

ZMIANY ZASIĘGU CZOŁA I GEOMETRII LODOWCA RENARDA (SPITSBERGEN) NA TLE ZMIAN KLIMATYCZNYCH XX WIEKU

CHANGE OF EXTENT OF FRONT AND GEOMETRY OF THE RENARD GLACIER
(SPITSBERGEN) IN THE BACKGROUND OF CLIMATIC FLUCTUATION IN 20TH CENTURY

Piotr Zagórski¹, Krzysztof Siwek², Andrzej Gluza²

¹ Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin
piotr.zagorski@poczta.umcs.lublin.pl

² Zakład Meteorologii i Klimatologii, Instytut Nauk o Ziemi, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
ul. Kraśnickie 2c, 21-718 Lublin
krzysztof.siwek@poczta.umcs.lublin.pl, andrzej.gluza@poczta.umcs.lublin.pl

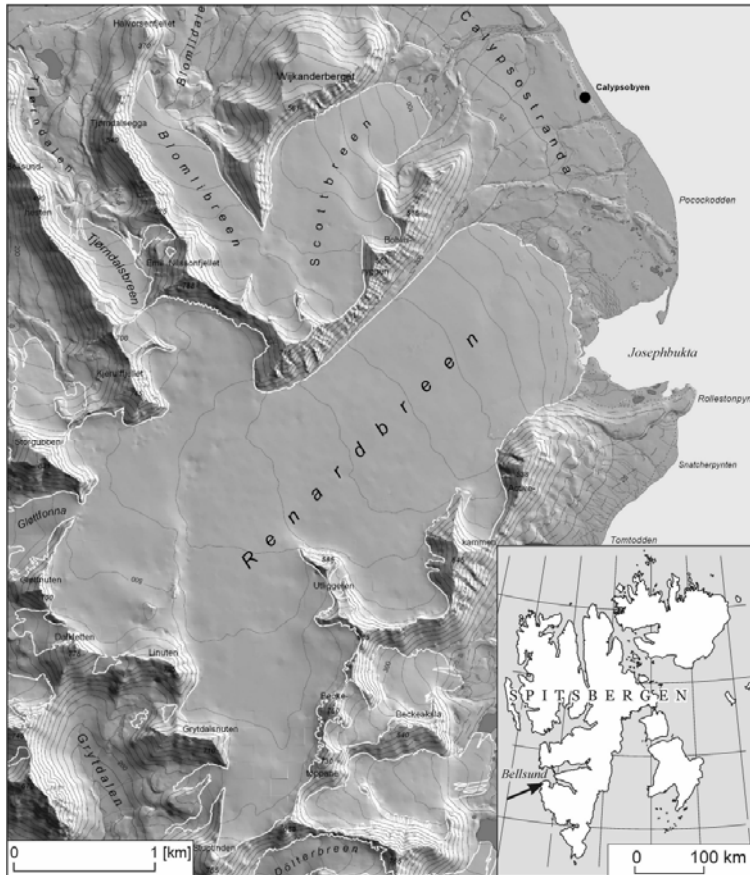
Zarys treści. W artykule scharakteryzowano reakcję lodowca Renarda na zmiany klimatu w XX wieku. Bezpośrednim ich odzwierciedleniem były zmiany: zasięgu czoła oraz geometrii powierzchni. Lodowiec Renarda położony na obszarze NW części Ziemi Wedela Jarsberga jest przykładem lodowca, który od końca Małej Epoki Lodowej podlega nieprzerwanej recesji. Charakteryzowała się ona zróżnicowanym tempem, z okresami przyspieszenia oraz spowolnienia. Przeanalizowano również zmiany geometrii lodowca będące odzwierciedleniem dodatniego lub ujemnego bilansu strefy alimentacyjnej oraz wysokości linii równowagi.

Słowa kluczowe: Spitsbergen, Renard Glacier, geometria lodowca

1. Wstęp

Arktyka jest obszarem, gdzie globalne zmiany klimatyczne są szczególnie wyraźnie dostrzegane (np. Førland Hanssen-Bauer 2003, Styszyńska 2005, Przybylak 2007). Najsilniej zaznaczają się one na lodowcach, które są dobrym wyznacznikiem dynamiki tych zmian. Szybkość reakcji lodowca zależy zarówno od jego wielkości, masy czy rozwinięcia stref alimentacyjnych, jak również od układu i kształtu formy, w której jest rozwinięty oraz rzeźby podłoża. Od wielu lat na Spitsbergenie obserwacje i pomiary lodowców, prowadzone różnymi metodami, potwierdzają ogólny trend recesji związany z ujemnym bilansem masy lodowców i postępującą z różną szybkością ich deglacją (Jania i in. 1984, Hagen i Liestøl 1990, Jania i Hagen 1996, Kolondra i Jania 1998, Lankauf 2002, Bamber i in. 2005, Hagen i in. 2005, Kohler i in. 2007, Rachlewicz i in. 2007). Również w rejonie Bellsundu i działającej od 1986 roku Stacji Polarnej UMCS w Calypsobyen prowadzone były i obecnie są kontynuowane,

systematyczne obserwacje ablacji lodowcowej i pomiary instrumentalne zasięgów lodowców, szczególnie lodowców Scotta i Renarda (Piasecki 1988, Merta i in. 1990, Bartoszewski i in. 2004, Zagórski i Bartoszewski 2004, Reder, Zagórski 2007ab, Zagórski i in. 2008). Celem tej pracy jest przedstawienie zachowania się lodowca Renarda (ryc. 1), jako reakcji na zmiany klimatu, jakie zachodziły na tym obszarze w XX wieku.



