

2012年秋季「極域・寒冷域研究連絡会」の報告

—極域・寒冷域の雲をつかむ—

1. はじめに

雲は日常生活の中でありふれた存在であるが、長い間多くの研究者が苦勞し続けている対象でもある。数値モデルで雲を正確に再現できないのは、粒子分布の不均一性や動態の分からない雲核によって、雲粒の大きさや数、降水粒子への成長がコントロールされているため、その鉛直構造や微物理過程、放射過程などは未解明な部分も多い。更に、雲の消長は気候システムにおいて様々なプロセスと関わりを持つ。例えば、極域・寒冷域における雲は、降雪によるアルベドの変化、雲の放射強制力など、複数の過程を通じて地表/海面の熱収支に強い影響力を持ち、気候システムの要の一つである。

我々は実際にその雲をどのように観測し理解しようとするのか？ これは大変幅広く奥の深い問題である。今回は、極域・寒冷域での雲の観測及び霧の長期解析についての最近の研究成果の紹介をさせていただくとともに、極域・寒冷域の雲に関するこれまでの知見や試みについての話題提供をいただいた。雲研究の面白さを感じる機会になったならば幸いである。出席者は約40名であった。以下に講演内容を記す。

担当世話人：平沢尚彦*

http://polaris.nipr.ac.jp/~pras/coolnet/cl_index

2. 釧路の霧の長期変化について

杉本志織（北海道大学環境科学研究院）
北海道東部に位置する釧路では、夏季（6-8月）の霧発生頻度が高く、1931-2010年の80年間で平均した各月の霧日数は15日を上回る。このような地域において霧は、良くも悪くも、人々の生活や社会活動と密接な関係を持つ。そのため、霧の物理的発生要因や霧

日数の年々変動に対する社会的な関心は高い。霧の大気物理特性に関しては、釧路にて度々実施されてきた集中観測により明らかにされている（例えば、海霧研究グループ 1985）。また、天気図を用いた統計解析により、夏季に釧路で観測される霧の多くが、総観規模の循環場に支配された暖湿な南風の侵入と釧路沖を流れる親潮寒流に起因した海霧（移流霧）であることも示されている（沢井 1988）。ところが、霧日数の長期変化についてはほとんど調べられていない。

気象庁の各気象台では視程の目視観測が長期にわたって実施されており、霧日数の統計データが広く公開されている。この統計データが示す霧日数の長期変化は、局所的な観測地周辺環境の変遷や広域的な大気環境の変化を反映していると考えられる。前者に関しては観測記録の不足により、現時点で詳細を直接議論することは難しい。ところが後者に関しては、先行研究に示されているように広域循環が霧の形成を左右するのであれば、長期再解析データを用いることで数十年スケールの変動を議論することが可能である。そこで本研究では、80年にも及ぶ長期の霧日数統計データを用いて釧路の霧日数が持つ長期変化傾向を示し、それをもたらし総観規模循環場の変化について明らかにした。

釧路における1931-2010年の年間霧日数の年々変動には有意な減少傾向（有意水準1%）がみられた。これは北海道太平洋側の他の地点では確認できない釧路特有の長期変化傾向であった。霧の発生頻度が高い夏季において、月毎の霧日数年々変動を調べると、特に8月において、80年間で有意な減少傾向（有意水準1%）がみられた。また8月には1970年代後半以降に霧日数が突出して少なくなる年の出現頻度が増加する傾向もみられた。このような霧日数が少ない年の頻出は、1980年以降の7月においても同様に確認できた。以上の結果から、7-8月が年間霧日数の減少傾向にとって重要な月であると考え、7-8月の大気循環の変化に着目して解析を行った。

* Naohiko HIRASAWA, 国立極地研究所.

