

平成 23 年度 卒業論文

ISCCP 衛星データによる全球規模の昼夜雲量差

Day-and-night anomaly of cloud amount with ISCCP data

三重大学 生物資源学部

共生環境学科 自然環境システム学講座

地球環境気候学研究室 508400

早川 佳乃

指導教員：立花義裕教授

要旨

本研究では、全球規模で昼間・夜間に分けてそれぞれの雲量の違いを明らかにした。雲量を昼間と日平均で比較することによって、両者には大きな違いがあることが確認できた。インド洋南部、日本近郊の東シナ海、東部熱帯太平洋、大西洋東部などが年間を通して夜間の雲量が多く、逆に太平洋南部や、大西洋西部では、昼間に雲量が多いことが分かった。雲量差を層別に解析すると、特に下層雲にその傾向が顕著に見られた。

層別に雲量を比較すると、下層雲に全雲量と同じような特徴が見られた。上層雲と中層雲は、下層雲や全雲量の分布と逆の分布をしていた。昼間・夜間雲量差の月変化から、日本の南側の地域では一年中夜間は雲量が多く、温まりやすい地域であることがわかった。

目次

要旨	2
第 1 章 序論	4
1-1 研究背景	4
1-2 研究目的	6
第 2 章 使用データ	7
ISCCP データ	7
第 3 章 解析手法	8
3-1 昼の地球・夜の地球の雲量の算出	8
3-2 昼の地球・夜の地球の雲量の算出	8
第 4 章 解析結果	9
4-1 昼間・夜間の雲量	9
4-1-1	9
4-1-2 層別の雲量	11
4-1-3 昼間・夜間の雲量(月平均)	14
第 5 章 考察・まとめ	21
第 6 章 参考文献・引用文献	22
謝辞	23

第 1 章 序論

1-1 研究背景

近年起こっている地球温暖化には、原因が諸説存在する。雲量の変化もそのうちの一つである。雲量変化の原因として、近年の科学技術の発達、化石燃料の燃焼、焼き畑農業の増加などにより、人為起源のエアロゾルが増加したことが挙げられる。エアロゾルは自身が太陽光を反射したり、吸収したりする直接効果と、雲の核に作用し雲自体の放射特性を変化させるといった間接効果を併せもっている(Noris¹⁾, 2005)。

また、雲は地球に降り注ぐ太陽光(短波)を反射させる効果と、含んでいる水蒸気による温室効果の 2 つの効果をも併せ持っている。単純に考えると、夜間のみの雲が増加すれば地球の温度が上昇し、逆に昼間のみの雲が増加すれば地球の温度は低下すると考えられる。

このように雲は地球を暖める効果と冷やす効果の相反する効果を併せ持つ性質がある。根本的な性質のみを考えたとする。すると、昼間に雲が多くなれば短波放射の反射量が増え、地球は冷える。逆に夜間に雲が多ければ水蒸気が赤外線を放射し、地球の温度が上昇するはずである。

地球に届く短波放射量は日平均の雲量から算出されているが、実際に地球に届く短波放射量は日変化を考えた雲量によって算出されなければならないはずである。2009 年の 3 月を例にとって考えてみる。Fig.1-1 は昼間の雲量から推定される地上に到達する短波放射量(W/m^2)である(算出方法の詳細は後述)。Fig.1-1 と日平均から推定される短波放射収支(W/m^2)の差をとると、Fig.1-2 となる。色が赤ければ多くの短波を受けている、つまり昼間の平均雲量が少ないことになり、大気や地面は温められやすいと言える。また色が青ければ昼間に平均雲量が多いことになり、日傘効果によって逆に大気や地面は冷やされやすいと言える。この図から、昼間の雲量と日中の雲量には差があり、雲量の日変化を考えた入れない場合で太陽エネルギーの量に大きな差が生じる場所があることが分かる。日中のうちでもとくに、気温が低下する夜間に雲量と昼間の雲量の差が多ければ、日平均から見積もられた日射量に大きな誤りが生じてしまうことになる。

しかしながら、現在まで全球規模で昼間と夜間の雲量を比較した研究はなされていない。もし昼間と夜間の雲量に差が分かれば、温室効果が勝る効果と日傘効果が勝る場所が分かる。真の温まりやすい場所と冷やされやすい場所が分かる。昼間と夜間の雲量の違いを明らかにすることは、地球の温室効果を考えるのに非常に重要である。

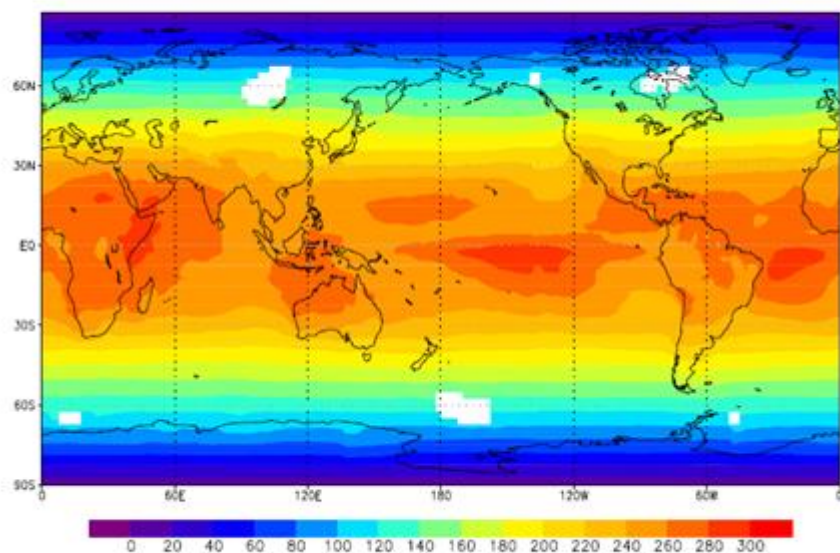


Fig.1-1 昼間の雲量から推定される 2009 年 3 月における地上に到達する短波放射量 (W/m²)

