
202 : 109 : 204 (層積雲 ; 分野横断研究 ; 学際研究)

3. 層積雲 : 気象と気候をつなぐ「失われた環」

増 永 浩 彦*

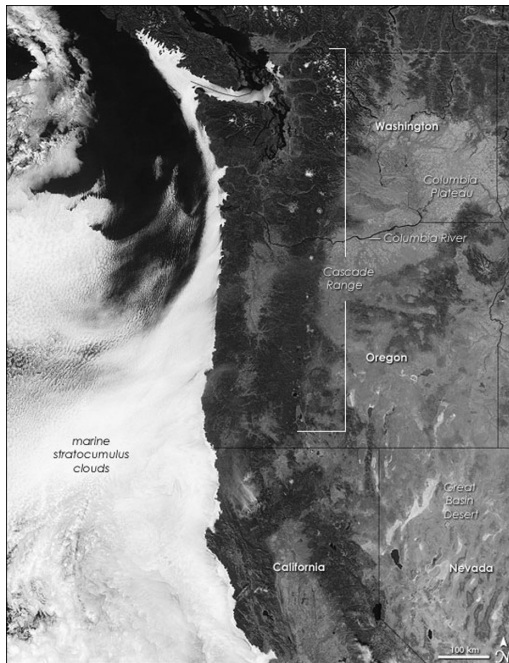
1. はじめに

サンフランシスコ空港から日本へ発つ旅客機のシートに身を埋め、徐々に遠ざかり行く街並みを窓から眺めていると、間もなく眼下の視界は海上を低く覆う雲に一面埋め尽くされる。眩しさのあまり目をそらせ、

窓のシェードを下ろしたきり、たぶんそれきり振り返ることもない。だが、なぜこの海域にはいつ見ても広大な雲が連綿と続いているのか、機上の人にはふと疑問に思うかもしれない。そして、その雲が直視できないほどに太陽放射を反射し続けることの気候学的な意味について、思いを巡らしてみるかもしれない。

層積雲 (第1図) は日傘効果による地表面冷却効果が強く、地球放射収支に重要な影響をもたらすことは広く知られている。層積雲を構成するセル1つ1つは

* 名古屋大学地球水循環研究センター。
masunaga@hyarc.nagoya-u.ac.jp
© 2010 日本気象学会



第1図 米国 Aqua 衛星搭載センサ Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) による米国西海岸沖に広がる層積雲の衛星写真。米国航空宇宙局 (NASA) 提供。

1 km に満たない一方、その全体の水平スケールは 1,000km に及ぶことも珍しくない。個々の雲の発達・消滅過程（層積雲の気象学）と総観・全球スケールの放射影響（層積雲の気候学）は、独立なテーマとして精力的に研究されてきたが、両者のつながりは必ずしも十分に議論されてこなかった。層積雲に限らず、気象学と気候学を広く俯瞰する視野を失わずに具体的な研究対象を探求し続けることは容易ではない。

古生物学において、異種の生物化石を結びつける進化途上の中間型が知られていないとき、その未発見化石を俗に「失われた環（ミッシング・リンク）」と呼ぶことがある。進化の秘密を秘める失われた環を捜し求める古生物学者のように、層積雲を切り口として気象学と気候学の間隙に潜むリンクを掘り起こしてみたい。そのためには、これまで必ずしも層積雲を専門としてこなかった研究者の知見も含め、横断的な立場から層積雲を見つめなおす新たな視野が今求められている。本稿では、層積雲について私たちの理解の現状をごく簡潔に振り返り、今後の成果に託された課題を改

めて確認したい。

2. 層積雲とは

層積雲（英名 stratocumulus, 略号 Sc）は大気境界層内に発生する下層雲の一種で、個々の積雲セルが水平に連なり全体として層状の雲システムを構成する。普段目にする機会の多いありふれた雲だが、なかでも亜熱帯海洋上の大陸西岸沖には広大な層積雲がほぼ恒常的に発生し、古くから研究者の関心を集めてきた。カリフォルニア沖、ペルー沖、ナミビア沖の層積雲はとりわけ有名である。これらの領域では、寒流と沿岸湧昇の結果として年間を通じ海水温が低く、また亜熱帯高気圧に伴う下降域に位置するため大気下層に強い逆転層が発達する。冷たい海水と安定な大気成層は、雲底高度（持ち上げ凝結高度）と雲頂高度のいずれも低い（0.5–2 km）層積雲の発達にとってすこぶる好条件を与える。海洋上の層積雲の雲量と逆転層強度が強く相関していることは、全球観測データ解析から確認されている（Klein and Hartmann 1993；Wood and Bretherton 2006）。

