

2004年2月に北海道・岩見沢付近で発生した雨水現象の特徴

松 下 拓 樹*・尾 関 俊 浩**・西 尾 文 彦***

要 旨

2004年2月に北海道の岩見沢周辺で発生した雨水現象について、地上気象観測資料と客観解析資料を用いた解析を行った。その結果、岩見沢で着水性降水があった期間は、22日21時30分頃から23日5時頃までであり、雨水が発生した地域は、岩見沢から滝川までの約40 kmの範囲と推定された。

着水性降水時、岩見沢における地上気温は -0.5°C 前後で推移し、雨水の形成環境としてはそれほど低い気温状態ではなかった。しかし、雨水表面における理論的な熱収支計算によると、北東からの6 m/s前後の風による通風効果によって負の熱フラックスが増加し、雨水が発達しやすい大気環境であったことが示された。

1. はじめに

2003~2004年冬期は北海道の多雪地帯として知られる岩見沢において2度の着水性の雨による雨水現象が発生した。なかでも2月22日夜半から23日明け方にかけて発生した雨水事例では、木の枝などが約1 cmの透明な水に覆われ(第1図)、その後の暴風と相まって多くの被害が発生した。このとき日高地方では、雨水による幹折れや幹曲がりなどの森林被害面積が163haに及び(鳥田ほか, 2004)、十勝地方の広尾町野塚峠では、凍雨が原因による雪崩の発生が報告された(川島ほか, 2004)。このことから、北海道の各所で着水性降水による被害が発生したと考えられる。

着水性の雨が発生する気象条件は、一般的に、上空に降雪粒子を融解して雨滴にする融解層(気温 0°C 以上)があり、その下層に雨滴を冷却して過冷却状態とする再冷却層(気温 0°C 以下)が存在することである。これを融解過程(melting process)という。融解過程の他、大気全層が気温 0°C 以下の状態で凝結成長過程あるいは衝突併合過程を経て過冷却水滴が成長する場

合(warm rain process)もあるが、そのほとんどは粒径の小さい着水性の霧雨となる(例えば Bocchieri, 1980; Rauber *et al.*, 2000)。着水性降水が付着凍結する雨水害の発生において、前述の融解過程が重要である。

日本における着水性降水の発生は、主に中部地方以北の内陸山間部と関東地方以北の太平洋沿岸部で多く(松下・西尾, 2004)、これらの地域で雨水による被害報告も多い(牛山, 1991)。北海道では東部の太平洋側平野部で発生割合が高いが、今回の事例のように日本海側の平野部で発生した例は少ない。また、全国の気象官署で着水性降水が観測されているときの風速を調べた結果(松下・西尾, 2004)では、その多くは弱風下で発生する傾向にあるが、今回の事例では岩見沢で6 m/s以上の比較的強い風を伴っていたことも特徴であった。

ここでは、2004年2月22~23日の岩見沢地域における雨水事例に着目し、発生時の気象状況および雨水形成に関する大気の熱的環境について解析を行った。

2. 解析資料

第2図の解析範囲に示す気象官署および AMeDAS の地上気象観測資料と札幌における高層気象観測資料を用いた。また、第4節の850 hPa面と950 hPa面の局地解析にはメソ客観解析資料を用いた。これらは気象庁提供の気象資料(CD-ROM版)である。なお、雨水