hira.n@nipr.ac.jp

© 2013 日本気象学会

まず、釧路から最も近い根室でのゾンデ観測データを用いて、釧路での霧発生/非発生日に基づき合成した2000 m以下の大気鉛直構造の特徴を解析した。結果として、以下のようなことがわかった。霧発生日には南一南西風が卓越しており、120 m程の薄い混合層の上に約400 mに達する温度逆転層が形成された。安定成層内では比湿が高く、霧層上端での鉛直混合に伴う霧消散が抑制される大気環境であったことが示唆された。一方、霧非発生日には、東一北寄りの風が卓越しており、温度の逆転層は形成されなかった。また、霧発生日と比較して大気層全体が乾燥していた。これらの結果から、地上からやや上空にみられた高温多湿層の形成/非形成が、大気安定度を介して、霧発生/非発生日を左右すると考えられた。また、この高温多湿層は、南寄りの風に伴う移流によって発達することが示唆された。

次に、7、8月において霧日数が下位10%に相当する年（霧日数極小年）を抽出し、大気下層、すなわち1000 および925 hPaにおける広域循環の特徴を調べた。最も長期間の総観場解析が実施できる再解析データERA40（1958-2002年）を用いた。7月の霧日数極小年は同月の気候値と比較して、太平洋高気圧の北への張り出しが弱く、オホーツク海高気圧の勢力が強かった。一方、8月の霧日数極小年は、気候値よりも、太平洋高気圧の西への張り出しが弱いことで特徴づけられた。太平洋高気圧が張り出す領域に違いはあるものの、両月の霧日数極小年に共通した特徴として、太平洋高気圧に沿って釧路沖を吹走する暖湿な南一南西風が弱化したことが挙げられる。このような循環場は、地表付近では釧路沖から沿岸地域への霧の移流を抑制し、925 hPaでは安定成層の形成に必要な暖湿移流を妨げることが示唆された。

最後に、霧日数極小年だけでなく、霧日数の年々変動と広域大気循環の変動との関係について調べた。ゾンデデータや再解析データによって明らかにされた安定成層の発達を左右する暖湿気塊の移流を表す指標として、北海道（40-45°N, 140-145°E）の925 hPa面における南西風成分の領域平均値（SW925）を年毎に算出した。各年におけるSW925と霧日数とは高い正相関を持ち、SW925は7-8月の霧日数極小年だけでなく霧日数の年々変動とよく対応した。これは、7-8月に見られる日本周辺での太平洋高気圧の張り出しに伴う広域循環が、釧路の霧日数の増減を決定する重要な要因であること意味する。また、ERA-

interim（1979-2010年）を用いて作成したSW925についても、2000年以前においてはERA40と同様、霧日数の年々変動をよく捉えた。ところが2000年以降、SW925と霧日数との相関関係は低下した。これは2000年秋の釧路地方気象台移転といった局所的観測環境の変化が原因となっている可能性が高いことがわかった。

3. 近年の海水減少に伴う北極下層雲の変化

佐藤和敏（弘前大学大学院 理工学研究科）

近年の海水減少に伴い、雲の鉛直構造などの雲特性が変化していることが指摘されている。雲は自身が放射する長波放射や太陽からの短波放射を遮断する役割があり、雲特性の変化は海面・地表面の熱収支を大きく変化させるため、北極の気候システムを支配する重要な因子である。

海洋上の雲特性変化について、これまで多くの研究が行われてきた。Schweiger *et al.* (2008) は、再解析データから、海水が減少した海面上では熱及び水蒸気の供給量の増加で大気が不安定化し、海水縁付近で高い雲が発生しやすくなると指摘した。一方、衛星データを用いた研究では、海水減少域で低い雲が増加する結果が得られた (Palm *et al.* 2010; Kay and Gettelman 2009)。過去に米国のプロジェクト (SHEBA) である海水観測ステーションで行われた雲の直接観測から、海面上は低い雲が通年卓越していることがわかった (Intrieri *et al.* 2002; Uttal *et al.* 2002)。しかし、北極は観測点が少なく、近年の海水減少に伴う雲特性の変化に関する研究では、再解析データや衛星を用いて議論されることが多い。独立行政法人海洋研究開発機構（以下、海洋機構）は、1999年以來海洋地球研究船「みらい」を用いて北極航海を行っており (Inoue *et al.* 2010, 2011; Inoue and Hori 2011)、取得された直接観測データから海洋上の雲特性の変化を議論した。