Ryc. 1. Lokalizacja terenu badań. Mapa cieniowana opracowana na podstawie cyfrowego modelu terenu, uzyskanego ze zdjęć lotniczych z 1990 roku (Zagórski 2002)

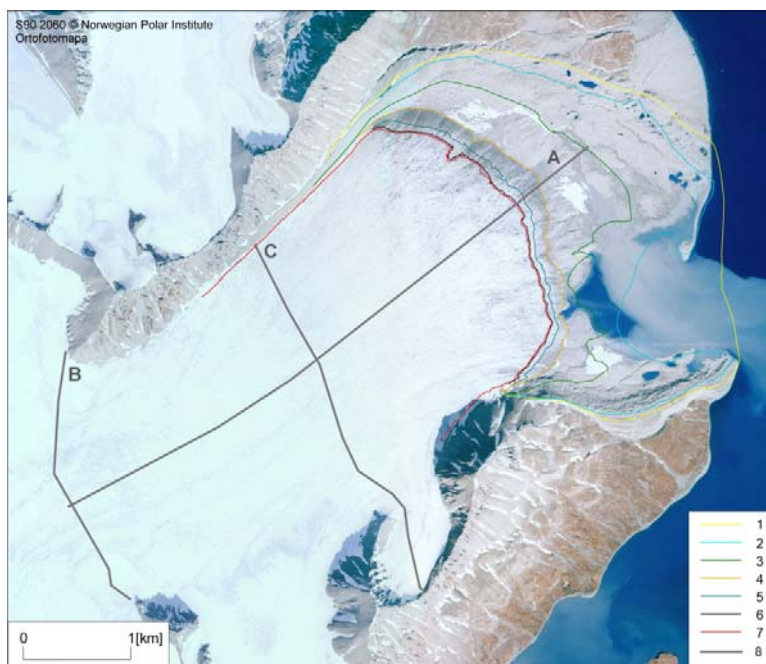
Fig. 1. Location of the study area. The shade map made using the Digital Terrain Model (DTM) obtained from the aerial photograph from 1990 (Zagórski 2002)

2. Metodyka i dane wejściowe

W niniejszym opracowaniu analizie poddano zasięgi lodowca Renarda wyznaczone w oparciu o następujące dane archiwalne oraz pomiary GPS (ryc. 2):

- (1) na koniec XIX wieku – na podstawie danych z obserwacji terenowych (Szczęsny i in. 1989, Reder 1998),

- (2) w 1936 r. – z archiwalnej, norweskiej mapy topograficznej w skali 1:100 000 (B11 Van Keulen-fjorden 1952),
- (3) w 1960 r. – z mapy fotogeologicznej, wykonanej na podstawie pionowych zdjęć lotniczych z 1960 roku (Szczęsny i in. 1989),
- (4) w 1990 r. – z ortofotomapy wykonanej na podstawie pionowych zdjęć lotniczych udostępnionych przez Norweski Instytut Polarny (Zagórski 2005),
- (5) w latach 2000, 2005, 2006 – na podstawie precyzyjnych pomiarów GPS (Leika, Ashtech).



Ryc. 2. Zmiany zasięgu czoła lodowca Renarda i lokalizacja linii przekrojów (ortofotomapa, Zagórski 2005):
 1 – koniec XIX wieku, 2 – 1936, 3 – 1960, 4 – 1990, 5 – 2000, 6 – 2005, 7 – 2006, 8 – linie przekrojów

Fig. 2. Changes of Renard Glacier front and location of line of profiles (orthophotomap, Zagórski 2005):
 1 – end of 19th century, 2 – 1936, 3 – 1960, 4 – 1990, 5 – 2000, 6 – 2005, 7 – 2006, 8 – line of profiles

Bezpośrednie pomiary instrumentalne zasięgu czoła lodowca Renarda rozpoczęto podczas XIV Wyprawy Polarnej UMCS w 2000 roku. Zastosowano wówczas po raz pierwszy odbiorniki Globalnego Systemu Pozycyjnego GPS (Leika SR530 i Ashtech). Tego typu sprzęt wykorzystano również w latach 2005 i 2006. Pomiary precyzyjne prowadzono zgodnie z procedurami obowiązującymi w tego typu obserwacjach, stosując głównie metody różnicowe (*postprocessing*): statyczną i Stop-Go. Uzyskane w trakcie sesji pomiarowych serie danych punktowych zapisano w uniwersalnym dla tego regionu układzie współrzędnych UTM 33 na elipsoidzie WGS 84.

Problemem jaki napotkano w trakcie wyznaczania zasięgu lodowców było określenie granicy między lodowcem (lodem lodowcowym) a moreną, pokrywającą niektóre jego fragmenty. Niejednokrotnie granica lodu lodowcowego przebiega w sposób niemożliwy do jednoznacznego określenia.

Dlatego przyjęto kryterium zwartości pokrywy morenowej, zgodnie z którą za powierzchnię lodowca uznano obszar gdzie był jeszcze widoczny lód lodowcowy (Rachlewicz i in. 2007).

Podstawę dla wszelkich, przeprowadzonych analiz zmian geometrii lodowca Renarda stanowił cyfrowy model terenu oraz ortofotomapa opracowane na podstawie obróbki fotogrametrycznej zdjęć lotniczych z nalotu w 1990 roku (Zagórski 2002, 2005). W oparciu o oprogramowanie GIS (*ArcInfo* i *ArcView*) uzyskane wyniki pomiarów terenowych zestawiono i porównano z danymi archiwalnymi. Dzięki temu możliwe było wykonanie obliczeń średniej recesji dla całej długości czoła lodowca Renarda dla poszczególnych wyróżnionych 5 momentów obserwacyjnych, uwzględniając powierzchnię obszaru odsłoniętego w wyniku deglacji i długość czoła (Zagórski i in. 2008). Uzyskane wyniki dały obraz intensywności recesji lodowca oraz roczny ubytek jego powierzchni (patrz: tabele 1 i 2).

3. Obiekt badań

Lodowiec Renarda położony jest w odległości niespełna kilku kilometrów od Calypsobyen, gdzie od 1986 roku działa stacja polarna Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (ryc. 1). Ma on charakter lodowca dolinnego, wypełniającego dolinę rozciągającą się wzdłuż osi NE-SW. Lodowiec Renarda w 2006 roku zajmował powierzchnię 31.3 km² (tab. 1). Jego długość w osiowej części wynosiła 8.3 km, natomiast szerokość wykazywała dużą zmienność: od 2.5 km w części dolnej do prawie 7-8 km w strefie centralnego pola firnowego (Ff) i jego bocznych odnóg (ryc. 3).

