



Jan REDER

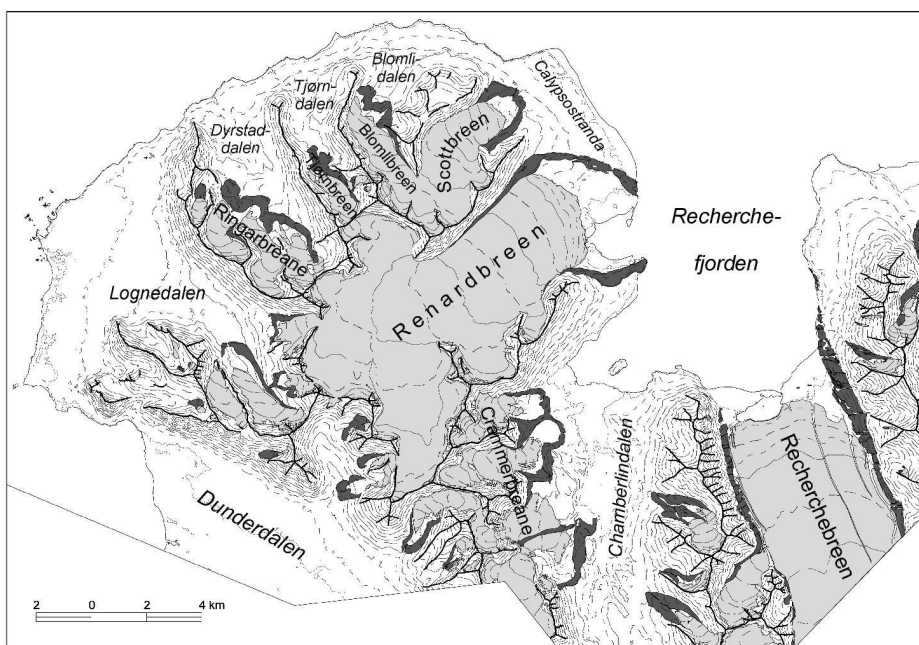
Ewolucja stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga

Zlodowacenie Ziemi Wedela Jarlsberga, podobnie jak każdego innego ładu, jest silnie uzależnione od warunków klimatycznych oraz ukształtowania starszej rzeźby, stanowiącej podłoże, na którym tworzą się i funkcjonują lodowce. Położenie NW części tego obszaru w środkowej partii zachodniego wybrzeża Spitsbergenu, nad mocno wcinającym się w łąd, szerokim fiordem Bellsund, jest odpowiedzialne za ukształtowanie się tutaj szczególnych warunków klimatycznych. Dzięki ocieplającemu wpływowi odnogi Prądu Północnoatlantyckiego, który płynie wzdłuż zachodnich wybrzeży środkowego Spitsbergenu, panują tu warunki klimatyczne znacznie łagodniejsze niż w części północnej i południowej archipelagu. Skutkiem tego rozmiary i charakter zlodowacenia są tu także szczególne. Podczas gdy na Spitsbergenie dominują rozległe lodowce półpokrywowe, zajmujące większość terytorium, stopień zlodowacenia NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi tylko około 20% i jest lokalnie bardzo zmienny. Szczególną cechą obszaru jest to, że sąsiadują tu ze sobą doliny całkowicie zlodowacone (Recherche) oraz takie, w których współcześnie lodowców nie ma lub zajmują minimalne powierzchnie (Chamberlin, Dunder) (ryc. 1).

O stopniu zlodowacenia poszczególnych dolin decyduje tu przede wszystkim rozległość i pojemność pól alimentacyjnych, rozwiniętych na dawnych poziomach denudacyjno-strukturalnych. Powszechnie występują dwa poziomy, na wysokości 250-300 oraz 450-500 m n.p.m., i na nich rozwinęły się pola akumulacyjne lodowców. Dominują tu lodowce dolinne, zasilane z jednego lub kilku amfiteatralnie położonych pól firnowych, o powierzchniach od kilku do blisko 30 km². Jedynym wyjątkiem jest lodowiec Recherche, zasilany z rozległego plateau i wypełniający założoną na uskoku tektonicznym dolinę, będącą przedłużeniem fiordu o tej samej nazwie. Lodowiec ten jako jedyny należy do grupy lodowców kończących się w morzu, co decyduje o odmiennym charakterze jego strefy marginalnej. Pozostałe lodowce mają strefy marginalne ukształtowane na łądzie, na powierzchni podniesionych teras morskich lub na poziomach strukturalnych i wyniesieniach starszego podłoża (ryc. 1).

