

北半球夏季インド洋における巻雲増加について

市川 裕樹¹、増永 浩彦²、神沢 博¹ (1:名大・環境学研究科、2:名大・地球水循環研究センター)

はじめに

巻雲は地球放射収支と密接に関連しているのみならず、対流圏上層の水循環や対流圏一成層圏の物質交換など、気候システムにおける様々な過程において重要な役割を果たしており、その変動の実態解明は非常に重要である。しかしながら、観測的困難などから、巻雲の時空間的変動およびその要因は未だ未解明な部分が多い。図1は、ISCCP 雲量データを用いて作成した1998年から2005年の北半球夏季における巻雲量、および深い対流雲量の分布である。北半球夏季、巻雲はインド洋から西部太平洋に多く広がっているが、特にインド洋では赤道域を中心に非常に多量に発生している(98年以降のISCCP 雲量データにはMeteosat によるインド洋全域の高頻度観測が含まれているため、過去に指摘されているインド洋での観測誤差はこの結果に影響していない)。その雲量は最大で50%を越えており、他の季節(平均的に約30%)に比べても非常に多い。また、興味深いことに、深い対流雲と巻雲の分布が大きく異なっている。特に、巻雲がインド洋赤道域全体で増大しているのに対し、深い対流雲はベンガル湾を中心にインド洋東部に多く、巻雲はその場の対流雲から流れ出たアンビルと直接的に関係していない可能性が考えられる。他の季節においては、巻雲および深い対流雲の分布は類似しており、北半球夏季のインド洋における巻雲増加は特殊な特徴を有していることがわかる。

では、なぜインド洋赤道域周辺では北半球夏季に巻雲が増大するのであるのか?過去の研究において、インド洋では北半球夏季に対流圏上層の相対湿度が増加することが示されている(Jensen et al. 1999)。巻雲量は、対流圏上層の相対湿度と正相関を持つため(Sandor et al. 2000)、対流圏上層の相対湿度分布が図1に見られる平均的な巻雲分布の要因の1つとなっていることが考えられる。一方、インド洋上の巻雲量は6-8月中に20%~60%の間で増減を繰り返しており、どのような大気環境場変動に伴って巻雲が増加するかは未だわかっていない。そこで、夏季インド洋における巻雲増減の詳細を明らかにするために、1998年から2005年までの6-8月のISCCP データを用いてコンポジット解析を行い、雲量分布および大気環境場の特徴を調べた。具体的には、60E-100E、5S-5Nで領域平均した巻雲の時系列から、季節平均値±0.5 標準偏差を基準として巻雲の増大期および抑制期を抽出し、おのおのの期間における雲量およびそれに関する気象要素をコンポジットした。コンポジットには北半球夏季8年平均のからの偏差データを用いた。

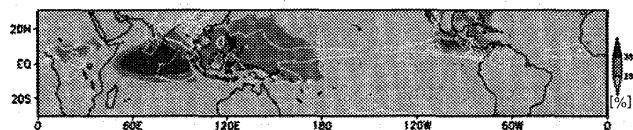


図1: ISCCP 雲量データ(1998年・2005年)に基づく北半球夏季(6-8月)の巻雲量(背景色)および深い積雲量(等値線:点線6%,実線12%)

結果と考察

図2は、巻雲抑制期(a)および増大期(b)における巻雲量(白黒色)および深い対流雲(等値線)の空間分布である。抑制期と増大期を比較すると、夏季平均(図1)にて多量の巻雲が観測される60E-100Eの赤道インド洋全体で巻雲が増減していることがわかる。インド洋中心では、増大期(抑制期)に巻雲は+(−)10~15%程度増加する。抑制期(図2a)には深い対流雲の中心はベンガル湾から南アジア域に位置している。海洋大陸/西太平洋域にも活発な対流域がみられ、それに伴う巻雲増加も観測される。インド洋では対流雲が東部を中心に負偏差となっており、対流雲の減少が流出するアンビルの減少を通じて部分的に巻雲減少

に影響している可能性がある。一方、巻雲増加期には(図2b)、深い対流雲はフィリピン北部を中心に、インドシナ半島から南シナ海に多く見られる。巻雲が増加しているインド洋では対流雲に有意な変動成分が表れておらず、対流活動とそれに伴う上層雲変動は巻雲増加にほとんど寄与していないことが示唆される。

巻雲増加に影響する大気環境場変動を調べるために、大気上層150 hPaにおける温度分布および風速場を図3に示す(a-抑制期、b-増大期)。巻雲量の変動は大気上層気温と密接に関連しており、巻雲増加期には、赤道インド洋上は負の温度偏差が広がる。一方、抑制期にはインド洋上空は正温度偏差となる。抑制期の暖温域はインド亜大陸やアラビア海、アフリカ大陸にも広く分布している。図3に見られる対流圏上層の気温と巻雲量の逆関係はインド洋上で領域平均した時系列をみるとさらに明らかであり、この2要素の時系列は明らかな逆相関を示す(図示なし)。対流圏上層では気温が絶対的に低く飽和水蒸気量が小さいため、夏季インド洋のように大気上空に多量な水蒸気量が存在する状況下では、温度の微細な変動に伴って過飽和な状態が作られ、巻雲増加をもたらす可能性が考えられる。

また、風速場も巻雲量変動の2次的な要因として影響している可能性が考えられる。抑制期には(図3a)、アジア域および南半球からインド洋へ向かう上層風は、赤道周辺にてインド洋中~西部において東風、東部で西風となり、インド洋中央から風が東西に発散している。一方、増大期には(図3b)、南シナ海の暖温域からインド洋に吹き込む北東風とアフリカ域からの西風は赤道インド洋中央へ向かって吹いており、発生した巻雲を赤道インド洋上に留める効果があると考えられる。また増大期には、南シナ海の対流雲から派生したアンビルがインド洋へ流れてくる可能性が風向分布から示唆される。

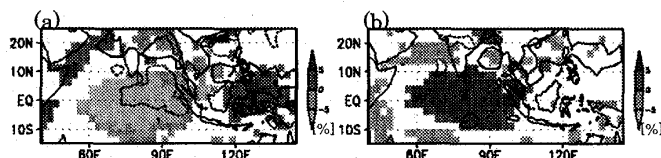


図2: インド洋での巻雲抑制期(a)、増大期(b)においてコンポジットした巻雲量(色つき)および深い対流雲(等値線:実線2%、点線-2%)の空間分布。信頼限界 95%の部位のみ描写している。コンポジットは気候値からの偏差データを用いている。

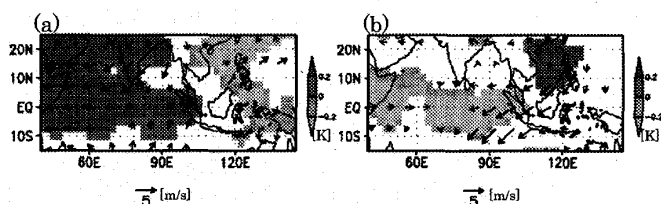


図3: 図2と同じ。ただし、150 hPaにおける温度(色つき)および風速分布(矢羽根)。

参考文献

- Jensen, E. J., and Coauthors (1999), High humidities and subvisible cirrus clouds near the tropical tropopause, *Geophys. Res. Lett.*, 26(15), 2347-2350.
- Sandor, B. J., and Coauthors (2000), Upper tropospheric humidity and thin cirrus, *Geophys. Res. Lett.*, 27(17), 2645-2648.

謝辞

本研究は、環境省の地球環境研究総合推進費 (S-5-2)の支援により実施された。