

—発表会要旨②—

平成17年度 第1回支部研究発表会要旨

日 時：平成17年6月3日（金）13時40分～16時50分
場 所：北海道大学百年記念会館大会議室

- | | |
|---|-------|
| 1 気象衛星画像利用ソフト (SATAID) の開発 | 24 |
| 函館海洋気象台 | 隈部 良司 |
| 2 2004年アラスカ大森林火災と気象 | 26 |
| 北大院・工 | 早坂 洋史 |
| 3 札幌で観測された大気境界層内の様々な流れ
～3次元走査型コーヒーレントドップラーライダーによる観測～ | 28 |
| 北大院・地球環境 | 山下 和也 |
| 北大・低温研 | 藤吉 康志 |
| 4 2004年4月21日「羅臼だし風」発生時の大気立体構造 | 30 |
| 札幌管区気象台 | 四宮 茂晴 |
| 5 融解雪片と凍雨の落下速度の測定 | 32 |
| 北大院・地球環境 | 南雲 信宏 |
| 北大・低温研 | 藤吉 康志 |
| 6 Brewer分光光度計による札幌の波長別紫外線観測の特徴 | 34 |
| 札幌管区気象台 | 能登 美之 |
| 7 成層圏突然昇温が対流圏に及ぼす影響の決定要因 | 36 |
| 札幌管区気象台 | 中川 憲一 |
| 北大院・地球環境 | 山崎 孝治 |

1. 気象衛星画像利用ソフト (SATAID) の開発

隈部良司（函館海洋気象台）

1はじめに

気象衛星センターでは、1994年以来10年以上にわってパソコンによる簡単な衛星データの利用プログラムの開発を行っている。

衛星センターのような特別な施設がなくても、開発開始当時急速に普及、進化してきたパソコンにより簡単に衛星画像の利用ができること、その際の利用者への衛星データ利用知識の普及のためのシステムを目指し、Computer aided Learning システムの開発としてスタートしたものである。

その後、衛星センター内外での利用を重ね、利用者の要望を取り入れることで、当初の目的である、衛星データの利用教育だけでなく、さまざまの気象データ統合的に解析・利用するためのツールとして発展してきた。

現在これは、Satellite Animation and Interactive Diagnosis (SATAID) と命名され、気象庁内外で、多くの用途に利用されている。

2 SATAIDの機能

同種の教育システムと比較した SATAID の特徴は、SATAID がデジタルデータを直接扱うことにある。このため、利用者は単に衛星画像を見て学習するだけでなく、自ら能動的に現象の探求を行うことができる。

SATAID は衛星画像を動画及び静止画で表示することができるほか、学習者の理解を助けるための、解説記事の表示（自動音声読み上げを含む）、記号等の画像への一ペインポーズ、挿絵などのインタラクティブな表示を行う。

また、現象の探求を助けるため、表示画面の階調の調節、カラー表示、輝度温度測定など衛星画像からの情報の抽出、解析ができるほか、地上・高層観測やレーダー、ウインドプロファイラ、アメダスなど観測資料および数値予報資料等の GPV データを扱うことができる。それぞれのデータの表示ができるほか、衛星画像に重ねて表示したり、時系列、断面図などさまざまな表現方法が用意されている。また、GPV の風データから流跡線を計算・表示したり、衛星から観測された輝度温度から雲頂高度を推定するなど、各種のデータの統合的な解析を行うことができる。

さらに、画面上に記号、文字などを記録し、解説記事を編集することができるほか、表示・解析の結果の印刷、画像ファイルや表計算プログラム形式ファイルへ書き出すこともできる。SATAID の利用者による独自の事例調査や衛星画像利用の学習教材の作成を助ける機能を持っている。

3 SATAIDの利用

SATAID は、気象衛星センターを始めとする気象庁

内で利用されているほか、海外の気象機関や一般の気象研究者も利用することができる。

学習のための機能、気象データ解析機能、教材作成支援機能を活用した幾つかの利用が行われている。

気象庁部内の気象衛星に関する研修のほか JICA 研修での衛星利用の講義は殆どが SATAID を用いて実施されている。WMO ではインターネットを利用した衛星利用に関する知識・技術の普及活動を “Virtual Laboratory” と称しておこなっているが、SATAID はその主要なツールのひとつである。WMO が実施する国際的な衛星利用の教育活動でもしばしば SATAID が利用されている。また、衛星センターでは電子出版による衛星データ利用テキストを出版しており、SATAID がブラウザとして利用されている。

SATAID の気象データ解析機能は地方気象台などの調査で利用されているほか、一般の研究者による研究でも利用することができる。

SATAID の簡便な操作は短時間で種々のデータを解析・利用する必要のある気象サービスの現場でも評価されている。気象庁では通信衛星を利用して SATAID データを地方気象台へ配信して利用されている。海外の気象機関では、直接受信した衛星画像を SATAID で利用したり、インターネットにより画像を取得するなどして、アジア・太平洋地域の国々で利用されている。

4 SATAIDとデータの取得方法

気象庁及び海外の気象機関では、インターネットにより SATAID プログラムの取得や質問等を行うことができるが、一般の研究者も、SATAID 利用に関する公式サポートは受けられないが、SATAID プログラムを利用することができる。

気象業務支援センターでは気象庁の発行する出版物や CD-ROM の販売が行われているが、この中で、気象衛星センターの発行する気象衛星観測月報や雲解析事例集には、SATAID が衛星画像利用ソフトとして収録されている。インストーラが含まれており、ハードディスクにコピーして利用することができる。気象衛星観測月報のものは Windows3.1 以降の Windows システムで利用できるが、雲解析事例集に収録されている Windows95 以降対応版に比べ機能が限定される。雲解析事例集には詳細なプログラムのマニュアル類も添付されている。

SATAID は気象業務センターから入手することのできる CD-ROM のいくつかに対応しており、そのまま CD-ROM から、またはハードディスクにコピーされたデータを表示、利用することができる。未対応の CD-ROM データも収録データのフォーマットや SATAID が必要とするデータフォーマットは全て公開されており、フォーマットコンバータを自作することにより利用することが可能である。

衛星画像についてはインターネットで SATAID 画像

を提供するサーバがあり、誰でも無料でほぼリアルタイムにデータを取得することができる。

北大ひまわりサーバの URL は、
<http://gmssrv.agr.hokudai.ac.jp/facoast/>
 また、オーストラリア気象局 (BoM : Bureau of Meteorology) の download SATAID image サーバは、
<http://www3.bom.gov.au:50005/MSC/>
 である。北大のサーバからは 2 ヶ月間遡ってデータを取得することができ、BoM のサーバには GOES-9 号の 3.9 ミクロン画像を取得することのできる、
<http://www3.bom.gov.au:50005/MSC2/>
 というページも有り、それぞれ特徴がある。

5 SATAID の今後

ひまわり 6 号は 2005 年 2 月 26 日無事打ち上げられ、5 月 31 日から試験配信ながら一般に利用できるデータが配信されている。

ひまわり 6 号では新たに 3.7 ミクロンセンサーが搭載されるほか、空間解像度は、赤外チャンネルが 5km から 4km、可視チャンネルは 1.25km から 1km へ、画像階調がこれまでの赤外 256 階調、可視 64 階調が可視、赤外とともに 1024 階調へと向上する。

SATAID はこれらの衛星データの品質向上に対応するよう機能付加がされており、新衛星の向上したデータを有効に利用することが可能である。

ひまわり 1 号から 4 号までは、可視、赤外共に 1 チャンネルのデータしか得られず、衛星データは写真の形で、肉眼による解析により利用されることが多かった。

ひまわり 5 号ではスプリットウインドと水蒸気吸収チャンネルの 2 つが新たに加わり、6 号では更に 3.7 ミクロンが加わり、合計 5 チャンネルによる観測が行われる。ヨーロッパの気象衛星である METEOSAT には 10 チャンネルのセンサーが搭載されており、今後はさらに気象衛星の多チャンネル化が進むものと思われる。

多チャンネル化が進むと、肉眼による解析は解析に十分な時間をかけることのできる環境では、なお計算機などより多くの情報を抽出することができるが、オペレーションの気象サービスなどでは、多チャンネルデータから自動的に情報を抽出しプロダクトを作成、利用することが有効である。

