

旭川地方の氷霧とその観測*

桜井 兼市**

1. はじめに

旭川地方は日本での最低気温を記録している(明治35年1月25日 -41.0°C)。しかし最近旭川も北海道第2の都会に発展して人間活動が盛んになり、また化石燃料の消費が増加するようになってその年の最低気温も他の山間部の地方で記録されるようになった。

旭川では晴天日の夜間、放射冷却により逆転層が地表付近に形成されると、それが春季、秋季では放射霧が、冬季には細氷(ice needle)、氷霧(ice fog)が発生する。前者は本州各地の盆地や山間地帯でも観測されるが、細氷・氷霧の現象は北海道内陸地域または山岳地方でなければ観測されない。

細氷は「ごく小さい柱状または板状の氷の結晶が空中に浮んでいるが、水平視程が1 km以上ある場合で、日がさすと、かさや光柱を生ずる。」と、氷霧は「細氷またはこれに水滴がまじったものが空中に浮んで、水平視程が1 km未満になった場合で、湿度は霧の場合より一般に低い。」と定義されている。旭川の冬の霧は発生の初期は過冷却霧であり気温の低下に従って氷霧に変化する。そこで、この氷霧について雲物理的研究を主体として述べることにする。

この氷霧の雲物理学研究に先鞭をつけたのは Ito (1953) である。彼は戦前に曾って日本と一身同体であった満州で細氷を観測し、氷晶の数、形状及び骸晶構造について報告した。また Nakaya (1954) は十勝岳での雪結晶の観測の中で平地で見られる初期結晶として微小角板の写真を示した。これらは氷晶のみに着目した報告である。外国では Alaska の氷霧が有名で Thuman and Robinson (1954) が ice fog particle を “Droxtal” と名づけた。これは水滴のように球形に近い ice crystal であることから作られた合成語である。さらに Kumai (1964), Benson (1965), Ohtake (1970) 等が Alaska Fairbanks の氷霧の雲物理学研究を行っている。

日本での雲物理の研究が人工降雨の実験によって飛躍

的に発展したと同様に旭川での氷霧の研究もその基礎的実験として過冷却霧への種蒔き実験から始まったと云えよう。即ち Ohkita and Kimura (1954) は石狩川沿いで Ag I 種蒔き実験を行った。その後、大喜多は霧の雲物理的研究を続け、さらに霧粒中に含まれている化学成分の分析等、大気汚染に関係する測定も行った。

旭川の氷霧は過冷却霧から氷晶の霧へと変化する点、Alaska の氷霧と性質が違っている。即ち Alaska の氷霧は Steam として空気中に放出された水滴は気温が -35°C 以下で直ちに凍結し、Thuman and Robinson の云う Droxtal となる。そのため過冷却霧粒から氷晶への相変化の研究にとっては旭川の氷霧の方が都合が良い。したがって、航空機を利用した雲内の氷晶化過程の観測が困難であることを考えると、地上で過冷却霧を用いて種々の雲物理的観測、実験を行う事は天然の雲内の観測と室内実験とを結ぶものとして重要であり、かつ興味深い事である。

