach letnich 1130–1300 AD (Moberg i in. 2005).

MAŁA EPOKA LODOWA

Po zakończeniu średniowiecznego optimum klimatycznego rozpoczęła się mała epoka lodowa (MEL, Little Ice Age), która na Svalbardzie trwała zasadniczo od około 1200 do około 1900 AD (Svendsen, Mangerud 1997). W południowej części Spitsbergenu okres ten datowany jest od 1300 do 1900 AD (Mangerud, Svendsen 1990; Svendsen, Mangerud 1992, 1997; Mangerud, Landvik 2007). Na podstawie badań w rejonie Hornsundu niektórzy autorzy wyróżniają okres przejściowy (1300/1350–1600 AD) między średniowiecznym optimum klimatycznym a MEL (Majewski i in. 2009). Okres ten wiążą oni z długotrwałym procesem ochładzania się klimatu po średniowiecznym ociepleniu. Właściwy stadiał MEL w rejonie Hornsundu przypadł na lata od 1600 do 1900 AD (Majewski i in. 2009). Podobne ramy czasowe dla MEL przyjęto dla Billefjorden (Isfjorden) (Szczuciński i in. 2009). Natomiast w północnej części zachodniego Spitsbergenu (Kongsfjorden i Krossfjorden) okres ten datowano na lata 1450–1750 AD (550–200 BP) (Howe i in. 2003).

W centralno-wschodniej części Spitsbergenu miały miejsce prawdopodobnie dwie fazy rozwoju glacialnego MEL: 1200–1500 AD oraz 1700–1900 AD, co

wynika z badań zmienności w koncentracji $\delta^{18}\text{O}$ w rdzeniu lodowym oraz modelowania lodu w okolicy Plato Lomonosova (Gordiyenko i in. 1980).

Z pomiarów bilansu masy lodowców Brøggerbreen i Lovénbreen w Kongsfjorden Liestøl (1988) zakładał, że maksimum obniżenia wysokości linii wieloletnich śniegów podczas małej epoki lodowej osiągnęło wartość 100 m.

Kulminacja małej epoki lodowej nastąpiła około 1900 roku, kiedy to małe lodowce w zachodniej części Spitsbergenu osiągnęły swoje maksimum (Mangerud, Landvik 2007). Podczas tego okresu lodowce odznaczały się największym zasięgiem od czasów zlodowacenia plejstocenijskiego. Część z nich charakteryzowała się większym zasięgiem niż w późnym wistulianie (Plassen, Vorren 2003). Mała epoka lodowa była najzimniejszym okresem holocenu, co wynika z analiz rdzeni lodowych (Isaksson i in. 2003; Szczuciński i in. 2009).

Dowody na awanse lodowców MEL można znaleźć na przykład w Van Keulenfjorden, gdzie stwierdzono między innymi utwory morenowe lodowca Nathorstbreen, który awansował o około 12 km, po czym wycofał się o 3 km. Był więc wtedy w fazie aktywnej szarży, czego dowodzą zaburzone utwory morenowe po południowej stronie jęzora lodowca. Podobne zachowanie stwierdzono w przypadku położonego nieopodal lodowca Doktorbreen (Ottesen i in. 2008). Identycznie zachowywały się również lodowce NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, np. lodowce Renardbreen i Scottbreen, na przedpolu których występują obecnie formy z wyciśnięcia, spiętrzone moreny czołowe i wały lodowo-morenowe (Zagórski i in. 2012; Rodzik i in. 2013). Swoje maksimum w późnym holocenie osiągnął także w 1870 roku lodowiec von Postbreen, znajdujący się w okolicach Tempelfjorden (Dowdeswell i in. 1995). Innym przykładem aktywności lodowców podczas MEL są lodowce w Kongsfjorden, m.in. Kronebreen, który osiągnął swoje maksimum podczas szarży w 1869 roku (Kehrl i in. 2011), a jego czoło znajdowało się około 11 km dalej od obecnej pozycji (Melvold, Hagen 1998; Svendsen i in. 2002; Kehrl i in. 2011).

XX-WIECZNE OCIEPLENIE I PIERWSZA DEKADA XXI WIEKU

Na obszarze Svalbardu występują lodowce dolinne oraz małe czapy lodowe. Łącznie około 60% powierzchni całego archipelagu zajmują lodowce, w większości typu politermalnego (Hagen i in. 1993). Ponadto wiele spośród występujących tu lodowców jest typu szarżującego w fazie spokoju. Wśród badaczy są podzielone opinie dotyczące ilości lodowców tego typu na Svalbardzie. Niektórzy uważają, że lodowce typu szarżującego stanowią tylko 13% wszystkich lodowców archipelagu (Jiskoot i in. 1998), inni zaś, że aż 90% (Lefauconnier, Hagen 1991).

Jak podają m.in. Głowacki i Jania (2008) obecnie średnie tempo recesji lodowców w fiordzie Hornsund waha się w granicach 20–50 m/rok. Według Błasz-

czyk i in. (2013) z 14 lodowców uchodzących do wód tego fiordu aż 7 było w fazie aktywnej szarży od początku XX wieku.

