

dr Piotr Jan Zagórski

AUTOREFERAT

*Morfogenetyczne i morfodynamiczne uwarunkowania rozwoju wybrzeża
NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)
w późnym vistulianie i w holocenie*



Lublin 2014

Piotr Zagórski

Dane osobowe:

1. Imię i nazwisko: **Piotr Jan Zagórski**

2. Posiadane stopnie naukowe:

- magistra – 1994 - UMCS, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, Instytut Nauk o Ziemi, Zakład Geomorfologii, specjalność: geomorfologia i paleogeografia czwartorzędu;
- doktora Nauk o Ziemi w zakresie geografii – 2003 - UMCS, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, specjalność: geomorfologia, rozprawa doktorska na temat „*Rozwój rzeźby litoralnej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*”, promotor: prof. dr hab. Kazimierz Pękała; recenzenci: prof. dr hab. Marian Harasimiuk (UMCS Lublin), prof. dr hab. Stanisław Rudowski (Uniw. Gdański).

3. Informacje o zatrudnieniu:

Zakład Geomorfologii, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (do roku 2011 – jako Instytut Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie):

- 1994 - 1995 – stanowisko: starszy referent techniczny
- 1995 - 2004 – stanowisko: asystent naukowo-dydaktyczny
- 2004 - ... stanowisko: adiunkt

4. Wykaz opublikowanych prac naukowych lub twórczych prac zawodowych oraz informacja o osiągnięciach dydaktycznych, współpracy naukowej i popularyzacji nauki

I. Wykaz publikacji stanowiących osiągnięcie naukowe, o którym mowa w art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz.U., nr 65 poz.595, ze zm.)

A) Jako osiągnięcie naukowe przedstawiam jednotematyczny cykl siedmiu publikacji pod zbiorczym tytułem:

**Morfogenetyczne i morfodynamiczne uwarunkowania rozwoju wybrzeża
NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym vistulianie i w holocenie**

Wprowadzenie

Wybrzeża polarne odznaczają się wyjątkową wrażliwością na globalne oraz regionalne zmiany klimatyczne. Dynamicznie zachodzi tu interakcja: ląd – morze. Rozpoznanie mechanizmów rozwoju tych wybrzeży ma fundamentalne znaczenia dla określenia ich ewolucji, zwłaszcza w warunkach postglacjalnych zmian w środowisku polarnym. Głównymi celami w przedstawionym jednotematycznym cyklu siedmiu publikacji było: określenie wpływu różnych czynników morfogenetycznych oraz uchwycenie tendencji zmian/dynamiki w procesie rzeźbotwórczym wybrzeży w okresach późnego vistulianu (*Weichselian*) i w holocenu. Wybrano 7 opracowań, których teść charakteryzuje poszczególne czynniki morfogenetyczne wpływające bezpośrednio na kształtowanie strefy brzegowej:

- uwarunkowania tektoniczno-litologiczne (glacjoizostazja) – publikacja: 1;
- procesy glacialne (lodowce) – publikacje: 1, 2, 3, 6;
- procesy fluwioglacialne i fluwialne (dostawa materiału terygenicznego) – publikacje: 3, 6;
- zjawiska lodowe (poligenetyczny lód brzegowy, lód morski) – publikacja: 4, 5;
- procesy morskie (falowanie, pływy, prądy wzdłuż brzegowe) – publikacje: 5, 6;

Publikacja 7 ma charakter podsumowania i próbę syntetycznego ujęcia morfogenezy i morfodynamiki wybrzeży polarnych na przykładzie południowego obramowania Bellsundu.

Projekt badawczy (habilitacyjny) MNiSW N N 306 703840; „*Morfogenetyczne i morfodynamiczne uwarunkowania rozwoju wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym vistulianie i w holocenie*”.

B) Publikacje wchodzące w skład osiągnięcia naukowego:

1. Zagórski P., 2007: Wpływ lodowców na przekształcenie wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym plejstocenie i holocenie. *Słupskie Prace Geograficzne*, 4, Słupsk, 157-169.

brak w bazie JCR

Ocena wpływu lodowców na kształtowanie strefy brzegowej w okresach późnego wistulianu i holocenu. Zwrócono uwagę na rolę lodowców: bezpośrednią (niszczącą, przekształcającą i akumulującą) oraz pośrednią (glacjoizostazja, dostawa materiału terygenicznego przy współudziale m.in. procesów fluwialnych).

Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%.

2. 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.

IF (w roku 2008) = 0,778

Szczegółowo omówiono zmiany zasięgu czoła i geometrii lodowca Scotta w ostatnich kilkudziesięciu latach. Lodowiec ten jest obecnie głównym źródłem wód proglacialnych, a w konsekwencji największym dostawcą materiału terygenicznego do strefy brzegowej Calypsostrandy.

Mój wkład w powstanie tej pracy polegał na opracowaniu koncepcji, zebraniu dostępnych danych archiwalnych i terenowych, zestawieniu i opracowaniu tych danych w oparciu o oprogramowanie GIS, obróbkę graficzną, interpretacji wyników i przygotowaniu wniosków, napisaniu 90% tekstu i ustosunkowaniu się do recenzji. Mój udział procentowy szacuję na 65 %.

3. Zagórski P., Bartoszewski S., Chmiel S., Gluza A., Siwek K., Superson J., 2008: Monitoring of the Scottelva Catchment (The NW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen). *Quaestiones Geographicae*, 27A, 2, 115-129.

AIF (w roku 2008) = 0,5

Kompleksowo przedstawiono funkcjonowanie zlodowaconej zlewni Rzeki Scotta (Scottelva), odgrywającej główną rolę w procesie dostawy materiału do strefy brzegowej Calypsostrandy. Opisano metodykę prowadzenia badań monitoringowych oraz omówiono wyniki badań meteorologicznych, hydrologicznych i geomorfologicznych.

Mój wkład w powstanie tej pracy polegał na opracowaniu koncepcji, zebraniu dostępnych danych archiwalnych i terenowych, zestawieniu i opracowaniu tych danych w oparciu o oprogramowanie GIS, obróbkę graficzną, interpretacji wyników i przygotowaniu wniosków, napisaniu 50% tekstu i ustosunkowaniu się do recenzji. Mój udział procentowy szacuję na 55 %.

4. Rodzik J., Zagórski P., 2009: Shore ice and its influence on development of the shores of south-western Spitsbergen. *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 38, suppl. 1, 163-180.

IF (w roku 2009) = 0,622

Omówiono warunki i etapy powstawania poligenetycznego lodu brzegowego (czynnik lodowy) oraz jego degradacji. Zwrócono uwagę na jego ważną rolę w kształtowaniu strefy brzegowej na przykładzie rejonów Hornsundu i Bellsundu.

Mój wkład w powstanie tej pracy polegał na opracowaniu koncepcji, zebraniu dostępnych danych archiwalnych i terenowych, obróbkę kartograficzną i graficzną, napisaniu 50% tekstu oraz ustosunkowaniu się do recenzji. Mój udział procentowy szacuję na 50 %.

5. Zagórski P., 2011: The shoreline dynamic of Calypsostranda (NW Wedel Jarlsberg Land, Svalbard) during the last century. *Polish Polar Research*, 32, 1, 67-99.

IF (w roku 2011) = 0,875

Wykonano analizy jakościowe i ilościowe zmian strefy brzegowej na przykładzie wybrzeża akumulacyjnego Calypsostrandy dla okresu 1936-2007. Szczegółowo omówiono wpływ czynników: morskich, fluwialnych, lodowych. Określono źródła dostawy materiału do strefy brzegowej oraz kierunki transportu wzdłuż brzegowego rumowiska. Zaproponowano metodykę opracowywania materiałów archiwalnych oraz danych terenowych.

Mój wkład w powstanie tej pracy był pełny = 100%.

6. 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.

IF (w roku 2012) = 0,821

Omówiono procesy geomorfologiczne zachodzące w obrębie zlewni glacialnych oraz ich wpływ na kształtowanie wybrzeży fiordu Recherche, poczynając od maksimum małej epoki lodowej do współczesności. Scharakteryzowano bezpośrednie i pośrednie oddziaływanie lodowców zwłaszcza w kontekście tworzenia się, w wyniku deglacjacji, nowych wybrzeży mineralnych oraz zmian w charakterze i ilości dostarczanego do strefy brzegowej materiału. Zwrócono uwagę na rolę procesów morskich w kontekście redystrybucji tego materiału wzdłuż strefy brzegowej.

Mój wkład w powstanie tej pracy polegał na opracowaniu koncepcji, zebraniu dostępnych danych archiwalnych i terenowych, obróbce kartograficznej i graficznej, interpretacji wyników i przygotowaniu wniosków, napisaniu 90% tekstu oraz ustosunkowaniu się do recenzji. Mój udział procentowy szacuję na 80 %.

7. Zagórski P., Rodzik J., Strzelecki M.C., 2013: Coastal geomorphology. (In:) P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), „*Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*”, Wydawnictwo UMCS, Lublin, 212-245.

brak w bazie JCR

Praca ma charakter podsumowujący wyniki badań prezentowany w/w publikacjach.

Mój wkład w powstanie tej pracy polegał na opracowaniu koncepcji, zebraniu danych archiwalnych i terenowych, obróbce graficznej, interpretacji wyników i przygotowaniu wniosków, napisaniu 70% tekstu oraz ustosunkowaniu się do recenzji. Mój udział procentowy szacuję na 60 %.

Tekst autoreferatu uzupełniono o **13 rycin i tabelę**. Były one publikowane w wyżej wymienionych artykułach. Dla potrzeb niniejszego opracowania ich treść została nieco zmieniona i uzupełniona w oparciu o najnowsze dane, uzyskane w trakcie realizacji projektu badawczego (habilitacyjnego) MNiSW NN 306 703840. Są one kluczowe dla omówienia mojego dorobku związanego z tematem rozprawy habilitacyjnej.



C) Omówienie celu naukowego ww. prac i osiągniętych wyników wraz z omówieniem ich ewentualnego wykorzystania

C. 1. Wprowadzenie

Funkcjonowanie wybrzeży polarnych jest odzwierciedleniem niezwykle dynamicznych zmian zachodzących w obszarach Arktyki, uwarunkowanych w sposób pośredni i bezpośredni zmianami klimatu. Niezwykle ważna jest reakcja tych wybrzeży na oddziaływanie systemów glacialnych, zmieniającą się ilość osadów dostarczanych i rozprowadzanych wzdłuż strefy brzegowej jak również na działanie otwartych akwenów wodnych (lodów dryftowych), przy nadrzędnej roli procesów morskich. W opublikowanym w 2011 roku opracowaniu „*The State of Arctic Coast 2010 Report*” (Forbes i in. 2011), jego autorzy stwierdzają, że okołobiegunowa strefa brzegowa jest kluczowym obszarem w całej Arktyce, charakteryzującym „*najszybsze i najistotniejsze zmiany środowiska, które mają poważne konsekwencje dla społeczności żyjących w obszarach przybrzeżnych*”. Zrozumienie mechanizmów funkcjonowania wybrzeży polarnych może mieć niezwykle ważne znaczenie w między innymi w prognozowaniu zmian, a więc znaczenie praktyczne (np. Rachold i in. 2005, Strzelecki 2011).

W obszarze NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Svalbard) badania dotyczące kształtowania strefy brzegowej prowadzone są od lat 80. XX w. Już w I Wyprawie Polarnej UMCS na Spitsbergen w 1986 roku, jak również w latach następnych, przedmiotem opracowań były typy wybrzeży południowego obramowania Bellsundu oraz zagadnienia związane z ich dynamiką (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Harasimiuk, Król 1992, 1993, Jezierski 1992, 1993). Problematyka funkcjonowania strefy brzegowej stała się również tematem prac terenowych podczas X Wyprawy Polarnej na Spitsbergen w 1995 roku, w której brałem udział po raz pierwszy. Wtedy jednym z celów była ocena skutków morfologicznych jesiennych sztormów i dynamika strefy brzegowej w warunkach ekstremalnych, które były rejestrowane w pierwszej połowie lat 90. XX w. (Zagórski 1996, 2004a). Zwróciłem również uwagę na znaczenie stanowisk archeologicznych w ocenie zmian strefy brzegowej w czasach historycznych (Jasinski, Zagórski 1996). Dalsze badania prowadzone przeze mnie podczas sezonów letnich 1998, 1999, 2000, koncentrowały się na pomiarach tempa akrecji i degradacji oraz dynamiki strefy brzegowej przy zastosowaniu, po raz pierwszy w tego typu badaniach w Bellsundzie, odbiorników GPS (*Global Positioning System*). Wykonywałem również kartowanie geomorfologiczne podniesionych teras morskich. Prace te zaowocowały przygotowaniem mojej rozprawy doktorskiej pt. „*Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*” (Zagórski 2002) Projekt naukowy KBN (promotorski), 6 P04E 043 19. Począwszy od 2005 roku, moje zainteresowania badawcze koncentrowały się na określeniu warunków rozwoju wybrzeży zarówno od strony paleogeograficznej, jak również współczesnej dynamiki z uwzględnieniem oceny znaczenia różnych czynników rzeźbotwórczych.

Głównym celem przygotowanego powyżej jednotematycznego cyklu siedmiu publikacji było przedstawienie morfogenetycznej i morfodynamicznej charakterystyki wybrzeża południowego Bellsundu od Dunderbukty na zachodzie po Recherchefjorden na wschodzie (Ryc. 1). Zagadnienia te weszły również w zakres projektu badawczego (habilitacyjnego) NCN MNiSW, nr N N 306 703840; „*Morfogenetyczne i morfodynamiczne uwarunkowania rozwoju wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym wistulianie i w holocenie*”. W tym projekcie cele szczegółowe obejmowały:

- (1) uchwycenie tendencji zmian wybrzeży oraz określenie wpływu czynników morfogenetycznych, które często nakładając się na siebie, potęgują lub osłabiają swoje oddziaływanie;

- (2) określenie dynamiki procesów morfogenetycznych ze szczególnym uwzględnieniem procesów morskich i glacialnych w obrębie strefy brzegowej w kontekście zmian klimatycznych po okresie małej epoki lodowej (MEL);
- (3) odtworzenie warunków rozwoju wybrzeża na przełomie vistulianu i holocenu (14-8 tys. lat BP) poprzez określenie etapów kształtowania linii brzegowej z uwzględnieniem glacioizostazji i eustazji oraz elementów morfotektoniki i cech litologicznych strefy brzegowej.

W klasycznym ujęciu wybrzeże rozumiane jest jako pas powierzchni litosfery, w obrębie którego zachowały się widoczne w rzeźbie dawne linie brzegowe, jak również współczesne formy rzeźby morskiej (Leontjew i in. 1982). Strefa brzegowa (linia brzegowa) stanowi górną granicę oddziaływania morza na ląd w postaci procesów morskich (*przybrzeżnych*), a równocześnie dolną granicę nadmorskich (*lądowych*) procesów denudacyjno-erozyjnych i akumulacyjnych (Galon 1979). Jest ona również najbardziej geomorfologicznie zmienna i zróżnicowana, zależna od wielu czynników, a w szczególności od czynników morskich. Opisany obszar to rejon występowania wybrzeży zimnych (*cold shores*), na które w ciągu całego roku, oddziałują różne formy lodu: morskiego, brzegowego, lodowcowego i zmarzlinowego (Byrne, Dionne 2002, Strzelecki 2011, Forbes i in. 2011, Lantuit i in. 2012).

W obrębie NW części Ziemi Wedela Jarlsberga strefa o cechach rzeźby morskiej osiąga miejscami znaczną szerokość. Obejmuje ona zarówno podbrzeże, brzeg, jak i przyległy pas równin nadmorskich, wchodząc na znaczną odległość w głąb niezlodowaconych dolin (Zagórski 2002, 2004b) (patrz: **publikacja: 7**, appendix 2). Główne rysy rzeźby morskiej, w obrębie części lądowej, zostały ukształtowane przy udziale procesów endogenicznych, tj. izostazji, a zwłaszcza glacioizostazji i zostały przekształcane przez procesy egzogeniczne (morskie, glacialne, fluwialne i inne) (np. Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Zagórski 2002, 2004a, 2007a) (**publikacje: 1, 2, 5, 6**). W obrębie omawianych wybrzeży południowego Bellsundu wyróżniają się więc dwie substrefy brzegowe: dawna i współczesna. Substrefa dawnych wybrzeży obejmuje: podniesione terasy akumulacyjne i skalno-osadowe, tworzące w wielu miejscach rozległe, nieco nachylone powierzchnie, urozmaicone starymi wałami sztormowymi, zagłębieniami dawnych lagun i skalnymi ostańcami abrazyjnymi (paleoszkierami) (Ryc. 2). Wyższe poziomy terasowe przylegają tam do jeszcze wyżej położonych poziomów denudacyjno-strukturalnych, zwykle oddzielonych stromymi załomami starych klifów morskich. Natomiast na substrefę współcześnie kształtowanego wybrzeża składają się: podwodne platformy abrazyjne (przybrzeże) o szerokości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, z charakterystycznymi ostańcami abrazyjnymi (szkiery) oraz brzegi abrazyjne (klify), a także abrazyjno-akumulacyjne i akumulacyjne (plaża zewnętrzna i wewnętrzna) (Zagórski 2002, 2004a).

C. 2. Dane źródłowe i metodyka

Dane źródłowe

Prezentowane wyniki badań opracowano na podstawie kartograficznych materiałów archiwalnych oraz danych uzyskanych w trakcie prac terenowych. Opracowano je dla lat:

- **1936** – norweska mapa topograficzna w skali 1:100 000, zeskanowana i skalibrowana do układu UTM 33 (B11 Van Keulenfjorden 1952); norweskie skośne zdjęcia lotnicze S36, udostępnione przez Uniwersytet Śląski;
- **1960** – norweskie pionowe zdjęcia lotnicze S60, skanowane i skalibrowane do układu UTM 33, udostępnione przez Norweski Instytut Polarny i Uniwersytet Śląski; dokładność: $\pm 2-5$ m; mapa

fotogeologiczna wykonana na podstawie w/w zdjęć lotniczych (Szczęsny i in. 1989), zeskanowana i skalibrowana do układu UTM 33;

- **1987** – dane uzyskane podczas naziemnych pomiarów fotogrametrycznych podczas II Wyprawy Polarnej UMCS na Spitsbergen (Merta i in. 1990); wymagały one dodatkowej kalibracji w oparciu o obserwacje terenowe i pomiary GPS; wykorzystano je w opracowaniu zmian zasięgu czoła lodowca Scotta (**publikacja: 2**)
- **1990** – ortofotomapa (Zagórski 2005) (**publikacja: 7, Appendix 1**), wykonana na podstawie pionowych zdjęć lotniczych S90 (oryginalna rozdzielczość 1270 dpi - 20 mm), udostępnionych przez Norweski Instytut Polarny, skalibrowana do układu UTM, dokładność: $\pm 1-2$ m;
- **2000, 2005-2012** – precyzyjne pomiary odbiornikami GPS Leica System 500 (SR530, SR 520) i Ashtech, dokładność: $\pm 5-10$ cm;
- **2011** – skaning laserowy GLS 1500 TOPCON, dokładność ± 6 mm.

Dokładność opracowań

Trudnością w opracowaniu i przetwarzaniu danych wejściowych była ich niedostateczna dokładność. Największy błąd wystąpił w przypadku opracowania mapy topograficznej w skali 1:100 000 wykonanej dla 1936 roku (B11 Van Keulenfjorden 1952). Kalibracja mapy do układu UTM33 pozwoliła na jej opracowanie z dokładnością do $\pm 5-6$ m. Ważnym źródłem wykorzystanym w opracowaniu były zdjęcia lotnicze S60 z sierpnia 1960 roku (zakupione i udostępnione przez Uniwersytet Śląski). Błąd wykonania opracowań wynosił $\pm 2-5$ m. Znacznie precyzyjniejszych danych dostarczyła ortofotomapa opracowana na podstawie zdjęć lotniczych z 1990 roku S90 (Zagórski 2005). W tym wypadku błąd wahał się w granicach $\pm 1-2$ m. Począwszy od 2000 roku, a następnie w latach 2005-2012, w pracach dotyczących wybrzeży oraz systemów lodowcowych wykorzystywano odbiorniki Globalnego Systemu Pozycjonowania GPS (Ashtech, Leica). Precyzyjne pomiary wykonywano zgodnie z obowiązującymi procedurami używając metod różnicowych (DGPS, postprocessing): statycznej i „Stop-Go”. Wszystkie dane obserwacyjne były przeliczone w stosunku do punktu stacji referencyjnej w Calypsobyen (CALY point). Z kolei pozycja stacji referencyjnej (CALY point) została skorygowana do stacji permanentnych IGS na Spitsbergenie (ITRF 2000; wyrównanie wykonał dr inż. Janusz Walo, Politechnika Warszawska). Zebrane materiały sprowadzono do jednolitego układu współrzędnych UTM strefa 33, elipsoida WGS 84, z uwzględnieniem odstępstwa geoidy od elipsoidy $\Delta h = 33,45$ m i maksymalnej różnicy pływów - 1,88 m (pomiar GPS w 2005 r.) (**publikacja: 5**).

