

JANINA REPELEWSKA-PĘKALOWA*

Lublin

DEVELOPMENT OF RELIEF AFFECTED BY CONTEMPORARY GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN NW PART OF WEDEL JARLSBERG LAND (BELLSUND, SPITSBERGEN – SVALBARD)

Résumé de l'auteur

C'est dans le Nord-Ouest du Wedel Jarlsberg territoire à Spitsbergen, qu'on a mené de recherches sur les processus morphogénétique contemporains. L'objet observé et mesuré de notre étude était le terrain des escarpements et plaines littorales du collier sud de Bellsund (fig. 1), plus spécialement dans la région du fjord Recherche (Calypsostranda), ainsi que dans les zones marginales des glaciers Renard, Scott, Recherche et Antonina (fig. 2). La fondation géologique de ces territoires est composée de roches métamorphiques provenant de la formation Hecla Hoek, dont la forme la plus commune est d'un tillit avec de dépôts de calcaire, de quartz et de séries d'ardoises; tandis que la fondation de Calypsostranda se compose de terrasses marines – système créé par de gres paléogéniques et de schistes argileux avec de dépôts de carbon, couverts par une série plus épaisse de créatures du Quaternaire, formées en espèce d'une série de dépôts marins, glaciaux et fluvio-glaciaux, d'une épaisseur et l'âge variés. Ce sont d'argiles à blocs Pléistocènes, de sables, de pierrailles et d'argiles marines, superposés par une série de chapeaux colluviaux et glaci-fluviaux.

Les éléments qui causent le développement intense d'une multitude de processus exogéniques sont: la différenciation lithologique et tectonique de la base; les nombreuses différences d'hauteur et les inclinaisons des talus (fig. 3, 4); la présence des chapeaux instables; la manque d'une végétation compacte ainsi qu'un gel permanent de plusieurs ans et une grande variabilité du temps.

On a constaté une désintégration physique active dont l'effet morphologique se présente en forme de butte-témoins rocheux et de chapeaux. Des chapeaux de bloc qui se délocalisent par gravitation et qui composent des zones de cônes de talus neigeux, se trouvent partout sur les versants. Leurs caractéristiques morphologiques, la construction et la présence des fossiles de la toundra donnent témoignage d'un développement de plusieurs phases dans la période post-glaciaire. Les indices d'une dénudation chimique font preuve d'une intensité considérable d'une altération chimique.

Le lavage, la conduite et l'érosion linéale forment un relief des zones d'escarpement: des falaises de terrasses marines élevées et la superficie légèrement inclinée de la plaine littorale qui s'est attachée à elles.

Le processus essentiel est la solifluction dont la vitesse est variée (fig. 1, 2). La solifluction entre en coopération avec les processus d'érosion et thermoérosion, de phénomènes neigeux et avec la concentration et le mouvement des eaux dans une intercalation active de permafrost. Ce fait est la cause d'une richesse de formes nées comme l'effet de ce processus (terrasses guirlandées, chapeaux).

Les processus éoliens, la déflation ainsi que l'accumulation, sont actifs dans une limite de zones marginales des glaciers et sur les plages au bord de la mer.

La présence de glace de fond dans les zones particulièrement riches en eau est lié à l'existence de formes de type pingo (type groenlandais et Mackenzie) et aux collines de type palsa.

Les recherches menées dans la région de Bellsund permettent de présenter des reliefs dans un aspect statique et dynamique (fig. 5).

* Zakład Geomorfologii UMCS, 20-033 Lublin, ul. Akademicka 19.

INTRODUCTION

Contemporary morphogenetic processes are the subject of studies concentrated mainly in the region of Hornsund Fjord in the south, in Kongs Fjord in the north and in the border area of Is Fjord in the central, warmest part of Spitsbergen western coast. In 1986, such studies were begun as part of the programme of Polar Expeditions of the Maria Curie-Skłodowska University in the north-western part of Wedel Jarlsberg Land, in the area of Bellsund southern border. This region was not well known as far as the dynamics of morphogenetic processes and their role in contemporary relief formation are concerned.

The studies covered the areas of slopes and coastal plains of Bellsund southern border, mainly in the region of Recherche Fjord (Calypsostranda) and marginal zones of the glaciers: Renard, Scott, Recherche and Antonia (Fig. 1). These

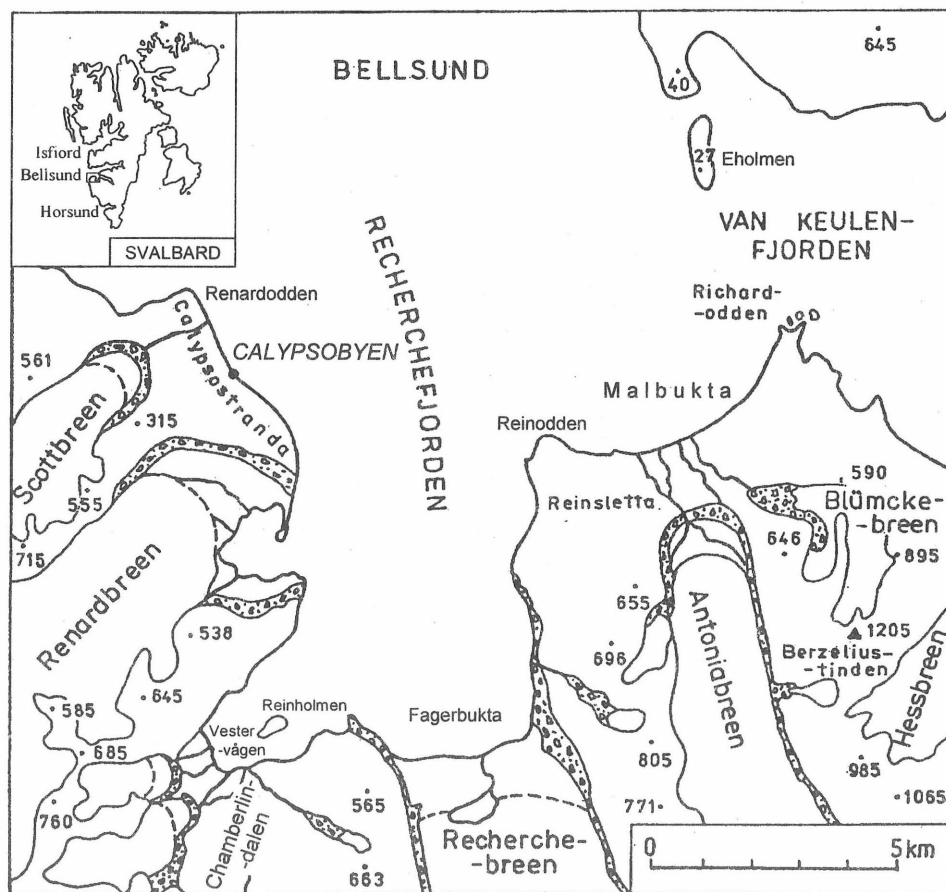


Fig. 1. Sketch of the study area – Recherche Fjord region

Rys. 1. Lokalizacja badanego obszaru –fiord Recherche

are areas whose geological foundation is constituted by metamorphic rocks of Pre-Cambrian formation of Hecla Hoek formed mainly as tillites with inserts of limestones, quartzites and slate series (fyllites). Series of grey limestones and dolomites are found. In some places intrusive rocks occur on the surface (HJELLE, 1969; FLOOD *et al.*, 1971; DALLMANN *et al.*, 1990). However, the bedrock of Calypsostranda is built of Palaeogene sandstones and mudstones with coal inserts covered with a thick series of Quaternary deposits (TROITSKY *et al.*, 1979; PEKALA, 1987; LANDVIK *et al.*, 1988, 1992; MANGERUND *et al.*, 1987, 1992; SALVIGSEN *et al.*, 1991; PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1990).

Quaternary formations building the systems of raised marine terraces occur as marine, glacial and fluvial deposits of different thickness and age. These are Pleistocene boulder clay, sands, gravels and marine loams with Holocene colluvial and glaciofluvial covers, transformed by various morphogenetic processes.

Lithological and tectonic differentiation of the bedrock, significant drop and inclination of slopes, loose covers, lack of dense vegetation and permafrost in the bedrock as well as great changes of weather, cause very active weathering, gravitational processes, erosion, washing away, deflation as well as cryogenic processes. Much effort was made to determine the factors responsible for the dynamic development of morphogenetic processes (GLUZA, 1988; PIASECKI, RODZIK, 1988; PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988 a, b; PASZCZYK, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1991; SIWEK, PACZOS, 1990; RODZIK, 1988; REPELEWSKA-PEKALOWA, 1994; REPELEWSKA-PEKALOWA, GLUZA, 1988).

The aim of geomorphological investigation in Bellsund was to present the relief of this area both in static and dynamic aspects. The Photogeological Map of the forefields of Renard, Scott and Blomli glaciers in the scale 1:10 000 (SZCZĘSNY *et al.*, 1989) is, among others, an example of static approach. Presenting main forms of relief, it is a register of genetic forms together with orographic features and may be treated as a reference point. The next step is an attempt of cartographic presentation of processes as a background for the characterization of forms and processes in reference to the dynamics of their development, indicated by the separation of main morphodynamic zones (Fig. 2).

PHYSICAL AND CHEMICAL WEATHERING

Weathering is a process causing breaking of rocks (physical weathering) or changes in their chemical composition (chemical weathering). The intensity of both physical and chemical weathering is mainly an implication of rock structural characteristics and climatic conditions.

Physical weathering is a process strongly dependent on thermal and humidity conditions. One type of physical weathering, namely frost weathering – due to a common phenomenon in the polar zone which is the transition of air

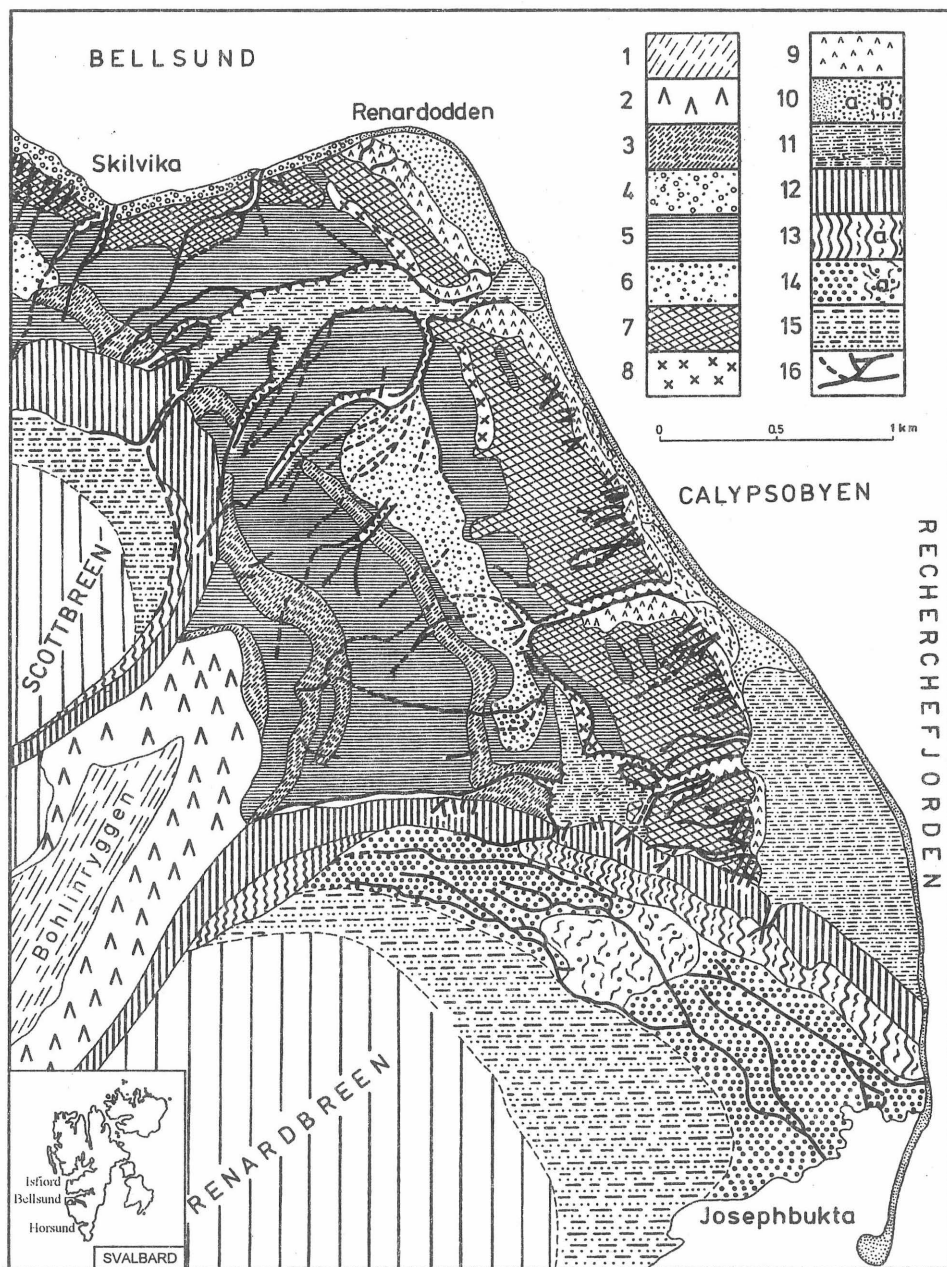


Fig. 2. Morphodynamic zones of the Renard and Scott glaciers forefield (after PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988a)

1. rocky ridges and slopes formed by active nival processes and chemical weathering; 2. debris slopes: gravitational processes; 3. edges of higher rocky marine terraces: physical weathering, nival processes, corrosion, eolian processes, sheetwash; 4. active marine cliff: littoral processes; 5. marine terraces formed by solifluction and frost segregation processes; 6. marine terraces

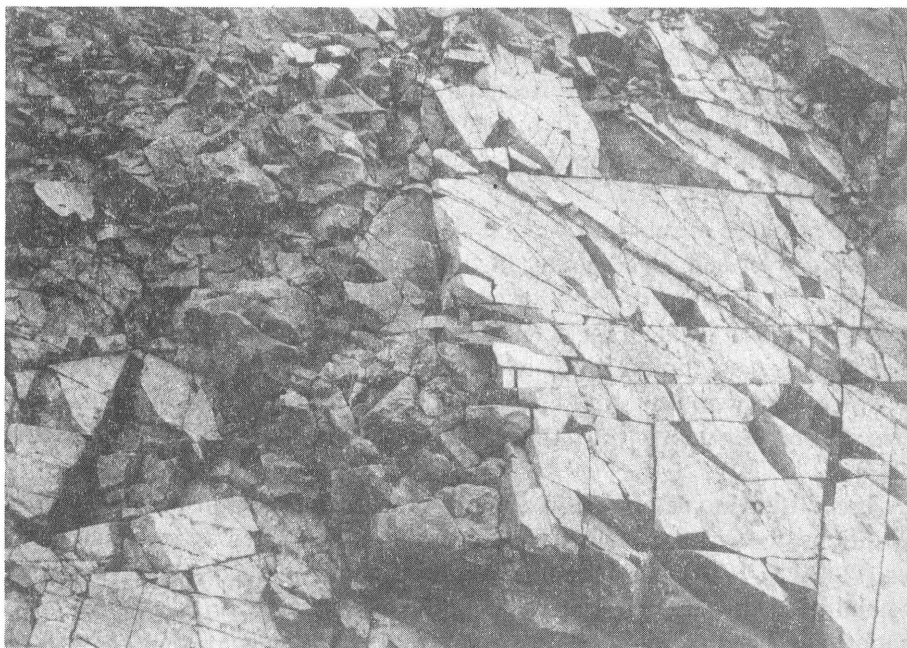


Photo by the author

Pl. 1. Physical weathering of tillites at Chamberlin Valley

Fot. 1. Wietrzenie fizyczne tyllitów w dolinie Chamberlin

depressions: sheetwash, accumulation; 7. dry surface of marine terraces (20–30 m a.s.l.): deflation, sheetwash; 8. eolian accumulation on the lee sides of the edges of marine terraces; 9. fossil marine cliff shaped by solifluction; 10. marine terraces (4–6 m) with storm ridges: a) beach, b) alluvial cones – eolian processes, thermokarst in the shore zone; 11. extramarginal sandurs: fluvial and eolian processes; 12. terminal and lateral moraine ridges: frost segregation, solifluction, eolian and niveo-eolian processes; 13. terminal ice-cored moraines: thermokarst, solifluction; 14. intra-marginal sandurs, ground moraines, eskers and kames: eolian and fluvial processes; 15. contemporaneous sandurs with icings; fluvial processes, thermokarst, thermoerosion; 16. erosional ravines

