# ANNALES UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA LUBLIN – POLONIA

VOL.XLIX, 7

BLIN – POLON SECTIOB

Zakład Geomorfologii Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS

Leszek GAWRYSIAK

#### ROZWÓJ FORM EROZYJNYCH W REJONIE POŁUDNIOWEGO BELLSUNDU (SPITSBERGEN)

Erosion Forms Development in the Region of Southern Bellsund (Spitsbergen)

#### WPROWADZENIE

W ramach VIII Wyprawy Polarnej latem 1993 roku (w lipcu i sierpniu) prowadzono na Spitsbergenie badania geomorfologiczne, które objęły obszar południowego Bellsundu od przedpola lodowca Renarda na południowym wschodzie po wylot doliny Tjörn na północnym zachodzie. Przedmiotem prac terenowych były formy erozyjne powstałe w strefach marginalnych lodowców Renarda i Scotta oraz w dolnych odcinkach i u wylotów dolin Blomli i Tjörn (ryc. 1.).

## **CEL I METODA PRACY**

Celem przeprowadzonych badań było uchwycenie zależności między litologią, tektoniką podłoża i uwarunkowaniami morfodynamicznymi a rozcięciami erozyjnymi występującymi na obszarze między lodowcem Renarda a doliną Tjörn. Podjęto także próbę odtworzenia etapów rozwoju badanych form erozyjnych. W ramach prac terenowych wykonano około 1400 pomiarów płaszczyzn spękań ciosowych w sześciu wybranych rejonach wybrzeża południowego Bellsundu (ryc. 1.). Pomiary wykonywane były w seriach po 100, w skałach odsłaniających się na ścianach rozcięć erozyjnych. Zebrane dane posłużyły do sporządzenia diagramów konturowych przedstawiających główne kierunki biegu oraz upadu płaszczyzn spękań ciosowych (ryc. 2B, 3B, 4B, 5B, 6B i 7B). Ponadto wykonano szkice geomorfologiczne badanych form.

122

1994





Situation of the erosion cuts in the southern coasts of Bellsund; A – forefield of Renard glacier, B – torrent by the moraine of Renard glacier, C – mouth of Blomli valley, D – mouth of the Tjörn valley, E – torrent in the zone of tectonic fault, F – forefield of Scott glacier. 1 – glaciers, 2 – terminal moraines, 3 – lakes, 4 – large water courses, 5 – main ridges, 6 – areas of detailed studies

# RZEŹBA I BUDOWA GEOLOGICZNA

W rzeźbie południowego Bellsundu dominuje system grzbietów strukturalnych ukierunkowanych radialnie lub równolegle, o wysokościach od 800 m n.p.m. w części centralnej do 350 m n.p.m. przy nabrzeżach. Grzbiety przedzielają szerokie doliny współcześnie zlodowacone. Największym lodowcem jest Renardbreen, położony w SE części badanego obszaru. Inne, mniejsze lodowce tego rejonu – to lodowiec Scotta i Blomli oraz Tjömdalsbreen na NW. W morfologii zlodowaconych dolin wyraźnie zaznaczają się spłaszczenia, z których najniższy poziom, o wysokości 100-150 m n.p.m., opada stromym stokiem na wyższe podniesione terasy morskie o wysokościach 40-60-80 m n.p.m. Niższe terasy morskie (3–5, 8–10, 12–15, 20–25–30 m n.p.m.) tworzą równiny nadmorskie, z systemem klifów i wałów burzowych. Wyższe terasy są znacznie przekształcone w wyniku rozcięcia erozyjnego i nadbudowania sandrami rzek wypływających ze współczesnych lodowców. Moreny czołowe lodowców nakładają się na podniesione terasy bądź schodzą do poziomu morza (K. Pę k a l a 1987).

