

## **METEOROLOGICZNE I OROGRAFICZNE UWARUNKOWANIA DEPOZYCJI JONOWEJ Z OPADÓW I OSADÓW ATMOSFERYCZNYCH W REJONIE HORNSUNDU W OKRESIE LIPIEC 1999 – CZERWIEC 2000**

Tadeusz Bryś

Akademia Rolnicza we Wrocławiu  
Instytut Kształtowania i Ochrony Środowiska, Zakład Agro- i Hydrometeorologii  
brys@ozi.ar.wroc.pl

### **1. Wstęp**

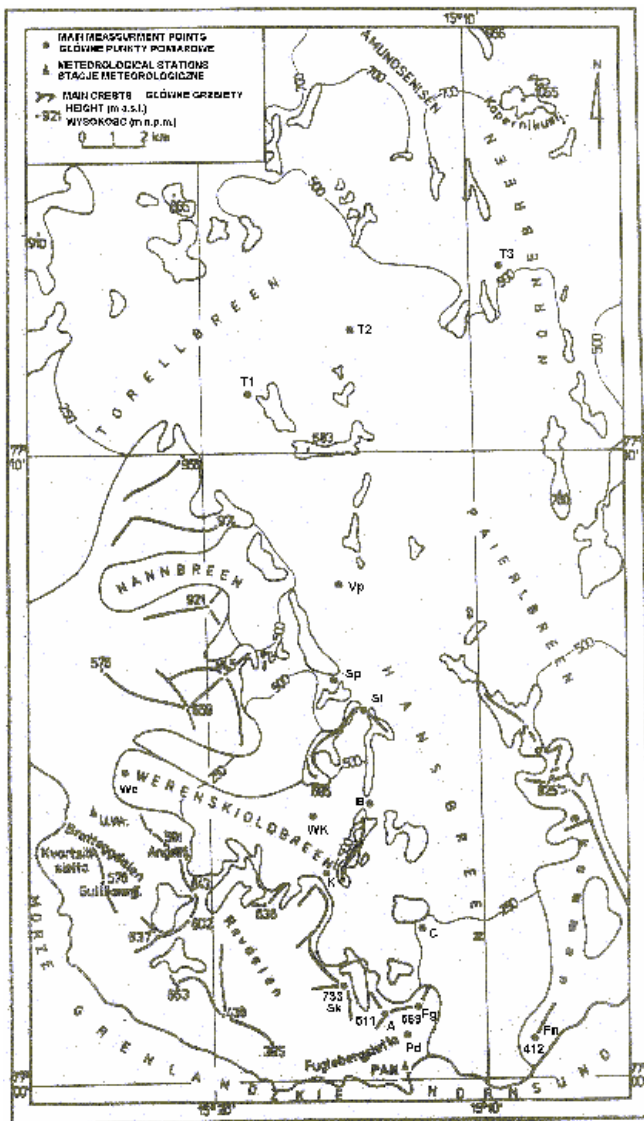
Osady mgielne oraz efekty "seeder-feeder" na obszarze Svalbardu nie były dotąd przedmiotem badań. Rejestracja dni z mgłą lub epizodów mgielnych związana jest z przybrzeżną, nadmorską lokalizacją stacji meteorologicznych w tym rejonie. Jedynie sporadyczne doniesienia z okresowych badań polowych prowadzonych na lodowcach Spitsbergenu, uzupełnione nielicznymi danymi radio-sondażowymi, dają podstawę do ekstrapolacji frekwencji mgły lub możliwości jej występowania w głębi lądu.

W efekcie, wiedza na temat spitsbergeńskich mgieł orograficznych, a więc między innymi sytuacji mgielnej wewnątrz Ziemi Wedel Jarlsberga i terenów przyległych jest niewielka. Ma to także swoje konsekwencje w ocenie wielkości i struktury zanieczyszczeń pochodzenia atmosferycznego. Nieuwzględnianie opadów poziomych, pochodzących z mgieł roszących oraz wydajności tych opadów pionowych, które przemywają strefę zanieczyszczeń mgielnych powoduje, że dotychczasowy obraz rozkładu przestrzennego, czasowego i strukturalnego depozycji zanieczyszczeń atmosferycznych w rejonie Hornsundu jest nazbyt zgeneralizowany i niepełny.

Opracowanie niniejsze, oparte głównie na wynikach badań polowych prowadzonych w północnej części otoczenia Hornsundu, ma na celu wstępne rozpoznanie przedstawionego problemu.

### **2. Materiały źródłowe, metodyka**

Podstawą analizy są materiały pomiarowe i obserwacje terenowe zgromadzone podczas XXII Wyprawy Zimowej IG PAN w Hornsundzie (SW Spitsbergen). Praca oparta jest na przeprowadzonych przez autora uzupełniających badaniach terenowych realizowanych na marginesie zleconego przez Zakład Badań Polarnych i Morskich IG PAN programu badań hydrochemicznych i glacialnych.



Rys. 1. Obszar badań (na podstawie mapy w: Pereyma 1983) z głównymi punktami pomiarowymi:  
 PAN – stacja IG PAN (Hornsund), UWr – stacja Uniwersytetu Wrocławskiego,  
 Pd – podnóże Fuglebergett (10-30 m n.p.m)

Fig 1. The research area (on the base of a map from: Pereyma 1983) with main measurements points:  
 PAN – IG PAN (Hornsund) station, UWr – Wrocław University station,  
 Pd – foot of the Fuglebergett (10-30 m a.s.l.)

Zasadniczą część materiałów źródłowych stanowią dane z wykonanych na stacji w Hornsundzie analiz chemicznych próbek śniegu i sadzi pobranych w terenie. Obszar badań (rys. 1), związany z północną "otuliną" Hornsundu, sięgał na zachodzie przedpola lodowców Werenskiolda i Torrella, na

Objaśnienia:

szczyty:

A – Ariekammen (511 m n.p.m.),  
 Fg – Fugleberget (569 m n.p.m.),  
 Fn – Fannytoppen (412 m n.p.m.),  
 przełęcze:

B – Bergskardet (461 m n.p.m.),  
 K – Kosibapasset (500 m n.p.m.),  
 Sl – Slyngfjellpasset (595 m n.p.m.),  
 Sp – Sorstrypet (521 m n.p.m.)  
 lodowce:

C – przy Cristal Cave na Hansbreen (210 m n.p.m.), Vr – Vrangpeispasset, Wc – czoło Werenskioldbreen (100 m n.p.m.), Wk – chatka Kosiby na Werenskioldbreen (388 m n.p.m.), T1 – astre Torrellbreen (400 m n.p.m.), T2 – astre Torrellbreen (450 m n.p.m.), T3 – astre Torrellbreen (500 m n.p.m)

Explanations:

mountain peaks:

A – Ariekammen (511 m a.s.l.),  
 Fg – Fugleberget (569 m a.s.l.),  
 Fn – Fannytoppen (412 m a.s.l.),  
 passes:

B – Bergskardet (463 m a.s.l.),  
 K – Kosibapasset (500 m a.s.l.),  
 Sl – Slyngfjellpasset (595 m a.s.l.),  
 Sp – Sorstrypet (521 m a.s.l.)  
 glaciers:

C – close by Cristal Cave on Hansbreen (210 m a.s.l.), Vr – Vrangpeispasset (490 m a.s.l.), Wc – forehead of Werenskioldbreen (100 m a.s.l.), Wk – Kosiba hut on Werenskioldbreen (388 m a.s.l.), T1 – astre Torrellbreen (400 m a.s.l.), T2 – astre Torrellbreen (450 m a.s.l.), T3 – astre Torrellbreen (500 m a.s.l.)

północy zaś jego granicę tworzyły północna część Torrella Wschodniego oraz południowa Plateau Amundsena. Wschodnią rubież wyznaczał masyw Sofiekammen, jednakże kilkanaście dodatkowych próbek śniegu pobrano dla porównań (w kwietniu 2000) na Lodowcu Horna i lodowcach przyległych do wschodniej części Brepollen. Dodatkowych informacji dostarczyły obserwacje sadzi i mgły poczynione przez autora we wrześniu 1999 roku na szczycie Nordenskiolda (na SSW od Longerbyen) oraz w trakcie turystyczno-alpinistycznych wejść na kilkanaście szczytów Ziemi Wedel Jarlsberga i Ziemi Torrella, przeprowadzonych w kwietniu i maju 1987 roku.

Analizy chemiczne obejmowały: pomiar pH, konduktometrię (ogólna mineralizacja) oraz pomiary jonów  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ,  $\text{Cl}^-$  metodą miareczkową (Krawczyk 1990, Markowicz i Pulina 1979). Pomiary te każdorazowo odnoszone były do aktualnej sytuacji meteorologicznej i cyrkulacyjnej. Istotną rzeczą był szczegółowy wybór miejsc pomiarowych, tak by należycie charakteryzowały one (rys. 1) zróżnicowaną sytuację morfologiczną i wysokościową rejonu badań. W tym celu obszarom dolin lodowcowych i podnóża górskiego przeciwstawiono stoki oraz rejon grzbietów otaczających masywów, z wyróżnieniem łatwiej dostępnych szczytów i przełęczy.