Rys. 2. Strefy morfodynamiczne przedpola lodowców Renarda i Scotta: (wg PĘKAŁA, REPELEW-SKA-PĘKAŁOWA, 1988)

1. grzbiety i rumowiska skalne modelowane przez aktywne procesy niwalne i wietrzenie chemiczne; 2. stoki rumowiskowe: procesy grawitacyjne; 3. krawędzie skalne wyższych teras morskich: wietrzenie fizyczne, procesy niwalne, korazja, procesy eoliczne, splukiwanie; 4. aktywny klif morski: procesy litoralne; 5. terasy morskie modelowane przez soliflukcję i procesy segregacji mrozowej; 6. obniżenia w obrębie teras morskich: splukiwanie, akumulacja; 7. suche powierzchnie teras morskich 20–30 m n.p.m.: deflacja, splukiwanie; 8. akumulacja eoliczna na zawietrznych krawędziach teras morskich; 9. fosylny klif morski kształtowany przez soliflukcję; 10. terasa morska (4–6 m) z wałami burzowymi: a. plaża, b. stożki aluwialne: procesy eoliczne, termokras w strefie brzegowej; 11. sandry zewnętrzne: procesy fluwialne i eoliczne; 12. wały moren czołowych i bocznych: segregacja mrozowa soliflukcja, procesy eoliczne i niveo-eoliczne; 13. moreny czołowe z martwym lodem (jądrem lodowym): termokras, soliflukcja; 14. sandry wewnętrzne, morena denna: a. ozy i kemy: procesy eoliczne i fluwialne; 15. współczesne sandry z naledziami: procesy fluwialne, termokras i termoerozja; 16. rozcięcia erozyjne

temperature through 0°C, is found in the Arctic. A „Spitsbergen type of weathering” was even distinguished, in connection with the specific characteristics of the local climate, significantly affected by the ocean (KLIMASZEWSKI, 1978).

Frost weathering results from the penetration of water into cracks and its freezing, which is accompanied by volume increase responsible for rock crumbling (Pl. 1).

The presence of rubble covers on slopes is the evidence for such weathering in the subnival and nival floors. In the tundra floor physical weathering takes place in the outcrops of the bedrocks, particularly in contemporary and fossil marine cliffs and residual rocks (ZYBAŁA, 1994). The places readily affected by such processes are those with long lasting snow covers and very damp territories, in which cryonival and solifluction flatnesses or frost cliffs of cryoplanation terraces are developed (PEKALA, 1980; REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993).

It is difficult to determine weathering process intensity quantitatively in field conditions, the results obtained should therefore be treated as approximate indices (PEKALA, 1980). To determine a rate of physical weathering, we applied a method of measuring and of estimating the destruction caused by frost disintegration processes of rock surfaces smoothed by Pleistocene glaciers or marine processes, as well as to measure the cubature of fans. The surfaces built of metamorphic rocks (tillites with the inserts of sandstones with quartzite clasts) are lowered at a rate of motion of 0.002–0.05 mm/year and those built of limestones – at 0.2–0.3 mm/year. These indices can be ten times higher for some places (PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988a; ZYBAŁA, 1994). The results are similar to data, collected over many years, characteristic for other regions of Spitsbergen (RAPP, 1960; PEKALA 1984).

The amount of debris fallen off and accumulated at the foot of rocky walls shows the rate of physical weathering. The quantitative indices of contemporary weathering determined by the measurement of degraded material deposited on snow were different depending on the types of rocks: tillites: 200–500 g/m², limestones: 50–370 g/m², slates: 140–450 g/m², gabbro: 30–150 g/m², sandstones: 170–350 g/m². These indices are comparable to those for the Hornsund region (JAHN, 1961; MARTINI, 1975; PEKALA, 1980).

The morphological results of weathering, falling off and gravitational transport along the slope are very distinct in the relief as inselbergs and residual rocks as well as weathering and talus covers. The degraded materials form talus-nival fan systems on the slopes and at their feet. Due to cryogenic morphogenesis, the fans are in time transformed into stony glaciers (Pl. 2, 3). In Spitsbergen, such forms are commonly found in the contact area between slopes and Early Holocene marine terraces. The shape of fans and character of covers indicate that they were gradually formed in Holocene. The beginning of their development is estimated to be 8–9 thousand years BP (DZIERŻEK, NITYCHORUK, 1990). At pres-

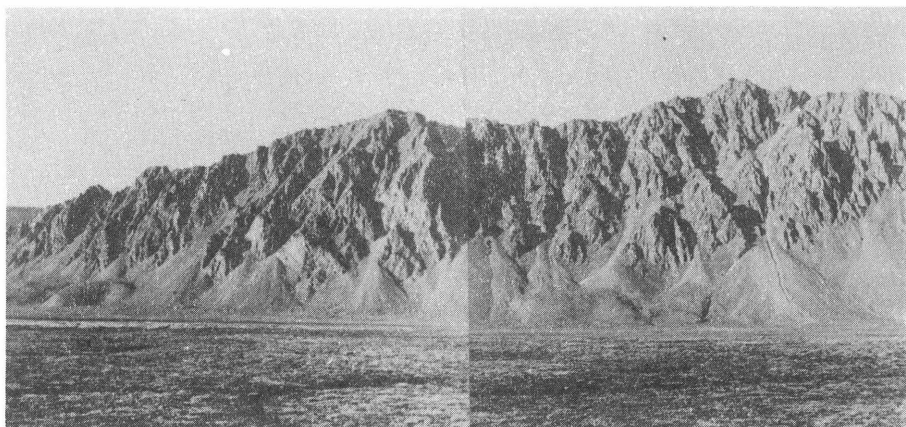


Photo by J. Reder

Pl. 2. Weathering and corrasion on slopes, talus fans and rock glaciers at Dunder Valley

Fot. 2. Stoki wietrzeniowo-korazyjne, stożki usypiskowe i lodowce kamieniste w dolinie Dunder

ent, an intense delivery of degraded material onto the slopes is observed due to falling off processes as well as nival phenomena and rubble mud run off. The intensification of degraded material delivery registered in the whole area, results from intense physical weathering during Little Ice Age and contemporary development of the active permafrost layer (REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993). Intense looseness of bedrocks to a depth of 1 m was found. This degraded material can be set in motion under extreme conditions (quick ablation of snow patches or driving rain).

Chemical weathering was determined by macroscopic observations and indirectly from the hydrochemical studies of water mineralization.

As results from research in Spitsbergen, calcites, marbles and rocks, including carbonate binders, undergo active chemical weathering. The effect of this is the formation of weathering crust and enrichment of degraded material in silica (CHLEBOWSKI, 1989; KRAWCZYK, 1994). Corroded rock surfaces as well as precipitations in the form of dripstones and desert varnishes, both on the degraded rocky material and on the framing of fluvioglacial and marine covers, were ascertained (Pl. 4).

Cryochemical processes in the active permafrost layer play an important part in the formation of precipitation and skeleton fractions of the tundra soils (PULINA, 1984; KRAWCZYK, 1994). The role of evaporation and capillary rise of waters in the active permafrost layer in the summer, resulting in carbonate enrichment of the soil under the surface layer, is neglected. This process is very active during the insolation heating of the soil surface layer, on which chip-pings forming paving-stones are commonly found due to freezing, deflation and

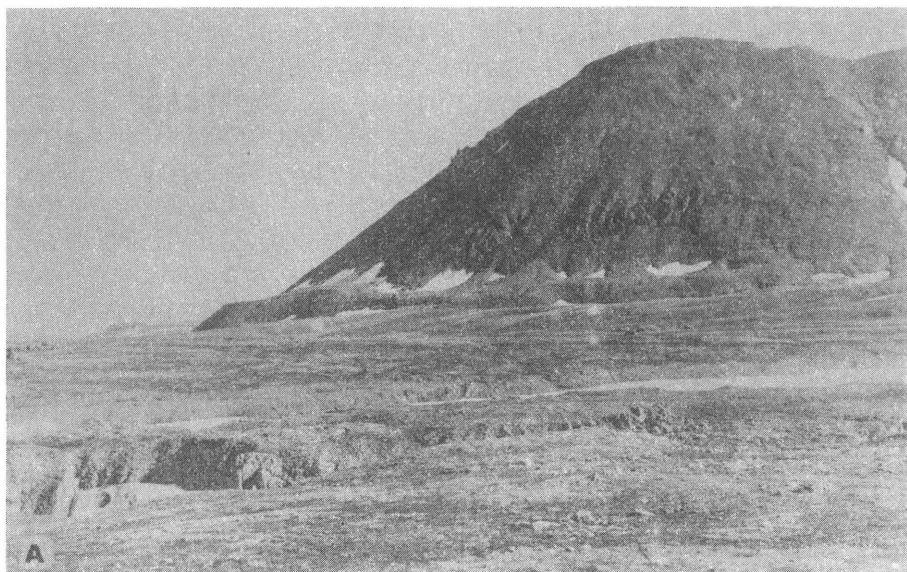


Photo by J. Reder

Pl. 3. Talus fans and rock glaciers at Dyrstad Valley (A – east part; B – west part)

Fot. 3. Stożki usypiskowe i lodowce kamieniste w dolinie Dyrstad (A – część wschodnia; B – część zachodnia)

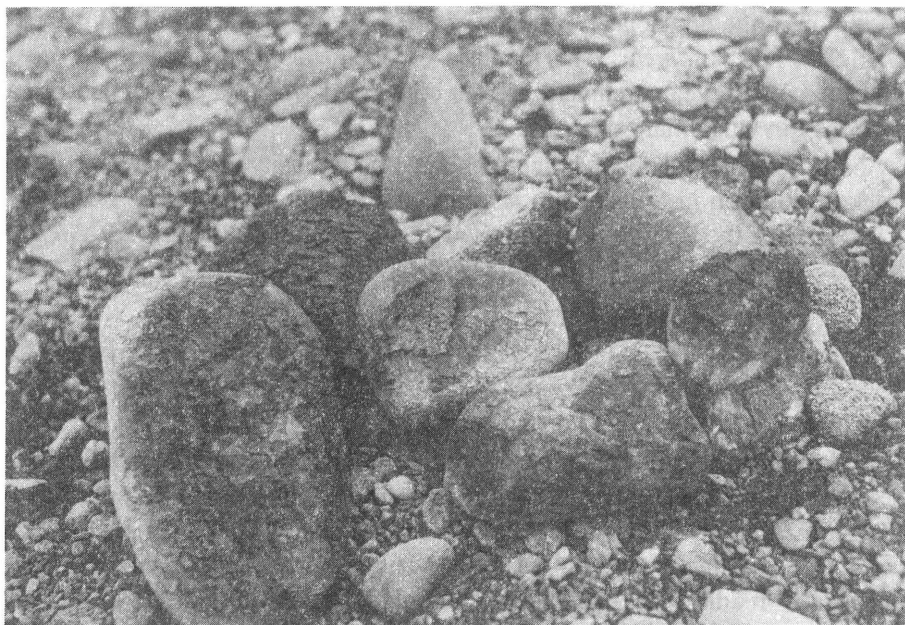


Photo by K. Pękala

Pl. 4. Chemically corroded marine gravels on terrace 35 m a.s.l. at Calypsostranda

Fot. 4. Żwiry morskie na terasie 35 m n.p.m. skorodowane chemicznie. Calypsostranda

washing. The layers beneath the paving-stones usually contain many dust-loam fractions, favourable for the capillary rise of water which comes from the intensely damp zone of active layer contact with permafrost. This process seems to be similar to that in weathering covers and mountain steppe soils in the continental cold climate (PĘKALA, 1975; MALARZ, PĘKALA, 1980; KOWALKOWSKI *et al.* 1977; PĘKALA, REPELEWSKA-PĘKALOWA, 1993). This is a problem of great importance in order to explain some aspects of the active chemical denudation process, in the first stage of ablation flow and active permafrost layer development. So far this has not been fully studied and is somewhat neglected when chemical denudation balance in arctic areas is considered.

Chemical denudation indices were determined from the measurements of water mineralization in glaciated and unglaciated basins (BARTOSZEWSKI, REPELEWSKA-PĘKALOWA, 1988; BARTOSZEWSKI, MAGIERSKI, 1989; BARTOSZEWSKI, 1994; MICHALCZYK, 1989; MICHALCZYK, MAGIERSKI, 1990; KRAWCZYK, PULINA, 1992; KRAWCZYK, 1994). They also reflect chemical weathering. In terms of volume units they were for the Bellsund region: 13–15 m³/km²/year from the unglaciated Wydrzyca catchment area, and 22–64 m³/km²/year from the glaciated basin of the Scott Glacier. Chemical denudation in the Horn-

sund region in the unglaciated basins was 6–18 m³/km²/year, but in the glaciated basins 22–44 m³/km²/year. The increase of chemical denudation index in the unglaciated Wydrzyca catchment area is connected with the occurrence of carbonate rock in Quaternary deposits.

As results from the above numerical data, the intensity of chemical processes of rock dissolution in Spitsbergen is great and comparable with the intensity of this process in the similar time interval in warm climate areas (KRAWCZYK, 1994).

WASHING AND PIPING

These processes are mainly connected with ablation water flow along steep and short slopes as well as from slightly sloped coastal plains. Waters from the upper permafrost layer thawing also play a significant part. Generally the summer rains are not heavy and do not cause visible morphological changes, as the water soaks readily into the loose sediments thawed to over 1 m depth (MICHALCZYK, 1990). However, there are sometimes heavy rains falls in the summer, causing active processes of flushing, washing and mass movements (JAHN, 1976; LARSEN, 1982).

The extent of flushing can be determined from the amount of material raised as a suspension by streams. Such measurements were carried out together with chemical denudation study in the area of unglaciated basin of the stream Wydrzyca in Calypso during several summer seasons (BARTOSZEWSKI, REPELEWSKA-PĘKALOWA, 1988; BARTOSZEWSKI, MAGIERSKI, 1989; BARTOSZEWSKI, 1994). Based on this, the mechanical denudation indices were determined to be 29.5 t/km². From the cubature of taluses connected with supranival phenomena the flushing extent was determined to be 5–20 t/km². Taking into account the fact that only thick material is left on them, this value is probably lower.

In places with frost fissures there are favourable conditions for infiltration of both thaw and rain waters. Such a situation was observed in the Reinsletta plain (Malbukta region) cut with the system of large and small tundra polygons of sorted net arrangement, with eolian covers and dense tundra vegetation (REPELEWSKA-PĘKALOWA, PĘKALA, 1991).

In consequence this leads to the development of very active processes of piping and thermoerosion. The morphological result of these processes are forms of craters, gullies and underground canals resembling cryogenic fissures. The canal roofs cave in and gullies connected with wells and hollows are formed (Pl. 5). Alluvial cones are created in the edge zones of the canal outlet (Pl. 6). The next stage of development of such forms is influenced by solifluction and causes solifluction-erosive valleys formation in the final stage (Fig. 3).

