

近畿地方で観測された電粒

佐 藤 昇*

要 旨

大阪管区異常気象報告(大阪管区气象台)によれば、近畿地方の降電の機会には少なく、過去30年間、各府県で1回/年以下の頻度でしか観測されていない。また、直径5 cm以上の大きさの電粒の観測記録はない。

1994年6月16日16時10分過ぎ大阪市南部で、上空寒気移流による成層状態の不安定化から発達したと思われる積乱雲からの降電が観測された。この積乱雲のレーダー・エコーは大阪府内で約2時間停滞した。近畿地方では電粒のエンブリオを観察した例はないので、今回採集された電粒の薄片観察を行った。その結果、エンブリオとしては霰よりも、凍結水滴のものが多かった。これは雲中の気温が高いことによるものと考えられる。

1. はじめに

積乱雲は災害をもたらす種々の現象を伴っている。そのひとつとして積乱雲中で形成される電に伴う災害がある。これは局地的な現象であることなどから、日本国内ではあまり注目されてこなかったが、国外では電害が積乱雲の人工制御によって防止できるとの考えから、大規模な降電抑制実験や降電研究観測が行われている(例えば、Dessens, 1986)。

電雲に関しては、大気の流れの構造や熱力学的構造、雲物理学的構造などがいろいろな角度から議論されている(例えば、Browning *et al.*, 1976)。

電粒の内部構造の研究は、降電の微物理過程の理解の一助となるため、電粒の構造、特にその中心にあるエンブリオの解析は、電成長のプロセス解明のための重要な基礎的課題である。エンブリオには霰起源のものと凍結水滴起源のものがあり、この2種類のエンブリオの比率の地域差については、Knight (1981) がアメリカをはじめとする各地のデータをまとめているが、その中には日本のデータは含まれていない。

日本国内では採集する機会も少ないこともあって諸外国に比べ、電粒のエンブリオの観測例は少ない。現在まで国内での電のエンブリオの観測は秋田(梶川, 1984)、群馬(梶川, 1989)、埼玉(高橋・宮下, 1989)

と限られた事例しか報告されていない。電粒のエンブリオの地域差を気候の特徴とするには、事例解析をさらに増やす必要があることが指摘されている(小元, 1989)。

1994年6月16日16時10分～16時30分にかけて大阪市南部で、降雨とともに電粒を採集した。ここでは大阪市内で採集された電粒のエンブリオを解析した結果を、降電時の大気状態や近畿地方での降電頻度とともに報告する。現在まで報告例のない近畿地方で採集された電粒のエンブリオの観測結果と国内の他の地域での観測結果との比較も行った。

2. 近畿地方の降電

日本での降電頻度分布を見ると、最も頻度の高い地域は東北・北海道の日本海沿岸で、次いで北関東を中心とする本州中部山岳地帯である(Omoto, 1967)。

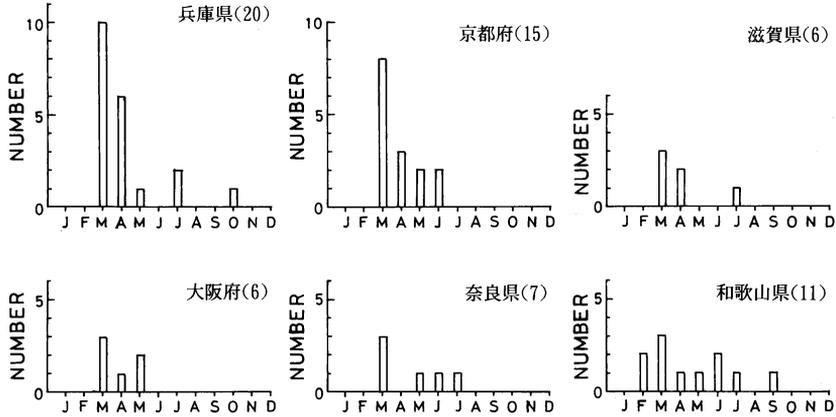
近畿地方の降電の統計資料として、大阪管区气象台による過去30年間分(1964～1993年)の大阪管区異常気象報告の「電害」のデータを使用した。ここでは、「電害」を「降電」と見なし統計値をとった。近畿地方の府県別・月別に降電の観測された度数分布を第1図に示す。近畿地方では兵庫県、京都府で相対的に降電が多いが、いずれも1回/年以下の頻度である。この結果はOmoto (1967) による1954～1964年の期間の結果とはほぼ同様の頻度である。大阪府内では30年間で6回しか記録されておらず、降電の頻度は非常に少ない。

どの府県も3月に頻度のピークが見られ、春の寒気

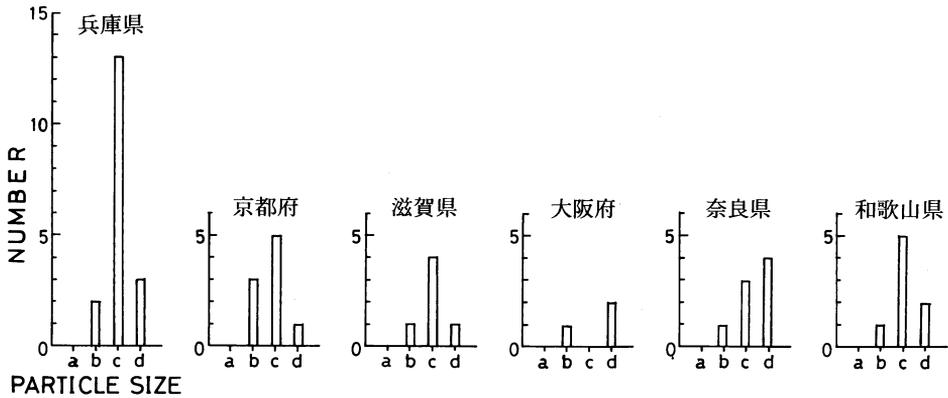
* 大阪府教育センター。

—1997年5月19日受領—

—1997年11月24日受理—



第1図 近畿地方における府県別・月別の降雹の観測数 (1964~1993年). カッコ内は観測回数.