Tło meteorologiczne tworzą dane z obserwacji terminowych prowadzonych na stacji Hornsund w okresie VII.1999–VI. 2000, opracowane przez Araźnego (2002). Uzupełniają je materiały z pomiarów zrealizowanych w latach wcześniejszych (Kosiba 1960, Ambros i in. 1990, Miętus 1990-2000) oraz wybrane, analityczne opracowania i kompleksowe studia (Baranowski 1997, Brazdil 1988, Forland i in. 1997, Głowacki i Niedźwiedź 1997, Hisdal 1985, Kierzkowski 1996, Niedźwiedź 1992, 1993, 1997a i b, Niedźwiedź i Ustrnul 1988, Pereyma 1983, Przybylak 1992, 1996, Ustrnul 1987). Odniesienie hydrochemiczne stanowią zarówno artykuły podsumowujące wyniki badań terenowych (Głowacki i Leszkiewicz 1994, Pulina 1991) jak i wspomniane prace metodyczne Krawczyk oraz Markowicz i Puliny.

Przeglądowe studium Jaworowskiego (1989), śladem wcześniejszego opracowania Pacyny i Ottara (1985), zwraca uwagę na potrzebę uwzględnienia czynnika cyrkulacyjnego i mechanizmu depozycji zanieczyszczeń w norweskiej Arktyce. Te same aspekty problemu akcentowane są także w innych pracach dotyczących zanieczyszczeń atmosferycznych w regionach polarnych (Heintzenberg 1989, Ottar i in. 1988, Jaeschke i in. 1999, Sirois i Barrie 1999, Eleftheriadis i in. 2001). Problematyka mgieł roszących i efektu "seeder-feeder" w literaturze polarnej, jak dotąd jest nieobecna. Znajduje ona, przede wszystkim, wyraz w opracowaniach dotyczących obszarów górskich Europy i Ameryki Północnej (Bergeron 1965, Chandler i in. 1988, Fowler i in. 1988, Hill i in. 1981). Obecna jest między innymi w badaniach prowadzonych przez ośrodek wrocławski na terenie Sudetów Zachodnich i Ślęży (Sobik i in. 1998, Błaś i in. 1999). Osobną pozycję stanowią tu prace dotyczące występowania sadzi w rejonach górskich (m.in. Orlicz 1960, Orliczowa i Samaj 1974, Woźniak 1991), ich związków z cyrkulacją (Liebersbach 1980) oraz ich struktury chemicznej (Kmieć i in. 1994, 1995, Baron i Sobik 1995).

Pomiary Dore'a i in. (1992) udowodniły tezę Choulartona i Perry'ego (1986), że efekt "seeder-feeder" działa najwydajniej przy opadzie śniegu. Powstające wtedy eoliczno-niwalne nierówności (zmarszczki i faldki oraz zastrugi śnieżne) i sadz stanowią formy wskaźnikowe pozwalające zrekonstruować kierunki towarzyszących im formowaniu wiatrów. W trudnych warunkach terenowych południowego Spitsbergenu, z dala od Bazy, wybór tych "mediów", do określenia genezy, efektywności i struktury zanieczyszczeń pochodzących z mgieł roszących lub będących wynikiem efektu "seeder-feeder" wydaje się więc być jak najbardziej celowy i optymalny.

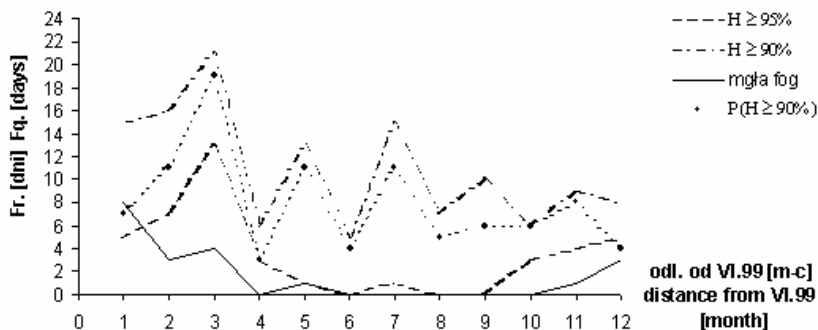
### 3. Frekwencja i rodzaje mgły

Rejon Svalbardu sprzyja występowaniu mgieł, gdyż zawartość pary wodnej w powietrzu jest bardzo często zbliżona do stanu nasycenia (Hisdal 1985). Z danych z lat 1956-1979, bazujących na obserwacjach o 06, 12 i 18 GMT, opublikowanych przez Steffensena (1982) wynika, że najbardziej mgliste są oddalone, samotne wyspy wschodniego i południowego Svalbardu: Hopen i Niedźwiedzia. Frekwencja mgieł jest tam ponad 4-krotnie większa niż na reprezentującej środkowo-zachodnią część Spitsbergenu stacji Isfjord Radio. W przebiegu rocznym występuje wyraźna dominanta letnia (VI–VIII), z kulminacją w lipcu (Hopen – 24.6%, W. Niedźwiedzia – 21.5%, Isfjord Radio – 5.1%), której niewiele ustępują wartości notowane w sierpniu. Okres zimy (XII–II) cechują bardzo niskie wartości, z minimum w grudniu sięgającym odpowiednio dla ww. stacji: 1.4%, 1.2% i 0.2%.

Badania polskie (Pietroń 1987, Kierzkowski 1996) odnotowują podobny przebieg sezonowych zmian w występowaniu mgieł w rejonie polskiej stacji w Hornsundzie. Różnią się jednak znacznie w ocenie przeciętnej ilości liczby dni z mgłą w roku i w kolejnych miesiącach. Według Pietronia (1987), który przeanalizował wyniki pomiarowe z 4 terminów obserwacyjnych (00, 06, 12, 18 GMT) z 7 lat (1957/58, 1978/81, 1982/85), sytuacja mgielna w Hornsundzie (2% średniego udziału dni z mgłą w roku) jest zbliżona do frekwencji mgły w Isfjord Radio (1.8% rocznego udziału). W interpretacji Kierzkowskiego (1996) dane pomiarowe z 8 terminów obserwacyjnych (oprócz ww. dodatkowo 03, 09, 15, 21 GMT) z lat 1978-1995 lokują Hornsund jako stację o wartościach najwyższych w rejonie Svalbardu (z 14.5% średnią roczną, wobec 8.1% na Hopen i 6.8% na Wyspie Niedźwiedziej). Według Kierzkowskiego wartość minimalna – 27 dni z mgłą – wystąpiła w roku 1980, przy średniej wieloletniej 53 dni w roku, natomiast Pietroń jako średnią roczną sumę dni przyjmuje wartość 25.7 (przy zmienności od 21 do 29 w poszczególnych latach)! Podana ostatnio przez Araźnego (2002) liczba 20 dni z mgłą dla wyprawy 1999/2000 jest bliższa Pietroniowi niż Kierzkowskiemu. Skąd biorą się te różnice? Część wyników Pietronia jest efektem oczywistych błędów obliczeniowych popełnionych przy zamianie frekwencji mgły wyrażonej w dniach na jej udział procentowy. Poprawienie tych omyłek (np. zamiast maksimum miesięcznego 6.8% udziału w VIII powinno być 24.3%, zaś 16.8% w miejsce 5.4% w lipcu, a dla średniej rocznej 7.03%) stawia Hornsund nieco przed Wyspą Niedźwiedzią, a w niektórych miesiącach (obok VIII np. w VI – 14%, IX – 11.7% udziału) nawet przed Hopen. Czy jednak istnieje jeszcze większe mgielne uprzywilejowanie Hornsundu? Wykorzystanie dla porównań materiałów o podobnej szczegółowości obserwacyjnej (8 terminów) z wymienionych dwóch wysp prawdopodobnie zwiększyłoby również i tam frekwencję mgielną. Nie można jednak wykluczyć faworyzującego wpływu specyficznej sytuacji lokalizacyjnej Bazy w Hornsundzie (bliskie sąsiedztwo lodowca Hansa). Powodem rozbieżności wyników badaczy polskich mogą być też 2 inne przyczyny: albo w danych brakuje konsekwencji pomiędzy widzialnością (graniczne kryterium 1 km) a liczbą dni z mgłą, albo też każdy z autorów inaczej interpretuje dni z mgłą w płatach, kiedy widzialność przekracza 1 km tylko w pewnym kierunku (-ach), a ograniczenia mgielne dotyczą pozostałych kierunków obserwacji. Ta ostatnia sytuacja ma najczęściej miejsce przy mgłę generowanej oziębiającym wpływem lodowca Hansa, a następnie zanikającej (z przyczyn termiczno-dynamicznych) w pobliżu polskiej stacji.