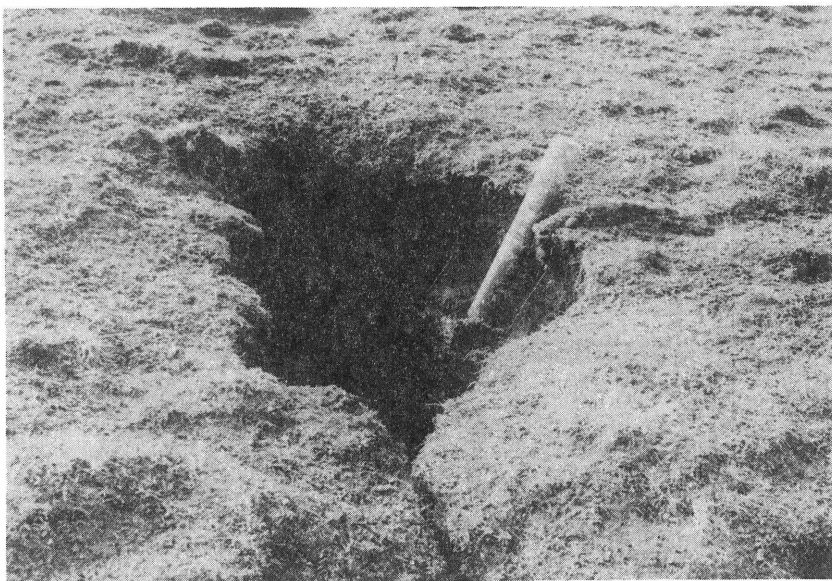


Photo by K. Pękala

Pl. 5. Piping (Reinodden, Malbukta region)

Fot. 5. Sufozja – Reinodden, rejon Malbukty

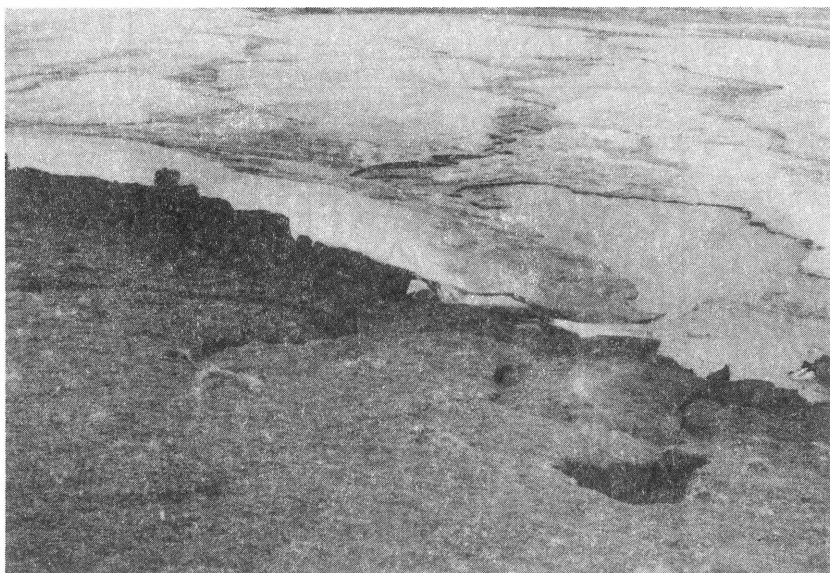


Photo by K. Pękala

Pl. 6. Piping well and talus fans at the icing (Reinodden, Malbukta region)

Fot. 6. Studnia sufozyjna i stożki napływowe przy naledziach – Reinodden, rejon Malbukty

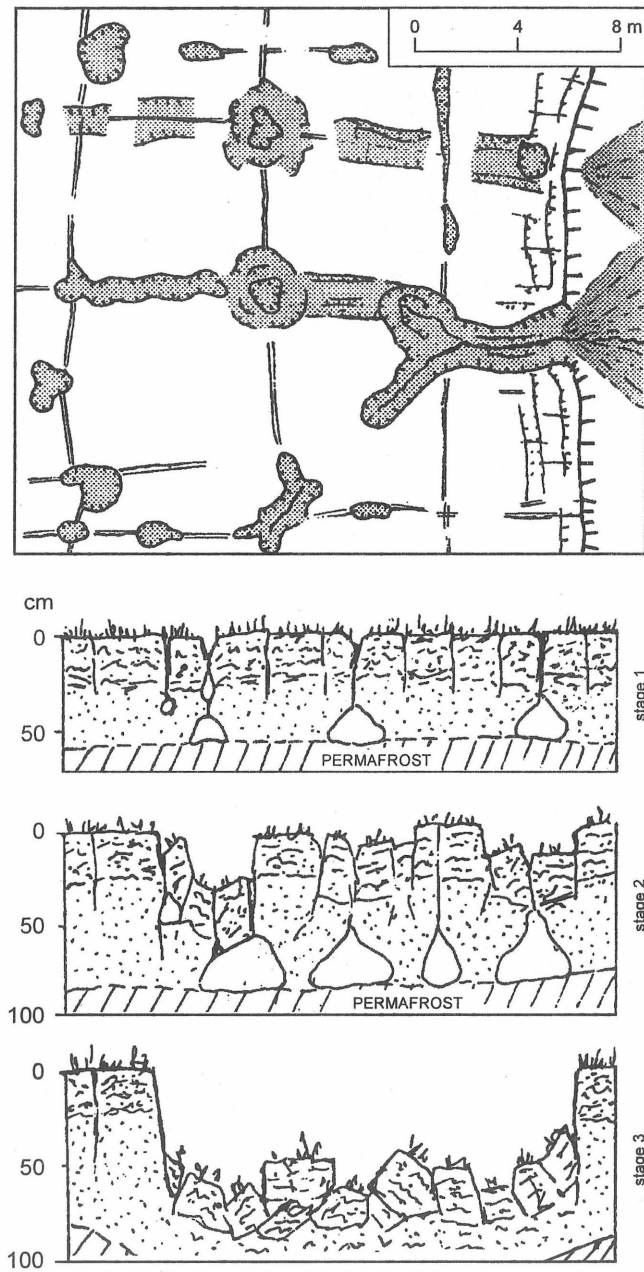


Fig. 3. Plan and development stages of piping forms

Rys. 3. Plan i stadia rozwoju form sufozyjnych

LINEAR EROSION

This process is predominant in the contemporary modelling of the raised marine terrace surfaces in the southern border of Bellsund. The waters coming from snow cover and glacier ablation, as well as from the active permafrost layer, are responsible for erosion (REPELEWSKA-PĘKALOWA, 1987; REPELEWSKA-PĘKALOWA, PĘKALA, 1991). The rain water does not play a significant role, except for heavy rains which occur very seldom and are considered to be extreme phenomena.

Among the erosive forms, one can distinguish the following genetic types (depending on the amount of surface water, on the kind of bedding and erosion base):

a) V-shaped forms cutting across cliff edges and sides of erosion valleys in the areas of concentration and drainage of waters in the active permafrost layer. Upper parts of the forms are transformed into denudation synclines or a system of tundra polygon fissures in coastal plains; but on slopes into nival synclines and pot-holes.

b) Forms of bulging sides and flat bottoms with a distinct bend between the bottom and the side. Permafrost waters flowing from under the sides caused the formation of curved niches deepened by solifluction. Vast solifluction niches close the upper parts of erosion forms, sometimes changing into polygon fissures. The depth of these forms in the upper part is closely linked to the depth of summer soil thawing, and is from 1 to about 2 m. The deepening ends when the permafrost roof is reached. The flat bottoms of these forms are linked with thick material, taking the form of paving-stones remaining after the washing of fine material. In the summer period, the water running over the covers plasticizes them, causing a solifluction movement. Depending on the kind of material building the plain, the bottoms parts were characterized by a complex syncline V-shaped cross section. V-shaped clefts formed in the bottom and alluvial fans in their outlets in loose, sorted out sediments (sand, gravels). In loamy sediments, due to solifluction creeping, flat lobes of convex (building) fronts were formed at the bottom. In the longitudinal profile, stepping of the bottom took place. Alluvial fans were often found on these forms. The deepening of the bottom parts of the valley is mainly due to solifluction, whereas erosion processes are of secondary importance. Their role is greater in the broadening of the valley. In the spring season, ablation waters flow over the snow or on the snow-drift borders in contact with the slope, causing destruction in this area.

c) Complex forms of terrace and step-like bottom and straight slopes. These forms are large, several hundred meters long and up to 100 m wide. Their development is connected with the cutting of homogeneous loose sediments. When loamy sediments appear in the bedrock, they are modelled as a result of solifluction processes. The initial erosion forms are transformed into solifluction syncline.

Several stages can be distinguished in the development of erosion forms, due to the activity of thaw-permafrost waters. In the first stage, the development of erosion rills takes place as a result of one or several stages of water flow in the same zone. A frost-crack is often an initial form. In the second stage, the deepening and broadening of the rills as well as transformation into a V-shaped valley take place, this is caused by erosion and thermoerosion. The sides of the valley are modelled by gravitational processes (turfs falling off and breaking off close to the edge). In the third stage, further transformation of the valley takes place, as a result of the erosive washing away of slopes and of intense solifluction processes in the bottom, which causes it to change into a form of flat, slimy bottom. In the fourth stage, after previously drying the bottom, another cutting may take place under favourable conditions,

d) Erosion forms created by glacial and nival-permafrost rivers. They possess a canyon character in the direct vicinity of glaciers. Only some of them are in close correlation with lithology and tectonics of bedding, and their orientation is the same as that of the main V-shaped cracks (GAWRYSIAK, 1994). Those along which at present rivers flow, are deepened and cut systems of raised marine terraces. The older beds filled with snow, which is still present in the summer, develop only under the influence of ablation waters. Deepening of the beds often takes place under the snow cover. The greater the distance from the glacier, the more the river beds become shallow and wide, of braided character.

e) Forms created under the influence of nival rivers during the rapid thaw flow. The beds of nival rivers are often filled with snow. The snow cover has different functions; on one hand it is a source and store of water, and on the other hand its presence keeps the permafrost roof close to the surface and directs the thaw water flow. At the beginning of thawing, water flows over the snow, sometimes over the slope in the contact zone with the glaciated snow which can cause formation of rills suspended in relation to the valley bottom. Further development of the rills causes a broadening of the valley.

Stone pavement plays a protective role checking the action of deep-seated erosion. In very wet zones, intercover draining off takes place. Despite water concentration, solifluction synclines but not erosion forms appear here. A greater amount of water flows along the syncline axis than in the case of erosion forms, but cutting does not take place because of strong plasticization of the material. Small fissures are immediately filled with liquid material.

f) Valley forms appear also after the removal of dusty covers in the area of water flow, in the active permafrost layer due to piping and thermoerosion. Erosion and solifluction play a main part in their development.

Some types of valley form were distinguished, whose formation depends on various morphogenetic processes of which erosion, solifluction and piping are predominant. In the areas of eolian deposits with dense tundra vegetation and tundra polygons, erosion processes act jointly with thermokarstic phenomena.

SOLIFLUCTION

Solifluction, which is a slow translocation of the upper moistened layer along the frozen ground, is one of the processes characteristic for the polar summer. Its existence is connected with the development and dynamics of the active permafrost layer. Solifluction plays an important part in the modelling of slopes and the forming of covers. Its mechanics, dynamics of development and morphological results are different, depending on regional and local conditions as reported in literature (among others ÅKERMANN, 1993; BENEDICT, 1976; CHANDLER, 1972; CZEPE, 1966; EGGINTON, FRENCH, 1985; FRENCH, 1974; JAHN, 1961, 1967, 1975; KING, 1994; MACKAY, 1981; WASHBURN, 1980). The investigations were also carried in 1986–1993 on the tundra level in the coastal plain area, in the region of Bellsund southern border (PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988a; REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993). The character and rate of solifluction movement were determined from direct measurements. The zones, profiles and sites were chosen for detailed measurements made by means of pins-marks (Fig. 4). A system of pins was arranged on the slopes where dynamics of active permafrost layer was also studied (REPELEWSKA-PEKALOWA *et al.* 1987). The slopes were built of Quaternary deposits represented by clays, marine loams and dusty material, but in the upper part by sands with gravels. The solifluction process is closely connected with meteorological conditions during the polar summer, particularly in its initial phase. With the increase of air temperature a descent of snow cover is observed, which in turn determines the beginning of soil thawing, i.e. the development of active permafrost layer. Thawing is a function dependent on time (JAHN, 1982; JAHN, WALKER, 1983), which was confirmed by measurements carried out in Calypsostranda. Mobile water in the covers is a very important factor stimulating this process. It performs the role of heat conveyor and in the place where it occurs, the thickness of the active permafrost layer is the largest (REPELEWSKA-PEKALOWA, 1994). Extreme values of summer thawing are presented in Table I.

Extreme values (cm) of the summer thawing on the slopes of different aspects

Table I

Slope Aspects	Years							
	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
N	130	124	120	135	118	141	140	130
S		50	180	160	135	150	180	180
E	145	165	177	186	170	165	155	180
W	122	130	135	139	128	122	125	140

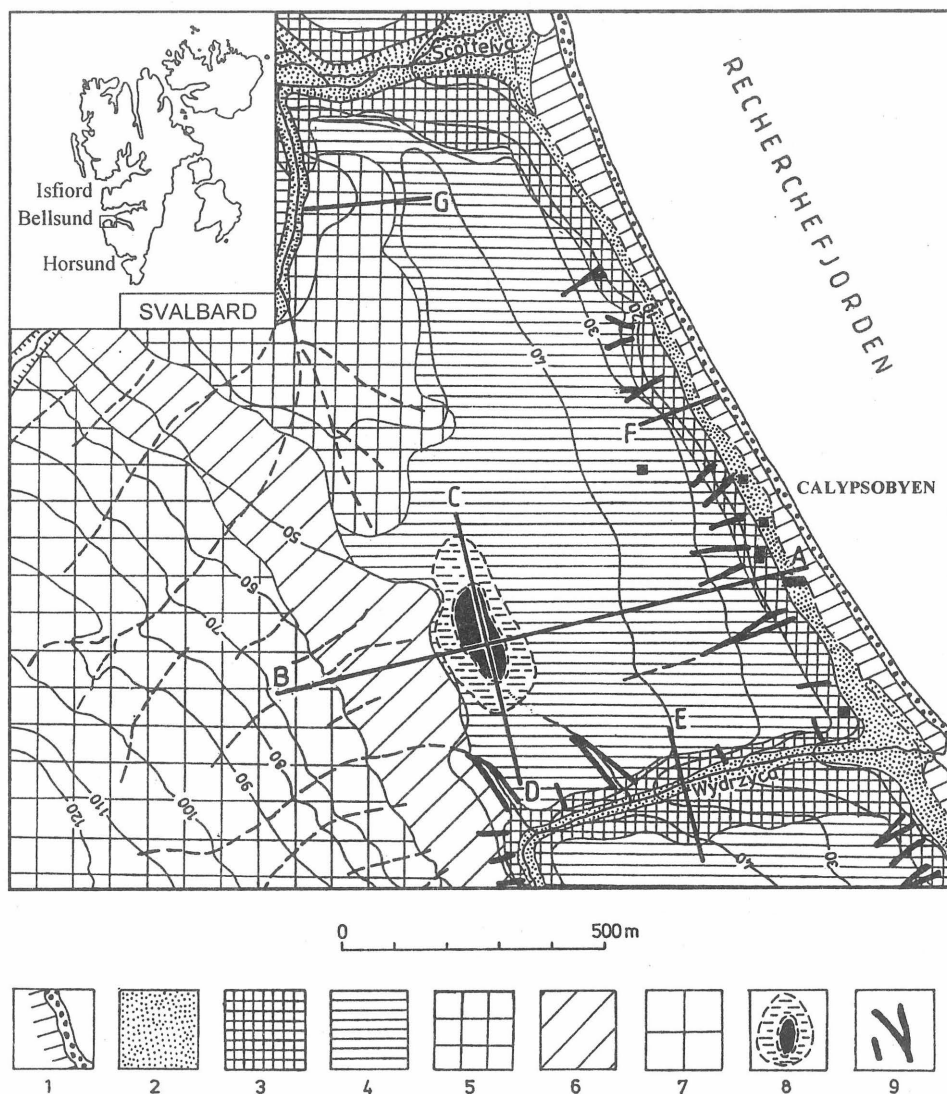


Fig. 4. Morphological zones and locations of permafrost active layer measurement points

1. beach with a storm ridge; 2. valley bottoms and zone of alluvial fans at the cliff foot; 3. cliff and slopes of erosional valleys; 4. dry surface of marine terraces; 5. active solifluction zone; 6. periodically wet terrace overbuilt with alluvial fans; 7. slopes and higher marine terraces modelled by weathering, cryoplanation and erosion processes; 8. periodical lake with a zone with active frost segregation and frost heave; 9. contemporaneous erosional ravines; A-B, C-D, E, F, G – profiles with soundings points

Rys. 4. Strefy morfologiczne i lokalizacja punktów pomiarowych czynnej warstwy zmarzliny

1. plaża z wałem burzowym; 2. dna dolin i stożki napływowe u podnóża klifu; 3. klif i zbocza dolin erozyjnych; 4. suche powierzchnie teras morskich; 5. aktywna strefa soliflukcji; 6. okresowo podmokłe powierzchnie stożków napływowych; 7. stoki i wyższe terasy morskie modelowane przez wietrzenie i krioplanację oraz procesy erozji; 8. okresowe jezioro ze strefą aktywnej segregacji i pęcznienia mrozowego; 9. współczesne rozcięcia erozyjne; A-B, C-D, E, F, G – profile z punktami pomiarowymi

Solifluction movement rate depends on slope aspects. The privileged position of slopes of S aspects is shown by maximum and average recorded value (Tab. II). The rate of cover translocation on the slope of S aspect was 6.3 cm/year (maximum 40 cm/year), while on the slope of N aspect 4.0 cm/year; on those with W and E aspects 5.3 cm/year and 2.8 cm/year respectively. The rate of movement was different in different parts of the slope.