第2図 近畿地方における府県別の雹粒の粒径ごとの頻度分布 (1964~1993年). a : 直径 5 cm 以上, b : 直径 3~4.9 cm, c : 直径 1~2.9 cm, d : 0.9 cm 以下.

の南下による大気的不安定化がもたらす積乱雲の発達にともなう降雹が卓越していると考えられる. 一方, わが国で降雹の頻度の大きな地域の一つである関東甲信地方では, 5~7月にその出現にピークがあることが報告されている (吉野, 1989).

降雹の記録から, 雹粒の最大粒径の出現頻度を吉野 (1989) の区分を参考に4段階に分けて求めた. すなわち, a: 直径 5 cm 以上, b: 直径 3~4.9 cm (ゴルフボール大という記録を含めた), c: 直径 1~2.9 cm (親指大, そら豆大, ピンポン玉という記録をここに含めた), d: 直径 0.9 cm 以下 (小豆大, 小梅粒をここに含めた). 集計の結果を府県別に第2図に示す. 関東甲信地方では, aの階級である直径 5 cm 以上の大きな雹粒は44年間で24例数えている (吉野, 1989) が, 近畿地

方では30年間で, 1例も記録されていない. 52例のうちbの階級の3~4.9 cm が9例, cの階級の1~2.9 cm が30例, dの階級の0.9 cm 以下が13例を数えた. 近畿地方のそれぞれの府県で最大の粒径はbの階級であった.

第1図, 第2図の頻度分布はともに雹害の発生している場合に限られているため, 比較的小さい粒径の降雹現象は含まれていない場合が多いと考えられる.

3. 1994年6月16日の降雹

3.1 大気状態

大阪市南部に降雹があった1994年6月16日の総観場の特徴を見るために, 9時の地上天気図を第3図aに示した. 日本付近は関東の東に中心を持つ高気圧に覆

われており、日本の南岸には梅雨前線が停滞していた。第3図bに示した500 hPaの高層天気図をみると、上空に寒気が流れ込んでおり大気の状態が不安定になっていた。大阪では昼過ぎまで晴れ間が広がっていたが、午後になると積乱雲が出現し、大阪市南部に降雹をもたらした。6月16日16時の「ひまわり」画像を第3図cに示す。降雹をもたらした積乱雲が大阪から奈良に向かって広がっている。雲頂の輝度温度は $-35\sim-45^{\circ}\text{C}$ の範囲にあった。

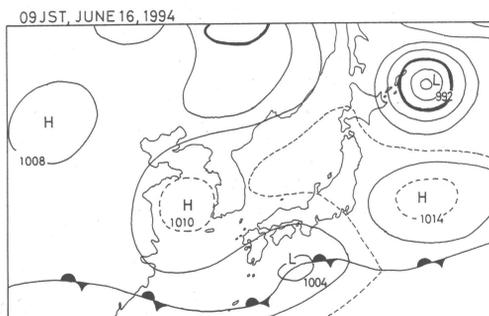
第4図は潮岬の9時の高層気象観測データから気温、相対湿度と風を示した。また、温位、相当温位と飽和相当温位の高度分布も示した。持ち上げ凝結高度(LCL)と対流凝結高度(CCL)の平均値として求めた雲底高度は945 hPa付近であったと推定される。上空の風は、800 hPa以下が東よりの風で、700 hPa以上が南から西風となっている。上層と下層で風向が異なり、風速の鉛直シアーは大きい。相当温位の高度分布をみると、下層付近が対流不安定な成層をしている。

小元・米谷(1978)による関東甲信地域の降雹予測の方法で大気の安定度を比較すると、第5図のようになる。図中の丸印は今回の事例を示す。ショワルター指数が小さい方が不安定であることから、当日は大気不安定度が高かったことが分かる。図中の実線で区分けしたA, B, Cの各区分は小元・米谷(1978)によるそれぞれ関東甲信地域で降雹日(A)、雷雨日(B)、その他の日(C)になる可能性の高い日であることを示す。今回の大気の鉛直分布は関東甲信地域で降雹日になりやすい日の領域に入っていた。

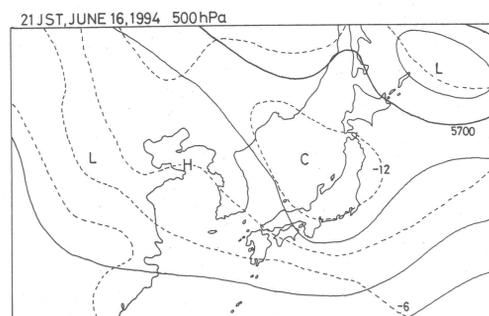
3.2 レーダーエコーと風の場合

大阪レーダーによる降水エコーの時間変化を第6図に示す。大阪周辺では、日中にエコーの発達が見られず、レーダーエコーが出現するのは15時からである。エコー強度を強めながら、大阪府中央部に15時から17時にかけて停滞し、16 mm/h以上の降水強度を示す領域を含むエコー域が発達した。水平スケールは約20 km、16時のエコートップは4~6 kmで、エコートップはそれほど発達していなかった。