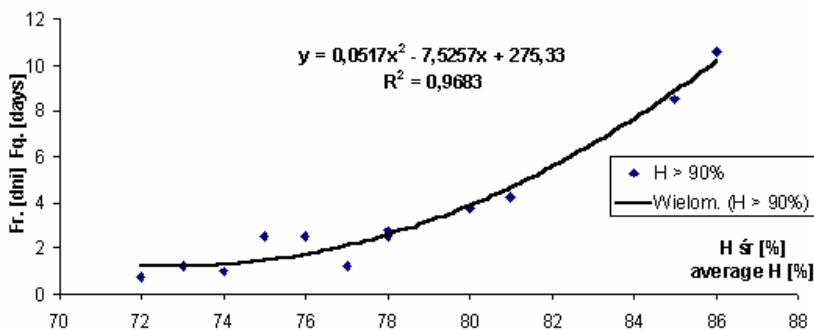
Wobec takiego stanu rzeczy, należy posłużyć się dodatkowymi, dostępnymi informacjami, które mogą zrekonstruować warunki dla potencjalnego tworzenia się mgły, nie tylko w najbliższym sąsiedztwie Bazy PAN lecz i, co ma znaczenie zasadnicze dla celu pracy, mgieł orograficznych w górsko-

lodowcowych obszarach otoczenia Hornsundu. Rysunek 2 uwypukla w tym względzie rolę frekwencji terminowych wysokich wartości wilgotności względnej ( $H \geq 90\%$  oraz  $H \geq 95\%$ ) i częstości opadów dla wybranej klasy wilgotnościowej ( $P$  dla dni z  $H \geq 90\%$ ), a więc standardowych danych stosunkowo łatwo dostępnych. Na podobne możliwości interpretacyjne związane z wykorzystaniem średnich miesięcznych  $H$  z Hornsundu lub średnich dekadowych  $H$  ze stacji glaciologicznej Kosiby na lodowcu Werenskiolda (Kosiba 1960) dla wykazania częstości ( $n$ ) sytuacji sprzyjających tworzeniu mgły orograficznej, a więc ilości dni gdy  $H \geq 90\%$  wskazuje rysunek 3.



Rys. 2. Frekwencja mgły w Bazie PAN w Hornsundzie na tle 2 klas częstości wilgotności względnej:  $H \geq 90\%$  i  $H \geq 95\%$  oraz częstości opadu  $P$  dla dni gdy  $H \geq 90\%$

Fig. 2. The fog frequency in the PAN Base at Hornsund on the background of two classes of relative humidity frequency:  $H \geq 90\%$  and  $H \geq 95\%$  and precipitation frequency  $P$  for days when  $H \geq 90\%$

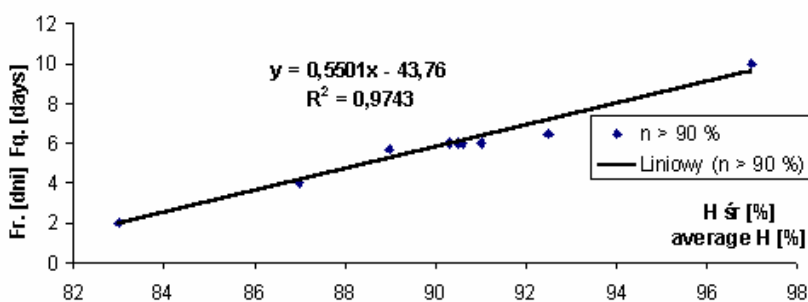


Rys. 3. Zależność średnich wartości miesięcznych  $H$  ( $H$  śr) od frekwencji dni gdy  $H \geq 90\%$  w Bazie PAN w Hornsundzie w latach 70. i 80. XX wieku

Fig. 3. The dependence of mean monthly values of  $H$  ( $H$  śr) from frequency of days when  $H \geq 90\%$  in the PAN Base at Hornsund in 70<sup>th</sup> and 80<sup>th</sup> of the 20<sup>th</sup> century

Z kolei, o średnim rozkładzie rocznym (lata 70. i 80.) potencjalnych sytuacji mgielnych może pośrednio informować rysunek 4 dokumentujący przebiegi  $n$  (frekwencja takich sprzyjających dni w poszczególnych miesiącach) dla 3 wysokich klas wilgotnościowych:  $H \geq 90\%$ ,  $H \geq 95\%$  i  $H \geq 97\%$ .

Nie ulega wątpliwości, co wynika m.in. pośrednio z wcześniejszych obserwacji terenowych (Kosiba 1960, Pereyma 1983), że udział mgły w wyżej położonych rejonach otoczenia Hornsundu jest wyraźnie wyższy niż jej frekwencja notowana w Bazie PAN. Jednoczesne uwzględnienie podstawowych cech terenowych – wysokości n.p.m. i stosunków morfologicznych (masywy górskie i ich charakter, przełęcze, doliny, obecność lodowców, pól firnowych, zacięzionych zagłębień, spiętrzeń morenowych itp.) oraz hydrologicznych (jeziora i charakter sieci drenażu powierzchniowego) pozwala w sposób pośredni jeszcze precyzyjniej określić zarówno miejsca sprzyjające tworzeniu się mgieł, jak i ich potencjalną częstotliwość. Oczywiście ocena taka nie zastąpi bezpośredniej obserwacji w terenie i dlatego, jej sensowna interpretacja i weryfikacja możliwa jest poprzez fakt, że takie, chociażby fragmentaryczne, patrolowe lub wrywkowe obserwacje zostały, podczas rozpatrywanych wypraw, wykonane.



Rys. 4. Zależność średnich wartości dekadowych H (H śr) od frekwencji dni gdy  $H \geq 90\%$  w stacji glaciologicznej chatka Kosiba (390 m n.p.m.) na lodowcu Werenskiolda w latach 1957-1959 w miesiącach VI-VIII

Fig. 4. The dependence of mean 10-days values of H (H śr) from frequency of days when  $H \geq 90\%$  in the Kosiba hut (390 m a.s.l.) at Werenskioldbreen in the 1957-1959 years in the VI-VIII months

Przeprowadzone badania potwierdzają, wykazywany w literaturze (Hisdal 1985, Pietroń 1987), silny związek typu i frekwencji mgły z rodzajem napływającej masy (antycyklonalna – AC, cyklonalna – CC) lub z sytuacją wewnątrzmasową. W rejonie Hornsundu i jego górsko-lodowcowego otoczenia zdecydowanie przeważają mgły adwekcyjne, generowane przez wilgotne masy cyklonalne napływające z kierunków ENE–E (max ilościowe) oraz sektora S–W (rys. 5 n). Przewaga sektora wschodniego jest najmocniej wyrażona w okresie zimowym (XII –II), gdyż adwekcja wilgotnych mas ( $H \geq 90\%$ ) z sektora zachodniego pojawia się wtedy tylko sporadycznie (6 zanotowanych przypadków z sektora SW–W, wobec 56 z NE–E na wyprawie 1999/2000, przy zapisie z 8 terminów w ciągu doby). W okresie letnim (VI–IX) przewagę frekwencyjną zyskuje sektor SW–W (74 przypadki wobec 52 dla NE–E), a na trzecim miejscu pojawia się sektor S–SSW (19 przypadków). Ten ostatni tylko wyjątkowo występuje poza okresem letnio-jesiennym i okazjonalnie może pojawić się późną wiosną (4 przypadki w okresie IV–V wobec 33 w miesiącach VII–XI). Maksimum roczne dla E (101 przypadków) jest zatem w znacznym stopniu skompensowane letnią frekwencją z sektora S–W, a zwłaszcza z kierunku WSW (60 przypadków), któremu wyraźnie ustępuje kierunek W (45 przypadków). Warto przy tym zauważyć, że najbardziej “korzystna” pod względem potencjału wilgotnościowego jest adwekcja

z S, gdyż około 80% mas powietrza napływających z tego kierunku posiada wilgotność względną (na poziomie Bazy PAN) przynajmniej 90% (rys. 5 [%]). Wilgotne powietrze docierające z sektora wschodniego napotyka na swej drodze lodowcowo-górską barierę wschodniego wybrzeża i choć nie jest ona w kulminacji lodowców Hamberga i Horna zbyt wysoka (około 200–300 m n.p.m.), to jednak wraz z wyższymi masywami i nunatakami stanowi pierwszy próg morfologiczny osłabiający (latem i jesienią nieco, a zimą i wiosną mocniej) wodność napływających z tego kierunku mas cyklonalnych. Masy te, co wynika z wzajemnego usytuowania otwartego morza i barier orograficznych otoczenia Bazy, przy kierunkach napływu z S oraz, w nieco mniejszym stopniu, z sektora od SSW do W, charakteryzują się stosunkowo dużą miąższością i wodnością (pośrednią jej ocenę umożliwia stwierdzenie gęstości mgły poprzez stopień ograniczenia przez nią widzialności) oraz rozprzestrzenieniem. Osobnym zagadnieniem jest czas trwania mgły; pod tym względem mgły orograficzne są znacznie trwalsze niż mgły adwekcyjne nadbrzeżne. Do rzadkości nie należą sytuacje utrzymywania się takiej mgły nawet przez okres tygodnia i dłużej (rys. 4) np. nad lodowcem Werenskiolda, Torrella, czy nad lodowcami wschodniego wybrzeża Ziemi Torrella i Sorkaplandu.

Lodowce te mają bezpośredni kontakt z wybrzeżem lub wodami otwartego morza i wraz z najbliższymi grzbietami górskimi pełnią rolę pierwszych progów morfologicznych dla piętrzących się mas. W ich rejonie zatem następuje największe wyczerpywanie potencjału wodnego mgieł i chmur orograficznych oraz w konsekwencji największe pozbywanie się ładunku zanieczyszczeń. Położone wysoko rejony wewnętrzne, np. Plateau Amundsena i otaczające go masywy górskie mogą, swą wysokością n.p.m. i możliwościami dalszego piętrzenia, na stronie dowietrznej częściowo kompensować ten fakt w zakresie potencjału mgielnego i opadowego docierających tam mas powietrza. Najprawdopodobniej jednak tworzące się na tym obszarze mgły orograficzne są już zdecydowanie mniej zanieczyszczone, na co wskazują badania chemizmu śniegu wykonane przez Pulinę (1991).