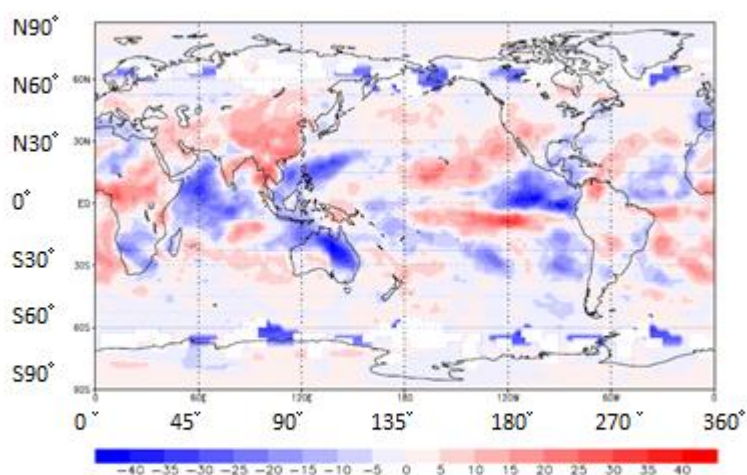


Fig.1-2 昼間の雲量から推定される 2009 年 3 月における短波放射と日平均雲量から推定される地上に到達する短波放射量の差(W/m²)

1-2 研究目的

本研究では、雲量の日変化が原因で、全球規模で夜間の温室効果大きいのか、そして昼の日傘効果が大きいのか明らかにすることが目的である。また、昼間と夜間に雲量差がどの地域にどの程度存在するのかを分析する。さらに月によって昼と夜の雲量差がどう変化するのか、また上層、中層、下層のどの層に昼と夜の雲量差が存在するのかを解析を行う。

第2章 使用データ

ISCCP データ

本研究では ISCCP(International Satellite Cloud Climatology Project)国際衛星雲気候計画の ISCCP-D2 monthly means dataset を使用した。ISCCP のホームページ(<http://isccp.giss.nasa.gov/index.html>ISCCP)から取得し、1983-2009 年のデータを使用した。Fig.2-1 は ISCCP の例である。ISCCP は静止気象衛星と極軌道気象衛星を併せ持つ観測したデータセットであり、ほぼ全球規模を網羅している。さらに高頻度観測(3 時間ごと)であり、雲量といった特殊な気象物理量も多く計測している。衛星は赤外分光法を用いて雲を観測する。衛星から赤外線を放射し、反射率や吸収率から一つのグリッド(解像度 2.5° 格子)につきどのくらいの雲が存在するかの割合を%で出力する。

衛星で雲をとらえるため、上層雲がある場合、それより下層の雲をとらえることが出来ないと言った欠点も挙げられる。さらに、極軌道気象衛星が斜めに雲を観測するため、実際よりも多くの雲量を観測してしまう点も指摘されている。(Hirose²⁾, 2010)

しかしながら、長期的なまとまったデータが存在している雲量データはあまり存在しない。そのため本研究では ISCCP-D2 データを使用した。

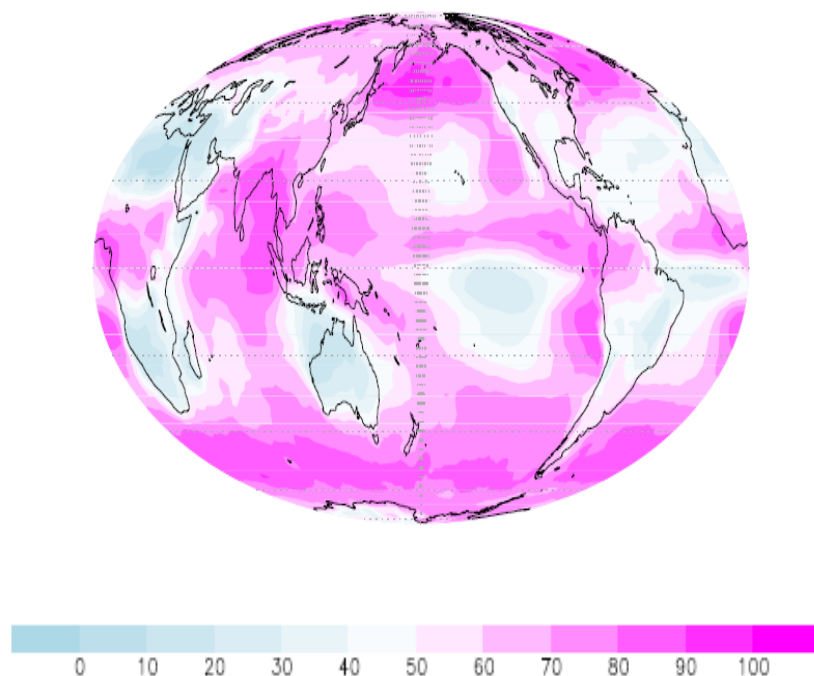


Fig.2-1 ISCCP データの例
1984-2009 年の 8 月の全雲量の気候値(%)

第3章 解析手法

3-1 昼の地球・夜の地球の雲量の算出

一般的にグリニッジ天文台の時刻を基準とし、雲量データは保存されている。そのため時刻を一定時刻に定めてしまうと、日が当たる時間と日が当たらない時間の両方の雲量が出力されてしまう。そのため、ローカルタイムで最も気温が高くなる午後 12:00~15:00 を昼の地球、最も気温が低くなる午前 03:00~06:00 を夜の地球と設定した。そして地球を全球の径度 360°を 45°ずつ、合計 8 つに分け、全球の図を出力した。