海面上では、雲底高度500 m以下の低い雲が90%以上とほとんどであるのに対し、海洋上では雲底高度1000 m以上（以下）の雲の発生割合が約30%上昇（減少）していた。すなわち、海洋上では、雲底高度の高い雲の発生割合が増加していた。これらの雲特性の違いは、2010年の北極航海で行われた3回の集中観測で顕著に見られた。1回目には、南からの暖湿気流が冷たい海洋に冷やされることで凝結し、霧や低い層雲が全天を覆っていた。一方、2回目には海水上の冷

たい空気が暖かい海洋上へ流入し、水温と気温の温度差（以下、 ΔT ）が大きくなっていった。そのため、海面から大量の熱や水蒸気の供給を受け、対流が活発化することで、雲底高度が高く、雲量の少ない対流性雲が発生していた。雲底高度と ΔT との散布図から、 ΔT が大きい（小さい）と雲底高度が高く（低く）なる関係が見出された。特に、 ΔT が 3°C を越えると雲底高度の高い雲の発生割合が明らかに増加した。

雲特性が異なると雲の関与する放射環境が変化し、地表面熱収支にも影響する（Dong *et al.* 2010）。船で観測された下向き長波・短波放射や海面から放出される熱を考慮し、2010年の集中観測時の地表面熱収支を計算した。雲量が少なく、雲底高度の高い対流性雲が発生していた2、3回目の集中観測時には、下向き長波放射が減少していた。3回目の集中観測時には、太陽高度の季節的な低下による下向き短波放射の減少がこれに重なり、地表面冷却が大きくなった。

以上見てきた通り、海洋上の雲特性の変化は雲の関与する放射環境を変化させ、地表面熱収支にも影響する。しかし、地表面熱収支への影響は、雲底高度や雲量だけでなく、雲粒の含水率や氷晶／水滴の分布の特徴も大きく作用する（Morrison *et al.* 2011）。また、海洋上では表面へ入射する短波放射を変化させる雲の光学的厚さも変化しており（Palm *et al.* 2010；Xi *et al.* 2010）、雲特性の変化が地表面熱収支に与える影響については、これらも考量する必要がある。「みらい」は砕氷船ではないため海水域には侵入できないが、今後、海水域を含めた北極域全体の雲特性の変化を調べるために、衛星データも組み合わせた解析を工夫したい。しかし、砕氷船等による現地観測は不可欠であると考えられる。

4. 雲の調べ方

藤吉康志（北海道大学低温科学研究所）

今回は標記のタイトルで、私がこれまで溜め込んだ我楽多箱を少し開けさせていただいた。

先ず「雲という漢字」の意味とでき方について少しの想像を交えて話した後、「雲は壁の無い巨大建造物」という若手建築家や芸術家の考えに啓発された話、そして最近関わった「観光資源としての雲」の一例として、北海道占冠村トマムの雲海テラスの取り組みを紹介した。次に、岩手県の仙人峠にある旧釜石鉱山の深さ430 mの換気用立坑内に発生させた「地底の人工雲」を用いて行った実験結果について紹介した。この

実験では、「乾燥断熱減率と湿潤断熱減率を実測」し、「雲底直下に存在する厚さ数10 mの過飽和層の存在を実証」した。この層内で雲が発生する際、極めて短時間に潜熱が放出されるため、下層の乾燥断熱減率と上空の湿潤断熱減率の間に気温が高度によってほとんど変化しない「非断熱減率層」とも呼ぶべき安定層が形成されていることも実証した（「地球惑星科学入門」（在田ほか 2010）に図を掲載）。この厚さ数10 mに過ぎない過飽和層は雲粒の粒径分布、従って雲の降水特性と放射特性に決定的に重要であるばかりではなく、従来の「レーラー蒸留過程」を仮定した計算結果とは異なった水の安定同位体比の鉛直分布が雲内で形成されることも実証した。

