

## 第II輯 第57巻 第3号 1979年6月

中村健治：“Eliassen-Palm の関係”の一般化

安成哲三：北半球夏季モンスーン時における雲量変動の解析

勝守 真：種々の酸素量を含む地球古大気的光化学放射平衡

大畑哲夫・樋口敬二：雪渓上の重力風

横山長之・蒲生 稔・山元 晋：大気境界層中での乱流変動量の鉛直プロフィール

菊地勝弘・上田 博：雪結晶に捕捉され凍結した雲粒と雨滴

ノート

菊地勝弘・上田 博：立体樹枝付雪結晶について

### “Eliassen-Palm の関係”の一般化

中村健治（郵政省電波研究所鹿島支所）

2次元定常内部重力波は非粘性で外力の無い場合には、クリティカル・レベル以外では平均流を加速しない事が、Eliassen・Palm (1961) によって示されている。また最近、Sndrems・McIntyre らによって、一般化されている。ここではこれが、物質面を通過するエネルギーと運動量とが位相速度によって結びつけられている事を使って、ラグランジュ的に見たエネルギーおよび運動量の保存から直接に導き出される事を示した。また、いわゆる radiation stress と Reynolds stress との差は波によるドリフトであり、Eliassen・Palm の結果はラグランジュ的に見た時の平均流の加速が無くなる、と一般化された。これは、3次元成層回転流体については Uryu (1973) の結果を、準地衡風近似のもとでは Charney・Drazin (1961) の結果を導く。

### 北半球夏季モンスーン時における雲量変動の解析

安成哲三（京都大学東南アジア研究センター）

海陸を含めた広域モンスーンの変動を解析する手段として、気象衛星写真はきわめて有効と思われる。この論文では、緯度 $1^\circ$ 、経度 $2^\circ$ ごとに読み取った可視域の輝度データをもとに、北半球夏季モンスーン時（1973年6月-9月）の雲量変動を東半球域について解析した。

スペクトル解析の結果、約40日と約15日の長周期変動が卓越していることがわかった。

時間断面解析、時差相関解析、位相差ベクトル解析等の手法を用いた結果、約40日周期の変動の位相は、インド亜大陸からベンガル湾を中心とするアジア南西モンスーン域で顕著に北上し、アフリカや中部太平洋域ではむ

しろ南下する様相が明らかとなった。この変動は、広域にわたるモンスーン活動域の変動（または ITCZ の南方方向の変動）に対応している。約15日周期についても、同様の位相の動きが認められるが、特にインドから中部太平洋域にかけての地域では、ベンガル湾とフィリピン付近を中心とする二つの時計回りの回転性の動きが特徴的である。また、南半球では、オーストラリアの東・西部の海洋上において、中緯度へと南下する位相が現われている。これらの変動は、発達したモンスーン（または熱帯）じょう乱、中緯度偏西風じょう乱の相互に関連した動きに対応している。

上記二つのモードの変動の力学的説明は未解決であるが、約40日周期については、南北方向の海陸の熱的コントラスト存在下における赤道域の大規模東西振動の役割が、約15日周期については、中緯度～赤道域における波動の南北方向の相互作用が、重要な課題と考えられる。

### 種々の酸素量を含む地球古大気的光化学放射平衡

勝守 真（京都大学理学部）

光化学放射平衡の数値モデルを用いて、地球古大気における  $O_3$  密度や温度を計算した。用いたモデル大気は、現在の  $10^{-6}$  から 10 倍の  $O_2$  を含み、他の点では現存する大気に類似したものである。光化学過程においては純酸素大気を仮定し、また大気の運動による成分や熱の輸送はないものとしている。

その結果、次の諸点が明らかになった。積算  $O_3$  密度 ( $O_3$  全量) は  $O_2$  量が現在の約  $10^{-1}$  倍のときに最大となる。また、 $O_3$  全量に対する温度フィードバックの効果は比較的小さい。 $O_2$  量が現在の  $10^{-3}$  倍以下のとき、温度は高度とともにほぼ単調に減少し、対流圏界面や成

層圏界面は現われない。O<sub>2</sub>量が増加すると、高度30 km以上の温度が顕著に上昇し、二つの圏界面が明確に現われてくる。それに対し、地表付近においては大きな温度変化は見られない。また、大気各層の熱収支に関しては、高度15 km以下では現在と同様にH<sub>2</sub>Oによる放射の吸収と射出が常に卓越するが、20 km以上ではO<sub>2</sub>量の増加に伴いO<sub>3</sub>による寄与が著しく増大する。