Metodyka prac terenowych

Dane terenowe wykorzystane w w/w publikacjach uzyskano w oparciu o:

- kartowanie geomorfologiczne podniesionych teras morskich oraz współczesnej strefy brzegowej z uwzględnieniem form związanych z rozwojem i degradacją poligenetycznego lodu brzegowego (**publikacje: 1, 5, 7**);
- pomiary GPS; głównym zadaniem było: 1) rejestrowanie linii brzegowej w czasie wysokiej wody (syzygijnej), wyznaczanych zazwyczaj przez efemeryczny wał żwirowy – pomiary wykonywano zawsze w pierwszych tygodniach sierpnia; 2) rejestracja linii brzegowej w czasie niskiej wody (syzygijnej) na obszarach równi pływowych Josephbukty i Vestervågen; 3) rejestracja zmian geometrii lodowców, w tym wyznaczenie zasięgu czoł lodowców (pomiar zawsze wykonywano w pierwszym tygodniu sierpnia), wykonywanie profili poprzecznych i podłużnych, pomiary ablacji lodowcowej w wyznaczonych punktach – szczegółowe omówienie w **publikacjach: 2, 3**;

- monitoring meteorologiczno-hydrologiczny zlewni rzeki Scotta (Scottelva) – szczegółowe omówienie w publikacji: 2;

Wyżej wymienioną metodyką posłużono się również podczas realizacji zadań badawczych projektu habilitacyjnego (N N 306 703840), rozszerzając ją o:

- badania sedimentologiczne: 1) wykonywanie dokumentacji fotograficznej strefy pływowej po cyklu wysokiej wody (2011, 2012) w celu określenia zmienności facjalnej materiału transportowanego; 2) wykonywanie dokumentacji fotograficznej stanu powierzchni starych wałów sztormowych (patrz: Ryc. 5); 3) pomiary ukierunkowania żwirów w różnych układach stratygraficznych (patrz: Ryc. 4); 4) wykonaniem w profilu poprzecznym od minimum pływowego po powierzchnię wału sztormowego (strefy: swash, berm, storm, overwash) serii zdjęć oraz pobraniem z tych stref prób materiału do analiz laboratoryjnych (granulometria, mineralogia); 5) pomiary kształtu i wielkości żwirów w profilu od najniższej wody niskiej (sysygijnego) po zaplecze plaży (2012); wyniki są na etapie przygotowania do publikacji;
- pomiary odporności skał budujących szkiery i klify (współczesna strefa brzegowa) i paleoszkiery (dawna strefa brzegowa) przy użyciu młotka Schmidt'a (SHRT – Schmidt Hammer RockTests); określenie stopnia zwiętrzenia skał; wyniki są na etapie przygotowania publikacji (współpraca z dr Mateuszem Strzeleckim - Uniwersytet Wrocławski);
- skaniny laserowe (2011, GLS 1500 TOPCON, współpraca z TPI Polska Warszawa); głównym zadaniem było: wykonanie precyzyjnego obrazu powierzchni terasy I oraz martwego kłifu na odcinku między Calypsobyen i Renardodden; wyniki są na etapie przygotowania do publikacji;
- pobór rdzeni osadowych z równi pływowych Josephbukty i Vestervågen (2011, współpraca z Instytutem Geologii UAM w Poznaniu) (*Wstępne wyniki prezentowane w ramach: „Zagórski P., Sternal B., Franczak Ł., Łęczyński L. 2012: „Osady równi pływowych zatok Vestervågen i Josephbukta (Bellsund, Spitsbergen) – wstępna próba interpretacji i datowania”. XXXIV Sympozjum Polarnym, 14-16 czerwca, Sosnowiec”*); wyniki są na etapie przygotowania do publikacji;
- badania w strefie przybrzeżnej i w głębszych partiach fiordu Recherche obejmowały: 1) wykonanie mapy batymetrycznej fiordu z zastosowaniem profilowania echosondą wielowiązkową Seabeam 1000, zainstalowaną na statku MS Horyzont II (współpraca z Instytutem Geofizyki PAN oraz Uniwersytetem Gdańskim) oraz za pomocą echosondy Multi-Frequency Bathy-500 MF (współpraca z Uniwersytetem Gdańskim); 2) pobranie osadów powierzchniowych z trzech stref przybrzeżnych za pomocą czerpacza Van Veen (Vestervågen i jej przedłużenie, Josephbukta oraz laguna przed czołem lodowca Recherche); 3) zainstalowanie na wybranych głębokościach pułapek sedimentacyjnych (ujście rzeki Scotta, Josephbukta1, Vestervågen) w celu pozyskania informacji o ilości materiału zawiesinowego, dostarczanego do strefy brzegowej oraz do fiordu; w tych samych punktach dokonano również poboru wody oraz wykonano pomiary, w profilu pionowym, podstawowych parametrów tj. temperatury zasolenia, przewodności i PH wody (*Wstępne wyniki prezentowane: 1) Zagórski P., Łęczyński L., Franczak Ł., Bartmiński P., Plak A., Tęgowski J., Demczuk P., 2013: Submarine landforms of Recherche Fjord (Bellsund, Svalbard) and characteristics of the bottom sediments for example of the Verster Bay. The Arctic Science Summit Week (ASSW 2013), The Arctic Hub, Regional and Global Perspectives, 13-19 April, Kraków, Poland. 2) Zagórski P., Tęgowski J., Głowacki P., 2013: „Morfologia dna Fiordu Recherche (Spitsbergen) w świetle analiz morfometrycznych i geomorfologicznych”. Geologia Morza - teraźniejszość kluczem do przeszłości przeszłość kluczem do przyszłości. 7-9 listopada, Poznań).*

Metodyka prac kameralnych

Prace kameralne obejmowały:

- opracowanie procedur kartowania geomorfologicznego;
- opracowanie procedur wyznaczania kierunku i wielkości zmian: 1) zasięgu czoł lodowców (patrz: publikacja: 2, Fig 3, str. 168) 2) zasięgu linii brzegowej (patrz: publikacja: 4, Fig 6, str. 76), wykorzystanie aplikacji oprogramowania GIS;
- przetwarzanie danych w oparciu o oprogramowanie GIS (ArcView, ArcInfo, ArcGis) i ich wizualizację;
- obróbkę zdjęć do badań sedymentologicznych z zastosowaniem oprogramowania Sediments Digital Gravelometer (Graham i in. 2005); dane są na etapie przygotowania do publikacji (projekt nr N N 306 703840).
- prace laboratoryjne – analizy wielospektralne osadów brzegowych i dennych oraz prób wody (współpraca z Zakładem Hydrologii i Zakładem Gleboznawstwa i Ochrony Gleb Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS oraz Instytutem Geologii UAM w Poznaniu); wyniki są na etapie przygotowania do publikacji (projekt nr N N 306 703840).

C.3. Omówienie wyników

Elementy dawnej rzeźby morskiej

Do dawnych elementów rzeźby morskiej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga należą przed wszystkim podniesione terasy morskie (Zagórski 2002, 2004ab, Zagórski i in. 2006, Stankowski i in. 2013) (publikacje: 1, 7). Tworzą one system plejstocénskich i holocénskich stopni abrazyjno-akumulacyjnych, nadbudowanych niekiedy mięszszą serią osadów różnej genezy i zwykle rozdzielonych stromymi załomami w formie paleoklifów. Szerokość tej strefy jest zróżnicowana: od kilku kilometrów w partiach osiowych dolin do kilkudziesięciu metrów na przedłużeniu grzbietów górskich, dochodzących niemal do morza (publikacja 7, Appendix 2). Wyróżniono tu następujące poziomy terasy morskich (za: Zagórski 2002): (1) terasa I – 2-8 m n.p.m., tzw. poziom plażowy A (*beach level A*) (Landvik i in. 1998); (2) terasa II – 10-20 m n.p.m. (lokalnie 7-12 m), (3) terasa III – 22-30 m n.p.m. (lokalnie 17-25 m), (4) terasa IV – 30-40 m n.p.m. (lokalnie 27-35 m), (5) terasa V – 40-50 m n.p.m. (lokalnie 37-50 m), tzw. poziom plażowy B (*beach level B*) (Landvik i in. 1998), (6) terasa VI – 50-65 m n.p.m. (lokalnie 55-65 m), (7) terasa VII – 70-85 m n.p.m. (lokalnie do 95 m), (8) terasa VIII – 105-120 m n.p.m. (Ryc. 2).

Biorąc pod uwagę ogólne cechy ukształtowania dawnych elementów rzeźby morskiej oraz uwzględniając uwarunkowania litologiczno-strukturalne w badanym obszarze wyróżniono regiony aktywności glacio-izostatycznej w późnym plejstocenie i holocenie (Zagórski 2002, 2004b, Zagórski i in. 2006) (publikacje: 1, 7 Appendix 1 i 2). Są to (Ryc. 2):

- (1) obszar północno-zachodniej części doliny Dunder, będący pod bezpośrednim wpływem oddziaływania otwartego morza, z wybrzeżem estuariowym u jej wylotu; w obrębie rozległego, płaskiego dna doliny dominują terasy niskie;
- (2) obszar doliny Logne i Lognedalsflyi – obejmuje on powierzchnię z wykształconym systemem niskich teras morskich oraz współczesnym wybrzeżem, głównie o charakterze abrazyjnym (klifowe, skierowe);
- (3) obszar między Klokkeodden i Rochesterpynten o ekspozycji NNW - obejmuje on stosunkowo wąską, o kilkusetmetrowej szerokości strefę podniesionych teras morskich, ograniczoną obecnie od strony morza kilku- lub kilkunastometrowym klifem, intensywnie kształtowanym przez procesy

- abrazji oraz uchodzące do niej doliny: Dyrstad, Tjørn i Blomli; u podnóża wschodniego zbocza doliny Dyrstad zachowały się terasy akumulacyjne;
- (4) obszar Calypsostrandy i strefa marginalna lodowca Renard - tworzy on równinę o zróżnicowanej genezie, z dużym udziałem procesów glacialnych i fluwioglacjalnych;
 - (5) obszar obejmujący wybrzeże zatoki Vestervågen, dolny i środkowy odcinek doliny Chamberlin oraz strefę marginalną lodowca Recherche – położony jest on w głębi fiordu Recherche, poza zasięgiem bezpośredniego wpływu falowania oceanicznego, z równią pływową przy deltowym ujściu rzeki Chamberlin i stożkami sandrowymi przy ujściach potoków glacialnych;
 - (6) obszar wschodniego wybrzeża fiordu Recherche (Reinsletta) od strefy marginalnej lodowca Recherche na południu po Malbukę na północy; wykształcony jest on w postaci systemu podniesionych teras morskich, przekształconych przez procesy fluwialne i soliflukcję, o nieco innych – w stosunku do wymienionych obszarów – przedziałach wysokościowych.

Badania podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga, prowadzone w ramach kartowania geomorfologicznego wskazują, że ich kształtowanie zachodziło również przed vistulianem. Odbywało się ono poprzez oddziaływanie procesów morskich przy współdziałaniu procesów glacialnych. W czasie zlodowacenia Saalian, przemodelowaniu uległy przede wszystkim środkowe odcinki dolin oraz powierzchnie tworzące obecnie wysokie terasy VII i VIII. Akumulacyjna rola lodowców zaznaczyła się zdeponowaniem glin zwałowych na terasie VII, między innymi w dolinie Dyrstad (Reder 1990, Pękala, Reder 1989) oraz na obszarze Calypsostrandy (Troitsky i in. 1979, Pękala 1987, Landvik i in. 1992). Recesja zlodowacenia Saalian spowodowała bardzo szybkie podnoszenie poziomu morza i jego transgresję w głębi doliny Dyrstad (terasa VII) i na Calypsostrandzie. W interglacjale eemskim na glinach zwałowych z Saalianu mogła wówczas powstać miąższa seria osadów żwirowych i żwirowo-piaszczystych (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990) (**publikacja: 1**).

Nie znaleziono osadów starszego vistulianu, dobrze natomiast udokumentowany jest epizod glacialny, datowany na 41-50 tys. lat BP (Pękala, Reder 1989, Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Landvik i in. 1992). Osady glacialne i fluwioglacjalne z tego okresu stwierdzono między innymi w dolinie Dyrstad (terasa VI) oraz na Calypsostrandzie. W klifie Skilviki, osady środkowovistuliańskie wykazują w części stropowej ślady wyraźnego wietrzenia chemicznego. Jest to dowód na glacioizostatyczne podniesienie lądu w tym czasie, przy względnie stałym poziomie morza (Mangerud i in. 1992).

Główny etap rozwoju obecnej istniejących elementów dawnej rzeźby morskiej związany był z deglacją podczas ostatniego epizodu glacialnego vistulianu (*LGM – Last Glacial Maximum*) (Zagórski 2002, 2007b, Mangerud, Landvik 2007). Wówczas uległy przekształcaniu starsze elementy rzeźby morskiej i glacialnej oraz doszło do nałożenia na nie młodszych zespołów form rzeźby morskiej. Istotną rolę odegrały tutaj lodowce (strumienie lodowe), wypływające z czasy lodowej Svalbardu, których oddziaływanie można określić na bezpośrednie i pośrednie (**publikacja: 1**)

Recesja lodowców na zachodnim wybrzeżu Spitsbergenu nastąpiła w okresie między 13-10 tys. lat BP (Mangerud i in. 1992, Landvik i in. 2008). Proces ich wycofywania miał charakter frontalny we wszystkich fiordach. Efektem była transgresja morska, która w głębi dolin spowodowała utworzenie się poziomów abrazyjnych i abrazyjno-akumulacyjnych terasy VI (50-65 m) (Zagórski 2007b) (**publikacje: 1, 7**) (Ryc. 2, 3). Etap spowolnienia ruchów izostatycznych w stosunku do eustatycznego podnoszenia poziomu morza zaznaczył się między innymi w trakcie formowania

terasy V (40-50 m). W tym czasie rozwinął się wał sztormowy, obecnie wyraźnie wyodrębniający się w rzeźbie, ciągnący się na całej długości wybrzeża od Calypsostrandy po dolinę Logne oraz w dolinie Dunder (beach level B, Landvik i in. 1998) (Ryc. 3B). Na wschodnim skrzydle zatoki Skilvika wał ten ciągnie się aż do sandru zewnętrznego rzeki Scotta, gdzie został rozcięty – obecnie ograniczony jest stromą krawędzią erozyjną (Ryc. 4). Osady budujące opisywany wał sztormowy w tej części terasy V osiągają znaczną miąższość – prawie 6 m. W spągu tego profilu stwierdzono glinę zwałową przykrytą osadami żwirowymi, prawdopodobnie pochodzenia fluwioglacjalnego (delta rzeki lodowcowej?). Natomiast strop tworzą osady morskie, miąższości 2,2 m, które poddawane były głównie wzdłużbrzegowemu dryftowi z kierunku północno-zachodniego (Ryc. 4).

Po utworzeniu terasy V nastąpił kolejny etap szybszego izostatycznego podnoszenia lądu. Istnienie wału moreny środkowej oraz egzaracyjnego zagłębienia w centralnej części Calypsostrandy, spowodowały powstanie terasy IV (30-40 m) w kształcie półkolistej mierzei. W początkowym okresie podcinania abrazyjnego morena środkowa, w warunkach intensywnego falowania, uległa całkowitemu wyrównaniu tak, że obecnie terasę IV tworzy lekko pochylona równina z cienką serią osadów morskich. Obniżenie natomiast miało charakter płytkiej zatoki wypełnianej osadami piaszczystymi i mułkowymi (Landvik i in. 1992, Zagórski 2007b) (Ryc. 3). W innych częściach badanego obszaru np. na Lognedalsflyi, terasę IV tworzą poziomy abrazyjne i abrazyjno-akumulacyjne z formami recesyjnych wałów sztormowych oraz skałkami ostańcowymi – paleoszkierami (publikacje: 1, 7).

Postępujące szybkie podnoszenie glacioizostatyczne przyczyniło się do wytworzenia kolejnego poziomu terasy III. Jednak tempo tych ruchów było zróżnicowane. Na zachodnim krańcu obszaru badań terasa ta występuje na wysokości 25-30 m, natomiast w rejonie Reinsletty na wysokości 17-25 m. Mniejsze tempo wypiętrzania tej części wybrzeża mogło być spowodowane większym tu obciążeniem lodowcowym (Ryc. 2). W rejonie Calypsostrandy następowało natomiast wypływanie zatoki, a w trakcie falowania utworzył się, po wewnętrznej stronie mierzei, stromy załom stoku w formie klifu morskiego (Ryc. 3). Po stronie zewnętrznej tworzyła się w trakcie wypiętrzania, lekko pochylona w kierunku NE, powierzchnia terasy III. Na pozostałych odcinkach wybrzeża terasa III rozwijała się zazwyczaj jako platforma abrazyjna, urozmaicona skałkami ostańcowymi (Zagórski 2002).

Ostatnią podniesioną terasą morską, związaną jeszcze z cyklem postglacialnego wypiętrzania w okresie przełomu vistulianu i holocenu jest terasa II (10-20 m). Rozległe jej powierzchnie wytworzyły się w rejonie dolin Dunder, Logne i Chamberlin. Dolina Dunder, obecnie charakteryzująca się płaskim, rozległym dnem, była na znacznej przestrzeni zatoką. O dłuższej stagnacji poziomu morza w tym czasie świadczy klif morski, przy którym zbiegają się platformy abrazyjne terasy III i IV (publikacja: 7, Appendix 2). Podobna platforma abrazyjna ze sporadycznie występującymi pokrywami osadowymi powstała na przedpolu doliny Logne, gdzie falowanie otwartego morza uniemożliwiło rozwój morskich form akumulacyjnych. W rejonie doliny Blomli terasa II jest powierzchnią abrazyjno-akumulacyjną, wchodzącą w formie zatok w poziom terasy III (publikacja: 7, Appendix 2). Przez dłuższy okres stanowiła ona lokalną bazę erozyjną dla rzeki Blomli, która wytworzyła wąską dolinę przełomową o charakterze kanionu. U jego wylotu przez pewien czas istniała płytka równia pływowa i akumulowane były osady deltowe. W okresie rozwoju terasy II wody morskie głęboko wchodziły w dolinę Chamberlin. Dno doliny, podobnie jak obecnie jej wylot, funkcjonowało jako równia pływowa, kształtowana także przez procesy fluwioglacjalne i morskie (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1988a, 1990, Zagórski 2002) (publikacja: 6).

We wczesnym i środkowym holocenie wybrzeże, z systemem podniesionych teras morskich, zostało poddane głównie oddziaływaniu abrazji morskiej. Około 6 000 lat BP zanotowano transgresję morską (Salvigsen i in. 1991; Landvik i in. 1998) (Ryc. 2, 3B). Abrazyjne cofanie się wybrzeża Calypsostrandy odbywało się zarówno od strony obecnego martwego klifu jak i zatoki Skilvika. Podobny proces postępował wzdłuż wybrzeża od zatoki Skilvika po dolinę Logne. Intensywna abrazja znacznie zredukowała powierzchnię podniesionych teras morskich, zwłaszcza terasy II i III oraz w rejonie Skilviki – terasy V.

Począwszy od środkowego holocenu aż do współczesności, okresy abrazji morskiej przedzielone były jednak okresami akumulacji, związanymi przede wszystkim ze wzrostem dostawy materiału przez wody proglacialne. Dostawę materiału do strefy brzegowej spowodował m.in. awans lodowców podczas małej epoki lodowej (MEL). Na południowym wybrzeżu Bellsundu z tym okresem wiąże się rozwój terasy I (1-8 m), nadbudowanej potem stożkami sandrowymi. Przyrost wybrzeży akumulacyjnych miał miejsce między innymi w rejonie stożków sandrowych na przedpolu lodowca Renard oraz na Renardodden (Zagórski i in. 2008) (**publikacje: 1, 6**) (*szczegółowe omówienie tych zagadnień poniżej w podrozdziale: „Czynniki kształtujące wybrzeże NW części Ziemi Wedela Jarlsberga”*).

Wszystkie terasy morskie, ukształtowane na przełomie vistulianu i holocenu, po ustaniu wpływu czynników morskich poddawane były oddziaływaniu innych czynników morfogenetycznych, tj. procesom fluwialnym (rozcinianie), glacialnym – szczególnie w okresach holocenijskich awansów lodowców – i peryglacialnym (tworzenie np. struktur poligonalnych, segregacja mrozowa, intensywne wietrzenie) (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1988b, Repelewska-Pękałowa i in. 2013) (Ryc. 5).

Elementy współcześnie kształtowanej rzeźby morskiej

Współcześnie kształtowana strefa brzegowa południowego Bellsundu, objęta kartowaniem geomorfologicznym, liczy 55-60 km od ujścia rzeki Dunder (Dunderelva) po Reinodden (Ryc. 1). Brzeg charakteryzuje się przewagą odcinków abrazyjnych z nielicznymi fragmentami akumulacyjnymi. Ich rozmieszczenie i wykształcenie zależą głównie od litologii i tektoniki podłoża oraz ekspozycji na falowanie. Ze względu na zróżnicowanie litologiczno-morfologiczne wyróżniono (za: Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Zagórski 2002, Zagórski i in. 2006) (**publikacja 7**) (Ryc. 6, szczegółowy podział):

- (1) grupę wybrzeży abrazyjnych, w tym: aktywne klify w metamorficznych skałach przeddewońskiej formacji Hecla Hoek, aktywne klify w osadowych skałach paleozoiku/mezozoiku, aktywne klify w piaskowcach paleogenu, aktywne klify w plejstocenijskich i holocenijskich osadach zwirowych, aktywne klify w plejstocenijskich i holocenijskich morenach i klify lodowe.
- 2) grupę wybrzeży płaskich abrazyjno-akumulacyjnych, w tym: rozwiniętych w metamorficznych skałach proterozoiku i rozwinięte w osadach czwartorzędowych.
- 3) grupę wybrzeży akumulacyjnych.

Aktywne klify w metamorficznych skałach Hecla Hoek stanowią około 20% wszystkich klifów tej części wybrzeża i występują na kilku odcinkach od Dunderbukty po Skilvikę oraz w rejonie Asbestodden (fiord Recherche). Ich przebieg jest nieregularny, uwarunkowany odpornością skał formacji Kapp Lyell i Dunderbukta oraz skomplikowanym układem struktur tektonicznych (Dallmann i in. 1990, Birkenmajer 2004). Prawie pionowe, urwiste krawędzie ulegają wietrzeniu oraz ruchom masowym (obrywy, odpadanie). Maksymalna ich wysokość dochodzi do 25 m. W niektórych miejscach cokoł skalny nadbudowany jest warstwą zwirow morskich o miąższości do kilku metrów.

Aktywne klify w osadowych skałach paleozoiku/mezozoiku występują po wschodniej stronie fiordu Recherche w rejonie Reinsletty, gdzie abrazji morskiej poddawane są skały grup: Gipsdalen,

Billefjorden i Sassendalen (Dallmann i in. 1990). Przebieg klifu jest tu nieregularny i poszarpany, wynikający ze skośnego, w stosunku do linii brzegowej, ułożenia warstw skalnych o różnej odporności. Maksymalne wysokości klifów dochodzą tu do 15-20 m. W rejonie Reinodden u podnóża klifu rozwinęła się rozległa platforma abrazyjna ze szkieletami, odsłanianymi w czasie odpływu.

Aktywne klify w piaskowcach paleogenu zajmują niewielki fragment (ok. 1 km) brzegu ograniczającego od wschodu Skilvikę. Wykształcone są one w skałach formacji Skilvika oraz formacji Renardodden (Birkenmajer, Gmur 2010). Wysokość klifu dochodzi do 25-30 m. Dodatkowo podłoże paleogeńskie nadbudowują poligenetyczne osady późnoplejstocenyjskie różnej genezy (glacjalne, fluwioglacjalne, morskie) (Pękala, Repelewska-Pękłowa 1990, Landvik i in. 1992). W konsekwencji zachodni odcinek klifu, gdzie jest stosunkowo mała miąższość tych osadów, jest stromy, natomiast odcinek wschodni, z miąższą pokrywą plejstocenyjską, charakteryzuje się zróżnicowanym nachyleniem. Zróżnicowanie litologiczne prowadzi do nierównomiernego tempa przekształcania klifu przez różne rodzaje ruchów masowych.

Aktywne klify w plejstocenyjskich i holocenyjskich morenach są związane z występującymi w strefie brzegowej wałami lodowo-morenowymi i morenami bocznymi lodowców: Renard (Josephbukta) i Recherche (Fagerbukta). Są to strefy o największej dynamice przekształceń zarówno wskutek abrazyji morskiej, jak również ruchów masowych, (soliflukcji), zachodzących tu w słabo skonsolidowanym materiale morenowym.

Aktywne klify w plejstocenyjskich i holocenyjskich morenach są związane z występującymi w strefie brzegowej wałami lodowo-morenowymi i morenami bocznymi lodowców: Renard (Josephbukta) i Recherche (Fagerbukta). Są to strefy o największej dynamice przekształceń zarówno wskutek abrazyji morskiej, jak również ruchów masowych – soliflukcji – procesów zachodzących tu w słabo skonsolidowanym materiale morenowym.

Klify lodowe w rejonie NW części Ziemi Wedela Jarlsberaga mają niewielkie znaczenie. Obecnie jedynie lodowiec Recherche uchodzi do morza (laguny) klifem o długości 3 km i wysokości 15-20 m. Do początku lat 90. XX w. istniał również niewielki klif lodowy lodowca Renard, jednak w wyniku recesji czoło lodowca utraciło kontakt z wodami fiordu (Ryc. 6).

Wybrzeża abrazyjno-akumulacyjne związane są z rozwojem współczesnych platform abrazyjnych, zarówno w obrębie skał metamorficznych formacji Hecla Hoek, jak również na osadach czwartorzędowych. Wybrzeża abrazyjno-akumulacyjne na skałach metamorficznych dominują na zachodnim odcinku wybrzeża (Dunderdalen, Lognedalsflya), gdzie występują nisko położone, rozległe równiny nadmorskie z cienką pokrywą osadową – niejednokrotnie w formie wałów brzegowych. Poniżej strefy pływowej występują tutaj płytkie powierzchnie skalne urozmaicone licznymi ostałkami skalnymi (szkiery), wystającymi ponad wodę lub pozostającymi tuż pod powierzchnią. Podobny charakter mają niektóre odcinki wybrzeża kształtowane w osadach czwartorzędowych, położone wewnątrz Recherchefjorden. W rejonie Pocockodden, Josephbukta i Fagerbukta niszczone są przez termoabrazję osady nieaktywnych stożków fluwioglacjalnych, zaś w rejonie Tomtodden (Vestervågen) – osady wietrzeniowo-soliflukcyjne (Harasimiuk, Jezierski 1991) (**publikacja: 6**).