層積雲は雲頂が低く、雲層内の気温が 0°C を大幅に下回ることはないので、雲粒は常に液相で存在する。従って、層積雲の降水はもっぱら「暖かい雨」と呼ばれる微物理過程（水相が介在しない降水過程）を経る。層積雲がまとまった雨量をもたらすことは稀だが、ドリズル（霧雨あるいは霧粒と和訳されることもあるが混乱を招く語なので、本稿では英名 drizzle のまま呼ぶ）をしばしばもたらす。層積雲の発生初期段階における上昇気流内の雲粒は、水蒸気の凝結によって緩やかに粒径が増大する。大粒子と小粒子が混在する結果として粒子間の併合・衝突効率が充分高まると、より急激な大粒子形成が促される。その際に形成される半径百ないし数百 μm 程度の水滴をドリズルと呼ぶ。ドリズルは、さらに mm サイズまで成長すると雨滴と呼ばれる。

カリフォルニア沖やペルー沖はほぼ恒常的に広大な層積雲が存在することから、暖かい雨をもたらす雲の微物理・力学過程を研究する上で格好の試験場である。海洋上の層積雲を主なターゲットに含めて企画された集中観測実験は、枚挙に暇がない。例えば、カリフォルニア沖北東太平洋で展開された FIRE (First ISCCP Regional Experiment)^{†1} や DYCOMS

^{†1} <http://asd-www.larc.nasa.gov/fire/>

(Dynamics and Chemistry of Marine Stratocumulus field study)^{†2}, 南東太平洋を対象エリアに実施された East Pacific Investigation of Climate (EPIC)^{†3} や VOCALS (VAMOS Ocean-Cloud-Atmosphere-Land Study)^{†4} などがある。

3. 層積雲の気候学と層積雲の気象学

3.1 地球放射収支における役割

層積雲は光学的に厚く水平的な広がりが大きいので、冒頭に触れたように太陽放射を反射し地表面を冷やす効果が顕著である。層積雲の短波アルベドと海面アルベドをそれぞれおおよそ40%と6%程度とし、仮に地球表面の4-5%相当の面積にわたり海洋上の層積雲が拡大した場合、簡単な地球放射収支バランスの式を用いると平均地表面温度は1ないし2度以上減少する計算になる。なお、下層雲量が約4%増大すると二酸化炭素倍増に相当する温室効果を相殺する、と表現されることがしばしばあるが(例えば Randall *et al.* 1984), ここで言う4%の意味は、「現在の下層雲量気候値の4%分に相当する雲量増加」ではなく「地球全表面の4%相当の面積にわたる下層雲量の増加」を想定していることに注意されたい。

一方、層積雲の長波影響は、大気上端では短波アルベド効果に比べ圧倒的に弱く、一般に重要度が低いと考えられる。しかし、層積雲の長波影響(すなわち温室効果)は地表面放射収支においては必ずしも軽視できない。地球放射収支に対して大きな影響力を持ちながら定量的な理解が必ずしも進んでいない事実が、気候研究において層積雲が注目される理由の1つである。

先に述べたように層積雲の分布は海面水温と逆転層強度と深く関係しているので、海流や大気循環場の変動と連動すると予想される。しかし、気候変化に伴う層積雲の光学特性や空間分布の変化、およびその放射影響の定量的評価について、私たちの理解は十分ではない。さらに、層積雲の時空間変動は大気の熱力学的状態だけでは決まらない。雲凝結核としての機能を持つエアロゾルは、その種類に応じた様々な特性(組成や粒径分布)や多寡により雲の放射特性や寿命を大きく変質させる。これはいわゆる「エアロゾル間接効果」として知られる。大陸西岸沖は一般に大気が清涼

でエアロゾル濃度が低いので、エアロゾル間接効果^{†5}は小さいが、東シナ海上の層積雲は大陸から噴出する大量のエアロゾルによって大きな変質を受けやすい(Nakajima *et al.* 2001)。雲・エアロゾル相互作用は複雑な雲微物理過程が関わるため、ひととき定量化が難しい。また、気候変化と層積雲分布との関連を包括的に理解するためにはエアロゾル特性・分布の影響と大気安定度の影響を総合的に解析する必要があることは言うまでもない(Matsui *et al.* 2004)。エアロゾル間接効果を含め、層積雲の地球放射収支における役割の理解を多面的な視野から整理していく作業が今後の大きな課題となるだろう。