Badany teren w całości położony jest w obrębie formacji Hecla Hoek zbudowanej z przeddewońskich skał, które uległy metamorfizmowi kaledońskiemu. W spągowej części sa to przedwendyjskie skały węglanowe i wulkaniczne, fyllity, kwarcyty i zlepieńce. Powyżej leży warstwa tyllitów wendyjskich przeszło 2000 m grubości. Skały są słabo zmetamorfizowane i odzwierciedlają deformacje kaledońskie i prekambryjskie. Sekwencja Kapp Lyell, stanowiąca najwyższe piętro prekambru formacji Hecla Hoek, pokrywa wiekszość obszaru na zachód od linii fiord Recherche – dolina Chamberlin i na północny wschód od doliny Dunder. Dominują w niej tyllity z klastami głównie dolomitowymi i kwarcytowymi. Od Josephbukty do Skilviki, w kierunku NW-SE, biegnie uskok tektoniczny oddzielający wyżej opisane utwory od skał trzeciorzędowych formacji Skilvika i Renardodden, wykształconych w postaci piaskowców, mułowców oraz zlepieńców i słabo skonsolidowanych piaskowców (W. K. Dallman i in. 1990). Materiał wyjściowy uformowany w tyllity determinuje wielką zmienność i różnorodność cech teksturalno-mineralogicznych, a co się z tym wiąże – cech litologicznych tyllitów (R. Chlebowski 1989). Prekambryjskie i trzeciorzędowe podłoże skalne równin nadmorskich pokrywa warstwa osadów czwartorzędowych reprezentowanych przez gliny zwałowe oraz różne serie osadów żwirowo-piaszczystych i ilastych akumulacji lodowcowo-morskiej, datowanych na młodszy plejstocen. Na nich zalegają iły, piaski i żwiry morskie reprezentujące holocen (L. Troitsky i in. 1979, J. Mangerud i in. 1992, K. Pekala, J. Repelewska-Pekalowa 1992).

Skały formacji Hecla Hoek są silnie i różnokierunkowo spękane. Kierunki spękań ciosowych w wielu miejscach wykazują zgodność z azymutami głównych elementów morfologicznych (K. Pękala 1987, W. Ozimkowski 1988 b). We wschodniej części badanego obszaru, na przedpolu lodowca Renarda, dominuje kierunek NNE-SSW. Dalej na północny zachód, na odcinku do Skilviki wyraźnie zaznacza się azymut spękań NW-SE. Na odcinku do Kapp Lyell pojawia się znowu cios, jaki dominuje pod lodowcem Renarda oraz kierunek WNW-ESE. Rozcięcia erozyjne w dolinach Blomli i Tjörn wykazują zbieżność z kierunkiem spękań ciosowych (W. Ozimkowski 1988 a).

## **OBSZARY BADAŃ SZCZEGÓŁOWYCH**

Badaniami objęto formy erozyjne wykazujące zróżnicowanie pod względem wieku oraz dynamiki rozwoju. Największe i najstarsze z nich są u wylotów Tjörndalen i Blomlidalen (ryc. 1 C i D). Są to formy reliktowe ze schyłku plejstocenu i starszego holocenu. Współcześnie bardzo aktywne, kształtowane przez rzeki o zasilaniu lodowcowym. Drugą grupę stanowią rozcięcia w zewnętrznych strefach marginalnych lodowców Scotta i Renarda (ryc. 1 B, E i F). Powstanie tych form należy wiązać z maksymalnym zasięgiem lodowców w starszych fazach holocenu i w okresie Małej Epoki Lodowej. W obecnym ich



rozwoju główną rolę odgrywają wody proniwalne i zmarzlinowe. Trzecią grupę reprezentują aktywne formy współczesne przed czołem lodowca Renarda (ryc. 1. A).

#### FORMY DOLINNE

U wylotu Blomlidalen rzeka wypływająca z doliny ma główny kierunek NNW (ryc. 2A). Za zewnętrznym stożkiem sandrowym, leżącym w przegłębieniu u wylotu doliny, rzeka tworzy głęboki, do 15 m, przełom przez podniesioną terasę morską 70–80 m n.p.m. Dalej potok rozcina terasy morskie 50–60, 35–45 i 1–6 m n.p.m. Najgłębiej potok wciął się na odcinku przełomowym przez terasę 70–80 m n.p.m. Rozwój tego kanionu rozpoczął się prawdopodobnie jeszcze w schyłkowej fazie plejstocenu, kiedy bazę erozyjną stanowił poziom terasy morskiej o wysokości 60 m n.p.m, datowany na schyłek plejstocenu (A. El g e r s m a i in. 1991). Początkowy, obecnie najgłębszy fragment kanionu, zapewne istniał już pod koniec zlodowacenia Vistulian jako odpływ wód subglacjalnych, a w kolejnej fazie deglacjacji odprowadzał wody z cofającego się lodowca. W miarę dźwigania się tego obszaru obniżała się baza erozyjna i następowało intensywne rozcinanie osadów lodowcowych i pokryw budujących młodsze, niższe terasy morskie, a następnie tyllitowego podłoża. Kierunki upadu płaszczyzn spękań ciosowych są zbliżone do azymutu formy erozyjnej (ryc. 2 B). Dominują tu spękania o kierunku zbliżonym do NW-SE, słabiej za-znacza się kierunek NE-SW, w stosunku do którego dolina ma charakter konsekwentny.