Rate of solifluction movement (cm/year) on the slopes of different aspects

Table II

Slope of aspect	N	S	E	W
upper part (average)	1.5–3.0 (2.3)	0.5–3.0 (2.2)	2.0–16.0 (5.3)	0.5–4.0 (1.5)
central part (average)	2.0–4.0 (3.2)	4.0–40.0 (16.0)	0.5–3.0 (2.5)	1.0–8.0 (4.7)
bottom part (average)	3.0–12.0 (6.5)	0.0–2.0 (0.5)	0.0–2.0 (0.5)	2.0–17.0 (9.7)

Solifluction movement starts just after the disappearance of snow cover in the first stage of soil thawing and its rate then is at its highest (Pl. 7). The second stage is slower and affects the deeper layers. This is a period of formation and development of clay-rubble zones. In the third stage, as moisture (drying) is gradually lost, rotational settlement and slope profile deformation take place. Solifluction terraces and bulges are then formed in the frontal parts of solifluction tongues (Pl. 8).

On slopes of slight inclination (1–4°), at the foot of cryonival niches and in cryoplanation terraces, as well as on the old cliffs of marine terraces, a small, horizontal shift of weathering covers was found, and vertical movements reached 12 cm, due to frost heave, soil ice thaw and gravitational settlement. The rate of horizontal movement, which is on the average 0.5–8 cm/year, was determined by measuring the range of rubble waste translocated from the frost cliffs. The lowering of topographic surface caused by solifluction is greatly differentiated depending on the local conditions, and can be estimated only approximately.

Action of solifluction processes results in the remodelling of the slope surface on which there are systems of tongues, terraces, depressions of step, syncline, solifluction valley types, vast accumulative steps placed on marine terraces as well as rubble-clay zones. A great variety of structures (in different stages of development), resulting from vertical movements of soil and frost segregation, are observed on all flat surfaces. On the base of studies of solifluction covers, particularly on their structure (presence of soil horizons) and the relation of raised marine terraces of different ages to marine sediments, it was ascertained



Photo by the author

Pl. 7. Solifluction movements in the first phase of ground thawing – Wydrzyca Valley

Fot. 7. Spływy soliflukcyjne w pierwszej fazie rozmarzania. Dolina Wydrzycy

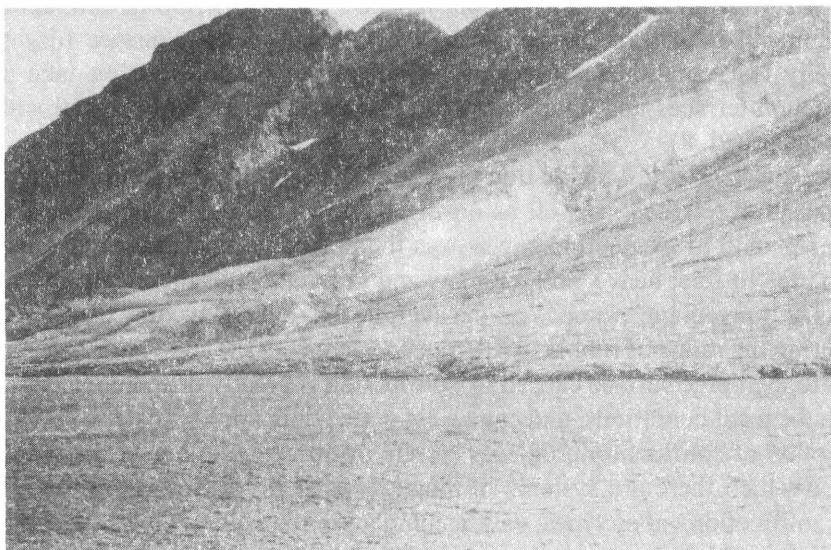


Photo by the author

Pl. 8. Solifluction lobes imposed on Late Holocene terraces. Malbucka region

Fot. 8. Pokrywy soliflukcyjne nałożone na staroholocenijską terasę morską w rejonie Malbuki

that there were three stages of intense solifluction transport (REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993; ÅKERMANN, 1993). They are probably connected with the intensive dynamics of the active permafrost layer which take place in the warming up periods, which follow each episode of glacier advance.

CRYOGENIC PROCESSES

Areas in special hydrological and lithological conditions, like wet slope zones with peat vegetation, coastal plains and valley bottoms with periodical pools, as well as alluvial fans and deltas, are characterized by the presence of cryogenic forms connected with formation of veins and lenticles of ground ice. Palsa and pingo hummocks which are at present in different stages of development, were formed (JAHN, 1975; LIESTØL, 1977; REPELEWSKA-PEKALOWA *et al.*, 1987; PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988b).

Pingo hummocks are characteristic for the valleys Chamberlin and Dunder. They represent two basic genetic types: Mackenzie delta and Greenlandic (MÜLLER, 1959; MACKAY, 1963). Water circulation in the active permafrost layer and migration of water penetrating the permafrost from the deeper layers are responsible for their formation.

They are found in the delta area reaching the shallow bay in Chamberlin Valley, in the southern part of Recherche Fjord (Fig. 5, Pl. 9). The bottom part

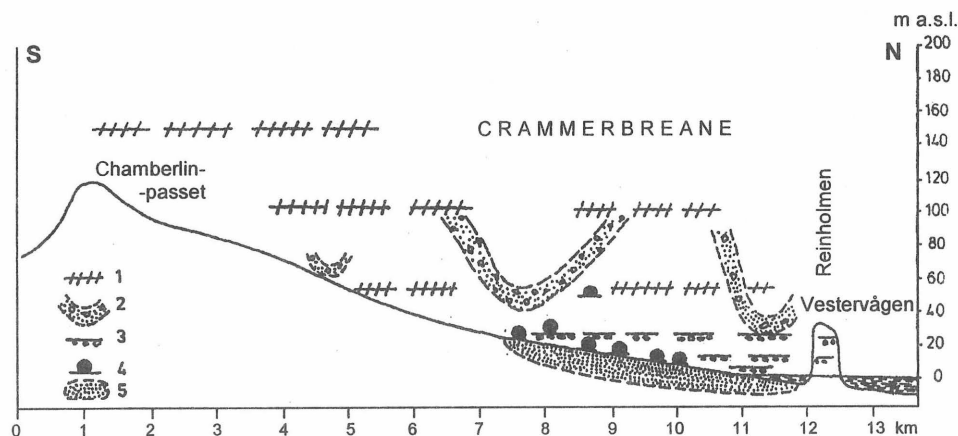


Fig. 5. Longitudinal profile of Chamberlin Valley and main elements of relief (after PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988)

1. structural level and marine terraces; 2. boundary of terminal moraines; 3. marine terraces with accumulative covers;
4. pingo; 5. quaternary deposits (marine and delta's)

Rys. 5. Profil podłużny doliny Chamberlin i główne elementy rzeźby

1. poziomy strukturalne i terasy morskie; 2. zasięgi moren czołowych; 3. terasy morskie z pokrywą akumulacyjną; 4. pingo;
5. osady czwartorzędowe (morskie i deltowe)



Photo by the author

Pl. 9. Pingo at delta of Recherche River

Fot. 9. Pingo w delcie rzeki Recherche

of the valley is filled with a thick series of loose delta and outwash sediments raised above sea level, due to postglacial isostatic movements. At present, this part has taken the form of a terraced coastal plain transformed by erosion and river accumulation. The raising of the land, sea recession and permafrost development in Quaternary deposits filling up the bay, altogether created favourable conditions for pingo formation. Pingo formation represents different age stages:

a) the youngest (contemporary) have the shape of oval hummocks 5–7 m high, situated in the flood-water plain and terrace which is out of the reach of tides in Vestervagen Bay;

b) forms of irregular shape, 10–15 m high, transformed by lateral erosion, thermokarstic and solifluction processes. They were formed in the valley on the 5–7 m terrace, with alluvial fans on them;

c) greatly degraded hummocks with craters or just craters filled with water (pools). They are found on the 10–12 m terrace at a large distance from the marine bay. At the foot of the eastern slope of the valley, 30–40 m high pingo forms developed on the bedrocks along tectonic crack lines. They are connected with waters of deep circulation resembling subpolar glaciers situated on the ridge of Palondersfjellet.

The forms in Dunderdalen are situated at the foot of NE slopes of the valley, in the contact zone of diamictite series with dolomite and quartz clasts filling the Renard syncline, with schist series of Dunderbukta sequence (DALLMANN *et al.*,



Photo by the author

Pl. 10. Pingo at Dunder Valley

Fot. 10. Pingo w dolinie Dunder



Photo by K. Pękala

Pl. 11. Crater of pingo at Dunder Valley

Fot. 11. Krater pingo w dolinie Dunder

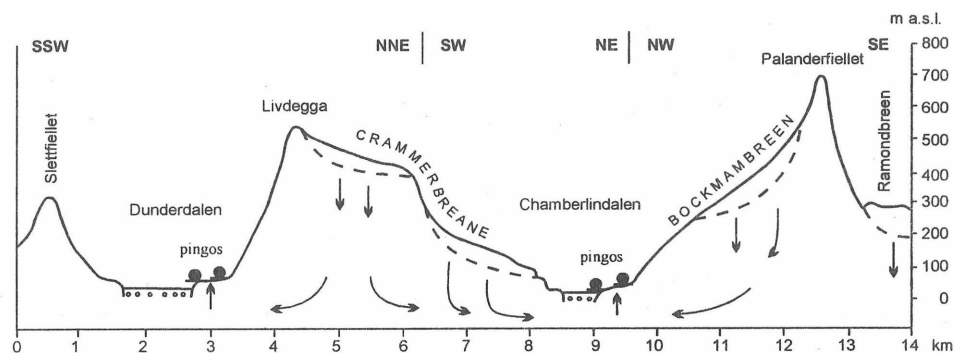


Fig. 6. Cross section of Dunder and Chamberlin valleys in zone of pingos. Estimated direction of ground water flow under subpolar glaciers (arrows) (after PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988b)

Rys. 6. Profil poprzeczny przez doliny: Dunder i Chamberlin, w strefie występowania pingo. Strzałki oznaczają przypuszczalny kierunek płynięcia wód gruntowych pod lodowcami subpolarnymi (wg PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988)

1990). Diamictites form a vast ridge, over 650 m high a.s.l., with firn fields of the subpolar glaciers (Crammerbreane), without permafrost under them. The waters soaking through a system of crevices and tectonic cracks run to schist series in the bed and get out through the permafrost under the pressure (Fig. 6, Pl. 10). Under the surface area, there are hummocks, 15–20 m high and about 250 m wide, with craters in which domes of redeveloping ice lenticles are found. Mineralized water flows out of craters in summer (Pl. 11). In winter, icing covers lasting till the middle of summer are formed. Some smaller forms developed round the craters and main hummock. A few of them are degraded under the influence of thermokarstic processes and replaced by small lakes or craters.

EOLIAN AND NIVEO-EOLIAN PROCESSES

The region of Recherche Fjord possesses favourable conditions for the development of eolian processes both in winter and summer. This is due to strong winds and the disclosing of large parts of territory covered with loose marine and fluvioglacial deposits. Eolian processes are the most intensive in terrace edge zones, coastal beaches (Pl. 12), outer sandurs of Renard, Antonia and Recherche glaciers, in the zone of terminal and ground moraines, as well as on higher levels of inner sandurs. Material accumulation is observed mainly on the lee of ground rise, in depressions and wet, flat plains with vegetation. Fine material is transported into the zone of water basins and on the glaciers. Eolian processes are caused by winds blowing mainly from NW, S and E sectors (GLUZA, 1987, 1988).

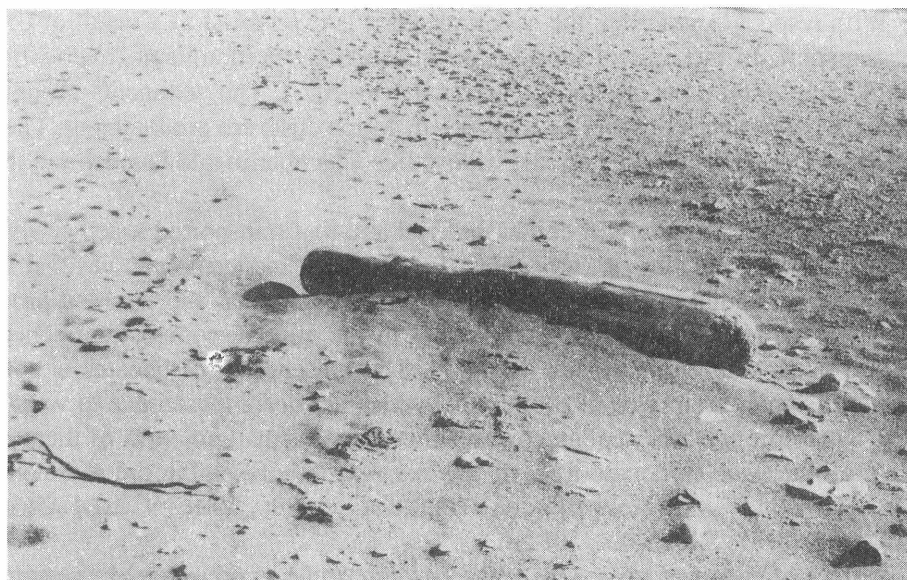


Photo by the author

Pl. 12. Eolian processes on the beaches. Accumulation behind an obstacle. Recherche Fjord region

Fot. 12. Procesy eoliczne na plaży. Akumulacja za przeszkodą

In the eastern part of Recherche Fjord, the sandy-dusty material from sandurs and coastal beaches was blown out and deposited on the terraces of Reinsetta plain. That was particularly evident on a young terrace, 7–12 m high a.s.l., adjoining directly sandur on which a 1.5 m thick layer built of fine-grained sands and dusts, sometimes constituting 70% of sediment, was formed. These sediments are open to water processes, readily permeable and drying quickly.

The extent of deflation and eolian accumulation processes was determined from snow contamination measurements (JAHN, 1961; BARANOWSKI, PEKALA, 1979; PEKALA, 1980; WOJTANOWICZ, 1990a) and the height of pins placed in some chosen areas (PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988a). Indices of niveo-eolian accumulation are differentiated depending on morphology and geological structure, as well as the distance from the alimentation zone. They are 6.4–17.7 g/m² in the coastal plains, 15.8–36.2 g/m² in the zone of glacier terminal moraine, 41.8–167 g/m² on beaches and outer sandurs and 328 g/m² in the area of eskers, kames, terminal moraines and higher sandurs. Locally in the esker zone, the index reached 655 g/m² (Renard Glacier). In the Chamberlin Valley area, the mean index of niveo-eolian accumulation is 47.3 g/m². Relatively high values were recorded in the region of pingo forms in Chamberlin Valley (175.6 g/m²) and in Dunder Valley (276 g/m²). The mean index of eolian accumulation for NW part of Wedel Jarlsberg Land is about 160 g/m²/year.