Mgły radiacyjne sprzężone są ze stabilnymi warunkami AC, którym towarzyszą silne wypromieniowanie podłoża i sytuacje inwersyjne. Zdarzają się zatem najczęściej w maju (max wieloletnie) i kwietniu (max dla 2000 roku) oraz posiadają zazwyczaj charakter lokalny i stosunkowo małą wodność i miąższość (poza przypadkami wysokich mgieł radiacyjnych, nadbudowywanych od dolnej granicy podinwersyjnych chmur Stratus). Stosunkowo rzadkie występowanie, osłaniających większe obszary, wysokich mgieł radiacyjnych i ich maksimum majowo-kwietniowe związane jest z brakiem stacjonarnego wyżu Arktycznego (Jones 1987) i największą w okresie wiosennym (III–V) aktywnością klina wysokiego ciśnienia znad Grenlandii lub północnej Kanady (Niedźwiedz 1997b), a więc w czasie gdy możliwa jest już silniejsza solarno-termiczna konwekcja powietrza, która nie przełamuje wcześniej utworzonej warstwy inwersyjnej (inwersja z osiadanania) lecz ją co najwyżej w rytmie dobowym podnosi.

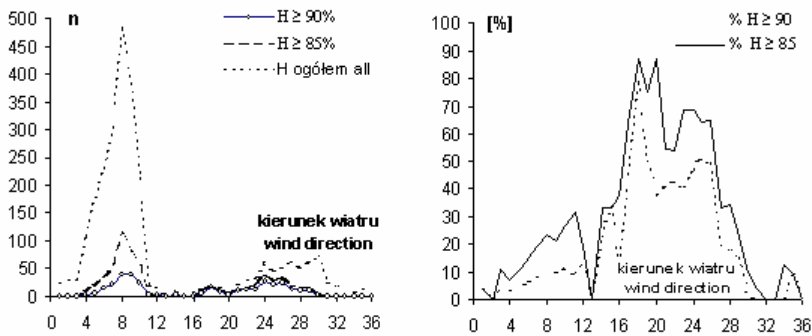
#### **4. Rola orografii i morfologii w aktywności mgieł roszących i efekt "seeder-feeder"**

W literaturze (Pereyma 1983, Hisdal 1985) zwraca się uwagę na rolę hipsometrii i morfologii Spitsbergenu w piętrzeniu wilgotnych, względnie ciepłych mas powietrza docierających do wnętrza lądu znad obszarów morskich. Doliny lodowcowe i przełęczce pełnią tu rolę nie tylko kanalizującą i do pewnego stopnia korekcyjną w stosunku do kierunków adwekcji. Poprzez procesy stopniowego wznoszenia i piętrzenia tych mas dochodzi do ich ochłodzenia aż do temperatury punktu rosy i kondensacji pary wodnej w postaci kropelek lub lodowych kryształków (w niskich, < 0°C temperaturach)

kreujących mgłę orograficzną. Podobne procesy mają miejsce podczas adwekcyjnego opływania łańcuchów górskich lub pojedynczych wzniesień. Dla obserwatora z zewnątrz tworzą się wtedy chmury orograficzne, niekiedy w postaci okrywających górę lub grzbiet masywu kilkuwarstwowych czap (cloud caps). Efektem deformacji pola przepływu powietrza obok izolowanego pakietu chmur może być też chmura orograficzna wbudowana w chmurę frontalną o zasięgu makroskalowym (Bergeron 1965). Chmury te, dla obserwatora przebywającego w ich dolnej podstawie, jawią się jako orograficzna mgła. Po stronie zawietrznej, gdzie powietrze rozpręża się i ociepla, mgła ta stopniowo wyparowuje. Warto zwrócić tu uwagę na wybitnie oziębiającą rolę lodowców dla przepływających mas relatywnie ciepłego, cyklonalnego powietrza, które sprzyjają nie tylko rozwojowi ale i szerokiemu rozprzestrzenieniu pakietów warstwowych chmur orograficznych na terenie południowego Spitsbergenu. Ich "konserwujący" dla orograficznych mgieł wpływ uwidacznia się mocno w strefie przełęczowej, gdzie najszybciej dochodzi do swoistej "transfluencji" przepływającego, z jednej doliny lodowcowej do drugiej, powietrza. Przepływy takie charakterystyczne są zwłaszcza dla mgieł radiacyjnych, tworzących się przy równowadze stałej bądź inwersji powietrza w układach AC. O ile bowiem, przy cechującej układy CC równowadze obojętnej lub potencjalnie chwiejnej, w powietrzu cyklonalnym dochodzi do znacznej deformacji przepływu poprzez pojawienie się składowej pionowej ruchu, która umożliwia dużą łatwość w pokonywaniu przeszkód orograficznych, również powyżej przełęczy, to w wyżu największe znaczenie ma opływanie przeszkody orograficznej z boku. W rezultacie, przy mgłach w wyżowej pogodzie okoliczne szczyty najczęściej wystają znacznie ponad górny poziom mgły, zaś przy mgłach adwekcyjnych objęte są również ich zasięgiem.

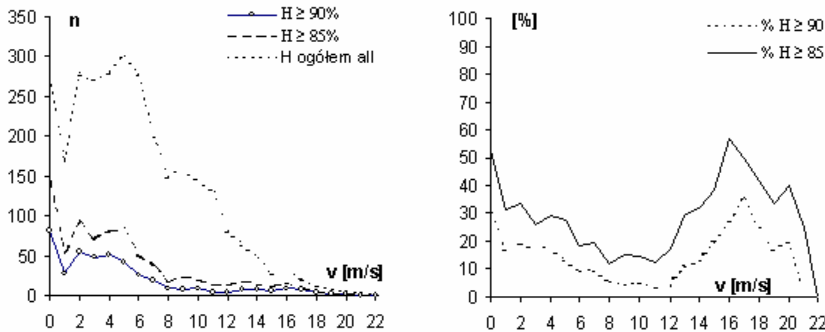
Dynamice przepływów sprzyja tzw. "efekt tunelowy" wzrostu prędkości wiatru w strefach przewężeń dolinnych i wcięć przełęczowych oraz wskutek sprężania powietrza CC przekraczającego wprost barierę górską. W przypadku mgieł roszących skutkuje to w tych miejscach zwiększoną depozycją opadów poziomych i osadów atmosferycznych na wszelkich eksponowanych powierzchniach recepcyjnych (skałki, wypukłe nierówności terenu). Warunki mgielne sprzyjają procesom rozpuszczania aerozoli atmosferycznych, w tym pochodzenia antropogenicznego, a zatem jeśli adwekcja wilgotnego powietrza do takich miejsc związana jest z transportem zanieczyszczeń, to w pewnych sytuacjach należy spodziewać się tam także ich spotęgowanej depozycji. Sytuacje takie zachodzą przy mgłach roszących lub przemywaniu mgły (dolnej warstwy chmury) przez opad typu "seeder-feeder" (Bergeron 1965). Przeprowadzone w różnych częściach świata badania dowodzą, że koncentracja zanieczyszczeń w kropelkach mgły, bądź chmur piętra dolnego (tzw. warstwa mieszania, czyli najbardziej wydajnej absorpcji zanieczyszczeń) jest na ogół znacznie większa niż w typowym (pionowym lub ukośnym) opadzie atmosferycznym (Baron i Sobik 1995, Kmieć i in. 1995, Dore i in. 1999, Sobik 1999). Związane jest to ze stratyfikacyjnymi ograniczeniami w pionowej dyspersji zanieczyszczeń oraz z przewagą, w warstwie mieszania, procesów nukleacji, czyli osadzania się pary wodnej na aerozolu spełniających rolę jąder kondensacji. Przy braku opadów, które powodują wymywanie chmury (Falkowska, Korzeniowski 1995), zawarte w niej naturalne aerozole i zanieczyszczenia antropogeniczne mogą być przenoszone na dalekie, czasami kilkudziesięcioletnie, odległości. Ostatnie doniesienia (Eleftheriadis i in. 2001) o obecności nad Spitsbergenem zanieczyszczeń rosyjskich emitowanych na półwyspie Kola oraz w rejonie Norylska (płw. Tajmyr) wskazują na znaczenie takiego transportu oraz czynników powodujących ich wymywanie w badanych rejonach Arktyki.