Także obszar Van Keulenfjorden odznacza się szarżami lodowców w XX i XXI wieku. Do tych lodowców należy m.in. Nathorstbreen w Van Keulenfjorden, który rozpoczął swoją szarżę w 2008 roku i osiągnąwszy w 2010 roku pozycję z roku 1936, przesunął się do przodu łącznie o 11 km (np. Sund i in. 2009). Z 27 lodowców znajdujących się obecnie w Van Keulenfjorden tylko 4 uchodzą bezpośrednio do wód fiordu (*tidewater glaciers*), natomiast aż 11 lodowców to lodowce szarżujące (Hagen i in. 1993; Jiskoot i in. 2000; Sund i in. 2009). Podobnie zachowują się lodowce położone w obrębie NW Ziemi Wedela Jarlsberga. Wszystkie znajdują się obecnie w fazie recesji. Część z nich dopiero niedawno wycofała się na tyle, że straciła połączenie z morzem (Renardbreen). Według szacunków większe lodowce, takie jak Scottbreen i Renardbreen, utraciły około 10–25% swojej powierzchni od czasów MEL, mniejsze zaś 30–50% (Rodzik i in. 2013). Recherhebreen był w fazie aktywnej szarży w 1945 roku, czego dowodem są moreny środkowe powstałe podczas tego wydarzenia (Hagen i in. 1993; Zagórski i in. 2012).

W Billefjorden (część Isfjorden) nie odnotowano żadnej szarży w ostatnim stuleciu (Szczuciński i in. 2009). W Isfjorden znajdują się 23 lodowce, będące w fazie recesji od zakończenia MEL (Rachlewicz i in. 2007; Szczuciński i in. 2009) i najprawdopodobniej tylko dwa z nich mogą być typu szarżującego. Skandsalbreen był w fazie aktywnej szarży w 1930 roku (Hagen i in. 1993; Szczuciński i in. 2009), a Hörbyebreen prawdopodobnie był w fazie aktywnej szarży w drugiej połowie XIX wieku (Gibas i in. 2005; Szczuciński i in. 2009).

Dalej w kierunku północnym także można napotkać obszary cechujące się gwałtownymi zmianami aktywności lodowców. W Kongsfjorden lodowiec Kongsvengen szarżował w latach 1936–1948 AD (Kehrl i in. 2011). Po tej fazie przeszedł w etap stagnacji, a następnie recesji, by w latach 80. XX wieku osiągnąć swoją obecną pozycję (Melvold, Hagen 1998; Kehrl i in. 2011). Z kolei Melvold (1998) zwraca uwagę na szybko przemieszczający się Kronebreen, z prędkością 750 m do 5 km/rok (Melvold, Hagen 1998; Kehrl i in. 2011).

PODSUMOWANIE

W historii zlodowaceń Svalbardu można wyróżnić zasadniczo kilka etapów. Ramy czasowe poszczególnych stadiałów i interstadiałów podano w przybliżeniu ze względu na różnice ich trwania w opisywanych w literaturze rejonach badań. Są to:

A. Koniec plejstocenu – okres późnego vistulianu (29 000–10 000 lat BP):

1) Maksimum ostatniego zlodowacenia (Last Glacial Maximum, LGM) (23 000–15 000 lat BP) – podczas tego okresu lądolód osiągnął swój największy

zasięg, docierając do skłonu zachodniego szelfu kontynentalnego – prawdopodobnie był w tym okresie połączony z lądolodem skandynawskim.

2) Bølling/starszy dryas/Allerød (15 000–12 800 lat BP) – okres dwóch interstadialnych okresów cieplejszych przerwanych krótkim stadialnym ochłodzeniem (starszy dryas) – deglacjacja lądolodu zajmującego Svalbard i Morze Barentsa.

3) Młodszy dryas (12 800–10 000 lat BP) – podczas tego ochłodzenia nastąpił ponowny awans lodowców i pozostałości lądolodu.

B. Holocen (10 000 lat BP – obecnie):

1) Optimum klimatyczne holocenu (10 000–4 000 lat BP) – okres gwałtownego ocieplenia klimatu, w którym nastąpił całkowity zanik lądolodu, a lodowce wycofały się w głąb fiordów. Został on jednak przerwany krótkim ochłodzeniem (ok. 8 800–8 600 lat BP) – wczesnoholoceński epizod glacialny, tzw. stadiał Grønfyorden.

2) Środkowoholoceński epizod glacialny, neoglacjał (Middle Holocene glacial episode), tzw. stadiał Revdalen (4 000–2 500 lat BP) – okres ochłodzenia na Svalbardzie, podczas którego nastąpił awans lodowców.

3) Średniowieczne optimum klimatyczne (Medieval Warm Period) (700–1300 AD) – interstadialne ocieplenie klimatu.