3-2 昼の地球・夜の地球の雲量の算出

雲量から地球へ届く短波放射量を算出する。

計算式は以下のものを用いた。

一つひとつのグリットには、雲が何%存在するかのデータが入っている。

そこで、地球に届く短波放射量を100%つまり343(W/m²)として、

(i)雲がある部分

70%の短波放射量

$$\{343(\text{W/m}^2)\} \times 0.7 \times \{\text{雲量}(\%)\}$$

(ii)雲がない部分

90%の短波放射量

$$\{343(\text{W/m}^2)\} \times 0.9 \times \{1 - \text{雲量}(\%)\}$$

$$(i) + (ii) = \text{放射量}(\text{W/m}^2)$$

放射量 $\times \sin\phi$ (太陽高度角)

を用いてそれぞれの地点ごとの短波放射量を算出した。

太陽高度角は春分の日・秋分の日には赤道で 90°、北極、南極で 0°とする。

第 4 章 解析結果

4-1 昼間・夜間の雲量

4-1-1

Fig.4-1 は昼間の雲量の気候値で, Fig.4-2 は夜間の雲量の気候値である. 夜間と昼間では, 雲量が異なることが一目で確認出来る. そして 2 つの違いを明確にするために, 2 つの差をとったものが Fig.4-3(左)である. Fig.4-3 の右の図は緯度ごとに雲量差を平均したものである. 正の値ならば昼間に雲量が大きく, 負の値ならば夜間に雲量が大きい. 黄緑の実線は雲量差が 0 の値, つまり昼間と夜間で雲量差がない地域である. Fig.4-3(左)を見ると, インド洋南部, 日本近郊の東シナ海, 東部熱帯太平洋, 大西洋東部などが年間を通して夜間の雲量が多いことが分かる. 逆に太平洋南部や, 大西洋西部では, 昼間に雲量が多いことが分かる.

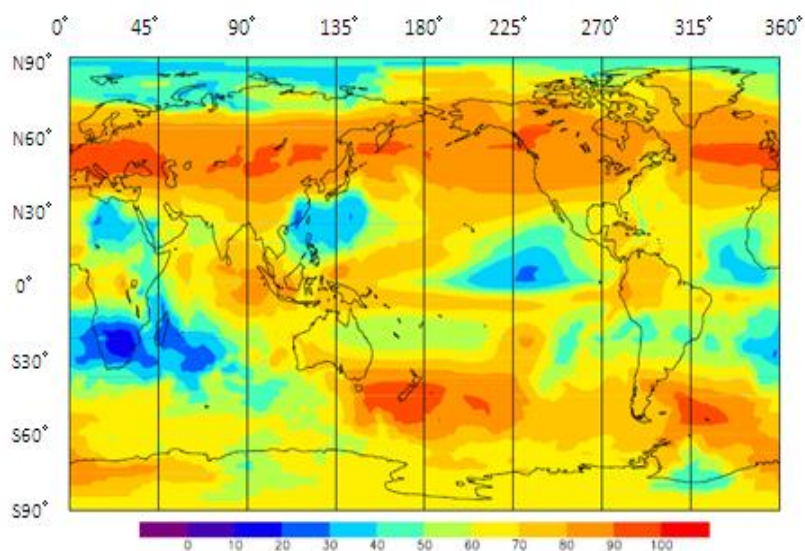


Fig.4-1 1984-2009 年において 12 ヶ月平均をした昼間の全雲量(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

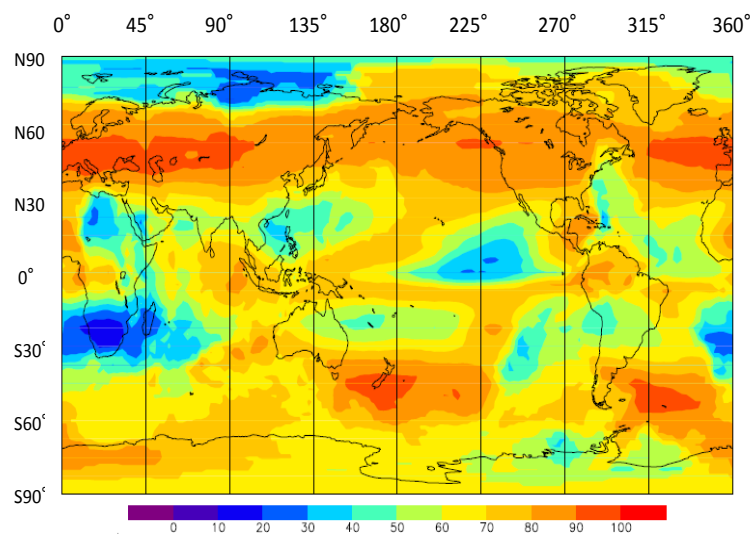


Fig.4-2 1984-2009 年において 12 ヲ月平均をした夜間の全雲量(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

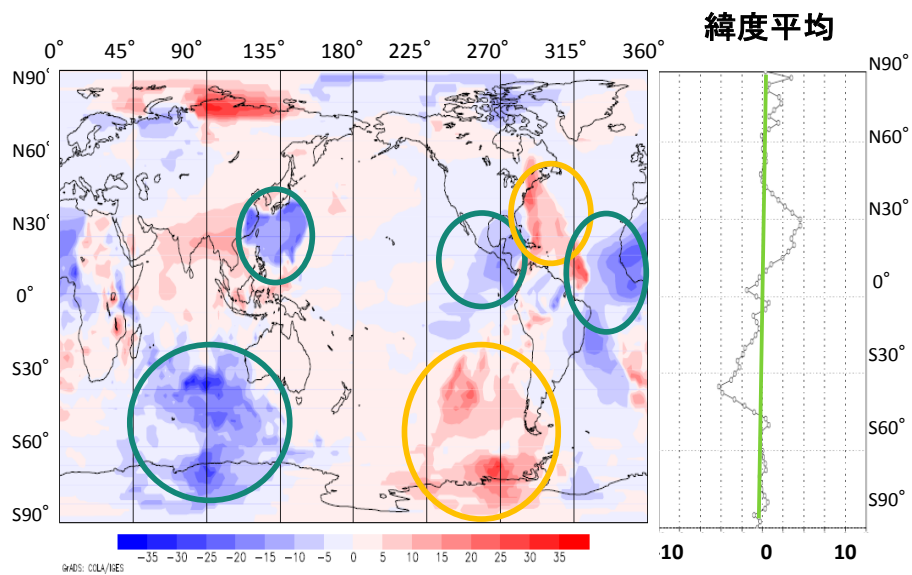


Fig.4-3(左) 1984-2009 年において 12 ヲ月平均をした昼間と夜間の全雲量差(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

