

第II輯 第59巻 第1号 1981年2月

松尾敬世・佐粧純男：雪片の融解速度式

松尾敬世・佐粧純男：0°C 高度下における雪片の融解について

松尾敬世・佐粧純男：0°C 高度下の未飽和気中で起こる雪片の非融解現象

播磨屋敏生・小林禎作・桜井兼市：カナダ、ノースパットルフォード地域における冬季の大陸性エロゾルの分布

村上多喜雄：冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響：第I部，大規模現象

村上多喜雄：冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響：第II部，日変化

住 明正：夏季における順圧エネルギー論に対する風の解析法の及ぼす影響について

吉門 洋：海風の形態と外部気象条件の関係についての統計的解析

山田哲二：夜間下降流の数値シミュレーション

近藤洋輝：メソ擾乱に及ぼす大規模場の影響についての数値シミュレーション

増田善信：高周波ノイズを効果的にダンプさせる経済的な時間積分スキーム

里村雄彦：浅水のシアー不安定に関する研究

ノート

里村雄彦：浅水のシアー不安定に関する補遺

雪片の融解速度式

松尾敬世・佐粧純男（気象研究所）

垂直風洞内に取り付けたいロンネット上で、自然雪片の融解実験を行なった。融解に必要な気流温度、風速は、それぞれ 5.5°C、100 cmsec⁻¹ とした。融解に伴う形体変化を10秒間隔で写真にとった。その結果、雪片の融解過程は氷球、氷晶のそれとは異なり、融解により生成した水は表面に蓄積されないで内部にしみ込むことがわかった。結果に基づき融解に関する微物理モデルを作り、これを使用すると、雪片の融解速度（雪片半径の減少速度）は球形を仮定して次式で表現出来た。

$$-\frac{\alpha R}{at} = \frac{\epsilon \tilde{a}}{L_f \rho_i} \frac{1}{R} (K \Delta T + L_v D \Delta \sigma)$$

ここで ϵ は理論と実験を合わせるパラメータで、1.75 の実験値を得た。なお、 \tilde{a} は熱輸送に関する球の Ventilation 係数で $\tilde{a} = 1 + 0.275 P_r^{1/3} R_e^{1/2}$ である。

0°C 高度下における雪片の融解について

松尾敬世・佐粧純男（気象研究所）

観測及びモデル計算によって、0°C 高度下における雪片の融解現象を明らかにする。これまで大気湿度が融解に及ぼす効果については全く報告がない。したがって、計算では特に湿度の効果に着目する。これは、雪片表面で起こる水の昇華、凝結による潜熱が外気から熱伝達で

流入する熱と同様、雪片の融解速度に大きな影響を考えるからである。計算に必要な雪片の融解速度式は、松尾・佐粧（1980）の実験式を使用する。大気湿度、雪片の大きさ、密度をパラメータとして、雪片の直径、含水率、落下速度の高度変化を求める。

0°C 高度下の気層が水飽和の場合、雪片は 0°C 高度の直下より融解を開始する。雨滴直径にして 1~5 mm の雪片は、0°C 高度下、500~600 m の層内で融解を完了する。融解層の厚さは、含まれる雪片の大きさ、密度が大きいかほど厚い。一方、0°C 高度下の気層が水未飽和の場合、0°C 高度の下にまず非融解層が形成し、その下に融解層が形成する。非融解層の厚さは、湿度とほぼ逆比例の関係となり、たとえば湿度 90% で 130 m、50% で 700 m となる。一方融解層の厚さは、湿度が低く、含まれる雪片の大きさ、密度が小さいほど浅くなる。

落下速度は、非融解層中ではわずかに減少し、融解層中では急速に増加する。

観測において、雪片の落下速度、含水率、質量、断面積の同時測定を行なった。雪片含水率~質量、雪片落下速度~質量の関係は、0°C 以上の地上気温、相対湿度に依存し、特に高い地上気温(1°C 以上)の場合、落下速度はほぼ質量によらず一定で、小さい雪片の落下速度の方が大きい雪片のものより大きい場合がみられた。これは、これまでの観測結果（孫野（1953）、Langleben（1954））