Wybrzeża akumulacyjne występują zasadniczo tam, gdzie mamy do czynienia z dodatnim bilansem osadów transportowanych wzdłuż brzegu, tj. w rejonach intensywnej dostawy materiału terygenicznego u ujść rzek proglacjalnych oraz w strefach konwergencji prądów wzdłuż brzegowych (Harasimiuk 1988, Zagórski 2004a) (**publikacja: 5**). Klasycznym przykładem jest wybrzeże Calypsostrandy, gdzie kilkudziesięciometrowej szerokości strefa akumulacyjna, wykształcona w postaci kilku wałów sztormowych, przylega do martwego klifu. Wybrzeża wytworzone między

innymi w postaci plaż o rozwiniętym profilu występują wewnątrz fiordu Recherche. Przemieszczaniu wzdłużbrzegowemu i depozycji materiału towarzyszą tu charakterystyczne formy, wykształcone w postaci, kos, mierzei, tombolo i wewnętrznych lagun (Josephbukta, Tomtodden, Rubypynnten).

W nielicznych miejscach występują obszary akumulacji deltowej. Są one związane z akumulacją materiału transportowanego przez wody rzek proglacjalnych i proniwalnych. Silny wpływ falowania oraz prądy przybrzeżne uniemożliwiają jednak tworzenie się delt w pełni rozwiniętych. Jedynie w tej części fiordu Recherche, gdzie nie zaznacza się bezpośrednie oddziaływanie falowania morskiego, jak u wylotu doliny Chamberlin, dochodzi do intensywnej akumulacji deltowej i rozwoju rozległej równi pływowej w formie wattów (**publikacje: 6, 7**).

Czynniki kształtujące wybrzeże NW części Ziemi Wedela Jarlsberga

Współczesny obraz wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga jest efektem oddziaływania różnych czynników morfogenetycznych. Należą do nich:

- (1) czynniki glacialne (lodowce) – **publikacje: 1, 2, 3, 6;**
- (2) czynniki fluwioglacjalne i fluwialne (dostawa materiału terygenicznego) – **publikacje: 1, 3, 6;**
- (3) zjawiska lodowe (poligenetyczny lód brzegowy, lód morski) – **publikacje: 4, 5.**
- (4) czynniki morskie (falowanie, pływy, prądy wzdłuż brzegowe) – **publikacje: 5, 6;**

(1) Czynniki glacialne

Do jednych z ważniejszych czynników kształtujących wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga w holocenie należy zaliczyć lodowce. Mogą one wpływać na kształtowanie się brzegów morskich w dwojaki sposób, poprzez: 1) oddziaływanie bezpośrednie – niszczenie i przekształcanie istniejących form rzeźby czasie awansów lodowców oraz akumulacje pokryw morenowych tj. wałów lodowo-morenowych (*ten typ oddziaływania został również omówiony w kontekście rozwoju wybrzeży w saalinie i vistulianie w podrozdziale: Elementy dawnej rzeźby morskiej*); 2) oddziaływanie pośrednie, przy współudziale innych czynników: tektonicznych (*rola glacioizostazji – tekst w podrozdziale: Elementy dawnej rzeźby morskiej*), fluwialnych i fluwioglacjalnych (*omówienie z części (3) Czynniki fluwioglacjalne i fluwialne*).

W holocenie największe efekty egzaracji wiązały się z epizodami glacialnymi, które zaznaczyły się przede wszystkim na przedpolach dużych lodowców uchodzących do morza, takich jak Renard i Recherche (Reder 1996) (**publikacja: 1, 6**). Ich czoła prawdopodobnie kilkakrotnie wkraczały na poziom terasy I (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990, Zagórski i in. 2007). Najlepiej zachowane dowody egzaracji wiążą się jednak z ostatnim epizodem glacialnym, korelowanym z małą epoką lodową (MEL). Między innymi miała wówczas miejsce redepozycja osadów i flory kopalnej na przedpolu lodowca Renard – flora kopalna datowana została metodą radiowęglową na 660 ± 80 , 1040 ± 80 i 1130 ± 80 lat BP (Dzierżek i in. 1990ab). W tym rejonie doszło również do glacitektonicznego przemieszczenia pozostałości osadnictwa z XVII wieku – stanowisko Renardbreen 1 (Jasinski, Starkov 1993) (**publikacje: 5, 6**).

Recesja lodowców w okresie późnego vistulianu spowodowała zakończenie bezpośredniej akumulacji glacialnej na dużą skalę. W czasach epizodów glacialnych holocenu jedynie lodowce Recherche i Renard mogły bezpośrednio deponować materiał morenowy w obrębie strefy brzegowej. Akumulacja moren spiętrzonych najprawdopodobniej związana była z awansami lodowców typu szarży. Szczególnie wyraźnie zapisał się tu okres małej epoki lodowej (MEL) (Reder 1996, Rodzik i in. 2013) (**publikacje: 1, 2, 3, 6**). Trzy generacje moren spiętrzonych wyróżniono na przedpolu lodowca

Renard (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990). Wczesno- i środkowoholocenyjskie osady morenowe oraz egzaracyjnie redeponowane osady z florą kopalną zostały przykryte nową moreną, datowaną na MEL. Nadbudowaniu uległa również terasa I, gdzie utwory morskie występują w formie fosylnego wału sztormowego datowane metodą TL na 6100 ± 900 i 6200 ± 900 lat BP (Pękala, Repelewska-Pękalowa 1990, Pękala i in. 2013). Jeszcze w pierwszej połowie XX wieku lodowiec Renard wypełniał prawie całkowicie zatokę Josephbukta, a jego czoło tworzyło cofający się klif lodowy, który zanikł na początku lat 90. XX wieku i czoło lodowca całkowicie straciło kontakt z wodami zatoki (Reder, Zagórski 2007a) (**publikacja: 6**) (Ryc. 10). W czasie postępującej od końca XIX wieku deglacjacji za podcinaną abrazyjnie moreną czołową uformowała się kosa, obecnie ograniczająca zatokę od wschodu (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a, Zagórski i in. 2006) (**publikacja: 6**) (Ryc. 10).

Podobne, aczkolwiek znacznie większe zmiany – proporcjonalnie do wielkości lodowca – miały miejsce na przedpolu lodowca Recherche. W małej epoce lodowej (MEL) lodowiec ten wypełniał całkowicie dużą zatokę Fagerbukta, zaś jego klifowe czoło miało skośny przebieg, o kierunku SW-NE, od Rubypynnten, niemal po Lægerneset (Reder 1996) (Ryc. 11, 12). Śladem pobytu lodowca w tej części fiordu są osady morenowe. Przyładek Rubypynnten jest, niszczonej przez abrazję, lewobrzeżną moreną boczną, która ma w tym rejonie podwodne przedłużenie. Z kolei wzdłuż wschodniego brzegu Recherchefjorden, na odcinku około 3 km, zostały zdeponowane osady moreny bocznej na powierzchni terasy I (**publikacje: 1, 6**). Nowych, unikatowych danych dostarczyły badania batymetryczne przy użyciu sondy wielowiązkowej (Multibeam Echosounder), zainstalowanej na statku m/s Horyzont II (współpraca z Instytutem Geofizyki PAN w Warszawie i Uniwersytetem Gdańskim). Potwierdziły one występowanie rozległego łukowatego wału morenowego wykazującego ślady spiętrzenia typowego dla szarży (dane prezentowane w ramach: Zagórski P., Tęgowski J., Głowacki P., 2013: „Morfologia dna Fiordu Recherche (Spitsbergen) w świetle analiz morfometrycznych i geomorfologicznych”. *Geologia Morza – teraźniejszość kluczem do przeszłości przeszłość kluczem do przyszłości*. 7-9 listopada, Poznań). W wyniku regresji w ostatnich 30 latach czoło lodowca Recherche oddzielił od wód fiordu (Fagerbukta) pas lądu, utworzony przez stożki sandrowe (Ryc. 11). Jednocześnie uległa kilkukrotnemu powiększeniu wewnętrzna laguna. Obecnie lodowiec Recherche uchodzi do niej klifem o długości 3 km i wysokości 15-20 m (**publikacja: 6**). W obrębie klifu obserwowane są intensywne procesy cielenia, jednak zamknięcie laguny sprawia, że na otwarte wody fiordu wydostaje się jedynie druzgot lodowy z małymi growlerami.

W konsekwencji regresji lodowców w XX wieku utworzyło się około 20 km nowej strefy brzegowej, szczególnie na przedpolach lodowców Renard i Recherche, w tym 3 km klifu lodowego (Ryc. 12).

(2) Czynniki fluwioglacjalne i fluwialne

Wpływ czynnika fluwioglacjalnego (pośrednia rola lodowców) i czynnika fluwialnego wiąże się przede wszystkim z dostarczaniem do strefy brzegowej materiału terygenicznego (Mercier, Laffly 2005, Zagórski 2007ab) (**publikacje: 3, 6**). Przewaga dostawy materiału nad możliwościami usuwania przez falowanie i przemieszczania wzdłużbrzegowego, prowadzi do postępującej aggradacji wybrzeża. W ostatnim stuleciu oraz obecnie strefa brzegowa kształtowana przy współudziale czynnika fluwioglacjalnego, występuje bezpośrednio na przedpolach lodowców Renard, Recherche (Ryc. 10, 11) oraz u ujść rzeki: proglacjalnej lodowca Scotta (Scottelva, Calypsostranda) i Cramer (dolina Chamberlin) (Ryc. 7, 8B, 12).

Czynniki fluwioglacjalne i fluwialne odgrywają ważną rolę w przekształcaniu przede wszystkim wschodniej części omawianego wybrzeża, położonej na wschód od Renardodden (Ryc. 1). W części zachodniej znajduje się co prawda ujście kilku rzek i dużych potoków, jednak ich wpływ na wybrzeże jest tylko lokalny. Odwadniają one zlewnie w niewielkim tylko stopniu zlodowacone, przez co nie niosą dużo materiału; poza tym większe rzeki mają stosunkowo niewielki spadek (Bartoszewski 1998, Bartoszewski i in. 2013). Ujściowe odcinki Blomlibekken, Tjørnbekken i Dyrstadelvy mają kształt kanionów, rozcinających klify i podniesione terasy morskie. Współczesny udział czynnika fluwialnego w procesach brzegowych ogranicza się do rozcinania wiosną wału, uformowanego podczas jesienno-zimowych sztormów. Z kolei największa rzeka tego obszaru, Dunderelva, oddziałuje na wybrzeże przede wszystkim wielkością przepływu, który może osiągać kilka dziesiątków metrów sześciennych na sekundę. Skutkiem jest szerokie, do 100 m, ujście rzeki w formie estuarium, w którym oddziaływanie pływów sięga do 1,5 km w górę rzeki (Harasimiuk, Król 1993, Bartoszewski 1998, Bartoszewski i in. 2013).

Zlewnie wschodniego odcinka wybrzeża są w większości silnie zlodowacone, przez co na znacznej długości brzeg nadbudowywany jest osadami akumulacji sandrowej, podlegającymi w różnym stopniu działalności fal, prądów morskich i pływów. U schyłku małej epoki lodowej proces taki miał miejsce w rejonie Pocockodden, gdzie formowany był sandr zewnętrzny lodowca Renard (Harasimiuk 1987, Zagórski 2004a, Reder, Zagórski 2007a) (**publikacja: 6**) (Ryc. 8C). Całkiem niedawno, w końcu XX w., intensywna akumulacja sandrowa zachodziła na południowym brzegu Fagerbukty, na przedpolu lodowca Recherche (Reder 1996) (**publikacja: 6**) (Ryc. 11). Obecnie akumulacja sandrowa i sandrowo-deltowa formuje, przy udziale pływów, wybrzeża Josephbukty (Ryc. 7, 10). Z kolei w Vestervågen ma miejsce formowanie złożonej delty przez rzekę Chamberlin (Chamberlinelva) oraz cieki proglacjalne lodowców Cramera (Ryc. 12). Brak prądów morskich w tej wydłużonej zatoce – osłoniętej przez wyspę Reinholmen – sprawia, że podwodna część delty ma charakter rozległej równi pływowej.

Odmierna sytuacja ma miejsce na północ od Calypsobyen. Rzeka Scotta (Scottelva), niosąca między innymi wody proglacjalne z lodowca Scotta, który obecnie jest w fazie recesji, dostarcza do strefy brzegowej głównie materiał zawieszinowy (Bartoszewski i in. 2007, 2009, Chmiel i in. 2013) (**publikacje: 2, 3**). Jednocześnie, jak wynika z badań z lat 2009 i 2010, zarejestrowano małe natężenie transportu rumowiska dennego (około 100 kg na dobę) (Kociuba, Janicki 2013). Ujście rzeki Scotta zamykane jest jednak przez wał sztormowy, co powoduje formowanie zastoiska, a następnie koryta ujściowego o charakterze krewasy (Harasimiuk, Król 1992, Superson, Zagórski 2007). Po stronie dystalnej wału materiał akumulowany jest u wylotu koryta w postaci efemerycznej delty (tylko w przypadku spokojnych warunków morskich), a następnie porywany przez falowanie i zmienne prądy wzdłużbrzegowe i rozprowadzany wzdłuż brzegu (**publikacja: 5**). Dane obserwacyjne z lat 1986-2005 wskazują, że średni wieloletni przepływ wyniósł $0,89 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, co odpowiada rocznemu wskaźnikowi odpływu 873 mm (Bartoszewski 2007, Bartoszewski i in. 2013). W strukturze odpływu znaczny udział mają wody związane z ablacją lodowcową np. ponad 63% w 2005 r. i ponad 71 % w 2006 r. (**publikacja: 3**).

Wielkość przenoszonego materiału (nośność rzeki) wzrasta w sposób logarytmiczny w stosunku do wzrostu przepływu (Bartoszewski 1998). Im częściej występują podwyższone stany wody tym więcej może być transportowanego materiału, ale tylko w przypadku dużego udziału wód pochodzących z lodowca (Bartoszewski 1998). Jednak ilość materiału docierającego do strefy brzegowej zależy od długości strefy tranzytowej. Czoło lodowca Scotta od końca Małej Epoki Lodowej

do 2006 podlegało ciągłej recesji, średnio 4-5 m na rok (w tym w latach 1990-2006 aż 14,3 m na rok), a jego powierzchnia zmniejszyła się o około 23 % (**publikacja: 2**). Taka sytuacja ma swoje konsekwencje w wydłużaniu drogi odpływu wód proglacialnych z około 1,4 km w 1936 roku, do 2,1 km w 1990 roku i ponad 3 km w 2012 roku.

Jednak obserwacje przeprowadzone od 1995 r. pokazały, że miały miejsce epizody o charakterze ekstremalnym, które znacząco wpłynęły na wartości odpływu i nośności wód rzeki Scotta. Do wyjątkowych pod tym względem należał sezon letni 2002 (Krawczyk, Bartoszewski 2008). W okresie od 8 lipca do 10 września średni odpływ wyniósł $1,4 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Maksimum odpływu wystąpiło w sierpniu i miało dwie kulminacje o wartościach 2,8 i $3,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Odpływ całkowity wód rzeki Scotta podczas okresu badań wyniósł $7,92 \text{ ml m}^3$ tj. był o ponad 22% większy niż średnia za lata 1986-2011 ($6,46 \text{ ml m}^3$) (Krawczyk, Bartoszewski 2008). Tak wysoka wartość odpływu, wynikająca w dużej mierze z intensywnej ablacji lodowca Scotta, była odpowiedzią na wysokie opady deszczu między 16 a 27 sierpnia (23 mm) oraz wyższą niż zazwyczaj temperaturę powietrza ($5,5-7,5^\circ\text{C}$). W efekcie doszło do znacznych przekształceń w strefie wewnętrznej przedpola lodowca Scotta, gdzie dominujące do tej pory obszary moreny dennej zostały usunięte i przekształcone w żwirowo-kamienisty sandr wewnętrzny (Reder, Zagórski 2007b). Unoszone przez wody proglacialne znaczne ilości materiału terygenicznego odprowadzone zostały poza zlewnię, zasilając strefę brzegową szczególnie w strefie 2 i 3 (**publikacja: 5**) (Ryc. 7, 9). W innych okresach obserwacyjnych, dla przykładu w 2005 roku (okres pomiarowy 15 lipca - 1 września) zanotowano podobną wartość maksymalnego odpływu – $3,85 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (również w drugiej połowie sierpnia), przy średniej wartości dla sezonu niższej niż w 2002 roku – $1,21 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, natomiast odpływ całkowity wyniósł $5,0 \text{ ml m}^3$ (Bartoszewski i in. 2009) (**publikacja: 3**). Jednak w obrębie brzegu nie obserwowano tak dużych zmian jak to miało miejsce w 2002 roku.

(3) Zjawiska lodowe

Do tej grupy można zaliczyć różne formy lodu, występujące w strefie brzegu, zarówno lodu nieruchomego, związanego z brzegiem, jak również lodu pływającego. Należą do nich: poligenetyczny lód brzegowy, lód stały (pokrywa lodowa) i stopa lodowa, kra lodowa oraz lód pochodzenia lodowcowego. Lód może być bezpośrednim czynnikiem rzeźbiącym, wspomagać czynniki morskie, jak również stanowić barierę ochronną przed nimi (Rodzik, Wiktorowicz 1996) (**publikacja: 4, 5, 7**).

U zachodnich, otwartych wybrzeży Spitsbergenu nie tworzy się pokrywa lodowa, ze względu na stosunkowo wysoką temperaturę wody Prądu Zachodniospitsbergeńskiego oraz falowanie pełnomorskie. W okresach mroźnej i bezwietrznej pogody może dochodzić do krótkotrwałego zamarzania wód przybrzeżnych – jednak cienka pokrywa lodowa jest szybko niszczonej przez fale i wiatr. Do kilku tygodni może utrzymywać się pokrywa lodowa w stosunkowo płytkiej i częściowo osłoniętej szkieletami zatoki Dunderbukta. Z uwagi na szerokie otwarcie Bellsundu, migracja falowania pełnomorskiego nie dopuszcza do tworzenia się stałej pokrywy lodowej także u jego południowych wybrzeży. Zamarza natomiast Recherchefjorden (podobnie, jak Van Keulenfjorden i Van Mijenfjorden), jednak niemal przez całą zimę (zwykle od grudnia do czerwca) pokrywa lodowa utrzymuje się tylko w jego wewnętrznych zatokach: Josephbukta, Vestervågen i Fagerbukta. Pełny proces zamarzania przechodzi zwykle fazy: lepy (*grease ice*), śryżu (*shuga*), szkła lodowego (*ice rind*), poprzez lód świeży (*nilas*), aż do lodu młodego (*young ice*). Z uwagi na znikome falowanie, proces zamarzania rzadko przechodzi przez fazę krążków lodowych (*pancake ice*) (Ryc. 13). Pokrywa lodowa osiąga grubość 1,5 m, zaś jej strop stanowi zwykle warstwa lodu nałożonego (**publikacja: 4**).

Na brzegach Bellsundu, otwartego ku Morza Grenlandzkiego, występuje zimą poligenetyczny lód brzegowy. Przeważa w nim naledź brzegowa, przybierająca początkowo postać terasek girlandowych, formujących się z zamarzania napływu fal oraz wyrzucanych na brzeg: lepy i śryżu (**publikacja: 4**) (Ryc. 13). W dalszej fazie tworzą się kaskady lodowe z zamarzania spływających bryzgów wody. W budowie lodu brzegowego biorą udział opady i osady atmosferyczne, a także materiał żwirowy, wyrzucany z podbrzeża – lód lodowcowy zdarza się wyjątkowo, ze względu na ograniczony kontakt klifów lodowcowych z otwartymi wodami fiordów (Jezierski 1992, Zagórski 1996). Lód brzegowy nadbudowuje nadbrzeże wałem lub listwą o szerokości kilku lub więcej metrów, ograniczoną lodowym klifem o wysokości zwykle 1-3 m. Lód ten chroni brzeg przed abrazją, jednak ułatwia wędrówkę materiału z podbrzeża, porywanego i odbijanego od klifu przez skośne fale przyboju. Lód brzegowy zaczyna tworzyć się w listopadzie lub później i zalega zwykle do czerwca. Nierównomierne wytapianie się materiału mineralnego, powoduje formowanie się „dziurawej plaży” (Jahn 1977, Ruszkowska 1985, Zagórski 1996, 2004a) (**publikacje: 4, 5**). Największą wysokość i rozprzestrzenienie osiąga lód brzegowy w kwietniu, po czym następuje jego stopniowa degradacja. W końcu zimy (kwiecień/maj), istotną rolę w ablacji lodu brzegowego zaczyna odgrywać insolacja, ale głównym czynnikiem jest, w strefie oddziaływania nawet niewielkiego falowania, termoabrazja (**publikacja: 4**). Wiosną (maj/czerwiec) przeważa ablacja adwekcyjna, a na początku lata (czerwiec/lipiec) do degradacji lodu brzegowego wydatnie przyczyniają się opady deszczu. Do całkowitej ablacji dochodzi zwykle w ciągu kilku tygodni, w zależności od przebiegu pogody, stopnia rozbudowania lodu, a także zawartości materiału mineralnego, który wytapiając się, tworzy izolującą pokrywę. Zdarza się, że w sprzyjających warunkach (opóźniona wiosna, brak sztormów i opadów deszczu oraz znaczna ilość materiału mineralnego) płyty lodu brzegowego występują jeszcze w lipcu (Giżejewski, Rudowski 1994), a jego resztki, przykryte materiałem mineralnym, mogą dotrwać nawet do początku sierpnia, tak jak w latach 1982, 1991 i 2005 (**publikacja: 5**).

O każdej porze roku, zwykle do kilku tygodni, może występować w Bellsundzie pole lodowe (kra lodowa), dryfujące z Morza Barentsa z prądami morskimi (np. w sezonie letnim 2011). Kra lodowa dociera do najdalszych zakątków fiordów Bellsundu z prądami pływowymi. Jej oddziaływanie na brzeg, a zwłaszcza na skierowe podbrzeże, może być jednak znaczące tylko w strefie otwartego morza lub na wybrzeża Bellsundu, położone naprzeciw jego wylotu, w wyjątkowych przypadkach, podczas zachodniego wiatru. Obecność kry lodowej tłumi natomiast falowanie, nawet rozkołys (**publikacje 5, 7**).