W Tjörndalen kanion rozpoczyna się, podobnie jak w dolinie Blomli, za zewnętrznym stożkiem sandrowym leżącym w plejstoceńskim przegłębieniu u wylotu doliny (ryc. 3 A). Początkowo rozcięcie ma azymut NNW i wycięte jest w skalnym dnie doliny pozbawionym osadów lodowcowych, by następnie u wylotu doliny skręcić na NW tworząc przełom przez poziomy terasowe o wysokościach 46–54, 22–38 i 8–12 m n.p.m. Głębokość rozcięcia dochodzi w środkowej części do 15 m. Tak znaczna głębokość świadczy o umiejscowieniu koryta rzeki w strefie zluźnień tektonicznych (R. Szczęsny 1987). Kanion nie ma przebiegu prostolinijnego, miejscami jest dosyć kręty, a przy wychodniach skał bardziej odpornych zwęża się. Brak jest tutaj dominującego kierunku spękań ciosowych. Wyraźnie zaznaczone są płaszczyzny NNW-SSE oraz ENE-WSW (ryc. 3B: 2), zaś słabiej zarysowane są kierunki NNE-SSW i WNW-ESE (ryc. 3B: 1). Bieg tych płaszczyzn nie jest zgodny z głównym azymutem tej formy erozyjnej. Na uwagę zasługuje nietypowe umiejscowienie kanionu w stosunku do osi doliny. Zapewne spowodowane jest to wpły-

Ryc. 2. A. Szkic geomorfologiczny wylotu doliny Blomli (ryc. 1 C) (Szczęsny i in. 1989); 1 – stożki napływowe, 2 – stoki górskie z pokrywą zwietrzelinową, 3 – depresje, 4 – pokrywy sandrowe, 5 – pokrywy śnieżne, 6 – podniesiona terasa morska 70-80 m n.p.m., 7 – podniesiona terasa morska 1–6 m n.p.m., 8 – podniesiona terasa morska 35-45 m n.p.m., 9 – krawędzie, 10 – klif, 11 – ostańce skalne, 12 – cieki, 13 – punkty pomiaru spękań. B. Diagramy konturowe spękań zmierzonych u wylotu doliny Blomli

A. Geomorphological outline of Blomli mouth valley (Fig. 1 C) (after Szczęsny et al 1989); 1 – alluvial cones, 2 – mountain-sides with a waste cover, 3 – depressions, 4 – outwash covers, 5 – snow caps, 6 – raised marine terrace 70-80 m a.s.l., 7 – raised marine terrace 1–6 m a.s.l., 8 – raised marine terrace 35-45 m a.s.l., 9 – edges; 10 – cliff, 11 – rocky inselberg, 12 – water-courses, 13 – sites of nifts measurements. B. Contour diagrams of joints measured at the mouth of Blomli valley



wem czynników zewnętrznych. Współczesny przebieg tej formy erozyjnej może być uwarunkowany układem sieci rzecznej w tej strefie w schyłkowej fazie plejstocenu. Powstanie i rozwój tego kanionu prawdopodobnie przebiegał w taki sam sposób jak w dolinie Blomli, z tą różnicą, że został on zepchnięty na NW w stosunku do osi doliny. Przesunięcie koryta może być spowodowane występowaniem wychodni odpornych tyllitów w osi doliny, budujących grupę skałek u jej wylotu.

