

Zakład Geomorfologii
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

Piotr ZAGÓRSKI

*Czynniki morfogenetyczne kształtujące strefę brzegową
w okolicach Calypsobyen (Bellsund, Spitsbergen)**

Morphogenetic factors shaping littoral zone in Calypsobyen Region (Bellsund, Spitsbergen)

WSTĘP

Na obszarze NW części Ziemi Wedela Jarlsberga badania dotyczące kształtowania strefy brzegowej rozpoczęto już podczas I Wyprawy Polarnej UMCS na Spitsbergen w 1986 roku i kontynuowano je w latach następnych. Szczegółowo opracowano wykształcenie i typy wybrzeży południowego obramowania Bellsundu oraz zwrócono uwagę na ich dynamikę (Harasimiuk 1987; Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991; Harasimiuk, Król 1992; Jezierski 1992). Problem współczesnego rozwoju rzeźby litoralnej ponownie podjęto w 1995 roku w celu oceny skutków morfologicznych i dynamiki strefy brzegowej ze szczególnym uwzględnieniem roli lodu brzegowego („przylepy”) (Zagórski 1996). Na kanwie tych badań zwrócono również uwagę na znaczenie stanowisk archeologicznych w ocenie przemian strefy litoralnej w czasach historycznych (Jasinski, Zagórski 1996; Jasinski i in. 1997). Dalsze badania prowadzone podczas sezonów letnich 1998, 1999 i 2000 koncentrowały się na zagadnieniach tempa akumulacji i degradacji strefy brzegowej pod wpływem lodu brzegowego i dryftowego oraz pomiarach dynamiki strefy brzegowej przy użyciu odbiorników globalnego systemu pozycjonowania GPS (Zagórski, Sękowski 2000; Zagórski 2001, 2002).

Na podstawie różnych kryteriów w obrębie brzegu (strefy brzegowej) wyróżnia się kilka stref. Dlatego terminologia z nimi związana nie jest ujednoczona

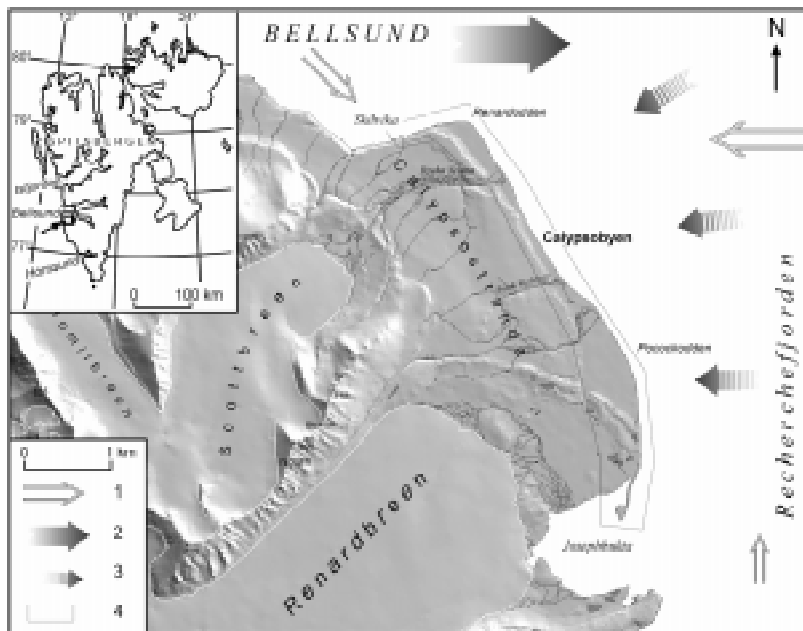
* Praca wykonana w ramach grantu KBN nr 6 P04E 043 19.

ani w literaturze polskiej, ani zagranicznej. W tym opracowaniu oparto się na klasyfikacji zaproponowanej przez Gradzińskiego i in. (1986). Strefę brzegową podzielono na: przybrzeże, plażę zewnętrzną, plażę wewnętrzną i zaplecze plaży.

Przybrzeże (*offshore*) to obszar położony poniżej minimalnego poziomu morza, obejmujący strefę przyboju i łamania fal aż do otwartego morza. W rejonie obramowania południowego Bellsundu wykazuje ona duże zróżnicowanie przestrzenne. Stanowią ją głównie płytkie powierzchnie morskie z dnem abrazyjnym, z licznymi ostańcami skalnymi (szkiery) wystającymi ponad wodę lub pozostającymi tuż pod powierzchnią. **Plaża zewnętrzna** (*outer beach*), nazywana także plażą dolną (*foreshore*) (King 1972; Ruszkowska 1985), znajduje się poniżej wału sztormowego (plażowego) między wysokim i niskim poziomem morza. Tworzy nachyloną powierzchnię kształtowaną przez pływy i falowanie – strefa zmywu, strefa pływowa (osuszka – Leontjew i in. 1982). Jej szerokość wynosi około 10–15 m. **Plaża wewnętrzna** (*inner beach*), określana również jako plaża górna (*backshore*) (King 1972; Ruszkowska 1985), zawiera obszar między wysokim poziomem morza, wyznaczanym często przez wał sztormowy (plażowy) a maksymalnym zasięgiem oddziaływania fal sztormowych. W tej części plaży występują zjawiska lodowe – strefa lodu brzegowego („przylepy”). Jej szerokość waha się w granicach 6–18 m. **Zaplecze plaży** (*hinterland*) w rejonie Calypsobyen znajduje się w zasadzie poza zasięgiem oddziaływania fal sztormowych i przylega do martwego klifu Calypsostrandy.

OBSZAR BADAŃ

Badaniami objęto wybrzeże Calypsostrandy na odcinku długości 6 km od Skilviki po Josephbukte, położone po zachodniej stronie fiordu Recherche (NE część Ziemi Wedela Jarlsberga). Tworzy je akumulacyjna terasa morska o wysokości 2–8 m n.p.m. (terasa I) i szerokości 40–180 m, przedzielona odcinkiem brzegu klifowego w strefie moren marginalnych lodowca Renarda (Zagórski 2002) (ryc. 1, fot. 1). Terasa ta zbudowana jest z piasków i żwirów dostarczanych do strefy brzegowej przez potoki z obszaru tundry i rzeki wypływające z lodowców: Scotta i Renarda. W rejonie Skilviki wybrzeże ma charakter klifu rozwiniętego w obrębie skał proterozoiku (skrzydło zachodnie) i skał trzeciorzędowych nadbudowanych miększą serią osadów czwartorzędowych (skrzydło wschodnie) (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991). W sąsiedztwie przylądka Renarda w wyniku intensywnej akumulacji powstało kilka wałów sztormowych, obecnie fosylnych, na których powierzchni zlokalizowane są liczne stanowiska osadnictwa z XVII i XIX wieku (Krawczyk, Reder 1989) (fot. 2). Na odcinku od ujścia rzeki Scotta do rozległych sandrów zewnętrznych lodowca Renarda w rejonie Pocockodden terasę I tworzą zasadniczo dwa stare wały sztormowe porozdzielane strefami obniżeń