Strefa marginalna jest obszarem, na którym zachodzą procesy oraz występują osady i formy rzeźby związane z czołem lodowca i jego bezpośrednim przedpołem. W jej obrębie lokalizuje się trzy grupy form i osadów:

przedpola, krawędzi lodowej i jej zaplecza. Hipsometrycznie dominują zwykle formy krawędzi lodowej - moreny czołowe, na ich przedpolu znajdują się sandry ekstramarginalne, a strefa zaplecza jest najbardziej zróżnicowana i składa się z zestawionych w różnych wariantach sandrów wewnętrznych, moren dennych i ablacyjnych oraz form szczelinowych. Wszystkie formy i odpowiadające im osady są rezultatem działania powiązanych ze sobą procesów i zjawisk stanowiących jeden cykl glacialny. W ramach typowego, pojedynczego cyklu glacialnego wyróżnić należy związaną z ochłodzeniem klimatu fazę wstępującą - transgresję lodowca oraz korelowaną z ociepleniem fazę zstępującą - recesję. Maksymalny zasięg transgresji dokumentują moreny czołowe i zakorzenione u wylotów bram (przełomów) w morenach stożki sandrów zewnętrznych. W fazie recesji kształtuje się rzeźba wewnętrznej części strefy marginalnej. Typowe (modelowe) ukształtowanie strefy marginalnej w praktyce jednak nie występuje. Jest to związane ze znacznym zróżnicowaniem morfologicznym lodowców, ich położeniem w różnych piętrach hipsometrycznych oraz specyficznymi cechami tychże lodowców, zwłaszcza strukturą termiczną lodu i jego dynamiką (Reder 1988).



Ryc. 1. Lodowce NW części Ziemi Wedela Jarlsberga.

Lodowce NW części Ziemi Wedela Jarlsberga funkcjonują w warunkach współczesnego ocieplenia klimatu, które notuje się od zakończenia Małej Epoki Lodowej, czyli od przełomu XIX i XX wieku. Ich bilans masy jest ujemny, a linie równowagi przebiegają na znacznych wysokościach, zwykle w najwyższych partiach pól firnowych. Ocieplenie klimatu ma także

wpływ na strukturę termiczną lodowców oraz ilość i sposób krążenia wody w basenie lodowcowym. Czynniki te z kolei decydują o dynamice lodowców, określają warunki ruchu deformacyjnego i ślizgu dennego. Często przemiany te prowadziły do zjawisk typu szarży, notowanych na lodowcach Recherche, Renard, Scotta i Antonii. Ich efektami były transgresje jeziorów lodowcowych, a morfologicznym skutkiem występujące na przedpolach wały moren spiętrzonych (Reder 1998).

Reakcją na ocieplenie są zmiany w profilach podłużnych lodowców oraz obserwowana współcześnie recesja i spłaszczenie jeziorów lodowcowych (Reder 1998, Zagórski, Bartoszewski 2004). Analiza archiwalnych materiałów kartograficznych, zdjęć lotniczych oraz wykonywane od kilku lat pomiary GPS pozwalają prześledzić zmiany geometrii lodowców. Tempo recesji jest zmienne w czasie i wszystkie lodowce reagują indywidualnie na bodźce klimatyczne. Prowadzi to do wniosku, że obok fluktuacji klimatycznych na tempo recesji wpływają czynniki dodatkowe. Najważniejsze z nich to: wysokość n.p.m. jeziora lodowcowego, topografia podłoża, ekspozycja oraz lokalne wzrosty temperatury powodowane zjawiskami typu fenowego. Dodatkowo przyspieszoną recesję obserwuje się zawsze po fazie szarży. Pomimo tego można zaobserwować pewne prawidłowości.