*千葉大学大学院自然科学研究科・株式会社工学気象研究所。 **北海道教育大学岩見沢校。

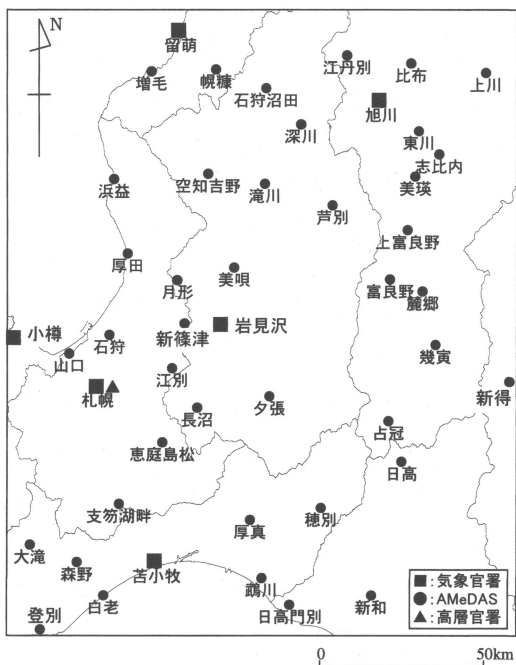
***千葉大学環境リモートセンシング研究センター。

—2005年4月8日受領—

—2005年6月27日受理—



第1図 岩見沢における雨水の写真。2004年2月23日撮影。木の枝全体が約1cmの透明な水に覆われている。



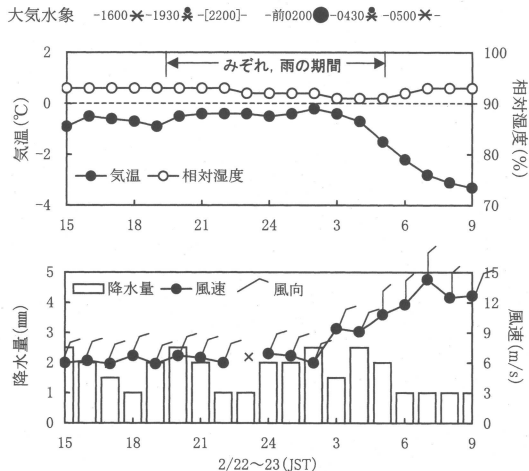
第2図 解析範囲および気象観測地点。■は気象官署、●は AMeDAS、▲は高層気象官署。

の写真(第1図)は、著者の1人(尾関)によるものである。

3. 気象概況

3.1 岩見沢における地上気象の特徴

第3図は、岩見沢における2月22日15時から23日9時までの地上気象観測値の時系列と大気水象である。岩見沢では、22日朝から降り続いた雪が19時30分に



第3図 2004年2月22日15時から23日9時の岩見沢における気温、相対湿度、降水量、風向・風速の時系列と大気水象。図中の×印は、感部凍結による風向・風速の欠測を表す。

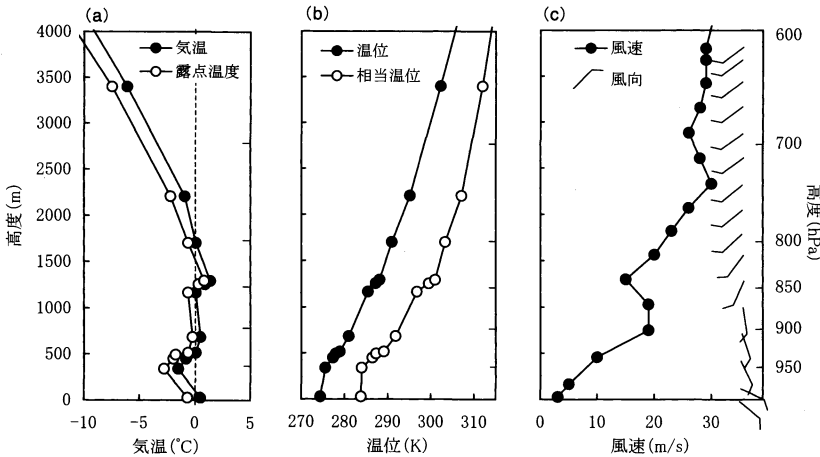
それぞれが変わり、23日2時前には雨になった。その後4時30分に再びみぞれが変わり、5時以降は雪となった。

第3図で雨やみぞれが降っている期間の気温に着目すると -0.5°C 前後で推移しており、気温や相対湿度に大きな変動がないにもかかわらず降水形態が変化している。このことは上空に融解層が存在することを示唆する。22日22時以降のみぞれから雨に変わった時刻は不明であるが、23時には風向風速計の感部凍結により風が欠測となっている。ここで気温 0°C 以下で降るみぞれも着氷性降水とすると、岩見沢で着氷性降水が発生した期間は、22日19時30分から23日5時までの期間であると考えられる。

着氷性降水時の気温 -0.5°C は、雨水が顕著に発達するにはそれほど低い気温状態ではないと考えられるが、この期間、 6 m/s 前後の風を伴っており、風向が北北東でほぼ一定であるのが特徴である。特に、23日3時以降は、気温の下降に伴い風が強まり、 10 m/s 以上の強風となった。

3.2 総観場の特徴

第4図に、22日21時の札幌における気象観測値の鉛直分布を示す。第4図aより、およそ高度 500 m から 1700 m までの気温 0°C 以上の融解層と、その下層の気温 0°C 以下の再冷却層の存在が明瞭で、融解過程による着氷性降水発生気象条件となっている。気温 0°C の高度がおよそ 500 m であることは、日高地方の雨水害が標高約 500 m 以下の地域で確認された調査結果



第4図 札幌における2004年2月22日21時の (a) 気温と露点温度, (b) 温位と相当温位, (c) 風向と風速の鉛直分布.