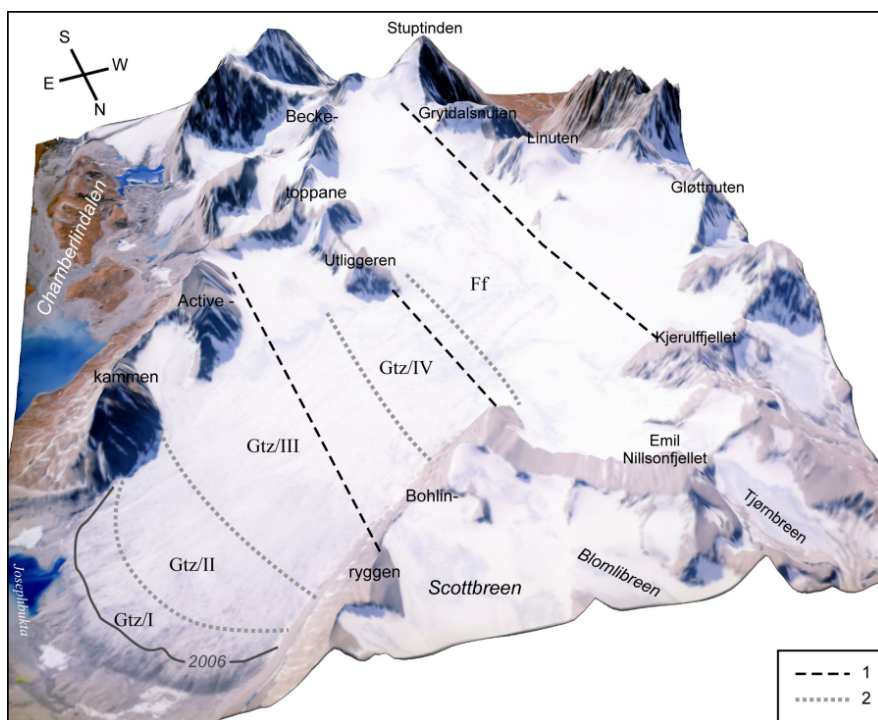
Tabela 1 – Table 1

Zmiany powierzchni lodowca Renarda w odniesieniu do zasięgu pod koniec XIX wieku
Change of Renard Glacier area compared with its extent in the end of 19th century

Rok Year	Powierzchnia Area (km ²)	Ubytek powierzchni od końca XIX wieku Decrease of area since the end of 19 th century	
		(km ²)	(%)
Koniec XIX wieku End of 19 th century	38.0	-	-
1936	36.4	1.6	4.2
1960	33.7	4.3	11.4
1990	32.1	5.9	15.5
2000	31.7	6.4	16.8
2005	31.4	6.6	17.5
2006	31.3	6.7	17.7

W obrębie lodowca można wyróżnić kilka zasadniczych obszarów. Dolną część doliny wypełnia jezior lodowcowy (Gtz), ograniczony od NW przez pasmo Bohlinryggen, a od SE przez pasmo Activekammen, w obrębie którego rozwinęły się dwie doliny zawieszane, obecnie tworzące boczne pola firnowe (ryc. 3). Górną granicę tego obszaru tworzy wyraźne zwężenie (do około 2.2 km) i słabo zaznaczający się w morfologii próg skalny (uwidaczniający się na powierzchni lodowca strefą spękań), związany ze strefą uskokową oraz występowaniem w podłożu odpornych na egzarację zielonych diamiktytów formacji Kapp Lyell (Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004). Strefę alimentacji tworzy rozległe pole firnowe (Ff) o wydłużonym południkowym przebiegu (prawie 8 km) rozciągające się

między szczytami Emil Nilsofjellet i Stuptinden (ryc. 1 i 3). System zasilania lodowca uzupełnia kilka bocznych pól firmowych, na granicy których czytelne są również progi skalne, uwidaczniające się w postaci silnego popękania i uszczelnienia powierzchni lodowca (Zagórski 2005). Taki układ górnej części lodowca i ukształtowanie podłoża podlodowcowego wynika przede wszystkim z budowy geologicznej, związanej z występowaniem rozległej synkliny o osi NNW-SSE (blok Renardbreen) oraz strefami nasunięć i dyslokacji tektonicznych (Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004).



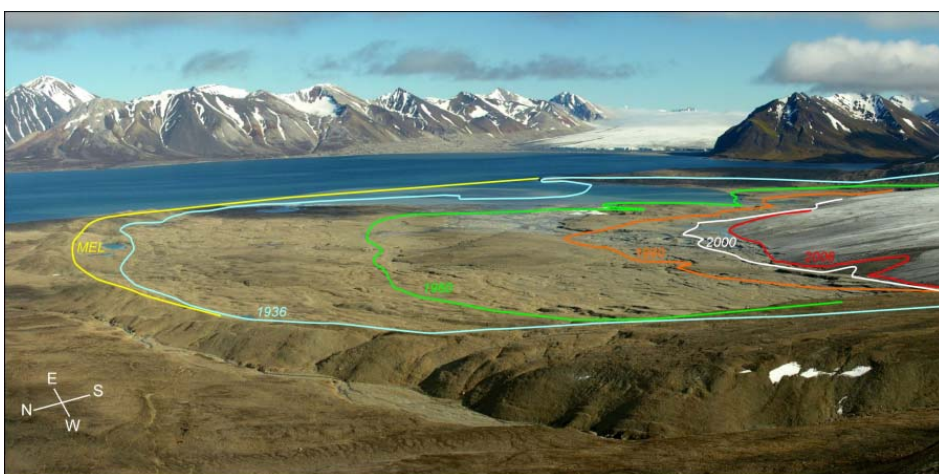
Rys. 3 Przestrzenny model lodowca Renarda na podstawie cyfrowego modelu terenu dla 1990 roku:
 1 – przebieg głównych uskoków (za: Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004),
 2 – granice wydzielonych obszarów; Gtz – jezor lodowcowy, Ff – pole firmowe

Fig 3. Spatial model of the Renard Glacier made on the basis of combined the Digital Terrain Model with aerial photograph from 1990: 1 – mean faults (after Dallmann et al. 1990, Birkenmajer 2004), 2 – the borders of zones; Gtz – glacial tongue, Ff – firn field

Obecnie dolną, niezlodowaoną część doliny tworzy rozległa strefa wewnętrzna zamknięta łukiem kilkudziesięciometrowej moreny czołowej spiętrzonej w formie kilku wałów rozciągających się od podnóży Bohlinryggen po Josephbukę (ryc. 1 i 4). Rozległość i wykształcenie form rzeźby wskazuje na dwojaki charakter recesji. W pierwszym etapie miała miejsce deglacjacja aealna, a od momentu przerzucenia głównego odpływu wód proglacialnych do Josephbukty – deglacjacja frontalna. W efekcie powstało duże bogactwo form i osadów nietypowych dla przedpola wielu lodowców położonych w obrębie NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (np. Dzierżek i in. 1990, Merta 1989, Reder 1996, Reder, Zagórski 2007a).