SATAID には、現在試験的にチャンネルデータ間の演算機能を搭載しており、多チャンネルデータからの情報取得の実験に利用することができるが、今後は、より使いやすく機能を向上させると共に、プロダクトの作成実験など、新機能の搭載が期待される。

SATAID で表示することのできる CD-ROM データ

	要素	CD-ROM
1	地上および高層データ	気象庁天気図 CD に格納された *.txt ファイル
2	台風ベストラックデータ	気象庁天気図 CD に格納された *.txt ファイル
3	アメダスデータ	気象庁月報 CD やアメダス年報 CD に格納されたバイナリ形式および CSV 形式
4	ウインドプロファイルデータ	気象庁月報 CD に格納された WPR* ファイル
5	レーダー・アメダス解析雨量	レーダー・アメダス解析雨量 CD に格納された *.RAP データ

2. 2004年アラスカ大森林火災と気象

早坂 洋史（北大工）

1. はじめに

通称タイガと呼ばれる北方林は、ユーラシア大陸と北米大陸の高緯度地帯に分布している。この高緯度地帯は、近年の気候変動により、顕著な気温上昇と降水量増加の現象が生じている。しかし、この気温上昇と降水量増加は主に冬季の現象で、夏季の気温上昇はあまり大きくななく、夏季の降水量は低下傾向にある。このため、年間降水量が300mm程度と、砂漠気候並の降水量しか期待できない北方林では、夏季の降水量が低下傾向にあることで、森林火災が発生しやすい状態となっている。この様な状況下で、2002年にシベリア・サハ共和国のヤクーツク周辺¹⁾、2003年にバイカル湖の東西両側の地帯²⁾などで、大火災が発生した。そして、2004年には、米国アラスカ州で大火災が発生した。この火災は、1956年からの観測史上、最大の焼損面積（約26,000km²、北海道の面積の30%）を記録した。

2. 2004年アラスカ大火災

2. 1 2004年火災の発生傾向と状況写真

Fig. 1にNASAがMODISで検知したアラスカ州のホットスポット（＝火災、以下HSと略）数の日変化傾向を示した。HSは赤外センサーが熱放射を検知することで求められ、解像度はMODISの場合、1.1km四方である。火災は6月上旬より始まった。6月29日（以下6/29と略記）にHS数は、3,212個と2004年の最大個数となり、激しい火災となつたことがわかる。Fig. 1中の横軸は、1月1日より数えた日数（Day Number、以下DNと略）である。

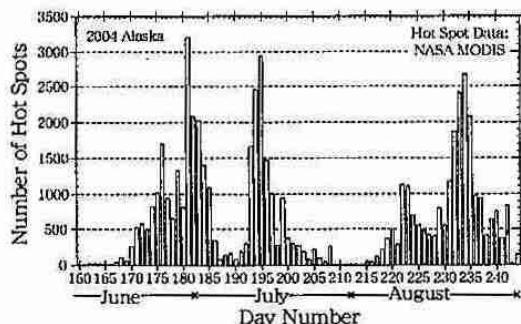


Fig. 1 Tendency of Hot Spot (=Fire)

2. 2 2004年火災の主原因-降水量

2004年の大森林火災の主原因として、日照りが考えられる。Fig. 2にフェアバンクス空港で観測された時間降水量⁴⁾の傾向を示した。積算降水量は5月1日よりの降水量を加算したもので、8月末までの積算降水量は92mm程度で、年平均値の約120mmと比べ少ないことがわかる。5月の雨は6月上旬まで続くが、一転して今度は日照りが始まる。6月中旬(DN=163)から7月中旬(DN=202)頃まで40日近くの長い日照りとなる。この間、6/28(DN=181)にHS数

最大となり、7/13(DN=196)にもHS数が3千近くを記録した。

7月下旬に30mm程の降水があったものの、8月になると、

8/1(DN=214)よりほとんど雨が降らず、日照りが始まる。

8/21(DN=234)にはHS数が2,500を越え火災が活発化した。

以上から、2004年の大火の主な原因是、Fig. 1と4より、6/9(DN=160)頃の降雨後、6/23～6/28(DN=205～210)頃まで降雨が無く、約45日間の1回目の日照りと、7/31(DN=213)頃からの2回目の日照りであった、と言える。

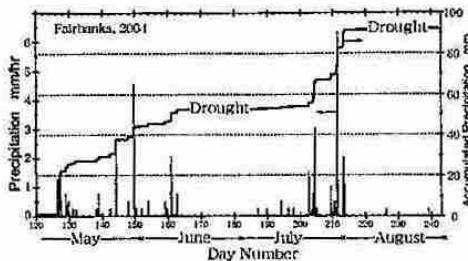


Fig. 2 Tendency of Precipitation and Drought

3. 火災現場付近の気象データの解析

2004年の大森林火災の一つである、Boundary Fireの火災域に最も近い場所、Carib山（Fig. 6左端、真中より少し下）の気象データ⁵⁾を分析した。

3.1 相対湿度と気温

Fig. 3に、6/1から7/31(DN=153～213)までの相対湿度と温度の推移を示した。Fig. 3中の四角と縦線は、各々、Fig. 5のHS数が100を上回った火災の顕著な日々を四角形で、火災のHSが検知されたり、検知されなくなったりした日を縦線で示している。Fig. 3中の横の太線は、相対湿度は50%、気温は20°C（Carib山の高さ773mの補正後約25°Cに相当）を示している。

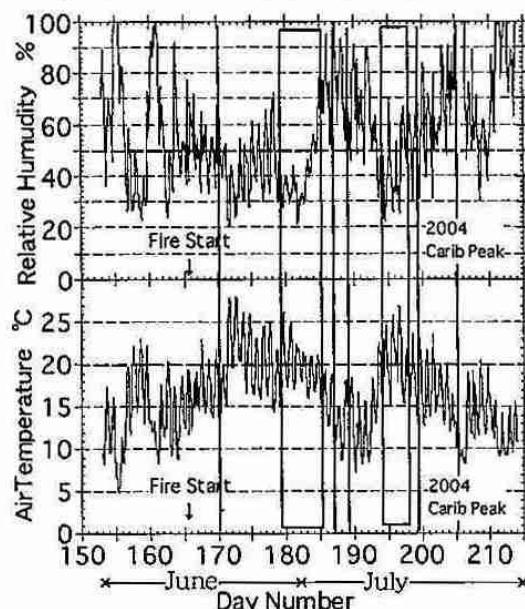


Fig. 3 Tendency of Relative Humidity and Air Temperature

Boundary Fire は 6/13(DN=165)で発生、Fig. 3 に示した 1 本目の縦線位置 6/20(DN=171)で、HS が初めて観測されている。6/20(DN=171)を境に、数日間は、気温が 20°C 以上に急上昇、相対湿度も 50% 以下で経過している。その後、6/27(DN=179)まで、気温は徐々に低下、湿度は徐々に上昇している。そして、HS 数が 100 を越えた、6/27～7/2(DN=179～184) (Fig. 3 中の最初の四角形) では、ほぼ一日中湿度が 50% 以下、気温も高めに経過していることがわかる。その後、気温は漸減し、2 本目の縦線位置 7/5(DN=187)で HS が検知されなくなる。7/5(DN=187)の気温は 15°C、湿度 60～100% であった。3 本目の縦線、7/7(DN=189)で HS が再び検知され始め、7/12～7/15(DN=194～197、Fig. 3 中の 2 番目の四角形) で HS 数が 100 を越え、火災が活発化した。4 本目の縦線、7/17(DN=199)でも HS 数が 100 を越え、これらの期間では、概ね湿度が 50% 以下で、気温も 20°C を越えていることがわかる。この後、気温は徐々に低下、湿度は徐々に上昇し、5 本目の縦線、7/23(DN=205)で HS が観測されなくなり、Boundary Fire はほぼ終焉した（但し、7/28(DN=210)に HS が 3 個観測されている）。

以上により、火災が活発化する条件として、相対湿度は 50% 程度以下、気温は 20°C (平地気温約 25°C) 程度が目安であることがわかる。

3.2 風速と風向

Fig. 4 に風速と風向の推移を示した。火災が活発化した、6/27～7/2(DN=179～184)では、風速 5m/s 程度以上で、風向 60 度の東北東の風が吹き続けていることがわかる。アラスカ全体でも、6/29(DN=181)で最大の HS 数を観測しており、この時の東北東の風、Chinook が、2004 年のアラスカ大火の原因とも言える。