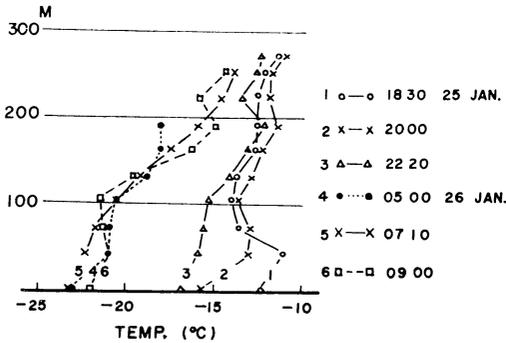
2. 氷霧の気象条件

前節に述べた様に旭川の氷霧は静穏な日の晴れた夜間に出現する。したがって冬の季節風の卓越する時には現われず、むしろ北海道西岸(日本海上)に弱い低気圧が発生し季節風の吹き出しが止った時に現われ易い。この時、北海道内陸部には地形性の高気圧ができ、内陸から日本海への寒気の吹き出しがある。Kikuchi (1964) により報告された “Coastal clouds” もこのような条件で発生している。放射冷却による霧の発生については黒岩・大喜多(1959)の解説に詳しく述べられている。その中で放射霧が発生する条件として次の4つを挙げている。(1) 空に雲がなく夜間放射による冷却が十分に行われる。(2) 風がないか、あっても弱い。(3) 湿度が高い。(4) 比湿が高さと共に増加している。旭川の氷霧の発生時の放射冷却の一例を第1図に示す。この例では夜間の放射冷却で地表付近では気温は12時間に 11°C 低下して、26日05時には約 $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ の強さの接地逆転が形成した。測定は高度270mまでしかないが、この高度での気温の時間変化が小さいことから接地逆転層の上限は約300m位であろう。氷霧の厚さについて直接

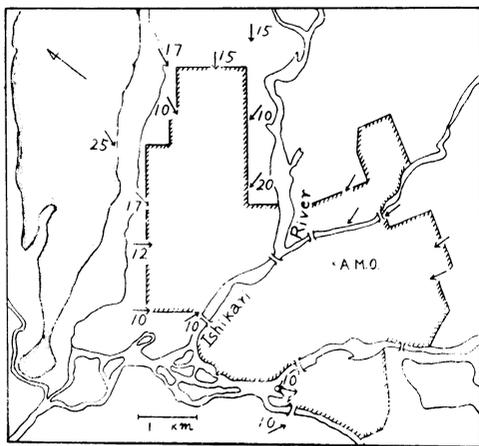
* Observations on Ice Fog at Asahikawa

** K. Sakurai, 北海道教育大学旭川分校

—1973年12月12日受理—



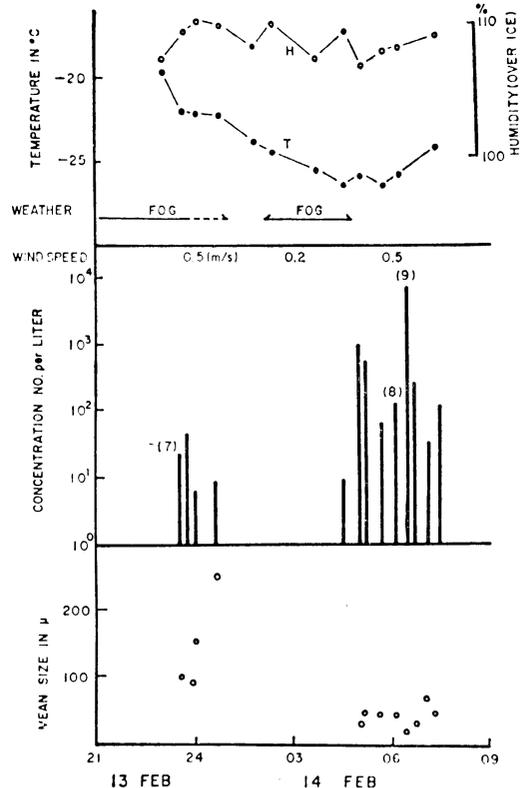
第1図 放射冷却による接地逆転の形成と成長1963年冬期



第2図 旭川での地表付近の空気の流れ, 数値は樹氷の成長量 (mm), (Ohkita, 1960)

の観測値はないが、日中の煙霧層の高度が25日で約 500 mであった事から氷霧の上限も逆転層の上限と一致していることが推定される。Fairbanks での逆転層内の温度分布は (Benson, 1965) 地表から 50m ないし 100m の範囲内で 10~30°C/100m という大きい値になっている。これは三方が山で囲まれているため冷却した空気が滞留する。そして上下の mixing が極端に制限されるためである。旭川では次に述べる空気の流れがあるために Fairbanks 程の逆転層の強さにはならないものと思う。