また、走査型のドップラーライダーを用いた風の可視化技術によって最近明らかとなった「大気境界層内の組織的乱流構造と雲の発生過程」を紹介し、ライダー画像と雲の動画像を用いて「大気成層構造と重力波が様々な高度に存在する雲の生成・消滅に重要であること」、そのために、「ライダーを使った大気観測」の必要性・重要性を述べ、（独法）宇宙航空研究開発機構とESAとで共同して打ち上げるEarthCARE衛星への期待を述べた。最後に、寒冷圏の水循環研究にとって重要なGPM衛星ミッションのための地上降雪観測の重要性と、我々がオホーツク海で実施している「海水域での安全・安心な航行を実現するためのドップラーレーダを用いた海水検出技術」の成果を紹介した。

謝辞

講演を快く引き受けてくださった諸氏に感謝申し上げます。また、会場の準備をいただいた大会実行委員会の皆様に感謝いたします。

略語一覧

EarthCARE：Earth Cloud Aerosol Radiation Explorer
 ERA40：ECMWF（ヨーロッパ中期予報センター）の40年再解析データ
 ERA-interim：ECMWFの新しい再解析データ
 ESA：European Space Agency
 GPM：Global Precipitation Measurement mission

参考文献

在田一則，竹下 徹，見延庄士郎，渡部重十（編著），2010：地球惑星科学入門。北海道大学出版会，452pp。
 Dong, X., B. Xi, K. Crosby, C. N. Long, R. S. Stone and

- M. D. Shupe, 2010 : A 10 year climatology of Arctic cloud fraction and radiative forcing at Barrow, Alaska. *J. Geophys. Res.*, **115**, D17212, doi:10.1029/2009JD013489.
- Inoue, J. and M. E. Hori, 2011 : Arctic cyclogenesis at the marginal ice zone : A contributory mechanism for the temperature amplification? *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L12502, doi:10.1029/2011GL047696.
- Inoue, J., M. E. Hori, Y. Tachibana and T. Kikuchi, 2010 : A polar low embedded in a blocking high over the Pacific Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, **37**, L14808, doi:10.1029/2010GL043946.
- Inoue, J., M. E. Hori, T. Enomoto and T. Kikuchi, 2011 : Intercomparison of surface heat transfer near the Arctic marginal ice zone for multiple reanalyses : A case study of September 2009. *SOLA*, **7**, 57-60.
- Intrieri, J. M., M. D. Shupe, T. Uttal and B. J. McCarty, 2002 : An annual cycle of Arctic cloud characteristics observed by radar and lidar at SHEBA. *J. Geophys. Res.*, **107** (C10), doi:10.1029/2000JC000423.
- 海霧研究グループ, 1985 : 釧路地方における海霧の観測. *天気*, **32**, 41-52.
- Kay, J. E. and A. Gettelman, 2009 : Cloud influence on and response to seasonal Arctic sea ice loss. *J. Geophys. Res.*, **114**, D18204, doi:10.1029/2009JD011773.
- Morrison, H., G. de Boer, G. Feingold, J. Harrington, M. D. Shupe and K. Sulia, 2011 : Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds. *Nature Geosci.*, **5**, 11-17.
- Palm, S. P., S. T. Strey, J. Spinhirne and T. Markus, 2010 : Influence of Arctic sea ice extent on polar cloud fraction and vertical structure and implications for regional climate. *J. Geophys. Res.*, **115**, D21209, doi:10.1029/2010JD013900.
- Sato, K., J. Inoue, Y.-M. Kodama and J. E. Overland, 2012 : Impact of Arctic sea-ice retreat on the recent change in cloud-base height during autumn. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L10503, doi:10.1029/2012GL051850.
- 沢井哲滋, 1988 : 釧路の海霧. *天気*, **35**, 555-566.
- Schweiger, A. J., R. W. Lindsay, S. Vavrus and J. A. Francis, 2008 : Relationships between Arctic sea ice and clouds during autumn. *J. Climate*, **21**, 4799-4810.
- Uttal, T. *et al.*, 2002 : Surface heat budget of the Arctic Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 255-275.
- Xi, B., X. Dong, P. Minnis and M. M. Khaiyer, 2010 : A 10 year climatology of cloud fraction and vertical distribution derived from both surface and GOES observations over the DOE ARM SPG site. *J. Geophys. Res.*, **115**, D12124, doi:10.1029/2009JD012800.