Szybka recesja charakteryzuje lodowce, których jezory położone są w strefie podniesionych teras morskich, czyli w najniższym piętrze hipsometrycznym. Jezory lodowców, położone na wysokościach powyżej 200 m n.p.m., reagują znacznie wolniej. Dla pierwszej grupy charakterystyczne jest tempo recesji rzędu 20 m/rok (w niektórych przypadkach więcej), dla drugiej - rzędu kilku, przeciętnie 5 m/rok (Reder 1991, 1993).

W ostatnim stuleciu największe tempo ablacji i recesji jeziorów lodowcowych miało miejsce w latach 30. i 40. oraz 80. i 90, przy czym w ostatnich latach wyraźnie wzrosło. Najlepiej rozpoznany pod tym względem jest lodowiec Scotta. Nie można określić dynamiki jego czoła w pierwszej połowie XX wieku, gdyż na początku lat 60. przeszedł awans typu szarży. Jego czoło w latach 60. i 70. cofało się w tempie 12,2 m/rok, w latach 80. 23,3 m/rok, w latach 90. 37,0 m/rok (Merta i in. 1990, Zagórski, Bartoszewski 2004). Pomiary wykonane w latach 2000-2002 wskazują na spadek tempa recesji do 10 m/rok, ale może być to związane ze zmianą położenia jeziora, który wycofał się do wyższego poziomu hipsometrycznego. Podobna zmienność charakteryzuje sąsiadujące z omawianym lodowce Blomli i Renard.

W związku z postępującą recesją, strefy marginalne lodowców dolinnych NW części Ziemi Wedela Jarlsberga charakteryzuje duża dynamika zmian. Podstawową ich cechą jest szybki rozwój części wewnętrznej, położonej pomiędzy wałami moren czołowych a cofającymi się jeziorami lodowcowymi. Części te stanowią mniej lub bardziej regularne, amfiteatralne zagłębienia, zamknięte łukiem moren czołowych, przechodzących na boki w ciągi moren bocznych. Wypełniają je osady glacialne i glacialfluwialne, tworzące pokrywy morenowe, poziomy sandrowe oraz pojedyncze formy szczelinowe (Pękala 1987, Szczęsny i in. 1989).

Podstawowym czynnikiem, kształtującym obecnie rzeźbę tych obszarów, są wody ablacyjne. Nisko położone, duże lodowce (Antonii, Recher-

che, Renard, Scott) charakteryzują się rozwiniętym drenażem subglacjalnym z lodami typu naledzi funkcjonującymi na przedpolach. Na przedpolach małych lodowców dolinnych (Blomli, Tjørn, Ringar) naledzi nie stwierdzono, a drenaż subglacjalny jest niewielki. Rzeki należące do systemu supra- i subglacjalnego, opuszczając powierzchnię lodowców, łączą się przy ich krawędzi w potężne rzeki marginalne o skoncentrowanym przepływie. Znaczny spadek terenu decyduje o dużych możliwościach transportowych i erozyjnych tych rzek. W bezpośrednim sąsiedztwie czoła lodowca nie obserwuje się obecnie procesów akumulacji, wyraźnie dominuje erozja, która jest procesem niezwykle efektywnym na obszarze słabo skonsolidowanej moreny dennej oraz starszych osadów sandrowych. Przedpole lodowca ztraca jednorodny charakter i przyjmuje postać "bad landu" o niezwykle gęstej sieci starych koryt oraz zagłębień i zapadlisk typu termokrasowego. Lokalnie tylko obserwuje się niewielkie pakiety młodego materiału fluwioglacjalnego, zdeponowanego w postaci bocznych odsypów w czasie większych przepływów wód ablacyjnych. Rzeki te w górnym i środkowym biegu charakteryzuje spływ skoncentrowany oraz duże spadki w strefach przełomowych pomiędzy wychodniami skał podłoża. Natomiast w biegu dolnym wody ablacyjne kształtują współczesny, najniższy poziom sandrowy. Jest to aktywnie formowany wąski stożek z wyraźnym systemem koryt roztokowych (Łanczont 1988a). Na zewnątrz od współczesnego sandru obserwuje się pojedyncze płyty moreny dennej oraz liczne formy akumulacji fluwioglacjalnej. Na przedpolu Renardbreen stwierdzono występowanie co najmniej trzech poziomów sandrowych, terasy kemowej oraz wałów ozów (Pękala 1987, Łanczont 1988ab, Szczęsny i in. 1989). Osady sandrowe dwóch wyższych poziomów tworzą formy typu terasowego przylegające do wewnętrznej strefy wałów lodowo-morenowych. Nachylenie przedpola lodowca w kierunku współczesnego czoła powoduje w miarę postępującej recesji tworzenie się coraz niższych poziomów sandru wewnętrznego, równoległe do przebiegu krawędzi lodowca. Morena denna w tej części przedpola stanowi kilkudziesięciocentymetrowej miąższości pokrywą starszej serii sandrowej. Pokrywa ta, pierwotnie jednolita, wskutek porozcinania systemem koryt wód proglacjalnych i proniwalnych, obecnie występuje w niewielkich, izolowanych płytach (Szczęsny i in. 1989, Reder 1998).

