

JOANNA POCIASK-KARTECZKA

WSTĘPNA CHARAKTERYSTYKA HYDROGRAFICZNA PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ CZĘŚCI SÖRKAPPLANDU (SPITSBERGEN)

Zarys treści. Na podstawie własnych badań przedstawiono zróżnicowanie przestrzenne zjawisk wodnych w północno-zachodniej części Sörkapplandu na powierzchni około 37 km². Wyróżniono następujące obszary i strefy hydrograficzne: obszar alimentacyjny, obszar tranzytowy wód powierzchniowych i pokrywowych oraz obszar jezior nadbrzeżnych.

WSTĘP

W ramach realizacji programu badawczego wypraw spitsbergeńskich Uniwersytetu Jagiellońskiego przeprowadzono kartowanie hydrograficzne niezlodowaconych terenów północno-zachodniej części Sörkapplandu. Charakterystyka hydrograficzna tych terenów jest niezbędna do kontynuowania dalszych badań hydrologicznych, jakie będą prowadzone na tym obszarze. Rezultaty tych badań w połączeniu z wynikami prac z zakresu geologii, geomorfologii, geografii fizycznej kompleksowej oraz botaniki mogą posłużyć do wyjaśnienia funkcjonowania środowiska obszarów polarnych nie objętych współczesnym zlodowaczeniem.

W dotychczasowych badaniach hydrograficznych na Spitsbergenie podejmowano głównie problematykę glacyjologiczną. Zapewne jest to spowodowane faktem, iż ponad 50% powierzchni tej wyspy to obszar zajęty przez lodowce. Nieliczne prace hydrograficzne w rejonach niezlodowaconych Spitsbergenu

prowadzono w pobliżu bazy PAN (Przyłądek Wilczka) oraz w rejonie Tsjeby-sjovfjellet i Hilmarfjellet na Sörkapplandzie (Bieroński, 1977; Krawczyk, Pulina, 1982; Kuziemski, 1958; Leszkiewicz, Wach, Waga, 1982; Pulina, 1977). Problematyka tych prac dotyczyła głównie dynamiki zjawisk hydrologicznych oraz wielkości denudacji chemicznej badanych obszarów Spitsbergenu.

Na podstawie zmienności stanów wody i przepływów, niektórych właściwości fizykochemicznych wód oraz czynników meteorologicznych okolic Bazy PAN wyróżniono następujące okresy hydrologiczne (Krawczyk, Pulina, 1982):

- okres topnienia śniegów w czerwcu,
- okres wytapiania zmarzliny i wieloletniego śniegu w końcu lipca, w sierpniu i w pierwszych dniach września,
- okres zamarzania wody w końcu września.

Często zajmowano się wodami obszarów niezlodowaconych Spitsbergenu w kontekście ich działalności morfogenetycznej (Czeppe, 1965; Klimaszewski, 1960; Szczepankiewicz, 1960).

Na stosunki wodne południowych wybrzeży Hornsundu zwrócono uwagę przy okazji kartowania geokompleksów (na szczyblu uroczyisk) Kulmstandy i Hohenlohefjellet. Wyróżniono typy uroczyisk jezior stałych i okresowych, cieków stałych i okresowych oraz obniżeń stale i okresowo wilgotnych (Czeppe, Ziaja, 1985).