With respect to graining, the eolian material is diversified as a result of distant transport. In the case of local transport sands are predominant (over 50%) with a large admixture of skeleton fractions (to 40%). The sediments brought from a large distance contain fine fractions in which dusts are predominant. They are usually found on glaciers or vast valleys like Chamberlin and Dunder and the forefield Recherche Glacier.

A characteristic feature of eolian material and that transported together with snow, is a large content of carbonates (9.4–2.5%). Small amounts (1–2%) of carbonates are found in sediments transformed by supranival and washing processes. Quartz and chlorites are predominant in the mineral composition. There are also micas and organic parts (to 14%). The presence of carbonates is connected with calcium fragments (dolomites) which are decomposed due to weathering. Therefore the older eolian covers either contain small amounts of them or they are otherwise carbonate-free. In this respect, they resemble the sediments from Hornsund and Kongsfjorden (PEKALA, 1980; VAN VLIET-LANOË, HEQUETTE, 1987; SZCZYPEK, 1981).

Indices of eolian processes intensity was determined from the measurements carried out in the experimental plots in Calypsostranda on the surface of terrace 25–30 m a.s.l., built of sand-gravel sediments. In the edge zones strongly destructed by eolian processes, due to deflation and corrosion, the surface fell by 0.57 mm/year, but in the plain and open area by 0.28 mm/year. These are mean values obtained from the measurements by 400 pins-marks.

The development of eolian processes responsible for relief and sediments in the conditions of contemporary periglacial zone is of broader importance taking into account their role in geographical medium latitudes in Pleistocene. This is the reason why a different paper discusses the problem of eolian and niveo-eolian processes and sediments (WOJTANOWICZ, 1990 b).

CONCLUSIONS

A ten-year-long study of contemporary morphogenetic processes allows us to draw some general conclusions concerning relief formation in NW part of Wedel Jarlsberg Land under periglacial conditions.

One of the main processes is physical and chemical weathering. The rocky inselbergs and weathering covers connected with the development of active permafrost layer, as well as the commonness of block covers translocated gravitationally on the slopes, are the morphological results. They form zones of taluses and nival cones which constitute an important element of landscape. In the postglacial period, their development comprised many stages, evidence of this are morphological features and structure, particularly the presence of fossil tundra. Nowadays, intensive processes of falling off and active slope transport of

waste are observed, which probably came into existence as a result of a cooling phase in the Little Ice Age.

Chemical weathering is very active as shown by chemical denudation indices, comparable with those characteristic for areas with warm climates.

Washing, piping and erosion connected with ablation and permafrost waters flow are responsible for the relief of edge zones built of loose sediments. The relief includes mainly cliffs of raised marine terraces and adjacent, slightly inclined, surfaces with frost structures. The differentiation and development rate of these processes and forms depend on many nival and solifluction processes which check erosion and direct the transformation of forms.

In periglacial tundra and subnival areas, the most important processes are widely spread solifluction and frost segregation. The annual rate of solifluction (Tabl. II) is differentiated; this is a result of climate, lithological and morphological conditions and, above all, due to the state of humidity. Solifluction cooperates with the processes of erosion and thermoerosion, nival phenomena (large accumulation of snow in the edge zones and patches of old snow), as well as the concentration and movement of waters in the active permafrost layer. This causes a diversity of terrace and tongue forms on the slopes of niches and synclines, and frost segregation on plateaux. Solifluction covers, often situated on the old abrasive platforms and marine sediments, are found on the slopes.

From the studies of covers, three Holocene phases of solifluction intensification were distinguished, connected to the dynamics of active permafrost layer falling in the warming up periods, following the glacier advance episodes.

Eolian processes were seen to be active on surfaces built of loose sediment. These are glacier marginal zones (terminal moraine ridges, outer and inner sandurs), beds of flood-rivers and coastal beaches. Here the material is blown out during snow-storms and in summer after ablation water flow, during periods of strong foehn winds.

Pave stones and occasional fine accumulative forms are created in gravel-sand plains and small corrasion forms in the edge areas. The transported material is deposited on the lee on marine terraces, glaciers and slopes, and redeposited by thaw and rain waters. As a result of this, typical eolian dust forms are very rare, whereas a series of dusty forms of sand up to 1m thick are found on the sediments in the coastal plains.

The presence of hydrolaccolites (palsa and pingo hummocks) which are in different stages of development is associated with development of ground ice forms. Palsa hummocks developed on wet areas with peat vegetation and seasonal pools on plains as well as on alluvial fans and sandurs. Large pingo forms were however formed in valleys (Chamberlin, Dunder), in the vicinity of subpolar glaciers, from which waters reach deeper layers and then escape through permafrost to the surface. These pingo forms are of Greenlandic type. The pingo forms of the Mackenzie type developed in the delta sediments due to permafrost migration.

In present times, many pingo forms have been destroyed due to thermokarstic and thermoerosion processes. The thermokarstic processes commonly occur in the marginal glacier zones and in the ice-moraine ridges coming from the Little Ice Age and even earlier. Intensive thermokarstic processes and their common occurrence in these zones, as well as the quick recession of glaciers may be an indication of transformation caused by the present warming up of the climate.

Translated by Maria Charmas and Tadeusz Grzesik

References

- ÅKERMAN, H. J., 1993 – Solifluction and creep rates 1972–1991, Kapp Linné, West Spitsbergen. Solifluction and climatic variation in the Holocene. (B.FRENZEL, ed.) Special Issue: ESF, 1 Project, European Palaeoclimate and Man, 6. *Palaoklimaforschung*, vol. 11, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz; p. 225–249.
- BARANOWSKI, S., PĘKALA, K., 1979 – Nival-eolian processes in the tundra area and in the nunatak zone of Hans and Werenskiöld Glaciers Vestspitsbergen. Results of investigations of the Polish Scientific Expeditions. *Acta Univ. Wratislav.*, 525; p. 11–27.
- BARTOSZEWSKI, S., 1994 – Mechanical and chemical denudation in the Scott glacier basin. XXI Polar Symposium, Warszawa; p. 189–198.
- BARTOSZEWSKI, S., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1988 – Denudacja chemiczna i mechaniczna w wybranych zlewniach południowego obrzeżenia Bellsundu, W Spitsbergen (summary: Chemical and mechanical denudation in the selected river basins of the southern margin of Bellsund (W Spitsbergen). XV Sympozjum Polarne, Wrocław; p. 94–100.
- BARTOSZEWSKI, S., MAGIERSKI, J., 1989 – Dynamika procesów denudacji mechanicznej i chemicznej w rejonie Bellsundu. XVI Sympozjum Polarne, Toruń; p. 88–90.
- BENEDICT, J. B., 1976 – Frost creep and gelifluction features, a review. *Quaternary Research*, 6; p. 55–76.
- CHANDLER, R. J., 1972 – Periglacial mudslides in Vestspitsbergen and their bearing on the origin of fossil „solifluction” shears in low angled clay slopes. *Quat. J. Engin. Geol.*, 5; p. 223–241.
- CHLEBOWSKI, R., 1989 – Wietrzenie chemiczne skał węglanowych formacji Hecla Hoek w warunkach klimatu polarnego (rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen). XVI Sympozjum Polarne, Toruń; p. 85–88.
- CZEPPE, Z., 1966 – Przebieg głównych procesów morfogenetycznych w południowo-zachodnim Spitsbergenie (summary: The course of the main morphogenetic processes in the south-west Spitsbergen) *Zesz. Nauk. UJ, Prace geogr.*, 13; 124 pp.
- DALLMANN, W., HJELLE, A., OHTA, Y., SALVIGSEN, O., BJORNERUND, M. G., HAUSER, E. C., MAHER, H. D., CRADDOCK, C., 1990 – Geological Map of Svalbard 1:100 000, Sheet B11G Van Keulenfjorden. Norsk Polarinstitut, Oslo, Temakart Nr. 15.
- DZIERŻEK, J., NITYCHORUK, J., 1990 – TL age of rock glaciers and nival moraines from the Southern Bellsund area (Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 21–26.
- EGGINTON, P. A., FRENCH, H. M., 1985 – Solifluction and related processes, eastern Banks Island N.W.T. *Can. J. Earth Sci.*, 22; p. 1671–1678.
- FLOOD, B., NAGY, J., WINSNES, T. S., 1971 – Geological map of Svalbard 1: 500,000, Sheet 10, Spitsbergen southern part, Norsk Polarinstitut, Oslo.
- FRENCH, H. M., 1974 – Mass wasting at Sachs Harbour, Banks Island, N.W.T. Canada. *Arc. Alp. Res.*, 6; p. 71–78.

- GAWRYSIĄK, L., 1994 – Rozwój form erozyjnych w rejonie południowego Bellsundu, Spitsbergen (summary: Erosion forms development in the region of southern Bellsund). *Annales UMCS, B*; p. 123–136.
- GLUZA, A. F., 1987 – Prędkość oraz kierunek wiatru w lipcu i sierpniu 1986 r. w Calypsobyen, Zachodni Spitsbergen (summary: The velocity and direction of the wind in July and August 1986 in Calypsobyen West Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin; p. 181–186.
- GLUZA, A. F., 1988 – Prędkość i kierunek wiatru w sezonie letnim 1987 w Calypsobyen, Zachodni Spitsbergen (summary: The velocity and direction of the wind in the summer season of 1987 in Calypsobyen, Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 31–37.
- HJELLE, A., 1969 – Stratigraphical correlation of Hecla Hoek succession north and south of Bellsund. *Norsk Polarinst. Arbok* 1967.
- JAHN, A., 1961 – Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen. *Uniw. Wrocław, Zesz. Nauk. seria B*, 5.
- JAHN, A., 1967 – Some features of mass movement on Spitsbergen slopes. *Geografiska Ann.* 49A; p. 213–235.
- JAHN, A., 1975 – Problems of the Periglacial Zone. PWN, Warszawa.
- JAHN, A., 1976 – Contemporaneous geomorphological processes in Longyear dalen, Vestspitsbergen (Svalbard). *Biuletyn Peryglacjalny*, 26.
- JAHN, A., 1982 – Soil thawing and active layer of permafrost in Spitsbergen. Results of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions. *Acta Univ. Wratislav.*, 525; p. 57–75.
- JAHN, A., WALKER, H. J., 1983 – The active layer and climate. *Ztschr. f. Geomorph.* N.F., Suppl., 47; p. 97–108.
- KING, L., 1994 – Geomorphological processes areas in High Arctic ecosystems Liefde- and Bockfjorden, Northwest Spitsbergen. XXI Polar Symposium, Warszawa; p. 135–148.
- KLIMASZEWSKI, M. 1978 – Geomorfologia, PWN, Warszawa; 1098 pp.
- KOWALKOWSKI, A., PEKALA, K., STARKEL, L., 1977 – The role of climate and man's interference in shaping the relief and soils of the southern slope of Khangai Mountains. *Folia Quaternaria*, 49; p. 115–144.
- KRAWCZYK, W. E., 1994 – Denudacja chemiczna w wybranych zlewniach SW Spitsbergenu. Rozprawa doktorska, Uniw. Śląski, Sosnowiec, Wyd. Nauk o Ziemi, Katedra Geomor.; 233 pp (maszynopis).
- KRAWCZYK, W. E., PULINA, M., 1982 – Wstępne wyniki badań hydrologicznych i hydrochemicznych w zlewni Fugleberget (SW Spitsbergen). Wyprawy Polarne Uniwersytetu Śląskiego 1977–1980, t. I; p. 167–180.
- LANDVIK, J. Y., MANGERUD, J., SALVIGSEN, O., 1988 – Glacial history and permafrost in the Svalbard area. Proc. V Int. Permafrost Conf. Trondheim, vol. I; p. 194–198.
- LANDVIK, J. Y., BOLSTAD, M., LYCKE, A. K., MANGERUD, J., SEJRUP, H. P., 1992 – Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments at Bellsund, western Svalbard. *Boreas*, 21; p. 335–358.
- LARSEN, S., 1982 – Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1992. *Geografiska Ann.*, ser. A, 64; p. 105–125.
- LIESTØL, 1977 – Pingos, springs and permafrost in Spitsbergen. *Norsk Polarinst. Arbok* 1975.
- MACKAY, J. R., 1963 – The Mackenzie delta area. N.W.T. Dep. of Mines and Techn. Surv. Geogr. Branch. Memoir 8.
- MACKAY, J. R., 1981 – Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 18; p. 1666–1680.
- MALARZ, R., PEKALA, K., 1980 – Utwory pyłowe Kotliny Batsumber i doliny Sugnugurin-goł. WSP Kraków, Prace geogr., 8; p. 29–37.
- MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKEN, D., LANDVIK, J. Y., LØNNE, I., LYCKE, A. K., SALVIGSEN, O., SANDAHL, T. J., SEJRUP, H. P., 1987 – The Late Weichselian glacial maximum in western Svalbard. *Polar Research*, 5; p. 275–278.

- MANGERUD, J., BOLSTAD, M., ELGERSMA, A., HELLIKSEN, D., LANDVIK, J. Y., LYCKE, A. K., LØNNE, I., SALVIGSEN, O., SANDAHL, T. J., SVENDSEN, J. I., 1992 – The Last Glacial maximum on Spitsbergen, Svalbard. *Quaternary Research*, 38; p. 1–31.
- MARTINI, A., 1974 – Slope cover deposits of selected mountain areas in the Hornsund region SW Spitsbergen. *Acta Univ. Wratislav.*, 251; p. 147–185.
- MICHALCZYK, Z., 1990 – Hydrological characteristics of Calypsostranda. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin; p. 75–91.
- MICHALCZYK, Z., MAGIERSKI, J., 1990 – Physicochemical properties of waters as well as chemical and mechanical denudation of Calypsostranda region (W Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen. UMCS Lublin; p. 93–106.
- MULLER, F., 1959 – Beobachtungen über Pingos Detailuntersuchungen in Ostgrönland und in der kanadischen Arktis. *Medd. om Gronland*, Bd., 153.
- PASZCZYK, J., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1991 – The phases of summer thawing on the coastal plains Calypsostranda (West Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 83–96.
- PĘKALA, K., 1975 – Contemporary morphogenetic processes in the Sant Valley. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre*, 23 (3–4); p. 221–224.
- PĘKALA, K., 1980 – Morphogenetic processes and cover deposits of nunataks in the Hornsund area (SW Spitsbergen). *Polish Polar Research*, 1; p. 9–44.
- PĘKALA, K., 1984 – Present morphogenetic processes in a periglacial zone of Wedel Jarlsberg Land, south-western Spitsbergen. *Annales UMCS, B*, 39.
- PĘKALA, K., 1987 – Rzeźba i utwory czwartorzędowe przedpola lodowców Scotta i Renarda (summary: Relief and Quaternary deposits on the Scott and Renard glaciers forefield, Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne. Lublin; p. 8–87.
- PĘKALA, K., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1988a – Współczesne procesy morfogenetyczne w rejonie fiordu Recherche (summary: Contemporaneous morphogenetic processes in Recherche-fjorden region, Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 149–160.
- PĘKALA, K., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1988b – Główne rysy rzeźby i osady czwartorzędowe doliny Chamberlin, Spitsbergen (summary: Main relief features and Quaternary deposits of the Chamberlin Valley, Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 161–172.
- 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; p. 9–20.
- PĘKALA, K., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1993 – Solifluction and related slope processes in the mountains of Central Asia (Mongolia). Special Issue, ESF Project European Palaeoclimate and Man, 6, *Palaoklimaforschung*, 11, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz; p. 87–101.
- PIASECKI, J., RODZIK, J., 1988 – Topoklimatyczne zróżnicowanie regionu południowego Bellsundu na tle ogólnych cech cyrkulacji atmosferycznej w sezonie wiosenno-letnim 1987 r., Zachodni Spitsbergen (summary: Topoclimatic variation of the south Bellsund region against the background of atmospheric circulation general features in the spring-summer season 1987, Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 3–20.
- PULINA, M., 1984 – The effects of cryochemical processes in the glaciers and the permafrost in Spitsbergen. *Polish Polar Research*, 5; p. 3–4.
- RAPP, A., 1960 – Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Ann.* 42; p. 71–200.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1987 – Rozwój równiny nadmorskiej pod wpływem procesów erozji (na przykładzie Calypsostrandy, rejon Bellsundu, Zachodni Spitsbergen (summary: Develop-