Na przedpolach lodowców Renard, Blomli i Scotta, pomiędzy strefą sandrową a czołem lodowca, odsłaniają się zmutonowane rygle skalne. Stoki proksymalne rygli są łagodne i pokryte świeżą moreną żłobkową. Według koncepcji T.Merty (1988b, 1989) jest ona kształtowana przez wody supra-glacjalne. Grzbiety moreny żłobkowej mają stanowić odlew reliefu powierzchni czoła lodowca a ich rozciągłość wyznaczać kierunek wycyfywania się czoła lodowca. Grzbiety wykształcone za dużymi głazami zinterpretowano jako efekt zahamowania rozwoju rynny ablacyjnej.

Po dystalnej stronie mutonów lodowca Renard zachowały się dwa większe wały ozów oraz kilka pojedynczych kopczyków będących zapewne pozostałościami po trzecim, rozmytym przez wody proglacjalne. Ozy te mają długość kilkudziesięciu metrów i wysokość 2-3, maksymalnie 5 metrów. Zbudowane są z materiału przede wszystkim piaszczystego, w mniejszym

stopniu zwirowego, poziomo warstwowanego. Ozy te nawiązują do powierzchni drugiej serii sandrowej. Ich genezę można wiązać z wypełnianiem tunelu subglacialnego, postępującym w górę rynn subglacialnej. Inwentarz form glacyfluwialnych w strefie marginalnej lodowca Renard uzupełnia terasa kemowa, przylegająca do wału lodowo-morenowego (Szczęsny i in. 1989).

Elementem dominującym w morfologii stref marginalnych są moreny czołowe, wykształcone w postaci wałów lodowo-morenowych. Na przedpolach większości lodowców stanowią one nadbudowę zmutonowanych rygli skalnych (poziomów strukturalnych), jedynie na przedpolach lodowców Renard i Antonii morena nałożona jest na strefę podniesionych teras morskich. Wszystkie wały morenowe mają wysokość od 20 do 60 m i zbudowane są z pokrywy morenowej miąższości kilku metrów oraz jądra lodowego (Szczęsny i in. 1989). Na powierzchni przeważają bardzo słabo obtoczone bloki i gruz skalny, a w głąb profilu wzrasta udział utworów gliniastych i ilastych, zawierających dużą domieszkę żwirów i głazów. Jądra lodowe stanowią większą część objętości wałów. Żywa rzeźba, ostre, piramidalne wierzchołki oraz liczne jeziora świadczą o żywych procesach termokrasowych.

Wały lodowo-morenowe od strony proksymalnej stopniowo przechodzą w morenę denną. Strefa przejściowa nosi ślady przepływów w postaci marginalnych rynien erozyjnych o kierunku równoległym do osi wału czołowo-morenowego i dawnej krawędzi jezora lodowcowego lub charakteryzuje się występowaniem ciągów morenek recesyjnych, wyznaczających dawne zasięgi czoła lodowcowego.