4. Wyniki

Największe rozmiary lodowiec Renarda osiągnął w okresie swojego maksymalnego rozprzestrzeniania pod koniec XIX wieku (ryc. 2 i 4), kiedy to jego czoło spoczywało na linii wału moreny czołowej ostatecznie uformowanej w czasie Małej Epoki Lodowej (dalej MEL). Wówczas wypełniał on cały dzisiejszy obszar Josephbukty, a jego powierzchnia wynosiła 38 km² (tab. 1). Do roku 1936 na obszarze lądowym nie nastąpiły znaczące zmiany, lodowiec nadal wypełniał całą przestrzeń aż do wału morenowego po jego wewnętrznej stronie. Natomiast znacznej recesji uległa część bezpośrednio uchodząca do fiordu Recherche. W tej strefie cofanie się klifu odbywało się głównie w wyniku funkcjonowania procesów termoabrazji. Cofnięcie się klifu o ponad 1000 m spowodowało odsłonięcie znacznej części dzisiejszej Josephbukty (ryc. 2 i 4, tab. 2).



Rys. 4. Zmiany zasięgu czoła lodowca Renarda (Foto P. Zagórski 2006)

Fig. 4. Changes of the extent of Renard Glacier front (Photo P. Zagórski 2006)

Do 1936 roku istotne zmiany zaszły również w górnej części lodowca, w strefie pól firnowych (Ff), gdzie w wyniku znacznego ocieplenia klimatu po zakończeniu MEL i podniesienia się granicy równowagi doszło do wyraźnego obniżenia powierzchni i niedoboru w akumulacji śnieżnej w stosunku do stanu z początku XX wieku, przy stosunkowo biernej reakcji strefy czołowej (ryc. 6, powyżej strefy GrzIV). Takie wnioski nasuwają się po analizie i porównaniu danych z 1960 i 1990 roku, kiedy to notuje się odwrotną sytuację (Nuth i in. 2007).

W odróżnieniu od poprzedniego okresu, lata 1936-1960 cechowały się znacznie szybszą recesją, szczególnie w części lądowej, nie mającej bezpośredniego kontaktu z wodami fiordu. Recesja ta odbywała się początkowo poprzez deglacjację arealną, a po zmianie kierunku odpływu wód proglacialnych, poprzez frontalne cofanie czoła (Reder 1996). Maksymalnie osiągnęła ona 780 m (33 m/rok), a po południowej stronie zatoki – nawet 1200 m tj. 50 m/rok (ryc. 2 i 4, tab. 2). W tych latach nastąpiło również cofnięcie się lodowego klifu w Josephbukcie o 560 m (23 m/rok) i prawie całkowite jej odsłonięcie. Średnio dla całej długości czoła lodowca (część lądowa i morska) recesja w okresie 1936-1960 wyniosła 306 m, tj. 12 m/rok (ryc. 5, tab. 2).

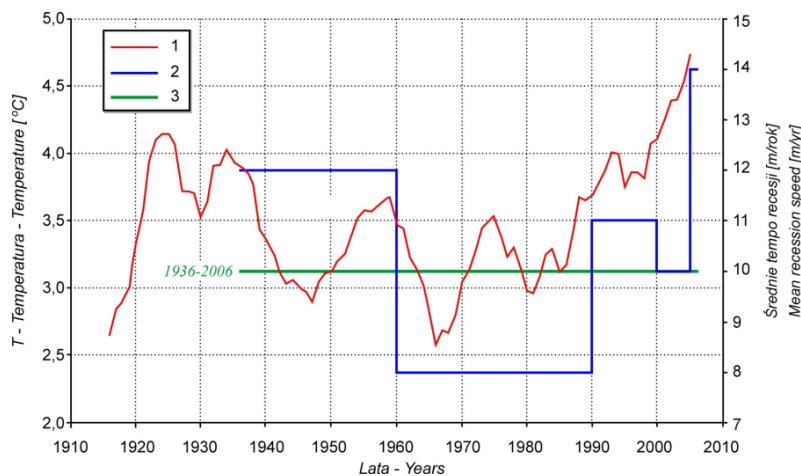
Tabela 2 – Table 2

Ubytek powierzchni lodowca Renarda w przeliczeniu na rok oraz wartości recesji jego czoła w poszczególnych okresach (ryc. 5)

Decrease of Renard Glacier area counted for years as well as values of its glacier front recession in individual periods (Fig. 5)