4) Mała epoka lodowa (Little Ice Age, LIA) (1300–1900 AD) – stadiał, podczas którego lodowce osiągnęły maksimum w holocenie, a ich największy zasięg nastąpił pod koniec XIX wieku (1850–1900 AD) – niewykluczone, że awans lodowców niejednokrotnie miał charakter szarży.

5) XX-wieczne ocieplenie (1900–2014 AD) – okres postępującego ocieplenia klimatu, którego efektem jest intensywna recesja lodowców, z pojawiającymi się epizodami szarży.

Obfite dane bibliograficzne, dotyczące stratygrafii glacialnej rejonu Svalbardu, świadczą o dużym zainteresowaniu różnych badaczy tym tematem. Jednocześnie zauważa się postępujące ewoluowanie poglądów, wynikające m.in. ze stosowania nowych technik pomiarowych, a tym samym pozyskiwania nowych danych. Dotyczy to zarówno obszarów lądowych, jak i podmorskich den fiordów i ich przedpola oraz przyległego szelfu kontynentalnego. Niewątpliwie nadal istnieje wiele luk stratygraficznych wymagających uzupełnienia, chociażby w okresie środkowego holocenu. Ślady tych wydarzeń zostały prawdopodobnie zniszczone przez awans lodowców w MEL. Dokładniejsze poznanie przeszłości pozwoli zrozumieć obecnie zachodzące przemiany w środowisku Arktyki oraz dokonać predykcji tych zmian.

LITERATURA

- Ahlmann H.W., 1953: *Glacier variations and climatic fluctuations*. Am. Geogr. Soc., Bowman mem. lect., 3, 1–15.
- Andersen B.G. 1981: *Late Weichselian ice sheets in Eurasia and Greenland*. [in:] Pp. 1–65 in Denton G.H., Hughes, T.J. (ed.): *The last great ice sheets*. John Wiley & Sons, New York.
- Baranowski S., 1977a: *Changes of Spitsbergen glaciation at the end of the Pleistocene and in the Holocene*. *Questiones Geographicae*, 4, 5–27.
- Baranowski S., 1977b: *Result of dating of the fossil tundra in the forefield of Werenskiöldbreen*. *Result of Investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974*, 2, Acta Univ. Wratisl., 387, 31–36.
- Baranowski S., 1977c: *Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regiony*. Acta Univ. Wratisl., 393, 1–157.
- Baranowski S., Karlén W., 1976: *Remnants of Viking age tundra in Spitsbergen and northern Scandinavia*. *Geografiska Annaler*, 58A, 35–49.
- Bauch H.A., Erlenkeuser H., Spielhagen R.F., Struck U. Matthiessen J., Thiede J., Heinemeier J., 2001: *A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr*. *Quaternary Science Reviews*, 20, 659–678.
- Bianchi G.G., McCave I.N., 1999: *Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland*. *Nature*, 397, 515–517.
- Birkenmajer K., 1982: *Talus moraines in South Spitsbergen and comparison with East Greenland*. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Spitsbergen Expeditions IV*, 525, 29–38.
- Birkenmajer K., Łuczowska E., 1997: *Mid-Holocene foraminiferal assemblage from marine shell-bearing moraines at Hornsund, South Spitsbergen*. *Bull. Pol. Ac. Earth Sc., Earth Sciences*, 44, 4, 227–233.
- Birkenmajer K., Olsson I.U., 1997: *Radiocarbon dating of marine bivalve shells from Holocene moraines at inner Hornsund, South Spitsbergen*. *Bull. Pol. Ac. Earth Sc., Earth Sciences*, 45, 1, 59–66.
- Birks H.H., 1991: *Holocene vegetational history and climatic change in west Spitsbergen – plant macrofossils from Skardtjørna, an Arctic lake*. *The Holocene*, 1, 3, 209–218.
- Boulton G. S. 1979: *Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet*. *Boreas*, 8, 1, 31–57.
- Boulton G.S., Baldwin C.T., Peacock J.D., McCabe, A.M., Miller G., Jarvis J., Horsefield B., Worsley P., Eyles N., Chroston P.N., Day T.E., Gibbard P., Hare P.E., Von Brunn V., 1982: *A glacio-isostatic facies model and amino acid stratigraphy for late Quaternary events in Spitsbergen and in the Arctic*. *Nature*, 298, 437–411.
- Błaszczak M., Jania J.A., Kolondra L., 2013: *Fluctuations of tidewater glaciers in Hornsund Fjord (Southern Svalbard) since the beginning of the 20th century*. *Polar Polish Research*, 34, 4, 327–352.
- Borówka M., 1989: *The development and relief of the Petuniabukta tidal flat, central Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 10, 3, 379–384.
- Dowdeswell J.A., Hodgkins R., Nuttall A.M., Hagen J.O., Hamilton G.S., 1995: *Mass balance change as a control on the frequency and occurrence of glacier surges in Svalbard, Norwegian High Arctic*. *Geophysical Research Letters*, 22, 21, 2909–2912.
- Dowdeswell J.A., Elverhøi A., Spielhagen R., 1998: *Glacimarine sedimentary processes and facies on the Polar North Atlantic margins*. *Quaternary Science Reviews*, 17, 243–272.
- Dowdeswell J.A., Elverhøi A., 2002: *The timing of initiation of fast-flowing ice streams during a glacial cycle inferred from glacimarine sedimentation*. *Marine Geology*, 188, 3–14.
- Dowdeswell J.A., Ottesen D., Evans J.Ó., Cofaigh C., Anderson J.B., 2008: *Submarine glacial landforms and rates of ice-stream collapse*. *Geology*, 36, 10, 819–822.