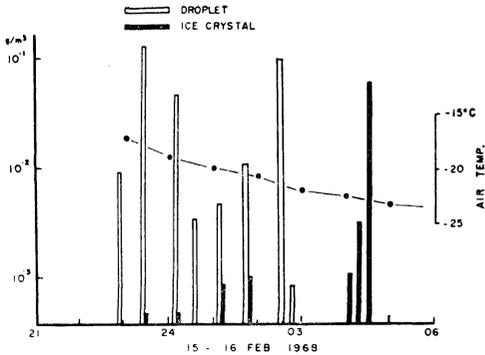
旭川の逆転層内には 1 m以下の風が存在する。市内および郊外での空気の流れについて Ohkita (1960) が過冷却霧粒が樹木に付着して出来る樹氷の成長方向から地表近くの気流の調査を行った。この結果を第2図に示す。地表付近では空気は市の中心部に向かって流れ込んでいることが良く現われている。彼は市の中心部が一種の



第3図 1967年冬期の氷晶濃度, 氷晶のサイズ, 気温, 湿度の時間変化. Fog は過冷却霧の持続を示す (Sakurai, 1968)

heat island になっていることに原因があると述べている。この流れに対応して上空では郊外への発散が考えられる。したがって、霧の上部ではこの発散流に乗って郊外へ広がっていくものと思われる。先の必要条件の(2)の中で“風が無い”という点は旭川では不都合であって、むしろ弱い風が必要である。

旭川での冬に発生する霧を維持する水蒸気補給の源は比較的暖い石狩川にある。大きな製紙工場からの排水が川に流れ込み、真冬においても排水口より下流は結水することはない。この石狩川の水温については串崎等 (1966) が測定を行い、市内の石狩川で約8°Cで氷霧が発生する時の気温との差は 20~30°C にも達した。したがって川面では super-adiabatic lapse rate となり多量の水蒸気が蒸気霧となって空气中に放出される。このような状況であるから旭川の霧は放射冷却による空气中の水蒸気の凝結による霧のみならず、蒸気霧の性質も備えている。さらに最近では暖房用の灯油、重油の燃焼も空気



第4図 霧粒と氷晶による water content の比較 (Sakurai, 1969)

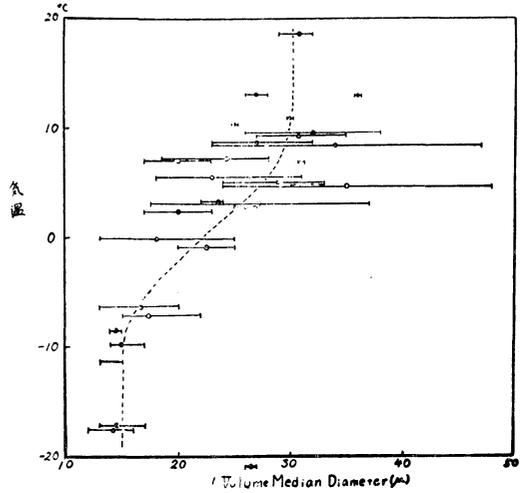
中への水蒸気の放出として無視出来なくなって来た。これら水蒸気の補給の収支についての定量的な研究は未だなされていない。

近年、公害問題が生じ、大工場からの排水についても種々の規制がなされるようになってきた。旭川でも製紙工場の排水について BOD の低下が義務づけられるようになった。このため、排水は一度溜池で、含まれている有機物を沈澱させてから河川に放流するようになった。そのため排水の温度が低くなり水霧の発生に変化がおこりつつある。

3. 水霧の時間変化

旭川での冬の霧は発生初期には過冷却水滴からなり時間が経過し気温が低下するにしたがって相変化し、氷霧に変化する。その様子を第3図に示す (Sakurai, 1968)。過冷却霧が現われている間は氷晶は存在するが 10^1 ヶ/l の order であるが04時頃になると氷晶のみとなり、その濃度も 10^3 ヶ/l の order となった。気温は07時に -27.8°C であった。氷晶の大きさは霧粒と共存する時は 100μ ないしそれ以上であったが、氷晶のみとなると 30μ 以下になった。これは氷晶の増加により水蒸気を奪い合い、大きくなれない即ち over seeding と同じ状態となっている。しかし、この小さい結晶は氷晶の発生初期状態を示しているであろう。

霧粒及び氷晶の粒径分布と落下速度から両者の霧水量を比較した。それを第4図に示す (Sakurai, 1969)。霧粒による霧水量は最高 $1.4 \times 10^{-1} \text{g/m}^3$ 、平均 $4.5 \times 10^{-2} \text{g/m}^3$ であった。02時40分に $8 \times 10^{-4} \text{g/m}^3$ まで減少して霧は消えた。一方氷晶による霧水量はしだいに増加して04時30分には $8 \times 10^{-2} \text{g/m}^3$ に達した。この事は相変化しても霧水量が保存されていることを示している。黒岩・