東北東に抜け、各地で風速の極値を更新するような暴風が吹き荒れた。第4図aに見られる上空500~1700 m付近の気温0°C以上の融解層は、この低気圧の前面の暖気移流によってもたらされ、地上付近における東よりの風は温暖前線の北側の風系に伴ったものと考えられる。

4. 局地解析

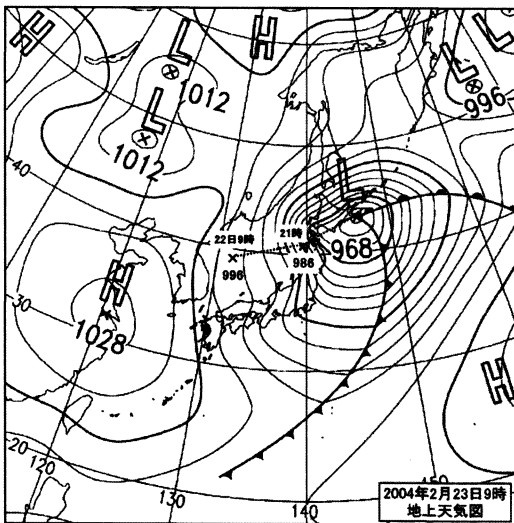
4.1 気温分布の鉛直構造

第6図は、22日21時における

850 hPa 面, 950 hPa 面および地上における相当温位, 気温, 風の分布である。第4図で示したように、850 hPa 面は気温0°C以上の融解層高度、950 hPa 面は地上付近の相当温位層の上部高度に対応する。850 hPa (第6図a) では南からの暖気移流が顕著で、気温0°Cの等温線が北側へ大きく張り出している。一方、950 hPa (第6図b) では、0°C等温線の北側領域で東からの寒気移流、南側で南東~南の暖気移流があり、その境となる0°C等温線付近で相当温位の水平傾度が大きくなっている。

第6図aとbに示す上空の0°C等温線の位置関係に着目すると、雨水が発生した岩見沢付近は、850 hPa 面と950 hPa 面の0°C等温線に挟まれた領域に位置している。また、第6図cより、岩見沢付近の地上気温は0°C以下である。このことから、岩見沢付近では、上空950~850 hPa 間に気温0°C以上の融解層が存在し、950 hPa 付近から地上までが気温0°C以下の再冷却層であったと考えられる。

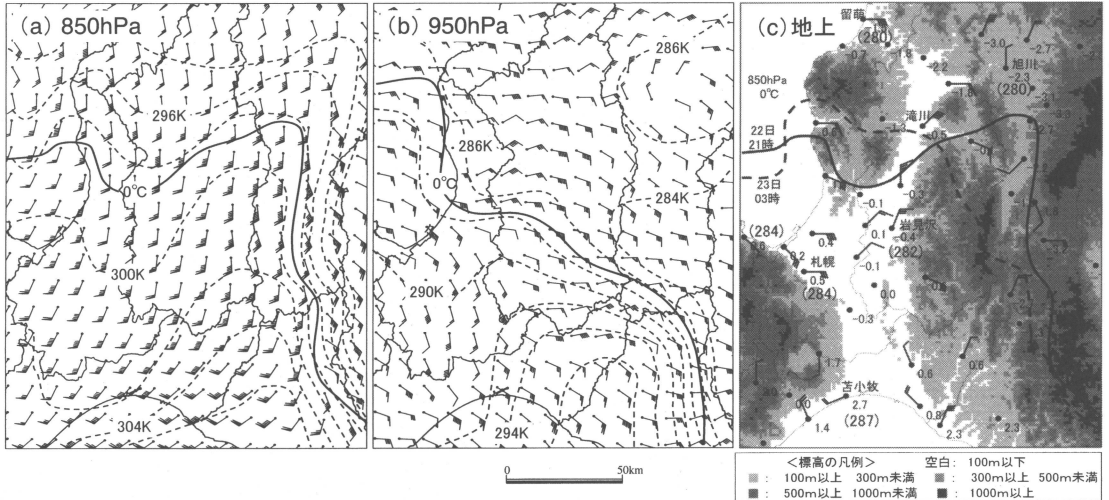
850 hPa 面の0°C等温線は、23日3時になると滝川付近に達している(第6図c)。地上気温分布は、22日24時以降、岩見沢付近において0°Cの境界が明瞭となり、それより北側の地域で氷点下の地点が広がっている(図は省略)。このことから、雨水が顕著に発生した地域は、岩見沢から滝川にかけて約40 kmの範囲であると考えられる。この地域的な特徴は、24日に行った国道12号線沿線の調査結果(尾関, 2004)に一致する。また、岩見沢付近における着水性降水発生気象条件は、22日21時前から23日3時すぎまで継続していたと