- Dowdeswell J.A., Hogan K.A., Evans J., Noormets R., Cofaigh C.O., Ottesen D., 2010: *Past ice-sheet flow east of Svalbard inferred from streamlined subglacial landforms*. *Geology*, 38, 2, 163–166.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., 1990: *TL age of rock glaciers and nival moraines from the Southern Bellsund Area (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 21–26.
- Elverhøi A., Svendsen J.I., Solheim A., Andersen E.S., Millam J.D., Mangerud J., Hook L.R., 1995: *Late Quaternary sediments yield from the high Arctic Svalbard area*. *Journal of Geology*, 103, 1–17.
- Elverhøi A., Dowdeswell J.A., Funder S., Mangerud J., Stein E., 1998: *Glacial and oceanic history of the polar north Atlantic margins: an overview*. *Quaternary Science Reviews*, 17, 1–10.
- Forman S.L., Mann D.H., Miller G.H., 1987: *Late Weichselian and Holocene relative sea-level history of Brøggerhalvøya, Spitsbergen*. *Quaternary Research*, 27, 1, 41–50.
- Forwick M., Vorren T.O., 2009: *Late Weichselian and Holocene sedimentary environments and ice rafting in Isfjorden, Spitsbergen*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 280, 1–2, 258–274.
- Forwick M., Vorren T.O., Hald M., 2010: *Spatial and temporal influence of glaciers and rivers on the sedimentary environment in Sassenfjorden and Tempelfjorden, Spitsbergen*. Special Publication 344. London: The Geological Society of London, 163–193.
- Gibas J., Rachlewicz G., Szczuciński W., 2005: *Application of DC resistivity soundings and geomorphological surveys in studies of modern Arctic glacier marginal zones, Petuniabukta, Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 26, 239–258.
- Głowacki P., Jania J.A., 2008: *Nature of rapid response of glaciers to climate warming in Southern Spitsbergen, Svalbard*. The First International Symposium on the Arctic Research, Drastic Change under Global Warming, 4–6 November 2008, Miraikan, Tokyo, Japan, 257–260.
- Gonera P., Kasprzak L., 1989: *The main stages of development of glacier margin morphology in the region between Billefjorden and Austfjorden, central Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 10, 3, 419–427.
- Gordiyenko F.G., Kotlyakov V.M., Punning Ya.-M.M., Vaimae R., 1980: *Study of a 200 m core from the Lomonosov Ice Plateau in Spitsbergen and the paleoclimatic implications*. *Polar Geography and Geology*, 5, 242–25.
- Grinsted, A., Moore, J.C., Pohjola, V., Martma, T. and Isaksson, E., 2006: *Svalbard summer melting, continentality, and sea ice extent from the Lomonosovfonna ice core*. *Journal of Geophysical Research*. 111, 10, 1029/2005JD006494.
- Grześ M., Król M., Sobota I., 2009: *Submarine evidence of the Aavatsmark and Dahl Glaciers fluctuations in the Kaffiøyra region, NW Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 30, 2, 143–160.
- Hagen J.O., Liestøl O., Roland E., Jørgensen T., 1993: *Glacier Atlas of Svalbard and Jan Mayen*. *Meddelelser*, 129, E127–E151.
- Hald M., Ebbesen H., Forwick M., Godtliebsen F., Khomenko L., Korsun S., Ringstad Olsen L., Vorren T. O., 2004: *Holocene paleoceanography and glacial history of the West Spitsbergen area, Euro-Arctic margin*. *Quaternary Science Reviews*, 23, 20–22, 2075–2088.
- Hald M., Andersson C., Ebbesen H., Jansen E., Klitgaard-Kristensen D., Risebrobakken B., Salomonsen G.R., Sejrup H.P., Telford R.J., 2007: *Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene*. *Quaternary Science Review*, 26, 3423–3440.
- Hjort C., Mangerud J., Adrielsson L., Bondevik S., Landvik J.Y., Salvigsen O., 1995: *Radiocarbon dated common mussels *Mytilus edulis* from eastern Svalbard – and the Holocene marine climatic optimum*. *Polar Research*, 14, 239–243.
- Howe J.A., S. Moreton C., Morri P. Morris, 2003: *Multibeam bathymetry and the depositional environments of Kongsfjorden and Krossfjorden, western Spitsbergen, Svalbard*. *Polar Research*, 22, 2, 301–316.