と異なる傾向を示している。

これらの観測結果は、モデル計算の結果を使って良く説明出来る。

0°C 高度下の末飽和大気中で起こる雪片の非融解現象

松尾敬世・佐粧純男（気象研究所）

輪島、松本、日光測候所の地上気象観測データを使用して、雪片の融解に与える湿度の影響を解析的に調べた。地上で観測される降水のタイプ（雨、雪）は、地上気温のみならず湿度に依存していた。特に、地上気温が0°C 以上の場合には、相対湿度がある臨界値以下であれば降水はすべて雪であった。回帰分析により求めると、三地点の臨界湿度と地上気温の関係は次のようになった。

$$RH_{cri} = -7.5T + 93 \quad \text{輪島}$$

$$RH_{cri} = -7.3T + 96 \quad \text{松本}$$

$$RH_{cri} = -6.2T + 91 \quad \text{日光}$$

得られた関係は松尾・佐粧（1980）の計算結果と良く一致した。

カナダ・ノースバットルフォード地域における冬季の大陸性エアロゾルの分布

播磨屋敏生・小林慎作・桜井兼市（北海道大学理学部地球物理学教室・北海道大学低温科学研究所・北海道教育大学旭川分校地学教室）

大陸性エアロゾルの観測が冬季カナダ、ノースバットルフォード地域において行われた。半径約 100km の地域内のエアロゾル濃度の水平分布は、陸上における拡散の特徴の様子を示した。都市内のエアロゾル濃度の水平分布は、エアロゾルの排出強度と気象状況によって影響を受けた。

エアロゾル濃度の垂直分布を表わす比 $N_{7.0}/N_{1.5}$ は、1 より大きかった。すなわち地上 1.5 m でのエアロゾル濃度は、7 m での値より小さかった。大気安定度がより安定になるにつれて、その比は大きくなった。この特徴は、地面シンクがある拡散の場で安定時ほど拡散しづらいことに原因すると考えられる。

冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響；第 I 部、大規模現象

村上多喜雄（ハワイ大学気象教室）

用いたデータは、1 日 2 回、8 層の風、気温、および高度場で、期間は 1978-79 (FGGE) の冬 3 カ月である。

下部対流圏では、風はヒマラヤをこえるよりも回る傾向が強い。ヒマラヤの北 (45°N) と南 (25°N) に分かれていた分流は、下流の中国上空で 1 つの強いジェットとなる。ヒマラヤの東端にそって、北側が高気圧性、南側で低気圧性の渦が存在する。さらに 500 mb の風はヒマラヤの上できわめて弱くなっている。これらの特徴は、ヒマラヤによる摩擦の影響を表わしている。

200 mb ではジェットの中心はチベット高原の南に移り、東に向って急激に加速している。この強い東方加速は非地衡風の、南風成分による。上層の南風成分は、暖かい南の海洋（降水）と北の冷たい大陸（輻射冷却）による直接循環を表わす。

チベット高原東側では直接循環が卓越するのに反し、西側では間接循環がみられる。その上昇域はソビエト南部（降雪とヒマラヤによる強制上昇）、下降域はアフガニスタン、パキスタン（乾燥）に存在する。チベット高原の北側 (40°~45°N) には、ソビエト南部における上昇域、中国北部における下降域（山による強制下降）をもつ東西循環が存在する。

冬期モンスーン循環におよぼすチベット高原の影響；第 II 部、日変化

村上多喜雄（ハワイ大学気象教室）

用いたデータは、第 I 部と同じく冬 3 カ月 (1978-79) の 00 GMT と 12 GMT における風、気温、高度場である。これらのデータから 3 カ月平均の 12 時間差 (12-00 GMT) を各量について計算した。以下の記述において風、気温および等圧面高度は、すべて 12 時間差を意味する。

アラビヤ海、ベンガル湾、南支那海上空では、温度は高さとともに波状（振幅 0.5°C、波長 5~10 km）に変化し、風は時計回りに回転している。これらは垂直伝播性の大気振動の様相に似ている。一方ヒマラヤ上空では温度は指数的に減少し、風の垂直変化は場所により大きく異なる。これらはヒマラヤによる局地的地形の影響によるものと思われる。

アッサム地方では、急斜面にそって日変化に伴う強い垂直循環がみられる。そこでは、暖かい空気が南風となって強制上昇している（日変化による運動エネルギーの生成）。チベット高原全域にわたってしらべてみると、下層 (550, 700) では高原に向って吹きこんでいるが、上層 (500, 300) では高原から吹き出している。従って、ヒマラヤ全域では平均して上昇域になっている (00-

12 GMT では下降域)。この垂直循環には、アッサム地方における貢献がもっとも大きい。

夏季における順圧エネルギー論に対する風の解析法の及ぼす影響について

住 明正 (ハワイ大学)