第5図 気温と Volume Median Diameter (μ) との関係 (黒岩・大喜多, 1959)

大喜多 (1959) が旭川での秋霧の測定で得た霧水量 0.15g/m^3 より1桁小さい。ソ連での -20°C 以下の St 中の霧水量の値は (Khrigian, 1961), $3 \times 10^{-2} \text{g/m}^3$ 以下であり旭川での値と良い一致を示している。

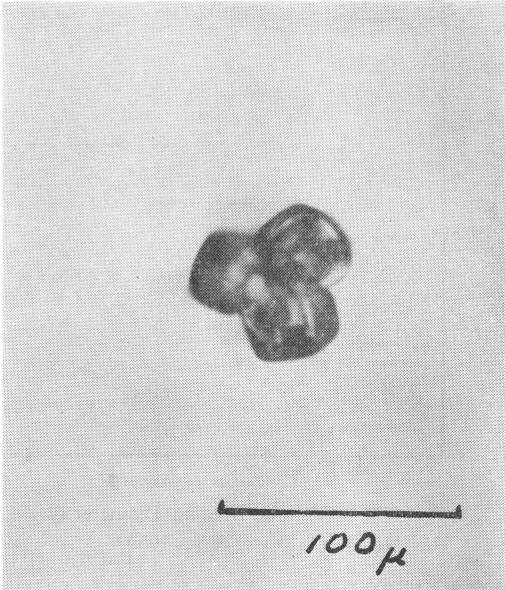
4. 氷霧中の霧粒と氷晶

霧粒の粒径と気温との関係は黒岩・大喜多 (1959) により示された。それを第5図に示す。この図より直径は気温が低くなるに従って小さくなり、 -10°C 以下では約 15μ の一定の値となっている。そして、size range も狭くなっている。これは霧の層の厚さにも関係しているであろう。最近、著者の観測 (桜井, 1973) では氷晶が増加するような場合には、霧粒の直径が 20μ を越す事があることが分った。この大きな霧粒が相変化の際に重要な役割をしているものと思われる。

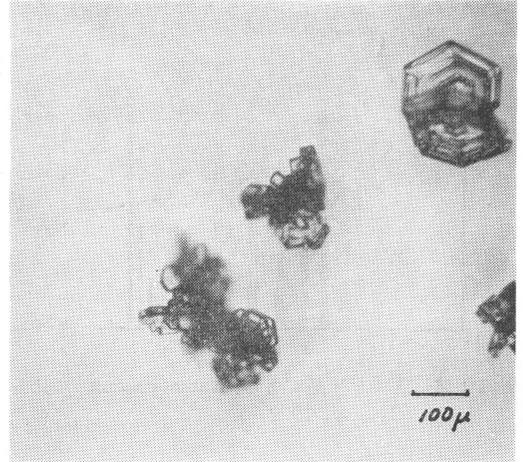
氷晶の形状を詳しくみると、(1) 過冷却水霧と共存する時は立体樹枝、角柱組合せそして不定形。(2) 氷晶が急増する時は c/a が1に近い角柱。(3) その角柱の中にC軸を二等分する境界を有する結晶。(4) -20°C 以下の気温でも薄い角板がみられる。これらの結晶の写真を第6図 (a), (b), (c), (d), (e) に示す。第6図 (e) には薄い角板と共に凍結霧粒と考えられるものも含まれている。

(1) で示した氷晶は数 10μ から数 100μ の大きさを持ち、その形から過冷却霧粒の付着による二次的成長によるものであろう。これは Alaska での観測から熊井が推定したものと一致する。