- Isaksson E., Hermanson M., Hicks S., Igarashi M., Kamiyama K., Moore J., Motoyama H., Muir D., Pohjola V., Vaikmae R., Van de Wal R.S.W., Watanabe O., 2003: *Ice cores from Svalbard – useful archives of past climate and pollution history*. Physics and Chemistry of the Earth, 28, 1217–1228.
- Ingólfsson Ó., Landvik J., 2013: *The Svalbard – Barents Sea ice-sheet – Historical, current and future perspectives*. Quaternary Science Reviews, 64, 33–60.
- Jakobsson M., Mayer L.A., Coakley B., Dowdeswell J.A., Forbes S., Fridman B., Hodnesdal H., Noormets R., Pedersen R., Rebesco M., Schenke H.-W., Zarayskaya Y., Accettella A.D., Armstrong A., Anderson R.M., Bienhoff P., Camerlenghi A., Church I., Edwards M., Gardner J.V., Hall J.K., Hell B., Hestvik O.B., Kristoffersen Y., Marcussen C., Mohammad R., Mosher D., Nghiem S.V., Pedrosa M.T., Travaglini P.G., Weatherall P., 2012: *The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0*. Geophysical Research Letters, doi: 10.1029/2012GL052219.
- Jessen S.P., Rasmussen T.L., Nielsen T., Solheim A., 2010: *A new Late Weichselian and Holocene marine chronology for the western Svalbard slope 30,000–0 cal. years BP*. Quaternary Science Review, 29, 1301–1312.
- Jiskoot H., Boyle P., Murray T., 1998: *The incidence of glacier surging in Svalbard: Evidence from multivariate statistics*. Computers & Geosciences, 24, 4, 387–399.
- Jiskoot H., Murray T., Boyle P., 2000: *Controls on the distribution of surge-type glaciers in Svalbard*. Journal of Glaciology, 46, 154, 412–422.
- Kaakinen A., Salonen V.P., Kubischta F., Eskola K.O., Oinonen M., 2009: *Weichselian glacial stage in Murchisonfjorden, Nordaustlandet, Svalbard*. Boreas, 38, 4, 718–729.
- Karczewski A., Kostrzewski A., Marks L., 1981: *Late Holocene glacier advances in Revdalen, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 2, 1, 51–61.
- Kehrl L.M., Hawley R.L., Powell R.D., Brigham-Grette J., 2011: *Glacimarine sedimentation processes at Kronebreen and Kongsvegen, Svalbard*. Journal of Glaciology, 57, 205, 1–7.
- Kempf P., Forwick M., Laberg J.S., Vorren T., 2013: *Late Weichselian and Holocene sedimentary palaeoenvironment and glacial activity in the high-arctic van Keulenfjorden, Spitsbergen*. The Holocene, 23, 11, 1607–1618.
- Kłysz P., Lindner L., Marks L., Wysokiński L., 1989a: *Late Pleistocene and Holocene relief modeling in the Ebbadalen-Nordenskiöldbreen region in Olav V Land, central Spitsbergen*. Polar Polish research, 10, 3, 277–301.
- Kłysz P., Lindner L., Marks L., Wysokiński L., 1989b: *Zarys chronostratygrafii młodszej czwartorzędowej w rejonie północnego obramowania Billefjorden (Olav V Land, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 171–177.
- Kowalewski W., Rudowski S., Zalewski M., 1991: *Seismoacoustic studies in Hornsund, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 12, 3, 353–361.
- Lambeck, K., 1995: *Constraints on the Late Weichselian ice sheet over the Barents Sea from observations of raised shorelines*. Quaternary Science Reviews, 14, 1, 1–16.
- Landvik J.Y., Mangerud J., Salvigsen O., 1987: *The Late Weichselian and Holocene shoreline displacement on the west-central coast of Svalbard*. Polar Research, 5, 1, 29–44.
- Landvik, J.Y., Bolstad, M., Lycke, A.K., Mangerud, J., Sejrup, H.P., 1992: *Weichselian stratigraphy and paleoenvironments at Bellsund, western Svalbard*. Boreas, 21, 4, 335–358.
- Landvik J.Y., Hjort C., Mangerud J., Möller P., Salvigsen O., 1995: *The Quaternary record of eastern Svalbard – an overview*. Polar Research, 14, 2, 95–103.
- Landvik J.Y., Bondevik S., Elverhøi A., Fjeldskaar W., Mangerud J., Salvigsen O., Siegert M.J., Svendsen J.I., Vorren, T.O., 1998: *The last glacial maximum of Svalbard and the Barents sea area: ice sheet extent and configuration*. Quaternary Science Reviews, 17, 1–3, 43–75.
- Lefauconnier B., Hagen, J.O., 1991: *Surging and calving glaciers in Eastern Svalbard*. Meddelelser, 116, 130.