(3) Czynniki morskie i ich oddziaływanie

Niezależnie od innych czynników modelujących wybrzeże, omówionych powyżej, to czynniki morskie mają decydujące znaczenie w końcowym etapie kształtowania strefy brzegowej. Najważniejszym, modelującym strefę brzegową, jest falowanie (Leontjew i in. 1982). Na Spitsbergenie wyróżnia się trzy jego rodzaje: falowanie wiatrowe, rozkołys (martwa fala) i pojedyncze fale długookresowe (Marsz 1996, Zagórski 2004a). Zwykle najistotniejszą rolę odgrywa falowanie wiatrowe, którego wielkość uzależniona jest od prędkości i czasu działania wiatru, a także od długości rozbiegu fali. Mimo nieznacznego zlodzenia zachodnie wybrzeże Spitsbergenu stosunkowo rzadko jest narażone na bezpośrednie falowanie sztormowe. Nad południowy Spitsbergen najczęściej napływają masy powietrza z sektora wschodniego, przy czym dominuje typ cyrkulacji cyklonalnej. Jest to związane z częstą wędrówką niżów znad Islandii między Skandynawią a Spitsbergenem, zwłaszcza w miesiącach zimowych (Niedźwiedź 2007). Wiąże się z tym dominacja wiatrów wschodnich –

zwłaszcza wiatry silne wieją niemal wyłącznie z tego kierunku. W porze letniej znaczny jest udział wiatrów z sektora zachodniego, jednak w niskogradentowym polu ciśnienia są to wiatry słabe (Styszyńska 2007). Zdarza się zimą, że tor niżej przebiega między Grenlandią, a Spitsbergenem, co skutkuje kierunkami wiatru z S, W i N, jednak są to sytuacje krótkotrwałe (Niedźwiedź 2007). Pełnomorskie falowanie oddziałuje bezpośrednio na odcinek wybrzeża eksponowany ku Morzu Grenlandzkiemu, zwykle do przylądka Straumneset (na wysokości doliny Logne), wyjątkowo – przy nabiegu fal z NW – do Kapp Lyell (na wysokości doliny Blomli). Zdarza się także rozkołys, wywołany przez sztorm na Morzu Grenlandzkim (Styszyńska 2007, Rodzik, Zagórski 2008) (**publikacja: 4**). Otwarcie Bellsundu na Morze Grenlandzkie sprawia, że w głąb tej cieśniny docierają fale dyfrakcyjne, stopniowo wygaszane przez kolejne przylądki, aż do Pocockodden. W fiordzie Recherche są one już prawie nieodczuwalne.

Przyziemna cyrkulacja powietrza jest w tym rejonie modyfikowana w znacznym stopniu przez układ dolin i grzbietów górskich oraz wydłużonych zatok – fiordów. Z cieśniną Bellsund, o długości 25 km i szerokości 20 km, łączą się trzy fiordy, mające przedłużenia w postaci rozległych dolin, w różnym stopniu zlodowaconych. Od strony ENE jest to fiord Van Mijen, od ESE – fiord Van Keulen i od SSE – fiord Recherche. Ich ukierunkowanie wspomaga cyrkulację atmosferyczną sprawiając, że nad Bellsundem dominują wiatry z sektora wschodniego nawet latem, wzmocnione o efekt fenowy (Gluza 1988, Bräzdil i in. 1991, Kejna i in. 2000). Fale, nadbiegające z tego sektora są jednak stosunkowo krótkie, gdyż z powodu częściowego zamknięcia wschodnich fiordów wyspami, długość rozbiegu fal wynosi 10-20 km. Na bezpośrednie falowanie z sektora wschodniego – przy wietrze z fiordu Van Keulen – narażone jest tylko wybrzeże Calypsostrandy. Jednak za Renardodden jest to już fala dyfrakcyjna. Z kolei fale z NE (wiatr z fiordu Van Mijen) atakują skośnie południowy brzeg Bellsundu na zachód od Renardodden. Przy wiatrach z sektora południowego występują, odczuwane zwłaszcza jesienią, porywiste wiatry spadowe z lodowca Recherche i w mniejszym stopniu z lodowca Renard. Mają one niewielki zasięg i wieją od brzegu, wzbudzając więc tylko krótką, niewysoką falę (**publikacje: 5, 7**).

W ścisłym związku z falowaniem pozostają wzbudzone przez nie prądy wzdłużbrzegowe (*longshore drift*). Skośny napływ fal oceanicznych na zachodni odcinek wybrzeża powoduje powstawanie tam lokalnych prądów o kierunku południkowym (odcinek I) (Ryc. 7). Na wschód od Tomtviki powstaje wówczas prąd wzdłużbrzegowy: początkowo o kierunku SW-NE, za Rochesterpynten – W-E, zaś za Renardodden – NE-SW (**publikacja: 5**).

Skomplikowany układ prądów powstaje przy wietrze z sektora wschodniego, o kierunkach modyfikowanych przez układ fiordów. Stosunkowo krótkie fale, nadbiegające z kierunku NE, od strony fiordu Van Mijen, skutecznie podcinają klifowe wybrzeże Skilviki, gdzie ma wówczas miejsce konwergencja prądów. Silniejszy z nich, zgodny generalnie z kierunkiem wiatru, płynie ku W, a następnie SW, wzdłuż wybrzeża Lyellstrandy, Dyrstadflyi i Lognedalsflyi. Drugi, wsteczny prąd, kieruje się ku E wzdłuż wschodniego odcinka wybrzeża Skilviki, gdzie przy Renardodden ściera się ze stosunkowo silnym prądem SE-NW, płynącym wzdłuż wybrzeża Calypsostrandy, wywołanym przez krótką, stosunkowo wysoką, zwykle skośną falę, podnoszoną przez wiatr z E, od strony fiordu Van Keulen. Rezultatem tego układu jest systematyczna nadbudowa Renardodden od strony wschodniej (Zagórski 2007c) (Ryc. 7, 8, 9) (**publikacje: 5, 6**). Dane archeologiczne oraz prace geomorfologiczne, prowadzone w tym rejonie, wskazują na intensywny rozwój Renardodden począwszy od XVI wieku (Jasinski, Zagórski 1996). Najbliżej obecnej strefy brzegowej (około 60 m od linii brzegowej) zlokalizowane jest stanowisko Renardodden 1, będące pozostałością rosyjskiej stacji łowców morsów



z pierwszej połowy XIX wieku (Jasinski i in. 1993, Jasinski, Zagórski 1996, Zagórski 2007c). Pierwotnie budynek stacji łowieckiej znajdował się zapewne poza zasięgiem falowania sztormowego, ale w wyniku wzrostu aktywności procesów abrazyjnych stary wał sztormowy uległ zniszczeniu zaś fale rozwlekły okruchy cegieł i szczątki organiczne po powierzchni strefy pływowej. Taki stan utrzymywał się jeszcze do początku lat 60. XX wieku tj. do momentu rozpoczęcia szybkiej recesji lodowca Scotta (Reder 1996, Zagórki, Bartoszewski 2004, Zagórski 2007a) (**publikacje: 2, 5**). Do 1990 roku intensyfikacja dostawy materiału spowodowała nadbudowywanie przylądka prawie o 20 m. Jednak w ostatnich latach w wyniku coraz słabszej dostawy materiału ze strefy marginalnej lodowca Scotta do strefy brzegowej oraz wzrastającej roli procesów morskich (falowanie, prądy przybrzeżne) obserwuje się postępujące zmiany geometrii przylądka. Silnemu ścinaniu ulega część od strony zatoki Skilviki, natomiast nadbudowywaniu – odcinek w kierunku ujścia rzeki Scotta (**publikacja: 5**) (Ryc. 8, 9). Druga strefa dywergencji ma miejsce na SE krańcu wybrzeża Calypsostrandy, przy Pockcockodden, gdzie fale atakują osady sandrowe oraz morenę lodowca Renard. Transportowany w kierunku S strumień rumowiska nadbudowuje mierzeję, odcinając częściowo zatokę Josephbukta (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991, Zagórski 2004a) (**publikacja: 5**). Jednak, jak pokazują roczne dane obserwacyjne, dla ostatniego 10-lecia układ i kierunki przemieszczania prądów wzdłużbrzegowych były różne, co wynikało głównie z uwarunkowań cyrkulacji atmosferycznej, stwarzającej określone warunki anemometryczne (Ryc. 7).

Zestawienie położenia linii brzegowej Calypsostrandy dla różnych lat, wykonane na podstawie archiwalnych materiałów kartograficznych, zdjęć lotniczych oraz pomiarów GPS, pozwoliło na określenie tendencji zmian wybrzeża (w wydzielonych stref i substref) w okresach: 1936-1960, 1960-1990, 1990-2000, 2000-2005, 2005-2006, 2006-2007, uzupełnione o 2005-2011 (Ryc. 9) (**publikacja: 5**). *(Okresy 2005-2006 i 2006-2007 opisane zostały w publikacji 6, natomiast w autoreferacie prezentowane są dane dla zbiorczego 2005-2011)*. Wystąpiły w tym czasie 3 okresy o ujemnym bilansie powierzchni (1936-1960, 1990-2000, 2005-2011) oraz 2 okresy o dodatnim bilansie powierzchni (1960-1990, 2000-2005) (Tabela 1). W kształtowaniu strefy brzegowej istotną rolę odgrywały procesy morskie, szczególnie falowanie wiatrowe i rozkołys, które od lat 90. XX wieku były bardzo intensywne. Silne falowanie wiatrowe w 1994 roku, związane z jesiennymi sztormami, doprowadziło do znaczącej redukcji powierzchni terasy I, średnio o 6,55 m, a maksymalnie nawet 12 m (Zagórski 1996) (Ryc. 7, 9). Z kolei drugi rodzaj falowania – rozkołys, wpłynął na zmiany geometrii linii brzegowej w okresie 2000-2005, szczególnie w rejonie Calypsobyen, przy ogólnym dodatnim bilansie powierzchni (2060 m²). *(Intensywna dostawa materiału przez rzekę Scotta w 2002 roku – epizod opisany w części (3) procesy fluwiołacjalne i fluwialne)*. Uzupełniony, w stosunku do publikowanych danych (**publikacja: 5**), okres 2005-2011 charakteryzował przewagą falowania zachodniego i północno-zachodniego oraz południowego. Zaznaczył się również znacznie słabszy udział falowania z sektora wschodniego. Taki układ falowania wymusił istotne zmiany w kierunkach dominujących prądów wzdłużbrzegowych (Ryc. 7). W konsekwencji zmiennych wiatrów, zwłaszcza w przypadku interferencji fal, powstał złożony, niestabilny układ zmiennych, lokalnych prądów wzdłużbrzegowych południowego wybrzeża Bellsundu.

Odmienna sytuacja panuje wewnątrz fiordu Recherche. Występuje tutaj raczej stabilny, lewoskrętny układ słabych prądów wzdłużbrzegowych, wzbudzanych przez niewielkie fale dyfrakcyjne lub powstające pod wpływem wiatrów spadowych. W takich warunkach wzrasta rola pływów, które osiągają tu amplitudę ponad 1,8 m. Kształtują one w znacznym stopniu powierzchnię równi pływowej u wylotu doliny Chamberlin (Harasimiuk, Jezierski 1991) (**publikacje: 5, 6, 7**). Poza

tym pływy, zwłaszcza syzygijne, wspomagają falowanie i prądy wzdłużbrzegowe wzdłuż całego omawianego wybrzeża. Poszerzają one także strefę oddziaływania fal na brzeg oraz powodują prądy wsteczne w ujściach rzek i cieśninach łączących laguny z otwartymi wodami.

C.4. Strefy morfodynamiczne wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga

W obrębie całego wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga można wydzielić cztery charakterystyczne odcinki, zróżnicowane genetycznie i litologiczne, a także pod względem dynamiki falowania, prądów wzdłużbrzegowych oraz dostawy materiału terygenicznego (Harasimiuk, Jezierski 1992) (**publikacja: 7**).

Odcinek I obejmuje wybrzeże od Dunderbukty po Tomtvikę (Ryc. 6). Jego zachodnia ekspozycja, skierowana bezpośrednio ku Morzu Grenlandzkiemu powoduje, że brzegi kształtowane są wyłącznie przez długie fale oceaniczne. Wybrzeże to chronione jest przez szeroki, powyżej 1 km, pas szkierów, przez co do brzegu docierają duże fale tylko podczas wysokiej wody syzygijnej. Na szkiery silnie oddziałują kry pola lodowego, docierającego tu z Morza Barentsa. Ten odcinek wybrzeża rozwinięty jest na skrzydle synkliny Dunderdalen, w mało zróżnicowanych skałach prekambryjskich (Harasimiuk, Król 1993). Na przeważającym odcinku jest to wyrównane, płaskie wybrzeże abrazyjno-akumulacyjne, z szerokim, maksymalnie do 70 m, pasem plaży. Najwyższy wał sztormowy wkracza na rozległą powierzchnię 5-metrowej terasy. Tylko północny brzeg Dunderbukty ma, na odcinku ok. 2 km, charakter klifowy.

Odcinek II, położony między Tomtviką a Skilviką, wypreparowany jest także w skałach prekambryjskich, głównie tillitach i kwarcytach (Kapp Lyel Formation), przykrytych ok. 2-metrową serią morskich żwirów terasowych. Jego kierunek jest jednak poprzeczny w stosunku do głównych struktur tektonicznych. Brzeg, przeważnie klifowy, o wysokości kilku lub kilkunastu metrów, ma przez to przebieg zakolowy, uwarunkowany różną odpornością skał podlegających abrazji. W obrębie zatok występuje różnej szerokości plaża, zwykle kamienisto-żwirowa, o niepełnym profilu, miejscami z listwą 3-5-metrowej terasy, zaś klif abradowany jest tylko podczas największych sztormów. Skaliste przylądki, oddzielające zatoki, mają przedłużenie w postaci linii szkierów, wychodzących w morze zwykle na kilkadziesiąt metrów i stanowiących przeszkody dla prądów wzdłużbrzegowych. Na ten odcinek wybrzeża oddziałują zarówno fale pełnomorskie, jak i krótkie fale wiatrowe z N i NE. Często ma miejsce interferencja fal długich i krótkich z różnych kierunków.

Odcinek III, położony między Skilviką a Pocockodden, znajduje się w strefie konwergencji prądów wzdłuż brzegowych (Renardodden), między dwiema strefami dywergencji. Na obu krańcach tego odcinka zachodzi intensywna abrazja. W części NW, na wschodnim brzegu Skilviki, podcinany jest klif o wysokości 20-25 m, zbudowany z paleogeńskich piaskowców z wkładkami węgla, nadbudowany osadami glacialnymi, fluwioglacialnymi i morskimi (Pękała, Repelewska-Pękałowa 1990, Landvik i in. 1992). W części SE niszczony jest stary stożek sandrowy lodowca Renard. Środkową część stanowi wybrzeże akumulacyjne o długości ponad 3 km, składające się ze strefy akumulacyjnej o kilkudziesięciometrowej szerokości, wykształconej w postaci kilku wałów sztormowych oraz martwy klif, rozcinany przez proniwalne strugi i modelowanego przez soliflukcję (Superson, Zagórski 2008, Repelewska-Pekałowa i in. 2013). Klif ten i ograniczoną przez niego ok. 20-metrową terasę Calypsostrandy, rozcinają dwie doliny: rzeki Scotta oraz potoku Wydrzycy (*Tyvjobeken*). Wybrzeże to pozostaje pod działaniem różnych czynników: morskich, lodowych i fluwialnych (fluwioglacialnych), zmiennych – w różnych skalach czasowych – co do intensywności i

kierunku. Generalnie w części środkowej dominuje proces akumulacji, przerywany okresami abrazji (Harasimiuk 1987). Istotną rolę w formowaniu strefy brzegowej odgrywała również dostawa materiału terygenicznego przez rzeki proglacialne lodowców: Scotta i Renard. Zanik dostawy materiału w strefie ekstramarginalnych stożków sandrowych lodowca Renard spowodował intensyfikację oddziaływania procesów morskich i cofnięcie się linii brzegowej o ponad 100 m w rejonie Pocockodden (Ryc. 8C). Z kolei przy ujściu rzeki Scotta dostawa materiału ze zlewni lodowca Scotta a zwłaszcza materiału pochodzącego z niszczenia klifu Skilviki, spowodowała przyrost strefy brzegowej o ponad 60 m (Ryc. 8B). Generalnie, na odcinku wybrzeża między Skilviką a Josephbukta przeważają obecnie procesy abrazyjne nad akumulacyjnymi (Ryc. 7). Ten trend odzwierciedlają również dane zestawione w **publikacji 5** oraz uzupełnione w Tabeli 1. Dla porównania:

- (1) 1936-2007 – ubytek powierzchni: $-111\,630\text{ m}^2$; przyrost: $77\,100\text{ m}^2$, ogólny bilans: $-34\,530\text{ m}^2$; co odpowiada cofnięciu się linii brzegowej o 6,06 m (0.09 m a^{-1}) (**publikacja 5**);
- (2) 1936-2011 – ubytek powierzchni: $-125\,270\text{ m}^2$; przyrost: $73\,750\text{ m}^2$, ogólny bilans: $-51\,520\text{ m}^2$; co odpowiada cofnięciu się linii brzegowej o 9,08 m (-0.12 m a^{-1}) (Tabela 1), dane: projekt nr N N 306 703840.

Odcinek IV tworzą wybrzeża fiordu Recherche. Brzegi fiordu poddawane są w nieznacznym tylko stopniu falowaniu wiatrowemu (fale krótkie); sporadycznie docierają tu również dyfrakcyjne, znacznie wygaszone fale oceaniczne. Wzrasta przez to rola pływów, a także stosunkowo słabego, jednak stałego co do kierunku, lewoskrętnego prądu wzdłużbrzegowego. Wybrzeże to można uznać za niskoenergetyczne. W budowie wybrzeży duży udział mają jednak luźne osady glacialne, więc mimo słabszego oddziaływania czynników morskich jest ono dynamicznie przekształcane przy znacznym udziale czynników fluwialnych i fluwioglacjalnych, lodowych i glacialnych (Harasimiuk 1987, Harasimiuk, Jezierski 1991) (**publikacja: 6**).

C.5. Wnioski

1) Współczesny obraz wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga jest wynikiem wzajemnego oddziaływania wielu procesów, uwarunkowanych czynnikami zarówno lokalnymi, jak i w skali całego Spitsbergenu. Rozwój zespołów form, tworzących równiny nadmorskie, był związany z aktywnością fal morskich w warunkach zmieniającego się klimatu i wahań poziomu morza, zróżnicowanych ruchów glacioizostatycznych oraz oddziaływania systemów glacialnych począwszy od saalianu po współczesność. Skutkiem morfologicznym oddziaływania tego zespołu czynników są podniesione terasy morskie, zróżnicowane pod względem wysokości, zasięgu i budowy geologicznej. W wielu przypadkach mają one założenia starsze – przedvistuliańskie (**publikacje: 1, 7**).

2) Rzeźba wybrzeży badanego obszaru, do wysokości około 65 m, została ukształtowana głównie po okresie transgresji morskiej, która nastąpiła jako efekt deglacjacji zlodowacenia późnego vistulianu (*LGM – Last Glacial Maximum*). Maksymalny poziom morza w okresie schyłku późnego vistulianu (około 12 tys. lat BP) jest zgodny z wyznaczoną transgresją na obszarze zachodniej części Nordenskiöld Land (NW Bellsund), odpowiadającej poziomowi plaży C (Landvik i in. 1987, Salvigsen i in. 1991, Mangerud, Landvik 2007). Powstanie niższych poziomów teras morskich było efektem postępującego etapowo podnoszenia glacioizostatycznego na przełomie vistulianu i holocenu – spowolnienie ruchów w okresie tworzenia terasy V. Jedynie terasa I, położona najniższej, ukształtowała się w holocenie (**publikacje: 1, 7**).

3) Analiza przebiegu formowania rzeźby strefy litoralnej w okresie późnego vistulianu i wczesnego holocenu nasuwa istotne wnioski co do modelowego określenia następujących po sobie zdarzeń. Te następstwa są ściśle związane z modelem glacioizostaticznego podniesienia dla okresu późnego vistulianu, opracowanego dla całego Spitsbergenu przez J. Landvika i in. (1998). Awans lodowców związany z glacialno-interglacjalnym cyklem klimatycznym powodował w pierwszym etapie przekształcanie egzaracyjne obszaru, po którym następował okres akumulacji glin zwałowych. Skutkiem glacji było również globalne, eustatyczne obniżenie poziomu morza oraz nieco opóźnione w czasie, glacioizostaticzne obniżanie lądu. Z kolei deglacja w okresie późnego vistulianu miała charakter frontalny i szybki, umożliwiając transgresję morską. Równocześnie w odcinkach ujściowych rzek lodowcowych dochodziło do akumulacji deltowej i tworzenia równi pływowych. W kolejnym etapie nastąpiło podnoszenie glacioizostaticzne lądu, które było opóźnione w stosunku do eustazji lub w późniejszym okresie mogło być z nią równoczesne. Tektoniczne i litologiczne uwarunkowania spowodowały, że obszar NW części Ziemi Wedela Jarlsberga podlegał nierównomiernym ruchom podnoszącym. Efektem tych ruchów było powstanie podniesionych teras morskich, których wysokości świadczą o zróżnicowaniu ich trendów (publikacje: 1, 7).

4) Wpływ systemów lodowcowych na strefę brzegową jest bezpośrednim odzwierciedleniem postępujących zmian w środowisku polarnym. Największe zmiany dotyczyły obszarów w sąsiedztwie czoł lodowców. Bezpośrednie oddziaływanie systemów lodowcowych oraz bliskie sąsiedztwo wypływów wód proglacialnych sprzyjało intensywnej aggradacji strefy brzegowej, gdzie dochodziło do interakcji między procesami glacialnymi, fluwioglacialnymi i morskimi. Dodatkowo intensywność kształtowania wybrzeża potęgowana była przez awanse lodowców typu szarży (lodowce: Renard i Recherche). Jednocześnie deglacja przyczynia się do zmian charakteru niektórych obszarów wybrzeża z proglacialnych w tzw. paraglacialne: stożki ekstramarginalne lodowca Renard, stożki sandrowe lodowca Recherche. W przypadku lodowca Renard przyczyną była zmiana kierunku odpływu wód proglacialnych w stronę Josephbukty, natomiast w drugim przypadku – rozwój wewnętrznej laguny, obecnie będącej głównym odbiorcą wszystkich wód proglacialnych, wypływających z lodowca Recherche (publikacje: 2, 3, 6, 7).

5) Odcinki linii brzegowej, położone w strefach ujściowych zlewni lodowca Scotta i doliny Chamberlin, przez cały holocen były zasilane, z różną intensywnością, przez materiał terygeniczny. Jednak rozwój strefy brzegowej w poszczególnych obszarach przebiegał odmiennie. Decydującą rolę odgrywało rozwinięcie i położenie systemu glacialnego (lodowców). Nie bez znaczenia było również położenie ujść zlewni w stosunku do stref bezpośredniego oddziaływania procesów morskich (falowanie wiatrowe) oraz ich układ i wielkość. W przypadku zlewni lodowca Scotta, mimo jego recesji i wydłużania drogi odpływu wód proglacialnych, zwiększenie dostawy materiału w okresie post-MEL przeciwdziałało niszczeniu tej części strefy brzegowej. Przyrost strefy brzegowej odbywał się poprzez poszerzanie wału sztormowego ograniczającego stożek sandrowy. Natomiast w przypadku ujściowej części doliny Chamberlin aggradacja ma miejsce głównie w czasie przyptywów, kiedy to wody potoków i rzek wyhamowują, tracąc zdolność transportową. Z kolei w czasie odpływów, szczególnie maksymalnych (szygijnych), materiał odprowadzany jest poza zlewnię do fiordu poprzez kilka dużych kanałów (koryt), rozwiniętych w obrębie równi pływowej (publikacje: 3, 5, 6).

6) W obrębie opisywanych wybrzeży ważną rolę odgrywają zjawiska lodowe, przede wszystkim poligenetyczny lód brzegowy. W fazie inicjalnej oraz w formie niezbyt rozbudowanej, ułatwia on

wyrzut materiału z podbrzeża oraz transport na wał sztormowy i jego zaplecze. Wytapiający się wiosną i latem materiał mineralny tworzy różne mikroformy; są one jednak w większości efemeryczne. Generalnie poligenetyczny lód brzegowy chroni brzeg przed działaniem fal sztormowych, ale uformowany wysoki klif sprzyja erozji i transportowi podłużnemu w strefie podbrzeża. Może on również blokować odpływ wód prониwalnych z zaplecza plaży, a w konsekwencji prowadzić do rozmywania wałów sztormowych (Zagórski 1996, 2004) (**publikacje: 4, 5**).