第5図 2004年2月23日9時の地上天気図。気象庁作成。22日9時と21時における低気圧中心の位置と気圧も示す。

(尾関, 2004)に一致する。また、第4図bおよびcより、高度500 m以上の融解層では、強い南よりの風が卓越して相当温位が高度とともに高くなるのに対し、高度500 m以下の再冷却層では、東よりの風で相当温位層となっている。

第5図は、岩見沢における着水性降水期間直後の2月23日9時の地上天気図で、前日の低気圧の位置も示す。22日に日本海西部にあった低気圧は、22日夜から23日朝にかけて北海道の南海上を急速に発達しながら



第6図 2004年2月22日21時の相当温位、気温、風の分布。(a) 850 hPa, (b) 950 hPa および (c) 地上を示す。長い矢羽は 5 m/s, 短い矢羽は 1 m/s, ペナントは 10 m/s. (a) と (b) の破線は等相当温位線 (2K 間隔), 実線は気温 0°C の等温線. (c) 数値は地上気温, カッコ内数字は相当温位, 実線と破線は22日21時と23日3時における850 hPa 面の 0°C等温線的位置. 陰影は標高分布である.

考えられ, 第3節で示した地上気象観測値からみた着水性降水期間に一致する.

4.2 岩見沢付近の気流構造の特徴

950 hPa (第6図b) の東よりの卓越風に伴い, 地上でも日本海沿岸地域を中心に東よりの風が卓越しているが, 滝川から岩見沢にかけた地域では, 地形に沿うように北~北東の 5 m/s 以上の風となっている. 第6図bの950 hPa 面における 0°C等温線北側の東風域の相当温位と岩見沢の地上相当温位, および第4図の地上付近の等相当温位層の値がほぼ等しい. このことから, 岩見沢付近の北東風は, 大気下層の東よりの気流が地形に沿うように流れ込んだためと考えられる.

2003年12月6日の事例においても, 同じ気流構造がみられ, 岩見沢では北北東の風 6 m/s (21時) が観測されている. また, 総観規模の低気圧も今回の事例と同様に北海道の南海上を発達しながら進んだ.

着水性降水の発生条件の形成において, 岩見沢付近の地上の北東気流と, 上空850 hPaの南よりの暖気移流との強い鉛直シアの関与が示唆される. 一方, 着水性降水の発生には鉛直方向の気温状態が最終的な決定要素となる. 岩見沢付近における地形効果による北東気流が着水性降水の発生に寄与しているのかは, 事例が少ないため結論を導くことはできないが, 注目すべき現象であると考えられる.

5. 雨水形成に関する大気の熱的環境

5.1 雨水表面の熱フラックスの式

第3節で示したように, 岩見沢における着水性降水時の地上気温は -0.5°C前後で, 雨水が顕著に発達するにはそれほど低い気温状態ではないと考えられる. 一方, 風速 6 m/s 前後の風を伴っていたことも特徴であり, 雨水形成における風速の影響も考えられる. そこで, Jones (1996) による雨水表面の熱収支の計算方法を引用し, 雨水形成時における大気の熱的環境について調べた. この方法では, 木の枝などの円柱上に雨水が発達し, その表面が未凍結の水膜に覆われていると仮定した熱収支計算を行う. 雨水表面における顕熱フラックス Q_s (W/m^2) および潜熱フラックス Q_l (W/m^2) は, 次式で表される (Jones, 1996).