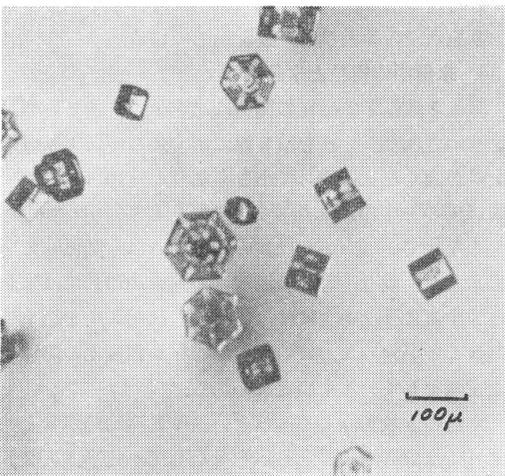
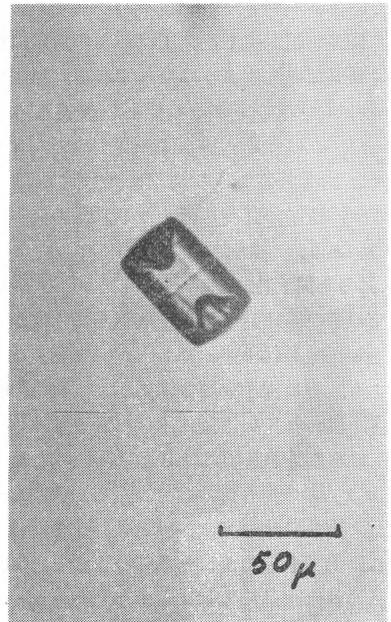
一方、氷晶が急増する時は (2), (3) で示した角柱



第6図(a) 小角柱の組合せ



第6図(b) 不定形及び角板の組合せ

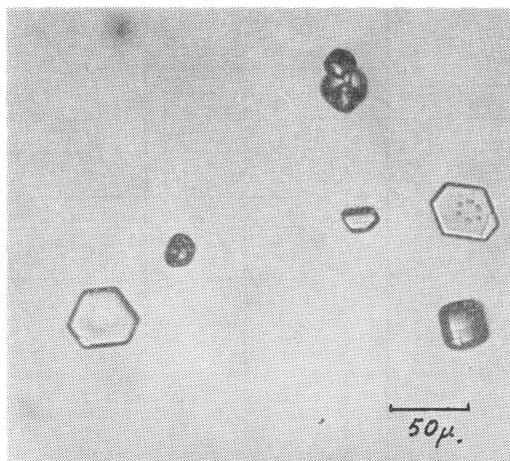
第6図(c) c/a が1に近い角柱

第6図(d) いわゆる twin boundary を持った結晶

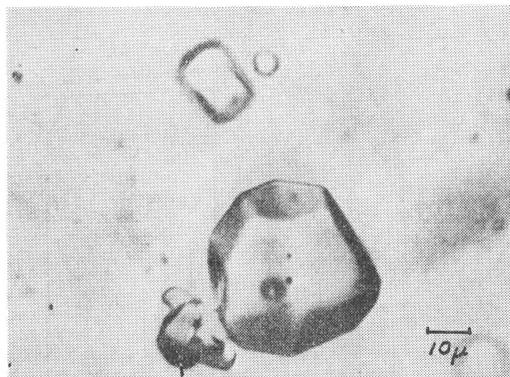
が主となる。角柱のほとんどは骸晶構造を持ち大きさも 20μ から 100μ の幅を持っている。氷晶の濃度が 10^3 ケ/l 位になると大きさは 20μ 前後の粒径を持ち、粒径分布の幅も狭くなる。そして、形成される温度から考えて天然の網雲の氷晶に近いだろう (Weickmann 1947)。

氷晶の形 (3) で述べたC軸を二等分する境界について Ito (1953) が満州での水霧の観測から二つの single crystals が basal 面で付着した hexagonal twin prism の境界、即ち twin boundary であると報告した。この

問題について Kumai は二個の凍結霧粒が付着して角柱に成長する際にその接触面が prism 面上に現われたもので凍結霧粒の sintering は basal 面で起こると述べている。ここで書かれている twin crystal (または twin prism) は始め Weickmann の天然の雪結晶の分類の時に用いられた。そして -20°C 以下の温度で As, Ac 等の雲中で観測された。Nakaya (1954) の天然雪の分類



第6図(e) 薄い角板と凍結霧粒



第7図 Alaska で見いだされた多面体の氷晶 (Ohtake, 1970)