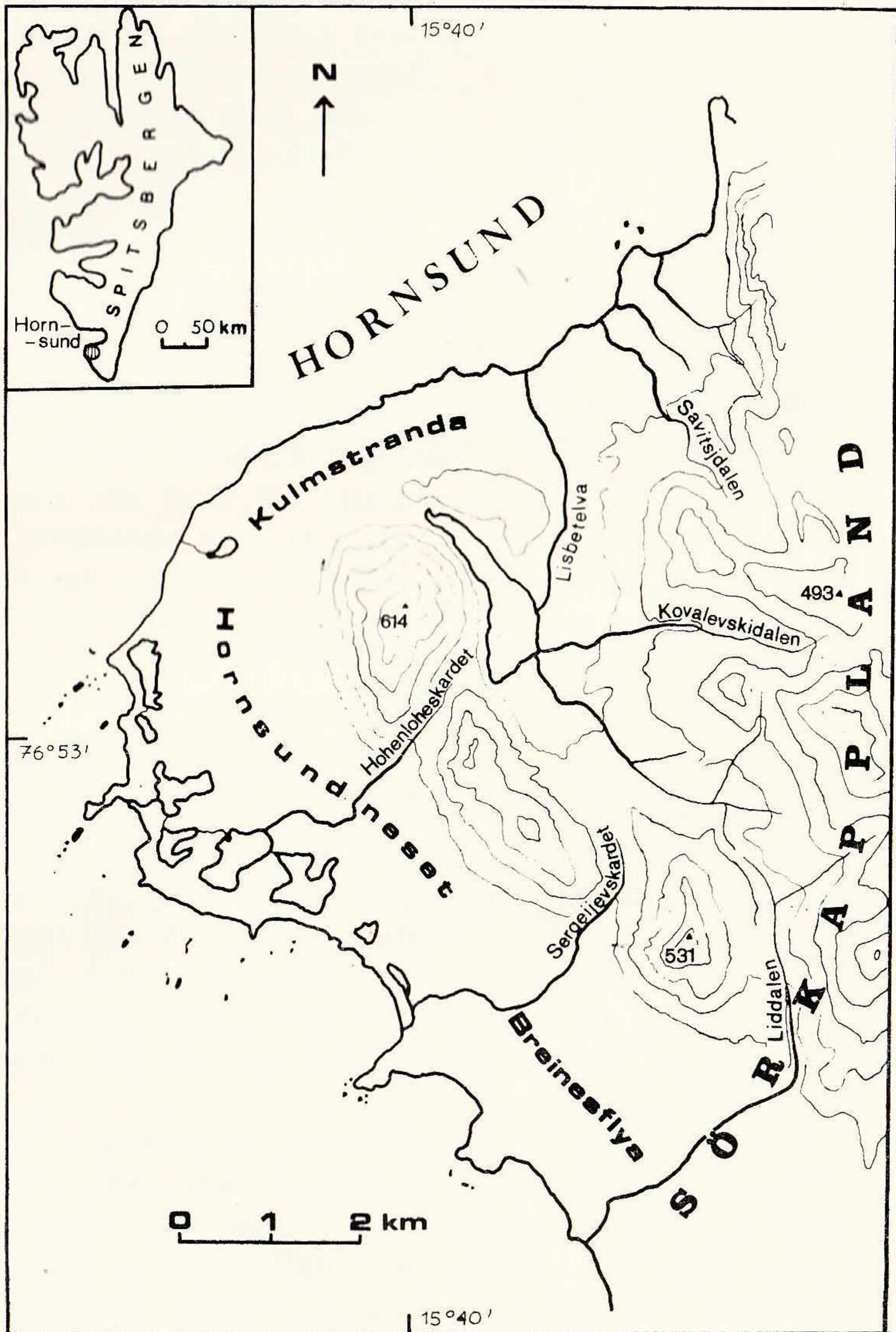
CHARAKTERYSTYKA BADANEGO OBSZARU

Kartowanie hydrograficzne przeprowadzono w sierpniu 1983 roku. W miesiącu tym jeziora i ciekі powierzchniowe zasilane są przez wody pochodzące z wytapiania zmarzliny, ablacji płatów śnieżnych oraz przez opady. Lato 1983 roku w Hornsundzie należało do dość pogodnych. Średnia temperatura powietrza w lipcu wynosiła $4,6^{\circ}\text{C}$, natomiast w sierpniu $4,1^{\circ}\text{C}$, przy czym najcieplejsza była pierwsza dekada lipca ze średnią temperaturą powietrza wynoszącą $5,0^{\circ}\text{C}$. Kilka razy notowano nagłe wzrosty temperatury (9°C) wiążące się z fenem. Suma opadów w lipcu i sierpniu wynosiła 40 mm, z czego większość przypadła na lipiec. Od połowy sierpnia notowano zamiecie śnieżne. W lipcu przeważały wiatry północno-wschodnie i północno-zachodnie, natomiast w sierpniu wiatry północno-wschodnie i południowe. Średnia prędkość wiatru wynosiła od 1 do 3 m/s. Zdarzały się wichury, w czasie których prędkość wiatru przekraczała 15 m/s, a w porywach 25 m/s.

Powyższe dane odnoszą się do wyników obserwacji przeprowadzonych na posterunku meteorologicznym na Palffyodden w okresie od 1 VII do 24 VIII 1983 roku.

Podkład kartograficzny stanowiła mapa 1:100 000 powiększona do skali 1:25 000. Kartowaniem objęto następujące tereny (ryc. 1):

- zlewnię Lisbetelvy,
 - małe zlewnie śródgórskie (Liddalen, Sergeijevskardet, Hohenloheskardet, Savitsjdalen, pod Wurmbrandegga),
 - równiny nadmorskie (północna część Breinesflya, Hornsundneset, Kulmstranda, równina między ujściem Lisbetelvy a Wurmbrandegga).
- Znaczną część obszaru budują utwory serii karbońskiej reprezentowane



Ryc. 1. Położenie obszaru badań
Fig. 1. Location of the area investigated

przez dwa ogniwa litostratygraficzne (ryc. 2). Starsze ogniwo, warstwy z Hornsundneset, wykształcone są w formie jasnoszarych, drobnoziarnistych, czasem zlepieńcowatych, gruboławicowych piaskowców kwarcytowych, zawierających wkładki cienko- i średnioławicowych piaskowców drobnoziarnistych, łatwo wietrzejących. Ogniwo młodsze, warstwy z Sergeijevfjellet, zdominowane są przez kompleksy ciemnoszarych, cienkoławicowych piaskowców, mułowców i łupków (Wendorff, 1985). Osady triasu na omawianym terenie występują niezgodnie na utworach starszych. Wyróżniono dwie formacje triasowe. Starsza — formacja z Vardebukta, składa się głównie ze zlepieńców zawierających drobne, białe otoczaki kwarcowe oraz z szarych, drobnoziarnistych, laminowanych piaskowców. Młodsza — formacja ze Sticky Keep, reprezentowana jest przede wszystkim przez czarne albo szare mułowce występujące na przemian z wapnistymi piaskowcami (Birkenmajer, 1977). Bardzo często zwietrzelina utworów triasowych zawiera znaczną ilość ziemistego materiału, który powoduje, iż nawet na znacznych wysokościach bezwzględnych występują siedliska mchów i innych roślin tundrowych. Na wschodnim obrzeżeniu badanego obszaru ciągnie się pas prekambryjskich i staropaleozoicznych utworów formacji Hecla-Hoek. Serie karbońska i triasowa zdeformowane są przez strefy uskoków tektonicznych, których wpływ zaznacza się w morfologii i hydrografii terenu. Większość dolin na badanym obszarze jest uwarunkowana tektonicznie.

I. ZLEWNIA LISBETELVY (17 km²)

Zlewnia Lisbetelvy (Lisbetdalen) jest rozległą doliną ograniczoną z trzech stron potężnymi masywami górskimi, których wysokość przekracza czasami 600 m n.p.m. (ryc. 2). Zbocza grzbietów górskich są dość strome (25—30°), porozcinane głębokimi żlebami oraz pokryte zwietrzeliną piaskowcową lub łupkową — w zależności od podłoża. W niższych partiach spadki zboczy doliny są łagodniejsze, wzrasta miąższość pokryw zwietrzelinowych często przekształcanych przez procesy mrozowe i soliflukcyjne. Jedynie wschodnie zbocza Hohenlohefjellet schodzą stromo stożkami usypiskowymi lub wałami niwalnymi do jeziora Svartvatnet.

Górna część doliny Lisbetelvy jest asymetryczną kotliną, której zbocza o ekspozycji południowo-zachodniej pokryte są płatami wieloletniego śniegu. Lisbetelva wypływa spod Śnieżnika¹ usytuowanego w wąskim, głębokim obniżeniu między masywem Lidfjellet a Kovalevskifjellet. Niewykluczone, iż Śnieżnik konserwuje niewielkie ilości lodu relikтового. Lisbetelva zasilana jest w swym górnym biegu przez wody pochodzące z ablacji Śnieżnika, płatów

¹ Płat śnieżny; nazwa wprowadzona przez autorkę.

śnieżnych na zboczach doliny, śniegów zalegających w żlebach oraz z wytapiania zmarzliny z pokryw zwietrzelinowych. Lisbetelva płynie szerokim (3—6 m) korytem wysłanym drobnym materiałem składającym się ze słabo obtoczonych żwirków. Miejscami rzeka anastomozuje.