#### ROZCIĘCIA W ZEWNĘTRZNYCH STREFACH MARGINALNYCH LODOWCÓW SCOTTA I RENARDA

Na przedpolu Scottbreen, u wylotu nieczynnej bramy lodowcowej (ryc. 4A), uformowany jest system rozcięć wykazujących współcześnie mała aktywność. Powstał on prawdopodobnie w fazie maksymalnego zasięgu lodowca podczas Małej Epoki Lodowej. Wszystkie istniejące tutaj formy mają kierunek zgodny z ogólnym nachyleniem ku NE. Prawdopodobnie ten czynnik zdeterminował kierunek spływu wód wypływających z bramy, dzięki którym te formy powstały. W pierwszej fazie nastąpiło rozciecie pokryw budujących terasy morskie, a następnie tyllitowego podłoża. Wyraźne są tutaj dwa etapy rozcięcia podniesionej terasy morskiej 70-80 m n.p.m. Pierwszy sięga do podłoża tyllitowego, drugi rozcina tyllity tworząc system kanionów, których głębokość i kształt nawiązują do litologii podłoża. Część form erozyjnych rozwinięta jest w strefach kontaktu między tyllitami o różnej odporności (fot. 1). Są one znacznie głębsze od rozcięć powstałych w obrebie jednorodnych tyllitów. Współcześnie tylko niektóre fragmenty kanionów są aktywne, prowadząc niewielkie cieki. W większości z nich śnieg utrzymuje się przez cały rok co wpływa hamująco na ich rozwój. W odległości około 100 m od bramy lodowcowej kaniony łacza się i tworzą dwie głębokie rynny (do 6–8 m) wyciete w terasie 50–60 m n.p.m., połączone dalej z korytem współczesnej rzeki lodowca Scotta. W stosunku do jednego wyraźnie zaznaczającego się kierunku spękań ciosowych, rozcięcia erozyjne mają charakter konsekwentny.

Bezpośrednio przy wale moreny czołowej lodowca Renarda (ryc. 5A) potok rozcina poziom 100-130 m n.p.m. i podniesioną terasę morską 70–80 m n.p.m. Jest on umiejscowiony w zagłębieniu powstałym w strefie kontaktu wału moreny czołowej z powierzchnią podniesionych teras morskich. Tworzy na pewnych odcinkach głębokie rozcięcie o charakterze kanionu, dochodzące do 6–7 m głębokości (fot. 2). Koryto potoku, zasilanego obecnie wodami proniwalnymi i zmarzlinowymi, uformowało się bezpośrednio przy wale moreny czołowej. W odcinku górnym rzeka płynie nieckowatym obniżeniem, ograniczo-

Ryc. 3. A. Szkic geomorfologiczny wylotu doliny Tjörn (ryc. 1 D) (Szczęsny 1989); 1 – podniesiona terasa morska 22–38 m n.p.m., 2 – podniesiona terasa morska 46–54 m n.p.m., 3 – dno doliny, 4 – zbocze górskie z pokrywą zwietrzelinową, 5 – moreny boczne i czołowe, 6 – stożki usypiskowe, 7 – jeziora, 8 – stożki sandrowe, 9 – skałki, 10 – krawędzie, 11 – cieki, 12 – punkty pomiaru spękań; B. Diagramy konturowe spękań ciosowych zmierzonych u wylotu doliny Tjörn A

A. Geomorphological outline of Tjörn mouth valley (Fig. 1 D) (after Szczęsny 1989); 1 - raised marine terrace
22-38 m a.s.l., 2 - raised marine terrace 46-54 m a.s.l., 3 - valley bottom; 4 - mountain-side with a waste-cover;
5 - lateral and frontal morains, 6 - talus fans, 7 - lakes, 8 - sandur fans, 9 - rocks, 10 - edges, 11 - water-courses;
12 - sites of rits measurements. B. Countour diagrams of joints measured at the mouth of Tjörn valley



Ryc. 4. A. Szkic geomorfologiczny przedpola lodowca Scotta (ryc. 1 F); 1 – morena czołowa, 2 – podniesiona terasa morska 70–80 m n.p.m., 3 – podłoże skalne, 4 – krawędzie, 5 – cieki, 6 – rozcięcia o charakterze kanionów, 7 – bramy lodowcowe, 8 – punkty pomiaru spękań. B. Diagramy konturowe spękań ciosowych zmierzonych w rozcięciach

A. Geomorphological outline of Scott glacier forefield (Fig. 1 F); 1 - terminal moraine, 2 - raised marine terrace
70-80 m a.s.l., 3 - bedrock, 4 - edges, 5 - water-courses, 6 - canyon-lie cuts, 7 - glacial gates, 8 - points of joints measurement. B. Countour diagrams of joints measured in the cuts