7) Należy jednak stwierdzić, że nadrzędną rolę w kształtowaniu wysokoenergetycznych wybrzeży południowego Bellsundu odgrywają czynniki morskie. Szerokie na 20 km otwarcie Bellsundu na Morze Grenlandzkie sprawia, że w zasięgu oddziaływania fali pełnomorskiej znajduje się nie tylko wybrzeże pełnego morza, ale także południowe wybrzeże Bellsundu, do którego dociera fala dyfrakcyjna, zwłaszcza w przypadku rozkołysu. Wybrzeża te można więc zaliczyć do tzw. *high energy coasts* (Forbes i in. 2011), a pod względem genetycznym dominują wybrzeża abrazyjne. Jedynie wybrzeże Recherchefjorden, pozostające poza oddziaływaniem falowania pełnomorskiego, jest wybrzeżem niskiej energii i ma przeważnie charakter akumulacyjny, na co wpływ mają również czynniki glacialne i fluwioglacialne. Ukształtowało się ono pod wpływem lodowców, które obecnie pośrednio oddziałują na niektóre jego fragmenty, dlatego można je zaliczyć do tzw. wybrzeży paraglacialnych (Forbes, Syvitski 1994, Mercier 2008) (**publikacja: 6**).

8) Na znaczące zmiany linii brzegowej NW Ziemi Wedela Jarlsberga, szczególnie w przypadku wybrzeży akumulacyjnych, wpłynęły również zdarzenia o charakterze ekstremalnym. Odnosi się to zarówno do wyjątkowo silnych sztormów (np. jesień 1994 r.) jak również intensyfikacji dostawy materiału terygenicznego (np. początek sierpnia 2002 r.) oraz silnego zlodzenia brzegu (wiosna/lato w 1993, 2005). W tym przypadku rola procesów morskich polega na dopasowywaniu linii brzegowej do „warunków optymalnych”, tj. rozprowadzaniu wzdłuż brzegu nadmiaru materiału oraz niwelowaniu ubytków. Niejednokrotnie skutki tych zdarzeń ekstremalnych wpłynęły w sposób w trwały na przebieg linii brzegowej (Zagórski 1996) (**publikacje: 4, 5**).

9) Stopniowy wzrost – w ostatnich 30 latach – natężenia cyrkulacji cyklonalnej (C), cyrkulacji południkowej (S), temperatury wód Prądu Zachodniospitsbergerńskiego oraz temperatury powietrza powoduje, że coraz częściej jesienne sztormy występują przed osiągnięciem izotermii wody i zlodzenia wybrzeży. Brak ochrony brzegów przez lód wpływa na wzrost dynamiki procesów brzegowych – przede wszystkim na rozmywanie brzegów akumulacyjnych. Krótsze zaleganie lodu stałego i pływającego może wpłynąć na zmianę typu niektórych wybrzeży, z niskoenergetycznych na wysokoenergetyczne. W tym kontekście można wysnuć wniosek o znacznym wzroście dynamiki procesów brzegowych od końca małej epoki lodowej (**publikacje: 4, 7**).

10) Obserwacje krótkookresowe (np. roczne) strefy brzegowej pozwalają na określenie dominacji jednego z czynników szczególnie, jeśli chodzi o procesy morskie. Obserwowane zmiany są wynikiem warunków meteorologiczno-oceanicznych, które wystąpiły w danym roku. Natomiast obserwacje długookresowe (5-letnie, 10-letnie i dłuższe) umożliwiają wyznaczenie ogólnego trendu zmian np. w celu określenia obszarów podanych na abrazję lub na agradację (**publikacja: 5**).

C.6 Aplikacyjność wyników badań

W ostatnich latach obserwowane jest coraz większe zainteresowanie obszarami polarnymi, zwłaszcza w kontekście wykorzystania gospodarczego tj. eksploatacji złóż naturalnych (np. ropy

naftowej) jak również rozwoju turystyki. W tym celu konieczna jest rozbudowa istniejącej infrastruktury oraz tworzenie nowej, szczególnie w obszarach o dobrej dostępności. Ten warunek spełniają obszary nadbrzeżne (wybrzeża). **Stąd niezwykle ważne staje się rozpoznaniem stanu wybrzeży, czynników je kształtujących oraz przewidywanie – predykcja – trendu zmian.** W tym kontekście ważne jest rozpoznanie zagrożeń będących następstwem zmian w obrębie strefy brzegowej oraz próby określenia możliwości przeciwdziałania ewentualnym negatywnym skutkom (np. Zagórski i in., 2012: *Raport. Zmiany linii brzegowej w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (Svalbard) w okresie 1960-2011 (Changes in the shoreline in the area of Polish Polar Station in Hornsund (Svalbard) during the period 1960-2011)*). W tym nurcie wykorzystanie wyników zaprezentowanych powyżej jest całkowicie uzasadnione.

D) Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych

Inne moje osiągnięcia naukowo-badawcze grupują się wokół kilku tematów realizowanych na terenie Polski, jak również na Spitsbergenie. Związane były one z pracami z zakresu geomorfologii i paleogeografii Wyżyny Lubelskiej oraz multidyscyplinarnymi badaniami realizowanymi podczas Wypraw Polarnych UMCS na Spitsbergen. Wielokrotnie w trakcie pozyskiwania wyników oraz ich opracowywania korzystałem z metod pomiarowych Globalnego Systemu Pozycjonowania (GPS) i analitycznych, jakie umożliwiają Geograficzne Systemy Informacyjne (GIS). Często wymagało to przygotowania autorskich procedur pomiarowych, obliczeniowych i wizualizacyjnych. W 1999 roku odbyłem staż z zakresu obsługi odbiorników GPS w Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie pod kierunkiem dr Adama Bałuta.

Moje badania prowadzone w pierwszych latach pracy w Zakładzie Geomorfologii Instytut Nauk o Ziemi UMCS dotyczyły zagadnień geomorfologicznych i paleogeograficznych. Koncentrowały się one m.in. na obszarze Działów Grabowieckich. Efektem były opracowania dotyczące budowy geologicznej oraz warunków rozwoju teras doliny Wolicy oraz charakterystyka rzeźby i osadów czwartorzędowych zlewni Wojsławki (Gawrysiak i in. 1998, Zagórski 1998, Superson, Zagórski 2003). Podobny zakres miały również prace z obszaru Rostocza Środkowego, w których przedstawiono charakterystykę litologiczną i stratygrafię osadów budujących suche doliny w rejonie Bondyża (Gawrysiak, Zagórski 1998ab). Inny nurt moich prac geomorfologicznych z tego okresu zawierały opracowania dotyczące opisu i rejestracji skutków gwałtownych ulew, które dość powszechnie występowały w drugiej połowie lat 90. XX wieku (Janicki i in. 1999). Efektem było m.in. moje współautorstwo w publikacji podsumowującej ówczesny stan wiedzy na temat tego typu zdarzeń ekstremalnych, opublikowany w Dokumentacji Geograficznej IGiPZ PAN (Rodzik i in. 1998).

Znaczącą część mojego dorobku krajowego stanowią również opracowania z zakresu wykorzystaniem metod GPS i GIS w pracach archeologicznych w kontekście środowiskowym. Najważniejszym aspektem było zaprezentowanie praktycznych możliwości tych metod w archeologii, a zarazem zaproponowanie procedur związanych z aplikacją tych narzędzi do warsztatu badawczego. Procedury te zawierały etapy pracy z danymi i zasobami archeologicznymi tj.: pozyskanie danych, przetwarzanie, wizualizację oraz uzyskanie produktu końcowego (Dobrowolski i in. 2011). Ważnym elementem badań, w których uczestniczyłem była również integracja danych pochodzących z różnych źródeł tj. z prac paleogeograficznych, geomorfologicznych, archeologicznych i ich kompleksowa analiza oraz cyfrowe przetwarzanie. W tym nurcie uczestniczyłem m.in. w opracowaniach związanych z realizacją kilku projektu dotyczących: tła środowiskowego wieży w Stołpiu (Zagórski 2009, projekt: 2

H01H 055 24, kierownik: prof. dr hab. A. Buko), kompleksowego opracowania zespołu rezydencjonalno-sakralnego na Górze Katedralnej w Chełmie (projekt: N N527 198138, kierownik: prof. dr hab. A. Buko), środowiskowych uwarunkowań lokalizacji stanowiska magdaleńskiego w Klementowicach, pow. puławski (publikacje: Wiśniewski i in. 2012, Rodzik i in. 2012, wyniki prezentowane na kilku konferencjach zagranicznych i krajowych) i ostatnio kompleksowego opracowania zespołów grodowych w Czermnie i Gródku (projekt: 12H 12 0064 81, kierownik: dr M. Wołoszyn). Uczestniczyłem również w wykonaniu siedmiu ekspertyz stanowisk archeologicznych (grodzisk) zleconych przez Instytut Archeologii i Etnologii Polskiej Akademii Nauk w Warszawie (2 ekspertyzy) i Wydział Inspekcji Zabytków Archeologicznych Wojewódzkiego Urzędu Ochrony Zabytków w Lublinie (5 ekspertyz).

Metody i procedury GPS/GIS wykorzystałem również w opracowaniach dotyczących rozwoju wąwozów drogowych na Płaskowyżu Natęczowskim (NW Wyżyna Lubelska) (Rodzik i in. 2010; dane prezentowane na konferencji w 2010 w Krakowie/Sanoku). Kompleksowe zastosowanie różnorodnych metod: geodezyjno-satelitarnych, sedymentologiczno-gleboznawczych, kartograficzno-geostatystycznych oraz geograficzno-historycznych, pozwoliło na odtworzenie stanu pierwotnej rzeźby, nawet przy jej wielokierunkowym, antropogenicznym rozwoju.

Jednak znacząco większy udział innych moich osiągnięciach naukowo-badawcze grupuje się w zakresie prac prowadzonych na obszarze Spitsbergenu. Wiązało się to z moim udziałem w 12 Wyprawach Polarnych UMCS na Spitsbergen (1995, 1998-2000, 2005-2012), w tym dwukrotne w roli kierownika wyprawy (1999, 2012). Głównym przedmiotem moich prac terenowych były zagadnienia dotyczące kształtowania wybrzeży w różnych aspektach (paleogeograficznym, dynamicznym i morfogenetycznym) (np. Jasinski, Zagórski 1996, Zagórski 1996). Badania te stały się podstawą do przygotowania w 2003 r. mojej rozprawy doktorskiej pt. *„Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)”*. Weszły one również w zakres badawczy przedstawionego powyżej zbioru prac monotematycznych, stanowiących podstawę do wystąpienia z wnioskiem do Centralna Komisja Do Spraw Stopni i Tytułów o przeprowadzenie postępowania habilitacyjnego.

Jednocześnie uczestniczyłem w pracach dotyczących m.in. zagadnień glaciologicznych, peryglacialnych i hydrologicznych (monitoringowych). W 2000 roku po raz pierwszy wykorzystałem odbiorniki GPS (Leica, System 500) w badaniach terenowych w rejonie Bellsundu na Spitsbergenie. Stosowałem je w kolejnych latach w celu opracowania różnych zagadnień tematycznych. Należało do nich m. in. opracowanie nowego podkładu topograficznych dla rejonu NW części Ziemi Wedela Jarlsberga w oparciu o zdjęcia lotnicze z 1990 roku. Pomiary GPS posłużyły do pomiaru punktów do tzw. ortorektyfikacji tych zdjęć. W wyniku przetwarzania fotogrametrycznego zdjęć lotniczych możliwe było sporządzenie numerycznego modelu terenu (*Digital Terrain Model – DTM*) - współpraca z Zakładem Fotogrametrii i Informatyki Teledetekcyjnej AGH w Krakowie. Dodatkowym efektem było wykonanie przeze mnie, pierwszej dla tego obszaru ortofotomapy w skali 1:25000 (Zagórski 2005). Połączenie danych uzyskanych podczas kartowania geomorfologicznego z wynikami analiz fotogrametrycznych zdjęć lotniczych przy użyciu oprogramowanie VSD (*Video Stereo Digitizer*; udostępniony przez AGH w Krakowie) stało się podstawą do wykonania: *„Mapy geomorfologicznej NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)”* (publikacja 7, Appendix 2).

Podobnie, w 2000 roku zainicjowałem precyzyjne pomiary GPS zasięgów czoł lodowców Scotta i Renard. Uzupełnienie tych danych o materiały archiwalne (mapy, zdjęcia lotnicze) i obserwacje terenowe pozwoliło mi na opracowanie tempa deglacjacji oraz zmian geometrii tych

lodowców, poczynawszy od małej epoki lodowej do współczesności (Zagórski, Bartoszewski 2004, Reder, Zagórski 2007ab, Zagórski i in. 2008, Rodzik i in. 2013, publikacje: 2, 6).

W 2000 roku rozpocząłem również precyzyjne pomiary, przy użyciu odbiorników GPS, tempa ruchów soliflukcyjnych w obrębie wybranych stoków Calypsostrandy o różnej ekspozycji. Kontynuowałem je w kolejnych latach tj. 2005-2012. Zwróciłem również uwagę na uwarunkowania procesów decydujących o przekształcaniu tych stoków, zwłaszcza w kontekście rozcinania krawędzi podniesionych teras morskich w rejonie Calypsobyen (Superson, Zagórski 2008). Wyniki prezentowane były m.in. na konferencjach we Wrocławiu (2008) w Kielcach (2009) i Sosnowcu (2012) oraz publikowane w jednym z rozdziałów w monografii („*Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*”, Wydawnictwo UMCS, Lublin) (Repelewska-Pękalowa i in. 2013).

Ważnym z punktu widzenia osiągniętego dorobku naukowobadawczego był mój udział w projekcie zamawianym PBZ-KBN-108/PO4/2004 „*Struktura, ewolucja i dynamika litosfery, kriosfery i biosfery w europejskim sektorze Arktyki i Antarktyce*”, który był przygotowaniem do Międzynarodowego Roku Polarnym 2007-2009. Badania związane z realizacją tego projektu były prowadzone w celu poznania reakcji geoeosystemów (zlewni) zlodowaconych i niezlodowaconych na zmiany klimatu w obszarze NW części Ziemi Wedela Jarlsberga. Dotyczyły one warunków klimatycznych rejonu Calypsobyen, bilansu masy, procesów ablacji i recesji lodowców (na przykładzie lodowców: Scotta i Renarda), procesów hydrograficznych i hydrochemicznych w zlewni Lodowca Scotta i zlewni peryglacjalnej rzeki Wydrzycy, dynamiki czynnej warstwy zmarzliny, skutków morfologicznych reakcji wieloletniej zmarzliny na zmiany klimatu oraz transferu i stanu zanieczyszczeń środowiska w warunkach narastającej antropopresji (Bartoszewski i in. 2007, 2009, publikacja: 3). Uzyskane wyniki stały się podstawą m.in. do zgłoszenia zlewni zlodowaconej Rzeki Scotta (Scottelva Catchments) do sieci światowego monitoringu w ramach grupy roboczej SEDIBUD (*Working Group on Sediment Budgets in Cold Environments SEDIBUD, I.A.G. International Association of Geomorphologists*) oraz do prezentowania wyników na konferencjach organizowanych w ramach grupy SmallCATCHMENTS I.A.G. (Międzyzdroje, Polska – 2008; Palma, Mallorca, Hiszpania – 2009; Izrael – 2010).

Duży wpływ na prowadzone w ostatnich latach przeze mnie prace na obszarze Spitsbergenu oraz osiągnięte wyniki miało zaproszenie w 2008 roku przez prof. dr hab. Jacka Janię do współpracy w ramach badań dotyczących roli lodowców w kształtowaniu rzeźby obszarów polanych. Zainicjował on między innymi w rejonie Bellsundu badania podwodne fiordu Recherche, które później wzbogaciłem o najnowsze dane uzyskane podczas prac badawczych w sezonach letnich 2011 i 2012 (szczegółowe informacje podane w załączniku 1 – Autoreferat, podrozdział: „metodyka prac terenowych”). Również z inicjatywy prof. dr hab. Jacka Jani wykonałem w 2011 roku badania, a następnie raport dotyczący zmiany linii brzegowej w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (Svalbard) w okresie 1960-2011. Raport ten ma niezwykle istotne znaczenie aplikacyjne, zwłaszcza z punktu widzenia funkcjonowania stacji oraz zabezpieczenia jej infrastruktury przez narastającym coraz silniej abrazyjnym oddziaływaniem procesów morskich (Zagórski i in. 2012).

Do moich osiągnięć zaliczam również przygotowanie pod względem merytorycznym i technicznym (redakcja): trzech przewodników terenowych dla rejonu Calypsobyen (Spitsbergen) dwóch opracowań o charakterze monograficznych oraz współautorstwo w trzech rozdziałach monograficznych.

Pierwsze dwa przewodniki zostały przygotowane dla potrzeb zorganizowanych przez Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich warsztatów: geomorfologicznych w 2003 roku (Bartoszewski i in. 2003, Pękała i in. 2003) i glaciologicznych w 2004 roku (Pękała i in. 2004). Natomiast trzeci przewodnik – *Field trip guide "Geomorphology of the southern side of Bellsund"* przygotowano w związku z konferencją *"Geodiversity of polar landforms - Longyearbyen (Svalbard) – 2007"*. Byłem również osobą prowadzącą sesję terenową w rejonie Bellsundu (*leader*). Mój wkład w powstanie tych trzech przewodników polegał na opracowaniu ich koncepcji, merytorycznej i technicznej redakcji oraz przygotowaniu strony graficznej.

Uczestniczyłem również w przygotowaniu edytorskim dwóch monografii. Pierwsza z nich: Superson J., Zagórski P. (red.), pt. *„Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji”*, wydana została w 2006 z okazji XX lat badań polarnych Instytutu Nauk o Ziemi Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej na Spitsbergenie. Tom ten był również dedykowany prof. dr hab. Kazimierza Pękała z okazji 70-lecia urodzin. Zawarte w tej monografii teksty prezentowały najważniejsze kierunki badań klimatycznych, geomorfologicznych, hydrologicznych, glaciologicznych, gleboznawczych, geochemicznych oraz botanicznych. Przygotowałem jeden z rozdziałów pt. *„Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)”* (Zagórski i in. 2006).

Druga monografia: Zagórski P., Harasimiuk M., Rodzik J. (eds.), 2013: *„The Geographical Environment of NW Part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)”* (*„Środowisko geograficzne północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen, Svalbard)”*), wydana została w 2013 roku między innymi z okazji Tygodnia Szczytu Nauk Arktycznych (ASSW 2013- Arctic Science Summit Week 2013), który odbył się w Kraków. Jej przygotowanie miało na celu kompleksowe zaprezentowanie wyników całego spektrum badawczego realizowanego podczas Wypraw Polarnych UMCS, poczynwszy od pierwszej wyprawy w 1986 roku. W tej monografii oprócz redakcji technicznej uczestniczyłem merytorycznie w przygotowaniu 6 rozdziałów (dokładne dane bibliograficzne: załącznik 3, podrozdział: D. „Rozdziały w monografiach”, str. 5, 6)

Poza tym jestem współautorem trzech rozdziałów w monografii: Zb. Zwoliński, A. Kostrzewski, M. Pulina (Eds), *„Ancient and modern geoecosystems of Spitsbergen (Dawne i współczesne geoekosystemy Spitsbergenu)”*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań. (dokładne dane bibliograficzne: załącznik 3, podrozdział: D. „Rozdziały w monografiach”, str. 4, 5).

Szczegółowe zestawieni osiągnięć publikacyjnych oraz dotyczących innej aktywności naukowo-badawczej i popularyzatorskiej zawiera Załącznik 2.



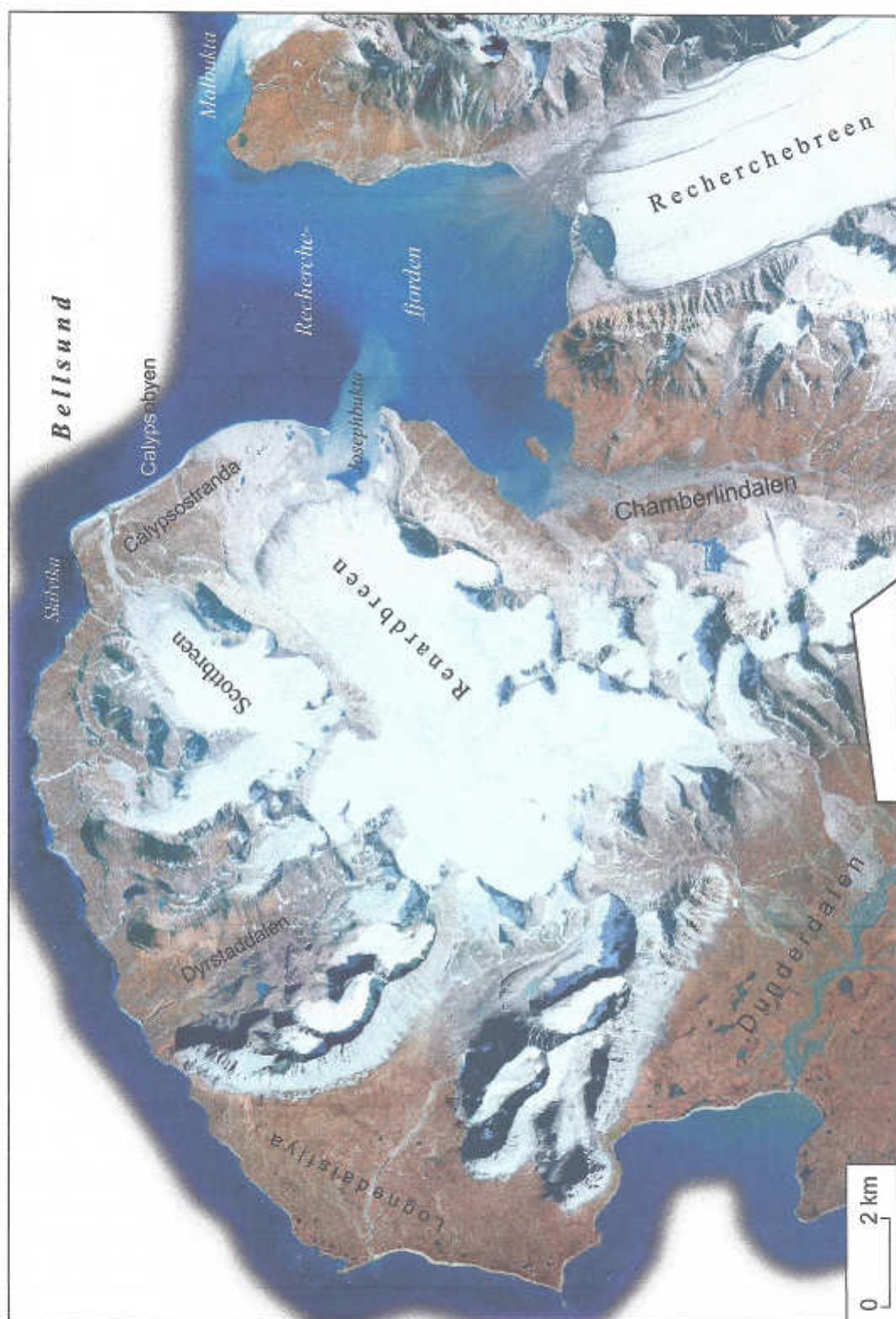
Cytowana literatura (w rozdziałach C i D)