Fig.4-3 (右) 全雲量差 Fig.4-3(左)の緯度平均(%)
(横軸：雲量差(%) 縦軸：緯度)

4-1-2 層別の雲量

次に、層別に雲量を比較した。すると、Fig.4-4 のように、下層雲に全雲量と同じような特徴が見られた。Fig.4-5 の中層雲と Fig.4-6 の上層雲は、下層雲や全雲量と比較すると、昼間雲量が少ないところに雲量が多く、昼間に雲量が多いところが小さくなった。つまりほとんど逆のような分布を見出すことができた。どの層も東西で反転しているような分布もしている。差としては、他の層と比較して下層雲が最も多く雲量に違いが見られた。さらに、日本は夜と昼の雲量差が世界的にみて大きな場所である。夜の雲量が昼の雲量に対して圧倒的に多い地域である。夜間に雲量が多いところと、昼間に雲量が多いところが隣接しているところが多くみられる。

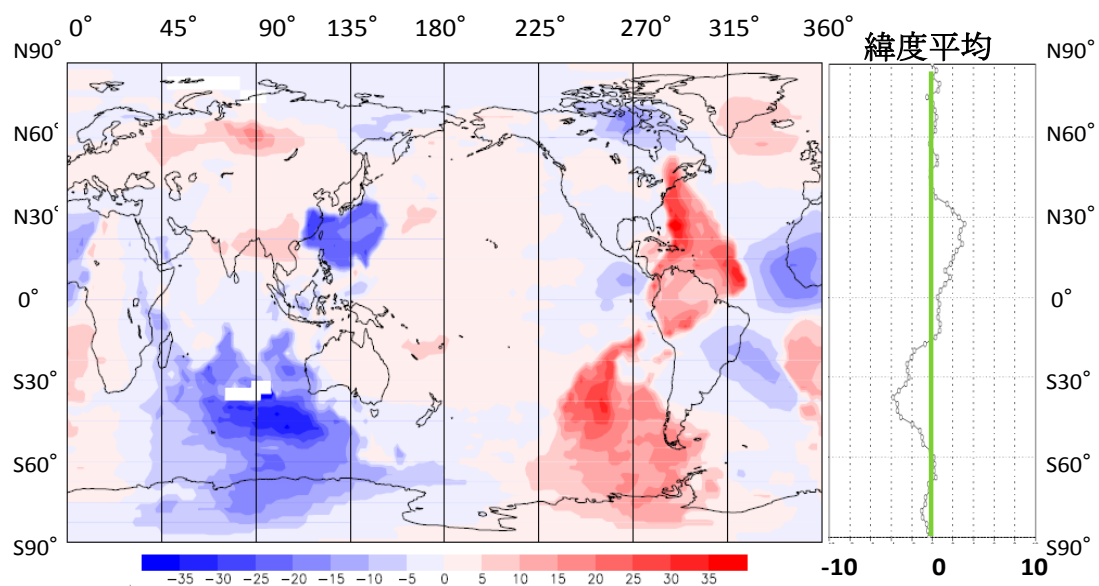


Fig.4-4(左) 1984-2009 年において 12 ヶ月平均をした昼間と夜間の下層雲量差(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

Fig.4-4 (右) 下層雲量差 Fig.4-4(左)の緯度平均(%)
(横軸：雲量差(%) 縦軸：緯度)

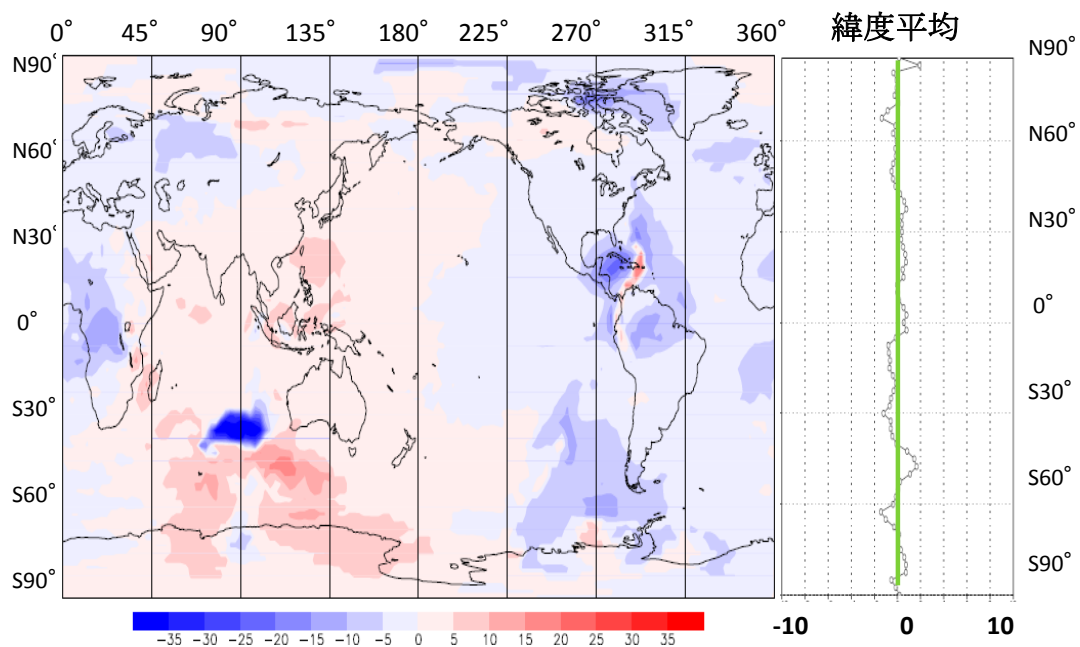


Fig.4-5(左) 1984-2009年において12ヵ月平均をした昼間と夜間の中層雲量差(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