Rys. 5. Frekwencja (n) wilgotności względnej H i jej wybranych klas ( $H \geq 90\%$ ,  $H \geq 85\%$ ) oraz udział [%] tych klas w H dla poszczególnych kierunków (1–36) wiatrów

Fig. 5. Frequency (n) of relative humidity H and their chosen classes ( $H \geq 90\%$ ,  $H \geq 85\%$ ) and also participation the classes in H for the following wind directions (1–36)



Rys. 6. Frekwencja (n) wilgotności względnej H i jej wybranych klas ( $H \geq 90\%$ ,  $H \geq 85\%$ ) oraz udział [%] tych klas w H dla kolejnych przedziałów całkowitych wartości prędkości wiatru (0–22 m/s)

Fig. 6. Frequency (n) of relative humidity H and their chosen classes ( $H \geq 90\%$ ,  $H \geq 85\%$ ) and also participation the classes in H for the following sections of wind velocity integer values (0–22 m/s)

Rysunek 6 przedstawia związki prędkości wiatru z wysokimi wartościami wilgotności względnej. Silne wiatry często sprzęgnięte są z sytuacjami mgielnymi, np. wiatry o średniej prędkości 17 m/s (rys. 6 [%]) w 35% przypadków towarzyszą sytuacjom sprzyjającym powstawaniu mgły. Drugie, niższe maksimum (30% przypadków) przypada na ciszę. Wiatry o przeciętnej prędkości 8-12 m/s występują tylko w 3-5% takich sytuacji. Podkreśla to, w sposób pośredni, gdyż silne wiatry towarzyszą wzmożonej aktywności cyklonalnej, znaczenie obserwowanej w ostatnich latach (Niedźwiedz 1992, 1997b) aktywizacji CC w tzw. bruzdzie islandzko-karskiej oraz jej adwekcyjnej dynamiki, jako najważniejszych czynników w powstawaniu mgieł w Hornsundzie i jego otoczeniu. O randze, sprzęgniętego z transportem wilgotnych mas, wiatru informuje też fakt, że najbardziej wydajny jest przychód wody i zanieczyszczeń z mgły rosnącej, który odbywa się głównie poprzez zderzenia inercyjne z wystającymi (skały, gołoborza, gruz morenowy) lub wypukłymi, większymi formami terenu oraz jego

nierównym pokryciem (zastrugi i zasy śnieżne, roślinność), a których częstotliwość jest wprost proporcjonalna do prędkości wiatru. Jedynie podczas ciszy lub przy bardzo słabym wietrze wydajność drogą sedimentacji, pod wpływem siły ciężkości, kropelek mgielnych wprost na powierzchni terenu staje się istotniejsza. Ma to jedynie miejsce przy mgłach radiacyjnych, a jej wydajność jest stosunkowo mała. Świadczą o tym poczynione przez autora obserwacje terenowe w maju 1987 (Ziemia Torrella) oraz marcu, kwietniu i maju 2000 roku (Ziemia Wedel Jarsberga), gdzie efekty te były widoczne pod postacią niewielkich (max 0.5 – ok. 1 cm długości) bezkierunkowych lub o słabo zaznaczonej orientacji wytrażeń sadziowych (sadz miękka) spotykanych, po incydentach mgielnych pochodzenia radiacyjnego, na powierzchni śniegu.

Ważnym czynnikiem potęgującym proces wymywania zanieczyszczeń w warunkach górskich jest efekt "seeder-feeder". W przypadku tworzenia się kilkuwarstwowych chmur orograficznych, opad pochodzący z chmury z wyższego piętra (tzw. seeder, czyli siewca) przechodząc przez niższą, silniej zanieczyszczoną chmurę (mgłę) orograficzną (tzw. feeder, czyli żywiciel) zwiększa swą intensywność i staje się przyczyną wzmożonego "wypłukiwania" rozpuszczonych tam aerozoli i zanieczyszczeń. Prowadzi to do nasilonej depozycji zanieczyszczeń, szczególnie na pierwszych wybitnych progach orograficznych.

W warunkach górskich otoczenia Hornsundu, przy relatywnie dużej i prawdopodobnie, w ślad za większą aktywnością CC i jej pochodną w postaci adwekcji wilgotnych, ciepłych mas powietrza, rosnącej w ostatnich latach częstości mgieł roszących, wzrasta znaczenie osadu ciekłego i sadzi, które stają się obok opadów atmosferycznych ważnym źródłem zasilania strefy firnowej lodowców. Rośnie tym samym rola depozycji zanieczyszczeń związanych z tymi "nośnikami".

Nie tylko więc orientacja dolinna, ale i przebieg pasm górskich oraz ich główne i lokalne rysy rzeźby wpływają modyfikująco na kierunek i siłę wiatru oraz stosunki higryczne wyrażone m.in. przez pole mgieł. I choć w dłuższym kroku czasowym istotniejsze stają się uwarunkowania cyrkulacyjne, to regionalnych i lokalnych odniesień anemometrycznych, radiacyjno-termicznych (kwestia charakteru podłoża, czyli tzw. powierzchni czynnej w sensie topoklimatycznym, a nie geomorfologicznym) i wilgotnościowych związanych z morfologią, orografią i stosunkami hydrograficznymi nie można pominąć. One bowiem bezpośrednio decydują o regionalnym i lokalnym zróżnicowaniu wydajności opadowej i osadowej mgieł roszących oraz efektu "seeder-feeder" (Fowler 1988, Dore i in. 1992, Sobik i in. 1998).

## **5. Sadź i analizy hydrochemiczne - dyskusja wyników**

Opadowy fenomen września 1999 roku (230 mm) związany był zarówno z typowymi kierunkami adwekcji z E oraz ENE, jak i z W oraz S (maksima roczne). W Hornsundzie i na obszarach środkowego Spitsbergenu zanotowano wtedy także silne opady mżawki z sektorów S–W. W terenach górskich miały jednocześnie miejsca spiętrzenia wilgotnych mas CC prowadzące do powstania bardzo aktywnych mgieł roszących. 5 września 1999 na szczycie Nordenskiolda (1050 m n.p.m.) autor zaobserwował sadź twardą, o piórach sięgających 30 cm, najprawdopodobniej powstałą w dniu poprzednim, przy adwekcji z kierunku W wilgotnego i spiętrzonego, w postaci miększej chmury orograficznej, powietrza. Tego samego dnia miał tam miejsce nowy epizod sadowy z SSW–SW, związany z mgłą orograficzną, której dolna granica znajdowała się na poziomie ok. 900 m n.p.m. Na tej podstawie oraz fakcie, że wrzesień 1999 r był okresem wybitnie wilgotnym na większym obszarze

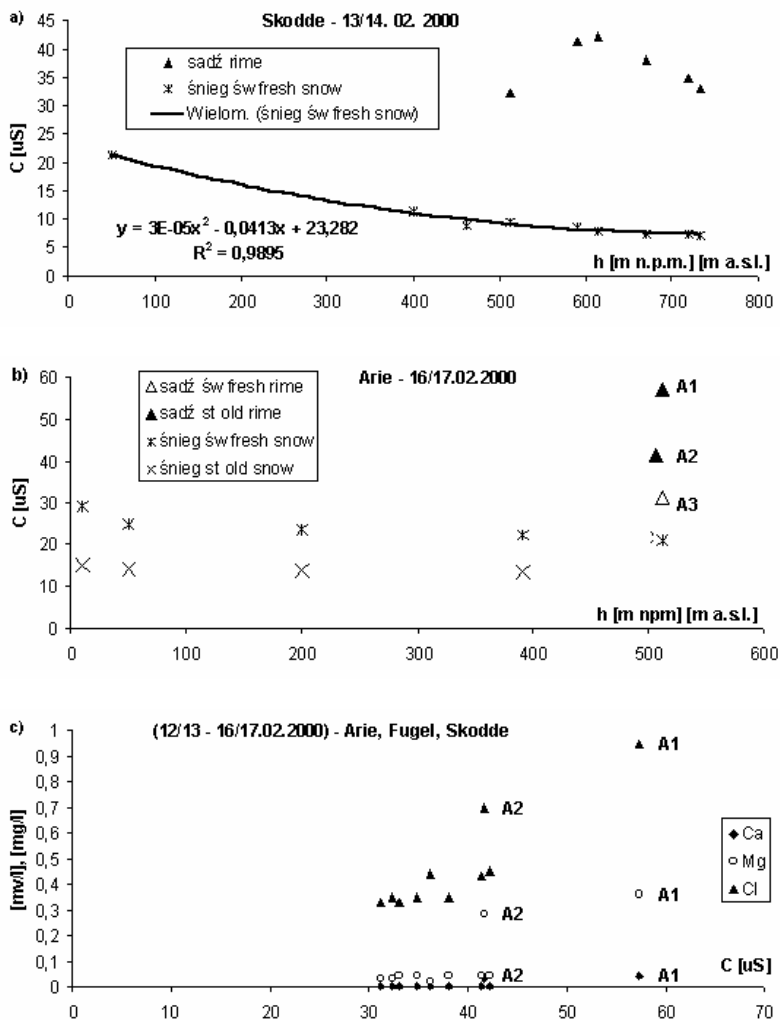
Spitsbergenu można wnosić o relatywnie dużym w tym okresie udziale opadów i osadów poziomych w kształtowaniu bilansu wodnego i hydrochemicznego wyższych partii Svalbardu.