- Liestøl O., 1988: *The glaciers in the Kongsfjorden area, Spitsbergen*. Norsk Geografisk Tidsskrift, 42, 231–238.
- Lindner L., Marks L., 1991: *Osady czwartorzędowe Południowego Spitsbergenu*. Przegląd Geologiczny, 29, 2, 61–68.
- Lindner L., Marks L., 1993a: *Middle and Late Quaternary evolution of Spitsbergen against global changes*. Polish Polar Research, 14, 3, 221–241.
- Lindner L., Marks L., 1993b: *Middle and Late Quaternary evolution of the Hornsund Region, South Spitsbergen*. Polish Polar Research, 14, 3, 277–294.
- Lindner L., Marks L., Pękala K., 1986: *Outline of Quaternary Chronostratigraphy of the Northern Hornsund Area, Southern Spitsbergen*. Bull. Pol. Ac. Earth Sc., Earth Science, 34, 4, 427–436.
- Lindner L., Marks L., Pękala K., 1987: *Quaternary chronostratigraphy of South Spitsbergen*. Polar Research, 5, 3, 273–274.
- Lindner L., Marks L., Szczęsny R., 1990: *Quaternary landforms and sediments and morphogenetic evolution of Treskelen-Hyrnefjellet-Kruseryggen area, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 11, 3-4, 389–400.
- Lønne I., 2005: *Faint traces of high Arctic glaciations: an early Holocene ice-front fluctuation in Bolterdalen, Svalbard*. Boreas, 34, 3, 308–323.
- Lubinski D.J., Polyak L., Forman S.L., 2001: *Freshwater and Atlantic water inflows to the deep northern Barents and Kara seas since ca 1314C ka: foraminifera and stable isotopes*. Quaternary Science Reviews, 20, 1851–1879.
- Majewski W., Szczuciński W., Zajączkowski M., 2009: *Interactions of Arctic and Atlantic water-masses and associated environmental changes during the last millennium, Hornsund (SW Svalbard)*. Boreas, 38: 529–544.
- Mangerud J., Svendsen J.I., 1990: *Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitsbergen, Svalbard*. Boreas 19, 249–272.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lønne I., Lycke A. K., Salvigsen O., Sandahl T., Svendsen J.I., 1992: *The last Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard*. Quaternary Research, 38, 1–31.
- Mangerud J., Dokken T., Hebbeln D., Heggen B., Ingólfsson Ó., Landvik J.Y., Mejdahl V., Svendsen J.I., Vorren T.O., 1998: *Fluctuations of the Svalbard-Barents sea ice sheet during the last 150 000 years*. Quaternary Science Reviews, 17, 1-3, 11–42.
- Mangerud J., Landvik J.Y., 2007: *Younger Dryas glaciers in western Spitsbergen: Smaller than during the Little Ice Age*. Boreas, 36, 3, 278–285.
- Marks L., Pękala K., 1986: *New datings of Quaternary sediments from Bogstranda and Treskelodden, southern Spitsbergen*. Bull. Pol. Ac. Earth Sc., Earth Science, 34, 4, 419–425.
- Marsz A., 2009: *Klimat Arktyki w późnym glacjale i holocenie*. Problemy Klimatologii Polarnej, 19, 33–79.
- Melvold K., Hagen J.O., 1998: *Evolution of a surge-type glacier in its quiescent phase: Kongsvegen, Spitsbergen, 1964-95*. Journal Glaciology, 44, 147, 394–404.
- Mercier D., Laffly D., 2005: *Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard)*. [in:] Ch. Harris, J. Murton (ed.): Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost, London: 111–117.
- Miller G.H., Sejrup, H.P., Lehman, S.J., Forman, S.L., 1989: *Glacial history and marine environmental change during the last interglacial-glacial cycle, western Spitsbergen, Svalbard*. Boreas 18, 273–296.
- Moberg, A., Sonechkin, D.M., Holmgren, K., Datsenko, N.M. and Karlenm, W., 2005: *Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data*. Nature, 433, 613–617.
- Niewiarowski W., Pazdur F.M., Sinkiewicz M., 1993: *Glacial and marine episodes on Kaffiøyra (NW Spitsbergen) during the Weichselian (Vistulian) and the Holocene*. Polish Polar Research, 14, 3, 21–34.