- ment of the shore plain under the influence of the erosion processes on the example of Calypsostranda, Bellsund region, West Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin; p. 103–105.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1994 – Summer thawing of ground in Calypsostranda in the Recherchefjorden region (Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 93–103.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., GLUZA, A. F., 1988 – Dynamic of the permafrost active layer – Spitsbergen. Proc. V Int. Permafrost Conf. Trondheim, vol. 1; p. 448–453.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., PĘKALA, K., WOJCIECHOWSKI, K., 1987 – Formy typu pingo w Chamberlindalen i na Hornsundneset, Spitsbergen (summary: The pingos in Chamberlindalen and in Hornsundneset. Spitsbergen). XIV Sympozjum Polarne, Lublin; p. 106–107.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., PĘKALA, K., 1991 – Periglacial morphogenesis of Recherche Fiord coastal plains (Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 45–56.
- REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., PĘKALA, K., 1993 – The influence of local factors on solifluction rates, Spitsbergen, Svalbard. Special Issue; ESF Project European Palaeoclimate and Man, 6, *Palaoklimaforschung*, 11, Akademie der Wissenschaften und der Literatur, Mainz; p. 251–266.
- RODZIK, J., 1988 – Rozmieszczenie i struktura pokrywy śnieżnej na tundrze Calypsostrandy w sezonie ablacyjnym 1987 (summary: Distribution and structure of the snow cover in the Calypsostranda tundra in the ablation season 1987). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 93–102.
- SALVIGSEN, O., ELGERSMA, A., LANDVIK, J. Y., 1991 – Radiocarbon-dated raised beaches in northwestern Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen, Svalbard. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 9–16.
- SIWEK, K., PACZOS, S., 1990 – Differentiation of Calypsostranda thermal and humidity conditions in the summer 1989 (Western Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin: 123–136.
- SZCZĘŚNY, R., DZIERŻEK, J., NITYCHORUK, J., HARASIMIUK, M., PĘKALA, K., REPELEWSKA-PĘKALOWA, J., 1989 – Photogeological map of the Renardbreen, Scottbreen and Blomlibreen forefields (Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen), 1:10 000, Wyd. Geol. Warszawa.
- SZCZYPEK, T., 1981 – Przejawy działalności wiatru na wybrzeżu morskim pod Rasstupet (Sørkappland-Spitsbergen). Prace Nauk. Uniw. Śląsk. nr 423, Geographia, 5; p. 55–68.
- TROITSKY, L. PUNNING, J. M., HUTT, G., RAJAMÄE, R., 1979 – Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen *Boreas*, 4; p. 401–407.
- VAN VLIET-LANOË, B., HEQUETTE, A., 1987 – Activité éolienne et sables limoneux sur les versants exposés au NE de la péninsule du Brogger, Spitzberg du NO (Svalbard). PECSI, M., and FRENCH, H. M., (eds): Loess and periglacial phenomena, Acad. Kiado Budapest; p. 103–123.
- WASHBURN, A. L., 1980 – Geocryology: a survey of periglacial processes and environments. Wiley, New York; 406 pp.
- WOJTANOWICZ, J., 1990a – Eolian processes and their intensity in the northern part of Wedel Jarlsberg Land, Spitsbergen. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 33–40.
- WOJTANOWICZ, J., 1990b – Dusty deposits of Spitsbergen – classification and genesis. Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 41–45.
- ZYBAŁA, K., 1994 – Periglacial transformations of cliffs of raised marine terraces in the Calypsostranda area (Bellsund, Spitsbergen). Wyprawy Geograficzne na Spitsbergen, UMCS Lublin; p. 133–140.

JANINA REPELEWSKA-PĘKAŁOWA

Lublin

ROZWÓJ RZEŻBY POD WPLYWEM WSPÓŁCZESNYCH
PROCESÓW MORFOGENETYCZNYCH NA OBSZARZE NW
CZĘŚCI ZIEMI WEDELA JARLSBERGA
(BELLSUND, SPITSBERGEN, SVALBARD)

WSTĘP

Współczesne procesy morfogenetyczne są obiektem badań skoncentrowanych głównie w rejonie fiordu Horsund na południu, Kongsfjorden na północy i na obrzeżu Isfjordu w środkowej, najcieplejszej części zachodniego wybrzeża Spitsbergenu. W 1986 roku w ramach realizacji programu Wypraw Polarnych UMCS rozpoczęto takie badania w północno-zachodniej części Ziemi Wedela Jarlsberga, w strefie południowego obramowania Bellsundu. Rejon ten był stosunkowo słabo poznany pod względem dynamiki procesów morfogenetycznych i ich roli w kształtowaniu współczesnej rzeźby.

Badaniami objęto obszar stoków i równin nadmorskich południowego obrzeża Bellsundu, głównie w rejonie fiordu Recherche (Kalypsostranda) oraz strefy marginalne lodowców Renarda, Scotta, Recherche i Antoniny (rys. 1). Są to obszary, których podłoże geologiczne stanowią skały metamorficzne prekambryjskiej formacji Hecla Hoek, wykształcone głównie w postaci tillitów z wkładkami wapieni, kwarcytów i serii łupkowych (fyllity). Występują serie szarych wapieni i dolomitów. Lokalnie spotyka się na powierzchni skały intruzywne (HJELLE, 1969; FLOOD *et al.*, 1971; DALLMAN *et al.*, 1990). Natomiast podłoże Calypsostrandy tworzą paleogeńskie piaskowce i mułowce z wkładkami węgla, przykryte niższą serią osadów czwartorzędowych (TROITSKY *et al.*, 1979; PĘKAŁA, 1987; LANDVIK *et al.*, 1988, 1992; MANGERUND *et al.*, 1987, 1992; SALVIGSEN *et al.*, 1991; PĘKAŁA, REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, 1990).

Utwory czwartorzędowe budujące systemy podniesionych teras morskich wykształcone są w postaci serii osadów morskich, lodowcowych i fluwialnych o zmiennej miąższości oraz różnym wieku. Są to plejstocenyjskie gliny zwałowe, piaski, żwiry i ropy morskie, nadbudowane serią holocenyjskich pokryw koluwalnych i glaciofluwialnych, przekształconych przez różne zespoły procesów morfogenetycznych.

Zróżnicowanie litologiczne i tektoniczne podłoża, znaczne deniwelacje i nachylenia stoków, obecność luźnych pokryw, brak zwartej roślinności i wielolet-

nia zmarzlina w podłożu a także duża zmienność pogody – warunkują dość aktywny rozwój wietrzenia i procesów grawitacyjnych, erozji, spłukiwania, deflacji oraz procesów kriogenicznych. Wiele uwagi poświęcono rozpoznaniu czynników, które warunkują dynamiczny rozwój procesów morfogenetycznych (GLUZA, 1988; PIASECKI, RODZIK, 1988; PEKAŁA, REPELEWSKA-PEKAŁOWA, 1988a, b; PASZCZYK, REPELEWSKA-PEKAŁOWA, 1991; SIWEK, PACZOS, 1990; RODZIK, 1988; REPELEWSKA-PEKAŁOWA, 1994; REPELEWSKA-PEKAŁOWA, GLUZA, 1988).

Prowadzone w Bellsundzie badania geomorfologiczne zmierzały do prezentacji obrazu rzeźby tego terenu zarówno w aspekcie statycznym jak i dynamicznym. Przykładem ujęcia statycznego jest między innymi Mapa Fotogeologiczna przedpola lodowców Renarda, Scotta i Blomli w skali 1 : 10 000 (SZCZĘSNY *et al.*, 1989). Przedstawiając główne formy rzeźby, stanowi ona rejestr genetyczny form wraz z cechami orograficznymi i może być traktowana jako pewien punkt odniesienia. Dalszym krokiem jest próba kartograficznego ujęcia zespołów procesów, stanowiąca tło dla charakterystyki form i procesów w aspekcie dynamiki ich rozwoju, wyrażona wydzieleniem głównych stref morfodynamicznych (rys. 2).

WIETRZENIE FIZYCZNE I CHEMICZNE

Wietrzenie jest zespołem procesów prowadzących do rozdrobnienia skał (wietrzenie fizyczne) lub także do zmian w ich składzie chemicznym (wietrzenie chemiczne). Intensywność zarówno wietrzenia fizycznego jak i chemicznego jest głównie implikacją cech strukturalnych skał oraz warunków klimatycznych.

Wietrzenie fizyczne jest procesem silnie uzależnionym od warunków termicznych i wilgotnościowych. W Arktyce występuje jedna z jego odmian, mianowicie tzw. wietrzenie mrozowe – skutek powszechnego w strefie polarnej zjawiska przechodzenia temperatury przez 0°C. Wyodrębniony został nawet „spitsbergeński typ wietrzenia”, związany ze specyficznymi cechami panującego klimatu pozostającego jednak pod ewidentnym wpływem oceanu (KLIMASZEWSKI, 1978).

Wietrzenie mrozowe jest konsekwencją wnikania wody w szczeliny i jej zamarzania, czemu towarzyszy wzrost objętości doprowadzający do rozkruszania skały (fot. 1).

Świadectwem tego rodzaju wietrzenia w piętrze subniwalnym i niwalnym jest obecność pokryw gruzowych na stokach. W piętrze tundrowym wietrzenie fizyczne występuje w strefach wychodni skał podłoża, zwłaszcza w obrębie współczesnych i fosalnych klifów morskich i skałek rezydualnych (ZYBAŁA, 1994). Szczególnie predysponowane są miejsca z dłuższej zalegającą pokrywą śnieżną oraz tereny silnie uwilgotnione, w których rozwijają się spłaszczenia

kroniwalne i soliflukcyjne lub klify mrozowe teras krioplanacyjnych (PEKALA, 1980; REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993).

Ilościowa ocena intensywności procesów wietrzenia jest w warunkach terenowych bardzo trudna i uzyskane wyniki zawsze należy traktować jako wskaźniki orientacyjne (PEKALA, 1980). W celu określenia tempa wietrzenia fizycznego zastosowano metodę pomiaru i oceny zniszczenia w wyniku procesów dezintegracji mrozowej powierzchni skalnych zmutonowanych przez lodowce plejstoceny lub wygładzonych wskutek działania procesów morskich oraz pomiaru objętości stożków usypiskowych. Stwierdzono, że powierzchnie zbudowane ze skał metamorficznych (tillity z wkładkami piaskowców z klastami kwarcu i wapieni) są obniżane z prędkością od 0,002 do 0,05 mm/rok, natomiast z wapieni – od 0,2 do 0,3 mm/rok. Lokalnie wskaźniki te mogą być dziesięciokrotnie wyższe (REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1988a; ZYBAŁA, 1994). Wyniki nawiązują więc do wieloletnich danych charakteryzujących inne rejony Spitsbergenu (RAPP, 1960; PEKALA, 1984).

O tempie wietrzenia fizycznego może w pewnym stopniu świadczyć ilość odpadającej zwietrzliny, która gromadzi się u podstawy niszczonej ścian skalnych. Wskaźniki ilościowe współczesnego wietrzenia określane na podstawie pomiaru zwietrzliny zdeponowanej na śniegu kształtowały się w zależności od rodzaju skał: tillity: 200–500 g/m², wapień: 50–370 g/m², łupki: 140–450 g/m², gablo: 30–150 g/m², piaskowce 170–350 g/m². Wskaźniki te są porównywalne z odnoszącymi się do rejonu Hornsudu (JAHN, 1961; MARTINI, 1975; PEKALA, 1980).

Skutki morfologiczne wietrzenia, odpadania i transportu grawitacyjnego po stoku są bardzo wyraźne w rzeźbie w postaci wypreparowanych ostańców i skałek rezydualnych oraz pokryw wietrzeniowo-usypiskowych. Zwietrzliny tworzą na stokach i u ich podstawy systemy stożków usypiskowo-niwalnych. W wyniku morfogenezy kriogenicznej stożki podlegają z czasem przekształceniu w lodowce kamieniste (fot. 2, 3). Takie formy na Spitsbergenie występują powszechnie na kontakcie stożków i staroholocenyjskich teras morskich. Ukształtowanie stożków usypiskowych i charakter pokryw wskazują, że w okresie holocenu powstawały one etapowo. Początek ich rozwoju datuje się na 8–9 tys. lat BP (DZIERŻEK, NITYCHORUK, 1990). Obecnie obserwuje się wzmożoną dostawę zwietrzliny na stożki zarówno pod wpływem procesu odpadania jak też przy udziale zjawisk niwalnych i splotów gruzowo-błotnych. To ożywienie dostawy zwietrzliny zarejestrowane na całym terenie jest związane z intensywnym wietrzeniem fizycznym podczas Małej Epoki Lodowcowej i współczesnym rozwojem czynnej warstwy zmarzliny (REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993). Stwierdzono silne rozluźnienie mrozowe skał podłoża do głębokości 1 m. W warunkach ekstremalnych (szybka ablacja płatów śnieżnych lub nawalne opady deszczu) może nastąpić uruchomienie tej zwietrzliny.

O **wietrzeniu chemicznym** wnioskowano na podstawie obserwacji makroskopowych oraz pośrednio, na podstawie badań hydrochemicznych dotyczących mineralizacji wód.

Jak wynika z badań prowadzonych na Spitsbergenie bardzo aktywnemu wietrzeniu chemicznemu ulegają głównie kalcyty, marmury i skały zawierające lepiszcze węglanowe. Efektem wietrzenia chemicznego jest powstawanie kory wietrzeniowej i wzbogacenie zwietrzliny w krzemionkę (CHLEBOWSKI, 1989; KRAWCZYK, 1994). Stwierdzono także obecność skorodowanych powierzchni skalnych oraz wytrąceń w postaci nacieków i pólów zarówno na zwietrzelinie skalnej, jak i na otoczkach pokryw fluwiogłaciacyjnych i morskich (fot. 4). W procesie tworzenia się wytrąceń i frakcji szkieletowych gleb tundrowych dużą rolę odgrywają procesy kriochemiczne w obrębie czynnej warstwy zmarzliny (PULINA, 1984; KRAWCZYK, 1994). Nie doceniana jest jednak rola parowania i kapilarnego podsiąkania wód w czynnej warstwie zmarzliny podczas lata, w wyniku czego następuje wzbogacenie przypowierzchniowej warstwy gleby w węglany. Proces ten jest bardzo aktywny w czasie nagrzania insolacyjnego wierzchniej warstwy gleby, na której powszechnie występują okruchy skalne tworzące bruk związany z procesami wymarzania, deflacji i splukiwania. Warstwy pod brukiem zawierają zwykle dużo frakcji pyłowo-ilastej, sprzyjającej podsiąkaniu wody, która pochodzi z silnie uwilgoconej strefy kontaktu warstwy aktywnej ze zmarzliną. Wydaje się, iż jest to proces podobny do tego jaki zachodzi w obrębie pokryw wietrzeniowych i gleb górskich stepów w klimacie kontynentalnym zimnym (PEKALA, 1975; MALARZ, PEKALA, 1980; KOWALKOWSKI *et al.*, 1977; PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1993). Jest to problem niezwykłej wagi, rzucający również światło na zagadnienia związane z procesami denudacji chemicznej aktywnej w pierwszym etapie spływów ablacyjnych i z rozwojem czynnej warstwy zmarzliny. Dotychczas jest on słabo poznany i pomijany przy rozważaniach dotyczących bilansu denudacji chemicznej obszarów arktycznych.