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. Główne kierunki falowania: 1 – wiatrowego, 2 – martwej fali oceanicznej, 3 – refrakcja i dyfrakcja fal, 4 – obszar badań
 A location of an investigation area. Main directions of waving: 1 – windy, 2 – dead oceanic wave, 3 – refraction and diffraction of waves, 4 – study area

Fot. 1. Calypsobyen. Ogólny widok badanego wybrzeża (fot. P. Zagórski)
 Calypsobyen. A general view of the investigated coast (Photo P. Zagórski)

Fot. 2. Renardodden. Ścięte abrazyjnie od strony zachodniej stare wały sztormowe. Lokalizacja stanowiska archeologicznego Renardodden 1 (fot. P. Zagórski)
Renardodden. Abrasion cut old storm berms from the western side. A location of the archaeological site: Renardodden 1 (Photo P. Zagórski)

w formie lagun: zewnętrzny – nadbudowany osadami żwirowo-piaszczystymi współcześnie rozwijającego się wału sztormowego, oraz wewnętrzny – przylegający do krawędzi fosylnego klifu, częściowo przykryty przez stożki napływowe i pokrywy soliflukcyjne (Zagórski 1996) (fot. 1). W rejonie Pocockodden, między martwym klifem a wałem moreny spiętrzonej lodowca Renarda, na powierzchni terasy I rozwinęły się rozległe glacyfluwialne stożki sandrowe ograniczone od strony morza dobrze rozwiniętym wałem sztormowym szerokości do 3 m (fot. 3). Utwory morskie związane z tą terasą, w formie fosylnego wału sztormowego, odsłaniają się również pod morenami spięzonymi lodowca Renarda datowanymi na okres Małej Epoki Lodowej. Na tym odcinku wybrzeże ma charakter klifu, który podlega intensywnemu niszczeniu w wyniku abrazji (termoabrazji) i procesów soliflukcyjnych. Dalej w kierunku południowym ciągnie się łukowata mierzeja, która rozwinęła się w cieniu występu lądowego – wału morenowego lodowca Renarda, ograniczająca częściowo Josephbukę (fot. 4).

ROLA PROCESÓW MORSKICH

Do najważniejszych procesów morskich w strefie litoralnej należą: falowanie, pływy i prądy przybrzeżne, powodujące abrazję lub akumulację. W obrębie

Fot. 3. Pocockodden. Stożki glacifluwialne lodowca Renarda (fot. K. Pękala)
Pocockodden. Glacifluvial cones of the Renard Glacier (Photo K. Pękala)

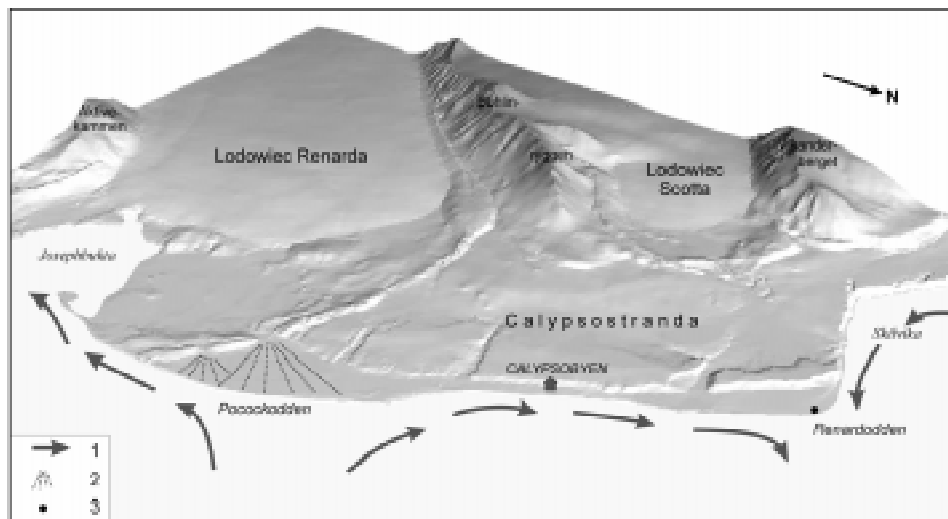
Fot. 4. Mierzeja rozwinięta w rejonie Josephbukty z zachowanym fragmentem moreny dennej
(fot. P. Zagórski)
The spit developed in Josephbukta Region with the preserved fragment of ground moraine
(Photo P. Zagórski)

strefy brzegowej często ich działanie jest potęgowane przez procesy fluwialne, glacialne oraz ruchy masowe.

Jednym z głównych czynników modelujących strefę brzegową jest falowanie (Leontjew i in. 1982). W obszarach polarnych wyróżnia się jego trzy główne rodzaje: wiatrowe, rozkołys (martwa fala) i pojedyncze fale długookresowe (Marsz 1996).

Na Spitsbergenie do najbardziej efektywnych należy falowanie wiatrowe. Jest ono uzależnione od prędkości i czasu działania wiatru, a także od długości rozbiegu fali (Marsz 1996). Istotną rolę odgrywa układ i topografia fiordów. Bellsund, który jest związany z otwartymi ku niemu fiordami Van Mijen (od ENE), Van Keulen (od E) i Recherche (od S), cechuje się przeważającym równoleżnikowym kierunkiem osi morfologicznej. Kierunki wiatrów są silnie modyfikowane przez lokalną orografię. W lecie, jak wynika z pomiarów meteorologicznych stacji w Calypsobyen, dominują wiatry z sektorów: wschodniego i północno-zachodniego, rzadziej zaś – z południowego (Gluza 1988; Brázdil i in. 1991; Kejna i in. 2000) (ryc. 2).

Inny rodzaj falowania – rozkołys (martwa fala), dociera do brzegów Spitsbergenu z otwartego morza. Szerokie (około 40 km) otwarcie ujścia Bellsundu w kierunku Morza Grenlandzkiego sprzyja wnikaniu w głąb fiordu martwych długich fal oceanicznych. Mają one jednak utrudniony dostęp do rozgałęziają-



Ryc. 2. Model przestrzenny rejonu Calypsostrandy i przedpola lodowca Renarda (Zagórski 2002): 1 – prądy przybrzeżne (wg Harasimiuka, Jezierskiego 1991), 2 – stożki glacialfluwialne lodowca Renarda, 3 – stanowisko archeologiczne Renardodden 1

A spatial model of the Calypsostranda Region and the Renard Glacier forefield (Zagórski 2002): 1 – longshore currents (after Harasimiuk, Jezierski 1991), 2 – glacialfluwial cones of the Renard Glacier, 3 – archaeological site: Renardodden 1

cych się od Bellsundu fiordów Van Mijen i Van Keulen ze względu na przegrodzenie ich wejść ciągiem wysp i płycizn. Bezpośredniemu oddziaływaniu fal rozkołysu nie podlega także znaczny obszar fiordu Recherche. Do wybrzeży Calypsostrandy docierają one pośrednio, w wyniku procesów refrakcji oraz dyfrakcji fal (ryc. 2).