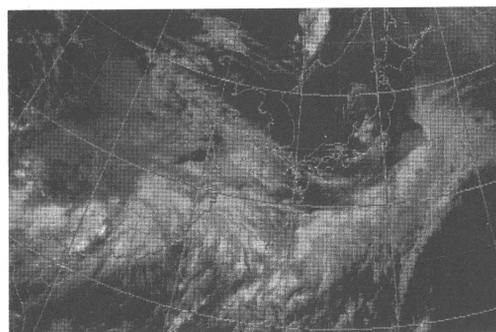
エコーの発達をエコー面積の時間変化からみると、エコーが発生してから1時間後に急速に発達し、16時から16時30分にかけて面積的にも強度的にもピークを迎えている。その後次第にエコーが弱まり、17時過ぎには消滅した。降雹は16時10分から16時30分にかけて観測されたが、それはエコー強度の最盛期に対応していることがわかる。このエコーの寿命は約2時間であ



(a)



(b)

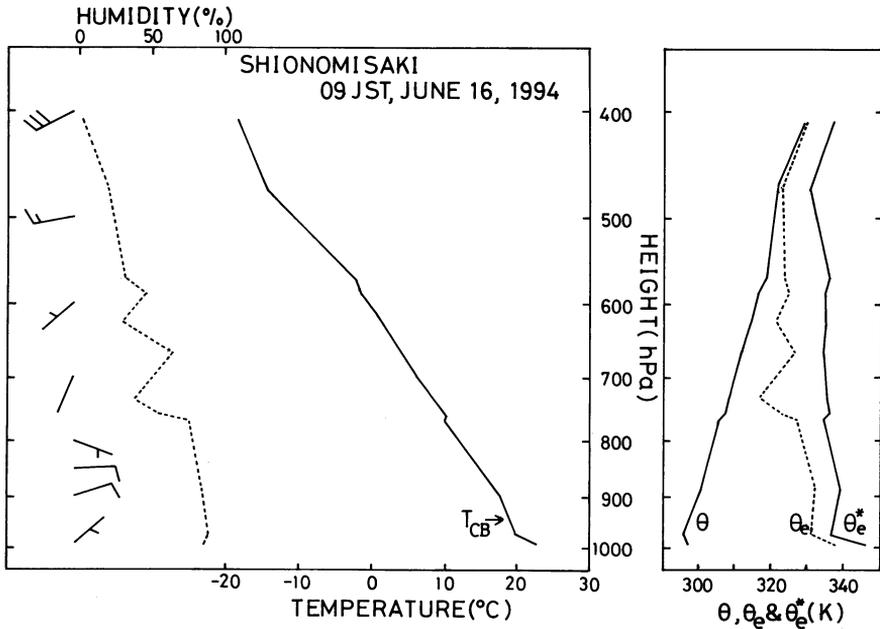


(c)

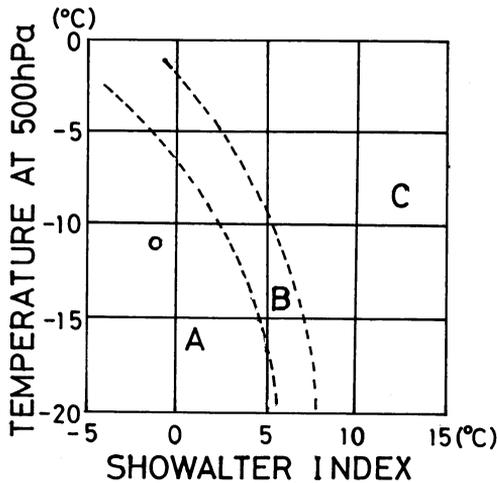
第3図 降雹時の大気状態。(a)地上天気図(1994年6月16日09時)。(b)500 hPa高層天気図(1994年6月16日21時)。(c)GMS画像(1994年6月16日16時)。(資料提供:気象庁)

あった。

地上の風向・風速に関して、アメダス、気象台の観測データに加え、大阪府と大阪市が大気環境モニターを目的として展開している測定局の気象データも使用できたため、空間的に密な分布をみることができた。降雹時に近い16時の大阪府内の風系を第7図に示した。エコー域との対応を見ると、積乱雲の下降流にとまなうものと思われる風系が観測されていた。観測地



第4図 潮岬の気温、相対湿度と風の高度分布、及び温位 (θ)、相当温位 (θ_e) と飽和相当温位 (θ_e^*) の高度分布 (1994年6月16日09時). T_{CB} はLCLとCCLの平均値から求めた雲底高度を示す. 長い矢羽は10 m/s, 短い矢羽は5 m/sを示す.



第5図 ショワALTER指数と500 hPaでの気温との関係. 関東甲信地域について, A: 降雹日, B: 雷雨日, C: その他の日を示す (小元・米谷, 1978). 白丸印は本事例位置.