Ryc. 5. A. Szkie geomorfologiczny rozcięcia przy morenie lodowca Renarda (ryc.1 B); 1 – morena czołowa, 2 – podłoże skalne, 3 – poziom 100–130 m n.p.m., 4 – krawędzie, 5 – cieki, 6 – rozcięcia o charakterze kanionów, 7 – punkty pomiaru spękań. B. Diagramy konturowe spękań ciosowych zmierzonych w rozcięciu

A. Geomorphological outline of the cut by the Renard glacier moraine (Fig. 1 B); 1 - frontal moraine, 2 - bedrock, 3 - level 100-130 m a.s.l., 4 - edges, 5 - water-courses, 6 - canyon-like cuts, 7 - points of joints measurement. B. Countour diagrams of joints measured in the cuts

nym przez krawędzie wycięte w żwirach morskich, by w niższym, dolnym odcinku wciąć się w podłoże skalne do głębokości 4–5 m. U wylotu kanionu rozpościera się rozległy zewnętrzny stożek sandrowy, częściowo uformowany także przez wody wypływające z niższej bramy. Powstanie głębokiego rozcięcia erozyjnego zaczynającego się u wylotu nieczynnej obecnie bramy w morenie czołowej być może należy wiązać z okresem jej aktywności. Sugeruje to umiejscowienie jej wylotu dokładnie na wysokości początkowego odcinka kanionu. Tak więc powstanie tej formy związane jest z działalnością wód gla-



Ryc. 6. A. Szkic geomorfologiczny rozcięcia w strefie uskoku tektonicznego na Calypsostrandzie (ryc. 1 E); 1 – podniesiona terasa morska 35 m n.p.m., 2 – podłoże skalne z pokrywą osadów fluwialnych, 3 – podłoże skalne, 4 – krawędzie, 5 – cieki; 6 – rozcięcia o charakterze kanionów, 7 – punkty pomiaru spękań. B. Diagramy konturowe spękań ciosowych zmierzonych w strefie uskoku tektonicznego

A. Geomorphological outline of the cut in the tectonic fault zone on Calypsostranda (Fig. 1 E); 1 – raised marine terrace 35 m a.s.l., 2 – bedrock with a cover of fluvial sediments, 3 – bedrock, 4 – edges, 5 – water courses, 6 – canyon-like cuts, 7 – points of joints measurement. B. Countour diagrams of joints measured in the tectonic fault zone

cjalnych w okresie Małej Epoki Lodowej. Wyraźny jest tutaj kierunek NNE-SSW spękań ciosowych, w stosunku do którego rozcięcie ma charakter obsekwentny (ryc. 5B).

Strefę uskoku tektonicznego, we wschodniej części badanego obszaru (ryc. 6A), przecina kanion o kierunku W-E. Jego powstanie wiąże się z okresem aktywności jednej z głównych bram lodowcowych w północnej części moreny czołowej. W tym okresie w morenie czołowcj lodowca Renarda było czynnych kilka bram, którymi wody glacjalne wypływały na zewnątrz. W obrębie terasy morskiej o wysokości 70-80 m n.p.m. uformował się kanion (ryc. 5A) odprowadzający wody wypływające z bram w tej strefie. Niżej wody te formowały stożek napływowy, na którym następowała bifurkacja. Część wód odpływała na NW, zgodnie z kierunkiem uskoku tektonicznego przebiegającego w tej strefie, a część – popłynęła w linii prostej, zgodnie z nachyleniem podniesionej terasy morskiej, tworząc kanion współcześnie prowadzący wody proniwalne i zmarzlinowe. Utwory czwartorzędowe budujące terasę morską o wysokości 20–35 m n.p.m. rozcięte są tu do głębokości 15 m. Potok płynie prostopadle do strefy uskoku tektonicznego o kierunku NW-SE. Na dnie rozcięcia odsłania się podłoże tyllitowe. W korycie potoku zaznacza się wyraźny próg o wysokości 3–4 m. Dominują tutaj płaszczyzny spękań o kierunku zbliżonym do NE-SW i upadzie bliskim 90° (ryc. 6 B: 1, 2 i 3). Podobny kierunek (ENE-WSW) reprezentuje lineament zaznaczający się w tej strefie (W. O z i m k o w s k i 1988). Jest to prawdopodnie uskok skośny w stosunku do lini głównego uskoku oddzielającego tyllity od skał trzeciorzędowych. Słabiej zaznaczony jest kierunek NW-SE (ryc. 6B: 2) zgodny w niektórych odcinkach z kierunkiem badanej formy erozyjnej. Powyższe obserwacje pozwalają przypuszczać, że pewną rolę w rozwoju tego rozcięcia odegrały czynniki litologiczno-tektoniczne.