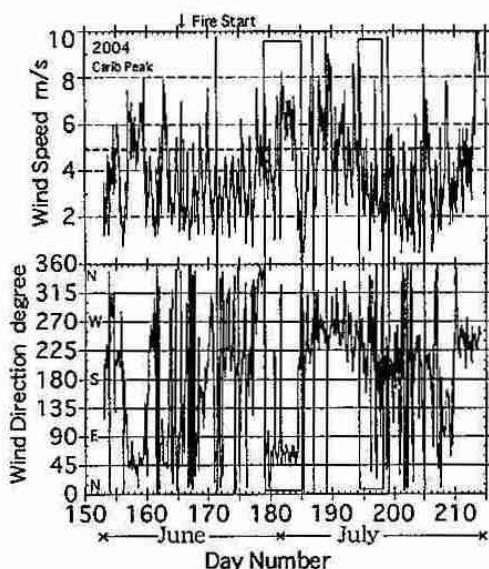


Fig. 4 Tendency of Wind Velocity and Direction

AFS によると、Chinook は、アラスカ山脈に沿って峠を越えて流れ込む風の通称で、フェーン現象による乾燥をもたらす。冬と春は、南寄りの風であるが、夏はほとんど東寄りの風としている。また、AFS では、弱い樹冠火が発生する条件として、風速 4.47m/s、湿度 50% 以下としている。

6/27(DN=179)頃からの火災で激しく燃えたのは、風速 5m/s 以上・湿度 50% 以下・温度 20°C 以上・風向一定という条件が揃ったためとも言える。

風速と風向の分析結果から、アラスカでは Chinook の発生予測が重要であると言える。BFFC では、Chinook に関する情報収集が必要であることがわかった。

3.3 日射量

Fig. 5 に日射量の推移を示した。Fig. 5 から 6/30(DN=182)付近で日最高日射量が約 300W/m² 程度と通常の半分以下にまで減少したことがわかる。この現象は、激しい森林火災が同時多発的に生じたため、大量の煙が発生し漂い、フェアバンク周辺の日射量を激減させたため、と言える。この日射量の激減は、前述のような、気温の低下傾向や風速や風向の変化にも影響していると思われる。

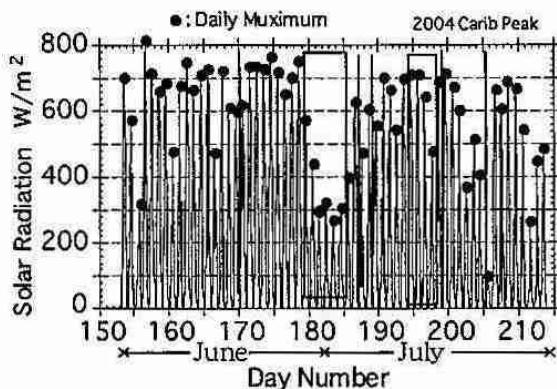


Fig. 5 Tendency of Solar Radiation

参考文献

- 1) 早坂、木村、工藤、サハ共和国における森林火災の最近の傾向と 2002 年大規模火災、日本火災学会論文集、Vol. 55, No. 1, pp. 1-9, 2005.
- 2) 谷、福田、大規模森林火災が及ぼす環境への影響、自然災害科学、J. JSNDA, 23-3, pp. 315-347, 2004.
- 3) NASA MODIS Rapid Response Project, <http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/gallery/4/> Alaska Fire Service, <http://fire.ak.blm.gov/>
- 4) University of Alaska Fairbanks, <http://www.gi.alaska.edu/>

3. 札幌で観測された大気境界層内の様々な流れ

～3次元走査型コヒーレントドップラーライダーによる観測～

*山下和也(北大院・地球環境)、藤吉康志(北大・低温研)

1. はじめに

大気境界層内の3次元気流構造は、大気-陸面相互作用を調べる上で重要な要素である。境界層には、地面に近い接地境界層で発生するブリューム、混合層全体の対流に関わるより大きなスケールのサーマルやロール状対流などの組織的な流れが存在することが知られている。しかし、地上から上空数kmの範囲における、これらの乱流の時空間構造についてはこれまでほとんど観測されていない。また、積雲が境界層内のどのような気流場で形成されているのかについても、実はほとんど理解が進んでいない。

そこで我々は、雲とエアロゾル・地表面の相互作用プロセスを理解するために、三次元走査型のドップラーライダーを導入した。この装置は、ミラーを通して、エアロゾルを散乱体とする近赤外パルスレーザーを送信し、散乱波の強度、ドップラーシフト、ドップラー速度の分散を検出することで、上空のエアロゾル濃度や、風向風速の三次元分布を計測する装置である。

観測は2004年5月から開始し、これまで観ることのできなかつた大気境界層内の興味深い流れを数多く捉えたので、その一部を報告する。

2. 観測概要

ドップラーライダーの設置場所は、北海道大学創成科学共同研究機構棟の屋上(北緯43度05分05秒、東経141度20分07秒、地上28m・海拔約40m)である。送信波長は、 $1.54\mu\text{m}$ (アイセーフ波長帯)である。観測範囲は最大半径20kmであるが、通常は距離分解能25m(50,100m)(切り替え)の80レンジビン、即ち、2km(4.8km)で観測を行っている。走査速度は、水平鉛直共に約1rpmである。

3. 観測結果

3-1. 高層ビルによる後流

図1は、2005年3月15日6時に観測した、地上で約3m/sの南東風が吹いていた時の、ドップラー速度の水平分布(仰角2.2度)である。風の向きを、図中に矢印で示した。ライダーの南東方向には、a:高さ173mの札幌・JRタワー、b:ホテル等100m前後のビル2棟、c:北大病院、などの高いビルがあり、その風下でドップラー速度が遅くなっている。これは建物の風下で風が弱まっていることを示しており、建物の影響が風下数kmにも及んでいることが分かる。またこの後流域は波打っていることから、風向の時間変動が、他の場所に比べて大きいことが分かる。この結果は、高層建築物が、風の場や乱流フラックス、したがって、ヒートアイランドの形成に重要な都市大気の熱輸送に大きな影響を与えていた事を端的に示している。

3-2. 水平ロール渦

図2は、図1と同様な図であるが、2005年5月24日12時に、地上で6m/s前後の北西風が吹いた曇天時の事例である。ほぼ風の主方向に沿った縞状の構造が見られる。縞の間隔は、約600mである。これは水平波長約1.2kmの水平ロール渦と思われる。本ケース以外にも風が強い場合(地上風速5m/s以上の時)には、このような縞状構造が頻繁に見られ、縞の間隔は250mから1000mまで幅広い値をとった。

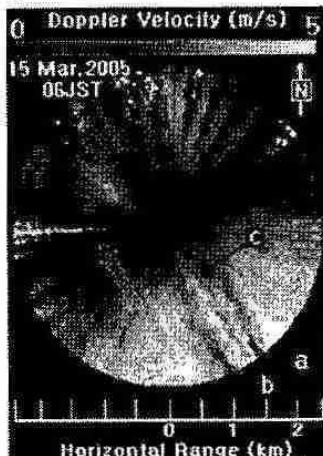


図1. 高層ビルの後流の観測事例。



図2. 水平ロール渦の観測事例。

3-3. 快晴・弱風時の構造

風が弱く、日射によって地面が加熱された日には、セル状のブリュームが観測された。図3は、2004年6月2日07時30分に、地上風速が1m/s程度で快晴時に観測した事例である。セルの直径は1km前後である。

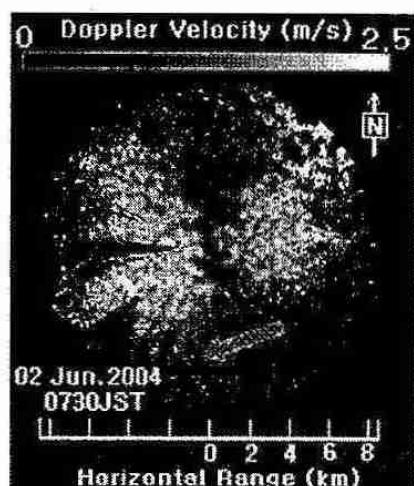


図3. ブリュームの観測事例。

図4は、2005年4月24日14時30分に、同じく快晴時で、地上風速は3m/s前後の時に観測した事例である。この構造は、水平ロール渦とも、プリュームとも異なっており、数km程のスケールをもつ水平風速のムラが見られ、この構造は、風と同方向に動いていた。