Wśród moren czołowych na szczególną uwagę zasługuje morena lodowca Renard. Jest ona formą dwudzielną, składającą się z wałów lodowo-morenowych oraz moreny spiętrzony, pomiędzy którymi rozpoznano osady organiczne i zabytki archeologiczne pochodzące ze zniszczonej osady wielorybniczej. Górna partia osadów (datowania metodą C^{14}) uzyskała wiek 660 ± 80 , partia dolna 1130 ± 80 lat BP (Dzierżek i in. 1990a). Odpowiadają one zatem okresowi średniowiecznego ocieplenia (tzw. „okres wikingowski”) i jednocześnie dokumentują co najmniej dwukrotną transgresję lodowca na jego przedpole. W pewnym stopniu pozwalają też wnioskować o skali ocieplenia, które musiało być na tyle znaczne, że umożliwiło penetrację gospodarczą i posadowienie osady w strefie blisko sąsiadującej z lodowcem (Dzierżek i in. 1990b, Jasinski 1994).

Na podstrefę ekstramarginalną lodowców składają się poziomy sandrowe wcięte w powierzchnię podniesionych teras morskich. Na przedpolach dużych lodowców występują 2 lub 3 różnowiekowe poziomy sandrów. Występowanie kilku poziomów jest skutkiem szybkiego wytapiania się jeziorów i szybkiego porzucania poziomów sandrowych przez wody ablacyjne. Wraz z wytapianiem i wycofywaniem się lodowców zmienia się wysokość wylotów tuneli in- i subglacialnych, a zatem także wysokości zakorzenienia stożków sandrowych (Reder 1995). Rzeźba starych poziomów wykazuje cechy stabilizacji, ich słabo nachylone powierzchnie są płaskie, urozmaicone korytami dawnych potoków proglacialnych. Najmłodszy poziom sandrowy,

zakorzeniony u wylotu czynnego tunelu inglacjalnego (lodowiec Recherche) lub bramy w wale lodowo-morenowym (lodowce Antonii, Scotta), jest współcześnie kształtowany przez roztokowy system rzeczny o zmiennej konfiguracji koryt. System ten jest niezwykle efektywny morfologicznie. Transportuje ogromne ilości materiału mineralnego, który w swej frakcji grubszej jest osadzany w poziomie sandru, a frakcja drobniejsza odprowadzana jest do wód fiordu. Od kilkudziesięciu lat obserwuje się dynamiczny rozwój najmłodszych stożków sandrowych. Wzrost długości sandru ekstramarginalnego lodowca Antonii w latach 1960-1990 wyniósł około 125 metrów, a lodowca Recherche ponad 200 m (Reder 1996, Warowna 1994). Na przedpolach niewielkich lodowców kończących się na lądzie (Scotta, Blomli, Ringar) strefy sandrów zewnętrznych mają małe rozmiary i są silnie uzależnione od topografii den dolinnych.

Intensywność i stopień współczesnego przemodelowania stref marginalnych lodowców zależy od tempa recesji oraz ilości odprowadzanych wód ablacyjnych. Małe, wysoko położone lodowce (Blomli, Tjørn, Dyrstad) są źródłem niewielkiej ilości wód roztopowych, które odpływają w pokrywach, ewentualnie w szczelinach termokrasowych (Pękala, Reder 1989, Szczęsny 1987). Nie tworzą się tu wewnętrzne stożki sandrowe, stopień przeobrażenia przedpola jest niewielki, a zmiany rzeźby ograniczają się do powolnej degradacji wałów lodowo-morenowych, czego efektem są częste zmiany ich morfologii, pojawianie się spękań i efemerycznych jeziorok termokrasowych (Pękala, Reder 1989).