#### WEWNETRZNA STREFA MARGINALNA LODOWCA RENARDA

Na przedpolu lodowca Renarda występuje system rozcięć powstałych w ciągu ostatnich 20-30 lat. W bezpośrednim sąsiedztwie czoła lodowca odsłania się rygiel skalny będacy progiem strukturalnym. Odpływ wód glacjalnych odbywa się przez przełom wycięty w mutonie, położony w środkowej strefie przedpola lodowca. Badane koryta znajdują się na NW od współczesnego odpływu, w odległości około 200 m od czoła lodowca (ryc.7A). Przez wiekszą część roku zalega w nich śnieg, tylko w miesiącach letnich kształtują je wody proniwalne. System rozcięć tworzy w tym miejscu przełom przez muton, wcinając się miejscami na kilka metrów w podłoże skalne (fot. 3). Ogólny kierunek tej formy zbliżony jest do W-E. Przełom wycięty jest w podłożu skalnym, na którym zalega cienka warstwa osadów fluwioglacjalnych i zwietrzeliny. W niektórych miejscach zachowały się płaty moreny dennej. Krótkie odcinki koryt wcięte są głęboko w podłoże tworząc formy kanionów. Na opisywanym terenie wykonano 5 serii pomiarów. Najsilniej zaznacza się tutaj kierunek NE-SW oraz zbliżony do N-S przy upadach na N (ryc. 7 B: 1, 2, 3 i 5). Obecny, choć słabiej zaznaczony, jest również kierunek NW-SE (ryc. 7B: 4 i 5). Upady płaszczyzn spękań ciosowych są z przedziału 60-80°. Rozcięcia erozyjne są więc formami obsekwentnymi w stosunku do dominującego kierunku spękań ciosowych tego obszaru.

## **WNIOSKI**

Przeprowadzone pomiary i obserwacje pozwaląją na dokładniejsze określenie mechanizmów i warunków rozwoju wybranych form erozyjnych w holocenie. W Blomlidalen i Tjörndalen istnieją duże kaniony odziedziczone ze schyłkowej fazy plejstocenu. Znaczna głębokość rozcięć u wylotów dolin Blomli i Tjörn świadczy o intensywności ruchów podnoszących na tym obszarze w ciągu ostatnich 12 000 lat. Procesy erozji, które doprowadziły do powstania tych form, są ciągle bardzo silne. W pozostałych przypadkach, po-



wstanie i szybki rozwój form miał miejsce w krótkim okresie (Mała Epoka Lodowa), a o ich kierunku zadecydowało ogólne nachylenie terenu. Współcześnie te kaniony nie wykazują dużej dynamiki zmian. Przeprowadzone badania nie świadczą o ścisłym związku między kierunkiem form erozyjnych a azymutami głównych płaszczyzn spękań ciosowych w ich obrębie. Tylko w niektórych przypadkach istnieje zbieżność tych kierunków. Obecność deformacji nieciągłych może determinować tempo i kierunek rozwoju rozcięć w danej strefie. Brak korelacji pomiędzy wyznaczonymi głównymi kierunkami spękań ciosowych a azymutem form erozyjnych może przemawiać za większym wpływem czynników zewnętrznych na rozwój rozcięć.

Za decydujące w procesie rozwoju opisywanych form należy uznać następujące czynniki: a) zmiany wysokości bazy erozyjnej wywołane ruchami izostatycznymi, b) nasilenie erozji związane z wielkością przepływu, c) nachylenie terenu (determinuje kierunek spływu wód), d) obecność starszych form inicjalnych ukierunkowujących spływ wód podczas kolejnych, młodszych etapów pogłębiania, związanego z obniżającą się bazą erozyjną.