Centralną część doliny zajmuje szerokie obniżenie, prawdopodobnie dawne dno jeziora Svartvatnet. Lisbetelva wpływa nań szeregiem małych, wąskich strug. Ich koryta wcięte są w materiał rozległego stożka napływowego Lisbetelvy. Stożek ten łączy się od strony zachodniej ze stożkiem napływowym sąsiedniego Małego Potoku² wypływającego z zatorfionego i podmokłego obszaru (128 m n.p.m.). Wody tego potoku wpływają kolejno do trzech jezior, po czym rozlewają się do wielu koryt i miejscami giną w luźnym materiale stożka. Część wschodnią centralnego obniżenia zajmuje stożek napływowy potoku z Kovalevskidalen. Bieg doliny potoku z Kovalevskidalen jest równoleżnikowy; jest to dolina o założeniu tektonicznym. Potok z Kovalevskidalen rozpoczyna się szeregiem nieskoncentrowanych strug spływających z przełęczy, po czym płynie niezbyt głębokim, lecz szerokim korytem (2—4 m) zasilany głównie wodą z ablacji płatów śnieżnych, które zalegają w górnej części doliny. W części środkowej potok zasilany jest przez wody zmarzlinowe; zaczyna erodować, jednakże duża część energii zostaje wyhamowana w tunelach i mostach śnieżnych utrzymujących się na niektórych odcinkach potoku przez całe lato. Do Lisbetdalen potok z Kovalevskidalen wpływa głębokim przelomem w piaskowcach karbońskich i nie wpływa do jeziora Svartvatnet, jak sugerowałby spadek terenu, lecz do Lisbetelvy wypływającej z jeziora Svartvatnet. Potok z Kovalevskidalen płynie strefą brzeżną swojego stożka napływowego licznymi, anastomozującymi strugami. W okresie lata szereg takich koryt jest nieczynnych z powodu małej ilości wody oraz zwiększonej retencji podłoża, w którym po wytopieniu zmarzliny możliwy jest ruch wody. Część wód potoku z Kovalevskidalen ginie w darniowej pokrywie dna doliny Lisbetdalen. Podmokłe, grubo zadarnione obniżenie w Lisbetdalen ciągnie się od Svartvatnet aż do przelomu, jakim Lisbetelva płynie do Hornsundu. Oprócz wód potoku z Kovalevskidalen w obniżeniu tym gromadzi się część wód spływających żleбами spod Savitsjtoppen oraz wody zmarzlinowe spływające niejednokrotnie podziemnymi strumieniami wśród grubego, ostrokrawędzistego rumoszu piaskowcowego. W okresach fenowych, kiedy ablacja jest szczególnie wzmożona, wody roztopowe gromadzą się w obniżeniu pod mchem, powodując jego podniesienie. Tworzy się wtedy darniowy „kożuch”, pod którym występuje warstwa wody poruszającej się powoli z powodu małych spadków terenu; miejscami stagnuje. Zachodnią część obniżenia zajmuje jezioro Svartvatnet (0,8 km²), którego zasięg stale się zmniejsza. Od strony zachodniej jest ono zasypywane materiałem stożków usypiskowych oraz wałów niwalnych, od południa wkraczają stożki napływowe Lisbetelvy oraz Małego Potoku, natomiast od strony północno-

² Nazwa wprowadzona przez autorkę.

-wschodniej wkracza materiał zwietrzelinowy rozwlekany przez soliflukcję i procesy mrozowe. Jedynie brzegi północne jeziora są konserwowane przez płyty śnieżne zalegające tam całe lato. Przez Svartvatnet przebiegają linie kilku uskoków, stąd genezy tego jeziora należy się doszukiwać w tektonice obszaru. Svartvatnet jest zamrożone przez większą część lata. Odmarza dopiero w pierwszej połowie sierpnia. Z jeziora Svartvatnet wypływa szerokim (ok. 10 m), lecz płytkim (ok. 0,3 m) korytem Lisbetelva, tworząca dalej duże rozlewisko, w centrum którego znajdują się różnej wielkości pingo. Największe z nich ma około 200 m długości. W dnie rozlewiska zalega drobny materiał żwirowy, piaszczysty i ilasty. Po wypłynięciu z rozlewiska spadek Lisbetelvy gwałtownie się zwiększa i odtąd płynie ona głębokim przełomem w piaskowcach. Jego dno zasłane jest grubym, zwałającym się ze zboczy materiałem zwietrzelinowym wymieszanym ze żwirami dawnych teras morskich. W dolnym biegu przełomu miejscami odsłania się koryto skalne. Znaczna głębokość przełomu (ok. 35 m) umożliwia zaleganie w nim śniegu, który w okresie lata tworzy malownicze scenerie jaskiń, bram i kaskad śnieżnych.

II. ZLEWNIE ŚRÓDGÓRSKIE

1. ZLEWNIA POTOKU LIDELVA (5,5 km)

Górska część zlewni potoku Lidelva obejmuje od strony zachodniej stoki masywu Lidfjellet, natomiast od wschodu zbocza Gavrilovfjellet. Lidelva bierze początek w niewielkim, wilgotnym obniżeniu w sąsiedztwie Śnieżnika. Niewielki potok zasilany głównie wodą z wytapiania zmarzliny łączy się następnie z wodami potoku wypływającego spod płatu śnieżnego na przełęczy między Kovalevskifjellet a Gavrilovfjellet. Potok spod przełęczy płynie dolinką o misowatym kształcie; jego spadek jest niewyrównany, koryto słabo wykształcone; woda często ginie w materiale zwietrzelinowym, miejscami przelewa się przez progi skalne. Działalność morfologiczną potoku uniemożliwiają płyty śnieżne zalegające w dnie dolinki i raczej konserwujące jego rzeźbę. Potok zasilany jest przez wody pochodzące z ablacji płatów śnieżnych oraz wytapiania zmarzliny. W dolnym biegu łączy się z wodami ablacyjnymi pochodzącymi z zawieszanej dolinki pod Gavrilovfjellet i przepływa przez głęboki przełom, po czym wpada do potoku Lidelva, który na tym i na dalszych odcinkach płynie dnem jaru. Większość wód potoku Lidelva pochodzi ze żlebów schodzących od szczytów Lidfjellet na szerokie spłaszczenie śródstokowe, rozpościerające się około 100 m ponad poziomem doliny. Spłaszczenie to pokryte jest grubą warstwą drobnego materiału stożków usypiskowo-napływowych porozcinanych korytami cieków okresowych. Latem woda ze żlebów ginie w stożkach, po czym wpływa na powierzchnię tuż przed załomem między spłaszczeniem a dnem jaru i dostaje się do potoku Lidelva głębokimi gardzielami skalnymi o założeniach tektonicznych. Urwiste zbocza jaru, w jakim płynie



Ryc. 2. Szkic hydrograficzny północno-zachodniej części Sörkapplandu. Objaśnienia znaków: 1 — dział wodny, 2 — ciekii stałe, 3 — ciekii okresowe, 4 — ciekii anastomozujące, 5 — szlaki i kierunek splywu, 6 — potoki śródpokrywowe, 7 — jeziora, 8 — trzęsawiska, 9 — mokradła, 10 — płyty śnieżne, 11 — źródło sezonowe, 12 — obszary występowania młak i wysięków sezonowych, 13 — obszary występowania wycieków sezonowych, 14 — obszary występowania wypływów okresowych i epizodycznych, 15 — stożek usypiskowo-napływowy, 16 — stożek napływowy, 17 — przełom w wale burzowym, 18 — ostre krawędzie dawnych teras zwirowych morskich, 19 — ściany skalne, 20 — baza wyprawy, 21 — podbaza wyprawy

Fig. 2. Hydrographic sketch of the north-western part of Sörkappland. Explanations of the signs: 1 — water divide, 2 — permanent streams, 3 — periodic streams, 4 — braided streams, 5 — belts and direction of flow, 6 — interflow streams, 7 — lakes, 8 — bogs, 9 — marshes, 10 — patches of snow, 11 — seasonal spring, 12 — areas in which bog-springs and seasonal seepage springs occur, 13 — areas in which leakages of groundwater with visible surface outflow occur, 14 — areas in which seasonal and ephemeral outflows occur, 15 — talus and alluvial cone, 16 — alluvial cone, 17 — erosional gap in a beach ridge, 18 — sharp edges of old marine terraces, 19 — rock walls, 20 — camp base, 21 — sub-base of camp

Lidelva (30—60 m wysokości), ciągną się aż do wylotu doliny na równinę nadbrzeżną. Z biegiem potoku dno jaru poszerza się osiągając szerokość do 25 m; potok wtedy anastomozuje podcinając miejscami zbocza jaru. Jedynie zbocze o ekspozycji zachodniej w środkowej części doliny zmienia charakter na stromy stok zwietrzelinowy usłany głazami utworów triasowych i karbońskich. Zbocze to pokryte jest topniejącymi płatami śniegu.