Niszczący wpływ falowania szczególnie wyraźnie zaznacza się w przypadku brzegu klifowego w rejonie Skilviki i w strefie występowania moren marginalnych lodowca Renarda (ryc. 1). Uderzenia fal przybojowych powodują cofanie się ścian klifowych. W przypadku Skilviki jest ono predysponowane występującym w podłożu skalnym uskokiem tektonicznym, oddzielającym formacje trzeciorzędowe od formacji proterozoiku oraz stosunkowo małą odpornością piaszczowców i mułowców trzeciorzędowych (skrzydło wschodnie) (Dallmann i in. 1990). U podnóża klifu powstaje platforma abrazyjna, wyprzątywana z osadów poprzez falowanie i w miarę cofania się klifu rozszerzająca się w głąb lądu.

Rozwój klifu trwa do momentu, gdy przewagę osiągnie akumulacja na platformie abrazyjnej lub nastąpi zmiana poziomu morza wywołana eustazją lub izostazją (Leontjew i in. 1982). Pozostający wówczas poza zasięgiem falowania klif staje się formą martwą, przekształcaną już tylko przez procesy lądowe. Martwy klif występuje wzdłuż Calypsostrandy na długości ponad 3,5 km, od przylądka Renarda do moren spiętrzonych lodowca Renarda (ryc. 2, fot. 1). Obecnie jest modelowany przez intensywne procesy soliflukcyjne oraz porozcinany dolinkami erozyjnymi kształtowanymi przez procesy niwalne (Repelewska-Pękalowa 1996).

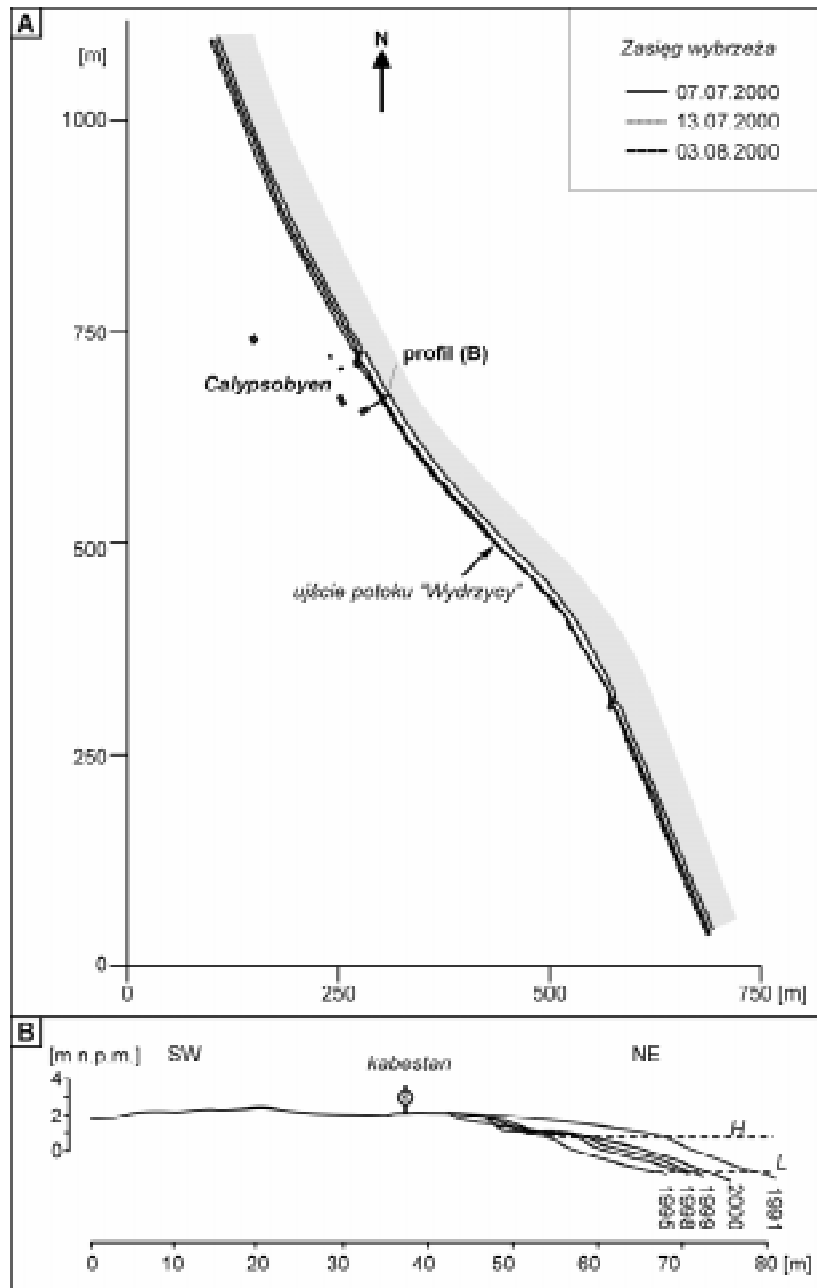
Procesy morskie odgrywają również istotną rolę w tworzeniu wybrzeży akumulacyjnych. Odbywa się to, gdy siła falowania jest zbyt mała, by spowodować wyprzątanie materiału nagromadzonego na platformie abrazyjnej, np. w postaci wału sztormowego. Wyjątkowo dobrym przykładem wpływu czynników morskich na rozwój i przekształcanie strefy litoralnej o charakterze akumulacyjnym jest rejon platformy abrazyjnej związanej z niszczeniem obecnie martwego klifu Calypsostrandy. Szczególnie silna depozycja materiału miała miejsce między ujściem rzeki lodowca Scotta a Renardodden (ryc. 1, fot. 2). Istotną rolę odgrywają tutaj prądy przybrzeżne przemieszczające materiał w postaci potoków rumowiskowych. W dostawie i przemieszczaniu materiału do obszaru Renardodden decydujące znaczenie ma prąd przybrzeżny płynący w kierunku północno-zachodnim (ryc. 2). Na swojej drodze napotyka strefy dostawy materiału: stożki glaci-fluwialne lodowca Renarda (obecnie nieaktywne), ujście potoku Wydrzycy i główny – ujście rzeki Scotta. Zwiększenie dostawy materiału w okresie Małej Epoki Lodowej przez rzekę lodowca Scotta oraz występowanie w rejonie największego załamania wybrzeża (Renardodden) strefy zbieżności (konwergencji) prądów przybrzeżnych spowodowało osłabienie tempa abrazyj i przewagę akumulacji. Dodatkową przyczyną tak dużej depozycji mogła być również zmiana kąta podejścia fal do brzegu oraz zmiana geometrii Skilviki, wywołana cofaniem się klifów wzdłuż

uskoku tektonicznego (Harasimiuk 1987). Jednak głównym obecnie czynnikiem powodującym przekształcanie tej części wybrzeża jest falowanie sztormowe. Sprzyja ono intensywnemu przrzucaniu materiału i nadbudowywaniu lub niszczeniu tworzonych obecnie wałów sztormowych. Stare wały sztormowe dobrze rozwinięte w tej części wybrzeża są od strony północnej ścięte abrazyjnie i nadbudowywane współczesnym wałem sztormowym (fot. 2).