図4. 快晴時の境界層に新たに見出された乱流構造。

3-4. 晴天積雲の形成過程

図5は、2005年5月3日12時に、晴天積雲が発生していた時の鉛直断面である。a)はS/N(受信信号の強さに対応)、b)はドップラー速度である。ほぼ主方向(西南西風)に沿った断面で図の左側が西(方位角263°)である。S/Nの値が大きい高度約2.5km付近の領域は、積雲の雲底部を示している。積雲より下層で比較的弱い散乱を示しているのはエアロゾルである

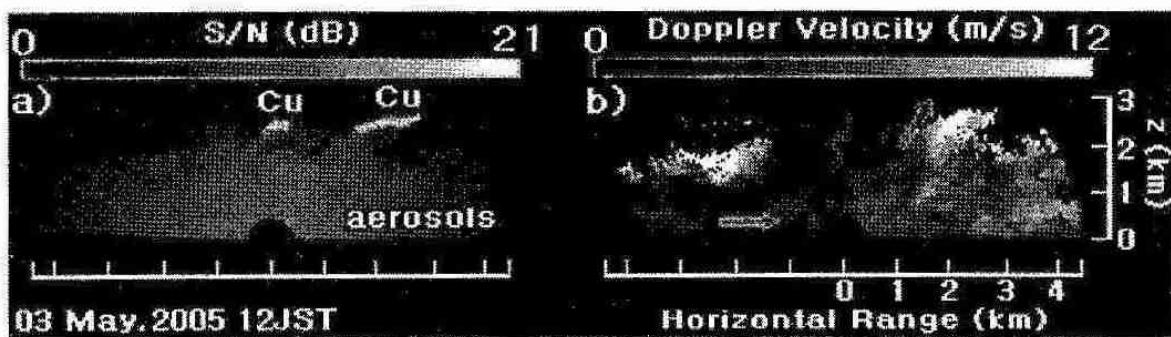


図5. 晴天積雲の形成 東西鉛直断面(図の左側が西)、(a) S/N、(b) ドップラー速度の大きさ。
図中矢印でドップラー速度の向きを示す。

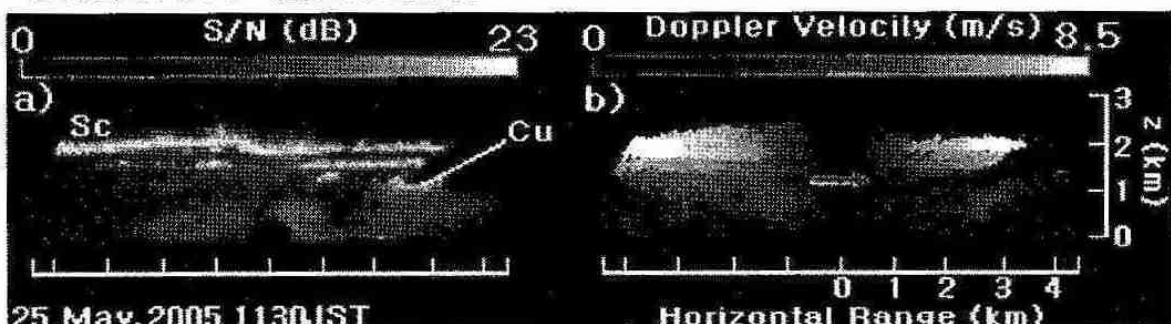


図6. 積雲と層積雲 北西-南東鉛直断面(図の左側が北西) (a) S/N、(b) ドップラー速度の大きさ。
図中矢印でドップラー速度の向きを示す。

る。地表からエアロゾルを含んだ湿った空気塊が上昇し、それが凝結高度に達した時に雲が発生している様子が捉えられている。ただし、雲凝結核の濃度、上昇速度、空気塊の初期の湿度の変動を反映して、形成される雲底高度は必ずしも一定では無い。

図6は、2005年5月25日11時30分に観測した、雲が3層(層雲2層+積雲1層)構造を示した事例である。図の左側が北西(方位角308°)で、高さ約1.2kmの混合層内の主方向(北西風)断面である。南東側、混合層上端付近に図5と同様に、積雲が形成されている。一方、この積雲の上空に、高度約1.5kmと1.9kmに雲底をもつ二層の層積雲が存在している。これらは直ぐ下層の積雲とは異なって、乱流境界層内ではなく層流内に形成され、雲底高度がほぼ一定である。ほかの数多くの事例と同様に、層雲あるいは層積雲は、風の鉛直シアーガーが大きい場所に形成されており、シアーアー内に形成される乱れをトリガーとして生成されたと考えられる。図は省略するが、高層雲も全く同様な成因で形成されていることが確かめられている。

4.まとめ

- ・札幌JRタワーによって発生したwake流を可視化することができた。それにより、建物が下層大気に及ぼす影響を定量化することができた。
- ・水平ロール渦やセル状対流、そして今回新たに見出された乱流構造など、大気境界層に出現する組織的な流れの観測に成功した。
- ・地表からエアロゾルが上昇し、凝結高度で積雲が発生する過程をとらえた。
- ・下層積雲と、層雲・層積雲の成因の違いを明らかにした。

4. 2004年4月21日の「羅臼だし風」発生時の大気の立体構造

四宮 茂晴（札幌管区気象台予報課）

1. 総観場解析

(1)はじめに

平成16年4月21日、北海道東部の羅臼町で「羅臼だし風」と呼ばれる風速25m/sを越える局地的な暴風が発生した（第1図、第2図）。

暴風は21日早朝と夕方から夜にかけての2つのピークがあり、日中は小康状態だった。今回の暴風と大気の立体構造の関係について考察する。

(2)総観場の特徴

「羅臼だし風」の期間中、地上では、千島付近を中心を持つ非常に発達した低気圧の南西象限に入っている（第3図）。地上天気図に対応する時刻の根室のエマグラム（第4図）を見ると、図中の矢印のように、21日09時から700hPa以下に寒気が入り、その上部の相対的に暖かい空気塊との間に安定層（逆転層）が存在している。安定層の高度は時間と共に下降している。

「羅臼だし風」の発生には、北西風が強い場で、背後の山岳よりもやや高い高度に逆転層が存在することが必須条件であることがわかつており、本事例もその条件に一致していた。

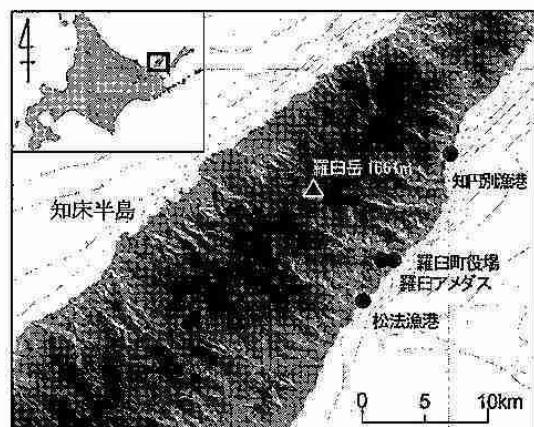
2. 逆転層についての考察

(1)ベントバック温暖前線との類似性

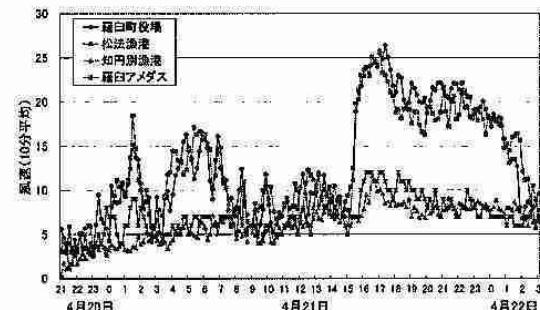
根室で観測された逆転層の成因を知るために、気象衛星の水蒸気画像と高層客観解析及び各地の高層エマグラムを解析し（第5図）、そこから判定された下層安定層、圏界面、ジェット気流をE140度に沿った高層断面図に記入した（第6図）。

低気圧の北西側から低気圧中心に向かって反時計回りに700hPa以下の下層に寒気が舌状に入り、低気圧の南東側から巻き込んだ暖気との間に急な温度傾度が形成されていることがわかる。