Za wylotem doliny na równinę nadbrzeżną Lidelva zmienia bieg z południkowego na mniej więcej równoleżnikowy i płynie skrajem ogromnego własnego stożka napływowego, pociętego siecią koryt roztokowych. Na powierzchnię tego stożka wkracza powoli tundra, co sugeruje, iż nie jest on dziełem współczesnej Lidelvy. Płynąc po stożku Lidelva anastomozuje i bardzo często ginie w jego materiale. U podstawy brzeżnej stożka ciągnie się pas podmokłości. Lidelva nie wpływa bezpośrednio do morza, lecz do niewielkiego jeziora powstałego wskutek zatamowania odpływu przez współczesny wał burzowy.

2. ZLEWNIA POTOKU W SERGEIJEVSKARDET (2,3 km²)

Najwyższą część dna doliny Sergeijevskardet zajmują dwa jeziora o łącznej powierzchni ok. 0,4 km² nie posiadające odpływu powierzchniowego. Są one zasilane wodami pochodzącymi z wytapiania zmarzliny na stokach Sergeijev fjellet. Silne uwilgocenie zboczy oraz drobny materiał zwietrzelinowy sprzyjają procesom soliflukcyjnym powodującym zmniejszenie zasięgu jezior. Różnica poziomów obu jezior wynosi ok. 1 m; część wód z jeziora górnego przedostaje się sływem śródpokrywowym do jeziora dolnego (142 m n.p.m.), z którego również istnieje odpływ podpowierzchniowy przebiegający wśród grubych, wymarzających głazów płaskodennej dolinki o szerokości ok. 10 m. Wody te ukazują się kilkadziesiąt metrów poniżej jezior i płyną wąskim korytem wypreparowanym w materiale zwietrzelinowym w dnie doliny. Z biegiem potoku ilość wody się zwiększa — głównie na skutek dostawy wód ze żlebów z Lidfjellet. W środkowej części dolinki jest asymetryczna. Stożki usypiskowo-napływowe u podnóża stoków Lidfjellet spychają potok ku zachodniemu zboczu. W dolnej części biegu potoku woda często ginie w materiale zwietrzelinowym. Najniższą część dna doliny wyścielają utwory stożka napływowego wchodzącego na utwory żwirowe równiny nadmorskiej. Woda z potoku z Sergeijevskardet ginie w utworach tego stożka; tylko w niektórych miejscach ukazuje się w korytach jego strefy brzeżnej od strony północno-zachodniej.

3. ZLEWNIA POTOKU W HOHENLOHESKARDET (0,9 km²)

Potok w Hohenloheskardet wypływa spod płatów śnieżnych, przed którymi w okresach podwyższonych temperatur powietrza tworzą się niewielkie stawki. Górską część zlewni obejmuje strome stoki Hohenlohefjellet, zasypane ogrom-

nymi głazami zwietrzelinowymi, oraz stoki Sergeijevfjellet, u których podnóża ciągną się stożki usypiskowo-napływowe, pokryte grubą warstwą mchów. Koryto potoku biegnie u podnóża tych stożków. Jest ono wąskie, miejscami kręte, zasilane wodami zmarzlinowymi. W okresie lata duża część tych wód zostaje zmagazynowana w mchach, toteż potok czasami wysycha. Na równinę nadmorską dno doliny opada gwałtownie progiem strukturalnym, zasypianym obecnie zwietrzeliną i pokrytym mchem. Woda z doliny spływa okresowo na równinę korytami wyżłobionymi w mchu i zasila zatorfione podmokłości nadmorskie. Woda z tych podmokłości spływa do zespołu jezior Ömmervatna. Gruba pokrywa mchów w dolinie jak i na jej równinnym przedpolu związana jest z obecnością licznych ptasich kolonii, które zasiedlają stoki Hohenlohefjellet i nawożą podłoże. Również osłonięcie tych terenów przez masywy górskie od silnych, porywistych wiatrów wiejących głównie od wschodu umożliwia rozwój roślinności.

4. ZLEWNIA POTOKU W SAVITSJDALEN (2.6 km²)

Zlewnia potoku w Savitsj dalen obejmuje obszar położony między masywami Savitsj toppen od zachodu i Wurmbrandeggą od wschodu. Górna część doliny przypomina głęboką misę, której zbocza o ekspozycji północnej pokryte są płatami wieloletniego śniegu. Pozostałe zbocza rozcięte są siecią mikrokoryt o układzie dendrycznym. Układ taki związany jest tutaj z pokrywą zwietrzelinową łupków formacji Hecla-Hoek, która magazynuje znaczną ilość wód pochodzących ze zmarzliny. Nachylone w kierunku doliny grzaskie zbocze pokryte jest licznymi młakami, z których wody łącząc się tworzą tę charakterystyczną sieć.

Dno górnej części doliny pokryte jest w znacznym stopniu przez śnieg, który utrzymuje się tutaj w ciągu całego lata. Górna część doliny oddzielona jest od części środkowej progiem skalnym, za którym spadek dna doliny maleje, woda zaś płynie szerokim korytem (ok. 3 m), w którego dnie zalega bruk zwietrzelinowy. Stoki o ekspozycji zachodniej pokryte są topniejącymi płatami śnieżnymi, z których woda spływa wśród grubego rumoszu piaskowcowego. Zbocza Savitsj toppen dostarczają wody żlebami.

Na dolnym odcinku górskiej części potoku z Savitsj dalen zwiększa się niespodziewanie erozja wgłębna i odtąd potok płynie głęboką, stromościenną doliną wypreparowaną w piaskowcach karbońskich. Odcinek końcowy — tuż przed ujściem na równinę nadbrzeżną, ma charakter młodego przełomu, prawdopodobnie o tektonicznej genezie.

Nieomal równolegle do dolnego biegu potoku z Savitsj dalen przebiega dolina innego potoku biorącego początek w dnie wilgotnej dolinki położonej ok. 30 m wyżej od dna doliny głównej. Za wylotem dolinki na równinę nad-

brzeżną rozpościera się stary stożek napływowy przekształcany obecnie przez procesy mrozowe oraz epizodyczne wody płynące. Na stożek ten wchodzi częściowo stożek napływowy potoku z Savitsj dalen składający się ze świeżego materiału zwietrzelinowego. Większość wód z Savitsj dalen płynie w utworach stożków, a tylko niewielka część wód spływa ich strefami brzeżnymi wykorzystując niewiele koryt roztokowych. Wody z doliny Savitsj dalen i bocznej łączą się na równinie nadbrzeżnej u przedpola stożków i płyną jednym, zwartym strumieniem w kierunku morza. Odcinek ujściowy ma charakter płaskodennej doliny o głębokości około 25 m. W dolinie tej utrzymuje się śnieg, wewnątrz którego istnieją ślady przepływu wód roztopowych. Latem woda płynie pod jego powierzchnią drążąc lodowe jaskinie i korytarze.