Na podstawie pomiarów mineralizacji wód ze zlewni zlodowaconych oraz niezlodowaconych określano wskaźniki denudacji chemicznej (BARTOSZEWSKI, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988; BARTOSZEWSKI, 1994; BARTOSZEWSKI, MAGIERSKI, 1989; MICHALCZYK, MAGIERSKI, 1990; KRAWCZYK, PULINA, 1992; KRAWCZYK, 1994), które także są odzwierciedleniem wietrzenia chemicznego. W przeliczeniu (KRAWCZYK, 1994) na jednostki objętościowe wynosiły one dla rejonu Bellsundu: 13–15 m³/km²/rok ze zlewni niezlodowaconej potoku Wydrzycy oraz 22–64 m³/km²/rok ze zlewni zlodowaconej lodowca Scotta. Denudacja chemiczna w rejonie Hornsundu w zlewniach niezlodowaconych wynosiła 6–18 m³/km²/rok zaś w zlewniach zlodowaconych 22–44 m³/km²/rok. Podwyższenie wskaźnika denudacji chemicznej w niezlodowaconej zlewni Wydrzycy związane jest z występowaniem skał węglanowych w osadach czwartorzędowych.

Jak wynika z powyższych danych ilościowych intensywność procesów chemicznego rozpuszczania skał na Spitsbergenie jest duża, porównywalna z intensywnością tego procesu odnoszącego się do podobnego interwału czasowego w obszarach o klimatach ciepłych (KRAWCZYK, 1994).

SPŁUKIWANIE I SUFOZJA

Procesy te są związane głównie ze spływem wód ablacyjnych po stromych i krótkich stokach oraz z łagodnie nachylonych równin nadmorskich. Istotne znaczenie mają również wody pochodzące z rozmarzania górnej warstwy zmarzliny. Letnie deszcze na ogół nie są duże i nie powodują widocznych skutków morfologicznych, gdyż woda z łatwością wsiąka w luźne osady rozmarznienie do głębokości ponad 1 m (MICHALCZYK, 1990). Zdarzają się jednak niekiedy obfite opady w porze letniej, wywołujące procesy wzmożonego spłukiwania, zmywu i ruchów masowych (JAHN, 1976; LARSEN, 1982).

O wielkości spłukiwania może w pewnym stopniu świadczyć ilość materiału wynoszonego przez potoki w postaci zawiesiny. Pomiary takie prowadzono przez kilka sezonów letnich w Calypso na obszarze zlewni niezłodowaconej potoku Wydrzycy równoległe z badaniami denudacji chemicznej (BARTOSZEWSKI, REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, 1988; MAGIERSKI, 1989; BARTOSZEWSKI, 1994). Pozwoliły one na stwierdzenie, że wskaźniki denudacji mechanicznej średnio wynoszą $29,5 \text{ t/km}^2$. Na podstawie pomiaru kubatury stożków związanych ze zjawiskami supraniwalnymi można określić wielkość spłukiwania na $5\text{--}20 \text{ t/km}^2$. Biorąc jednak pod uwagę fakt, że pozostaje na nich tylko grubszy materiał, należy przypuszczać iż wartość ta jest zaniżona.

Tam gdzie powstał system szczelin mrozowych oraz z wysychania istnieją warunki sprzyjające szybkiemu wnikaniu wód zarówno roztopowych jak i opadowych. Zjawisko takie zaobserwowano między innymi na równinie Reinsletta (rejon Malbukty), pociętej systemem dużych i małych poligonów tundrowych o regularnym układzie kratowym, z pokrywami eolicznymi i zwartą roślinnością tundrową (REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, PĘKAŁA, 1991). W konsekwencji prowadzi to do rozwoju bardzo aktywnych procesów sufozji oraz termooerozji. Skutkiem morfologicznym tych procesów są formy lejów, rynien i kanałów podziemnych nawiązujących do systemu szczelin kriogenicznych. Stropy kanałów zapadają się i powstają rynny, które łączą się ze studniami i jamami (fot. 5). U wylotu kanałów w strefach krawędzi tworzą się stożki napływowe (fot. 6). Dalszy etap rozwoju tego typu form przebiega zwykle pod wpływem soliflukcji i w końcowym etapie tworzą się dolinki soliflukcyjno-erozyjne (rys. 3).

EROZJA LINIJNA

Proces ten jest wiodącym we współczesnym modelowaniu powierzchni podniesionych teras morskich na południowym obrzeżeniu Bellsundu. Erozja wiąże się z działalnością wód pochodzących z ablacji pokrywy śnieżnej i lodowców oraz czynnej warstwy zmarzliny (REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, 1987; REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, PĘKAŁA, 1991). Wody deszczowe nie odgrywają istotnej roli, oprócz opadów nawaalnych, które występują dość rzadko i są zaliczane do zjawisk ekstremalnych.

Spśród form erozyjnych wyróżniają się następujące typy genetyczne, w zależności od ilości wody powierzchniowej, rodzaju podłoża i położenia bazy erozyjnej:

a) formy V-kształtne rozcinające krawędzie klifów i zbocza dolin erozyjnych w strefach koncentracji i drenażu wód w czynnej warstwie zmarzliny. Górne fragmenty tych form przechodzą w niecki denudacyjne lub w system szczelin poligonów tundrowych na równinach nadmorskich zaś na stokach w niecki i kotły niwalne;

b) formy o wypukłych zboczach i płaskich dnach, z wyraźnym załomem między dnem a zboczem. Wody zmarzlinowe wypływające strefowo spod zboczy spowodowały powstawanie łukowatych nisz pogłębianych przez soliflukcję. Rozległe nisze soliflukcyjne powszechnie zamykają górne partie form erozyjnych, niekiedy przechodząc w szczeliny poligonów. Głębokość tych form w części górnej ściśle wiąże się z głębokością letniego rozmarzania gruntów i wynosi od 1 do około 2 m. Pogłębianie kończy się z chwilą osiągnięcia stropu zmarzliny. Płaskie dna tych form są wysłane grubym materiałem tworzącym rodzaj bruku pozostającego po wypłukaniu materiału drobnego. W okresie letnim woda sącząca się w pokrywach uplastycznia je wywołując ruch soliflukcyjny. W zależności od rodzaju materiału budującego równinę dolne odcinki charakteryzowały się złożonym, nieckowato-wciosowym przekrojem poprzecznym. W przypadku osadów luźnych wysortowanych (piaski, żwiry) powstały w dnie V-kształtne rozcięcia, a u ich wylotu – stożki napływowe. Na osadach gliniastych, w wyniku soliflukcyjnego spełzywania, tworzyły się w obrębie dna płaskie loby o wypukłych czołach. W profilu podłużnym zaznaczało się to zestopniowaniem dna. Często na formy te nałożone zostały stożki napływowe. Pogłębianie dolnych odcinków dolin odbywa się głównie w efekcie działalności soliflukcji, natomiast procesy erozji mają znaczenie drugorzędne. Większą rolę odgrywają one w poszerzaniu doliny. W porze wiosennej wody ablacyjne płyną po śniegu lub na obrzeżeniu zasp w kontakcie ze zboczem i w tej strefie wykonują pracę niszczącą;

c) formy złożone, o sterasowanym i schodkowym dnie oraz prostych zboczach. Są to formy duże, o długości kilkuset metrów i szerokości do 100 m. Rozwój ich związany jest z etapowym rozcinaniem jednorodnych osadów luźnych.

W przypadku gdy w podłożu pojawiają się osady gliniaste – modelowane są w wyniku działania procesów soliflukcji. Formy początkowo erozyjne przekształcają się w niecki soliflukcyjne.

W rozwoju form erozyjnych powstałych w efekcie działania wód roztopowo-zmarzlinowych można wyróżnić kilka stadiów. W pierwszym – następuje rozwój żłobiny erozyjnej w wyniku jednorazowego lub wieloetapowego spływu wód w tej samej strefie. Często formą inicjalną jest szczelina mrozowa. W drugim stadium pod wpływem erozji oraz termoerozji odbywa się pogłębianie i poszerzanie żłobiny, a także przekształcanie w formę dolinki V-kształtnej. Zbocza jej modelowane są przez procesy grawitacyjne (osypywanie i obrywy darni przy krawędzi). W stadium trzecim następuje dalsze przeobrażanie doliny w efekcie erozyjnego podcinania zboczy i ożywionych procesów soliflukcyjnych w dnie, w wyniku czego przekształca się ona w formę o płaskim, grząskim dnie. W czwartym stadium – po uprzednim osuszeniu dna, może w sprzyjających warunkach nastąpić ponowne rozcinanie;

d) formy erozyjne utworzone przez rzeki lodowcowe i niwalno-zmarzlinowe. W bezpośrednim sąsiedztwie lodowców mają one charakter kanionu. Tylko niektóre z nich pozostają w ścisłej korelacji z litologią oraz tektoniką podłoża a ich kierunek jest zgodny z kierunkiem głównych spękań ciosowych (GAWRYSIAK, 1994). Te, którymi współcześnie płyną rzeki, są pogłębiane i rozcinają systemy podniesionych teraz morskich. Starsze koryta wypełnione śniegiem niekiedy utrzymującym się jeszcze w lecie – rozwijają się jedynie pod wpływem działalności wód ablacyjnych. Pogłębianie koryt następuje często pod pokrywą śnieżną. W miarę oddalania się od lodowca koryta rzek stają się płytkie i szerokie, roztokowe;

e) formy powstałe pod wpływem rzek niwalnych w okresie gwałtownych spływów roztopowych. Koryta rzek niwalnych są często wypełnione śniegiem. Pokrywa śnieżna spełnia tu różnorodne funkcje: z jednej strony – jest źródłem i magazynem wody, zaś z drugiej – jej obecność utrzymuje strop zmarzliny blisko powierzchni i ukierunkowuje spływ wód roztopowych. W początkowym okresie roztopów woda spływa po śniegu, czasem – po stoku w strefie kontaktu ze zlodziałym śniegiem, co może doprowadzić do powstania żłobin zawieszonych w stosunku do dna doliny. Dalszy rozwój tych żłobin przyczynia się do poszerzania doliny.

Ochronną rolę spełnia bruk kamienisty hamując działanie erozji wgłębnej. W strefach silnego uwilgocenia istnieje odprowadzanie śródpokrywowe i w tych miejscach mimo koncentracji wody nie tworzą się formy erozyjne lecz niecki soliflukcyjne. Osią niecek soliflukcyjnych niejednokrotnie płyną większe ilości wody niż w przypadku form erozyjnych, ale do rozcinania nie dochodzi ze względu na silne uplastycznienie materiału. Niewielkie rozcięcia natychmiast wypełniane są upłynnionym materiałem;

f) formy dolinne powstają również po usunięciu w skutek sufozji i term erozji pokryw pyłowych w strefie przepływu wód w czynnej warstwie zmarzliny. W ich rozwoju główną rolę odgrywają procesy erozji i soliflukcji.

Wyróżniono typy form dolinnych, których powstawanie związane jest z różnym układem zespołu procesów morfogenetycznych, wśród których dominują: erozja, soliflukcja i sufozja. W rejonach występowania osadów eolicznych ze zwartą roślinnością tundrową i poligonami tundrowymi procesy erozji współdziałają ze zjawiskami termokrasowymi.

SOLIFLUKCJA

Soliflukcja, powolne przemieszczanie się górnej, uwilgotnionej warstwy po przemarzniętym podłożu jest jednym z procesów charakterystycznych dla okresu polarnego lata. Istnienie jej wiąże się z rozwojem i dynamiką czynnej warstwy zmarzliny. Soliflukcja odgrywa bardzo ważną rolę w modelowaniu stoków i kształtowaniu pokryw. Jej mechanizm, dynamika rozwoju oraz skutki morfologiczne wykazują różnicowanie uzależnione od warunków regionalnych i lokalnych, co znalazło odzwierciedlenie w literaturze dotyczącej tego problemu (m.in. ÅKERMANN, 1993; BENEDICT, 1976; CHANDLER, 1972; CZEPE, 1966; EGGINTON i FRENCH, 1985; FRENCH, 1974; JAHN, 1961, 1967, 1975; KING, 1994; MACKAY, 1971; WASHBURN, 1980).

Badania prowadzono także w latach 1986–1993 w piętrze tundry na obszarze równin nadmorskich w rejonie południowego obramowania Bellsundu (PEKALA, REPELEWSKA-PEKALOWA, 1988; REPELEWSKA-PEKALOWA, PEKALA, 1993). O charakterze i tempie ruchu soliflukcyjnego wnioskowano na podstawie bezpośrednich pomiarów. Wytypowano strefy, profile i miejsca szczegółowych pomiarów wykonywanych przy użyciu szpilek – reperów (rys. 4). Sieć szpilek założono na stokach objętych ponadto pomiarami dynamiki czynnej warstwy zmarzliny (REPELEWSKA-PEKALOWA, *et al.*, 1987). Stoki te były zbudowane z osadów czwartorzędowych reprezentowanych przez gliny, iły morskie i osady pylaste, a także w części górnej – przez piaski ze żwirami.

Działanie procesu soliflukcji jest silnie związane z warunkami meteorologicznymi panującymi w okresie polarnego lata, zwłaszcza w początkowej jego fazie. W miarę wzrostu temperatury powietrza następuje schodzenie pokrywy śnieżnej, które z kolei wyznacza początek procesu rozmarzania gruntu, czyli rozwoju czynnej warstwy zmarzliny. Rozmarzanie pozostaje w funkcyjnej zależności od czasu (JAHN, 1982, JAHN i WALKER, 1983), co także znalazło potwierdzenie w pomiarach prowadzonych w obrębie Calypsostrandy. Bardzo ważnym czynnikiem stymulującym ten proces jest ruchoma woda w pokrywach. Spełnia ono rolę nośnika ciepła i w miejscach jej obecności miąższość czynnej warstwy zmarzliny jest największa (REPELEWSKA-PEKALOWA, 1994). Ekstremalne wielkości letniego rozmarzania przedstawiono w tabeli I.

Maksymalne wartości (w cm) letniego odmarzania na stokach o różnej ekspozycji

Tabela I

Ekspozycja Stoku	Lata							
	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993
N	130	124	120	135	118	141	140	130
S		50	180	160	135	150	180	180
E	145	165	177	186	170	165	155	180
W	122	130	135	139	128	122	125	140

Tempo ruchu soliflukcyjnego wiązało się z ekspozycją stoku. Uprzywilejowanie stoku o ekspozycji S ilustrują zarówno maksymalne jak i średnie notowane wartości (tab. II). Przemieszczanie pokryw na stoku o ekspozycji S odbywało się z prędkością 6,3 cm/rok (maksymalnie 40 cm/rok) podczas gdy na stoku o ekspozycji N – 4,0 cm/rok, zaś na stokach o ekspozycji W i E odpowiednio 5,3 cm/rok oraz 2,8 cm/rok. Ruch odbywał się z różną prędkością w różnych częściach stoku.

Szybkość soliflukcyjnego przemieszczania (w cm/rok) na stokach o różnej ekspozycji

Tabela II

Ekspozycja stoku	N	S	E	W
Część górna (średnia)	1.5–3.0 (2.3)	0.5–3.0 (2.2)	2.0–16.0 (5.3)	0.5–4.0 (1.5)
Część środkowa (średnia)	2.0–4.0 (3.2)	4.0–40.0 (16.0)	0.5–3.0 (2.5)	1.0–8.0 (4.7)
Część dolna (średnia)	3.0–12.0 (6.5)	0.0–2.0 (0.5)	0.0–2.0 (0.5)	2.0–17.0 (9.7)

Ruch soliflukcyjny rozpoczyna się tuż po ustąpieniu pokrywy śnieżnej w pierwszej fazie rozmarzania gruntu i osiąga wówczas największe tempo (fot. 7). Druga faza ruchu jest znacznie wolniejsza i wiąże się z objęciem nim także głębszych warstw. Jest to okres powstawania i rozwoju pasów gliniasto-gruzowych. W trzeciej fazie, w miarę utraty wilgoci (wysychania), następuje rotacyjne osiadanie i deformacja profilu stoku. Formowały się wówczas terasy soliflukcyjne i wypukłości w obrębie czołowych partii jeziorów soliflukcyjnych (fot. 8).