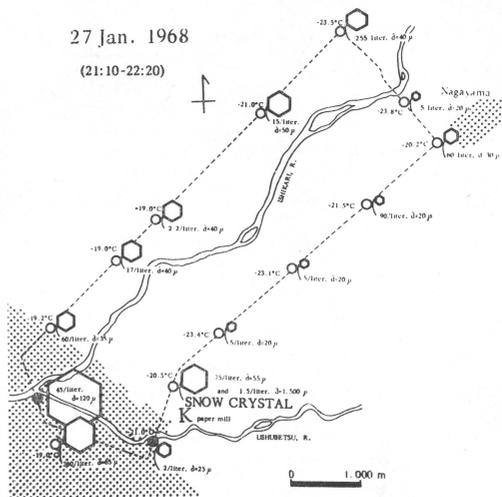
では C1c として column を示し、その形として C 軸を二等分する boundary を書いています。その説明として、二つの crystals から成り立っている twin crystal であろうと述べています。

最近、小林・大竹 (1973) は Alaska の水霧中で twin prism と思われる結晶を観測し、顕微鏡のステージ上に diffusion chamber を作って、その結晶を成長させたり、また、蒸発をさせる実験を行った。その結果、boundary は結晶の蒸発過程のみに現われ、成長過程では消失することを見出した。これは昇華による熱的腐食溝であろうと考えた。さらに化学的腐食液 (Formvar solution) で結晶を処理しても同様な結果が得られた。以上の事実から、これらの結晶は (0001) 面に平行なある種の面状の欠陥を含み、その prism 面での露頭が high energy を持ち、昇華の際には prism 面より選択的に早く蒸発し溝を作ると推定した。

この面欠陥が全ての角柱結晶に現われるかどうかについては未だ明確ではないが、角柱結晶の形成を考える上に重要なものとなるであろう。

角柱で興味ある結晶として Shimizu (1963) が南極越冬中に観測した “long prism” である。これは $-25 \sim -40^\circ\text{C}$ の気温で成長したものである。旭川では未だこのような結晶 ($c/a \approx 12$) は観測されていないが Kobayashi (1965) は実験室で $c/a \approx 10$ 位の long prism を $-45 \sim -50^\circ\text{C}$ の温度範囲で作った。

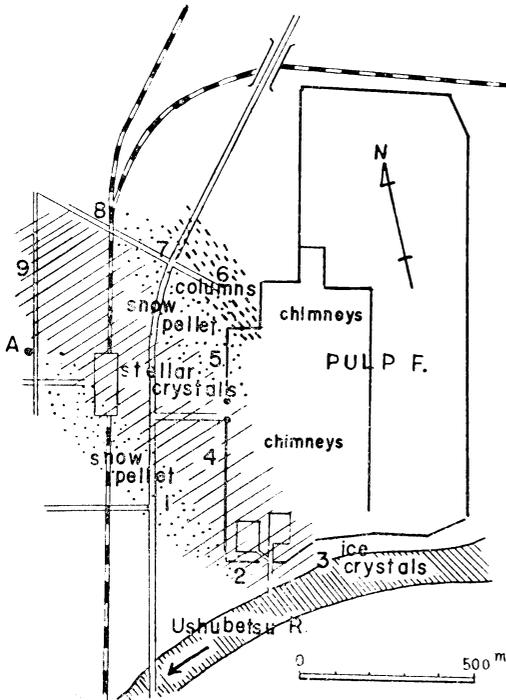
Alaska では気温が -30°C 以下で水霧が発生するため、chena 川からの蒸気霧の霧粒は直ちに凍結する。そのため、水霧中の氷晶は凍結霧粒である。Kumai はこ



第8図 氷晶の水平分布、●印過冷却霧粒、□氷晶 shadow は市街を表わす (Yamashita et al. 1971)

の凍結霧粒の写真を多数示し、さらに数個付着し、sintering を起こしている結晶を示した。また Ohtake は第7図に示すような多面体の氷晶を観測した。これは凍結した霧粒が成長する際、prism 面、basal 面の他に pyramidal 面が現われたものである。