Dla oceny roli procesów morskich w rejonie Renardodden istotne jest rozpoznanie występujących tutaj licznie stanowisk archeologicznych zaliczanych do dwóch faz historii Svalbardu: fazy zachodnioeuropejskiego wielorybnictwa z XVII wieku oraz fazy łowiectwa rosyjskiego (Krawczyk, Reder 1989; Jasinski, Zavyalov 1995). Dane archeologiczne oraz prace geomorfologiczne prowadzone w tym rejonie wskazują na intensywny rozwój Renardodden począwszy od XVI wieku (Jasinski, Zagórski 1996; Jasinski i in. 1997). Najbliżej obecnej strefy brzegowej, prawie na samym cyplu (około 60 m od linii brzegowej) zlokalizowane jest stanowisko Renardodden 1, będące pozostałością rosyjskiej stacji łowców morsów datowane na pierwszą połowę XIX wieku (ryc. 2, fot. 2). Pierwotnie budynek stacji łowieckiej znajdował się zapewne poza zasięgiem falowania sztormowego, ale w wyniku późniejszego wzrostu aktywności procesów abrazyjnych wywołanych najprawdopodobniej zmianami poziomu morza oraz prawdopodobnie przebudową kierunków prądów przybrzeżnych w rejonie Skilviki, stary wał sztormowy uległ zniszczeniu, fale zaś rozwlekły okruchy cegieł i szczątki organiczne po powierzchni strefy pływowej (osuszki). Ślady rozwleczonej warstwy kulturowej przykrywają osady kolejnego wału sztormowego, obecnie kształtowanego (Jasinski, Zagórski 1996).

Obszar wybrzeża akumulacyjnego położony między rzeką Scotta i Pococodden uznany został za odcinek stabilny, gdzie wspomniany wcześniej prąd przybrzeżny o kierunku północno-zachodnim ma charakter nasycony, a cała jego energia powoduje tylko przemieszczanie osadu wzdłuż brzegu (Harasimiuk 1987) (fot. 1). Tezę tę potwierdzają częściowo obserwacje i pomiary zmian linii brzegowej w okresie letnim 2000 roku (ryc. 3A). Wykonane przy użyciu odbiorników GPS (Leica SR530, Ashtech Z12) profile podłużne wzdłuż linii maksymalnego przypływu morza wskazują, że w okresach stosunkowo stabilnych i spokojnych warunków meteorologicznych następowało powolne narastanie i tworzenie w górnej części plaży zewnętrznej (osuszki) nowego żwirowego wału. Taka sytuacja miała miejsce między 7 i 13 lipca 2000 roku. Jednak silne warunki sztormowe, które wystąpiły pod koniec lipca spowodowały cofnięcie się wybrzeża o kilka metrów i powrót do stanu z początku lipca.

Pomiary linii brzegowej prowadzone w oparciu o punkty reperowe pozwoliły na określenie tempa jej zmian nie tylko w okresie sezonu letniego, ale również w ciągu kilku lat (ryc. 3B). Jak wynika z otrzymanych danych, wyróżnił się początek lat dziewięćdziesiątych, kiedy to w okresach jesienno-zimowych (szcze-



Ryc. 3A. Zmiany linii maksymalnego przyływu w rejonie Calypsobyen w okresie letnim 2000 r.;
 3B. Pomiary zasięgu linii brzegowej wzdłuż profilu 1 w Calypsobyen w okresie kilkuletnim
 3A. Changes of the line of the maximum tide in Calypsobyen Region in summer 2000; 3B. Measurements of range of the shore line along the profile 1 in Calypsobyen in the several-year period

gólnie 1992/1993) zaznaczyło się silne oddziaływanie abrazyjne intensywnych zjawisk sztormowych (Rodzik, Wiktorowicz 1996). W pobliżu stacji w Calypso-byen nastąpiło wówczas ponaddziesięciometrowe cofnięcie się linii brzegu oraz nadbudowanie powierzchni wału sztormowego pokrywami żwirowymi, żwirowo-piaszczystymi oraz roślinnymi (Zagórski 1996) (fot. 5). W kolejnych latach nie obserwowano już tak gwałtownych zmian, natomiast następowało stopniowe odbudowywanie zniszczonej powierzchni.

Fragment wybrzeża akumulacyjnego położony między Pocockodden i wałami morenowymi lodowca Renarda był kształtowany przy współdziałaniu procesów fluwialnych i fluwioglacjalnych, na które nakładały się procesy morskie (falowanie). W okresie maksimum rozwoju lodowca Renarda (Mała Epoka Lodowa) wody lodowcowe spowodowały powstanie bram lodowcowych, a u ich wylotu rozwinęły się rozległe glacyfluwalne stożki sandrowe, które przekształciły i nadbudowały terasę I. Dzięki temu powstała lekko pochylona powierzchnia o półkolistym zarysie (ryc. 2, fot. 3). Utworzenie się takiej formy wskazuje jednoznacznie na dużą przewagę akumulacji fluwioglacjalnej nad możliwościami rozprzeczania materiału przez falowanie i prądy przybrzeżne. Rozległe powierzchnie stożków glacyfluwalnych po wycofaniu się lodowca Renarda z linii moren spiętrzonych stały się formami martwymi. Zanik dostawy materiału lądowego spowodował wzrost aktywności procesów morskich, które w efekcie przyczyniły się do utworzenia żwirowego wału, znacznie hamującego niszczenie stożka.

Fot. 5. Pozostałości po wytopieniu lodu brzegowego oraz skutki działalności fal sztormowych w postaci pokryw żwirowych i roślinnych (fot. P. Zagórski)

Remains after melting of shore ice and results of activity of the storm waves in a form of gravel and vegetable covers (Photo P. Zagórski)

Decydującą rolę w kształtowaniu kolejnego odcinka wybrzeża akumulacyjnego, położonego na południe od ściętej abrazyjnie moreny spiętrzonej lodowca Renarda, odgrywają prądy przybrzeżne. W rejonie przylądka Pocockodden wyróżniane są zasadniczo dwa prądy przybrzeżne, z których jeden (opisywany wyżej) płynie ku północo-zachodowi, a drugi na południe (Harasimiuk, Jezierski 1988, 1991). Ten drugi, zasilany w materiał z przekształcania stożków fluwioglacjalnych, wpływa na powstanie i przekształcanie mierzei rozwijającej się w cieniu występu brzegu – wału morenowego lodowca Renarda (ryc. 2). Potok rumowiskowy napotykający na tego typu załamanie wybrzeża zmniejsza swoją prędkość. Następująca refrakcja fal znacznie osłabia zdolność transportową i ułatwia akumulację i narastanie mierzei (Leontjew i in. 1982). Jej rozwój był również predysponowany występowaniem w tej części wybrzeża osadów glacialnych strefy marginalnej lodowca Renarda (fot. 4). Obecnie niewielkie, silnie niszczone fragmenty moreny dennej, otoczone piaszczysto-żwirowym wałem sztormowym wchodzi w skład ramienia mierzei. Fakt ten świadczy o jej poligenetycznym charakterze. Współcześnie narastanie cypla mierzei odbywa się od strony wewnętrznej Josephbukty.