Fig.4-5 (右) 中層雲量差 Fig.4-4(左)の緯度平均(%)
(横軸：雲量差(%) 縦軸：緯度)

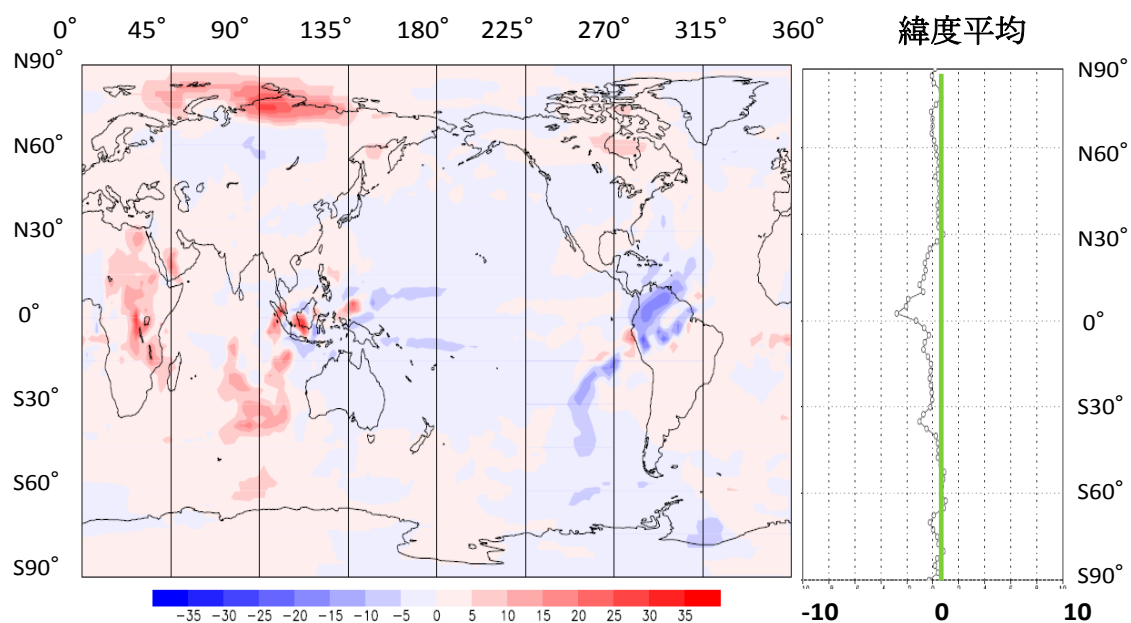


Fig.4-6(左) 1984-2009 年において 12 ヶ月平均をした昼間と夜間の上層雲量差(%)

(横軸：経度 縦軸：緯度)

Fig.4-6 (右) 上層雲量差 Fig.4-6(左)の緯度平均(%)

(横軸：雲量差(%) 縦軸：緯度)

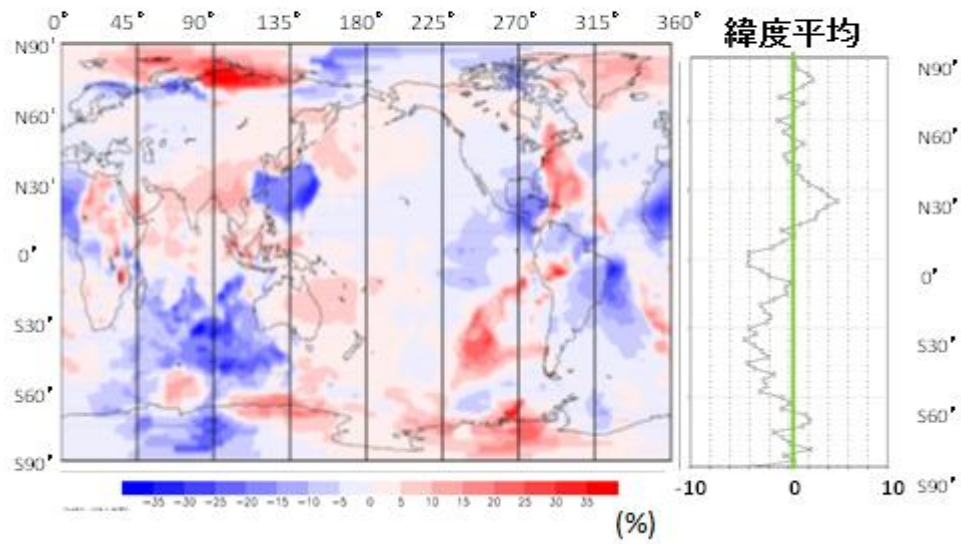
4-1-3 昼間・夜間の雲量(月平均)

一年間の気候値は先ほどのような特徴が見られたが、次は月ごとの平均ではどのような変化が見られるか解析した。1984-2009 年においてそれぞれ月平均をした昼間と夜間の上層雲量差(%)が Fig.4-7 である。季節ごとにも変化を見ていくために、日本を基準として春(3 月, 4 月, 5 月), 夏(6 月, 7 月, 8 月), 秋(9 月, 10 月, 11 月)冬(12 月, 1 月, 2 月)の順に月変化を解析した。

