

# 基調講演

## 赤道大気の鼓動を聴く 私たちの挑戦

深尾 昌一郎 京都大学名誉教授／東海大学総合科学技術研究所

### はじめに

赤道というと皆さんは、どんな国、どんな場所を連想されるでしょうか？ 赤道は、南アメリカ大陸ブラジル北部の熱帯林を横切っています。その熱帯林はかつては人跡未踏の地とされてきました。しかし、近年は絶えず不法な森林伐採の脅威にさらされており、もはや昔日の面影はみるかげもないといわれて

います。同じような広大な熱帯林はアフリカ大陸の赤道域にもあります。

一方、赤道というと、澄みきった青い海と小さな島々、真っ白い砂浜を思い浮かべる方も多いのではないかと思います。地上の最後の楽園といわれるニューカレドニアやモルディブ、フィジーなどの美しい光景は私たちを引きつけてやみません。もう一つ、赤道域で素晴らしいのは、日の入りの光景でしょう。

それをみるために、わざわざ赤道域の島々を訪れる観光客も多いときいています。

また、アジアではインドネシアが赤道域に位置しています。東西に広がった1万7,500もの島から構成される島嶼国家です。その広がり（東西5,000kmもあり、米国本土の広さに匹敵します）

ここであらためて世界地図を眺めると、赤道域はほとんどが海です。南アメリカ大陸やアフリカ大陸、アジアの

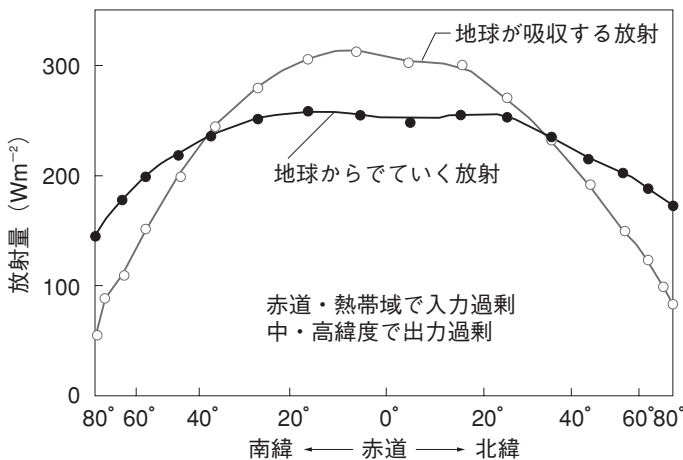


図1 地球が吸収する太陽放射量と地球からでていく放射量の緯度分布 (T. H. Vonder Haar and V. E. Suomi, *Science*, **163**, 667-668, 1969 より改変)

インドネシア島嶼域以外の約80%は海が占めています。したがって、赤道域の大気は大部分が海と直接接しているため、海の影響を強くうけますし、逆に、大気も海に大きな影響を及ぼします。海と大気が強く結びついていることが、赤道域の大気の振る舞いを一層複雑にしているのです。

昨今、赤道大気が地球規模の異常気象発生や気候変動に深く関与していることが、さまざまな事例で明らかにな

り、多くの研究者が赤道大気の振る舞いの解明を目指しています。しかし、赤道域には陸地が少ないため地上からの観測は容易ではありません。近年では、人工衛星でいろいろな観測ができるようになっていますが、人工衛星で何もかもやれるわけではありません。地上からの観測が不可欠ですが、観測地点が少ないため重要な観測データの蓄積がまだまだ十分ではありません。そこで私たちは、この特定領域研究で大きな困難が予想された赤道域での地上観測に挑戦しました。

### 赤道域を特徴づける巨大な積乱雲集団

さて、東シナ半島やインドネシア島嶼域付近は温かい海水に取り囲まれているため、ここを海洋列島や海大陸 (Maritime Continent) と呼ぶ人もいます。赤道域の大気を特色づけるのは、躍動する巨大な積乱雲の集団です。大きな雲が偏東風 (貿易風) によって東から西へ移動してきます。一方、逆にインド洋から東へ移動する雲もあり、複雑な振る舞いを

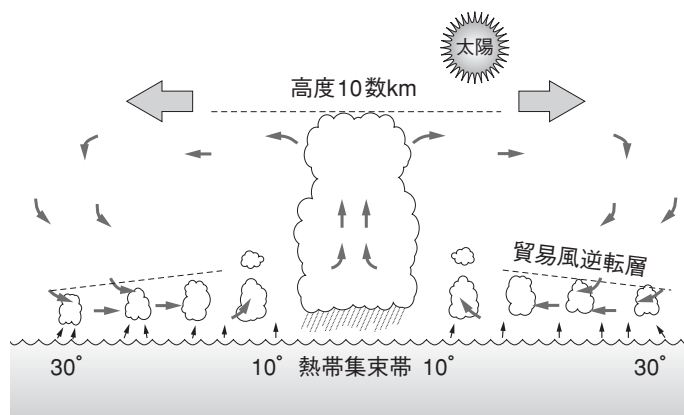


図2 積雲対流と南北 (ハドレー) 循環 (J. Simpson, *In The Global Role of Tropical Rainfall*, J.S. Theon et al., eds., A. Deepak Publishing, 77-92, 1992 より改変)。その後、積雲対流の新しい観測に対応した改良モデルが提案されている (R. Johnson et al., *J. Climate*, **12**, 2397-2418, 1999)