点 (大阪府教育センター [北緯34°36', 東経135°31']) 付近での発散量・渦度の状況を見るために、観測点を囲む豊中、熊取 (アメダス観測点)、修徳 (大阪府公害監視センター観測点) の3地点の平均風速をもとに1

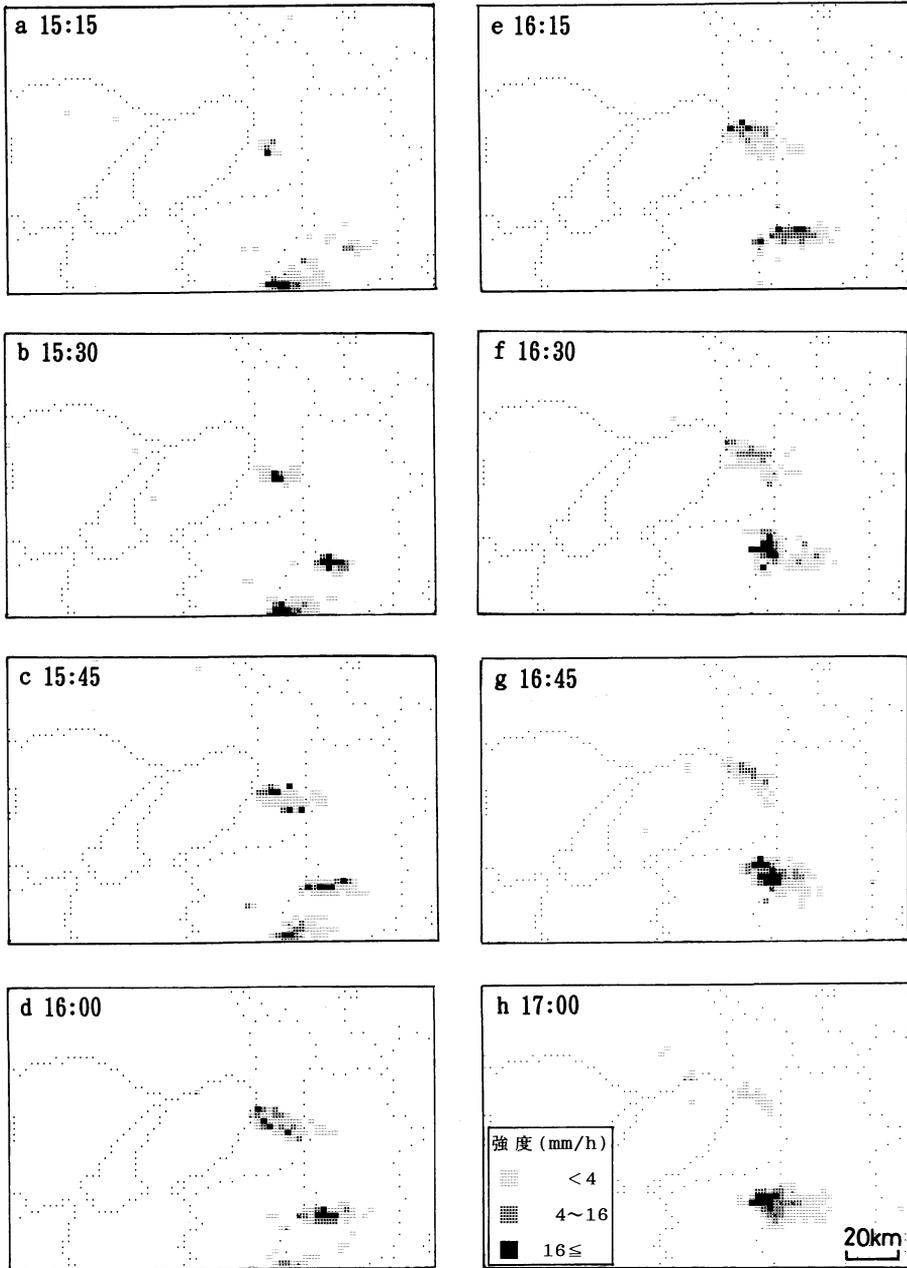
時間ごとに発散量と渦度を計算した. その結果を第8図に示す. 発散量に関しては15時に $2 \times 10^{-4} s^{-1}$ の収束のピークがあり、その後17時には発散に変化した. 15時と16時には、 $10^{-4} s^{-1}$ のオーダの収束量があった. これは15時から16時半までのエコー面積の拡大に対応していると思われる. 渦度については、長時間にわたって弱い正の渦度があり、大阪府内に低気圧性循環がみられることがわかる.

3.3 気象要素の時間変化

降雹の前後には、気圧の急上昇、気温の急降下、激しい降雨、風向の急変を伴う突風など、しばしば種々の気象要素に著しい変化が観測される.

積乱雲の通過時の大阪府教育センターで気象要素を観測した記録紙を第9図に示す. 積乱雲の通過にともない、気温が5.3°C下降し、風向が東から南、西へと変化した. 反時計回りの渦の通過を示す風向の変化がみられた. 降雨は連続し、総雨量は9.5 mmであった.

積乱雲による気温降下量と下降流突風の最大瞬間風速の関係について、アメリカでの Fawbush and Miller (1954) の観測では5.3°Cの気温降下では19 m/sが期待される. 一方北関東での文字 (1989) の観測では14 m/sが期待される. 今回、大阪府教育センターで観測された最大風速は11.5 m/sで北関東での観測値に近かつ



第6図 1994年6月16日の大阪レーダーで観測されたエコー分布.

た.