3.2 大気境界層における役割

亜熱帯海洋上の層積雲が安定成層下の大気境界層内に発達することはすでに述べた。この状況下では、層積雲の雲頂高度はほぼ逆転層高度に一致する。層積雲は雲頂において自由対流圏の乾燥気塊と境界層の湿潤気塊を交換する役割を果たす(エントレインメント)。層積雲上端のエントレインメントは境界層内の水蒸気量の調整弁として機能するだけでなく、境界層自身が大規模沈降流にあらがひ成長する効果の現れであると考えられている(Lilly 1968)。つまり、層積雲は、単に静的安定度を受動的に応答するのではなく、大気境界層の特性を能動的にコントロールする役割を果たしているのである。

このような環境場との相互作用を含めた層積雲の発達・維持過程は非常に複雑であり、まだその全容の解明には至っていない。層積雲の厚さは通常数百メートルに過ぎないので、個々のセルの発生・発達を正確にモデリングするためにはLES(Large Eddy Simulation)のような数mから数十m程度の高解像度モデルを用いるアプローチが一般的である。ただし、計算機負荷の制約から比較的局所的な計算領域を設定せざるをえないLESを、層積雲全体と大規模環境場との相互作用を含めるスケールまで拡張することは難しい。一方、地球放射収支評価に用いられる全球気候モデルにおいては、層積雲の再現性に関し別種の困難が伴う。全球気候モデルでは250km程度より小さいスケールの物理はパラメタリゼーションと呼ばれる経験的手法で表現される^{†6}。層積雲(下層雲)パラメタリ

^{†2} <http://www.atmos.ucla.edu/~bstevens/dycoms/dycoms.html>

^{†3} <http://www.eol.ucar.edu/projects/epic/>

^{†4} <http://www.eol.ucar.edu/projects/vocals/>

^{†5} 前の竹村(2010)による解説を参照のこと。

^{†6} 前の稲津・佐藤(2010)による解説の冒頭部分を参照のこと。

ゼーションは、気候モデルにおける主要な不確定性要因の1つである。観測研究・LES研究等を通じて得た物理的知見を気候モデルのパラメタリゼーションにいかにか活用するか、その方法論がいま精力的に模索されている。

4. まとめ

地球放射収支の気候場における静的な構成要素としての層積雲と、亜熱帯海洋上の大気境界層を支配する動的なプレイヤーとしての層積雲。層積雲の研究の歴史を通じ、その気候学的側面と気象学的特性について私たちの個別的な知識は着実に深まりつつある。一方、気象と気候の掛け離れた時間・空間スケールを結ぶ糸を丹念に辿るには、現在の理解はまだまだ限られている。将来の気候変化に伴い、層積雲の分布や光学特性はどう変化し、地球放射収支のバランスにどのような影響をもたらすのか？ 私たちはまだその確たる答えを手にしていない。

層積雲そのものはきわめて具体的な研究対象であるが、その研究手法は実に多岐にわたる。衛星リモートセンシング、航空機観測や目視観測含むデータ解析、エアロゾル輸送モデリング、微物理研究、高解像雲モデリング、気候モデル・パラメタリゼーションなど、一研究者がその全貌をくまなく俯瞰することは難しい。層積雲研究は、気象学・気候学における高度な「学際」研究なのである。多様な専門知識をもつ研究者が集い時間をかけて議論を重ねる他に、層積雲を包括的に理解する道はないと思われる。観測・解析・モデリングの新たな手法を生み出していくためには、これまで必ずしも層積雲を関心の対象としてこなかった研究者の知見・経験も大いに必要となってくるだろう。

う。前述のDYCOMSやVOCALSといった大型プロジェクトを中心に多分野の研究者が組織的に研究を進める米国のスタイルとはまた違った形で、小回りの効く少数精鋭型プロジェクトを軸とする日本なりの「学際」研究体制を目指してみるべきではないだろうか。

参考文献

- 稲津 将, 佐藤友徳, 2010: 大は小を兼ねるのか: ダウンスケールリング. 天気, 57, 195-199.
- Klein, S. A. and D. L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606.
- Lilly, D. K., 1968: Models of cloud-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 94, 292-309.
- Matsui, T., H. Masunaga, R. S. Pielke, Sr. and W.-K. Tao, 2004: Impact of aerosols and atmospheric thermodynamics on cloud properties in the climate system. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06109, doi: 10.1029/2003GL019287.
- Nakajima, T., A. Higurashi, K. Kawamoto and J. E. Penner, 2001: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1171-1174.
- Randall, D. A., J. A. Coakley, Jr., C. W. Fairall, R. A. Kropfli and D. H. Lenschow, 1984: Outlook for research on subtropical marine stratiform clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 1290-1301.
- 竹村俊彦, 2010: 大気エアロゾルの気候影響評価. 天気, 57, 200-204.
- Wood, R. and C. S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J. Climate*, 19, 6425-6432.