5. DOLINA POD WURMBRANDEGGA (0.9 km²)

Dolina pod Wurmbrandeggą założona jest na kontakcie skał o różnej odporności: mało odpornych łupków formacji Hecla-Hoek oraz twardych piaskowców karbońskich. Woda w dolinie pochodzi z ablacji płatów śnieżnych zalegających w górnej części doliny oraz z wytapiania zmarzliny w grubej pokrywie zwietrzliny łupkowej; bardzo często ginie w utworach zwietrzelinowych. Zwartym, powierzchniowym potokiem płynie dopiero na równinie nadmorskiej. Koryto tego potoku jest wyścielone materiałem pochodzącym ze stożków usypiskowych z Wurmbrandeggi oraz okruchami piaskowców.

III. RÓWNINY NADBRZEŻNE

1. PÓLNOCNA CZĘŚĆ BREINESFLYA

Badana część Breinesflya o szerokości ok. 2 km ciągnie się wzdłuż wybrzeża u podnóży masywów Lidfjellet i Sergeijevfjellet. Stanowi ona obszar podniesionych teras morskich i wałów burzowych oraz plaż żwirowych. Płytko zalegające podłoże skalne pokryte jest warstwą żwirów morskich. Sieć hydrograficzna obszaru kształtowana jest głównie w okresie roztopów. Większość koryt w okresie lata pozostaje nieczynna, wody bowiem dostarczane na równinę ze stoków masywów oraz wody zmarzlinowe z równiny płyną w utworach zwietrzelinowych stożków usypiskowo-napływowych wnikających na równinę oraz w żwirach dawnych teras i plaż morskich. Część wód magazynowana jest w jeziorkach usytuowanych najczęściej między starymi wałami burzowymi a stożkami usypiskowo-napływowymi. W otoczeniu tych jezior rozwija się roślinność torfowa i bagienna. Jest to spowodowane nie tylko wilgotnością

podłoża, ale i dużą ilością ziemistej zwietrzliny wypłukiwanej ze stożków i wynoszonej na ich przedpole. Znaczne ilości przesyconej wodą zwietrzliny sprzyjają również ruchom soliflukcyjnym i powstawaniu form błotno-mrozowych. Teren ten obfituje w podmokłości oraz liczne wysięki występujące najczęściej u podstaw stożków i starych wałów burzowych.

Pas nadbrzeżny jest suchą, falistą równiną żwirową pokrytą tundrą plamistą. W części północnej równiny spotyka się szereg wilgotnych obniżeń biegnących prostopadle do linii wybrzeża. Stanowią one drogi spływu wód ablacyjnych do jezior, położonych w pobliżu współczesnych wałów burzowych. Odpływ z tych jezior odbywa się poprzez przełomy w wałach burzowych. Przełomy te funkcjonują okresowo; często bowiem zasypywane są żwirem morskim w czasie przyływów i sztormów.

Specyficzne stosunki wodne posiada niewielki obszar położony nad Björnskaubukta. Progi piaskowców sięgają tutaj do 2 m wysokości i tworzą charakterystyczny krajobraz skałek i bezodpływowych zagłębień o skalnych dnach. W zagłębieniach tych gromadzi się woda opadowa i woda ze zmarzliny.

2. HORNSUNDNESET

Hornsundneset jest pasem równiny o szerokości ok. 2,5 km. Stanowi ona zespół podniesionych teras morskich o wysokości od 3 do 100 m n.p.m. Ogólne nachylenie terenu nawiązuje do upadu warstw piaskowców karbońskich i przebiega w kierunku południowym. O ile Breinesflya prawie na całym obszarze pokryta była żwirami morskimi, o tyle Hornsundneset w większości pokrywa rumosz wietrzejących, starych klifów i progów piaskowcowych oraz druzgot tektoniczny, między którymi trafiają się otoczaki morskie. Jedynie północną i środkowowschodnią część równiny zajmują dawne wały burzowe i plaże żwirowe. Wschodnie obrzeżenie równiny stanowią strome stoki Hohenlohefjellet pokryte grubymi głazami piaskowcowymi. Stoki te rozcięte są trzema żlebami, u których podstaw znajdują się stożki usypiskowo-napływowe schodzące na dawną terasę morską. Opada ona na równinę klifem o wysokości dochodzącej do 40 m.

Takie ukształtowanie terenu znajduje swoje odzwierciedlenie w stosunkach wodnych równiny Hornsundneset. W czasie lata równina ta jest zasilana wodami proniwalnymi oraz wodami zmarzlinowymi, spływającymi ze stoków Hohenlohefjellet. Przepływ tych wód odbywa się w zwietrzelinie i żlebach oraz utworach stożkowych. Wypływ wód proniwalnych oraz zmarzlinowych następuje na 40-metrowej terasie: u podstaw stożków oraz stożków usypiskowo-napływowych. Część tych wód magazynowana jest w mchach, natomiast reszta spływa z tej terasy na równinę zgodnie z lokalnymi upadami warstw skalnych. Większość wody przepływa podpowierzchniowo, a tylko miejscami woda płynie zwartym potokiem bezpośrednio po ławicach piaskowców, po czym

ginie w mchach, utworach żwirowych lub zwietrzelinie. Ponowny wypływ tych wód następuje u podnóża terasy. Przejawia się to w występowaniu pasa podmokłości oraz jeziorok kumulujących tę wodę. Przepływ wód z tych wilgotnych stref do nadbrzeżnych jezior odbywa się wąskimi obniżeniami, biegnącymi w południowej części Hornsundneset wzdłuż czół wychodnich piaskowców. Obniżenia te mają często charakter płytkich dolinek denudacyjnych zrównywanych przez krioplanację. W części środkowej i północnej równiny woda spływa obniżeniami wśród żwirów morskich. W obniżeniach tych przeważa spływ śródpokrywowy, miejscami zdarzają się kilku- lub kilkunastometrowej długości odcinki wąskich, płaskodennych koryt. W terenie obniżenia takie odznaczają się jaskrawozielonym kolorytem spowodowanym obecnością mchów.

Specyficznymi stosunkami wodnymi na terenie Hornsundneset cechuje się rejon południowego jeziora z zespołu Ömmervatna, między wschodnimi brzegami jeziora a doliną Hohenloheskardet i stożkami usypiskowymi schodzącymi ze stoków Sergeijevfjellet. Obszar ten jest rozległym trzęsawiskiem porośniętym grubą warstwą mchów, wśród których można znaleźć niewielkie odcinki koryt rzecznych, a także niewielkie jeziora o zatorfionych brzegach. Miejscami zdarza się roślinność trawiasta. To florystyczne bogactwo jest wynikiem żyzności zarówno wód płynących ze stoków Hohenlohefjellet zasiedlonych przez ptactwo, jak i ziemistego podłoża, pochodzącego z przepłukiwania utworów stożkowych z Sergeijevfjellet. Niewielki, grząski teren sąsiadujący bezpośrednio z jeziorem jest zapewne dnem starego jeziora, o czym świadczą ślady dawnej linii brzegowej.