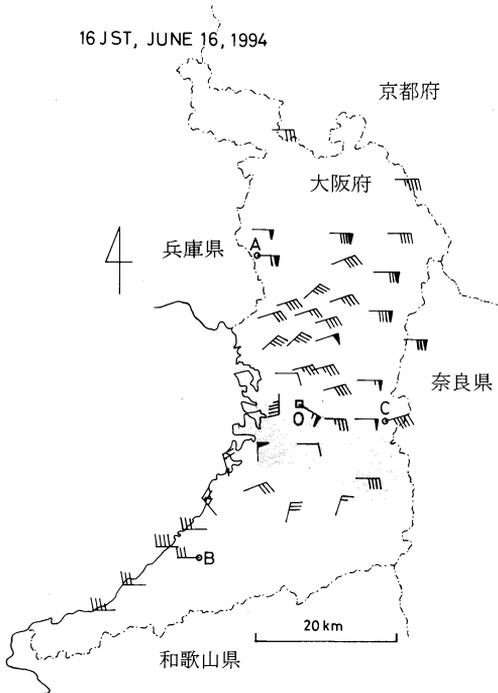
4. 1994年6月16日の降雹粒の特徴

4.1 粒径分布

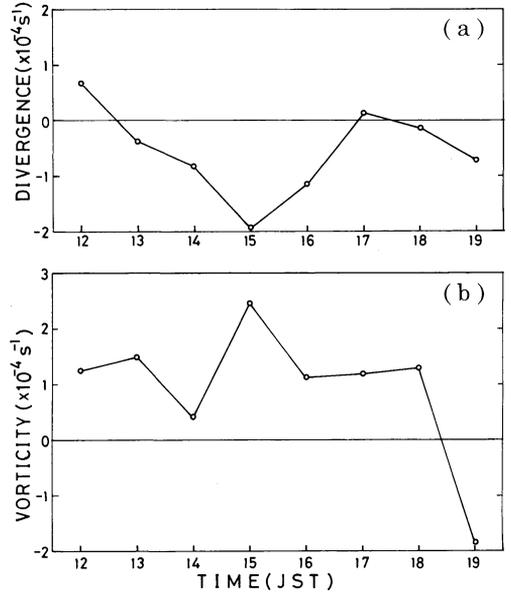
大阪府教育センターでは16時10分から16時30分にかけて雹が観測されたが、それより北およそ10 km 離れ

た大阪管区気象台では観測された記録はない。かなり局所的な現象だったと思われる。

1994年6月16日に採集された雹粒の一例を第10図に示す。降雨とともに採集されたため表面は融解状態で、雹の表面構造は観測されなかった。また、外形も十分に把握できないが、回転楕円体形と偏平楕円体形の



第7図 大阪府内での地上風の分布 (1994年6月16日16時). 長い矢羽は1m/s, 短い矢羽は0.5m/s, フラッグは5m/sを示す. A:豊中 B:熊取 C:修徳 O:大阪府教育センター. 影をほどこしている部分は16時のエコー域を示す.



第8図 豊中, 熊取, 修徳の3地点から計算した発散 (a)・渦度 (b) の時間的变化.

ものが多くみられた. 第11図に採集された75個の雹粒の粒径分布を示す. 最頻値は直径1.0~1.2 cmの階級にあり, 最大の直径は2.3 cmであった.

4.2 エンブリオ

雹の薄片を作り, 透過光と偏光を使って顕微鏡観察を行った. エンブリオは第12図に示した梶川 (1989)の方法により5つのタイプに分類した. ここで, 大結晶粒は1 mm以上のものを指し, 気泡の大小の境界は40 μm をとっている.

第13図aはエンブリオがタイプIIIと考えられる雹粒の薄片の例である. 図の左が透過光写真であり, 右が偏光写真である. 大結晶粒の部分が多く, 中心部に多数の小気泡を含んでいる. 塊状霰を出発点として考えられる例である. 凍結水滴を出発点とするタイプIVのエンブリオの例を第13図bに示す. 大結晶粒からなり, ほとんど気泡を含んでいない.

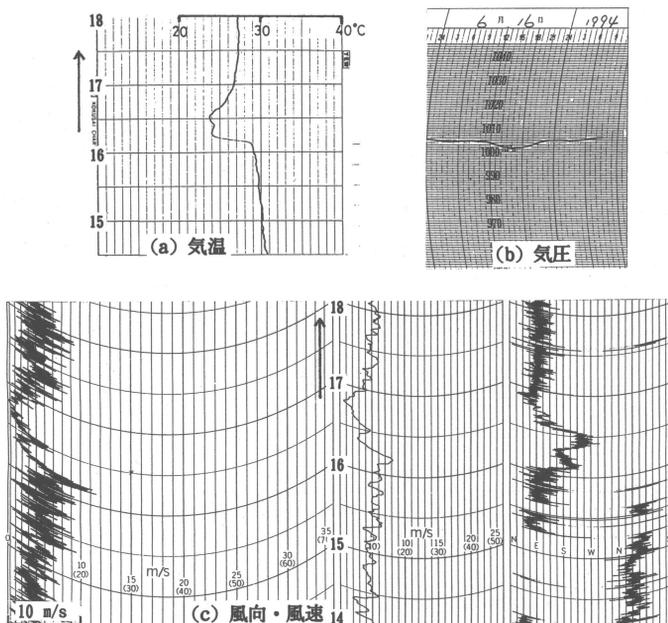
今回の降雹で観測された雹粒のうち19個のエンブリオを分類した結果を第1表に示した. タイプIIのエン

ブリオは見られずタイプIIIが多くなっている. このタイプのエンブリオには大結晶粒からなるものが多く, 主として塊状霰の空隙に水が浸透し, 結晶化したものを含むと考えられる.