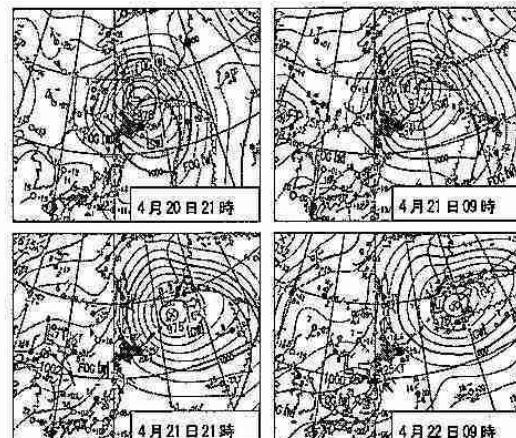
この構造は、Shapiroら(1990)が示したベントバック温暖前線の概念におけるIIIからIVのステージの構造とその解析事例に非常に似通っている（第7図）。



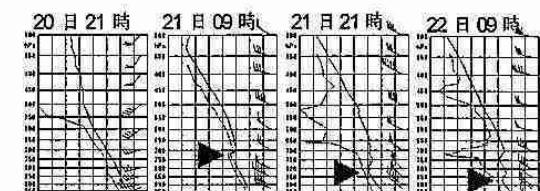
第1図 罗臼周辺の地形と観測所位置



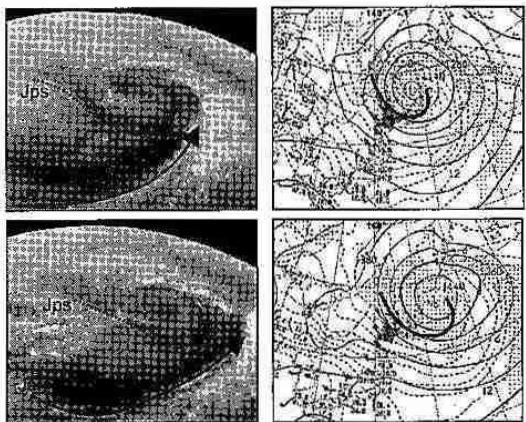
第2図 10分間平均風速の時系列



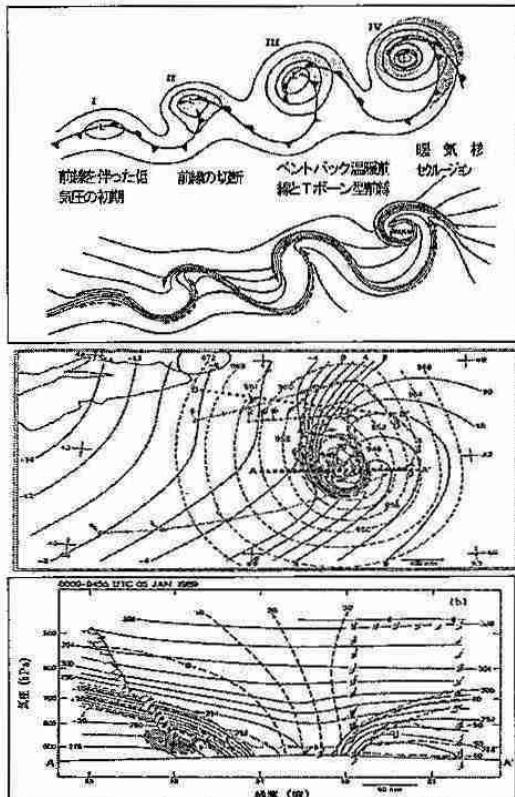
第3図 地上天気図



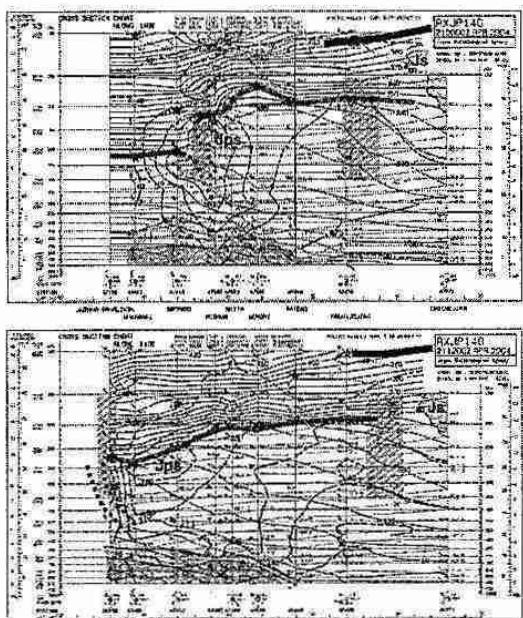
第4図 根室のエマグラム
矢印は下層の安定層の下端を示す。



第5図 (左) 気象衛星水蒸気画像
点線矢印: Jps 寒帯前線ジェット(南系)
実線矢印: Js 亜熱帯ジェット
(右) 850hPa客観解析
実線: 寒気軸
上段: 4月21日09時、下段: 4月21日21時



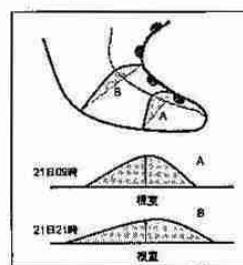
第7図 (上) 温帯低気圧のライフサイクル (Shapiroら)
(中) 895hPa面の気圧、海面気圧 (1989年1月5日03UTC)
(下) A-A'の断面図
実線: 温位K、破線: 断面に垂直な成分の風 m/s
ハッチ部分: ベントパック温暖前線下方の下層ジェット



第6図 高層断面図 (E140度)
太実線: 上層から順に熱帯圏界面、中緯度圏界面、
寒帯圏界面、下層安定層
★: 高層観測による圏界面高度
上段: 4月21日09時、下段: 4月21日21時

3. 結論

下層の逆転層は、低気圧の北西から回り込んだ700hPa以下の寒気により形成された。この寒気は寒気軸部分を頂部とする舌状構造を成し、低気圧の中心側は下層ジェットを伴うベントパック温暖前線となっている。21日の日中は寒気軸に近く(第8図A)、逆転層高度が「だし風」を吹かすには高過ぎたため小康となつたが、夕方以降は寒気軸の南側に移行したことと、寒気の氾濫が進み全体的に寒気の高度が低下したことから(第8図B)、再び条件の良い逆転層高度となり、だし風が強まつたと考えられる。



第8図 寒気舌の概念図

参考文献

Shapiro, M.A. and D. Keyser (1990): Fronts, Jet Streams and the Tropopause. Extratropical Cyclones : The Eric Palmen Memorial Volume, C.W. Newton and E.O. Holopainen Eds. American Meteorological Society, 167-191

5. 融解雪片と凍雨の落下速度の測定

* 南雲信宏 (北大院・地球環境), 藤吉康志 (北大・低温研)

1. はじめに

通常、降水粒子と言えば、雪粒子か氷粒子が融けた雨滴である。その中間状態として「みぞれ」や「凍雨」という状態がある。「みぞれ」とは、雨滴と融けかかった湿った雪片が同時に降る状態である。「凍雨」とは、落下中に雪片が融けきって形成された雨滴が、再び 0°C 以下に冷却されて過冷却状態となり、それが地面に落しないしは空中で何らかの衝撃を受けて瞬間に凍結して氷粒になった状態を指す。これまで、融解雪片と凍雨の落下速度や粒径分布についての観測データは極めて少ない。その理由は、それらが存在する時間や観測する機会が極めて限られていたためである。そこで今回は、2D-Video-Distrometer(以後、2DVD)で観測した「融解雪片」と「凍雨」の落下速度を解析したところ、興味深い結果が得られたので、以下に報告する。

一般に、雨滴や雪片の終端速度は、直径に依存して変化する。一方、「融解雪片」の落下速度は、図1に示したように、大きさによらずほぼ一定の落下速度を示した。ただし、ある大きさ(質量)よりも小さい雪粒子は完全に融けているため、雨滴と同じ終端速度を示す。乾いた雪片の落下速度は約 1.5m/s で、雨滴に比べると落下速度の直径依存性は小さいが、湿った雪片の落下速度の直径依存性は更に小さい。この落下速度の特徴は融解過程を通じて変わらず、雨滴以外の融解雪片の落下速度は、時間とともに平行移動しながら増加し、やがて雨滴の落下速度と重なる。図2は、「凍雨」の落下速度と直径の測定結果である。目視観測から、凍雨のみが観測されていたにも拘わらず、落下速度が小さい粒子と大きい粒子が凍雨観測期間、同時に連続して観測された。また、球形の粒子と、複数の球形粒子が併合しているものが見られた。そこで、2DVDの画像データをもとに、形と落下