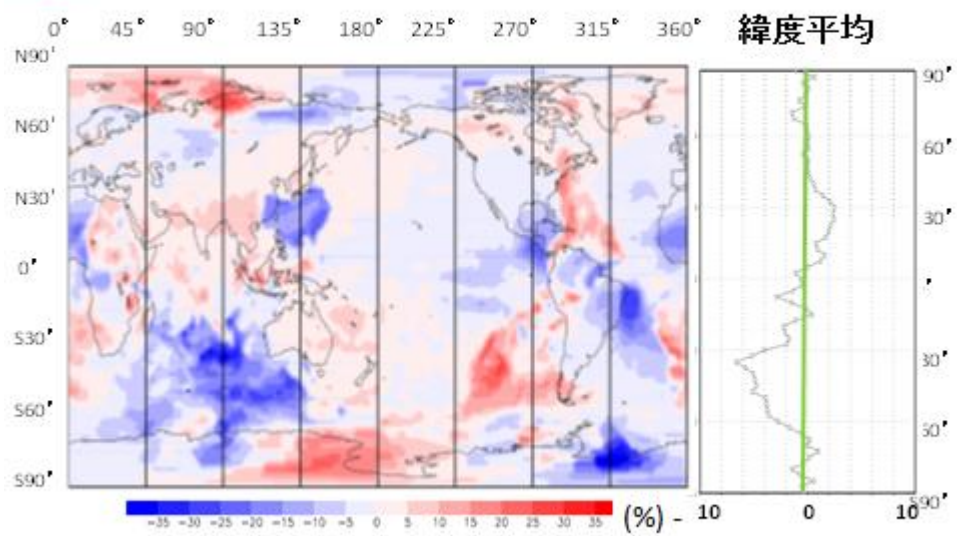
月変化を見ていくと、一般的に南緯 60° - 0° は夜間に雲量が多く、北緯 0° - 60° は昼間に雲量が多いことが分かる。さらに、地軸が傾いて、徐々に短波放射量があまり当たらなくなる時期に雲量の差が大きい。南半球では 3 月から 9 月、北半球では 10 月から 3 月ごろにかけて差がはっきりとしてきている。極域は昼間に雲量が多い・夜間に雲量が多いという変化を繰り返しているように見える。インド洋南部、太平洋南部は同時期に差が大きくなる傾向がある。全球的にみると、月変化でも気候値と同じような値を取ることが多い。