#### 雪渓上の重力風

大畑哲夫 樋口敬二

(名古屋大学水圏科学研究所)

雪渓上で発生する重力風を、北アルプス劔沢での観測によって見出し、「雪渓風」と名づけた。観測によると、雪渓風の特徴は次のとおりである。風速が最大となる高さは雪面上0.7~1.2 mで、その値は1.5~4.0 m/secであり、最大風速が大きくなるほどその位置が高くなる傾向がある。また、雪面上の冷却層と自由大気との温度差が大きいほど雪渓風は強い。雪渓風の位置によって雪渓風の強さは異なり、雪渓の下部ほど強くなる傾向がある。雪渓風の発生は、谷の中の一般風(谷の中で卓越する谷風および谷に外から入り込む風)の強さによって支配され、それが弱い時のみ起こる。雪渓風の垂直風速分布は、Prandtl (1952)の理論的分布によっては説明できず、Martin (1975)の経験的分布によって説明できる。

#### 大気境界層中での乱流変動量の鉛直プロフィール

横山長之 蒲生 稔 山本 晋

(通産省公害資源研究所)

大気境界層中(PBL)での乱流変動量、鉛直風速と温度の標準偏差 $\sigma_w$ ,  $\sigma_T$ , 運動量の鉛直拡散係数 $K_M$ , 運動エネルギーの熱消散率 $\epsilon$ などの鉛直分布を表わすため、コンスタントフラックス層(CFL)で確立しているMonin-Obukhovの相似則を拡張した。最も単純な水平に一樣な大気境界層は、CFLと異なり一般に非定常であるが、状態の変化に対して短い平均化時間を取った乱流変動量を取り扱う。

大気境界層の構造を決める基本量としては、顕熱と運

動量の鉛直フラックス $q$ ,  $u_*$ および乱れの鉛直スケール $l$ をとる。CFLと異なり、 $q$ ,  $u_*$ は高度と共に変化する。また、 $l$ はCFLでは $Z$ に比例するが、境界層上部では $l$ の増大率は減少する。 $q$ ,  $u_*$ および $l$ の高度変化を適当な実験式で表わし、また、層の厚さを $q$ ,  $u_*$ の外挿値がゼロとなる高さ $h$ で定義する。相似則によりCFLについて導いた乱流変動量を表わす式中の $q_0$ ,  $u_{*0}$ ( $0$ は地上の値を示す)を高度変化のある式に置き換えることにより、境界層全体での変動量の鉛直分布式で得られる。

導かれたプロフィールと実測との比較を行ない、 $l$ の変化について考察した。

#### 雪結晶に捕捉され凍結した雲粒と雨滴

菊地勝弘 上田 博

(北海道大学理学部地球物理学教室)

1977年1月から2月にかけて、カナダ・ノースウェスト準州イヌヴィック(68°22'N, 133°42'W)で雪の結晶の観測を行なった。その観測期間中の数日間にわたって、雲粒付や雨滴付雪結晶、凍雨が観測された。

解析の結果つぎのことがわかった。

凍結雲粒の直径が40  $\mu\text{m}$ 以上でも、かなりの雲粒は単結晶であった。多結晶に凍結した雲粒の平均直径は、単結晶に凍結した雲粒のそれよりも20~30%大きかった。多結晶の凍結雲粒が卓越する時は、かならず上空に水飽和の層があり、その層の温度は-15°C以下であった。また、立体樹枝状結晶であっても、その結晶に付着している凍結雲粒の80~90%は母結晶と同じ結晶軸をもつ単結晶からなっていた。しかしながら、立体枝の成長している付近の凍結雲粒は、多結晶かまたは母結晶と異なる結晶軸をもつ単結晶が多かった。

凍結雨滴に関しては、確かに直径200~300  $\mu\text{m}$ の凍結雨滴付雪結晶が存在していた。そして、雪結晶に捕捉された凍結雲粒の80%以上は母結晶と同じ単結晶であるのに対して、凍結雨滴はその60%以上が多結晶であった。多結晶の凍結雨滴の平均直径は単結晶の凍結雨滴のそれよりも20~30%大きく、凍結雲粒と同じ傾向を示した。