速度との関係を考察した。

2. 解析手法

我々は、2DVDを用いた降水粒子の落下速度と粒径分布の連続測定を、2003年2月から開始した。また、2004年12月からは、電子天秤を用いて雪および雨の降水強度の測定を行っている。

Matsuo and Sasyo(1981a,b)は、融解雪片の落下速度を密度から求める経験式を作成した。しかし、個々の融解雪片の密度を測定することは極めて困難である。そこで我々は、2DVDで測定した2次元画像データから一定時間に降った融解雪片の体積の総和を計算し、その値とその時間に降った降水粒子の積算質量から平均密度を計算した。これをもとに、現場で観測した気温と密度の関係、気温と落下速度の関係を作成し、従来の経験式との比較を行った。

3. 解析結果

融解過程

図3に示したように、融解雪片の密度と気温との間には正の相関が見られる。図1に示したように、融解雪片の落下速度は粒径にほとんど依存しない。このことを確認するために、小さい粒子($0.5\text{-}1.0\text{mm}$)から大きい粒子($2.0\text{-}3.0\text{mm}$)別に、気温と密度との関係を調べた(図4)。

すると、 0°C 以下では、落下速度の気温依存性は見られず、大きさによる違いが見られた。このことは、乾いた雪片の特徴である。一方、 0°C 以上では、融解雪片の大きさに依らず、気温が同じであれば落下速度がほぼ同じで、気温と落下速度との間には極めて良い正の相関が見られた。ただし、小さい雪片ほど早く融けて、同じ質量を持つ雨滴の終端速度を示すようになる。

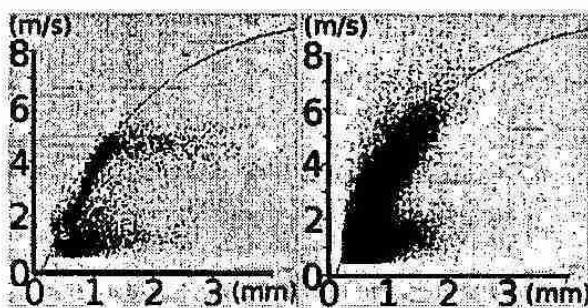


図1: みぞれの直径と落下速度の関係 (曲線は雨滴の終端速度)

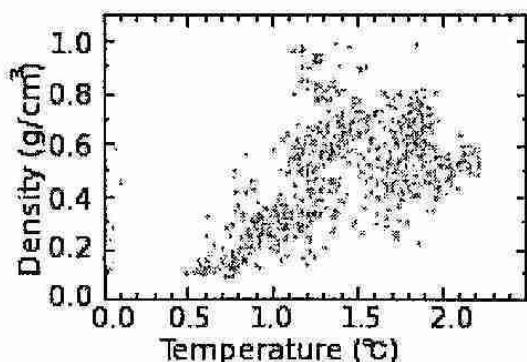


図2: 凍雨の直径と落下速度の関係 (曲線は雨滴の終端速度)

図3: 気温と雪片の密度の関係 (2005年1月3日)

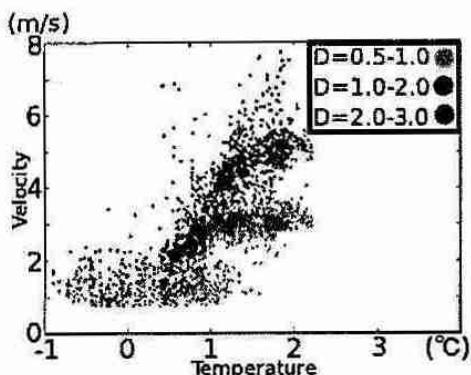


図 4: 気温と雪片の落下速度の関係 (2005年3月18日)

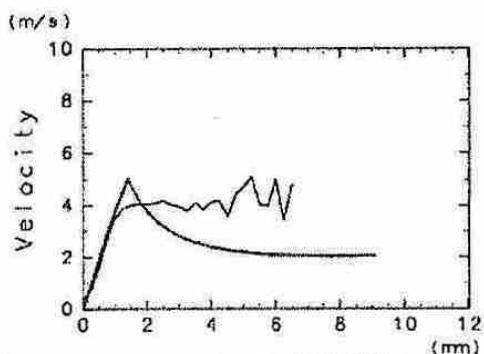


図 5: Matsuo and Sasyo(1981b) と観測結果 (2004年1月21日) の比較

この測定結果と、Matsuo and Sasyo(1981b)の融解雪片の落下速度の数値計算結果とを比較した（図5）。ただし、ここでは気温をその時間帯の平均気温（2.2度）として計算した。また、観測データは、粒径幅を0.25mmにとり、それぞれの粒径の平均落下速度を計算した。融解が完了し雨滴になる大きさまでは、計算結果と観測結果とが概ね良く一致しているが、それよりも大きい湿雪状態の落下速度は明らかに異なっていた。観測結果は、Matsuo and Sasyo(1981b)の（平均密度から算出される）落下速度よりも、融解雪片中に含まれている水の質量と同じ大きさの雨滴の終端速度に近い。Matsuo and Sasyo(1981a,b)では、融解雪片の形を常に球と仮定している。しかし実際には雪片の形は複雑で、通常の雪片と同様に風の抵抗を最大限受ける形に変形していると思われる。今回の観測結果から、雪片の融解量（密度や大きさでは無い）をパラメーターとして、融解雪片の落下速度を求める経験式が作成可能と思われる。

再凍結過程

札幌管区気象台で放球したラジオゾンデのデータを見ると、地上250mから750mの範囲に0°C以下の層が存在していた。このことから、凍雨はこの層内で過冷却状態となつた後再凍結し、氷粒として地上で観測されたも

のと考えられる。

2DVDで観測した凍雨の形を、落下速度の大きい粒子と小さい粒子とで比較した。すると、落下速度の大きい粒子は、図6(a),(b)に示したように、全て球状であった。一方、落下速度の小さい粒子は、図6(c),(d)に示したように、併合した粒子や非球形の粒子であった。図7は、図6に対応する球形粒子（図7(b)）、球形でスパイクがある粒子（図7(a)）、併合した粒子（図7(c),(d)）の接写画像例である。しかし、人工的に作成した凍雨の落下速度を2DVDで測定したところ、形の違いによる落下速度の変化が顕著に見られなかった。今後、形以外の要因があるのかどうか、より多くの事例を調べる必要がある。

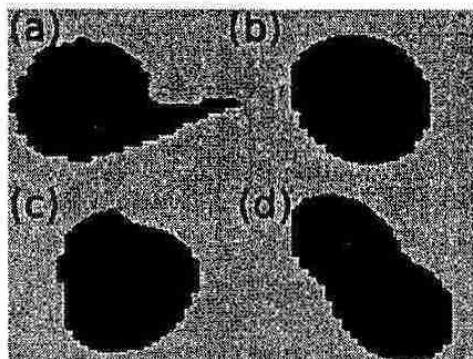


図 6: 2DVD が観測した凍雨のシルエット

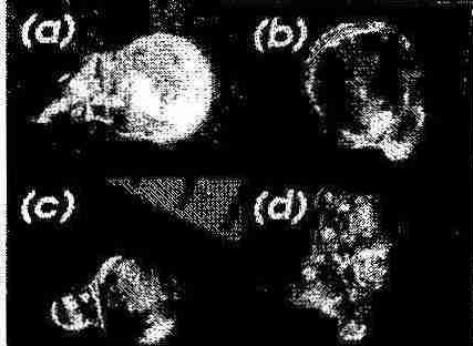


図 7: 凍雨接写画像

参考文献

Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981a : Empirical formula for the melting rate of snowflakes. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 1-9

Matsuo, T. and Y. Sasyo, 1981b : Melting of snowflakes below freezing level in the atmosphere. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 10-25