3. KULMSTRANDA

Kulmstranda jest żwirową równiną (ok. 1 km szerokości) schodzącą do Hornsundu ostrym, sięgającym 10 m wysokości urwistym klifem abradowanym przez morze. Wychodnie piaskowców trafiają się tutaj rzadziej niż na Hornsundneset i występują głównie wzdłuż linii starych klifów, u których podnóża zalegają niewielkie płyty śnieżne. Ilość wody pochodząca z ich ablacji jest znikoma w porównaniu z wodą zmarzlinową, która na Kulmstrandzie kształtuje stosunki hydrograficzne. Jedynie skrajna, zachodnia część równiny otrzymuje część wód pochodzących z ogromnego kotła niwalnego wypreparowanego w północnych stokach Hohenlohefjellet. Pozostała, większa część wód z tego kotła spływa w kierunku jeziora Tjuvotjörna na Hornsundneset. Sieć hydrograficzna Kulmstrandy jest bardzo uboga. Występują tutaj małe jeziora u podnóża starych klifów oraz w zagłębieniach falistej równiny żwirowej, jednakże niewiele z nich utrzymuje się przez całe lato. Na Kulmstrandzie nie zaobserwowano sieci koryt. Wody zmarzlinowe dostają się do Hornsundu szlakami odpływu, tj. wzdłuż stref tektonicznych przebiegających z NW na SE. Są to obszary pokryte druzgotem tektonicznym, pośród którego

cieknie woda gromadząca się miejscami w niewielkich, płytkich jeziorkach. Miejscami jest to wilgotny, porośnięty mchem obszar wyróżniający się zieloną barwą w popielatoszarym kolorystyce równiny.

4. RÓWNINA MIĘDZY UJŚCIEM LISBETELVY A WURMBRANDEGGĄ

Równina nadmorska na wschód od ujścia Lisbetelvy pokryta jest żwirami morskimi i podobnie jak Kulmstranda do Hornsundu opada ostrym klifem. Jedynie wschodnie wybrzeże ma charakter żwirowej plaży. Szerokość równiny wynosi od 1 do 1,5 km.

Klif w części zachodniej zbudowany jest z piaskowców karbońskich, natomiast w części środkowej ze skał Hecla-Hoek. Kontakt skał karbońskich i prekambryjskich wykorzystany jest przez koryta dwóch rzek odprowadzających wodę z dolin śródgórskich.

Na terenie równiny istnieje szereg koryt cieków okresowych, biegnących mniej więcej prostopadle do linii brzegowej. Ich długość wynosi od kilku do kilkudziesięciu metrów. Do Hornsundu uchodzą inicjalnymi, V-kształtnymi dolinkami.

W kształtowaniu sieci hydrograficznej omawianej równiny główną rolę odgrywają wody z dolin śródgórskich i żlebów Wurmbrandeggi oraz wody zmarzlinowe, które w części zachodniej równiny tworzą pasy podmokłości ciągnących się między starymi wałami burzowymi.

IV. CHARAKTER WYPIYWÓW

Na badanym obszarze stwierdzono następujące typy wypływów wód: młaki, wysięki, wycieki i źródła. Są to (oprócz wycieków) wypływy pokrywowe. Bardzo często wypływy te zgrupowane są w pewne zespoły, dlatego też wyróżniono:

- obszary występowania młak i wysięków sezonowych,
- obszary występowania wycieków sezonowych,
- źródła pojedyncze sezonowe,
- obszary występowania wypływów okresowych i epizodycznych.

Za wypływy sezonowe przyjęto wypływy funkcjonujące w ciągu całego lata. Spośród wypływów sezonowych najbardziej rozpowszechnione są młaki i wysięki. Występują one u podnóża zboczy i stożków usypiskowo-napływowych, dawnych wałów burzowych, teras żwirowych i klifów morskich oraz w dnach dolin. Młaki i wysięki zasilane są wodami zmarzlinowymi oraz wodami pochodzącymi z ablacji płatów śnieżnych. Ich temperatura kształtuje się w granicach od 1,2 do 5,8°C.

Wycieki sezonowe są rzadko spotykanymi wypływami wód zmarzlinowych. Ich występowanie wiąże się ze skalnymi zboczami i stokami dolinnymi zbudowanymi ze spękanych, cienko laminowanych piaskowców mułowcowych. Temperatura wód wycieków wynosi od 0,1 do 0,6°C.

Najrzadziej spotykanymi wypływami są źródła sezonowe. Ich rozprzestrzenienie nie jest równomierne. Na badanym obszarze źródeł sezonowych jest niewiele; występują one najczęściej u podnóża stoków gruzoworumoszowych oraz dawnych klifów morskich jak i starych wałów burzowych. Zasilane są wodami zmarzlinowymi oraz proniwalnymi: są źródłami descenzyjnymi. Ich temperatura wynosi od 1,2 do 4,6°C i zależy od temperatury powietrza oraz od długości drogi przepływu wody przez rumosz czy żwiry.

Funkcjonowanie wypływów okresowych i epizodycznych jest ściśle związane z warunkami pogodowymi. W okresie podwyższonych temperatur powietrza lub w czasie opadów deszczu zwiększa się ablacja płatów śnieżnych i zmarzliny, co powoduje zwiększenie ilości wypływów. Ich istnienie ogranicza się czasami do kilku lub kilkunastu godzin. W okresach takich mlaki i wysięki spotyka się nawet na znacznych wysokościach zboczy (350—400 m n.p.m.) zbudowanych z utworów triasowych. Źródła funkcjonujące w tym czasie mają często charakter ascenzyjny, gdyż podpowierzchniowe drogi spływu wód zostają wypełnione nieprzepuszczalnym, ilastym materiałem niesionym przez wodę.

Wydajności wypływów okresowych i sezonowych są niewielkie i wynoszą od 0,1 do 1,5 l/s. Woda nie jest w stanie utworzyć sobie drogi spływu w formie koryta. Niejednokrotnie, po przepłynięciu kilku lub kilkunastu metrów ginie w mchach lub zwietrzelinie, po czym znowu wypływa na powierzchnię poniżej załamań terenu w postaci mlak i wysięków.