ROLA LODU BRZEGOWEGO

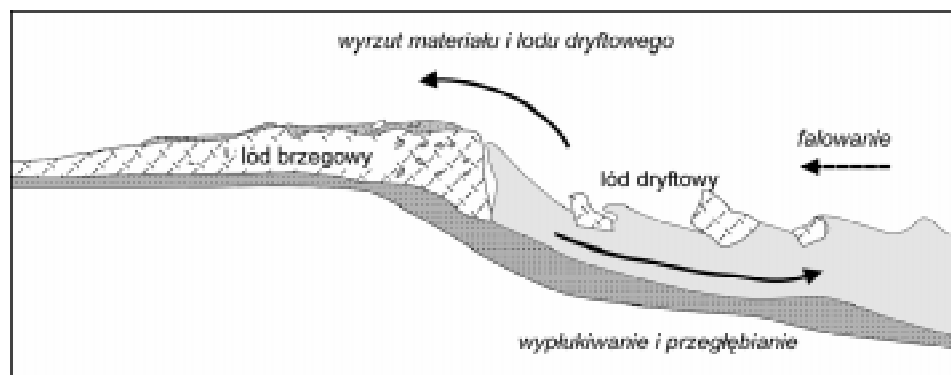
Istotną rolę w przekształcaniu wybrzeży Spitsbergenu odgrywa też lód występujący w strefie brzegowej. W zależności od miejsca powstawania można wyróżnić: lód gruntowy, morski, brzegowy, lodowcowy oraz tafłowy, dryftowy i pogrzebany. Lód brzegowy („przylepa”, *shore ice*) można określić jako poligenetyczny, składający się z brył lodu dryftowego, wody morskiej pochodzącej z rozbryzgów fal i przemarzniętego śniegu atmosferycznego oraz materiału wyrzuconego na brzeg w wyniku falowania (ryc. 4). Może się on rozwijać w strefie plaży wewnętrznej i zewnętrznej oraz zaplecza plaży i przybrzeża. Dzięki temu lód brzegowy w istotny sposób modyfikuje wpływ zwłaszcza falowania na wybrzeże oraz tworzy charakterystyczne formy i struktury (Zagórski 2001).

W rozwoju lodu brzegowego decydującym czynnikiem są bez wątpienia warunki meteorologiczne. Układy baryczne, siła i kierunek wiatru, wahania temperatury powietrza i intensywność opadów atmosferycznych wpływają na wielkość i szybkość tworzenia się lodu, zarówno na otwartych wodach fiordu, jak i w strefie przybrzeżnej. Czynnikiem pośrednim wynikającym z warunków meteorologicznych jest energia falowania.

Na skuteczne oddziaływanie falowania w kształtowaniu wybrzeża i lodu brzegowego wpływ ma również występowanie zjawisk lodowych na otwartej wodzie (Everson, Cohn 1979; Leontjew i in. 1982; Marsz, 1996). Ich pojawienie się powoduje, że silniejszemu tłumieniu będą podlegały fale krótkie (wiatrowe), natomiast słabszemu fale długie (rozkołys) wychodzące z morza w głąb fiordu.

Dlatego też w procesie przemieszczania i wyrzucania na brzeg lodu dryftowego, w przypadku zlodzenia danego akwenu, duże znaczenie mają fale rozkołysu. Nagromadzenie, spiętrzenie i osadzenie lodu na brzegu w momencie maksimum przyływu, szczególnie w miesiącach letnich, prowadzi do okresowego wstrzymania przekształcania brzegu poprzez falowania.

W obszarach polarnych zamarzanie morza i powstawanie lodu brzegowego jest procesem wielofazowym. Na powierzchni wody powstają kolejne stadia lodu od igiełek i pręcików lodowych, poprzez lepe i szkło lodowe, aż do krążków lodowych i młodego lodu, stanowiącego pierwsze stadium trwałej pokrywy lodowej (Zakrzewski 1983; Allard i in. 1998). Na brzegu natomiast powstają przewarstwienia materiału plażowego, śniegu oraz resztek lodu pogrzebanego lub osadzonego w okresie letnim. Przy mroźnej pogodzie i stosunkowo spokojnej powierzchni morza zamarzająca lepa śnieżna, krążki lodowe i fragmenty młodego lodu przymarzają do brzegu, tworząc niską, urzeźbioną powierzchnię (Everson, Cohn 1979; Rodzik, Wiktorowicz 1996). Jednak jej rozrastaniu skutecznie przeciwdziałają pojawiające się jesienno-zimowe sztormy, prowadzące do spiętrzenia lodu (paku lodowego) i utworzenia w strefie plaży wewnętrznej wałów lodowych (Alestalo, Haikio 1976). Fale napotykać powstają na brzegu barierę są częściowo kierowane ku górze w formie rozbryzgu i rozpylonej cieczy, która zamarzając w szybki sposób, spaja i nadbudowuje powierzchnię lodu brzegowego oraz wolną od niego pozostałą część wału sztormowego (Everson, Cohn 1979; Ruszkowska 1985; Rodzik, Wiktorowicz 1996; Zagórski 1996). Pozostała masa wody jest kierowana ku dołowi, powodując przepłukiwanie, pogłębianie i umieszczanie w zawieszeniu materiału przybrzeżnego (ryc. 4). W przypadku braku wytworzonego zwartego lodu brzegowego oraz silnego falowania sztormowego proces ten może prowadzić do znacznej degradacji strefy plaży zewnętrznej i cof-



Ryc. 4. Kierunki przemieszczania materiału w strefy plaży wewnętrznej i zewnętrznej w okresie rozwoju lodu brzegowego

Directions of the material displacement in the area of an inner and outer beach during the development of shore ice

nięcia się linii brzegowej (Jasinski, Zagórski 1996; Zagórski 1996). Przekształcanie strefy brzegowej oraz zasięg wyrzutu materiału na plażę zależy od rozmiarów, wysokości i nachylenia rozwijającego się w danym momencie lodu brzegowego oraz od energii falowania i prądów przybrzeżnych. Występowanie obniżen i kanałów w obrębie wałów sztormowych znacznie powiększa obszar penetracji plaży przez fale i jednocześnie zwiększa powierzchnię akumulacji osadów żwirowo-piaszczystych i roślinnych (Zagórski 1996). Podczas okresów niskiej aktywności sztormowej do powstałej krawędzi lodu brzegowego może przyrosnąć kolejna niższa powierzchnia lodowa (stopa lodowa), przesuując jednocześnie linię brzegową bardziej ku morzu (Nichols 1961; Leontjew i in. 1982; Dionne 1992; Giżejewski, Rudowski 1995; Rodzik, Wiktorowicz 1996). Z powstaniem dobrze rozwiniętego lodu brzegowego wiąże się zatem ustanie oddziaływania morskiego na wybrzeże.