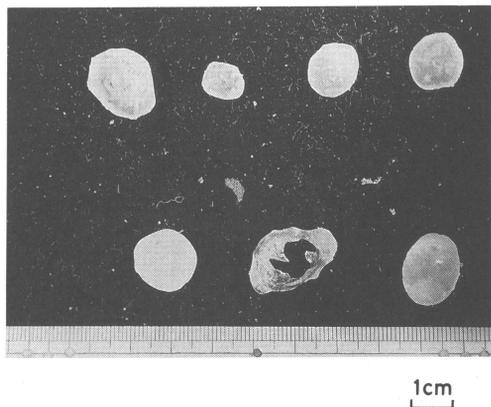
タイプIIIのsphericalでbubblyなエンブリオの半数が霰から出発すると仮定すると第1表から塊状霰から出発したと思われるエンブリオより凍結水滴から出発したと思われるエンブリオの方が多かった.

5. 考察

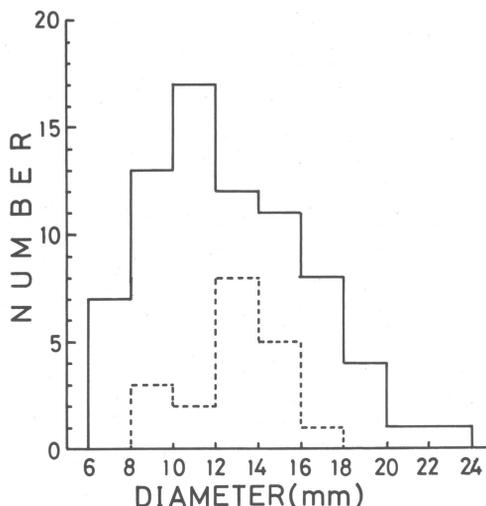
今回観測された雹粒のエンブリオのタイプを従来の日本国内での観測結果に比較したのが第2表である. タイプIIIの半分が凍結水滴起源のものであるとすると, 梶川 (1984)の大館市での観測では全体の42%, 安中市では56%, 印旛郡では55%が凍結水滴起源と考えられる. 大館市では霰をエンブリオとする雹粒が多くみられるが, 他の観測例は凍結水滴をエンブリオとするものが多かった. 今回の観測例も全体の76%が凍結水滴をエンブリオとする雹粒と推定された. 雲底温度の比較から, 気温が高いほど凍結水滴起源が多くなる傾向がみられる. 雲の高温化とともに凍結水滴起源のエンブリオの割合が増すという報告 (List, 1986)に対応すると考えられる. 降雹が春から秋に卓越する近畿地方では, 雹粒の多くは凍結水滴から成長したもの



第9図 大阪府教育センターでの気象要素の時間変化の記録。(a) 気温, (b) 気圧, (c) 風向・風速。



第10図 採集された雹粒の例。



第11図 採集された雹粒の粒径分布 (実線) とそのうちエンブリオを観測した雹粒の粒径分布 (点線)。

と考えられる。

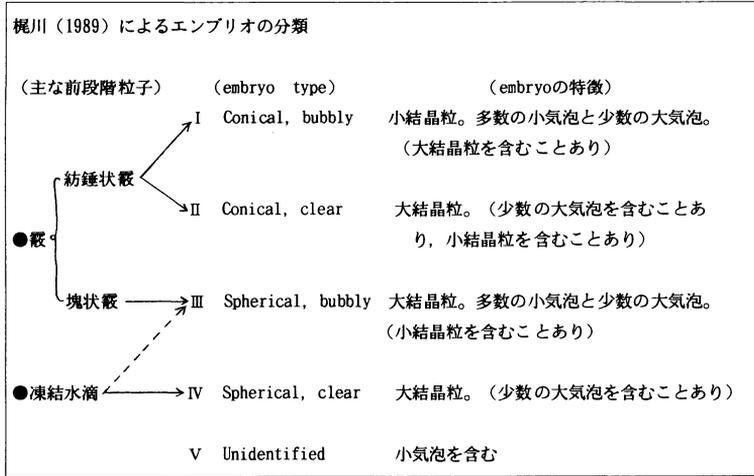
降雹をもたらした積乱雲の特徴の一面をみるために、井上 (1991) と同様の方法で、採集された雹粒の大きさから上昇流の大きさを推定してみた。ここでは以下の3条件を仮定する。

- ① 雹粒は球形と仮定し、積雲中で上昇流とつりあっている。
- ② 雹粒は落下中は、 0°C 以下ではその大きさを変化させず、 0°C 以上なら融解するとする。落下速度は変

化しないとする。

- ③ 鉛直方向の気温は $T = \alpha z$ で ($\alpha = 6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$ z : 0°C レベルからの落下距離) 変化するとする。

風圧と重力がつりあっているとすると半径 R の雹粒の落下速度 $V(R)$ は次式で与えられる。



第12図 エンブリオの分類. 梶川 (1989) による.

第1表 観測された雹粒のエンブリオのタイプ別の頻度.

形	エンブリオ					
	Conical		Spherical		Unidentified	
	Bubbly	Clear	Bubbly	Clear	Bubbly	Clear
タイプ	I	II	III	IV	V	
個数	1	0	7	11	0	0

第2表 国内で観測されたエンブリオのタイプ別の頻度. 各欄の右下の小さな数字は観測点ごとのパーセントを示す.