- Ojala A.E.K., Salonen V.-P., Moskalik M., Kubischta F., Oinonen M., 2014: *Holocene sedimentary environment of a High-Arctic fjord in Nordaustlandet, Svalbard*. Polish Polar Research, 35, 1, 73–98.
- Ottesen D., Dowdeswell J.A., Benn D.I., Kristensen L., Christiansen H.H., Christensen O., Hansen L., Lebesbye E., Forwick M., Vorren T.O., 2008: *Submarine landforms characteristic of glacier surges in two Spitsbergen fjords*. Quaternary Science Reviews, 27, 15–16, 1583–1599.
- Pękala K., 1984: *Present morphogenetic processes in a periglacial zone of Wedel-Jarlsberg Land, south-western Spitsbergen*. Annales UMCS, sec. B, 39, 147–171.
- Pękala K., Repelewska-Pękłowa J., 1990: *Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fjord and southern Bellsund (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9–20.
- Pękala K., Repelewska-Pękłowa J., Zagórski P., 2013: Quaternary deposits and stratigraphy. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (ed.), Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard), Wydawnictwo UMCS, Lublin, 48–63.
- Plassen L., Vorren T.O., 2003, *Fluid flow feature in fjord-fill deposits, Ullsfjorden, North Norway*, Norwegian Journal of Geology, 83, 1, 37–43.
- Polyak L., Solheim A., 1994: *Late- and post-glacial environments in the northern Barents Sea west of Franz Josef Land*. Polar Research, 13, 2, 197–207.
- Punning Y.M., Surova T.G., Troitsky L.S., Salvigsen O., 1982: *The Holocene glaciation history in Svalbard (Spitsbergen)*, 11th INQUA Congress, Moscow, Abstracts, 1.
- Rachlewicz G., Szczuciński W., Ewertowski M., 2007: *Post-“Little Ice Age” retreat rates of glaciers around Billefjorden in central Spitsbergen, Svalbard*, Polish Polar Research, 28, 159–186.
- Rasmussen T.L., Thomsen E., Ślubowska M., Jessen S., Solheim A., Koç N., 2007: *Paleoceanographic evolution of the SW Svalbard margin (76°N) since 20, 000yr BP*, Quaternary Research, 67, 100–114.
- Rasmussen T.L., Forwick M., Mackensen A., 2012: *Reconstruction of inflow of Atlantic Water to Isfjorden, Svalbard during the Holocene: correlation to the climate and seasonality*, Marine Micropaleontology, 94-95, 80–90.
- Reder J., 1996a: *Evolution of marginal zones during continued glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17, 1–2, 61–84.
- Reder J., 1996b: *The role of subglacial drainage and proglacial outflows in the formation of relief in the marginal zone of Antonia Glacier (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 179–189.
- Rodzik J., Gajek G., Reder J., Zagórski P., 2013: *Quaternary deposits and stratigraphy*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (ed.), Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard), Wydawnictwo UMCS, Lublin, 136–165.
- Rudowski S., Marsz A., 1996: *Cechy rzeźby dna i pokrywy osadowe we współcześnie kształtujących się fiordach na przykładzie Hornsundu (Spitsbergen) oraz Zatoki Admiralicji (Antarktyka Zachodnia)*. Prace Wydziału Nawigacyjnego WSM w Gdyni, 3, 39-81.
- Rudowski S., 1998: *Sedymentacja glacialnomorska fiordów Spitsbergenu*, [w:] A. Kostrzewski [red.], *Rzeźba i osady czwartorzędowe obszarów współczesnego i pleistocenijskiego zlodowacenia półkuli północnej*. Seria Geografia, 58, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, 235–247.
- Salvigsen O., Elgersma A., Hjort C., 1990: *Glacial History and shoreline displacement on Erdmanflya and Bohemanyflya, Spitsbergen, Svalbard*. Polar Research, 8, 2, 261–273.
- Salvigsen O., Formann S.L., Miller G.H., 1992: *Thermophilous molluscs on Svalbard during the Holocene and their paleoclimatic implications*. Polar Research, 11, 1, 1–10.
- Salvigsen O., 2002: *Radiocarbon-dated Mytilus edulis and Modiolus modiolus from northern Svalbard: climatic implications*. Norsk Geografisk Tidsskrift, Norwegian Journal of Geography, 56, 56–61.