- Publikacja: 1.** Zagórski P., 2007. Wpływ lodowców na przekształcenie wybrzeży NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w późnym plejstocenie i holocenie. *Śląskie Prace Geograficzne*, 4, Śląsk: 157-169.
- Publikacja: 2.** 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.
- Publikacja: 3.** Zagórski P., Bartoszewski S., Chmiel S., Gluza A., Siwek K., Superson J., 2008 (print in 2009). *Monitoring of the Scottelva Catchment (The NW part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen)*. *Quaestiones Geographicae*, 27A, 2: 115-129.
- Publikacja: 4.** Rodzik J., Zagórski P., 2009. *Shore ice and its influence on development of the shores of south-western Spitsbergen*. *Oceanological and Hydrobiological Studies*, 38, suppl. 1: 163-180.
- Publikacja: 5.** Zagórski P., 2011. *The shoreline dynamic of Calypsostranda (NW Wedel Jarlsberg Land, Svalbard) during the last century*. *Polish Polar Research*, 32, 1: 67-99.
- Publikacja: 6.** 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.
- Publikacja: 7.** Zagórski P., Rodzik J., Strzelecki M.C., 2013. Coastal geomorphology. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *„Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)”*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 212-245.
- B11 Van Keulenfjorden**, 1952. *Topografisk kart over Svalbard blot B11 Keulenfjorden, scale 1:100,000*. Norsk Polarinstitut.
- Bartoszewski S.**, 1998. *Reżim odpływu rzek Ziemi Wedel Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa Habilitacyjna, LX, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi, UMCS, Lublin: 167 pp.
- Bartoszewski S.**, 2007. *Reżim odpływu rzeki Scotta (Spitsbergen)*. [in:] Z. Michalczyk (ed.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym. Badania hydrograficzne w poznawaniu środowiska*, VIII, UMCS, Lublin: 65-71.
- Bartoszewski S., Gluza A., Pękała K., Repelewska-Pękałowa J., Siwek K., Zagórski P.**, 2003. *Środowisko przyrodnicze Bellsundu*. (w:) Kostrzewski A., Zwoliński Z., (red.) *„Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geosystemów Spitsbergenu”*, Warsztaty geomorfologiczne 10-21 lipca 2003, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań-Longyearbyen, wersja elektroniczna, 149-157.
- Bartoszewski S., Gluza A., Siwek K., Zagórski P.**, 2007. *The functioning of Scott Glacier in conditions of climate global changes*. *Landform Analysis*, 5: 5-8.
- Bartoszewski S., Gluza A., Siwek K., Zagórski P.**, 2009. *Temperature and rainfall control of outflow from the Scott Glacier catchment (Svalbard) in the summer of 2005 and 2006*. *Norsk Geografisk Tidsskrift – Norwegian Journal of Geography*, 63, 2: 107-114.
- Bartoszewski S., Chmiel S., Michalczyk Z.**, 2013. *Hydrography*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 84-101.
- Birkenmajer K.**, 2004. *Caledonian basement in NW Wedel Jarlsberg Land south Bellsund, Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 25, 1: 3-26.
- Birkenmajer K., Gmur D.**, 2010. *Coals of the Calypsostranda Group (Palaeogene) at Bellsund, Spitsbergen*. *Studia Geologica Polonica*, 133: 51-63.
- Bräzdil R., Prošek P., Paczos S., Siwek K.**, 1991. *Comparison of meteorological conditions in Calypsobyen and Reindalen in summer 1990*. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, UMCS, Lublin: 57-76.
- Byrne M.-L., Dionne J.-C.**, 2002. *Typical aspects of cold regions shorelines*. [in:] K. Hewitt, M.-L. Byrne, M. English, G. Young (eds.), *Landscapes in Transition. Landform Assemblages and Transformations in Cold Regions*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 141-158.
- Chmiel S., Bartoszewski S., Michalczyk Z.**, 2013. *Hydrochemistry*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 102-117.
- Dallmann W.K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjørnerud M.B., Hauser E.C., Maher H.D., Craddock C.**, 1990. *Geological Map of Svalbard 1: 100000, sheet B 11G, van Keulenfjorden*. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dobrowolski R., Dzieńkowski T., Zagórski P.**, 2011. *Analizy przestrzenne (GIS) w badaniach archeologicznych wybranych wczesnośredniowiecznych stanowisk z terenu Ziemi Chełmskiej*. (red.) Z. Kobyliński, R. Zapłata, (w:) *Digitalizacja dziedzictwa archeologicznego - wybrane zagadnienia*, Wiedza i Edukacja, Warszawa, 120-131.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Rzętkowska A.**, 1990a. *Geological-geomorphological analysis and ¹⁴C dating of submoraine organogenic within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. *Polar Research*, 8, 2: 275-281.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Rzętkowska A.**, 1990b. *Remnants of the earliest human invasion at Bellsund, Svalbard*. *Polar Research*, 8, 2: 299-302.
- Forbes D.L., Syvitski J.P.M.**, 1994. *Paraglacial coasts*. [in:] R.W.G. Carter, C.D. Woodroffe (eds.), *Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge: Cambridge University Press: 373-424.
- Forbes D.L., Rachold V., Kremer H., Lantuit H.**, (eds.), 2011. *State of the Arctic Coast 2010 – Scientific Review and Outlook*. International Arctic Science Committee, Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone, Arctic Monitoring and Assessment Programme, International Permafrost Association, Helmholtz-Zentrum-Geesthacht, Germany: 178 pp.

- Galon R., 1979. *Formy powierzchni Ziemi. Zarys geomorfologii*. WSiP, Warszawa: 393 pp.
- Gawrysiak L., Zagórski P., 1998a. *Litologia i stratygrafia osadów wistulańskich i holocenijskich budujących dno suchej doliny w Bondyrzu (Roztocze Tomaszowskie)*, (w:) IV Zjazd Geomorfologów Polskich, t. III, Przewodnik wycieczkowy, Lublin, 125-132.
- Gawrysiak L., Zagórski P., 1998b. *Stages of erosion-denudation valley development in Late Glacial and Holocene with the dry valley in the Bondyrz Region (Tomaszów Roztocze) as an example*. Biuletyn Peryglacjalny, 37, Łódź, 69-79.
- Gawrysiak L., Reder J., Zagórski P., 1998. *Rzeźba i osady czwartorzędowe dorzecza Wojsławki*. Annales UMCS, Lublin, sec. B, 53, 87-106.
- Giżewski J., Rudowski S., 1994. *Shore profile development at Wilczekodden, Hornsund, Spitsbergen*. [in:] XXI Sympozjum Polarne, Warszawa: 117-122.
- Gluz A., 1988b. *Prędkość i kierunek wiatru w sezonie letnim 1987 r. w Calypsobyen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 31-37.
- Harasimiuk M., 1987. *Współczesny rozwój wybrzeży południowego Bellsundu i fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin: 99-102.
- Harasimiuk M., Jezierski W., 1988. *Typy wybrzeży południowego Bellsundu*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 173-181.
- Harasimiuk M., Jezierski W., 1991. *Type of coasts of south Bellsund (West Spitsbergen) and tendency of their evolution*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 17-22.
- Harasimiuk M., Król T., 1992. *The dynamics of morphogenetic and sedimentary processes in the estuary segments of river valleys in the Recherche Fjord (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 59-66.
- Harasimiuk M., Król T., 1993. *Development of the fluvial system of the Dunder Basin (Western Spitsbergen)*. 20th Polar Symposium, Lublin: 341-348.
- Jahn A., 1977. *Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen)*, Acta Univ. Wratisl., Spitsbergen Expeditions II, Wrocław, 19-29.
- Janicki G., Zagórski P., Gawrysiak L., 1999. *Rozwój rzeźby terenu w wyniku gwałtownego opadu w strefie północnej krawędzi Grzędy Sokalskiej*. Annales UMCS, Lublin, sec. B, 54, 135-163.
- Jasinski M.E., Zagórski P., 1996. *Significance of archaeological sites for estimating coastal plain development in the Renardodden area, Bellsund, Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 35-41.
- Jasinski M.E., Starkov V.F., 1993. *Archaeological investigation of a cultural layer in moraine deposits of Renard Glacier. Recherche fjorden, Svalbard. Field Season 1992*. 20th Polar Symposium, Lublin: 55-72.
- Jasinski M.E., Starkov V.F., Zavyalov V.I., Zimin E.N., 1993. *Archaeological sites at Cape Renard, Bellsund, Spitsbergen*. 20th Polar Symposium, Lublin: 73-94.
- Jezierski W., 1992. *Spatial changeability of dynamics of marine sediment processes in Calypsostranda region. Recherche Fjord – Western Spitsbergen*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 67-72.
- Jezierski W., 1993. *Development of southern Bellsund beaches (West Spitsbergen)*. 20th Polar Symposium, Lublin: 349-360.
- Kejna M., Arażny A., Siwek K., 2000. *Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer 1999*. Polish Polar Studies, Toruń: 191-203.
- Kociuba W., Janicki G., 2013. *Fluvial processes* [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard), Wydawnictwo UMCS, Lublin: 192-211.
- Krawczyk W.E., Bartoszewski S., 2008. *Crustal solute fluxes and transient carbon dioxide drawdown in the Scottbreen basin, Svalbard*. Journal of Hydrology, 362, 3-4: 206-219.
- 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., 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: 43-75.
- Lantuit H., Overduin P., Couture N., Are F., Atkinson D., Brown J., Cherkashov G., Drozdov D., Forbes D., Graves-Gaylord A., Grigoriev M., Hubberten H.-W., Jordan J., Jorgenson T., Ødegård R. S., Ogorodov S., Pollard W., Rachold V., Sedenko S., Solomon S., Steenhuisen F., Streletskaia I., Vasiliev A., Wetterich S., 2012. *The Arctic Coastal Dynamics database. A new classification scheme and statistics on arctic permafrost coastlines*. Estuaries and Coasts, 35, 2: 383-400.
- Leontjew O.K., Nikiforow L.G., Safjanow G.A., 1982. *Geomorfologia brzegów morskich*. (Translation from Russian: S. Musielak, S. Rudowski), Wyd. Geol., Warszawa: 332 pp.
- Mangerud J., Landvik J.Y., 2007. *Younger Dryas cirque glaciers in western Spitsbergen: smaller than during the Little Ice Age*. Boreas, 36, 3: 278-285.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lønne I., Lycke A.K., Salvigsen O., Sangahl T., Svendsen J.I., 1992. *The Late Glacial Maximum on Spitsbergen, Svalbard*. Quaternary Research, 38, 1: 1-31.
- Marsz A., 1996. *Procesy kształtujące morfologię brzegów współcześnie rozwijających się fiordów (na przykładzie Hornsundu i Zatoki Admiralicji)*. Prace Wydziału Nawigacyjnego, 3, WSM Press, Gdynia: 83-141.
- Mercier D., 2008. *Paraglacial and paraperiglacial landsystems: concepts, temporal scales and spatial distribution*. Géomorphologie: relief, processus, environment, 4: 223-233.
- Mercier D., Laffly D., 2005. *Actual paraglacial progradation of the coastal zone in the Kongsfjorden area, West Spitsbergen (Svalbard)*. [in:] Harris Ch. & Murton J. (Eds.): Cryospheric Systems: Glaciers and Permafrost, London: 111-117.

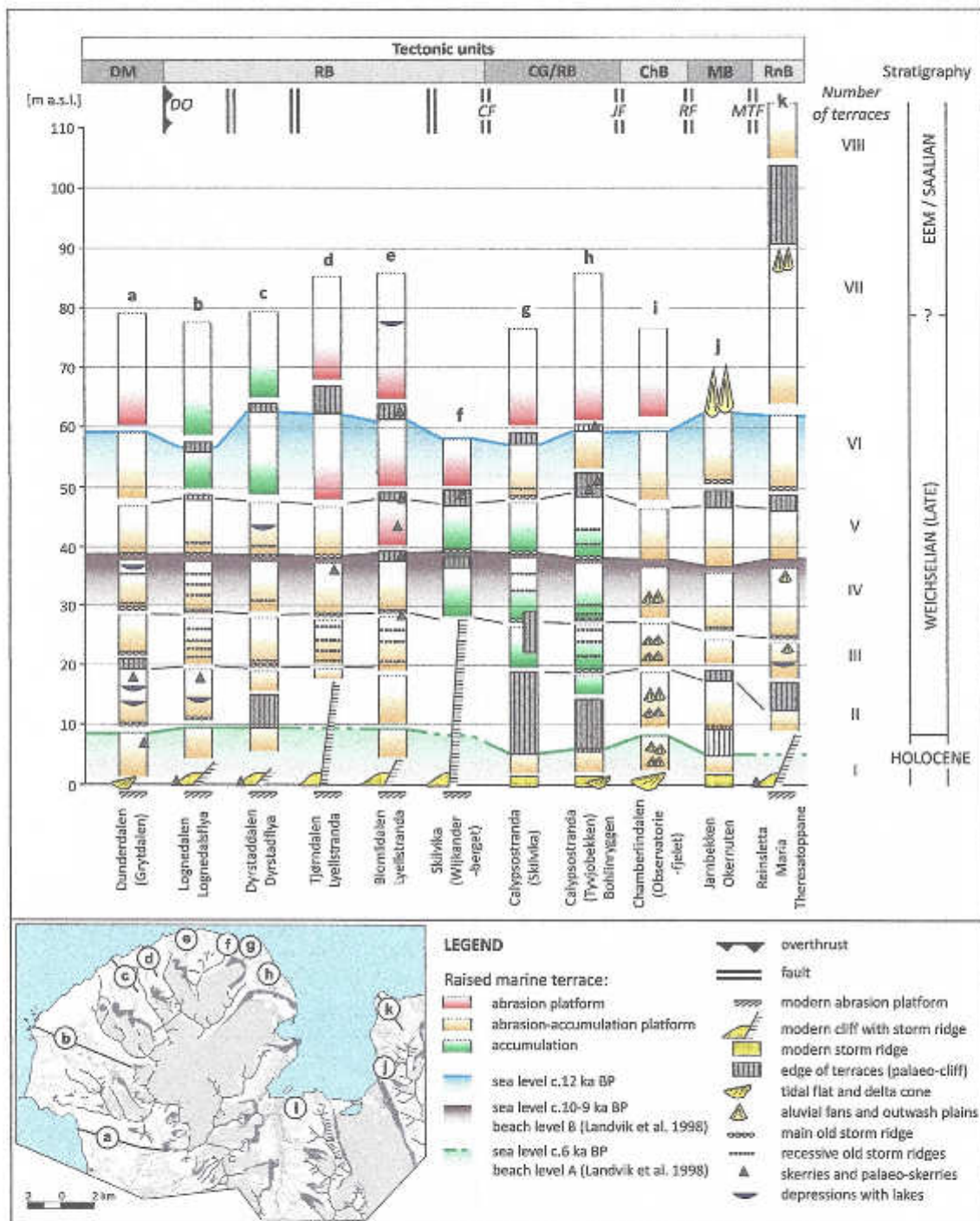
- Merta T., Ozimkowski W., Osuch D., 1990. *Evaluation of changes at the forefield of the Scott Glacier based on the photogrammetric data*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 51-58.
- Niedźwiedz T., 2007. *Cyrkulacja atmosferyczna*. [in:] A.A. Marsz, A. Styszyńska (eds.), *Klimat rejonu Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie – stan, zmiany i ich przyczyny*. Wydawnictwo Akademii Morskiej, Gdynia: 45-63.
- Pekala K., 1987. *Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen)*. XIV Sympozjum Polarne, Lublin: 84-87.
- Pekala K., Reder J., 1989. *Rzeźba i osady czwartorzędowe Dyrstaddalen i Lognedalen (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 159-169.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., 1988a. *Współczesne procesy morfogenetyczne w rejonie fiordu Recherche (Zachodni Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 149-160.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., 1988b. *Główne rysy rzeźby i osady czwartorzędowe doliny Chamberlin (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 161-172.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., 1990. *Relief and stratigraphy of Quaternary deposits – the region of Recherche Fjord and Southern Bellsund (Western Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 9-20.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., Zagórski P., 2003. *Przewodnik terenowy*. (w:) A. Kostrzewski, Z. Zwoliński (red.) „Funkcjonowanie dawnych i współczesnych geoeosystemów Spitsbergenu”, Warsztaty Geomorfologiczne, 10-21 lipca 2003, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Poznań-Longyearbyen, wersja elektroniczna, 157-172.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., Zagórski P., 2004. *Bellsund – Calypsobyen: Przewodnik terenowy*. (w:) A. Kostrzewski, M. Pulina, Z. Zwoliński (red.), *Glaciologia, geomorfologia i sedymentologia środowiska polarnego Spitsbergenu*, Warsztaty Glaciologiczne, Spitsbergen 2004, 1-12 lipca 2004, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Sosnowiec-Poznań-Longyearbyen, wersja elektroniczna, VI-175 - VI-194.
- Pekala K., Repelowska-Pekalowa J., Zagórski P., 2013. *Quaternary deposits and stratigraphy*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 48-63.
- Rachold V., Are F.E., Atkinson D.E., Cherkashov G., Solomon S.M., 2005. *Arctic Coastal Dynamics (ACD): an Introduction*. *Geo-Marine Letters*, 25, 2 :63-68.
- Reder J., 1990. *TL age of Quaternary sediments of the Dyrstad Valley (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 27-32.
- Reder J., 1996. *Evolution of marginal zones during glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. *Polish Polar Research*, 17, 1-2: 61-84.
- 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.
- Rodzík J., Wiktorowicz S., 1996. *Shore ice of Hornsund Fjord in the area of the Polish Polar Station in Spitsbergen during the 1992/1993 winter*, Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 191-195
- Rodzík J., Janicki G., Zagórski P., Zgłobicki W., 1998: *Deszcze nawalne na Wyżynie Lubelskiej i ich wpływ na rzeźbę obszarów lessowych*. (w:) „Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew”, (red.) Leszek Starkeł, *Dokumentacja Geograficzna IGIPZ PAN*, 11, Wrocław, 45-68.
- Rodzík J., Krukowski M., Zagórski P., 2010. *Rozwój śródpolnego wąwozu drogowego w świetle badań pedologicznych i pomiarów GPS*. *Annales Universitatis Paedagogicae Cracoviensis, Studia Geographica I*, 93, Kraków, 137-147.
- Rodzík J., Mroczek P., Wiśniewski T., Zagórski P., 2012 (print 2013). *The palaeogeographical conditions of location of a Magdalenian camp at Klementowice (Nałęczów Plateau, E Poland)*. *Archaeologia Polona*, 50, 107-121.
- Rodzík J., Gajek G., Reder J., Zagórski P., 2013. *Glacial geomorphology*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 136-165.
- Repelowska-Pekalowa J., Pekala K., Zagórski P., Superson J., 2013. *Permafrost and periglacial processes*. [in:] P. Zagórski, M. Harasimiuk, J. Rodzik (Eds.), *Geographical environment of NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard)*, Wydawnictwo UMCS, Lublin: 166-191.
- Ruszkowska B., 1985. *Formy rzeźby plaży spowodowane działalnością lodu na Ziemi Oskara II (Północno-zachodni Spitsbergen)*. *Przegląd Geograficzny*, 57, 4: 693-701
- Salvigsen O., Elgersma A., Landvik J.Y., 1991. *Radiocarbon dated raised beaches in Northwestern Wedel Jarlsberg Land*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 9-16.
- Stankowski W., Grześ M., Karczewski A., Lankauf K.R., Rachlewicz G., Szczęsny R., Szczuciński W., Zagórski P., Ziaja W., 2013. *Raised marine terraces on Spitsbergen (Podniesione terasy morskie na Spitsbergenie)*. [in:] Zb. Zwoliński, A. Kostrzewski, M. Pulina (Eds.), *Ancient and modern geoeosystems of Spitsbergen (Dawne i współczesne geoeosystemy Spitsbergenu)*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 361-389.
- Strzelecki M., 2011. *Cold shores in warming times– current state and future challenges in High Arctic coastal geomorphological studies*. *Quaestiones Geographicae*, 30, 3: 101-113.
- Superson J., Zagórski P., 2007. *Dynamika zmian rzeźby ujściowych odcinków den dolin rzecznych i stożków aluwialnych w rejonie Calypsstrandry (NW część Ziemi Wedela Jarlsberga, Spitsbergen)*. [in:] E. Smolska, D. Giritat (eds.), *Rekonstrukcja dynamiki procesów geomorfologicznych – formy rzeźby i osady*, Warszawa: 355-366.

- Superson J., Zagórski P., 2008. Uwarunkowania procesów erozyjnych na krawędzi podniesionej terasy morskiej w okolicy Calypsobyen (NW Ziemia Wedela Jarlsberga, Spitsbergen). [in:] A. Kowalska, A. Latocha, H. Marszałek & J. Perejma (eds.), Środowisko przyrodnicze obszarów polarnych, Wrocław: 71-78.
- 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.
- Troitsky L.S., Punning J.-M., Hutt G., Rajamae R., 1979. Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. Boreas, 8, 4: 410-407.
- Wiśniewski T., Mroczek P., Rodzik J., Zagórski P., Wilczyński J., Nyvitova Fisakowa M., 2012. On the periphery of the Magdalenian World: An open-air site in Klementowice (Lublin Upland, Eastern Poland). Quaternary International, 272-273, 308-321.
- Zagórski P., 1996. Effect of sea activity and the role of snow banks in the development of Calypsostranda coastal zone (Bellsund, Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 201-211.
- Zagórski P., 2002. Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Uniwersytet Maria Curie-Skłodowskiej, Lublin: 144 pp (manuskrypt).
- Zagórski P., 2004a. Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową w rejonie Calypsobyen (Bellsund, Spitsbergen). Annales UMCS, B, 59: 63-82.
- Zagórski P., 2004b. Wpływ tektoniki i litologii podłoża na kształtowanie podniesionych teras morskich NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). [in:] Z. Michalczyk (ed.), Badania geograficzne w poznawaniu środowiska. Wyd. UMCS, Lublin: 248-252.
- Zagórski P., 2005. NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen, Svalbard, Norway). K. Pękala, H.F. Aas (eds.). Orthophotomap, scale 1:25,000, Lublin.
- Zagórski P., 2007a. The conditioning of the evolution of NW part of the coast of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen) during the last century. Landform Analysis, 5: 102-106.
- Zagórski P., 2007b. Relief and development of Calypsostranda. Landform Analysis, 5, 179-181.
- Zagórski P., 2007c. Present morphogenesis of the shore and the importance of archaeological sites for reconstructing the stages of development. Landform Analysis, 5: 182-184.
- Zagórski P., 2009. Wykorzystanie analizy przestrzennej danych cyfrowych (GPS/GIS) dla potrzeb badań archeologicznych na przykładzie stanowiska w Stołpiu. (red.) A. Buko, (w:) Zespół Wleżowy w Stołpiu, badania 2003-2005. Instytut Archeologii i Etnologii PAN, Instytut Archeologii UW, Warszawa, 97-102.
- Zagórski P., Bartoszewski S., 2004. Próba oceny regresji lodowca Scotta (Spitsbergen) w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS. Polish Polar Studies, Gdynia: 415-424.
- Zagórski P., Harasimiuk M., Jezierski W., 2006. Ewolucja i współczesne wykształcenie wybrzeża NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). (w:) J. Superson, P. Zagórski (eds.), Stan i zmiany środowiska przyrodniczego północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen) w warunkach zmian klimatu i antropopresji. UMCS, Lublin: 35-43.
- Zagórski P., Pękala K., Repelewska-Pękalowa J., 2007. The role of the Renard Glacier in forming of shore zone. Landform Analysis, 5: 160-162.
- Zagórski P., Siwek K., Głuza A., 2008. Zmiany zasięgu czoła i geometrii lodowca Renarda (Spitsbergen) na tle zmian klimatycznych XX wieku. Problemy Klimatologii Polarnej, 18: 113-125.
- Zagórski P., Malczewski A., Łęczyński L., 2012. Raport. Zmiany linii brzegowej w rejonie Polskiej Stacji Polarnej w Hornsundzie (Svalbard) w okresie 1960-2011 (Changes in the shoreline in the area of Polish Polar Station in Hornsund (Svalbard) during the period 1960-2011). Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin/Warszawa/Gdańsk. ss. 34. (manuskrypt).