$$Q_s = -\pi h_a \Delta T \quad (1)$$

$$Q_l = -\pi L_e h_v \Delta \rho_v \quad (2)$$

ここで, ΔT は大気と雨水表面の温度差 (°C) で, 雨水表面の温度を 0°C とした. $\Delta \rho_v$ は水蒸気密度の差 (kg/m^3), L_e は水の蒸発潜熱 (J/kg) である. また, 大気の熱交換係数 h_a ($W/(m^2 \cdot ^\circ C)$) と水蒸気交換係数 h_v (m/s) は, 風速の観測値 V と対象物の半径 D に応じて求められるレイノルズ数 Re との関係式から得られる (Jones, 1996).

$$Nu = h_a D / k_a = f(R_e) \quad (3)$$

$$S_h = h_v D / k_v = f(R_e) \quad (4)$$

ここで、 Nu はヌッセルト数、 S_h はシャーウッド数である。 k_a は大気熱伝導率で、Beard and Pruppacher (1971)による湿潤空気熱伝導率の式から求めた。 k_v は大気の水蒸気拡散係数で、Hall and Pruppacher (1976)による式を用いて求めた。なお、計算では半径 $D = 1 \text{ cm}$ とした。

一方、雨水表面の水膜が凍結するのに要する熱量 Q_f (W/m^2) は、

$$Q_f = L_f w \quad (5)$$

である。ここで、 L_f は水の凍結潜熱 (J/kg)、 w は降水量 P (mm/h) と風速 V (m/s) の観測値から得られる降水フラックス ($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$) で、次式より求める (Jones, 1996)。

$$w = [(P \rho_w / 3.6)^2 + (WV)^2]^{1/2} \times 10^{-3} \quad (6)$$

ここで ρ_w は水の密度 (g/cm^3) である。 W は大気中の雨水量 (g/m^3) で、降水量 P との関係式 (Best, 1950)。

$$W = 0.067 P^{0.846} \quad (7)$$

から推定した。

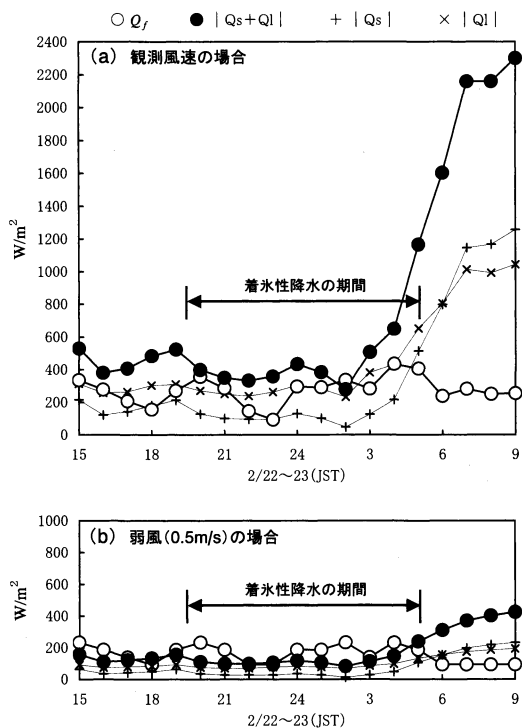
この他、放射などによる熱フラックスが考えられるが、雨水形成における熱的影響が小さいので (Jones, 1996)、ここでは顕熱と潜熱のみを考えた。

5.2 岩見沢における雨水形成時の大気熱的環境

雨水形成に関する3つの熱フラックス (Q_s , Q_l , Q_f) は、地上気象観測値 (気温 T , 相対湿度 RH , 風速 V , 気圧 P_a , 降水量 P) を入力条件として時々刻々求められ、計算は岩見沢における1時間毎の観測値を用いて行った。また、風速による影響を調べるために弱風 (0.5 m/s) とした場合の計算も行った。

第7図が、雨水表面における熱フラックスの計算結果である。図では雨水の凍結環境をみるために、 Q_s と Q_l の合計値 (負の値) の絶対値をとった。この値と Q_f を比較して大きければ水膜が凍結 (雨水が発達) しやすいことを意味する。

第7図aに示すように、観測値をもとにした計算結果では、22日19時30分から23日5時までの着水性降水の期間、 Q_s と Q_l の合計値が Q_f を上回り、雨水が発達しやすい大気状態であったことがわかる。一方、第7図