- Sigurdardóttir M., 2011: *Dynamics of the Late Weichselian Svalbard-Barents Sea Ice Sheet and its deglaciation based on high-resolution bathymetric mapping and raised beach records*. Masters Theses, Faculty of Civil and Environmental Engineering, University of Iceland, 44.
- Solheim A., 1991: *The depositional environment of surging sub-polar tidewater glaciers: a case study of the morphology, sedimentation and sediment properties in a surge affected marine basin outside Nordaustlandet, Northern Barents Sea*. Skrifter, 194, 99.
- Stankowski W., 1989: *Interaction of marine, glacial and lacustrine processes through morphogenesis of the region between Billefjorden and Austfjorden, central Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10, 3, 411–417.
- Stankowski W., Kasprzak L., Kostrzewski A., Rygielski W., 1989: *An outline of morphogenesis of the region between Hørbødalen and Ebbadalen, Petuniabukta, Billefjorden, central Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10, 3, 267–276.
- Strzelecki M.C., 2011: *Cold shores in warming times – current state and future challenges in High Arctic coastal geomorphological studies*. Quaestiones Geographicae, 30, 3, 103–115.
- Sund M., Eiken T., Hagen J.O., Kaab A., 2009: *Svalbard surge dynamics derived from geometric changes*. Annals of Glaciology, 50, 52, 50–60.
- Svendsen J.I., Mangerud J., 1992: *Paleoclimatic inferences from glacial fluctuations on Svalbard during the last 20 000 years*. Climate Dynamics, 6, 3–4, 213–220.
- Svendsen J.I., Mangerud J., Elverhøi A., Solheim A., Schüttenhelm R.T.E., 1992: *The Late Weichselian glacial maximum on western Spitsbergen inferred from offshore sediment cores*. Marine Geology, 104, 1–17.
- Svendsen J.I., Elverhøi A., Mangerud J., 1996: *The retreat of the Barents Ice Sheet on the western Svalbard margin*. Boreas, 25, 4, 244–256.
- Svendsen, J.I., Mangerud J., 1997: *Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard*. The Holocene, 7, 1, 45–47.
- Svendsen J.I., Beszczynska-Møller A., Hagen J.O., Lefauconnier B., Tverberg V., Gerland S., Ørbæk J.B., Bischof K., Papucci C., Zajaczkowski M., Azzolini R., Bruland O., Wiencke Ch., Winther J.G., Dallmann W., 2002: *The physical environment of Kongsfjorden–Krossfjorden, an Arctic fjord system in Svalbard*. Polar Research, 21, 1, 133–166.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjær K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunnka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R., 2004: *Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia*. Quaternary Science Review, 23, 11–13, 1229–1271.
- Szupryczyński J., 1968: *Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu*. Prace Geograficzne IG PAN, 71, 1–112.
- Szczuciński W., Zajaczkowski M., Scholten M., 2009: *Sediment accumulation rates in subpolar fjords – Impact of post-Little Ice Age glaciers retreat, Billefjorden, Svalbard*. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 85, 3, 345–356
- Ślubowska-Woldengen M., Koc N., Rasmussen T.L., Klitgaard-Kristensen D., Hald M., Jennings A.E., 2008: *Levantine Time-slice reconstructions of ocean circulation changes on the continental shelf in the Nordic and Barents Seas during the last 16,000 cal yr B.P.* Quaternary Science Review, 27, 15–16, 1476–1492.
- Troitsky L., Punning, J.-M., Hütt, G., Rajamäe, R., 1979: *Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen*. Boreas 8, 4, 401–407.
- Werner A. 1993: *Holocene moraine chronology, Spitsbergen, Svalbard: lichenometric evidence for multiple Neoglacial advances in the Arctic*. The Holocene, 3, 2 128–137.

- Wohlfarth B., Lemdahl G., Olsson S., Persson T., Snowball I., Ising J., Jones V., 1995: *Early Holocene environment on Bjørnøya (Svalbard) inferred from multidisciplinary lake sediment studies*. Polar Research, 14, 2, 253–275.
- Wójcik A., Ziaja W. 1993: *Relief and Quaternary of the southern Sørkapp Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 14, 3, 293–308.
- Zagórski P., 2007: *Wpływ lodowców na przekształcenie wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym plejstocenie i holocenie*. Słupskie Prace Geograficzne, 4, 157–169.
- Zagórski P., Siwek K., Gluza A., Bartoszewski S., 2008: *Changes in the extent and geometry of the Scott Glacier, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 29, 2, 163–185.
- Zagórski P., Gajek G., Demczuk P., 2012: *The influence of glacier systems of polar catchments on functioning of the coastal zone (Recherchefjorden, Svalbard)*. Zeitschrift für Geomorphologie, 56, suppl. 1, 101–122.
- Ziaja W., 1999: *Rozwój geosystemów Sørkapplandu, Svalbard*. Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Jagiellońskiego, 343, Wydawnictwo UJ., Kraków.

SUMMARY

The glacial history of the Svalbard archipelago is often a hot topic for researches, but the articles usually refer to a particular piece of Svalbard. The authors of this work studied many scientific articles based on the researches to find and collect this history.

Svalbard archipelago is located in the Arctic, at the edge of the continental shelf of Europe. The end of shelf boundary noted occurrence of ice caps in the past glaciations. In turn, the main elements of the landscape of the archipelago are glaciers that are currently in a recession. Spitsbergen (the biggest island of the archipelago) sets the limit of Pleistocene glaciations, and the current state of glaciers allows determining the place where the recession is intense.

The main aim of the authors in this study is to show this history only from the late Vistulian to the late Holocene (the beginning of 21st century). Interstadials and Stadials start time varies, as their duration in different places, according to various authors. It is very hard to collect all information and describe this history. By knowing the history of glaciation, we can distinguish in the late Vistulian: Last Glacial Maximum (LGM), Bølling/Older Dryas/Allerød and Younger Dryas (YD). LGM was the stadial in which was the maximum extent of ice sheet in late Vistulian. After this period, ice sheet began to retreat from the continental shelf. In turn, YD was the stadial in which the last advance of glaciers took place, about 11 000 years BC. In the Holocene we can distinguish Holocene Climatic Optimum (in the meantime short Cooling Holocene), Revdalen Stadial, Medieval Warm Period, Little Ice Age (LIA) and 20th century warming. The maximum extent of glaciers in Holocene was in LIA. In LIA, the extent of glaciers was bigger than in YD. In 20th century a warming started and continues until now.