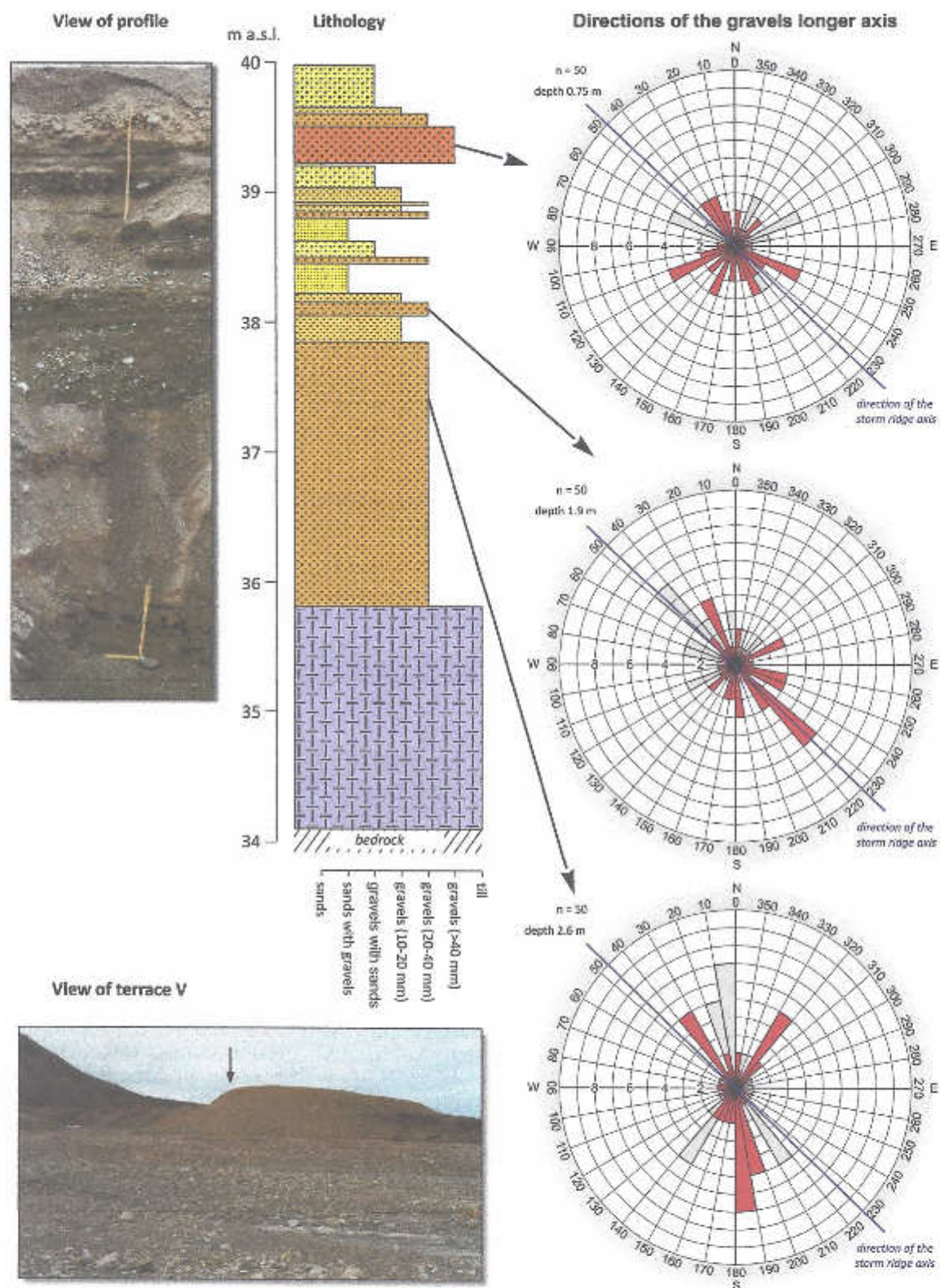


Ryc. 1. Obszar badań (Ortofotomapa, Zagórski 2005).

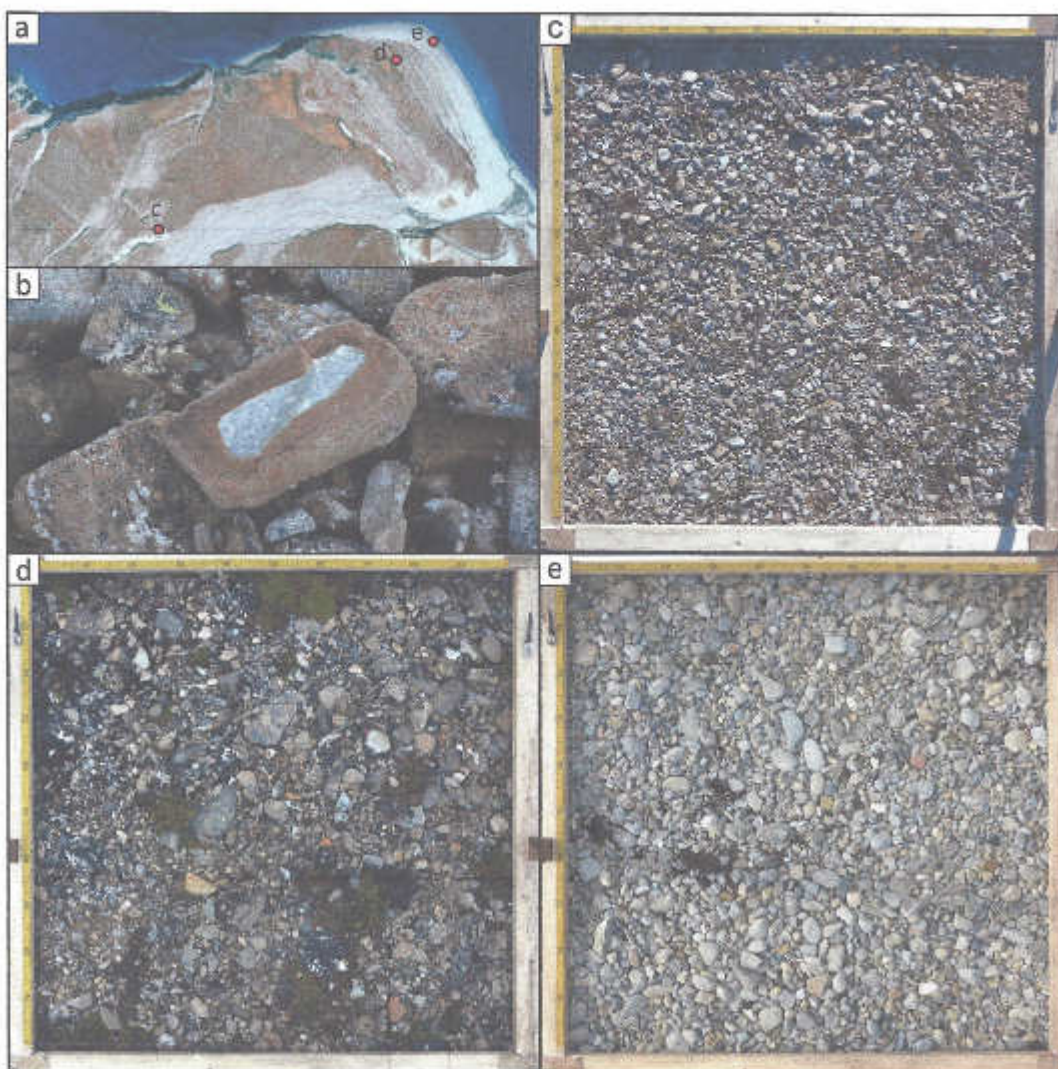
RL



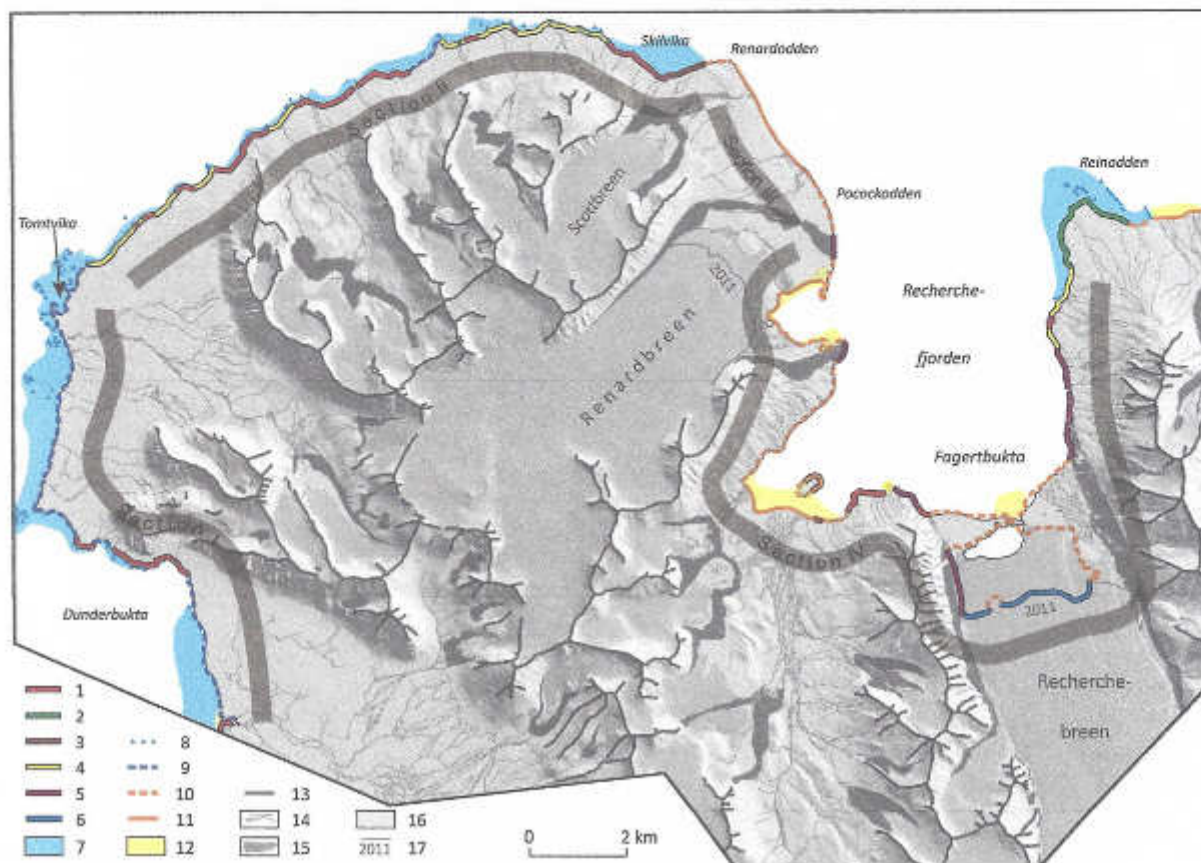
Ryc. 2. Zestawienie wysokości podniesionych teras morskich uformowanych wzdłuż wybrzeża NW części Ziemi Wedel Jarlsberga (Zagórski 2004b, Zagórski i in. 2006, publikacja: 7; zmodyfikowane): Jednostki tektoniczne: DM- monoklina Dunderdalen, RB- blok Renardbreen, CG/RB- Rów Calpsystrand/ blok Renardbreen, ChB- blok Chamberlindalen, MB- blok Martinfjella, RnB- blok Reinodden, DO- nasunięcie Dunderfjellet, CF- uskok Calpsystrand, JF- uskok Josephbukty, RF- uskok Recherchebreen, MTF- uskok Maria-Theresiatoppen.



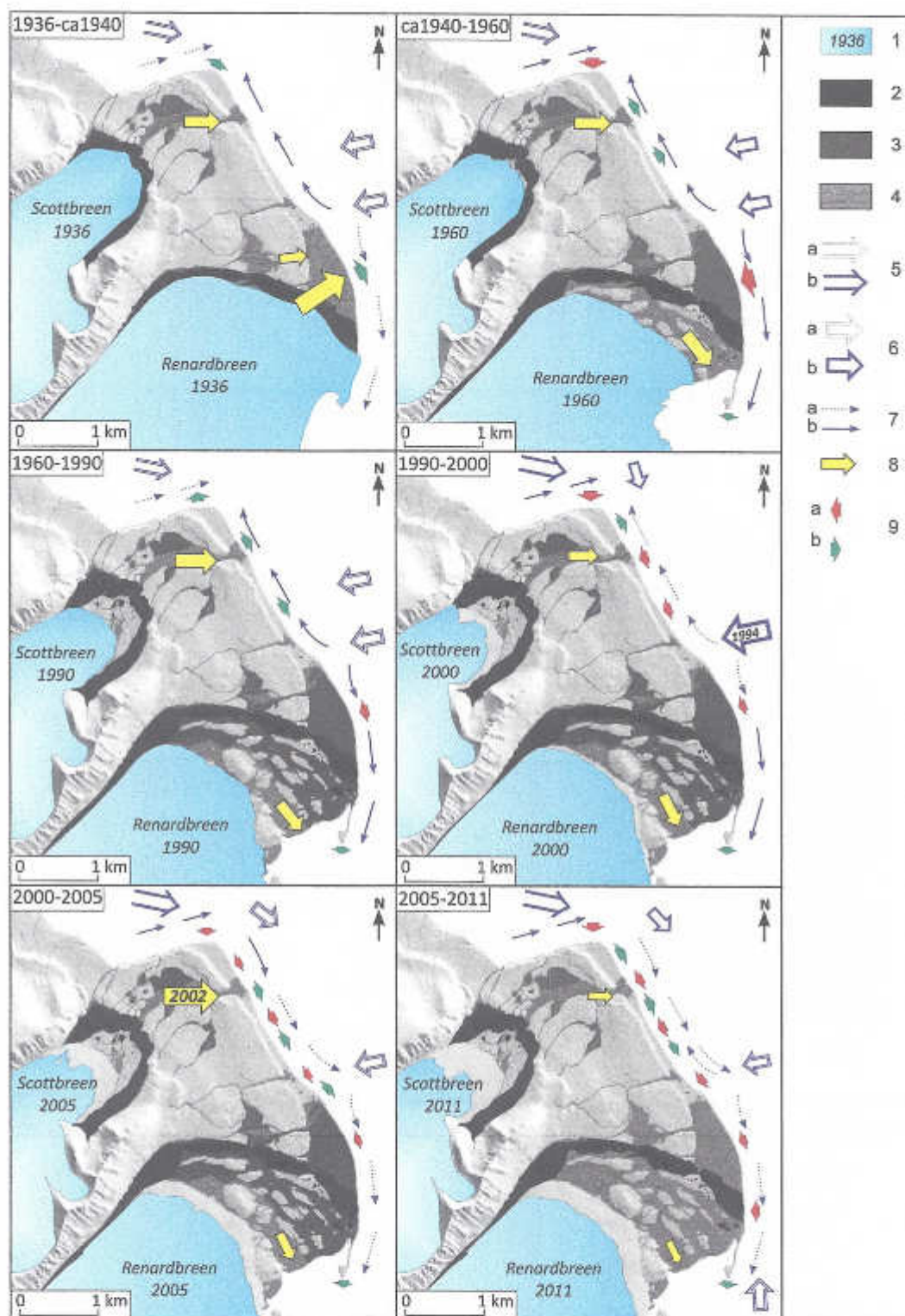
Ryc. 4. Litologia osadów budujących wał sztormowy terasy V na Calypsostranda. Diagramy – ukierunkowanie dłuższych osi żwirów. Lokalizacja patrz: Ryc. 3 (dane: projekt nr N N 306 703840).



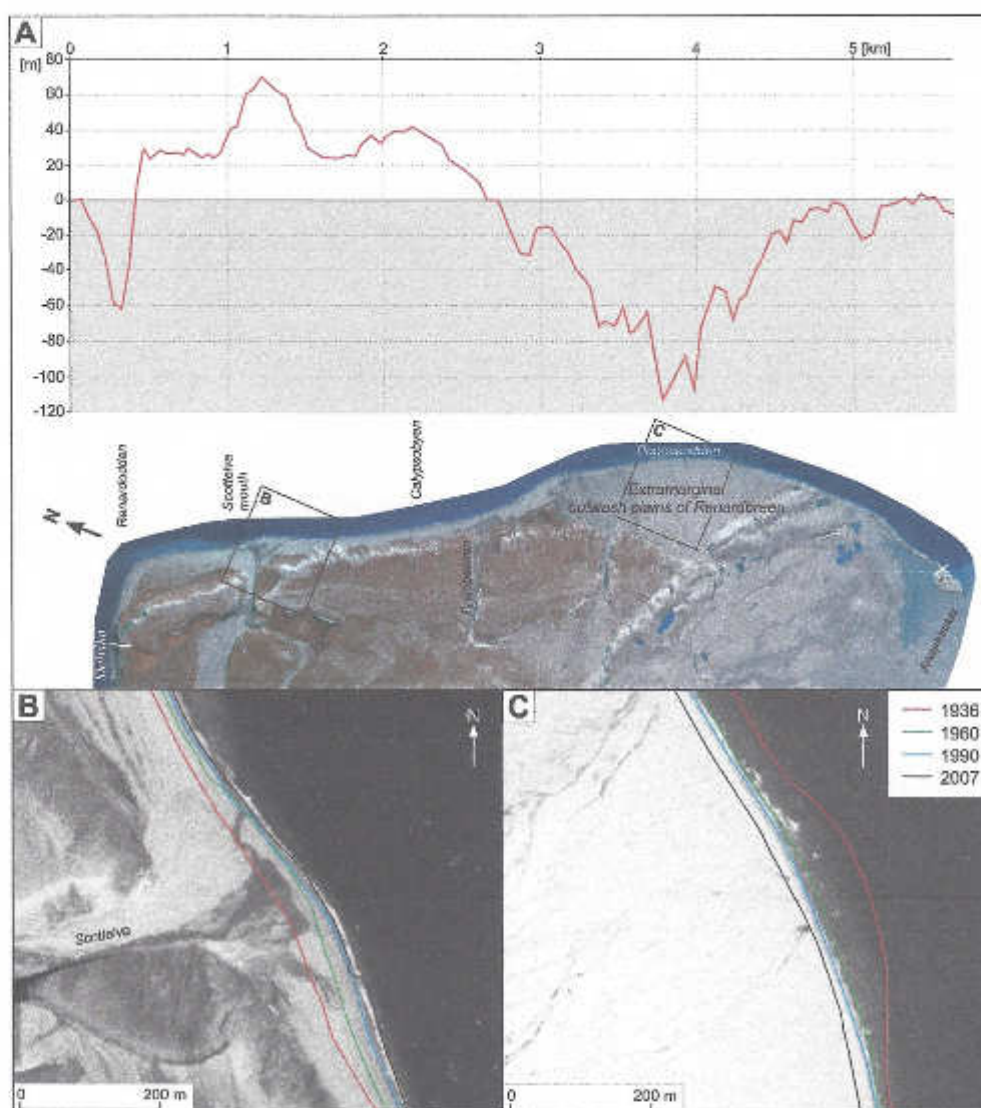
Ryc. 5. Obrazy powierzchni wałów sztormowych: a- lokalizacja wykonanych zdjęć, Calypsostranda (ortofotomapa, Zagórski 2005), b- wietrzenie żwirów, terasa V, c-fosylny wał sztormowy terasy V, przełom rzeki Scotta, d- stary wał terasa I u podnóża martwego klifu Calypsostrandy, Renardodden, e – współcześnie kształtowany wał sztormowy, Renardodden (dane: projekt nr N N 306 703840) (Foto P. Zagórski 2011).



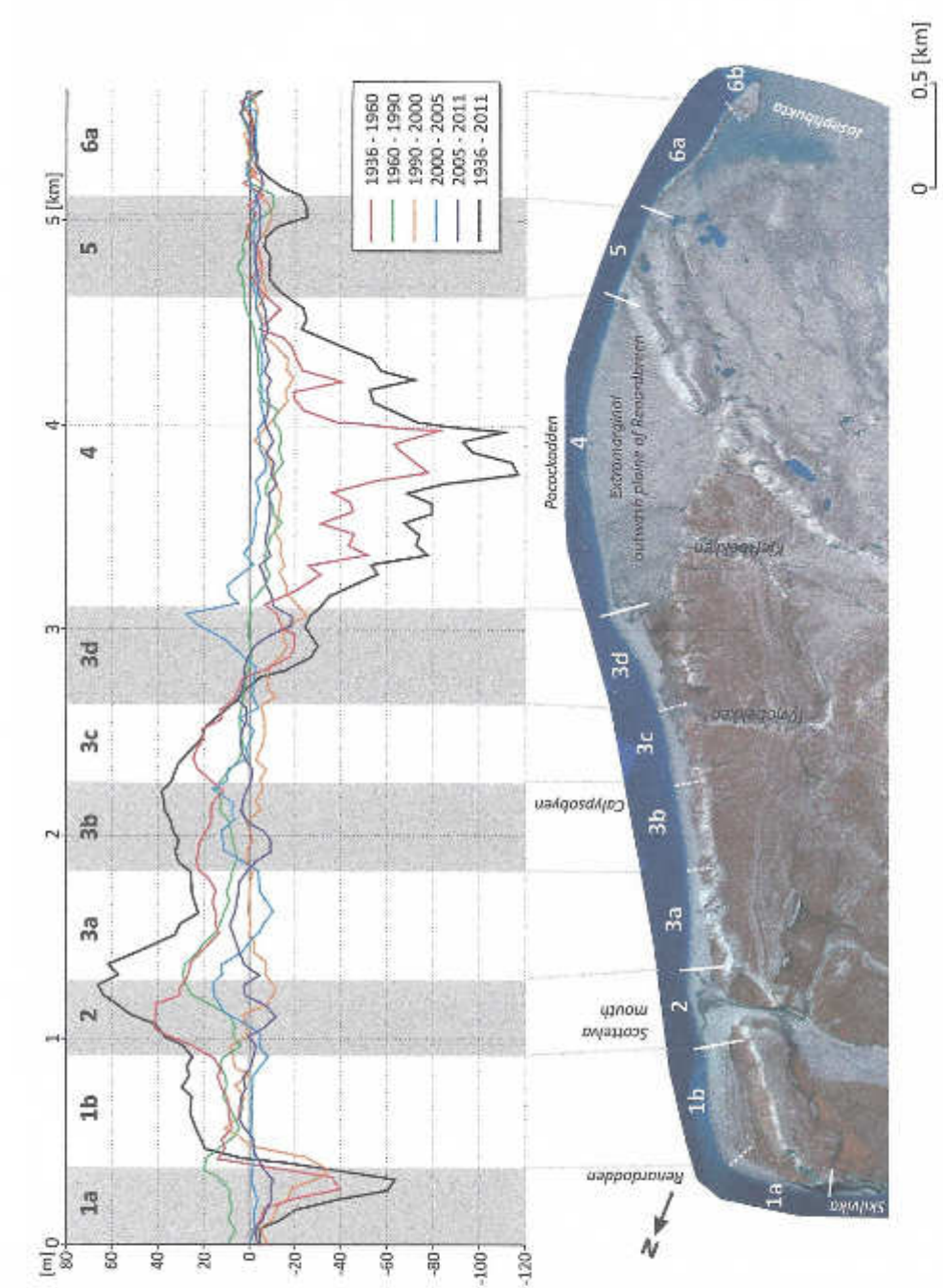
Ryc. 6. Klasyfikacja geomorfologiczna środowiska brzegowego NW części Wedel Jarlsberg Land i lokalizacja stref nadmorskich (strefy I-V) wybranych do szczegółowych badań (Harasimiuk, Jezłowski 1991; Zagórski 2002; Zagórski i in. 2006, publikacja: 7, poprawione i uzupełnione): 1- aktywne klify w skałach metamorficznych Hecla Hoek, 2- aktywne klify w skałach osadowych paleozoiczno/mezozoicznych, 3- aktywne klify w piaskowcach paleogeńskich, 4- aktywne klify w plejstocenijskich i holocenijskich osadach żwirowych, 5- aktywne klify w plejstocenijskich i holocenijskich osadach morenowych, 6- klify lodowe, 7- platformy abrazyjne, 8- szkiery, 9- wybrzeża abrazyjno-akumulacyjne rozwinięte na proterozoicznych skałach metamorficznych, 10- wybrzeża abrazyjno-akumulacyjne rozwinięte w osadach czwartorzędowych, 11- wybrzeża akumulacyjne, 12- równie pływowe i delty, 13- grzbiety górskie, 14- rzeki, 15- moreny, 16- lodowce, 17- zasięg czół lodowców (Renard i Recherche) w 2011 roku.