日本の南側の大気は夜間の方が雲量は多く、どの月でも安定して夜間に雲による温室効果が大きい地域である。ただし、夏はその傾向が弱まるようである。

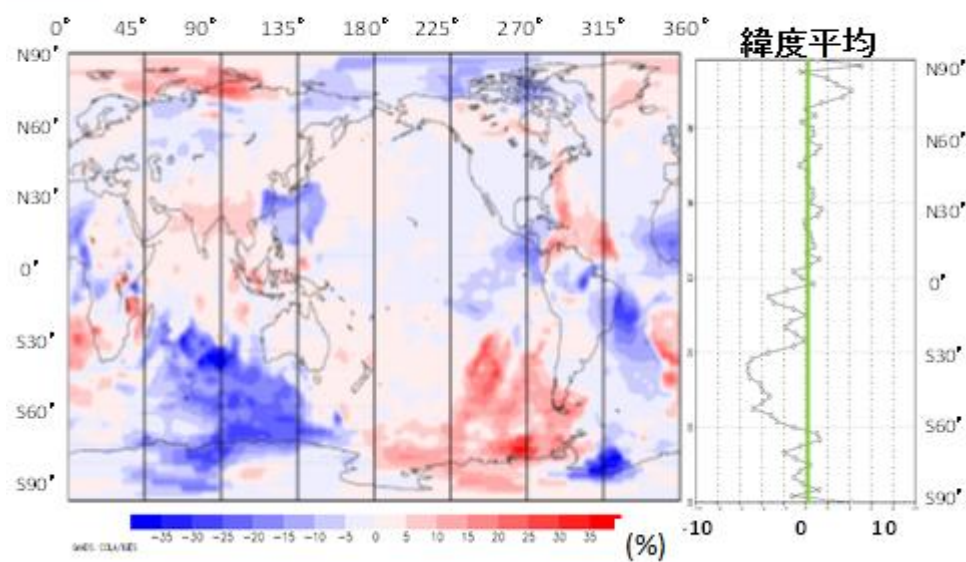
3月



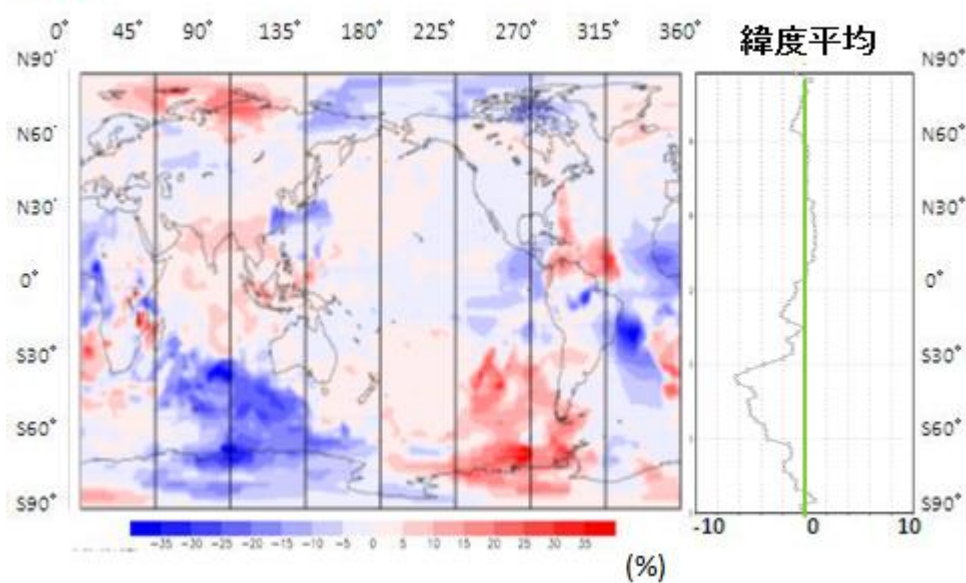
4月



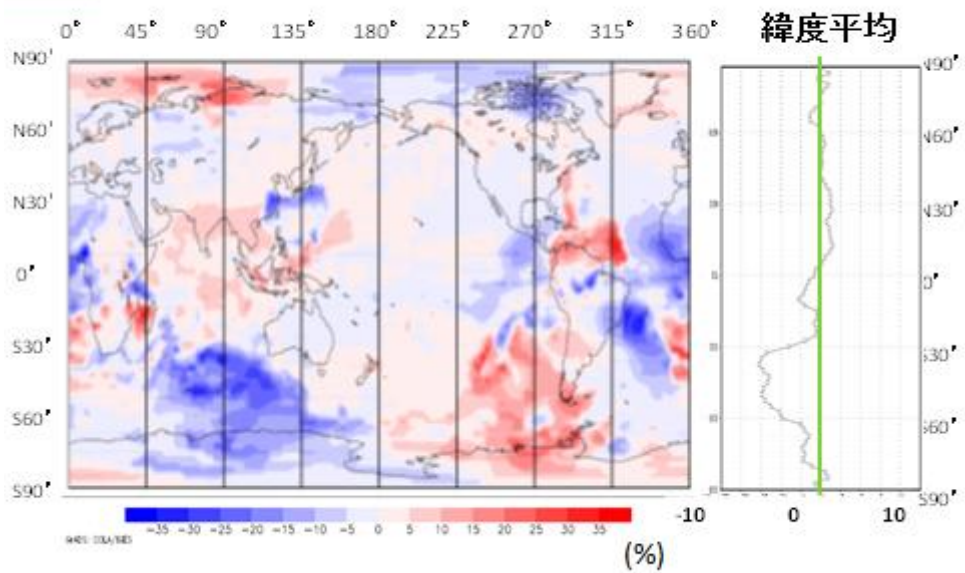
5月