ハワイ大学マノア分校で開発された拡張された修正法 (UHM) と、米国気象センターの Hough 解析 (NMC)、及び、主観的手法による流線解析 (USB) を、1975年8月30日から9月4日迄の Data System Test のデータに適用し風の解析を行なった。これらの風の解析値を利用して、太平洋及びインド洋の限られた領域での barotropic energetics を計算した。

UHM と NMC の流線関数には、なんら有意な差は存在しなかった。これは、NMC の解析値が、UHM の guess 値として用いられているためと考えられる。NMC の速度ポテンシャルは、非常に弱いものであったのに対し、UHM の速度ポテンシャルは、夏のモンスーン領域に、主たる流出点を持つ適度な発散風を解析した。このことは、UHM では衛星により観測された長波放射のデータが取り入れられたことにあると考えられる。SUB では、赤道上のインド洋に、非常に強い偏東風の jet を、ベンガル湾上に、強い上層の発散場を解析している。このことは、データの少ない領域で、SUB ではデータをスムーズにすることができないこと、及び、気候値が導入されているためと思われる。

データの豊富な地域では、3つの解析は領域平均の帯状流とそれからの偏差の間のエネルギー交換項の大きさについても、符号についても、良い一致を与えた。しかしながら、データの少ない地域では、客観解析と主観解析の間には大きな差異が認められた。例えば赤道付近のインド洋では、領域平均の帯状流は、UHM や NMC では順圧不安定であるのに対し、SUB では順圧安定であった。

海風の形態と外部気象条件の関係についての統計的解析

吉門 洋 (公害資源研究所)

海風の形態が日ごとに異なる点を総観スケールの気象条件、特に気圧傾度の向きと強さ、および海陸温度差の一指標としての午前中積算日射量 Q_{AM} と結びつけて統計的に解析した。対象として秋田、仙台、姫路地域の1年間のデータを用いた。海風出現日を抽出するための判定には、6時と12時または15時の地上風向風速を用い、地

域ごとに基準範囲を設定した。

その結果、これらの地域における海風出現の熱的条件は $Q_{AM} \geq 200 \text{ ly}$ が一応の目安となるが、この条件を満たしても、気圧傾度の向きによって海風出現率はかなり異なる。すなわち、地衡風向がその地域の海風卓越風向と一致するとき海風出現率はきわめて高く、逆の地衡風向では低い。また、気圧傾度の向きによって、4方位別のグループで平均した海風出現日のホドグラフは、それぞれ他のグループのホドグラフに比べて低気圧側にかたよる傾向がある。すなわち海風に対して低気圧に向かう風が付加される。

このような結果は概略として従来の文献、例えば Pielke (1974) の数値実験で特定の条件について示されていた海風の特徴と合致しており、その特徴が広い条件下で統計的に出現することを示している。

夜間下降流の数値シミュレーション

山田哲二 (米国アルゴン国立研究所)

米国カリフォルニア州の間欠泉地方で観測された夜間下降流をシミュレートするために、三次元の Mesoscale 大気モデルが使われた。この数値モデルは、以前冷水湖や簡単な形の山の大气の流れを計算するのに使われたものを修正したものである。流体方程式を解くのに必要な乱流フラックスは、乱流エネルギーと乱流スケールだけを偏微分方程式で解くという簡単化された乱流 closure 方程式から計算された。下降流、盆地上での水平方向の収斂、その結果生じる上昇流等は、定性的には観測と会う結果が得られた。しかしながら地表近くの風速は観測値よりも大きく、これは観測の鉛直方向の resolution が不十分であるためか、あるいは森林による drag がモデルに考慮されていないためであると思われる。

メソ擾乱に及ぼす大規模場の影響についての数値シミュレーション

近藤洋輝 (気象大学校)

主として、大規模場がメソ擾乱に及ぼす影響を調べる為に、限られた領域のモデルを開発した。それは、高度と水平速度については7層、鉛直速度と温度と湿度については6層からなる。層の間隔は、下層の擾乱がよく表わされるよう下の方で小さくなっている。

1968年5月23日 00 GMT のデータをシミュレーションの初期値に選ぶ。その数時間後に NSSL ネットワークで、典型的なスクール・ラインの生成が観測されているからである。

予備的な実験の結果、提案された側面境界条件は、全質量の場に何ら人工的な変化をもたらさず、上記の初期値場に適用できると見られる。

水平格子間隔が 60°N で 47.7 km である本実験においてシミュレートされた場合は、本質的には大規模場である。上昇流の最大値の位置は、観測されたライン・ストームによく対応し、この場合の局所的なライン・ストームの生成・維持の重要な要因になっていると見られる。