Analiza standardowego materiału pomiarowego z 8 terminów ze stacji w Hornsundzie oraz sytuacji cyrkulacyjnej pozwala także na zasadne przypuszczenia dotyczące frekwencji sadyzowej w październiku i listopadzie. Prawdopodobnie sadyż w górskim otoczeniu Hornsundu pojawiła się w każdym z tych miesięcy po kilka razy, co spowodowane było stosunkowo częstą adwekcją z sektora S–W (m.in. zanotowano wtedy 30 przypadków  $H \geq 90\%$  związanych z tym sektorem). Z kolei, na podstawie obserwacji terenowych wykonanych w lutym (rys. 7) w masywach Arikammen (511 m n.p.m.), Fugleberget (563 m n.p.m.) i Skoddefjellet (733 m n.p.m.), które bezpośrednio otaczają Bazę od NW, N i NE (rys. 1), można wnosić o sporadycznym udziale zimą (XII–II) adwekcji z sektora zachodniego (wyłącznie WNW–W) zakończonych większymi epizodami sadyzowymi (np. sadyż twarda, piórowa z Arikammen o długościach 10 i 15 cm, oznaczona na rys. 6 jako A1 i A2. Ta ostatnia najprawdopodobniej powstała 24 stycznia i wraz ze starszą A1 przetrwały do 17 lutego). Do głosu dochodzi wówczas częstsza, lecz mniej wydajna, sytuacja sadyzowa z E–ENE (sadyż twarda o dł. 2-5 cm). Jej efektywność zbadano na podstawie próbek sadyży z wymienionych pobliskich masywów (rys. 6 oparty jest głównie na próbkach opadów i osadów z ENE–E utworzonych w dniach 12/13 - 16 lutego) oraz z dalej położonych rejonów lodowcowo-górskich (rys. 1, 7, 8).

Rysunek 7a pokazuje zmiany ogólnej mineralizacji świeżego śniegu i sadyży wraz z wysokością. Śnieg reprezentuje sytuację typową, gdyż jego przewodnictwo konduktometryczne zmniejsza się wraz ze wzrostem wysokości n.p.m. Osad sadyży wprowadza inwersję, ponieważ jego ogólna mineralizacja rośnie aż do pewnej wysokości (np. ok. 600 m n.p.m. w przypadku incydentu sadyzowego z 12 i 13 lutego na Skoddefjellet), by po osiągnięciu maksimum, tożsamego z największym skupieniem rozpuszczonych aerozoli w tzw. warstwie mieszania, szybko spadać. Zmiany te w przypadku sadyży są szybsze i wyraźniejsze niż w próbkach śniegu, których zmienność przewodnictwa bardzo dobrze uogólnia odpowiadająca im, słabiej nachylona, krzywa zmian 2. stopnia ( $R^2 = 0.99$ ). Na rysunku 7b nowy opad śniegu z 15/16 lutego, choć bardziej zmineralizowany niż opad starszy, potwierdza ten sam typowy dla śniegu (lub deszczu) obraz zmian. Zaburzenia wprowadzają tu dopiero wytrącenia sadyżowe, bez względu na kierunek adwekcji. Jednakże napływ wilgotnych mas z sektora zachodniego (sadyż starsza A1, A2) wnosi znacznie większy łączny ładunek jonowy (odpowiednio 58 i 41  $\mu\text{S}$ ) niż adwekcja ze wschodu (sadyż świeża A3 – z mineralizacją 30  $\mu\text{S}$ ). Zdecydowanie większy jest tam także udział niektórych jonów, zwłaszcza  $\text{Cl}^-$  i  $\text{Mg}^{++}$  (rys. 7c), charakterystyczny dla stosunkowo świeżego, morskogo pochodzenia, napływającej nad ład masy wilgotnego powietrza. W porównaniu ze śniegiem, w osadzie sadyży zmieniają się proporcje udziału  $\text{Mg}^{++}$  w stosunku do  $\text{Ca}^{++}$ . W próbkach typowego śniegu (tzn. bez zanieczyszczeń sadyżowych i nie pochodzących z efektu "seeder-feeder") udział ten jest podobny lub występuje 2-krotna przewaga  $\text{Mg}^{++}$  nad  $\text{Ca}^{++}$ . W sadyży proporcje te wzrastają 4- lub 5-krotnie na korzyść pierwszego z jonów.

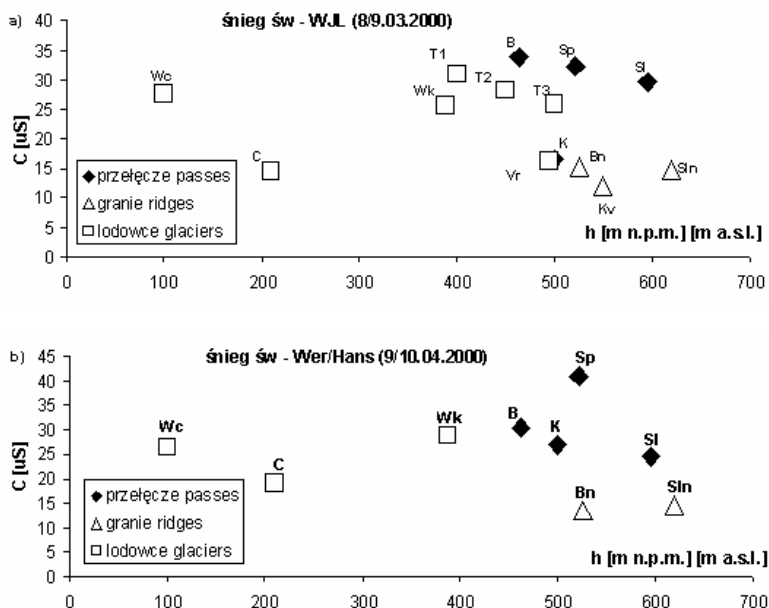
Oddziaływanie efektu "seeder-feeder" dostrzegalne jest w sytuacji jaką zaobserwowano podczas patrolowego rajdu 9/10.03.2000r na większym obszarze Ziemi Wedel Jarsberga (dalej WJL). Pomiar i obserwacje wykonane w terenie oraz analizy hydrochemiczne (rys. 8a) i meteorologiczne pozwoliły zrekonstruować kolejność wydarzeń. 7 i 8 marca utrzymywała się nad większą częścią lodowego wnętrza WJL rozległa, wysoka mgła radiacyjna, która powstała nad mocno wychłodzonym w dniach 28.02 – 7.03.2000 podłożem (w Bazie utrzymywały się wtedy bardzo niskie temperatury, osiągające przy gruncie temperaturę poniżej  $-25^\circ\text{C}$ ). W nocy z 8 na 9 marca miała miejsce adwekcja wilgotnej i

cieplejszej masy z E-ENE, której strumienie zaczęły wślizgiwać się i powoli wypierać zimniejszą masę. Powstałe warunki spowodowały wytworzenie się nad licznymi masywami górskimi sekwencji warstwowych chmur orograficznych. Sytuacja ta była mocno zróżnicowana lokalnie.



Rys. 7. Wartości ogólnej mineralizacji C [µS] próbek szadzi i śniegu z najbliższych masywów górskich północnego otoczenia Bazy w Hornsundzie i ich związek z wysokością n.p.m. na przykładzie Skoddefjellet (12/13.02.2000) – (a) i Arie kammen (16/17.02.2000) – (b) oraz z wybranymi jonami: Cl<sup>-</sup> [mg/l], Ca<sup>++</sup> [mv/l], Mg<sup>++</sup> [mv/l] – (c) na przykładzie Arie kammen (A), Fugleberget oraz Skoddefjellet (12/13 – 17.02.2000) gdzie: A1, A2, A3 – sadź (od najstarszej do najmłodszej)

Fig. 7. The values of conductivity C [µS] of rime and snow probes from the nearest mountain ranges towards N from the PAN Base at Hornsund and their relationship to a.s.l. height for example: Skoddefjellet (12/13.02.2000) – (a) and Arie kammen (16/17.02.2000) – (b) and chosen ions: Cl<sup>-</sup> [mg/l], Ca<sup>++</sup> [mv/l], Mg<sup>++</sup> [mv/l] – (c) in Arie kammen (A), Fugleberget and Skoddefjellet (12/13 – 17.02.2000) where: A1, A2, A3 – rime (from the oldest to the youngest)



Rys. 8. Wartości ogólnej mineralizacji C [uS] próbek opadu świeżego śniegu z sadzią na:  
 a – lodowcach Ziemi Wedel Jarlsberga i ich górskim pograniczu (8/9.03.2000),  
 b – lodowcach Werenskiolda i Hansa oraz ich górskim pograniczu (9/10.04.2000)

Objaśnienia: B – Bergskardet, K – Kosibapasset, Sp – Sorstrypet, Sl – Slyngfjellpasset, Bn – grani na N od Bergskardet (526 m n.p.m.), Sln – grani na NNW od Slyngfjellpasset (620 m n.p.m.), Wc – czoło Werenskioldbreen, Wk – chatka Kosiby (Werenskioldbreen), C – Hansbreen przy Cristal Cave, T1, T2, T3 – astre Torrellbreen, Kv – NW grani Kverven (550 m n.p.m.)

Fig. 8. The values of conductivity C [uS] of fresh snow with rime probes from  
 a – the glaciers of the Wedel Jarlsberg Land and their mountain borderland (8/9.03.2000);  
 b – and Werenskioldbreen and Hansbreen and their mountain borderland (9/10.04.2000).

Explanations: B – Bergskardet, K – Kosibapasset, Sp – Sorstrypet, Sl – Slyngfjellpasset, Bn – ridge towards N from Bergskardet (526 m a.s.l.), Sln – ridge towards NNW from Slyngfjellpasset (620 m a.s.l.), Wc – forehead of Werenskioldbreen, Wk – Kosiba hut (Werenskioldbreen), C – close by Cristal Cave (Hansbreen), T1, T2, T3 – astre Torrellbreen, Kv – NW ridge of Kverven (550 m a.s.l.)