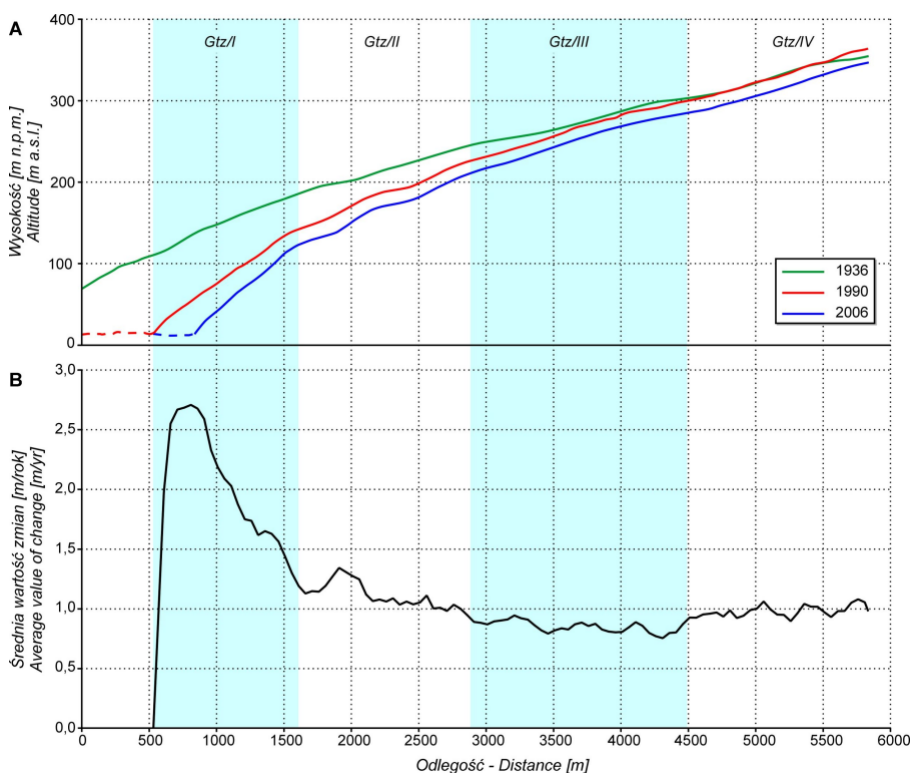
Okres Period	Ubytek powierzchni (m ² /rok) Decrease of area (m ² a ⁻¹)	Średnia recesja czoła lodowca Average recession of front glacier		Maksymalna recesja czoła lodowca Maximum recession of front glacier	
		(m)	(m ² a ⁻¹)	(m)	(m ² a ⁻¹)
Koniec XIX w. – 1936 End of 19 th – 1936	-	190	-	1050 – zatoka 290 – ląd	- -
1936-1960	113 300	306	12	560 – zatoka 780 – ląd N 1200 – ląd S	23 33 50
1960-1990	52 400	231	8	365 – zatoka 720 – ląd	12 24
1990-2000	48 500	112	11	220	22
2000-2005	50 200	50	10	100	20
2005-2006	74 100	14	14	35	35
1936-1990	79 500	270	5	700	13
1990-2006	31 200	160	10	340	21
1936-2006	72 900	713	10	1850	26.5

zatoka – inlet, ląd – land



Ryc. 5. Średnia prędkość recesji czoła lodowca Renarda w poszczególnych okresach na tle średniej temperatury powietrza w okresie od czerwca do września na stacji Svalbard-Lufthavn: 1 – przebieg temperatury wyrównany 5-punktową średnią kroczącą, 2 – średnia prędkość recesji czoła w poszczególnych okresach, 3 – średnia wartość recesji czoła dla okresu 1936-2006

Fig. 5. Average recession rates of Renard Glacier for following periods on the background of average air temperature in periods June-September on Svalbard-Lufthavn station: 1 – course of temperature equalize to 5-point moving average, 2 – average recession rates of Renard Glacier front for following periods, 3 – average recession of front glacier in 1936-2006 period



Ryc. 6. Lodowiec Renarda: A – profile podłużne dla lat 1936, 1990 i 2006 (lokalizacja, ryc. 2), B – porównanie szybkości zmian wysokości powierzchni lodowca wzdłuż profilu A w okresie 1990-2006

Fig. 6. Renard Glacier: A – longitudinal profiles for years 1936, 1990, 2006 (location, Fig. 2), B – comparison of changes of height of Renard Glacier surface along profile A in periods 1990-2006

Do początku lat 90-tych lodowiec Renarda miał bezpośrednie ujście do fiordu w Josephbukcie, a jego czoło tworzyło tam kilkudziesięciometrowy klif lodowy (Szczęsny i in. 1989, Zagórski 2005). W okresie 1960-1990 szybszej recesji podlegała przede wszystkim część lądowa, maksymalnie nawet do 720 m (24 m/rok). Natomiast znacznie wolniej część związana z bezpośrednim ujściem do zatoki – maksymalnie do 450 m, tj. 15 m/rok (ryc. 2, tab. 2). Przyczyny takiej zmiany wiążą się z kierunkami strumieni lodowych, zasilających głównie południową, kończącą się klifem, strefę brzeżną lodowca. Pozbawiona intensywniejszego zasilania część północna (lądowa) podlegała szybszej recesji frontальной. Natomiast w rejonie Josephbukty intensywne tempo abrazji klifu lodowego było rekompensowane przez szybszą dostawę lodu, stąd mniejsze wartości wskaźnika recesji. Średnia wartość recesji dla całej długości czoła lodowca w okresie 1960-1990 wyniosła 231 m tj. 8 m/rok. Jest to wartość niższa niż dla okresu 1936-1960 o 75 m, tj. 4 m/rok. Ten spadek tempa recesji wiązać można z ochłodzeniem klimatu (ryc. 5) jakie wystąpiło w latach 60-tych i na początku lat 70-tych (Førland i Hanssen-Bauer 2003). W tym okresie nastąpiło również wspomniane wcześniej znaczne nadbudowanie strefy alimentacyjnej (Jania i in. 2006, Nuth i in. 2007).

Ostatnia dekada XX oraz początek XXI wieku cechowały się nadal postępującym, szybkim wycofywaniem się czoła lodowca Renarda. Prawie na całej długości miało ono charakter frontalny

z nielicznymi miejscami gdzie fragmenty lodu pokryte moreną ablacyjną przekształcały się w wały lodowo-morenowe (ryc. 2). Istotną rolę, przyspieszającą recesję, odgrywały rzeki i potoki inglacialne, szczególnie po stronie północnej lodowca. W tej części przedpola teren generalnie ma nachylenie w kierunku czoła lodowca. Taka konfiguracja powoduje postępujące przemieszczanie się koryt rzecznych ku strefie czołowej. Obecnie można prześledzić występowanie kilku równoległe przebiegających do siebie martwych koryt, wyznaczających zasięg czoła w poszczególnych latach. Niejednokrotnie rzeki nikały pod lodowcem by następnie pojawić się w postaci wypływów inglacialnych, tworzących formy jaskiń. Płynące wzdłuż czoła lodowca rzeki podmywają lód lodowcowy, który w miejscach występowania szczelin i pęknięć ulega defragmentacji na bryły i bloki lodowe, szybko podlegające wytapianiu się w okresie letnim.