高周波ノイズを効果的にダンプさせる経済的な時間積分スキーム 増田善信（気象研究所）

計算時間を短縮する問題はオペレーショナルな数値予報だけでなく、大気大循環のシミュレーションなど数値的に運動方程式を解く研究には重要な問題である。ここではプリミティブ方程式の中の気象学的に重要な低周波の波は、ほとんど完全に保持する反面、高周波ノイズを効果的にダンプし、しかも計算時間を短縮する時間積分スキームを提案する。このスキームを導き出した基本的な考え方は、最も計算時間を消費する移流項、これは低周波の項で比較的ゆっくり変化する項であるので、他の高周波項を数ステップ予報する間は一定と仮定し、同じ値を用いることと、高周波項の積分にはいわゆる“前方-後方スキーム”を改良したものを採用することである。高周波項を数ステップ予報する間は一定と仮定する低周波項は、ある時間レベルの実際の値と、この時間から比較的長いタイムステップで仮想的に予想した場から求めた値との平均値が使われる。また、高周波項の積分に用いる“前方-後方スキーム”では、“後方ステップ”の時、“前方ステップ”で既に得られている高周波項にある重みをつけたものを採用するようにした。

比較的長いタイムステップで仮想的に予想する場合、低周波項も高周波項も用いて予想するものをスキーム1とし、低周波項のみを用いる場合をスキーム2とした。

また、Gadd が提案した“経済的なスプリット・エクスプリシット法”で高周波項を予想する場合にも、ここで提案したスキームで用いた、“前方ステップ”で予想された高周波項に重みをつけた値を“後方ステップ”で採用する方法を用いるように改良し、これをスキーム3とした。これら3つのスキームをそれぞれ、1次元線型浅水方程式に適用し、色々の重みの値に対し計算安定度がどのように変化するかをしらべた。その結果、いずれのスキームも高周波項にかかる重みが1以上ならば、振動数のある範囲内で安定で、重みが大きくなればなる

程、高周波の波を効果的にダンプさせる能力があることがわかった。しかしその反面、重みが大きくなればなる程、安定な範囲がせまくなる。すなわち、計算時間を短縮させる問題と高周波ノイズを効果的にダンプさせることは相反することがわかった。これらのスキームの有効性を示すため、1次元線型プリミティブ方程式にそれぞれのスキームを適用し、5日予報を行ってその結果を相互に比較した。その結果、これらのスキームはいずれも“繰り返し法”にくらべ、計算時間を約1/5に短縮しただけでなく、気象学的に意味のある波はほとんど完全に保持するが、高周波の重力波はほとんど完全にダンプさせることが確かめられた。また、予想結果をフーリエ分解し、対応する解析解の気象学的波の振幅および位相と比較した。その結果、スキーム1で得られた結果が最も解析解に近い解を与えることがわかった。さらに計算時間を短縮するため、高周波項にかかる重みを大きくし、時間間隔を小さくしたスキームと高周波項にかかる重みを小さくし、時間間隔を大きくしたスキームを組み合せる方法をテストした。この方法を採用すると“繰り返し法”の1/10にまで計算時間を短縮し、しかもほぼ正確な解が得られることがわかった。

浅水のシア不安定に関する研究

里村雄彦（東京大学理学部地球物理学教室）

シアのある平行流の線型安定性を浅水方程式を用いて調べた。この方程式系における不安定の必要条件とHowardの半円定理を導き、エネルギー交換について論じたのち、次の2種の平行流の安定性を吟味した。即ち、両側に壁がある平行 Couette 流と片側に無限大まで続く静止流体が接続している Couette 流である。方程式の確定特異点付近の巾級数の形に解を表現することによって、固有関数と固有値を精度良く求めた。

両側に壁がある場合、フルード数が2以上で重力波が不安定になった。フルード数を固定したとき、波数に関して離散的に不安定となる。片側に静止流体が続く場合にはフルード数が1以上で2種の不安定重力波があった。ひとつは壁付近に束縛された波で前の場合の不安定波の変形と解釈される。もうひとつはエネルギーを無限遠へ放射する波で、前の場合には中立波であったモードである。

これらの不安定波は深さを重みとして平均した運動エネルギーからエネルギーを引き出すことを示した。不安定波による運動量再配分の可能性についても議論した。