採集地	エンブリオのタイプ					雲底温度	著者
	I	II	III	IV	V		
秋田県大館市 1976年5月26日	5 17%	9 31	4 14	10 35	1 3	12.6°C	梶川 (1984)
群馬県安中市 1986年6月2日	3 38	0 0	1 12	4 50	0 0	15.5°C	梶川 (1989)
千葉県印旛郡 1986年6月26日	4 18	0 0	12 55	6 27	0 0	19.2°C	梶川 (1989)
大阪府大阪市 1994年6月16日	1 5	0 0	7 37	11 58	0 0	19.0°C	本研究

$$V(R) = \sqrt{\frac{8g\rho_h R}{3C_D\rho_a}} \quad (1)$$

ここで ρ_h, ρ_a はそれぞれ、雹の密度 ($0.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$), 空気の密度 ($1.2 \times 10^{-3} \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$) で、 C_D は抗力係数 (0.55), g は重力加速度 ($980 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-2}$) である.

また、落下開始時の初期半径 a_0 の雹粒と落下距離 z の関係は高橋 (1987) によると、

$$\frac{1}{2}(a_0^2 - a^2) - \frac{1}{3}(a_0^2 - \frac{a^3}{a_0}) + \frac{K_w}{3C(K_a + L_v D\beta)} \cdot (a_0^2 - \frac{a^3}{a_0}) = \frac{K_w \alpha}{2L_f \rho_h} \cdot \frac{z^2}{v} \quad (2)$$

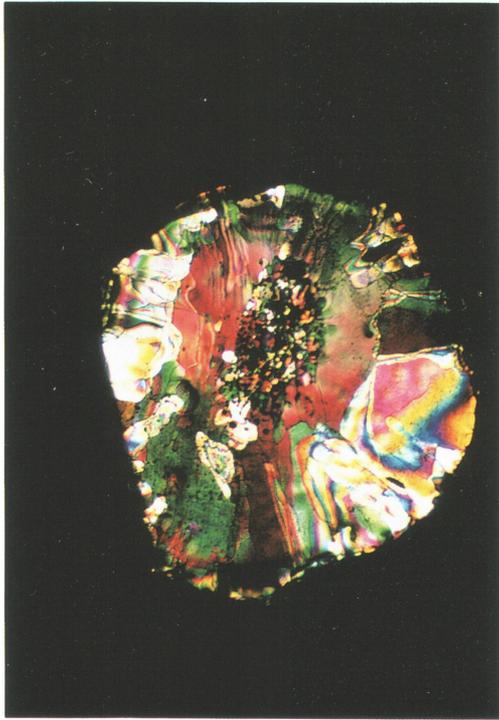
と与えられる. ここで

a : 落下中の雹の半径

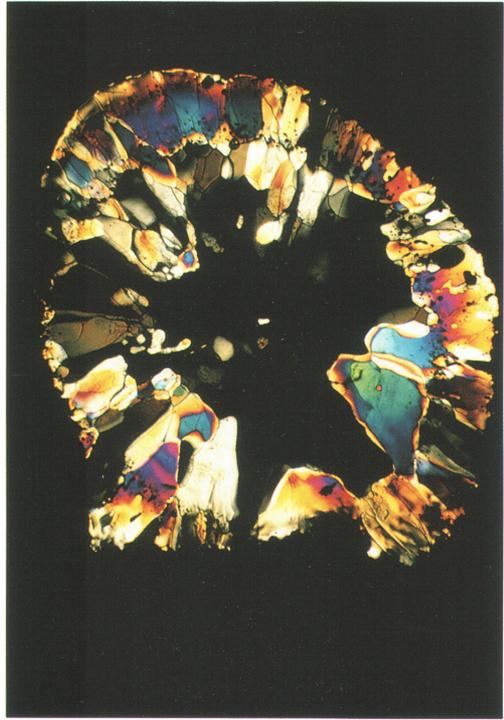
ρ_h : 雹の密度 ($= 0.92 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$)

v : 落下速度

K_w : 水の熱伝導度 ($= 1.47 \times 10^{-3} \text{ cal}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)



(a)



(b)

5 mm

第13図 雹粒のエンブリオの薄片写真の例。左は透過光で右は偏光による。(a) タイプIII, (b) タイプIV.

K⁻¹)K_a: 空気の熱伝導度 (=6×10⁻⁵ cal・cm⁻¹・s⁻¹・K⁻¹)L_v: 蒸発熱 (=600 cal・g⁻¹)L_f: 氷の融解熱 (=80 cal・g⁻¹)D: 水蒸気分子の拡散係数 (=0.24 cm²・s⁻¹)

C: 通風係数 (=1.6)

β: 雹粒の周囲と表面での水蒸気密度で決まる数値
(=4.8×10⁻⁷ g・cm⁻³・K⁻¹)

今回の観測では融解中であるが、雹粒の最大直径が2.3 cm とすると、(2) 式の関係から 0°C レベルに対応する 4.3 km 上空でも 2.314 cm で、粒径はほとんど変わらなかった。落下中の融解による粒径変化について Ludlam (1980) も同様にその変化が少ないことを示している。(1) 式から直径 2.3 cm の雹粒の落下速度に対応する上昇流の大きさは 20.5 m/s 以上と推定される。

Renick and Maxwell (1977) によるカナダ・アルバータ州での雹粒の最大粒径の予測のための雲内での最大上昇流の速度とその高度での気温との関係に今回の観測例を当てはめる。雲底気温とエコトトップ 6 km での気温はそれぞれ 19.0°C、-12°C である。この温度範囲で、推定された最大の上昇流が 20.5 m/s であることから、13~20 mm の雹粒が卓越して観測されると予測される。この予測値は今回観測された雹粒の最大の大きさにほぼ対応している。観測は一例だけではあるが、雹粒の大きさの予測法として成り立つ可能性がある。