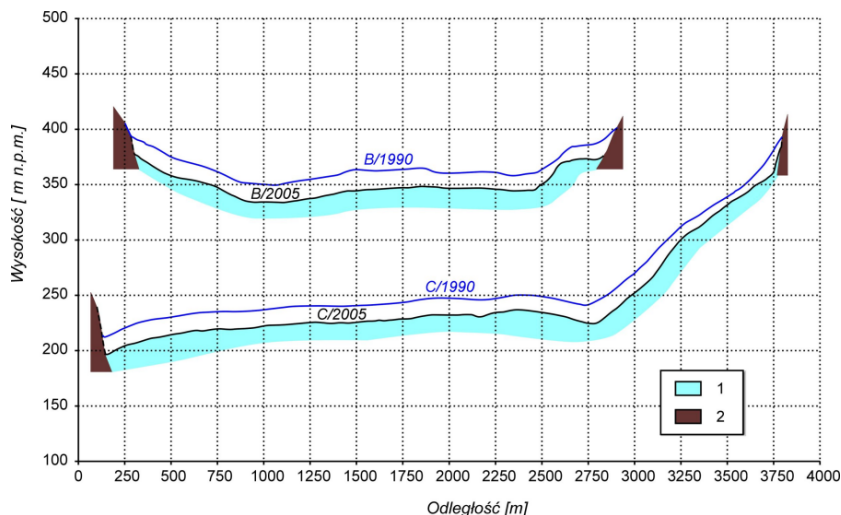
Pomiary zasięgu czoła lodowca Renarda wykonane odbiornikami GPS w latach 2000, 2005 i 2006 wskazują na stosunkowo jednostajną recesję w jego frontalnej części. W pierwszym wydzielonym okresie (1990-2000) średnia jej wartość wynosiła 11 m/rok (maksymalnie 22 m/rok), a w następnym (2000-2005) była nieco wolniejsza i wyniosła 10 m/rok (maksymalnie 20 m/rok) – patrz ryc. 2 i 5 oraz tab. 4. W ostatnim okresie, 2005-2006, wartość średniej recesji osiągnęła 14 m, co przy średniej recesji wynoszącej w latach 1936-2006 10 m/rok, stanowi najwyższą jak do tej pory zanotowaną wartość recesji. Podobny przebieg recesji w pierwszych latach XXI wieku obserwowano również na położonym bardziej na północy, znacznie mniejszym, lodowcu Scotta (Zagórski i in. 2008).

W latach 1990-2006 zaobserwowano na całym obszarze lodowca Renarda obniżanie się jego powierzchni, które może być oszacowane na średnio powyżej 20 m, co wyraźnie świadczy o ujemnym bilansie masy tego lodowca. Cienienie lodowca uwidaczniają wykonane w 2006 roku profile podłużne i poprzeczne, które zestawiono z danymi z cyfrowego modelu terenu dla 1990 roku (ryc. 2, 6, 7). Przyczyną tego zjawiska było podniesienie wysokości linii równowagi, rozgraniczającej obszary alimentacji i ablacji, której położenie uzależnione jest od zimowych opadów śnieżnych lub niższych rocznych sum opadów i temperatury okresu letniego (Lefauconnier i Hagen, 1991). Według Liestøla (1993) w drugiej połowie XX wieku linia równowagi w rejonie lodowca Renarda występowała na wysokości około 300 m n.p.m. Z krzywej hipsograficznej wykonanej na podstawie cyfrowego modelu terenu, uzyskanego w oparciu o zdjęcia lotnicze z 1990 roku, linia równowagi, występowała na 385 m n.p.m. Prowadzone w ostatnich latach systematyczne obserwacje i badania na sąsiednim lodowcu Scotta wskazują na jej występowanie na około 430-420 m n.p.m. (Zagórski i in. 2008). Jest to zgodne z trendem obserwowanym na wielu lodowcach na całym Svalbardzie (Jania i Hagen 1996, Hagen i in. 2003, Sobota 2005).

Obszar jezora (Gtz) lodowca Renarda, o długości prawie 5 km, pozornie tworzy jednolitą strefę ablacyjną. Można jednak wydzielić cztery jego części, różniące się kształtem oraz szybkością wytapiania. Najniższy obszar, do wysokości 120 m n.p.m., tworzy część frontalna (Gtz/I) cechująca się również znacznym nachyleniem, osiagającym w niektórych rejonach powyżej 11°. W okresie od 1990 do 2006 roku obniżenie powierzchni było tutaj największe, dochodzące do 43 m, co w przeliczeniu na rok przekracza 2.7 m (ryc. 3 i 6). Druga strefa (Gtz/II), zawiera się w przedziale od 120 do około 210 m n.p.m. i cechuje się występowaniem nierówności, z obszarami spłaszczeń oraz bardziej nachylonych stoków. Jest to najbardziej urozmaicona część jezora, a postępujące obniżanie coraz bardziej uwydatnia rolę podłoża podlodowego, z progami skalnymi. Modyfikują one przede wszystkim przemieszczanie się mas lodu, skoncentrowanych w kilku strumieniach, które uwidaczniają się w postaci nabrzmiń i stref spēkań. Z analizy profilu podłużnego wynika, że szybszemu wytapianiu w okresie

1990-2006 podlegały strefy spłaszczeń (do 21 m; 1.3 m/rok), zwłaszcza u podnóży zarysowujących się w morfologii progów skalnych (ryc. 3 i 6).

Powyżej omawianej strefy, do wysokości około 290 m n.p.m., rozciąga się kolejny obszar (Gtz/III), który ma charakter wyrównanej rozległej powierzchni o nachyleniu nie przekraczającym 3° (ryc. 3 i 6). Łód nałożony tworzy tutaj charakterystyczne, równoległe układające się, pasy grzbietów i obniżeń, w kształcie bruzd, którymi spływają niewielki potoki supraglacialne, poprzecinane skośnie spękaniem i szczelinami. Ta część jezora lodowca Renarda wykazuje również najniższe obniżenie w skali ostatnich 16 lat, wynoszące 13.5 m co odpowiada około 0.8 m/rok (ryc. 6).