しています。海大陸の上空ではよそと比べて雲の活動がとりわけ活発になっていることがわかります。眼にはみえませんが、積乱雲は必ず対流 (積雲対流) と呼ばれる大気の上下動をともなっています。当然、赤道域では対流活動も活発です。

では、どうして赤道域で特に活発な雲の活動がみられるのでしょうか。地球が吸収する太陽放射量と、地球から宇宙へでていく放射量の緯度分布を図1に示します。地球が吸収する太陽放射量は、太陽高度が高くなる赤道域で最大になり、極域で最小になります。これに対して、地球からでていく放射量は緯度によってさほど大きな変化はありません。そのため、赤道・熱帯域では入力過剰になり、中・高緯度域では出力過剰になります。そのまま放っておくと、赤道・熱帯域はどんどん高温になり、逆に極域はどんどん低温になってしまいます。そのため、南北の熱の不均衡を解消しなければなりません。

ここで重要なことは、地球に降り注ぐ太陽

放射熱の7割が地表面で吸収され、冷えるのは上空であるということです。このために加熱された大気を上空へ運ばなければなりません。この役割を担っているのが積雲対流です。これが、赤道域で対流がことのほか活発となる理由です。そして、上空へ運んだ大気をさらに南北へ輸送するための、大きな循環（ハドレー循環）が形成されます（図2）。すなわち、赤道域に巨大な積雲対流ができ、高層に持ち上げられた大気が南北に広がって、緯度30度付近で下降流に転じるという大循環です。

このような大循環は、積雲対流だけでは維持できません。その大循環を高緯度側へ引っ張る力（図中の太矢印）が別にはたらいっているとされています。いずれにしても、赤道域では大気の大循環にともない巨大な積雲対流が生成します。この積雲対流が赤道域で大きく脈打つ、つまり鼓動するのです。

### 積雲対流の季節内振動

インドシナ半島から海大陸周辺を詳しくみると、雲がインド洋から東へ移動（東進）するとともに、その途上で小さな雲が大きく成長することがわかります。また、赤道から±2度の緯度範囲（インドネシアのスマトラ島、カリマンタン島がある）を切り出して積雲対流の経度分布をみると、雲頂の高い積雲対流が活発で、それが数日をかけて東へ順次移動していることがわかります。

また、東進する雲のなかに、逆に東から西へ移動（西進）する小さな雲の構造もあります。このように雲は一見たいへん複雑な構造をしています。けっして無秩序な振る舞いをしてはいるわけではありません。じつは、赤道域の積雲対流の構造は多重（階層）になっていることが知られています（図3）。つまり、個々には数kmスケールの積乱雲が、数

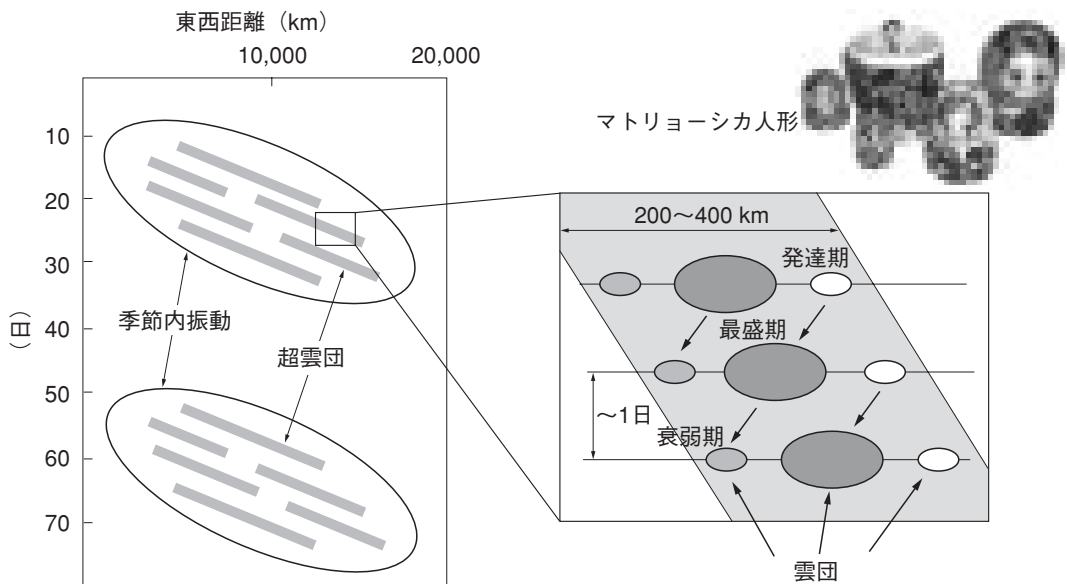


図3 積雲対流の多重（階層）構造（T. Nakazawa, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 823-839, 1988 より改変）