WSTĘPNE WYNIKI

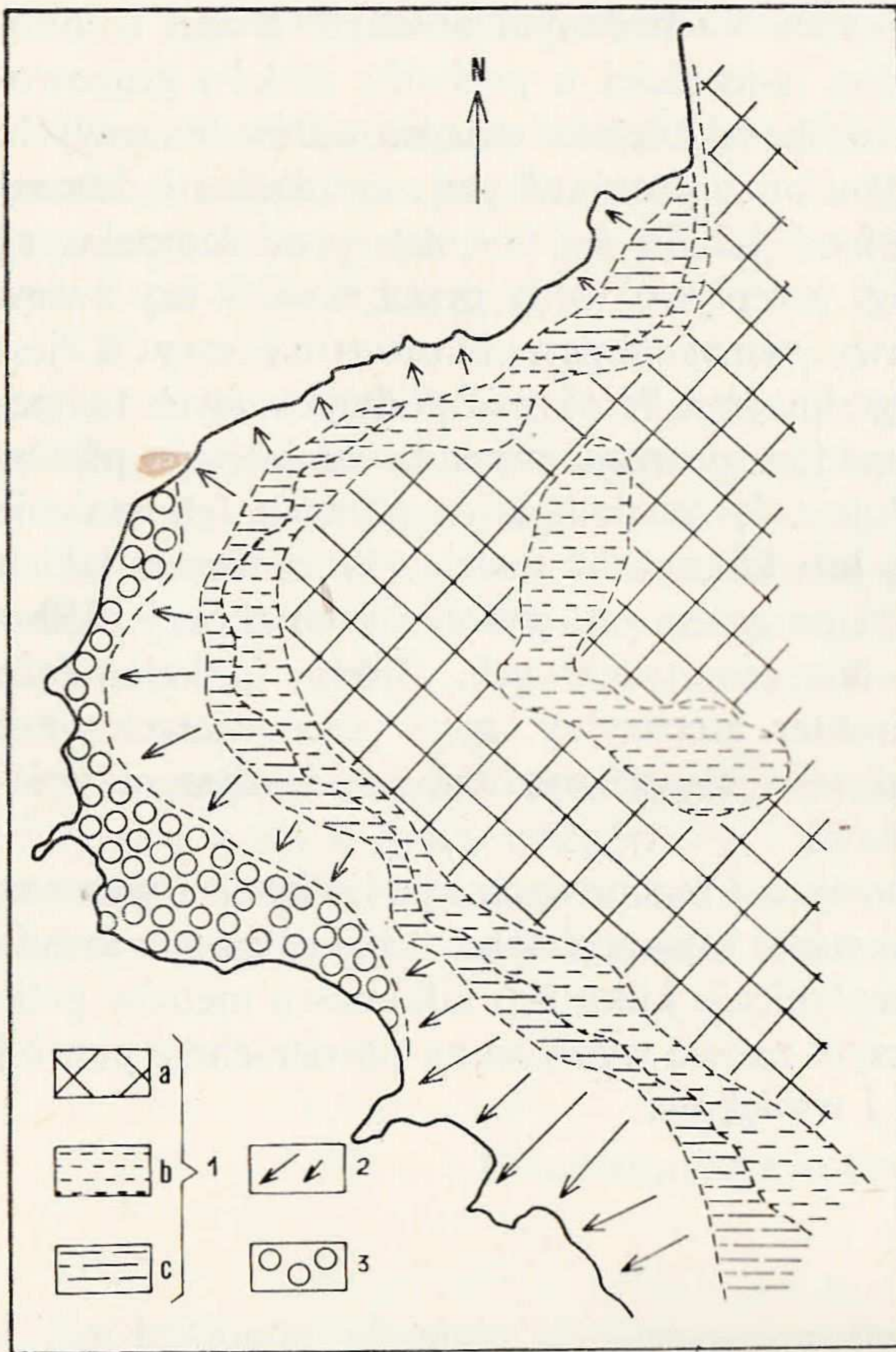
Badany obszar reprezentuje niezlodowaconą część północno-zachodniego Sörkaplandu. Obok jezior znajdują się tylko cztery stałe cieki powierzchniowe. Istniejąca miejscami gęsta sieć koryt jest prawdopodobnie wynikiem działania wód roztopowych wiosennych.

Wypływy wód mają w zdecydowanej większości charakter okresowy i epizodyczny. Wody często giną w materiale zwietrzelinowym lub żwirowym albo w mchach. Niewielka ilość wód powierzchniowych stwarza pozory, iż obszar ten jest ubogi w wodę. Jednakże w terenie istnieją liczne formy rzeźby będące właśnie przejawem działalności wody najczęściej w wyniku procesów soliflukcyjnych i mrozowych.

Na podstawie różnicowania przestrzennego zjawisk wodnych w badanej

części Sörkapplandu można wyróżnić następujące obszary i strefy hydrograficzne (ryc. 3):

1. Obszar alimentacyjny, który w czasie lata dostarcza przeważających ilości wody do pozostałych obszarów. W jego obrębie zaznacza się pewne



Ryc. 3. Obszary i strefy hydrograficzne północno-zachodniego Sörkapplandu. Objasnienia znaków: 1 — obszar alimentacyjny, 1 a — strefa góraska, 1 b — strefa wilgotna podstokowa, 1 c — strefa podmokłych teras, 2 — obszar tranzytowy wód powierzchniowych i pokrywowych, 3 — obszar jezior nadbrzeżnych
Fig. 3. Hydrographic areas and belts of north-western Sörkappland. Explanations of signs: 1 — area of alimentation, 1 a — alpine belt, 1 b — humid belt at the foot of slope, 1 c — belt of wet terraces, 2 — transit area of surface and interflow waters, 3 — area of coastal lakes

zróznicowanie w stosunkach wodnych, tak że można wydzielić następujące strefy:

a) strefa góraska, która obejmuje stoki masywów górskich oraz doliny śródgórskie. Jest to najbardziej zasobny w wodę teren. Tutaj, w ciągu całego lata odbywa się ablacja płatów śnieżnych oraz wytapianie zmarzliny do znacznych głębokości. Wody proniwalne i zmarzlinowe spływają w rumoszu zwietrzelinowym pokrywającym zbocza górskie oraz w żlebach;

b) strefa wilgotna podstokowa, w której dominują młaki i wysięki. Obejmuje ona podnóża stożków usypiskowo-napływowych oraz ich przedpola, podnóża stoków gruzowo-zwietrzelinowych i wałów niwalnych. W tej strefie występują ciągle wilgotne obszary bagien i mokradeł porośniętych miejscami mchem. Panują w niej korzystne warunki dla przebiegu soliflukcji i procesów segregacji mrozowej;

e) strefa podmokłych teras biegnąca wąskim pasem u podnóży starego, wysokiego klifu morskiego, dawnej terasy morskiej i stożków napływowych potoków górskich. Występuje tutaj szereg małych jezior oraz wypływów w postaci źródeł i wysięków. Jest ona korzystnym siedliskiem mchów.

2. Obszar tranzytowy wód powierzchniowych i pokrywowych, gdzie odbywa się przepływ wód ze stref wilgotnych do jezior lub do morza. Obejmuje on równiny teras żwirowych i niskich progów skalnych; ciągnie się równoległe do linii wybrzeża. Obszar ten sporadycznie rozcięty jest korytami rzek odprowadzających wody z dolin śródgórskich.