6. Brewer 分光光度計による札幌の波長別紫外線観測の特徴

札幌管区気象台高層気象観測室 能登美之

1. はじめに

札幌管区気象台では、1991年より、Brewer分光光度計によって、波長別紫外域日射（紫外線）観測を実施している。紫外域日射量のスペクトルはさまざまな気象条件、大気条件によって変化しているため、この特徴を与える基準として参照スペクトルと比較するのが最も分かりやすい。この参照スペクトルは、各波長チャンネルの観測されうる最大値を取ったスペクトルで、その観測点の一般的なスペクトルをあらわしているため、観測値を比較することで、観測時のオゾン全量などの大気の影響の特徴を調べることができる。

2. 参照スペクトルの算出

観測されたスペクトルは、太陽光自体のスペクトルを反映し図1の様に複雑な構造をしている。これらは、観測時の大気条件によらず相似形をしていることから、参照スペクトルと比較することによって相似形の複雑な構造を除くことができる。

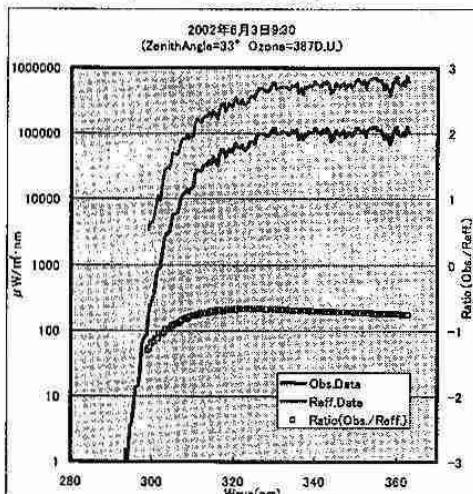


図1 観測例、プロットは上から参考値、観測値、比を表す。

今回は観測された過去のスペクトルデータを基にして、ある条件を満たすデータを取り出してスペクトルを作成しこれを参照スペクトルとした。

図2の分布の上端ははっきりと曲線で表われていて、曲線を当てはめることで、太陽天頂角に対して一義的に決まるように見られる。この曲線求め各波長の最大値を取るスペクトルを作成する。当てはめる曲線はCOS級数で次式のとおり。

$$\log Irr(\lambda, za) = \sum_{i=1}^8 Q_i(\lambda) \cos\{\pi(i-1)za/180\}$$

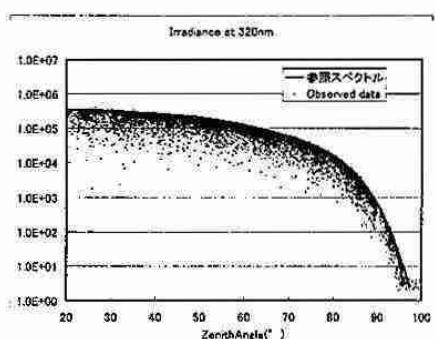


図2 波長 320nm の太陽天頂角に対する分布図

ここで、 λ は波長、 za は太陽天頂角、を表わす。実際には8個の係数 Q_i ($i=1 \sim 8$) を求める。詳細は伊藤ら(1991)の方法に遵守しているが、照度のエネルギーの絶対値 ($\mu W/m^2 \cdot nm$) を用いている点、無積雪期間のデータを使用した点などに相違がある。

3. 変形パラメータ

図1の Ratio (Obs./Reff) は実際のスペクトルと参照スペクトルの比の対数を表わした曲線で、複雑なスペクトル構造は除かれ、特徴ある滑らかな曲線で表現されている。伊藤らは 300nm~325nmまでのこの曲線をスペクトルの変形量として、下式の曲線を当てはめその係数 (α 、 β) を変形パラメータとしてスペクトルを特徴付けた。

$$Irr(\lambda, za) = F(\lambda, za) \cdot 10^{\alpha\lambda^2 + \beta}$$

ここで、 λ は $\lambda = \{WaveLength (nm) - 325\} / 0.5$ で定義する、実際の波長を 325nm でスケーリングした波長を用いている。 Irr は観測値、 F は参考値を表わす。

さらに今回は、波長 325nm~363nm までのパラメータ化も試みた。図3にあるように

325nm 以上はほぼ直線であることから、係数をそれぞれ γ 、 δ として次式を当てはめた。

$$Irr(\lambda, za) = F(\lambda, za) \cdot 10^{\alpha\lambda + \delta}$$

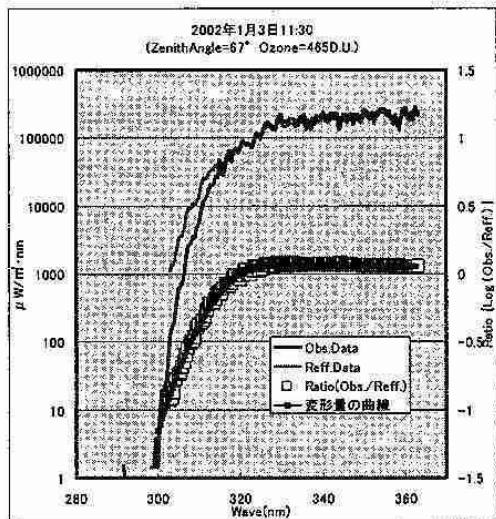


図3 積雪期間の観測例と変形量の曲線

4. 積雪による地表面アルベドの影響

今回作成した参考スペクトルは、積雪期間のデータを除いて作成している。図3の変形量は波長 320nm 以上で、観測値が参考値を上回っていることがわかる。つまり、積雪によるアルベドの変化がスペクトル全体を押し上げ、紫外線量を増加させていることがわかる。この結果は能登(2004)の結果も裏付けており、変形パラメータ β 、 δ は正の値をとることで観測結果を特徴付けている。

5. 大気オゾン全量との関係

オゾン全量は波長の小さい領域を強く吸収するためオゾン量が多いほど α に影響が出る。図4は2002年の観測結果のオゾン全量と α 、 β 及び γ の分布図である。図4(a)は α の分布を表し、バラつきはあるがオゾン全量にたいして逆相関となっている。回帰直線で見るとオゾン全量が 300D.U. で $\alpha = 0$ となり、変形曲線が直線となる。このことは、参考スペクトルがおよそ 300D.U. のオゾン全量に対するスペクトルを表していることを意味する。 β は図4(b)に見られるようにオゾン全量に対して相関が見られず、雲やエーロゾルなどのオゾン全量以外の要因で変化している。また、 γ は負の値に分布が偏っているもののオゾン全量に対して明瞭な相関関係は見られず、そのほかの要因によるものと考えられる。

6.まとめ

今回求めた参考スペクトルを用いた変形パラメータによって、観測スペクトルの特徴づけが可能になった。パラメータの内、 α はオゾン全量に依存することが確かめられ、 β 、 δ は雲やエーロゾルなどによる影響が示唆される。しかし、 γ については、オゾン全量には明瞭な相関が見られず、その他の大気条件が関係しており、今後の調査を必要とする。

【参考文献】

- 伊藤朋之ほか：「地上到達紫外線量の監視技術の開発」気象庁研究時報 No.43 (1991)
- 能登美之ほか：「波長別紫外域日射観測における積雪の影響について」細氷 50 (2004)

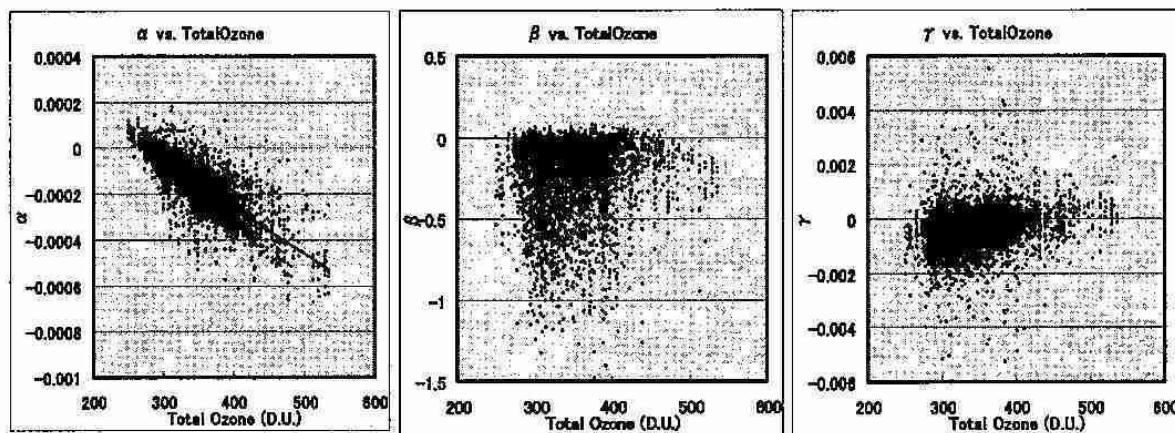


図4 各変形パラメータの分布図で、左から順に (a) は α 分布図で直線は回帰直線。(b)、(c) はそれぞれ β 、 γ の分布図をあらわす。 δ の分布図は β と同様の傾向のため省略。