Ryc. 7. Profile poprzeczne przez lodowiec Renarda dla lat 1990 i 2006 (lokalizacja, ryc. 2):
1 – lodowiec, 2 – podłoże mineralne

Fig. 7. Transverse profiles across Renard Glacier in years 1990 and 2006 (location, Fig. 2).
1 – glacier, 2 – mineral basis

W profilu poprzecznym lodowiec Renarda przyjmuje typowy dla jezora wypukły kształt (ryc. 7 – profil C). Od strony północno-zachodniej jezora lodowcowy przechodzi w wał lodowo-morenowy przylegający do zboczy Bohlinryggen, a jego granica podkreślona jest również przez głęboko wcinającą się dolinę rzeki supraglacialnej. W strefie progów skalnych (Gtz/II) rzeka ta wpływa pod wał lodowo-morenowy by pojawić się w strefie czołowej lodowca. Podobna sytuacja występuje po drugiej stronie jezora, u podnóży Activekammen. Akumulowany przed 1990 rokiem na powierzchni lodowca materiał pochodzący z wietrzenia zboczy, spowodował zahamowanie ablacji lodowca w jego brzeżnej części. Szybsze wytapianie się lodowca nie pokrytego materiałem spowodowało wytworzenie się kilku form w kształcie kilkudziesięciometrowej wysokości półek lodowych nadbudowanych materiałem wietrzeniowym.

Najwyżej położona część jezora lodowca Renarda związana jest już ze strefą rygla skalnego o założeniach strukturalnych. Jednak w morfologii powierzchni lodowca nie ma on wyraźnego odzwierciedlenia, o jego istnieniu świadczy jedynie zwężenie (do 2.2 km) jezora oraz uszczelinienie lodu (ryc.

1 i 3). Rygiel ten zaznacza się w nieco wyższych wartościach obniżania powierzchni lodu w jego rejonie, dochodzących w latach 1990-2006 do średnio około 15.5 m, co daje 1 m/rok (ryc. 6). W profilu poprzecznym, wykonanym w najwęższym miejscu, pojawia się bardziej złożony obraz powierzchni lodowca (ryc. 7 – profil B). Zarówno w 1990 jak i 2006 roku, zaznacza się wyraźnie centralna, wypukła część jezora oraz dwa obniżenia, przechodzące w lekko pochylone progi skalne pokryte lodem lodowcowym. Ewidentnie również i ta część lodowca w okresie ostatnich 16 lat uległa znacznemu obniżeniu. Podobnie zachowała się górna część lodowca – jego pole firmowe (Ff) – gdzie obniżenie powierzchni lodu oszacować można na od 15 do 20 m. Potwierdziły to, wykonane w 2006 roku sondażowo punktowe pomiary GPS, porównane z cyfrowym modelem terenu dla 1990 roku.

5. Podsumowanie

Postępująca od końca Małej Epoki Lodowej, praktycznie nieprzerwana, recesja Lodowca Renarda cechowała się zróżnicowanym tempem, z okresami przyspieszenia w latach 1936-1960 i od końca lat 90-tych XX wieku do chwili obecnej oraz spowolnienia w latach 1960-1990 i 2000-2005. Tego typu zmiany w szybkości recesji czoła wynikały z reakcji lodowca (z pewnym opóźnieniem) na zmiany klimatyczne zachodzące w XX wieku.

Istotną rolę w recesji lodowca Renarda na początku XX wieku (do 1936 roku) odgrywał jego częściowy kontakt z wodami fiordu Recherche w rejonie Josephbukty. W tej strefie cofanie się klifu lodowego odbywało się głównie poprzez termoabrazję.

Następujące szybkie ocieplenie klimatu na początku XX wieku (tzw. "ocieplenie lat 30-tych") oraz na przełomie XX i XXI wieku (tzw. "współczesne ocieplenie Arktyki") spowodowały przyspieszenie redukcji powierzchni i grubość lodowca, natomiast ochłodzenie lat 60-tych XX wieku przyczyniło się do znacznego nadbudowania jego powierzchni, szczególnie obszarów alimentacyjnych.

Znaczna redukcja masy lodowca Renarda w strefie alimentacyjnej zanotowana w latach 30-tych ubiegłego wieku oraz znaczny jej przyrost do lat 90-tych XX wieku, nie wpłynęły na tempo recesji, a jedynie na zmiany geometrii lodowca w profilach podłużnych i poprzecznych.

Literatura

- B11 Van Keulenfjorden, 1952. Topografisk kart over Svalbard blad B11 Keulenfjorden, scale 1:100 000. Norsk Polarinstitutt.
- Bamber J.L., Krabill W., Raper V., Dowdeswell J.A., Oerlemans J., 2005. Elevation changes measured on Svalbard glaciers and ice caps from airborne LIDAR data. *Annals of Glaciology*, 42: 202-208.
- Bartoszewski S., Gluza A., Siwek K., 2004. Ablacja lodowcowa i odpływ rzeki Scotta (Spitsbergen) w sezonie letnim 2001. *Polish Polar Studies. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne*, Gdynia: 29-38.
- Birkenmajer K., 2004. Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south of Bellsund, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 25 (1): 3-26.
- Dallmann W.K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjørnerud M.G., Hauser E.C., Maher H.D., Craddock C., 1990. Geological Map Svalbard, 1:100,000: B11G Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitutt, Temakart, 15: 1-58 (+ mapa).
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Rzętkowska A., 1990. Geological-geomorphological analysis and ¹⁴C dating of submarine organogenic deposits within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. *Polar Research*, 8 (2): 275-281.