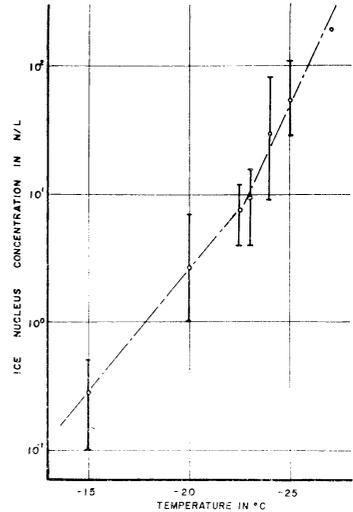
旭川の氷晶の水平分布の観測は Yamashita, Fujiki and Takahashi (1971) によってなされた。その結果の1例を第8図に示す。彼等は石狩川上流の比布まで車を利用し、氷晶の採取はレプリカによって行った。この図からも旭川市内の製紙工場の排水の流れる部分で過冷却霧が観測されている。上流の河川の水温が低いと過冷却霧はみられないが、氷晶は 2.2ヶ/l から 225ヶ/l の濃度



第9図 「工場雪」の1例 (山本, 1970)

を示している。水蒸気の補給が十分である過冷却霧の中では平均 120μ もの大きさに成長している。また特徴的なのは製紙工場近くで $1,500\mu$ の snow crystal が観測された。これは山本 (1970) が報告した「工場雪」と思われる。この「工場雪」は工場から出る steam と煙とがこの雪を作るのに重要な役割をしている。外気温に比べて steam の温度が高いので空気中で徐々に温度が下がり、丁度一番成長速度が大きい温度範囲を通り、 $(-12\sim-18^{\circ}\text{C})$ その温度で働く核があると dendrite の snow crystal が出来る。さらに steam の温度が低くなると、その部分で columnar type の ice crystal を作る。この例を第9図に示す。山本によると朝6時の降雪日数を比較すると、工場操業前1893~1897年の5年間では、晴、曇、雪の日数は大体3等分される割合で出現していたが、操業直後の5カ年間1942~1946年では雪日数が一挙に全体の半数を占め、晴日数が極めて少なくなったと報告した。この事実は寒冷地の大工場がその地域の気候に大きな影響を与えた良い例である。

ここで問題となるのは氷晶核濃度と氷晶の濃度との比較であろう。第10図は著者が1969年の冬期に観測した氷晶核濃度のスペクトルである。この観測値は静穏な日の



第10図 1969年冬期に観測された氷晶核濃度の温度スペクトル

日中に測定したものである。この氷晶核濃度と第3図および第8図に示した氷晶の濃度と比較すると氷晶の方が核より1~2桁多い場合がある。これは旭川の水霧中の氷晶の形成が氷晶核上への昇華のみならず、過冷却霧の凍結による氷晶の増加が考えられる。第6図(e)に示した凍結霧粒もその1例で、この時氷晶の濃度は 7×10^3 ケ/L (気温 -25°C) であった。

5. 水霧中での実験

過冷却霧が発生する場所では種々の人工氷晶核を用いて人工降雨の基礎実験が可能である。Ohkita and Kimura (1954) は過冷却霧の中に AgI の種蒔きを行い、氷晶の成長速度および氷晶の形状についての観測を行った。その結果、平板結晶の成長速度は Houghton の関係式より求めた成長速度と良く一致した。さらに結晶形で種々の奇形のもの写真を示した。

人工降雨の実験ではないが、方法として同じ種蒔きを行い過冷却霧粒を氷晶に変え、落下速度を大きくしてやっって霧を消散させる実験も行われている。この実験では液化窒素をポンプより放出し、過冷却霧を水霧に変えるものである。未だ実験は終わっていないようで詳しい報告は得ていない。視程の悪化については Alaska, Fairbanks でも問題となっているようである。

Endoh et al. (1972 a, b) は石狩川の河川敷内で過冷却霧から水霧への相変化に対応する電気的性質の観測を行った。その結果、相変化に共なって、すでに正に高まった電位傾度が減少し晴天の値からさらに負電場にま

で達した。このメカニズムとして氷晶が選択的に負電荷を帯びることによるためと、さらに氷晶の成長によりエーロゾル粒子が除かれるため (Facy effect) 大気の電気伝導度が増加するためと考えた。