3. Obszar jezior nadbrzeżnych. Niektóre z jezior tego obszaru posiadają odpływ poprzez przełomy w starych i współczesnych wałach burzowych. Jeziora nadbrzeżne są zasilane wodami pochodzącymi z pozostałych obszarów i stref.

LITERATURA

- Bieroński J. (1977), *Właściwości chemiczne wód okolic Hornsundu*, Materiały z Sympozjum Spitsbergenu, 11—12 IV 1975, Wrocław.
- Birkenmajer K. (1977), *Triassic sedimentary Formations of the Hornsund Area, Spitsbergen*, Stud. Geol. Polon. Vol. LI, Warszawa.
- Czeppe Z. (1965), *Activity of running water in Southwestern Spitsbergen*, Geogr. Polon. 6, Warszawa.
- Czeppe Z., Ziaja W., *Structure of the Geographical Environment of the North-Western Sörkappland, Spitsbergen*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. Z. 63, Kraków.
- Klimaszewski M. (1960), *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongsfjordem a Eidem-Bukta*, Zesz. Nauk, UJ. Prace Geograficzne „Seria Nowa”, z. 1, Kraków.
- Krawczyk W., Pulina M. (1982), *Wstępne wyniki badań hydrologicznych i hydrochemicznych, w zlewni Fugleberget (SW Spitsbergen)*, Wyprawy Polarne Uniw. Śląskiego 1971—1980, t. I, Katowice.
- Kuziemski J. (1958), *Hydrological Conditions in the Vicinity of the Polish Base at Isbjörnhamna, Hornsund, 1958, Polish Spitsbergen Expeditions 1957—60*, Polish Academy of Sciences, Summary of Scientific Results, Wyd. Geol., Warszawa.
- Leszkiewicz J., Wach J., Waga J. (1982), *Źródła krasowe pod Rasstupet. Materiał dokumentacyjny z lat 1978—1979*, Wyprawy Polarne Uniw. Śląskiego 1971—1980, t. I, Katowice.
- Pulina M. (1977), *Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu*, Pr. Nauk. UŚ Nr 185, Katowice.
- Szczepankiewicz S. (1960), *Rzeźba niektórych dolin w Ziemi Wedel Jarlsberg*, Czas. Geogr. Nr 31, Z. 4, Warszawa-Wrocław.
- Wendorff M., *Program i niektóre wyniki badań geologicznych w rejonie Palffyodden*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr. Z. 63, Kraków.

PRELIMINARY HYDROGRAPHIC CHARACTERIZATION OF THE NORTH-WESTERN PART OF SÖRKAPPLAND (SPITSBERGEN)

Summary

The paper presents the preliminary results of the hydrographic investigations carried out in the north-western part of Sörkappland during the Jagiellonian expedition to Spitsbergen. The results of these investigations, when linked up with those of the studies in the field of geology, geomorphology, physical complex geography and botany, may serve to elucidate the functioning of polar areas not included in the contemporary glaciation.

The hydrographic mapping was performed in August 1983. August is the month, in which lakes and surface streams are fed by the waters derived from the melting permafrost, ablation of the patches of snow, and precipitation. In August 1983, air temperature amounted to 4.1°C, and the total precipitation to 18 mm (Palffyodden Station).

The area investigated is built of the formations of the Carboniferous and Trias series represented by heavy-bedded quartzite sandstones, laminated fine-grained sandstones, mudstones, shales and conglomerates. Along the eastern border of the area investigated there extends a belt of Pre-Cambrian and Old-Paleozoic deposits of the Hecla-Hoek formation. The Carboniferous and Trias series have been deformed by the zones of tectonic faults, the influence of which is marked in the relief and hydrography of the territory (Birkenmajer, 1977; Wendorff, 1985).

Hydrographic mapping was performed in the areas as follows (Fig. 1):

- the Lisbetelvy drainage area,
- small intramontane basins (Liddalen, Sergeijevskardet, Hohenloheskardet, Savitsjdalen, and at Wurmbrandegga),
- costal plains (northern part of Breinesflya, Hornsundneset, Kulmstranda, and the plain between the estuary of Lisbetelvy and Wurmbrandegga).

In the hydrographic mapping of the non-glaciated part of north-western Sörkappland there have been distinguished (Fig. 2):

- the areas in which bog-springs and seasonal seepage springs occur,
- the areas in which seasonal leakage of groundwater occurs with visible surface outflow,
- the areas with single seasonal springs,
- the areas in which seasonal and ephemeric outflows occur.

The outflows functioning during the whole summer have been determined as seasonal ones. They occur at the foot of slopes, alluvial cones and old beach ridges, gravelly terraces, coastal cliffs, and in valley bottoms. Seasonal outflows are fed with water derived from ablation of snow patches, and permafrost waters.

The functioning of periodic and ephemeral outflows is strictly connected with weather conditions. In the periods of higher air temperatures or rainfalls the number of outflows increases, and their duration sometimes is restricted to about ten to twenty hours. The discharge of periodical and seasonal outflows is small and ranges from 0.1 to 1.5 l/s.

On the basis of the spatial differentiation of the water phenomena in the area investigated in Sörkappland there can be distinguished the hydrographic areas and belts as follows:

1. The alimentation area, which in summer supplies most of the water to other areas. Within this area, water relations are fairly differentiated, so that one may distinguish the belts as follows:
 - a) the alpine belt which includes the slopes of mountain ranges and intramontane valleys. This territory is the richest in water. It is here that the ablation of snow patches proceeds during the whole summer, and the permafrost melts down to considerable depths. The pronival and permafrost waters flow down the rock debris covering the mountain slopes, and in gullies;

b) the humid belt at the foot of slopes, in which bog- and seepage springs predominate. It extends at the foot of alluvial and debris cones and in their forelands, at the foot of slopes with rock debris and along nival ridges. In that belt there occur permanently humid areas of morass and marshes, which in some places are overgrown with moss. There prevail in it favourable conditions for solifluction and frost segregation;

c) the belt of wet terraces, which surrounds in a narrow strip the foot of an old, high coastal cliff, the old coastal terrace, and the alluvial cones of mountain torrents. There occur here small lakelets and outflows in the form seepage and springs. This belt is a suitable habitat for mosses.

2. The transit area of surface- and interflow waters. There occurs in it the flow of water from humid belts to the lakes and to the sea. It includes the plains of gravel terraces and low rocky thresholds, and runs parallel to the coastal line. The hydrographic network of that area is modelled mainly at melting time. During the summer, most channels are inactive. The water, supplied from the alimentation area and by the permafrost on the plain, flows through narrow lowerings, mostly as interflow streams. In some places there are encountered sections of narrow, flat-bottomed channels several or 10—20 m long. In the northern part of that area, the lines of these lowerings are the same as those of the tectonic zones. In the field, these lowerings are distinguished by their bright green colour imparted to them by the presence of mosses.

3. The area of coastal lakes. It is here that there occurs the retention of most of the waters derived from the remaining belts and areas. Only some of these lakes have outflows through the gaps in old and contemporary beach ridges. These gaps are periodically active; they often become filled with marine gravel during tides and storms. The area of coastal lakes extends along the central beach.