第7図 2004年2月22日15時から23日9時までの岩見沢における雨水表面の熱フラックスの計算結果。 Q_f は雨水表面の水膜が凍結するのに要する熱量、 Q_s は顕熱フラックス、 Q_l は潜熱フラックスである。 Q_s と Q_l は負の値であるが、図ではそれらの絶対値を示した。(a)は観測風速をもとにした計算結果、(b)は風速を 0.5 m/s とした場合の計算結果。図中の着水性降水期間は、気温 0°C 以下で雨やみぞれが降った期間。

bの弱風 (0.5 m/s) とした場合の計算結果では、 Q_f の値が常に上回り、雨水が発達しにくい状態となる。このことから、岩見沢では、 6 m/s 前後の風による通風効果の強まりによって、雨水表面の負の熱フラックスが増加し、雨水が発達しやすい大気環境にあったと考えられる。

6. おわりに

2004年2月に北海道岩見沢周辺で発生した雨水現象について、地上気象観測資料と客観解析資料を用いた解析を行い、次のことが明らかとなった。

- ① 岩見沢における着水性降水期間は、22日19時30分から23日5時までであると考えられる。
- ② 雨水が顕著に発生した地域は、岩見沢から滝川までの約 40 km の範囲と考えられる。

③ 着水性降水時の岩見沢における地上気温は -0.5°C 前後で、雨水発達の大気環境としてはそれほど低い気温状態ではなかった。

④ しかし、6 m/s 前後の風による通風効果の強まりによって雨水表面における負の熱フラックスが増加し、雨水を顕著に発生させたと考えられる。

国内の着水性降水は、一般的に弱風下で発生する傾向にあるが、そのうち雨水による被害は比較的風が強い場合に生じやすいと考えられる。この風速の影響として対象物に対する風圧の強まりが第一に考えられるが、ここでは雨水表面の熱収支の観点から考察し、風の強まりによって負の熱フラックスが増加するため雨水が形成されやすいことを指摘した。

また、今回の事例では、着水性降水による雨水形成後10 m/s 以上の強風となった。強風を伴う雨水事例がどの程度の発生確率をもつのか、または今後はどうか、災害の観点から重要である。

謝 辞

北海道立林業試験場の鳥田宏行氏には、日高町の雨水被害状況について説明を頂きました。また、査読者と編集委員会からは、この原稿に対する丁寧なコメントをして頂きました。ここに記して感謝申し上げます。

参 考 文 献

Beard, K. V. and H. R. Pruppacher, 1971: A wind tunnel investigation of the rate of evaporation of

small water drops falling at terminal velocity in air, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1455-1464.

Best, A. C., 1950: The size distribution of raindrops, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **76**, 16-36.

Bocchieri, J. R., 1980: The objective use of upper air soundings to specify precipitation type, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 596-603.

Hall, W. D. and H. R. Pruppacher, 1976: The survival of ice particles falling from cirrus clouds in sub-saturated air, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1995-2006.

Jones, K. F., 1996: Ice accretion in freezing rain, CRREL Report, 96-2, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, 22pp.

川島由哉, 池田保夫, 信太朋之, 2004: 凍雨が原因で発生した雪崩, 2004年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 37.

尾関俊浩, 2004: 2004年2月22日-23日に北海道で発生した着氷雪に関する調査, 第23回日本自然災害学会学術講演会講演概要集, 77-78.

松下拓樹, 西尾文彦, 2004: 着水性降水の気候学的特徴と地域性について, *雪氷*, **66**, 541-552.

Rauber, R. M., L. S. Olthoff, M. K. Ramamurthy and K. E. Kunkel, 2000: The relative importance of warm rain and melting processes in freezing precipitation events, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1185-1195.

鳥田宏行, 木戸一男, 清水敏道, 2004: 日高町で発生した着氷による森林被害, 2004年度日本雪氷学会全国大会講演予稿集, 116.

牛山素行, 1991: 雨水現象についての基本的考察—長野県の事例を主として—, *年報長野県地理*, **9**, 18-27.

Freezing Rain and Glaze Phenomenon Occurred around Iwamizawa in Hokkaido on February 2004

Hiroki MATSUSHITA*, Toshihiro OZEKI**, Fumihiko NISHIO***

* (Corresponding author) Graduate School of Science and Technology, Chiba University, 1-33 Yayoi, Inage, Chiba 263-8522, Japan. • Meteorological Research Institute for Technology Co., LTD.

** Hokkaido University of Education, Iwamizawa Campus.

*** Center for Environmental Remote Sensing, Chiba University.

(Received 8 April 2005 ; Accepted 27 June 2005)