Na stokach o niewielkim nachyleniu (1–4°) u podstawy nisz krioniwalnych i w obrębie teras krioplanacyjnych oraz na starych klifach teras morskich stwierdzono małe poziome przesunięcie pokryw zwietrzelinowych, ale pionowe ruchy gruntu osiągały 12 cm, co było związane z procesem pęcznienia mrozowego, wytopianiem się lodu gruntowego oraz grawitacyjnym osiadaniem. Tempo ruchu

poziomego określano metodą pomiaru zasięgu zwietrzelin gruzowych przemieszczonych od klifów mrozowych. Wynosi ono średnio 0,5 do 8 cm/rok. Obniżenie powierzchni topograficznej pod wpływem soliflukcji jest ogromnie zróżnicowane w zależności od lokalnych warunków i można je określić jedynie szacunkowo.

Działalność procesów soliflukcji w morfologii zaznacza się przemodelowaniem powierzchni stokowych, na których istnieją zespoły form jezorowych, terasowych, obniżeń typu stopni, niecek i dolinek soliflukcyjnych, rozległych stopni akumulacyjnych nałożonych na terasy morskie oraz pasów gruzowo-gliniastych. Na wszelkich powierzchniach płaskich istnieje ogromne bogactwo struktur (w różnych stadiach rozwoju), związanych z pionowymi ruchami gruntu i segregacją mrozową. Na podstawie badań pokryw soliflukcyjnych, a zwłaszcza ich budowy (obecność poziomów glebowych) i wzajemnego stosunku do osadów morskich różnowiekowych podniesionych teras morskich stwierdzono, że podczas holocenu wystąpiły trzy fazy wzmożonego transportu soliflukcyjnego (REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, PĘKAŁA, 1993; ÅKERMANA, 1993). Należy przypuszczać, że są one związane ze wzmożoną dynamiką warstwy czynnej zmarzliny przypadającą na fazy ociepleń następujących po każdym epizodzie awansu lodowców.

PROCESY KRIOGENICZNE

Obszary o szczególnych warunkach hydrologicznych i litologicznych, jak podmokłe strefy podstokowe z roślinnością torfową, równiny nadmorskie i dna dolin z okresowymi jeziorkami oraz stożki napływowe i delty, charakteryzują się obecnością form kriogenicznych związanych z tworzeniem się żył i soczew lodu gruntowego. Powstały tam pagórki palsa i pingo, które obecnie są w różnych stadiach rozwoju (JAHN, 1970; LIESTØL, 1977; REPELEWSKA-PĘKAŁOWA *et al.* 1987; PĘKAŁA, REPELEWSKA-PĘKAŁOWA, 1988).

Występowanie pagórów pingo jest osobliwością doliny Chamberlin Dunder. Formy te reprezentują dwa zasadnicze typy genetyczne: delta Mackenzie oraz grenlandzki (MÜLLER, 1957; MACKY, 1963). Ich powstanie wiąże się z krążeniem wód w czynnej warstwie zmarzliny oraz migracją z głębszych warstw wód penetrujących zmarzlinę.

W dolinie Chamberlin występują w odcinku ujściowym do płytkiej zatoki, w południowej części fiordu Recherche (rys. 5, fot. 9). Dolny odcinek doliny jest wypełniony mięszą serią osadów luźnych deltowych i sandrowych, które zostały wyniesione nad poziom morza wskutek postglacjalnych ruchów izostatycznych. Obecnie odcinek ten ma charakter sterasowanej równiny nadmorskiej przekształconej przez procesy erozji i akumulacji rzecznej. W związku z podniesieniem lądu, ustępowaniem morza i rozwojem zmarzliny w osadach czwarto-

rzędowych wypełniającej zatokę, zaistniały warunki dla powstania form pingo. Występujące formy pingo reprezentują różne stadia wiekowe:

a) najmłodsze (współczesne) – mają postać owalnych pagórów o wysokości 5–7 m, usytuowane na równinie rozlewiskowej oraz w terasie będącej poza zasięgiem pływów w zatoce Vestervagen;

b) formy o nieregularnych kształtach, wysokości 10–15 m, przekształcone przez procesy erozji erozji bocznej, termokras i soliflukcję. Powstały one w osi doliny na terasie 5–7 m, nadbudowanej stożkami napływowymi;

c) pagóry silnie zdegradowane z kraterami lub tylko kraterami wypełnione wodą (jeziorka). Występują na terasie 10–12 m, w znacznej odległości od zatoki morskiej. Pod wschodnim zboczem doliny rozwinęły się formy pingo o wysokości 30–40 m w skałach podłoża na liniach spekań tektonicznych. Są one związane z wodami głębokiego krążenia, nawiązującego do lodowców subpolarnych usytuowanych na grzbiecie Palondersfjellet.

Formy w dolinie Dunder usytuowane są pod NE zboczem doliny w strefie kontaktu serii diamiktytów z klastami dolomitowymi i kwarcowymi wypełniającymi synklinę Renarda, z serią łupkową sekwencji Dunderbukta (DAL-LMANN *et al.* 1990). Diamiktyty tworzą rozległy grzbiet o wysokości ponad 650 m z polami firnowymi lodowców subpolarnych (Crammerbreane), pod którymi brak zmarzliny. Wody wsiąkające przez system szczelin i spekań tektonicznych napotykają serie łupkowe i pod ciśnieniem wydostają się poprzez zmarzlinę (rys. 6, fot. 10). W partii przypowierzchniowej tworzą się pagóry o wysokości 15–20 m, szerokości 250 m z kraterami, w których spotyka się kopuły wtórnie rozwijających się soczew lodu. Podczas lata z kraterów wypływa zmineralizowana woda (fot. 11). W okresie zimy tworzą się pokrywy naledzi utrzymujące się do połowy lata. Wokół kraterów i wokół pagóra głównego rozwinęły się formy mniejsze. Kilka form jest zdegradowanych pod wpływem termokrasu a na ich miejscu powstały jeziorka lub kraterzy.

PROCESY EOLICZNE I NIVEO-EOLICZNE

W rejonie fiordu Recherche istnieją warunki sprzyjające rozwojowi procesów eolicznych, zarówno podczas zimy jak i w lecie. Składają się na to silne wiatry oraz odsłonięcie dużych fragmentów terenu pokrytych luźnymi osadami morskimi i fluwioglacjalnymi. Procesy eoliczne najsilniej rozwijają się w strefach krawędziowych teras, na plażach nadmorskich (fot. 12), sandrach zewnętrznych lodowców Renarda, Antoniny i Recherche, w strefie moren czołowych i dennych oraz na wyższych poziomach sandrów wewnętrznych. Akumulacja materiału następuje głównie po stronie zawietrznej wyniosłości terenu, w zagłębieniach oraz w podmokłych płaskich równinach z roślinnością. Drobną materiał transportowany jest na dalszą odległość w strefę basenów wod-

nych i na lodowce. Procesy eoliczne wywołane są przez wiatry wiejące głównie z sektorów NW, S i E (GLUZA, 1987, 1988).

Po wschodniej stronie fiordu Recherche materiał piaszczysto-pyłowy z sandrów i plaż nadmorskich był wywiewany i deponowany na terasach równiny Reinsletta. Szczególnie wyraźne było to na młodej terasie wysokości 7–12 m npm, bezpośrednio przylegającej do sandru, która została nadbudowana warstwą miąższości do 1,5 m, zbudowaną z drobnoziarnistych piasków i pyłów niekiedy stanowiących 70% osadu. Osady te są podatne zarówno na procesy upłynnienia jak też są łatwo przepuszczalne i szybko wysychają.

Wielkość procesów deflacji i akumulacji eolicznej określano na podstawie pomiarów zanieczyszczeń śniegu (JAHN, 1961; BARANOWSKI, PĘKALA, 1979; PĘKALA, 1980; WOJTANOWICZ, 1990a) oraz wysokości szpilek zainstalowanych na specjalnie wytypowanych powierzchniach (PĘKALA, REPELEWSKA-PĘKALOWA, 1988). Wskaźniki akumulacji niveo-eolicznej są zróżnicowane w zależności od morfologii i budowy geologicznej oraz odległości od stref alimentacji. W obrębie równin nadmorskich kształtują się w granicach od 6,4 do 17,7 g/m², w strefie moren czołowych lodowców: 15,8 do 36,2 g/m², na plażach i sandrach zewnętrznych od 41,8 do 167 g/m², zaś na obszarze ozów, kemów, moren czołowych i wyższych sandrów dochodzą do 328 g/m². Lokalnie w strefie ozów wskaźnik osiągnął wielkość 655 g/m² (Renardbreen). W obrębie doliny Chamberlin średni wskaźnik akumulacji niveo-eolicznej wynosi 47,3 g/m². Stosunkowo wysokie wartości notowano w rejonie występowania form pingo w dolinach: Chamberlin (175,6 g/m²) oraz Dunder (276 g/m²). Średni wskaźnik akumulacji eolicznej dla NW części Ziemi Wedela Jarlsberga wynosi około 160 g/m²/rok.

Materiał eoliczny wykazuje pod względem uziarnienia dużą różnorodność wynikającą z odległości transportu. W przypadku transportu lokalnego – przeważają piaski (powyżej 50%) ze znaczną domieszką frakcji szkieletowych (do 40%). Drobne frakcje z przewagą pyłów zawierają osady przyniesione z większej odległości. Zwykle występują one na lodowcach lub rozległych dolinach takich jak Chamberlin i Dunder i na przedpolu lodowca Recherche.

Cechą charakterystyczną materiału eolicznego oraz transportowanego przy udziale śniegu na dalszą odległość jest duża zawartość węglanów (9,4–22,5%). W niewielkich ilościach (1–2%) występują także węglany w osadach przetworzonych przez procesy supraniwalne i spłukiwanie. W składzie mineralnym przeważa kwarc i chloryty. Występują łuszczyki (mika) a także części organiczne (do 14%). Obecność węglanów związana jest z okrucami wapieni (dolomitów), które w wyniku wietrzenia ulegają rozkładowi i dlatego starsze pokrywy eoliczne zawierają ich niewiele lub są w ogóle bezwęglanowe. Pod tym względem przypominają one osady z Hornsundu i Kongsfjorden (PĘKALA, 1980; VAN VLIET-LANOË, HEQUETTE, 1987; SZCZYPEK, 1981).

Wskaźniki natężenia procesów eolicznych określano na podstawie pomiarów w obrębie wytypowanych poletek doświadczalnych zlokalizowanych na obsza-

rze Calypsostrandy na powierzchni terasy 25–30 m npm, zbudowanej z osadów piaszczysto-żwirowych. W strefach krawędziowych, silnie niszczonych eolicznie, powierzchnia obniżyła się wskutek deflacji i korazji o 0,57 mm/rok, zaś na terenie równinnym i otwartym – o 0,28 mm/rok. Są to wartości średnie uzyskane z pomiarów 400 szpilek reperów.

Problem rozwoju procesów eolicznych kształtujących rzeźbę i osady w warunkach współczesnej strefy peryglacialnej ma znaczenie szersze w kontekście roli jaką odegrały w okresie plejstocenu w średnich szerokościach geograficznych. Z tych względów zagadnieniu procesów i osadów eolicznych oraz niveo-eolicznych poświęcono odrębne opracowanie (WOJTANOWICZ, 1990b).

PODSUMOWANIE

Dziesięcioletnie badania współczesnych procesów morfogenetycznych pozwoliły na sformułowanie kilku wniosków o charakterze ogólnym, dotyczącym kształtowania rzeźby NW części Ziemi Wedela Jarlsberga w warunkach peryglacialnych.

Jednym z podstawowych procesów jest wietrzenie fizyczne i chemiczne. Skutkiem morfologicznym są wypreparowane ostańce skalne i obecność pokryw wietrzeniowych związanych z rozwojem czynnej warstwy zmarzliny oraz powszechność na stokach pokryw blokowych przemieszczanych grawitacyjnie. Tworzą one strefy stożków usypiskowo-niwalnych, które stanowią ważny element krajobrazu. Rozwój ich w okresie postglacjalnym był wieloetapowy o czym świadczą cechy morfologiczne i budowa, a zwłaszcza obecność fosylnej tundry. Obecnie obserwuje się wzmożone procesy odpadania i ożywiony transport stokowy zwietrzeli, której istnienie jest prawdopodobnie związane z fazą ochłodzenia podczas Małej Epoki Lodowej.

Wietrzenie chemiczne nie tworząc bezpośrednio form jest jednak bardzo aktywne o czym świadczą wskaźniki denudacji chemicznej, porównywalne z tymi, które charakteryzują obszary o klimatach ciepłych.

Spłukiwanie, sufozja i erozja związane ze spływem wód ablacyjnych a także zmarzlinowych, kształtują rzeźbę stref krawędziowych zbudowanych z luźnych osadów. Na rzeźbę tę składają się głównie klify podniesionych teras morskich i przylegające do nich słabo nachylone powierzchnie ze strukturami mrozowymi. Zróżnicowanie i tempo rozwoju tych procesów i form związane jest z całym zespołem zjawisk niwalnych i soliflukcji, które hamują erozję i ukierunkowują przekształcanie form.

W obszarach peryglacialnych zarówno tundrowych jak i subniwalnych najważniejszym procesem jest szeroko rozprzestrzeniona soliflukcja i procesy związane z segregacją mrozową. Stwierdzono zróżnicowanie rocznego tempa soliflukcji (tab. II) wynikające z całego szeregu uwarunkowań klimatycznych,

litologicznych i morfologicznych, a przede wszystkim wilgotnościowych. Soliflukcja współdziała z procesami erozji i termerozji, zjawiskami niwalnymi (dużymi nagromadzeniami śniegu w strefach krawędziowych i płatami śniegu wieloletniego) oraz koncentracją i ruchem wód w czynnej warstwie zmarzliny. Jest to przyczyną bogactwa form terasowych i jezorowych na stokach nisz i niecek, zaś na spłaszczeniach – struktur segregacji mrozowej. Na stokach występują pokrywy soliflukcyjne często nałożone na stare platformy abrazyjne i osady morskie.

Na podstawie badań pokryw stwierdzono trzy fazy holocenijskiego ożywienia soliflukcji, związane ze wzmożoną dynamiką czynnej warstwy zmarzliny przypadającą na okresy ociepleń następujące po epizodach awansu lodowców.

Procesy eoliczne są aktywne na powierzchniach zbudowanych z luźnych osadów. Są nimi strefy marginalne lodowców (wały moren czołowych, sandry zewnętrzne i wewnętrzne), koryta rzek roztokowych oraz plaże nadmorskie. Z tych rejonów wywiewany jest materiał zarówno podczas zamieci śnieżnych jak i w okresie letnim po spłynięciu wód ablacyjnych w porach wiania silnych wiatrów fenowych.

Na równinach żwirowo-piaszczystych tworzą się bruki i sezonowe drobne formy akumulacyjne zaś w strefach krawędziowych – niewielkich rozmiarów formy korazyjne. Transportowany materiał osadzany jest w miejscach zawietrznych na terasach nadmorskich, lodowcach i stokach, ulegając z kolei redepozycji przy udziale wód roztopowych i opadowych. To sprawia, że typowe utwory pyłowe eoliczne należą do rzadkości, zaś stwierdza się serię piasków pylastych miąższości do 1 m nadbudowujące osady w obrębie równin nadmorskich.

Z rozwojem form lodu gruntowego wiąże się obecność hydrolakolitów (pagórki, palsa i pingo), znajdujących się w różnych stadiach rozwoju. Pagórki palsa rozwinęły się na obszarach podmokłych z roślinnością torfową i okresowymi jeziorami na równinach oraz na stożkach napływowych i sandrach. Natomiast duże formy pingo powstały w dolinach (Chamberlin, Dunder) w sąsiedztwie lodowców subpolarnych, z których wody dostają się do głębszych warstw, a następnie wydostają przez zmarzlinę ku powierzchni. Są to formy pingo typu grenlandzkiego. W osadach deltowych w związku z migracją zmarzliny powstały formy pingo zaliczane do typu Mackenzie.

Współcześnie wiele form typu pingo uległo zniszczeniu wskutek procesów termokrasu i termerozji. Procesy termokrasu powszechnie występują w strefach marginalnych lodowców w obrębie wałów lodowo-morenowych z okresu Małej Epoki Lodowej i starszych. Wzmoczone procesy termokrasu i ich powszechne występowanie w tych strefach wraz z szybką recesją lodowców mogą być wskaźnikiem transformacji wywołanej współczesnym ociepleniem klimatu.