W rejonie pogranicza lodowców Hansa i Werenskiolda opisywana sytuacja synoptyczna spowodowała “przelewanie się” przez przełęczę od strony Lodowca Hansa ku Werenskioldbreen wcześniej wytworzonej mgły. Jednocześnie miał miejsce opad typu “seeder–feeder” wyplukujący z niżej ległej mgły rozpuszczone w niej aerozole. Stąd największa depozycja jonowa (zarejestrowana w pobranych próbkach śniegu z typową dla niskich temperatur i związanych z nimi mgieł radiacyjnych sadzią miękka) miała miejsce w strefie “transfluencyjnych” przełęczы Bergskardet, Sorstrypet i Slyngfjellpasset (rys. 8a), gdzie gęstość sprężonej mgły była największa. Kontrastują z nią niższe wartości przewodnictwa pomierzone w próbkach śniegu (charakterystyczny jest w nich brak sadzi) z położonych wyżej, pobliskich grani. Stosunkowo słaba mineralizacja śniegu z sadzią na przełęczы Kosiby, bliska wartościom uzyskanym prawie 200 m niżej przy Cristal Cave na Lodowcu Hansa, prawdopodobnie wywołana została nie przez zróżnicowanie lokalne wspomnianego opadu, lecz poprzez ograniczony

zasięg efektu "seeder-feeder". Z kolei, liczne bariery górskie osłaniające od wschodu Plateau Amundsena i astre Torrellbreen spowodowały, że mineralizacja próbek śniegu z sadzią (T1, T2, T3) malała tam wyraźnie wraz z wysokością (rys. 7a), aczkolwiek widać także mocno zaakcentowane różnice pomiędzy strefą "splywu" strumienia mgielnego, a wyżej ległymi graniami (próbka Kv z NW grani Kverven).

O znaczeniu orientacji dolinnej w stosunku do kierunku napływającej wilgotnej masy powietrza przekonuje sytuacja zarejestrowana w dniach 8-10 kwietnia na lodowcach Werenskiolda i Hansa (rys. 8 b). 8 i 9 kwietnia miała miejsce adwekcja wilgotnej masy z kierunków SW-WSW, która spowodowała wytworzenie mgły roszącej na wspomnianych lodowcach. Natężenie mgły było największe w górnych partiach Werenskioldbreen, zwłaszcza na zorientowanym najbardziej korzystnie wobec kierunku strumienia mgły Skilryggbrenn i przełęczy Sorstrypet. Warto tu skonstatować, że w okresie zimowo-wczesnowiosennym, przy równowadze obojętnej powietrza, następuje osłabienie składowej pionowej nasuwającej się cieplejszej masy powietrza i jej przepływ przez przeszkody orograficzne nabiera często charakteru strumieniowego, który wykorzystuje przede wszystkim obniżenia dolinne i przełęcze. Procesy makroskalowe prowadzą jednocześnie do powstawania deszczowych chmur warstwowych, w tym wbudowanych w masę frontalną sekwencji chmur orograficznych przynoszących lokalne efekty "seeder-feeder". Taka sytuacja wytworzyła się 8 i 9 kwietnia nad górskim rejonem pogranicza badanych lodowców. 9 kwietnia miał tam miejsce opad "seeder-feeder", który pod względem mineralizacyjnym wzbogacił najbardziej rejon największego natężenia mgły, czyli przełęcz Sorstrypet i Skillryggbreen, a dopiero w drugiej kolejności zorientowany równoleżnikowo obszar górnej części Lodowca Werenskiolda pomiędzy Chatką Kosiby a przełęczą Bergskardet. O takim uprzywilejowaniu orientacji dolinnej oraz stref przełęczowych i znaczeniu różnic topoklimatycznych świadczą zmiany wartości przewodnictwa (próbek śniegu z sadzią twardą, ok. 3-5 cm długości) widoczne na rysunku 8b w porównaniu z sytuacją z rysunku 8a.

Przytoczone sytuacje nie wyczerpują bogatego katalogu wszystkich zaistniałych podczas XX Wyprawy Zimowej PAN przypadków adwekcji mgły roszącej i efektów "seeder-feeder". W okresie od stycznia do czerwca 2000 r. zanotowano ich jeszcze kilkanaście. Prawdopodobnie, znacznie więcej takich sytuacji wystąpiło w czasie pierwszego półroczu Wyprawy, zwłaszcza w okresie IX-XI. Obserwowany w ostatnich dekadach trend zmian cyrkulacyjnych (Niedźwiedz 1992, 1993, 1997b, Przybylak 1996) nakazuje zwiększenie uwagi na rolę mgieł roszących i efektu "seeder-feeder" w kształtowaniu się bilansu wodnego i hydrochemicznego otoczenia Hornsundu oraz obszarów przyległych.

## 6. Wnioski

1. Depozycja mgielna oraz osadowe i opadowe skutki efektów "seeder-feeder" i przełęczowych przepływów wilgotnych mas "transfluencyjnych" przyczyniają się do lokalnych zaburzeń typowego rozkładu poziomego i wysokościowego w wielkości i strukturze depozycji jonowej w rejonie Hornsundu.
2. Spektakularnym wymiarem tych zaburzeń jest inwersja wysokościowa, wzrost ogólnej mineralizacji i obecności jonów Cl- i Mg<sup>++</sup> (oraz ich wzrostowej relacji do jonów Ca<sup>++</sup>) na poziomie kulminacji gór nadbrzeżnych w stosunku do ich niżej położonych stoków i podnóża.
3. Często obserwowanym efektem jest także "uprzywilejowanie jonowe" przełęczy "transfluencyjnych"

4. Depozycja mgielna związana jest najczęściej z wiatrami z sektora W–SW, zaś zimą z sektora E–ESE, ale lokalne uwarunkowania orograficzne (kierunki osi dolin lodowcowych, układ przełęczy) do pewnego stopnia transformują pola wiatru i mgieł roszących.
5. Z sektorem W–SW (największa frekwencja w okresie letnim) oraz S–SSW (częstszy wczesną jesienią) związana jest depozycja sadzi twardej lub lodowej, zaś przy adwekcji z sektora ENE–E (maksimum w okresie zimowym) obok sadzi twardej pojawia się czasami, charakterystyczna dla mgieł radiacyjnych, sadź miękka.
6. Aktywizacja cyrkulacji cyklonalnej nad Spitsbergenem, zwłaszcza w okresie nocy polarnej, poprzez związane z nią epizody napływu wilgotnych, względnie ciepłych i o dużej dynamice mas powietrza, sprzyja wzrastającej roli wyróżnionych zaburzeń w rocznym i sezonowym rozkładzie depozycji jonowej.

## Literatura

- Ambros J., Miętus M., Wielbińska D., 1990, Tablice statystyczne wybranych elementów meteorologicznych. Hornsund 1978-89. IMGW, Oddział Morski w Gdyni, 128 s.
- Arażny A., 2002, Zmienność warunków meteorologicznych w Hornsundzie (SW Spitsbergen) w okresie 01.07.1999 – 30.06.2000. *Problemy Klimatologii Polarnej* 10, UMK Toruń: 55-72.
- Baranowski S., 1977, Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu. *Acta Univ. Wratisl.*, 393, Wrocław: 157 s.
- Baron H., Sobik M., 1995, Rola osadów atmosferycznych w zakwaszaniu środowiska przyrodniczego wierzchołki Karkonoszy. *Acta Univ. Wratisl.*, Pr. Inst. Geogr., Seria C, Meteorologia I Klimatologia II, 1705: 59-73.
- Bergeron T., 1965, On the low level redistribution of atmospheric water caused by orography. [w:] *Proc. of Inter. Conf. on Cloud Physics*, Tokyo, May 1965: 96-100.
- Błaś M., Dore A., Sobik M., 1999, Distribution of precipitation and wet deposition around an island mountain in south-west Poland. *Quart. J. R. Met. Soc.*: 253-270.
- Brázdil R., 1988, Variation of air temperature and atmospheric precipitation in the region of Svalbard. *Results of Investigations of the Geographical Research Expedition Spitsbergen 1985*, Brno: 285-323.
- Choullarton T.W., Perry S.J., 1986, A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism, *Quart. J. Met. Soc.*: 335-345.
- Dore A., Choullarton T., Fowler D., 1992, An improved wet deposition map of the United Kingdom incorporating the seeder-feeder effect over mountainous terrain. *Atmos Environment*, 26 A: 1375-1381.
- Falkowska L., Korzeniowski K., 1995, *Chemia atmosfery*. Wyd. Uniw. Gdańskiego, Gdańsk: 193 s.
- Eleftheriadis K., Nyeki S., Torseth K, Colbeck I., 2001, Black carbon and ionic species in the Arctic aerosol. [w:] *Environmental research in the Arctic 2000, Proc. of the second Int. Symp. on Environ. Res. in the Arctic and fifth Ny-Alesund Scientific Seminar, 23-25 February 2000*, NIPR, Tokyo, Mem. National Inst. Polar Res., Spec. Issue, 54, Tokyo, March 2001: 91-99.
- Forland E. J., Hanssen-Bauer I., Nordli P., 1997, Climate statistics and longterm series of temperature and precipitation at Svalbard and Jan Mayen. *DNMI Report No. 21/97 Klima*, Oslo: 72 s.
- Fowler D., Cape J., Leith I., Choullarton T, Gay M., Jones A., 1988, The influence of altitude on rainfall composition. *Atmos. Environ.*, 22: 1355-1362.
- Głowacki P., Leszkiewicz J., 1994, Physico-chemical properties of precipitation and snow cover in Spitsbergen in winter season 1992/1993. *XXI Polar Symp. 60 Years of Polish Research of Spitsbergen*, Warszawa: 199-208.