Ryc. 7. Czynniki i procesy wpływające na zmiany linii brzegowej wzdłuż Calypsostrandy w latach 1960-2011 (publikacje: 5, 7, zmienione, dane: projekt nr N N 306 703840). Podkład - DEM (Zagórski 2002); 1- lodowce, 2- moreny czołowe, 3- stare stożki sandrowe, 4- stożki sandrowe, 5- martwe fale oceaniczne: a- słabe oddziaływanie, b- silne oddziaływanie, 6- falowanie wiatrowe: a- słabe oddziaływanie, b- silne oddziaływanie, 7- prądy wzdłuż brzegowe: a- słabe oddziaływanie, b- silne oddziaływanie, 8- źródła dostawy materiału, 9- istotne zmiany linii brzegowej: a- erozja, b- akrecja.

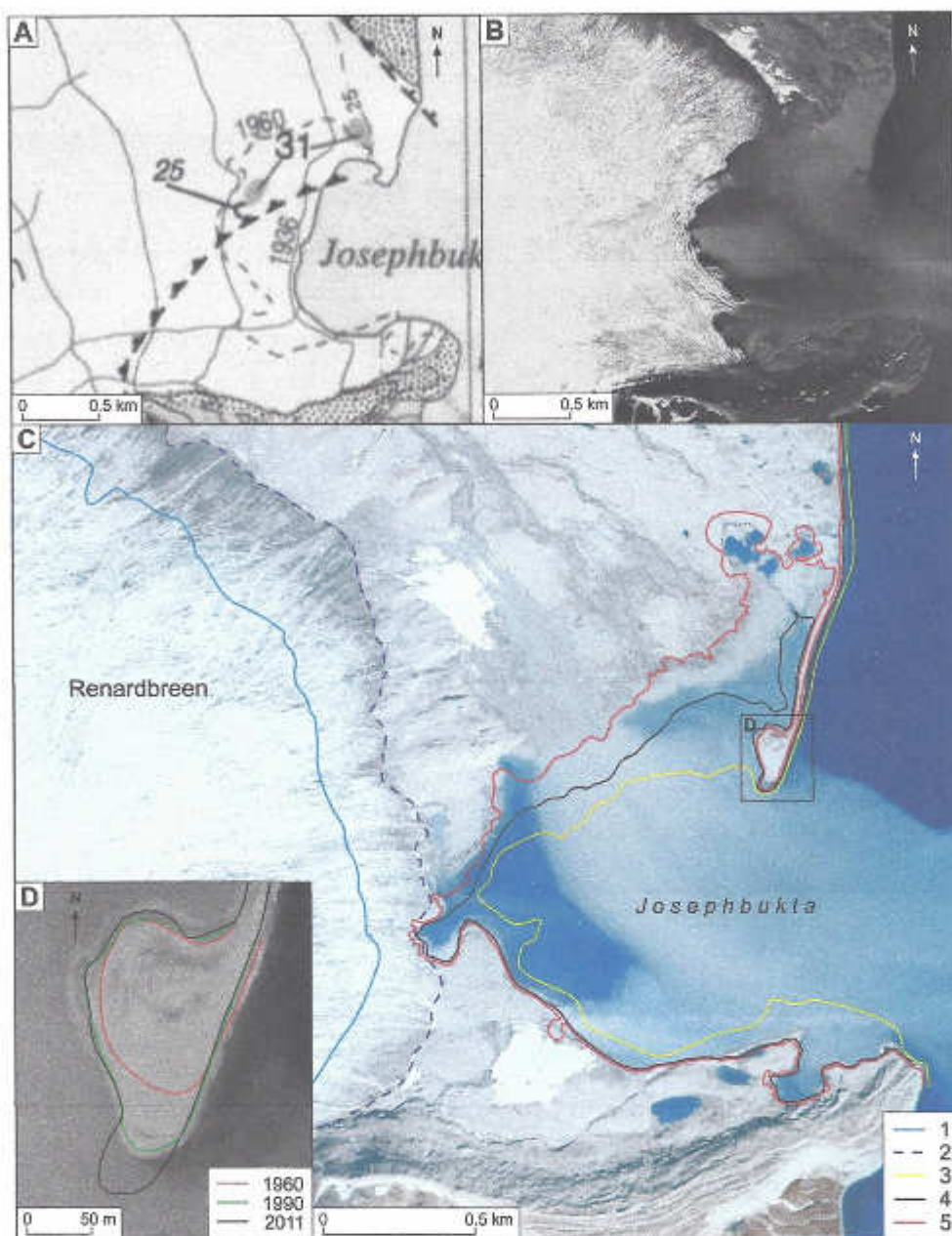


Ryc. 8. A- zmiany linii brzegowej między Skilviką a Josephbukta w latach 1936-2007 (publikacja: 5, 7); B- ujście rzeki Scotta – przyrost wybrzeża; C- ekstra-marginalne stożki sandrowe lodowca Renard – abrazja morska.

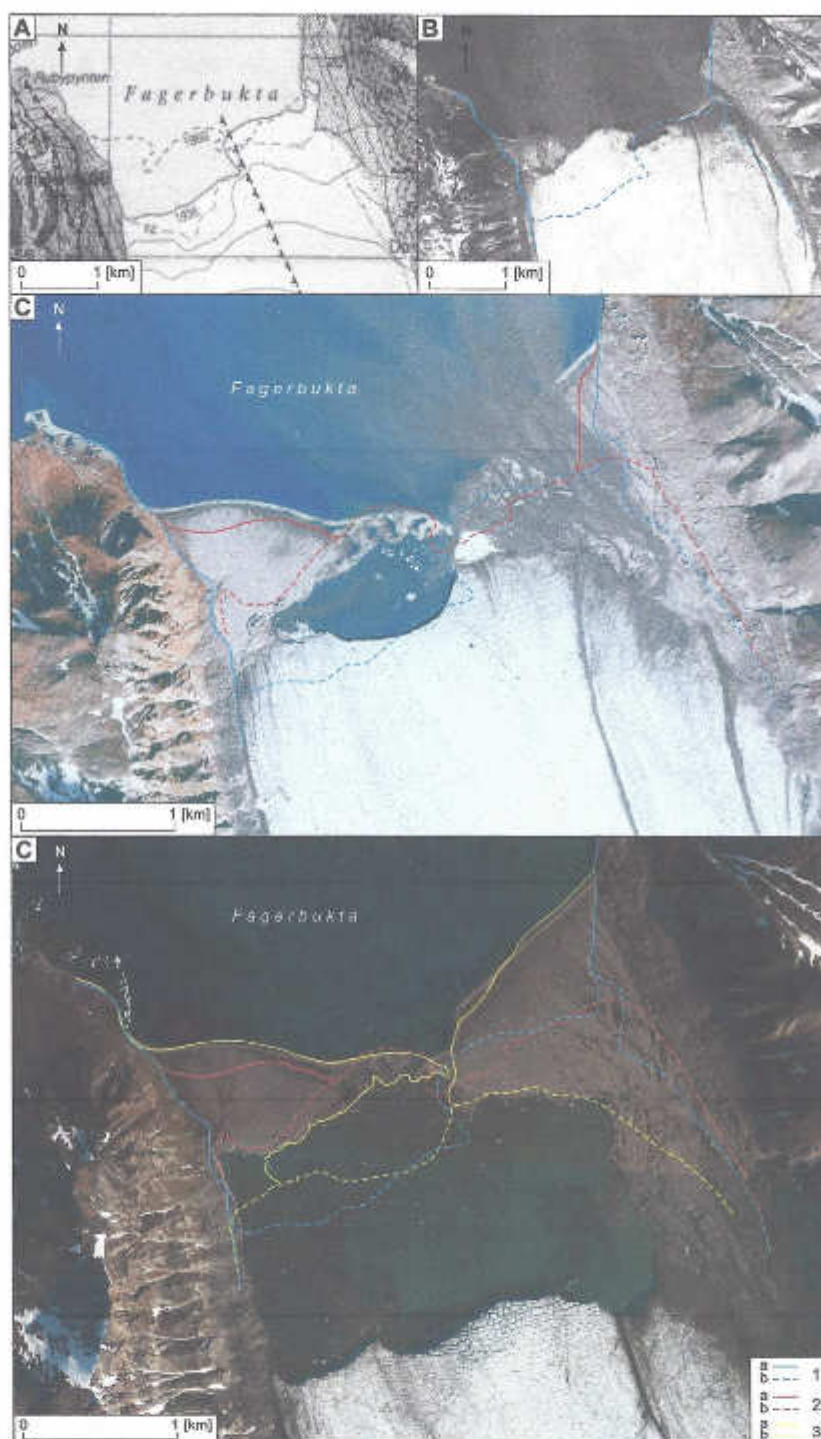


Ryc. 9. Zmiany linii brzegowej między Skilviką a Josephbukta w latach 1936-2011 w wydzielonych strefach i substrefach (publikacje: 5, 6; uzupełnione, dane: projekt nr N N 306 703840)

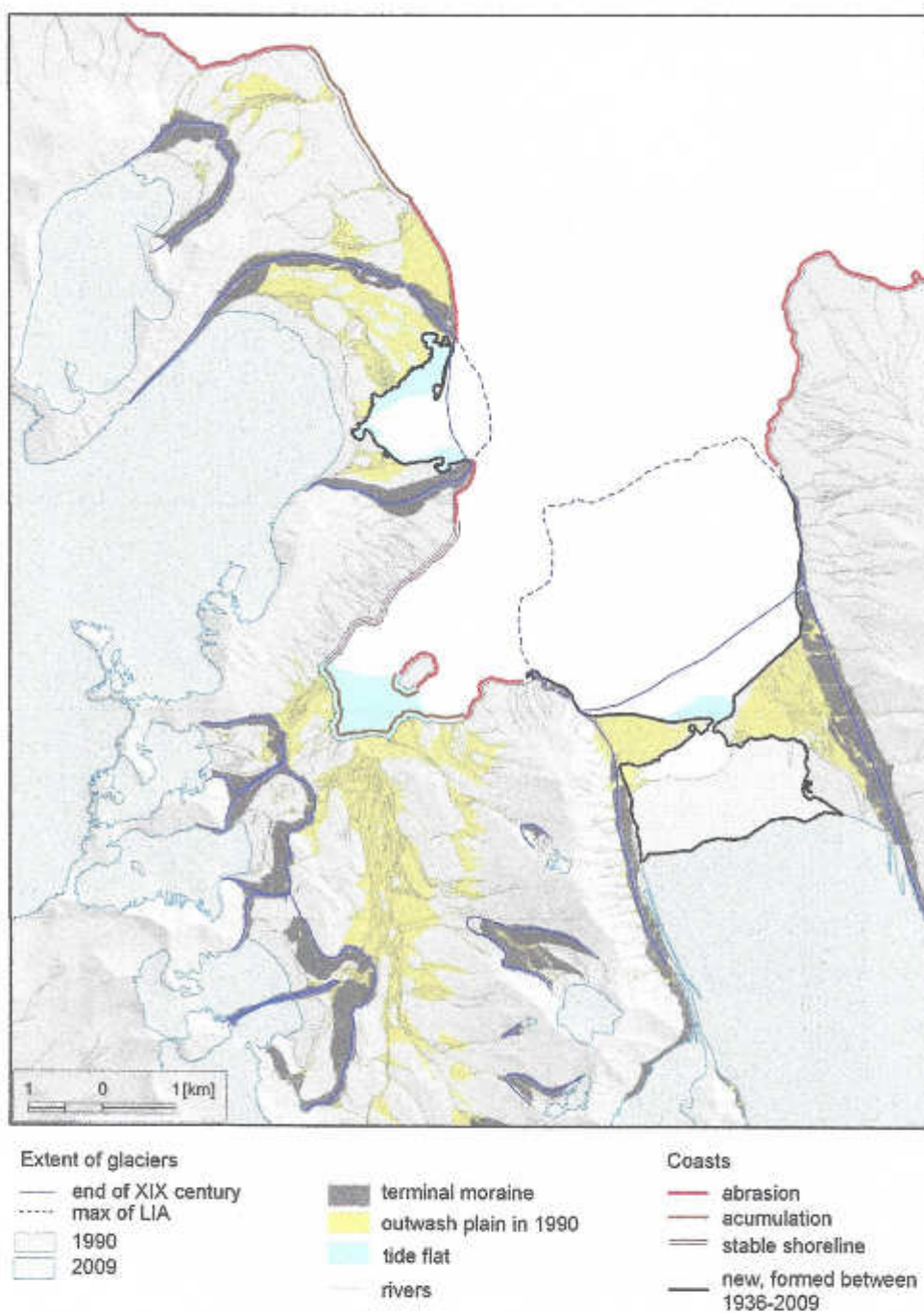
PL



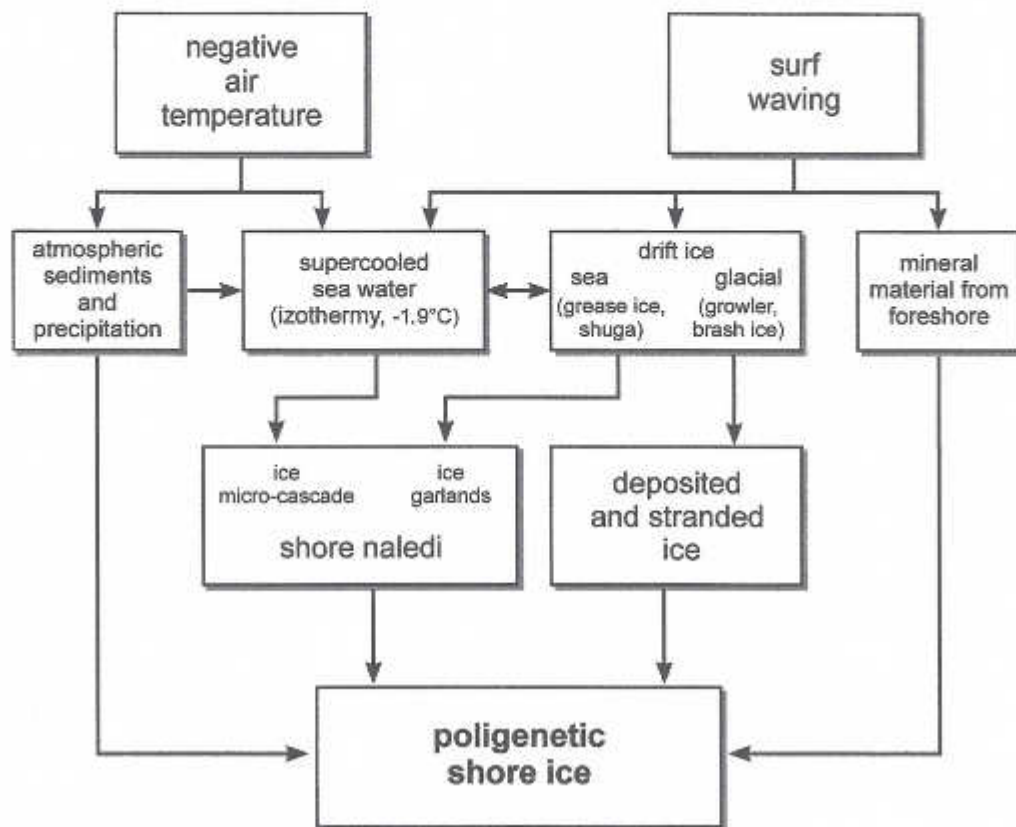
Ryc. 10. Rozwój strefy brzegowej przed czołem lodowca Renard (publikacje: 6, 7): A- linia brzegowa w 1936 r., na podstawie mapy geologicznej Svalbardu, 1:100 000: B11 G Van Keulenfjorden (Dallmann i in. 1990); B- linia brzegowa w 1960 r., na podstawie zdjęcia lotniczego Norweskiego Instytutu Polarnego (nr S60 7400); C- linia brzegowa w 1990 r., na podstawie ortofotomapy (Zagórski 2005). Zasięgi wysokich i niskich pływów syzygijnych na obszarze Josephbukty wyznaczone na podstawie pomiarów GPS w sierpniu 2008 r. (korekta 2011): 1- zasięg czoła lodowca w 1990 r., 2- zasięg czoła lodowca w 2009 r., 3- najniższa niska woda, 4- średni poziom morza wyznaczony na podstawie pomiarów GPS, 5- najwyższa wysoka woda; D- zmiany geometrii kasy formowanej w Josephbukcie w okresie 1960-2009.



Ryc. 11. Rozwój strefy brzegowej przed czołem lodowca Recherche (publikacje: 6, 7; zmienione): A- linia brzegowa w 1936 r., na podstawie mapy geologicznej Svalbardu, 1:100 000: B11 G Van Keulenfjorden (Dallmann i in. 1990), B- linia brzegowa w 1960 r., na podstawie zdjęcia lotniczego Norweskiego Instytutu Polarnego (nr S60 7368, Uniwersytet Śląski); C- linia brzegowa w 1990 r., na podstawie ortofotomapy (Zagórski 2005); D- linia brzegowa w 2011 r., na podstawie zdjęcia lotniczego Norweskiego Instytutu Polarnego (Topo Svalbard, <http://toposvalbard.npolar.no/>): 1a- linia brzegowa w 1936 r., 1b- zasięg czoła lodowca w 1936 r., 2a- linia brzegowa w 1960 r., 2b- zasięg czoła lodowca w 1960 r., 3a- linia brzegowa w 1990 r., 3b- zasięg czoła lodowca w 1990 r.



Ryc. 12. Obszary bezpośredniego i pośredniego wpływu systemów glacialnych na strefę brzegową (publikacja: 6; uzupełniona). Maksymalny zasięg lodowców w czasie małej epoki lodowej wyznaczony na podstawie badań batymetrycznych w 2011 i 2012 r. (dane: projekt nr N N 306 703840)



Ryc. 13. Schematyczny układ powiązań między warunkami rozwoju i typami lodu brzegowego w obrębie wysoko energetycznych wybrzeży południowo-zachodniego Spitsbergenu (publikacja: 4).

Tabela 1. Bilans zmian powierzchni oraz wielkość przesunięcia linii brzegowej w wydzielonych strefach i podstrefach Calysostrandy (patrz: Ryc. 5) dla określonych przedziałów czasowych (publikacja: 5; dane zmienione i uzupełnione)

Zone/ subzone	1936-1960					1960-1990					1990-2000				
	Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change		Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change		Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change	
				m	m a ⁻¹				m	m a ⁻¹				m	m a ⁻¹
1	5 960	6 270	310	0.31	0.01	0	9 990	9 990	9.99	0.33	8 010	2 290	-5 720	-5.72	-0.57
1a	5 960	0	-5 960	-13.24	-0.55	0	4 160	4 160	9.24	0.31	6 730	0	-6 730	-14.96	-1.50
1b	0	6 270	6 270	11.40	0.48	0	5 830	5 830	10.60	0.35	1 280	2 290	1 010	1.84	0.18
2	0	12 080	12 080	34.51	1.44	0	4 650	4 650	13.29	0.44	1 430	840	-590	-1.69	-0.17
3	4 430	26 020	21 590	11.67	0.99	0	15 240	15 240	8.24	0.27	9 650	250	-9 400	-5.08	-0.51
3a	0	6 070	6 070	12.14	0.51	0	6 470	6 470	12.94	0.43	910	100	-810	-1.62	-0.16
3b	0	10 890	10 890	24.20	1.01	0	5 360	5 360	11.91	0.40	450	150	-300	-0.67	-0.07
3c	0	6 940	6 940	17.35	0.72	0	2 600	2 600	6.50	0.22	1 780	0	-1 780	-4.45	-0.45
3d	4 430	2 120	-2 310	-4.62	-0.19	0	810	810	1.62	0.05	6 510	0	-6 510	-13.02	-1.30
4	52 860	0	-52 860	-36.46	-1.52	10 600	90	-10 510	-7.25	-0.24	17 510	0	-17 510	-12.08	-1.21
5	1 460	0	-1 460	-2.92	-0.12	330	1 210	880	1.76	0.06	2 230	0	-2 230	-4.46	-0.45
6a	480	370	-110	-0.15	-0.01	1 220	390	-830	-1.11	-0.04	2 140	270	-1 870	-2.49	-0.25
Total	65 190	44 740	-20 450	-3.59	-0.15	12 150	31 570	19 420	3.41	0.11	40 970	3 650	-37 320	-6.55	-0.65
Zone/ subzone	2000-2005					2005-2011					1936-2011				
	Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change		Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change		Decrease m ²	Increase m ²	Balance m ²	Mean value of shoreline change	
				m	m a ⁻¹				m	m a ⁻¹				m	m a ⁻¹
1	1 910	0	-1 910	-1.91	-0.38	670	880	-210	0.21	0.04	12 000	14 320	2 320	2.32	0.03
1a	820	0	-820	-1.82	-0.36	240	0	-240	-0.53	-0.09	11 950	0	-11 950	-26.55	-0.35
1b	1 090	0	-1 090	-1.98	-0.40	430	880	450	0.82	0.14	50	14 320	14 270	26.04	0.34
2	340	2 730	2 390	6.83	1.37	1 330	370	-960	-2.74	-0.46	0	16 020	16 020	45.76	0.60
3	2 660	9 860	7 200	3.89	0.78	3 770	4 850	1 080	0.58	0.10	7 790	43 200	35 410	19.14	0.25
3a	2 020	1 490	-530	-1.06	-0.21	230	2 680	2 450	4.90	0.82	0	18 390	18 390	36.79	0.48
3b	140	3 120	2 980	6.62	1.32	1 300	520	-780	-1.73	-0.29	0	13 250	13 250	29.44	0.39
3c	130	1 840	1 710	4.28	0.86	70	760	690	1.73	0.29	0	9 990	9 990	24.98	0.33
3d	380	3 410	3 030	6.06	1.21	2 170	890	-1 280	-2.56	-0.43	7 790	1 570	-6 220	-12.44	-0.16
4	4 900	1 530	-3 370	-2.32	-0.46	11 540	0	-11 540	-7.96	-1.33	95 790	0	-95 790	-66.07	-0.87
5	940	0	-940	-1.88	-0.38	1 410	0	-1 410	-2.82	-0.47	5 070	0	-5 070	-10.13	-0.13
6a	1 390	90	-1 300	-1.73	-0.35	1 070	600	-470	-0.63	-0.10	4 620	210	-4 410	-5.88	-0.08
Total	12 150	14 210	2 060	0.36	0.07	19 790	6 700	-13 090	-2.32	-0.39	125 270	73 750	-51 520	-9.08	-0.12