- Førland E.J., Hanssen-Bauer I., 2003. Past and future climate variations in the Norwegian Arctic: overview and novel analyses. *Polar Research*, 22 (2): 113-124.
- Hagen J. O., Liestøl O., 1990. Long term mass balance investigations in Svalbard 1950-88. *Annals of Glaciology*, 14: 102-106.
- Hagen J.O., Melvold K., Pinglot J.F., Dowdeswell J.A., 2003. On the net mass balance of the glaciers and ice caps in Svalbard, Norwegian Arctic. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 35 (2): 264–270.
- Hagen J.O., Eiken T., Kohler J., Melvold K., 2005. Geometry changes on Svalbard glaciers -mass balance or dynamic response? *Annals of Glaciology*, 42: 255-261.
- Jania J., Hagen J.O., 1996. Mass balance of Arctic Glaciers. *IASC Raport*, 5: 1-62.
- Jania J., Lipert C., Mechliński Z., 1984. The ice masse loss in the front zone of the Werenskiöld Glacier from 1957 to 1978 determined using terrestrial photogrammetry. *Polish Polar Research*, 5 (3-4): 207-216.
- Jania J., Grabiec M., Gajek G., Kolondra L., Głowacki P., Puczek D., 2006. Changes in the topography of selected glaciers in southern Spitsbergen in the light of the GPS survey in 2005. [w:] *The Mass Budget of Arctic Glaciers, Extended abstracts, Workshop and GLACIODYN Planning Meeting, IASC Working Group on Arctic Glaciology*: 54-59.
- Kohler J., James T.D., Murray T., Nuth C., Brandt O., Barrand N.E., Aas H.F., Luckman A., 2007. Acceleration in thinning rate on western Svalbard glaciers. *Geophysical Research Letters*, 34: L18502, doi:10.1029/2007GL030681.
- Kolondra L., Jania J., 1998. Changes of longitudinal profiles of large glaciers in Southern Spitsbergen based on the airborne laser altimetry. *Polish Polar Studies. 25th International Polar Symposium, Warszawa*: 273-277.
- Lankauf K.R., 2002. Recesja lodowców rejonu Kaffiøyry (Ziemi Oskara II - Spitsbergen) w XX wieku. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN*, 189: 221 s.
- Lefauconnier B., Hagen J.O., 1991. Surging and calving glaciers in eastern Svalbard. *Norsk Polarinstitut Meddelelser*, No. 116, 130 s.
- Liestøl O., 1993. Satellite image atlas of the world. *Glaciers of Europe: Glaciers of Svalbard, Norway*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386-E-5: 127–151.
- Merta T., 1989. Sedimentation of fluted moraine in forefield of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 10 (1): 3-29.
- Nuth C., Kohler J., Aas H.F., Brandt O., Hagen O., 2007. Glacier geometry and elevation changes on Svalbard (1936-90): a baseline dataset. *Annals of Glaciology*, 46: 106-116.
- Piasecki J., 1998. Przebieg ablacji i strefy ablacyjne lodowców Scotta i Renarda (Zachodni Spitsbergen) w sezonie ablacyjnym 1987 r. *Wyprawy Geograficzne UMCS na Spitsbergen 1986-1988*. Lublin: 77-91.
- Przybylak R., 2007. Współczesne zmiany klimatu w Arktyce. [w:] A. Styszyńska, A. Marsz (red.), *Zmiany klimatyczne w Arktyce i Antarktyce w ostatnim pięćdziesięcioleciu XX wieku i ich implikacje środowiskowe*, Akademia Morska, Gdynia: 93-110.
- 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 (3): 159-186.
- Reder J., 1996. Evolution of marginal zones during continued glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 17 (1-2): 61-84.
- Reder J., 1998. Holocenińska morfogeneza stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). *Rozprawa Doktorska. Zakład Geomorfologii. Wydział BiNoZ UMCS*. Lublin.
- Reder J., Zagórski P., 2007a. Recession and development of marginal zone of the Renard Glacier. *Landform Analysis*, 5: 163-167.

- Reder J., Zagórski P., 2007b. Recession and development of marginal zone of the Scott Glacier. *Landform Analysis*, 5: 175-178.
- Sobota I., 2005. Struktura bilansu masy lodowców Kaffiøyry na tle lodowców Svalbardu. [w:] M. Grześ, I. Sobota (red.) *Kaffiøyra, Zarys środowiska geograficznego Kaffiøyry (NW Spitsbergen)*. Toruń: 43–60.
- Styszyńska A., 2005. Przyczyny i mechanizmy współczesnego (1982–2002) ocieplenia atlantyckiej Arktyki. *Akademia Morska, Gdynia*: 109 s.
- Szczęsny R., Dzierżek J., Harasimiuk M., Nitychoruk J., Pękala K., Repelewska-Pękalowa J., 1989. Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1:10 000). *Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa*.
- Zagórski P., 2002. Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). *Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin*.
- Zagórski P., 2005. NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Norway). [w:] K. Pękala i H.F. Aas (red.) *Orthophotomap 1:25000*. Lublin.
- Zagórski P., Bartoszewski S., 2004. Próba oceny recesji lodowca Scotta w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS. *Polish Polar Studies. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia*: 415-424.
- 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.

Summary

Spitsbergen glaciers react rapidly to the changes in the polar environment. The evidence for that are changes in the extent of fronts and surface geometry. The Renard Glacier, which is situated in the NW part of Wedel Jarlsberg Land, is an example of the glacier that has undergone continuous recession since the Little Ice Age (LIA). The largest size of the Renard Glacier was reached at the end of XIX century (end of LIA) - 38 km², but in 2006 its area decreased to 31.3 km² (17.7%).

Recession of the Renard Glacier has been characterised by diverse speed, two periods of acceleration: first in 1936-1960 and second since 1990s till now and two periods of slow down in 1960-1990 and 2000-2005. Such types of changes in speed of recession of glacier front were the results from the glacier reaction (with certain delay) to XX century climate changes. The fastest recession has been noted for period 2005-2006: it is 14 ma⁻¹, when the multi-annuals mean for 1936-2006 is 10 ma⁻¹. Following quick climate warming at the beginning of XX century and at the turn of XX and XXI century accelerated reduction of both surface and thickness of glacier while colder weather of 1960s made certain build-up of its surfaces, especially alimentation areas. The reason for that phenomenon was changeable height of equilibrium line which oscillated between 300 and 430 m a.s.l.