Złożony obraz przedstawia proces degradacji i rozpadu lodu brzegowego. W pierwszej fazie decydującą rolę odgrywają fale rozkołysu. Pod ich wpływem dochodzi do potrzaskania platform (tarasów, stóp) lodowych rozwiniętych w strefie przybrzeża i plaży zewnętrznej, przylegających do głównego wału lodu brzegowego lub kolejnego stopnia lodowego (Marsh i in. 1973; Everson, Cohn 1979; Rodzik, Wiktorowicz 1996; Allard i in. 1998). Następnie niszczeniu ulega wał lodu brzegowego rozwinięty w strefie plaży wewnętrznej, głównie za sprawą oddziaływania fal wiatrowych, zwłaszcza w momencie nałożenia się na maksimum przyprływu oraz termerozji (Jahn 1959, 1977; Everson, Cohn 1979; Ruszkowska 1985; Giżejewski, Rudowski 1995; Rodzik, Wiktorowicz 1996; Zagórski 1996). Podmywanie lodowego klifu przyspiesza wytapianie się lodu brzegowego, zwłaszcza jego dolnej części, bezpośrednio przylegającej do powierzchni plaży zewnętrznej (fot. 6). Stopniowe wytapianie obejmuje również górną część lodu brzegowego. Powierzchnia lodowa pokrywa się warstwą materiału różnej miąższości, który podlega ruchom grawitacyjnym i częściowo usuwaniu w wyniku fal zmywu powrotnego. Występowanie na powierzchni lodu brzegowego wytopionego materiału oraz dostarczanie nowego w czasie sztormów wiosennych i letnich powoduje spowolnienie procesu jej wytapiania (fot. 7). Powyżej średniego poziomu morza topniejący lód, chroniony przez warstwę materiału, penetrowany jest jedynie przez przesiąkanie lub podsiąkanie wody morskiej oraz przez wodę pochodzącą z zaplecza plaży (Allard i in. 1998). Prowadzi to, wraz z termerozją, do nierównomiernego wytapiania się lodu brzegowego i powstania na powierzchni plaży nierówności, tzw. *beach creating on ice*, oraz zagłębień termokrasowych (Nichols 1961).

Warunki meteorologiczne, szczególnie sprzyjające rozwojowi lodu brzegowego, wystąpiły na początku lat dziewięćdziesiątych. W sezonie zimowym 1992/1993 na brzegach fiordu Hornsund obserwowano wyjątkowo rozbudowany lód brzegowy, który skutecznie chronił wybrzeże przed czynnikami morskimi (Ro-

Fot. 6. Klif lodowy na granicy plaży zewnętrznej i wewnętrznej (czerwiec 1987) (fot. J. Rodzik)
An ice cliff on the border inner and outer beach (June 1987) (Photo J. Rodzik)

Fot. 7. Degradacja i wytapianie się lodu brzegowego. Powstawanie nietrwałych form akumulacyjnych (fot. P. Zagórski)
Degradation and melting out of shore ice. Formation of impermanent accumulation forms
(Photo P. Zagórski)

dzik, Wiktorowicz 1996). Zima należała do stosunkowo długich i dość mroźnych, ale z częstymi krótkimi ociepleniami, którym towarzyszyły opady krupy śnieżnej i marznącego deszczu. Te gwałtowne zmiany pogody wynikały z częstych przejść ośrodków niżowych nad Spitsbergenem (Rodzik, Wiktorowicz 1996; Głowacki, Niedźwiedź 1997). Migrujące w głąb fiordu fale sztormowe przeciwdziałały tworzeniu stałego lodu, natomiast silne wiatry północno-wschodnie i wschodnie usuwały nagromadzony pak lodowy. Dzięki temu bez przeszkód mógł się rozbudowywać lód brzegowy, który był systematycznie nadbudowywany w okresach sztormowych.

W opisywanym okresie podobne rozległe pokrywy lodów brzegowych były powszechne również w innych rejonach Spitsbergenu. W Bellsundzie zostały udokumentowane pozostałości po lodzie brzegowym, wykształcone w postaci pokryw żwirowych, żwirowo-piaszczystych oraz stref rozkładających się glonów sięgających maksymalnie nawet do 30 m od linii brzegowej w miejscach występowania poprzecznych kanałów rozcinających stare wały sztormowe (Jasinski, Zagórski 1996; Zagórski 1996, 2002) (fot. 5). Pozostałości opisywanego lodu brzegowego, w formie osadów, w stanie nienaruszonym były jeszcze obserwowane w sezonie letnim 2000.

Formy i struktury związane z rozwojem i rozpadem lodu brzegowego są obserwowane we wszystkich strefach plaży (Zagórski 2001). Rozwijają się one zarówno w wyniku ruchu brył lodowych przemieszczanych w kierunku plaży (lód aktywny), jak również są efektem procesu wytapiania się lodu osadzonego i wytworzonego na plaży (lód pasywny) (Jahn, 1977).

Lód dryftowy docierający do brzegu w wyniku falowania i pływów, włączany do lodu brzegowego, charakteryzuje się różną wielkością i masą, co prowadzi do odmiennego oddziaływania na strefę przybrzeżną. Struktury i formy powstałe przy ich udziale są dobrze czytelne w strefie pływowej, ale tylko w czasie odpływu. Wkraczający na brzeg lód morski (pak lodowy), rysując i żłobiąc w materiale, tworzy nietrwałe **bruzdy, żłobiny i rynny** (Jahn 1977; Giżejewski, Rudowski 1995). W przypadku dużych brył, takich jak góry lodowe czy growlery, dochodzi do osadzenia ich na skłonie plaży zewnętrznej lub w strefie płytkiego przybrzeża. Falowanie powoduje topnienie zagruntowanych brył oraz ich toczenie i obracanie (Jahn 1977). Tą drogą formują się **depresyjne zagłębienia**, dookoła których materiał podłoża jest rozsuwany na boki i tworzy drobne **grzbiety**.

W strefie plaży wewnętrznej mamy do czynienia z dwoma głównymi rodzajami form i struktur. Pierwsze z nich rozwijają się na powierzchni lodu brzegowego i ulegają degradacji po jego wytopieniu. Fale morskie, zwłaszcza w momencie nałożenia się na maksimum przyplwywu, powodują podmywanie lodowego klifu lodu brzegowego, przyspieszając wytapianie się jego dolnej części. Powstają wówczas w lodzie **nisze i jamy** oraz **lodowe występy** (fot. 7). Postępujące niszczenie i cofanie lodowego klifu lodu brzegowego ułatwia jednocześnie oddziaływanie falowania na brzeg.

Do form występujących na powierzchni lodu brzegowego należą małe **stożkowate grzbiety i kopczyki** osiągające wysokość do 20 cm. Tworzą się one w tych miejscach, gdzie występuje materiał drobny (piaszczysty) o miąższości 10–15 cm. Znaczna jednak powierzchnia lodu brzegowego w tej części plaży jest pokryta dochodzącą do 30 cm warstwą akumulacyjną i tworzy duże **spłaszczone wały lodowe** o wysokości nawet do 1 m (fot. 7).