- Głowacki P., Niedźwiedz T., 1997, Climatological conditions in Hornsund (Spitsbergen) during succeeding Polish Polar Expeditions. *Polish Polar Studies, 24<sup>th</sup> Polar Symposium, Warszawa*: 81-94.
- Heintzenberg J., 1989, Arctic haze: Air pollution in polar regions. *Ambio* 18: 50-55.
- Hill T., Browning K., Bader M., 1981, Radar and raingauge observations of orographic rain over south Wales. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 107: 643–670.
- Hisdal V., 1985, *Geography of Svalbard*. Norsk Polarinstitutt, Oslo: 84 s.
- Jaeschke W., Salkowski T., Dierssen J.P., Trumbach J.V., Krischke U., Gunther A., 1999, Measurements of trace substances in the Arctic troposphere as potential precursors and constituents of Arctic Haze, *J. Atmos. Chem.*, 34: 291-319.
- Jaworowski Z., 1989, Pollution on the Norwegian Arctic. A review, Norsk Polarinstitutt, Rapport 55, Oslo: 93 s.
- Jones P.D., 1987, The early twentieth century Arctic high – fact or fiction? *Climate Dynamics*, 1, no 2: 63-75.
- Kosiba A., 1960, Some of results of glaciological investigations in SW-Spitsbergen carried out during the Polish IGY Spitsbergen expeditions in 1957, 1958 and 1959. *Zesz. Nauk. Univ. Wrocławskiego, Wrocław*, 4: 32 s.
- Kierzkowski T., 1996, Cechy klimatu lokalnego stacji w Hornsundzie w oparciu o materiał z lat 1978-1995. *Problemy Klimatologii Polarnej* 6, WSM Gdynia: 67-81.
- Kmieć G., Kacperczyk K., Zwoździak A., Zwoździak J., 1995, Acid pollutants in air and precipitation / deposition at the Sudeten Mountains, Poland. *Water, Air and Soil Pollution*, 85: 2131-2136.
- Kmieć G., Kacperczyk K., Zwoździak J., Zwoździak A., 1994, Ocena stężenia i rodzaju zanieczyszczeń w opadach atmosferycznych w rejonie Karkonoszy. [w:] *Karkonoskie badania ekologiczne, II Konferencja Dziekanów Leśny*: 77-96.
- Krawczyk W., 1990, *Metody terenowej analityki hydrochemicznej. Metody hydrochemiczne w geomorfologii dynamicznej*. Uniwersytet Śląski, Katowice.
- Liebersbach J., 1980, Intensity of atmospheric ice deposition on Mount Szrenica in the Karkonosze Range. *Acta Universitatis Wratisl.*, Wrocław, 357, XXVII: 88 s.
- Markowicz M., Pulina M., 1979, Ilościowa półmikroanaliza chemiczna wód w obszarach krasu węglanowego. *Prace Nauk. UŚ, Katowice*, 289: 56 s.
- Miętus M., (red.), 1990-2000, *Rocznik meteorologiczny Hornsund: 1991/92, 1992/93, 1993/94, 1994/95, 1995/96, 1996/97, 1997/98, 1998/99 i 1999/2000*, IMGW, Gdynia
- Niedźwiedz T., 1992, Wybrane problemy klimatologii synoptycznej Spitsbergenu. *Problemy Klimatologii Polarnej* 2, WSM Gdynia: 77-84.
- Niedźwiedz T., 1993, The main factors forming the climate of the Hornsund (Spitsbergen). *Zeszyty Naukowe UJ – Prace Geograficzne, Kraków*: 49-63.
- Niedźwiedz T., 1997a, Częstość występowania typów cyrkulacji nad Spitsbergenem (1951-1995). *Problemy Klimatologii Polarnej* 7, WSM Gdynia: 9-17.
- Niedźwiedz T., 1997b, Wieloletnia zmienność wskaźników cyrkulacji atmosfery nad Spitsbergenem i ich rola w kształtowaniu temperatury powietrza. *Problemy Klimatologii Polarnej* 7, WSM Gdynia: 19-40.
- Niedźwiedz T., Ustrnul Z., 1988, Wpływ sytuacji synoptycznych na stosunki opadowe w Hornsundzie (Spitsbergen). *XV Sympozjum Polarne, Wrocław*: 196-202.
- Orlicz M., 1962, *Klimat Tatr. Tatrzański Park Narodowy (pod red. W. Szafera)*. Zakład Ochrony Przyrody PAN, Kraków: 15-70.
- Orliczowa J., Samaj F., 1974, *Vysledky, merani namrazy na Lomnickom Stite a na Kasprowom Wierchu*, [w:] *Klimat Tatr, Bratislava*.
- Ottar B.Y., Gottas Y., Haov O., Iversen T., Joranger E., Oehme M., Pacyna J., Semb A., Thomas W., Vitols V., 1988, Air pollution in the Arctic. *NILU OR 30/86*: 1-80.



- Pacyna J.R., Ottar B.Y., 1985, Transport and chemical composition of the summer aerosol in the Norwegian Arctic. *Atmos. Environ.* 19: 2109-2120.
- Pereyma J., 1983, Climatologic problems of the Hornsund area, Spitsbergen. *Acta Univ. Wratislav.*, 714: 134 s.
- Pietroń Z., 1987, Frequency and conditions of fog occurrence in Hornsund, Spitsbergen. *Pol. Polar Research*, 8 (3): 277-291 s.
- Przybylak R., 1992, Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978-1983. *Dokumentacja Geogr.*, 2: 105 s.
- Przybylak R., 1996, Zmienność temperatury powietrza i opadów atmosferycznych w okresie obserwacji instrumentalnych w Arktyce. Toruń: 280 s.
- Pulina M., 1991, Stratification and physico-chemical properties of snow in Spitsbergen in the hydro-glaciological year 1989/1990. *Wyprawy geograficzne na Spitsbergen*. UMCS, Lublin: 191-213.
- Sirois A., Barrie L.A., 1999, Arctic lower tropospheric aerosol trends and composition at alert, Canada: 1980 – 1995. *J. Geophys. Res.*, 104: 11599-11618.
- Sobik M., 1999, Meteorologiczne uwarunkowania zakwaszenia hydrometeorów w Karkonoszach (maszyn. rozp. dok.), *Inst. Geogr. Univ. Wrocławskiego*, Wrocław.
- Sobik M., Błaś M., Quiel F., 1998, Udział osadów mgielnych w przychodzie wody z atmosfery i depozycji zanieczyszczeń w lasach Sudetów Zachodnich. *Geoekologiczne Problemy Karkonoszy*. *Mat. sesji naukowej Przesieka 15-18.X.1997*, Poznań: 151-162.
- Steffensen E., 1982, The climate at Norwegian Arctic stations. *DNMI, Klima*, 5: 44 s.
- Ustrnul Z., 1987, Some characteristics of air thermal conditions in Hornsund, Spitsbergen. *Pol. Polar Research* 8 (3): 261-275.
- Woźniak Z., 1984, Osady z mgły w Sudetach (znaczenie osadów i sposób pomiaru przychodu wody z mgły), *Prace Kark. Tow. Nauk.*, 53: 24-34.

**METEOROLOGICAL AND OROGRAPHIC CONDITIONS OF IONIC DEPOSITION  
FROM PRECIPITATIONS AND ATMOSPHERIC DEPOSITS IN THE HORNSUND AREA  
IN THE PERIOD JULY 1999 – JUNE 2000**

**Summary**

The fog deposition and also sedimentary and precipitation results of the “seeder–feeder” effect and the passed flows of wet “trans-fluent” masses cause to local perturbation typical horizontal and vertical distribution in the quantity and structure of ionic deposition in the Hornsund area. A spectacular size of the perturbations is showed by an altitude inversion, rise conductivity and increasing ionic amount of Cl<sup>-</sup> and Mg<sup>++</sup> (and also growth of proportion Mg<sup>++</sup> to Ca<sup>++</sup> ions) on the uppermost level of seaside mountains in relation to their down slopes and foot of ones. The “ionic privilege” of “trans-fluent” passes is also a frequently observed effect.

The fog deposition is most often connected with winds from W–SW, whereas in winter time from E–ENE, but local orographic conditions (directions of glacial valleys axes, pass pattern) in some degree transform fields of wind and cloud water fogs. The deposition of hard or clear rime and mixtures of hard-clear rime and glaze is related with advections from W–SW (the most frequency in summer time) and S–SSW (characteristic for early autumn), whereas in winter time, when is the most

frequent advection from E-ENE, soft rime is sometimes appeared besides hard rime. The last situation is most characteristic for inversion fogs.

Intensification of cyclonic circulation over Spitsbergen, especially in polar night time, and connected with it episodes of advection of wet, relative warm and with big dynamics air masses, conduce to increasing role of the distinguished perturbations in annual and seasonal distribution of ionic deposition.