Szybko topiące się duże lodowce (Recherche, Renard, Antonia, Scott) dostarczają ogromnych ilości wód ablacyjnych. Ich przedpola są kształtowane przez rzeki marginalne, pokrywy naledzi i zbiorniki zastoiskowe o zmiennej konfiguracji (Merta 1988a, 1988c, Reder 1996). Generalnie obserwuje się obecnie dominację procesów akumulacji i erozji fluwioglacjalnej. Dominującym elementem rzeźby przedpola są obecnie obszary sandrowe oraz porzucone koryta rzek marginalnych (Reder 1995, 1996, Warowna 1994). Formy akumulacyjne obserwuje się częściej na powierzchniach wypłaszczających się jeziorów lodowcowych bądź na martwym lodzie przedpola niż na podłożu skalnym. Intensywna erozja wód ablacyjnych prowadzi obecnie do rozcinania nawet stosunkowo młodych pokryw sandrowych i osadów moreny dennej. Zachowane fragmenty są zazwyczaj silnie przemyte i wzbogacone we frakcje grubsze materiału.

LITERATURA

- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., RZĘTKOWSKA A., 1990a: *Geological-geomorphological analysis and C¹⁴ dating of submoraine organogenic deposits within the Renardbreen outer margin, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polar Research, 8, 275-281.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., RZĘTKOWSKA A., 1990b: *Remnants of the earliest human invasion at Bellsund, Svalbard*. Polar Research, 8, 299-302.
- JASINSKI M.E., 1994: *Archaeological studies of the Renard Glacier site 1, Spitsbergen, recapitulation*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 9-19.

- ŁANCZONT M., 1988a: *Osady sukcesji sandrowej lodowca Renarda, Spitsbergen Zachodni*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 82-87.
- ŁANCZONT M., 1988b: *Osady sandrowe strefy marginalnej lodowca Renarda w świetle analizy granulometrycznej*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 197-208.
- MERTA T., 1988a: *Dynamika sedymentacji w proglacialnym rozlewisku na przedpolu lodowca Scotta (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 183-189.
- MERTA T., 1988b: *Elementy kierunkowe w morenie typu "fluted" na przedpolu lodowca Renarda (Spitsbergen)*. XV Sympozjum Polarne, Wrocław, 76-81.
- MERTA T., 1988c: *Cykliczność sedymentacji w rozlewisku u czoła lodowca Blomli*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 191-196.
- MERTA T., 1989: *Sedimentation of fluted moraine in forefield of glaciers in Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 10 (1), 3-29.
- 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.
- 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.
- REDER J., 1991: *Contemporary recession of the glaciers in NW part of Wedel Jarlsberg Land (Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 37-43.
- REDER J., 1993: *Contemporary deglaciation of the Recherche and Renard Glaciers in the Bellsund region (Western Spitsbergen)*. XX Polar Symposium, Lublin, 421-427.
- REDER J., 1995: *The role of subglacial drainage and proglacial outflows in the formation of relief in the marginal zone of Antonia Glacier (Bellsund, Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 179-189.
- REDER J., 1996: *Evolution of marginal zones during a continued glacial retreat in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 17 (1-2), 61-84.
- REDER J., 1998: *Holocénska morfogeneza stref marginalnych lodowców NW części Ziemi Wedela Jarlsberga (Spitsbergen)*. Rozprawa doktorska. Zakład Geomorfologii INoZ, UMCS.
- SZCZĘŚNY R., 1987: *Late Quaternary evolution of the Tjørn Valley, Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen*. Polish Polar Research, 8 (3), 243-250.
- SZCZĘŚNY R., DZIERŻEK J., HARASIMIUK M., NITYCHORUK J., PEKALA K., REPELEWSKA-PEKALOWA J., 1989: *Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefield (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, 1:10 000)*. Wyd. Geol., Warszawa.
- WAROWNA J., 1994: *Conditions of sandour plain formation in the glacier forelands in the Recherchefjorden Region (West Spitsbergen)*. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS, Lublin, 117-126.
- ZAGÓRSKI P., BARTOSZEWSKI S., 2004: *Próba oceny recesji lodowca Scotta w oparciu o materiały archiwalne i pomiary GPS*. Polish Polar Studies. XXX Międzynarodowe Sympozjum Polarne, Gdynia, 415-424.