Drugi rodzaj form związany jest ze zjawiskiem termoerozji i występowaniem nietrwałych **zagłębień** różnych rozmiarów, określanymi w literaturze terminem „dziurawa plaża” (Janh 1959, 1977; Birkenmajer 1960; Nichols 1961; Giżejowski, Rudowski 1995; Niewiarowski, Myzyk 1983; Ruskowska 1985; Jezierski 1992; Zagórski 1996). Powstawanie ich w obrębie plaży wewnętrznej jest wynikiem wytapiania się przysypanych brył lodowych z pozostałości lodu brzegowego. Prowadzi to do powstania charakterystycznych form o prawie pionowych ściankach nawet do 30 cm głębokości. Słabiej przysypane fragmenty lodu brzegowego, położone tuż za wałem brzegowym, po wytopieniu tworzą **wydłużone zagłębienia** o znacznie większych rozmiarach, które dochodziły do 4 m długości, szerokości 2 m i głębokości 1 m. Duże formy tego typu obserwowano w rejonie Renardodden, na północny zachód od opisywanego obszaru (Jasinski, Zagórski 1996). Zagłębienia występujące blisko wału brzegowego są dosyć szybko niszczone i zasypywane nawet podczas letnich sztormów.

Z działalnością wód pochodzących z topienia się śniegu oraz lodu, szczególnie w obrębie zaplecza plaży, związane są **kanały erozyjne** wycięte w wałach sztormowych (Zagórski 1996, 2001). Zaleganie śniegu oraz lodu jest predysponowane obecnością rozległych obniżień typu lagun, występujących między wałem sztormowym, obecnie nadbudowywanym, a starym wałem pokrywanym przez utwory soliflukcyjne pochodzące z przekształcanego martwego klifu. Woda gromadzi się w obniżeniach wskutek zatamowania odpływu przez lód brzegowy. Po jego przerwaniu, podczas skoncentrowanych odpływów wody, tworzą kanały rozcinające plażę. Kanały te posiadają strome, prawie pionowe ściany od kilkunastu do około 50 cm. Dna tych form erozyjnych pokrywa zazwyczaj bruk żwirowy, u ich wylotu zaś rozwijają się stożki napływowe, a w strefie przybrzeża efemeryczne delty przybrzeżne (fot. 8).

PODSUMOWANIE

Oddziaływanie opisywanych czynników, zwłaszcza morskich, wpływa na zróżnicowanie tendencji rozwoju badanego odcinka wybrzeża. Wydaje się, że główną rolę odgrywa tutaj rozkład i kierunek prądów przybrzeżnych, decydujący o dystrybucji materiału. Nasilone narastanie wybrzeża miało miejsce: w rejonie Renardodden, w strefie rozwoju stożków glacyfluwalnych lodowca Renarda i sieci Josephbukty. Wiązało się ono z intensywną dostawą materiału przez rzeki

Fot. 8. Odpływ wód z zaplecza plaży po rozcięciu wału lodu brzegowego. Tworzenie efemerycznego stożka napływowego i delty przybrzeżnej (fot. J. Rodzik)
Weather outflow from the beach hinterland after the cutting of the ice shore ridge. A development of the ephemeral alluvial cone and coastal delta (Photo J. Rodzik)

proglacialne lodowców Scotta i Renarda w czasie Małej Epoki Lodowej. Jednak w jej schyłkowej części (przełom XIX i XX wieku) stopniowo wzrastało oddziaływanie falowania, zwłaszcza wiatrowego, szczególnie w rejonach brzegu wysuniętego ku morzu (Renardodden, stożki glacyfluwalne lodowca Renarda). Spowodowały je przede wszystkim: zmiana położenia linii brzegowej (jej podniesienie), wynikająca prawdopodobnie z glacyoizostatycznej reakcji lądu opóźnionej w stosunku do maksimum zlodowacenia w czasie Małej Epoki Lodowej, oraz postępująca od połowy XX wieku szybka recesja lodowców, która wpłynęła na znaczne osłabienie dostawy materiału i zmianę jego redystrybucji (przedpole lodowca Renarda). Druga z wymienionych przyczyn mogła wpłynąć również na przekształcenie strefy brzegowej na odcinku między ujściem rzeki Scotta a Pocockodden (ryc. 2). Prąd przybrzeżny kształtujący tę część wybrzeża w miarę zmniejszania dostawy materiału z obszarów stożków glacyfluwalnych aż do jej prawie całkowitego ustania stał się coraz mniej nasycony. Możliwe, że następstwem postępującego rozmywania brzegu i włączania do potoku rumowiskowego materiału ze strefy plaży zewnętrznej było wytworzenie obecnego półkolistego kształtu tej części wybrzeża (ryc. 2, fot. 1). Obecnie opisywany odcinek strefy litoralnej można uznać za stosunkowo stabilny. Zmiany linii brzegowej mogą być wynikiem wystąpienia ekstremalnych zjawisk sztormowych oraz zmiennej po-

krywy lodu brzegowego. Fragmentami wybrzeża obecnie podlegającymi cofaniu są: klif w Skilvice oraz klif ściętej moreny marginalnej lodowca Renarda. Abrazja, zwłaszcza wschodniego skrzydła klifowego Skilviki, mogła wpłynąć na zmianę w układzie prądów przybrzeżnych oraz na przesuwanie wpływu oddziaływania falowania w strefie Renardodden. Natomiast w cieniu drugiego wymienionego klifu nadal odbywa się stopniowe nadbudowywanie mierzei, zwłaszcza jej cypla (Josephbukta).

Czynnikiem modelującym powierzchnię plaży i wpływającym na przekształcanie wybrzeża jest także lód brzegowy. Dobrze wytworzony i rozbudowany skutecznie chroni strefę brzegową przed niszczącą działalnością fal sztormowych (Everson, Cohn 1979) (fot. 6). Jednak w niektórych latach niedostateczne jego rozwinięcie oraz brak zlodzenia w fiordzie mogą przyczyniać się do znacznego przekształcenia i cofania wybrzeża oraz przemieszczenia w czasie sztormów znacznych ilości materiału (Zagórski 1996, 2002) (fot. 5). Morfologiczne skutki wywołane działalnością lodu brzegowego obserwowane w rejonie Calypsobyen należą do krótkotrwałych. Istnienie ich zależy od dynamiki i siły falowania morskigo. Większość form jest stosunkowo szybko niszczone przez fale podczas letnich sztormów. Całkowite ich zniszczenie wiąże się z okresem jesiennych sztormów, kiedy to następuje ponowne przykrywanie plaży świeżym materiałem i lodem.