6. まとめ

近畿地方の降雹は、過去30年間、各府県で1回/年以下の頻度でしか観測されていない。また、直径5 cm 以上の雹粒の観測記録は残っていない。

1994年6月16日16時過ぎ大阪市南部で最大直径2.3 cm の雹粒が観測された事例について解析を行った。降雹をもたらした積乱雲は、2時間ほど大阪府内で停滞し、エコトトップは4~6 km で、16 mm/h 以上のエコ強度を示した。地上の気象要素の解析から降雹域で収束と正の渦度が解析された。雹粒の薄片観察を行った結果、エンブリオとしては凍結水滴のものが多かった。

この地域の降雹雲の発生機構や構造、雹粒の内部構造を知るためには、さらに多くの事例を解析する必要がある。

謝 辞

この解析のためレーダデータを提供していただいた大阪管区気象台観測課、および地上風のデータを提供していただいた大阪府公害監視センターならびに大阪市環境情報センターに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- Browning, K. A., J. C. Fankhauser, J. P. Chalon, P. J. Eccles, R. C. Strauch, F. H. Merrem, D. J. Musil, E. L. May and W. R. Sand, 1976: Structure of an evolving hailstorm, Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 603-610.
- Dessens, J., 1986: Hail in Southwestern France, II: Results of a 30-year hail prevention project with silver iodide seeding from the ground, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 48-58.
- Fawbush, E. R. and R. C. Miller, 1954: A bases for forecasting peak wind gust in nonfrontal thunderstorm, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **35**, 14-19.
- 井上 卓, 1991: 春から初夏にかけての徳島県の降ひょう現象について, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, (58), 10-12.
- 梶川正弘, 1984: 雹粒の内部構造の観測, 「東北地方における降雹の実態と雹害防止に関する基礎的研究, 文部省科学研究費, 研究成果報告書, 79pp, 研究代表者, 梶川正弘」, 73-79.
- 梶川正弘, 1989: 関東地方における夏季のひょう粒, 「降ひょうと下降流突風(ダウンバースト)による災害に関する研究, 文部省科学研究費, 自然災害特別研究成果, 169pp, 研究代表者, 小元敬男」, 47-56.
- Knight, N. C., 1981: The climatology of hailstone embryos, *J. Appl. Meteor.*, **20**, 750-755.
- List, R., 1986: Properties and growth of hailstones, E. Kessler, ed., *Thunderstorm Morphology and Dynamics*, Univ. Oklahoma Press, 259-276.
- Ludlam, F. H., 1980: *Clouds and Storms*, Pennsylvania State Univ. Press, 268-269.
- 文字信貴, 1989: 下降流突風の微細構造, 「降ひょうと下降流突風(ダウンバースト)による災害に関する研究, 文部省科学研究費, 自然災害特別研究成果, 169pp, 研究代表者, 小元敬男」, 136-143.
- 大阪管区気象台: 大阪管区異常気象報告, 1964~1993年.
- Omoto, Y., 1967: On the characteristics of hailstorms in Japan, *農業気象*, **23**, 115-121.
- 小元敬男, 1989: わが国における降ひょうと下降流突風による災害の対策と研究の課題, 「降ひょうと下降流突風(ダウンバースト)による災害に関する研究, 文部

省科学研究費，自然災害特別研究成果，169pp，研究代表者，小元敬男，159-168。
 小元敬男，米谷恒春，1978：関東地方の雷雨(その1)一雷雨日の大気鉛直構造の数値解析，国立防災科学技術センター研究報告，第14号，65-78。
 Renick, J. H. and J. B. Maxwell, 1977: Forecasting hailfall in Alberta, Hail: A review of hail science and hail suppression, ed. C. B. Foote and C. A.

Knight, Meteor. Monogr., 16, 145-151.
 高橋 劭，1987：雲の物理，東京堂出版，68-78。
 高橋忠司，宮下玲子，1989：埼玉県における降雹について，埼玉大学地球科学観測実験室研究報告，6，1-9。
 吉野正敏，1989：関東甲信地域の降ひょうの気候学的特性，「降ひょうと下降流突風(ダウンバースト)による災害に関する研究，文部省科学研究費，自然災害特別研究成果，169pp，研究代表者，小元敬男」，79-90。

Hail Particles Observed in Kinki District, Japan

Noboru Sato*

* *Osaka Prefectural Education Center, Osaka 558-0011, Japan.*

(Received 19 May 1997; Accepted 24 November 1997)

春季大会予稿集の申込みについて

1998年春季大会(東京)の予稿集(73号)の予約希望者は下記を記入のうえ葉書またはFAX(E-mailでも可)で学会事務局宛にお申込みください。すでに定期購読されている会員は不要です。

記

- 1) 氏名(会員番号がわかる場合は会員番号も)
- 2) 送付先または所属(会員番号を記入した場合は省略してもよい)
- 3) 73号(春季大会予稿集)のみの場合;73号のみ。73号以降定期購読の場合;73号以降定期と記してください。

〒100-0004 東京都千代田区大手町1-3-4 気象庁内
 日本気象学会 事務局
 TEL 03-3212-8341 内線2546
 FAX 03-3216-4401
 E-mail: jnetsoc@blue.ocn.ne.jp

注. *印刷部数が限られているので，購読希望の方は定期購読をお勧めします。大会当日は売り切れとなることがあります。

頒布価格(円)	個人会員	団体会員
73号のみ	2,300	2,500
定期購読	2,000	2,200

予稿集の申込締切りは1998年5月13日(水)です。