# LITERATURA

- Chlebowski R. 1989; Charakterystyka petrograficzno-mineralogiczna skał formacji Hecla-Hoek w rejonie południowego obramowania Bellsundu – Zachodni Spitsbergen (Opracowanie wstępne). Wyprawy Geograficzne na Spitsberen, UMCS Lublin, 51-59.
- Dallman 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, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Elgersma A., Landvik J.Y., Salvigsen O. 1991; Radiocarbon dated raised beaches in Northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, Svalbard. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, 9– 16.
- Flood B., Nagy J., Winsnes T. S. 1971; Geological Map of Svalbard, 1:500 000, Sheet 1G, Spitsbergen, southern part. Norsk Polarinstitut, Oslo.
- Mangerud J., Bolstad M., Elgersma A., Helliksen D., Landvik J.Y., Lönne I., Lycke A. K., Salvigsen O., Sandhal T., Svendsen J. I. 1992; The last glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard. Quaternary Research, vol.38 No. 1, 1–31.
- O z i m k o w s k i W. 1988a; Kierunki spękań ciosowych a neotektonika południowego Bellsundu. Przewodnik XV Sympozjum Polarnego, Wrocław, Wyd. Uniw. Wrocł., 5-7.
- O z i m k o w s k i W. 1988b; Wstępne wyniki geologicznej interpretacji zdjęć lotniczych północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga (Zachodni Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne UMCS na Spitsbergen, UMCS Lublin, 209–212.
- Pękala K. 1987; Rzeźba i osady czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (Spitsbergen). Materiały XIV Sympozjum Polarnego, Lublin, 84–87.

Ryc. 7. A. Szkic geomorfologiczny przedpola lodowca Renarda (ryc. 1 A); 1 – morena denna, 2 – morena denna typu fluted, 3 – zmutonowane podłoże z pokrywą zwietrzelinową, 4 – podłoże skalne z pokrywą osadów fluwioglacjalnych, 5 – krawędzie, 6 – koryta o charakterze kanionów, 7 – cieki, 8 – punkty pomiaru spękań. B. Diagramy konturowe spękań ciosowych zmierzonych na przedpolu lodowca Renarda

A. Geomorphological outline of the Renard glacier forefield (Fig. 1 A); 1 - ground moraine, 2 - ground moraine of the type fluted, 3 - mutated bed with the waste cover, 4 - bedrock with cover of fluvioglacial sediments, 5 edges, 6 - canyon-like cuts, 7 - water courses, 8 - points of joints measurement. B. Countour diagrams of joints measured on the Renard glacier forefield Pękala K., Repelewska-Pękalowa J. 1990; Relief and stratigraphy of Quaternary deposits in the region of Recherche Fiord and southern Bellsund (Western Spitsbergen), Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin, 9-20.

Szczęsny R. 1987; Rzeźba i osady czwartorzędowe doliny Tjörn (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne Lublin, 88-91.

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., Punning J-M., Hütt G., Rajamäe R. 1979; Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. Boreas, vol. 8 No. 4, 401-407.

#### **OBJAŚNIENIA FOTOGRAFII**

Fot. 1. Kanion na przedpolu lodowca Scotta.

Fot. 2. Kanion przy morenie czołowej lodowca Renarda.

Fot. 3. System rozcięć na przedpolu lodowca Renarda.

#### SUMMARY

In the summer 1993 during Geographical Expedition VIII to Spitsbergen, Maria Curie-Skłodowska University geomorphological studies of young erosion forms in the area between the Recherche glacier and Tjörn valley were carried out. The measurements of rock joint rifts in which the studied canyons are cut out as well as their geomorphological outlines were made. The obtained data show that the direction of these cuts only in some cases is the same as that of main joints determined in this area. There is the evidence that the internal factors did not play an important part in formation and rate of these forms development. Their direction is due to morphology of the area as they developed in accordance with the general slope of this area. Formation and quick development of these forms is a result of glacial water activity in Little Ice Age. In modern times some of these cuts are influenced by small water-courses of pronival and permafrost feeding and rate of their development is low. Large erosion forms situated in the mouth of Tjörn and Blomli valleys are still active which is due to some erosion power of glacial rivers flowing out of upper glaciated parts of the valley. With low situated erosion base the waters cut intensely all levels of raised marine terraces forming the coastal plain of Bellsund southern border.

#### **EXPLANATIONS OF PHOTOGRAPHS**

Phot. 1. Canyon on the Scott glacier forefield. Phot. 2. Canyon formed at the terminal moraine of the Renard glacier. Phot. 3. Erosion cuts on the Renard glacier forefield.

Praca wykonana w ramach projektu badawczego (grant KBN) nr 607119101.



Fot. 1



Fot. 2



Fot. 3