LITERATURA

- Alestalo J., Haikio J. 1976: Ice features and ice thrust shore forms Luodonselka, Gulf of Bothnia, in Winter 1972/1973. Fennia, 144, Helsinki.
- Allard M., Michaud Y., Ruz M.-H., Héquette A. 1998: Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitounek Strait, northern Quebec, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 35: 965–979.
- Birkenmajer K. 1960: Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. *Studia Geol. Pol.*, 5: 7–95.
- Brázdil R., Prošek P., Paczos S., Siwek K. 1991: Comparison of meteorological conditions in Calypsobyen and Reindalen in summer 1990. *Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen*, Lublin: 57–76.
- Dallmann W. K., Hjelle A., Ohta Y., Salvigsen O., Bjornerud M. G., Hauser E. C., Maher H. D., Craddock C. 1990: Geological map of Svalbard 1 : 100 000, sheet B 11 G, Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Dionne J.-C. 1992: Ring structures made by shore ice in a muddy tidal flat, St. Lawrence Estuary, Canada. *Sedimen. Geol.*, 76(3–4): 285–292.
- Everson E. B., Cohn B. P. 1979: The ice-foot complex: its morphology, formation and role in sediment transport and shore line protection. *Zeitschrift für Geomorphologie, N.F.*, 23(1): 58–75.
- Gizejewski J., Rudowski S. 1995: Struktury sedymentacyjne związane ze zlodzeniem plaż w klimacie umiarkowanym i polarnym. [W:] *Geologia i geomorfologia*, 2. Słupsk: 317–335.
- Głuz A. F. 1988: Prędkość i kierunek wiatru w sezonie letnim 1987 r. w Calypsobyen (Zachodni Spitsbergen). *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*, Lublin: 31–37.

- Głowacki P., Niedźwiedź T., 1997: Climatological conditions in Hornsund (Spitsbergen) during succeeding Polish Polar Expeditions. Polish Polar Studies, XXIV Polar Symposium, Warszawa: 81–94.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Ungur R. 1986: Zarys sedimentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- 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, Lublin: 173–181.
- Harasimiuk M., Jezierski W. 1991: Types 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, Lublin: 59–66.
- Jahn A. 1959: The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. Prz. Geogr., 31 (supl.): 143–178.
- Jahn A. 1977: Periglacial forms produced by shore ice at Hornsund (Spitsbergen). Acta Univ. Wratisl., Spitsbergen Expeditions II, Wrocław: 19–29.
- 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, Lublin: 35–41.
- Jasinski M. E., Zavyalov V. I. 1995: Archaeological excavations of a Russian hunting station at the Renardodden 1 site, Recherche Fjord, Spitsbergen. Field Work 1995. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 43–53.
- Jasinski M. E., Repelewska-Pękałowa J., Pękała K. 1997: The role of archaeological localities in the estimation of geodynamic processes of Recherche Fjord coastal zone (Bellsund, Spitsbergen–Svalbard). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 101–106.
- Jezierski W. 1992: Spatial changeability of dynamics of marine sediment processes in Calypsostranda region (Recherche Fjord, Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, Lublin: 67–72.
- Kejna M., Arażny A., Siwek A. 2000: Spatial differentiation of weather conditions on Spitsbergen in summer season 1999. Polish Polar Studies, XXVII Sympozjum Polarne, Toruń: 191–201.
- King C. A. M. 1972: Beaches and Coasts. London.
- Krawczyk A., Reder J. 1989: Pozostałości osadnictwa sezonowego w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberge. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin: 131–146.
- Leontjew O. K., Nikiforow L. G., Safjanow G. A. 1982: Geomorfologia brzegów morskich (*Геоморфология морских берегов*). Tłum. S. Musielak, S. Rudowski, Wyd. Geol., Warszawa.
- Marsh W. M., Marsh B. D., Dozier J. 1973: Formation, structure, and geomorphic influence of Lake Superior ice-foots. Am. J. Sci., 273: 48–64.
- Marsz A. 1996: Procesy kształtujące morfologię brzegów współcześnie rozwijających się fiordów (na przykładzie Hornsundu i Zatoki Admiralicji). Prace Wydz. Naw. WSM, 3, Gdynia: 83–141.
- Nichols R. L. 1961: Characteristics of beaches formed in polar climates. Am. J. Sci., 295(9): 694–708.

- Niewiarowski W., Myzyk B. 1983: Kaffiøyra coast (Oscar II Land), its morphogenetic factors and processes. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geogr.*, 18(57): 17–43.
- Repelewska-Pękalo J. 1996: Development of relief affected by contemporary geomorphological processes in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Bellsund, Spitsbergen–Svalbard). *Biuletyn Peryglacialny*, 35: 153–195.
- Rodzik 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*, Lublin: 191–195.
- Ruszkowska B. 1985: Formy rzeźby plaży spowodowane działalnością lodu na Ziemi Oskara II (Północno-Zachodni Spitsbergen). *Prz. Geogr.*, 57(4): 693–701.
- 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*, Lublin: 201–211.
- Zagórski P. 2001: Skutki morfologiczne rozwoju lodu brzegowego we fiordzie Recherche (Bellsund, Spitsbergen). Konferencja Naukowa „Funkcjonowanie geoekosystemów w zróżnicowanych warunkach morfoklimatycznych. Monitoring, ochrona, edukacja. Streszczenia, UAM, Poznań: 162–163.
- Zagórski P. 2002: Rozwój rzeźby litoralnej północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen). Rozprawa doktorska, Zakład Geomorfologii, Instytut Nauk o Ziemi UMCS, Lublin.
- Zagórski P., Sękowski M. 2000: Using the GPS receivers in geographic researches during XIV UMCS Arctic Expedition. *Polish Polar Study, XXVII Sympozjum Polarne*, Toruń: 383–384.
- Zakrzewski W. 1983: *Lody na morzach*. Wyd. Morskie, Gdańsk.

SUMMARY

In the Bellsund Region, the research of the littoral zone was undertaken during the first Polar Expedition of the Maria Curie-Skłodowska University to the Spitsbergen Island in 1986. The problem of its current development was taken up once again in 1995 to assess the morphological results and dynamics of the littoral zone with a special attention paid to a role of the shore ice. Further research was concentrated on a case of the speed of aggradation and degradation of the littoral zone under the influence of shore and drift ice. The attention was drawn to the role of shore ice and the importance of the archeological sites in estimating the changes of the relief of the littoral zone during historical time.

The shore was under investigation at the distance of 6 km from Skilvika to Josephbukta, which is situated on the west side of the Recherchefjorden (NE part of the Wedel Jarlsberg Land). It is made by an accumulative sea terrace of the height of 2–8 m a.s.l. (Terrace I) and 40–180 m wide, divided by a section of the cliff shore in a terminal moraine of the Renard Gacier (Fig. 1, Photo 1). This terrace is made of sand and gravels carried to the littoral zone by streams from the tundra area and rivers of the forefield area of the Scott and Renard Glacier.

The most important sea processes in the littoral zone are: waving, tides and longshore current causing abrasion or accumulation. Within the shore zone, their effects are heightened by fluvial and glacial processes and material movements. The investigated shore, in some sections shows diverse tendency of development. It seems that the decisive role is being played here by the spread of directions of costal streams determining distribution of material.

Shore ice is either the factor of modelling the beach surface or affecting the shore reshaping. Besides creating specific forms and structures, it plays a protective task. Well-developed and complexed shore ice effectively protects shore zone against devastating activity of storm waves. However its insufficient development and lack of freezing in the fiord might contribute to considerable reshaping and shore retreatment (Fig. 3, Photo 5).