水霧の電氣的性質の観測は Alaska で Ohtake (1970) によってもなされているが、未だその観測例は少ない。水霧の発生する気温が -20°C 以下であることから、これについての観測は丁度積乱雲上部の電氣的性質を研究する上で都合が良いであろう。特に過冷却霧から水霧への相変化に関するものは電荷発生機構及び雪結晶のもつ電荷について何んらかの暗示が得られるものと思う。

6. おわりに

旭川地方で興味ある気象現象として水霧をとり上げ、旭川で観測されたもの、それに関連した外国での観測や実験について述べてきた。記述が散漫になった所もあるが、 -20°C 以下の気温で発生する霧について少しでも御理解が得られれば幸いである。

文献

Benson, C.S., 1965: Ice fog, Low temperature air pollution. Final Report. Geophysical Institute Univ. of Alaska.
 Endoh, T., T. Iwabuchi and C. Magono, 1972a: Observation of the electric potential gradient at the surface in winter fogs (Electrical properties of winter fog: Part I) J. Meteor. Soc. Japan **50**, 389-400.
 Endoh, T., T. Shigeno, T. Iwabuchi and C. Magono, 1972b: Observation of vertical distribution of atmospheric electric potential gradient, point discharge current and antenna-earth current in winter fog and snowfall (Electrical properties of winter fog: Part II) J. Meteor. Soc. Japan. **50**, 401-407.
 Ito, K., 1953: Forms of ice crystals in the air. Paper in Meteorology and Geophysics Vol. III, 207-216.
 Khragian, A. Kh., 1961: Cloud Physics. I.P.S.T. 1963 (Trans. from Russian).
 Kikuchi, K., 1964: On some coastal cloud over Ishikari Bay, Hokkaido, J. Meteor. Soc. Japan

42, 341-353.
 Kobayashi, T., 1965: Vapour growth of ice crystal between -40 and -90°C , J. Meteor. Soc. Japan **43**, 359-367.
 小林禎作, 大竹武, 1973: 角柱結晶のいわゆる twin boundary について, 気象学会1973年春季大会予稿集.
 Kumai, M., 1964: A study of ice fog and ice nuclei at Fairbanks, Alaska. Research Report, CRREL.
 黒岩大助, 大喜多敏一, 1959: 最近の霧の研究とその展望. 気象研究ノート, **10**, 247-294.
 串崎利兵衛, 山本晃, 森秀雄, 1966: 石狩川上流域の結氷と水温について—河川結氷と水温(第2報) 研究時報, **18**, 433-439
 Nakaya, U., 1954: Snow crystal. Harvard Univ. Press.
 Ohkita, T. and K. Kimura, 1954: Ice crystal growth in the atmosphere., J. Meteor. Soc. Japan **32**, 129-142.
 Ohkita, T., 1960: Estimation of direction of air flow from observation of rime ice., J. Meteor. Soc. Japan **38**, 207-209.
 Ohtake, T., 1970: Studies on ice fog., Final Report Geophysical Institute Univ. of Alaska.
 Sakurai, K., 1968: Observation of ice crystals in supercooled fog., J. Meteor. Soc. Japan **46**, 110-119.
 Sakurai, K., 1969: Observation of supercooled fog containing ice crystals., J. Meteor. Soc. Japan **47**, 324-328.
 桜井兼市, 1973: 過冷却霧粒の凍結による水霧の観測, 気象学会1973年秋季大会予稿集.
 Shimizu, H., 1963: "Long Prism" crystal observed in the precipitation in Antarctica., J. Meteor. Soc. Japan **41**, 305-307.
 Thuman, W.C. and E. Robinson, 1954: Studies of Alaskan ice fog particles., J. Meteor. **11**, 151-156.
 Weickmann, H., 1947: The ice phase in the atmosphere., Rep. and Trans. No. 716.
 山本 晃, 1970: 工場雪, 雪氷, **32**, 147-156.
 Yamashita, A., Y. Fujiki, and C. Takahashi, 1971: Supercooled fog, ice fog and snowfall on a calm and cold day in Asahikawa., J. Meteor. Soc. Japan **49**, 236-248.