7. 成層圏突然昇温が対流圏に及ぼす影響の決定要因

中川憲一（札幌管区気象台）・山崎孝治（北大院・地球環境）

1. はじめに

冬季北半球の極域成層圏において数日間で数十度以上温度が上昇する劇的な変動現象として、成層圏突然昇温（Stratospheric Sudden Warming;以下略してSSW）がある。SSWの形成機構は以下のとおりである。対流圏から励起されたプラネタリー規模の波が上方伝播し、成層圏で碎波することで極夜西風ジェットが減速する。これに伴う極向き流れが極域で下降し断熱昇温により極域気温が上昇する。SSWは極夜西風ジェット（極渦）の急速な減衰と同一の現象であるといえる。

最近、成層圏の極渦の強弱の変動が2～3週間程度のタイムラグを経て対流圏まで下方伝播することを示した研究がなされている（Baldwin and Dunkerton, 1999, 2001; Limpasuvan et al., 2004）。

しかし、事例を個々にみると、どのケースでも下方伝播するわけではなく、下方伝播する場合としない場合があり、その差はどこから生ずるかを明らかにすることが本研究の目的である。

2. データと解析手法

データはECMWF客観再解析データ（1957年9月～2002年8月）を用いた。極域温度は北緯80～90度の領域平均として求めた。また種々の物理量に対して気候値を求めた。以降、偏差とは気候値からの偏差を示す。

SSWの事例は以下の方法で抽出した。まず、10, 20, 30 hPaのいずれかで極域温度が6日間で20K以上昇温した事例をSSWとして選んだ。一回の昇温事例において、10 hPaにおける昇温率最大の日をkey dayとした。次に、SSWが30日以内の間隔で連続して起きた場合、昇温率の大きい事例を選んだ。このようにして最終的に51事例を抽出した。

SSW発生後の対流圏の振る舞いの差を調

べるために、SSW後の30日平均の500 hPaの極域温度偏差が正の場合(Warmと略)の28例と負の場合(Coldと略)の23例の場合に分け、合成図解析を行った。

3. 結果

SSWの時間発展を、高緯度域(50-80N)の帶状平均東西風偏差で図1に示す。成層圏のSSWの発展は両ケースで大差はない。対流圏では、2つのケースで大きな違いがある。Warmケースではkey dayの1週間前から既に対流圏の西風偏差が負に転じておらず、2週間後に負偏差は最大となり40日後まで持続している。一方、Coldケースでは逆にSSWの1週間前から対流圏の西風偏差が正になり、key day直後にピークとなり、4週間後まで持続している。

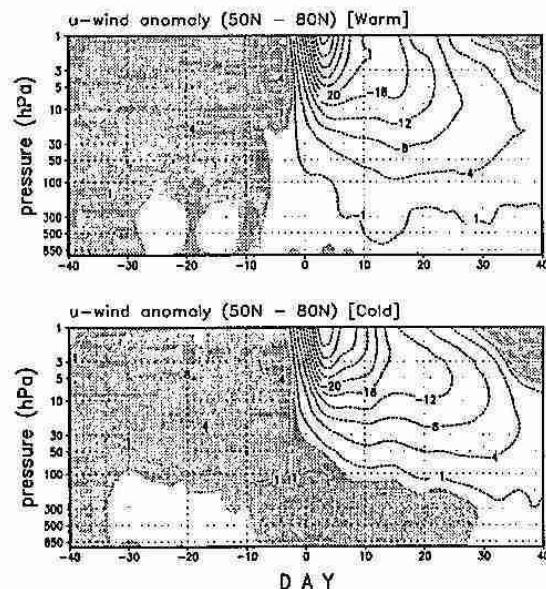


図1 50N-80N 平均の東西風偏差の合成図。
(上) 対流圏極域昇温(Warm)事例。(下) 同降温(Cold)事例。等値線間隔は4 m/sで、+1と-1も示す。陰影は正偏差。横軸は時間でkey dayの-40日から+40日までを示す。

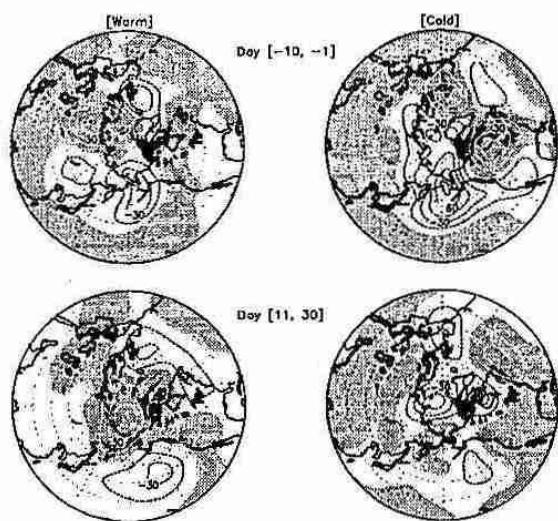


図2 500 hPa 高度偏差の空間分布。等値線間隔は 15 gpm。陰影は正偏差。上段は key day から 1~10 日前の平均値、下段は 11~30 日後の平均値。左は Warm 事例、右は Cold 事例。

次に SSW 発生前後の対流圏空間パターンの特徴を 500 hPa の高度偏差で見たものを図2に示す。SSW 発生前 10 日平均では、ベーリング海を中心とした大きな負偏差とハドゾン湾付近の正偏差が共通して見られる。一方、大西洋からシベリアにかけては顕著な差が見られる。Warm の場合は、北欧で負、西シベリアで正、東シベリアで負の偏差である負のユーラシア(EU)パターンに似た構造が見られる。一方、Cold の場合は、ほぼ逆で正の EU パターンになっている。

SSW 後、11~30 日の 20 日平均場をみると、Warm では北極域で正偏差、その周りの北太平洋と北大西洋で負偏差となっており、負の北極振動(Thompson and Wallace, 1998)と良く似た構造となっている。一方、Cold ケースでは北極域で負偏差であり、どちらかといえば北極振動は正である。

このように SSW 発生の直前における対流圏での振る舞いが 2つのケースで大きく異なることがわかったので、平均流と波の相互作用の観点から SSW の 2つのケースの違いを EP flux で調べた(図略)。全 flux でみると、両ケースとも上部対流圏から成層圏への flux

が見えるが、Warm のケースでは中高緯度対流圏下部から上向き極向きに向かっており、波加速は 400 hPa 付近を中心として負である。一方、Cold のケースでは対流圏で flux 偏差は赤道方向へ向かっており、高緯度 300hPa 付近を中心に flux は発散し西風加速偏差となっている。

次に、波数分解によりどのスケールの波が 2つの違いに寄与しているかを調べ、主に波数 1 と 2 に違いがあることがわかった。波数 1 は両ケースとも対流圏下部から成層圏へ上方伝播しているが、Cold のほうが上部対流圏からの flux が大きく、300hPa 付近で発散している。波数 2 では、Warm においては flux は上向き偏差であり、対流圏高緯度の風を減速しているが、Cold においては flux は下向き赤道向き偏差で対流圏高緯度の風を加速している。

4. まとめ

対流圏から成層圏へ伝播するプラネタリ一波が SSW を引き起こすのであるが、対流圏から伝播してゆくときに波数 1 が卓越する場合には既に対流圏でプラネタリ一波の作用によって西風加速が生じ、極域対流圏まで昇温は下方伝播しない傾向がある。一方、波数 2 も卓越する場合には SSW 以前に西風減速が生じて昇温が対流圏へ伝播しているように見える。SSW 直前にできた対流圏での偏差がその後も持続していると解釈できる。

また、SSW が対流圏へ下方伝播する(しない)ときは、SSW 直前の対流圏の EU パターンが負(正)となる傾向にある。

参考文献

- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: *J. Geophys. Res.*, 104, 30937-30946.
- Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 2001: *Science*, 294, 581-584.
- Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann, 2004: *J. Climate*, 17, 2584-2596.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.