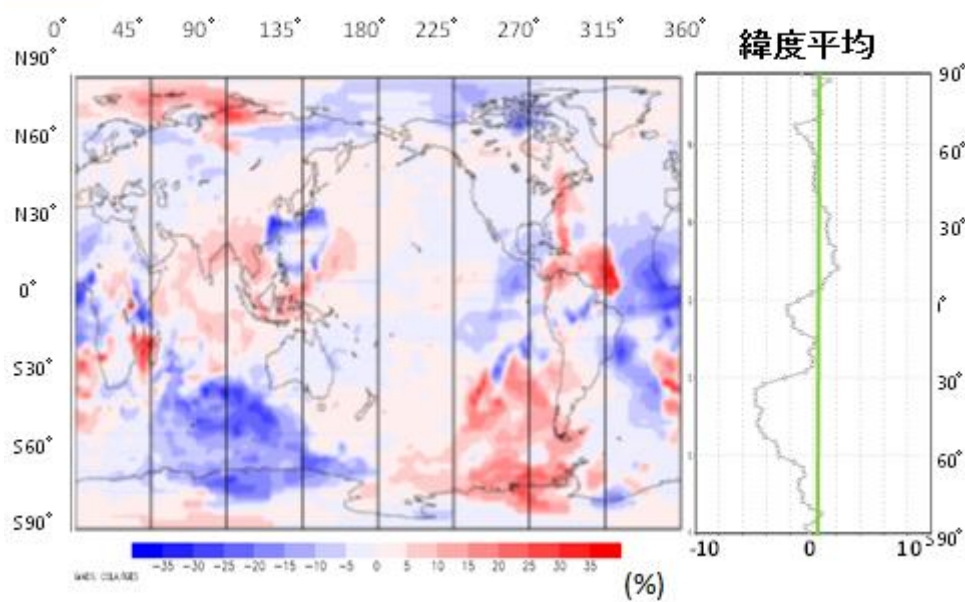
6月



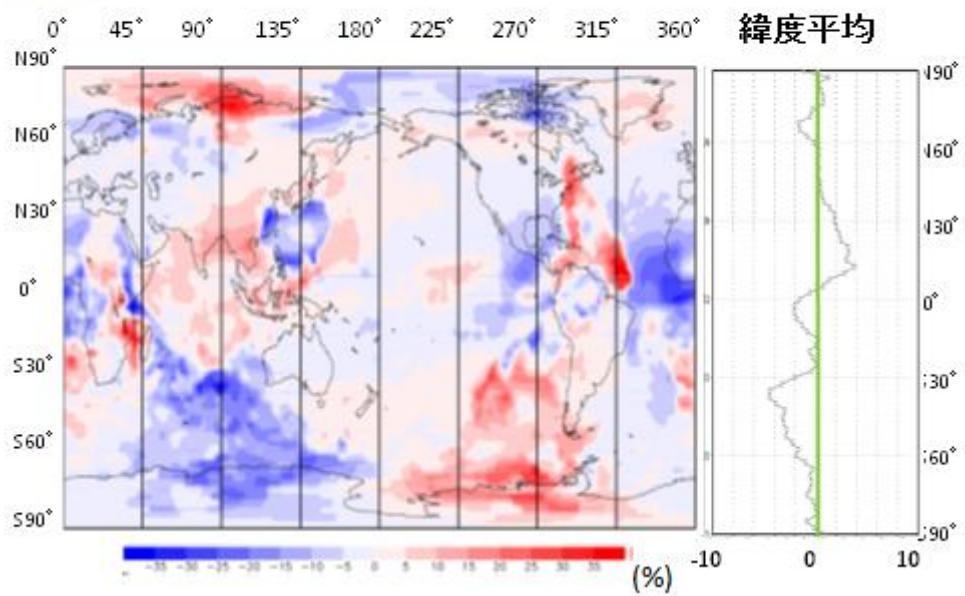
7月



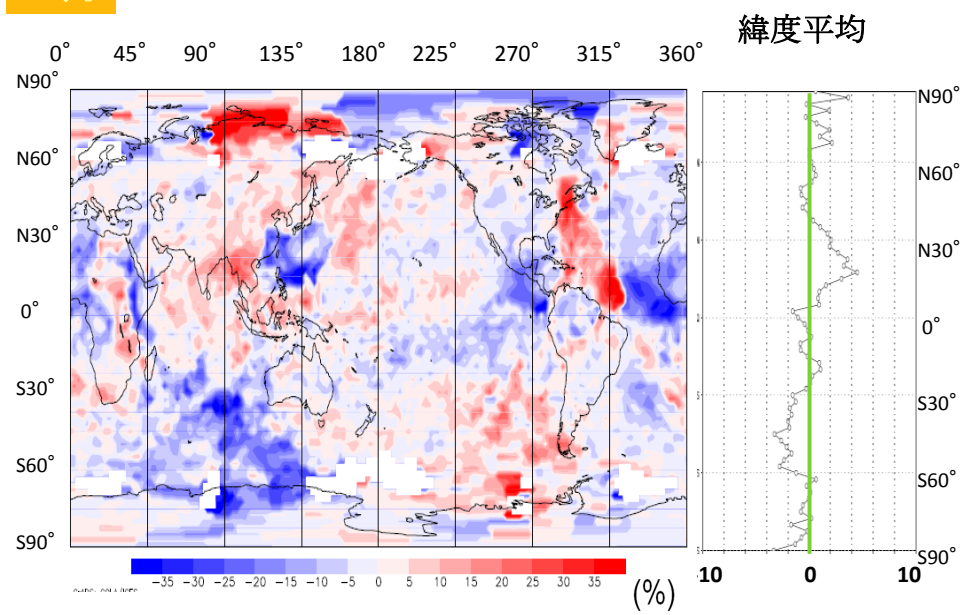
8月



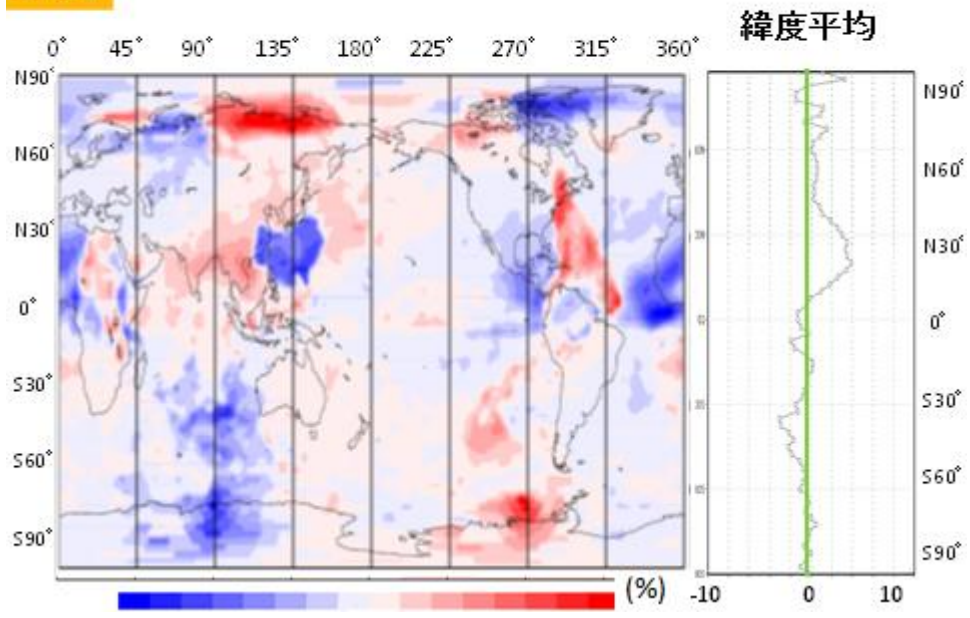
9月



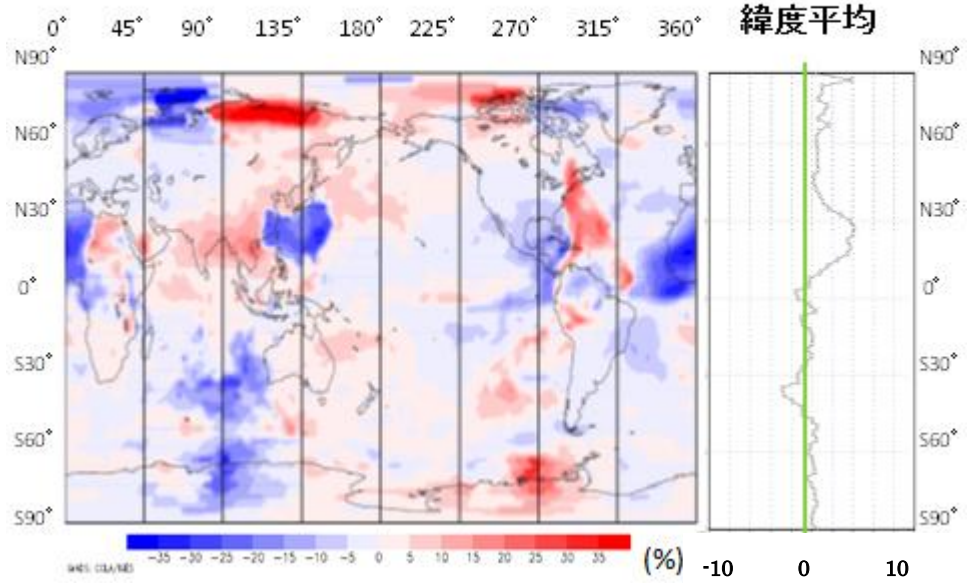
10月



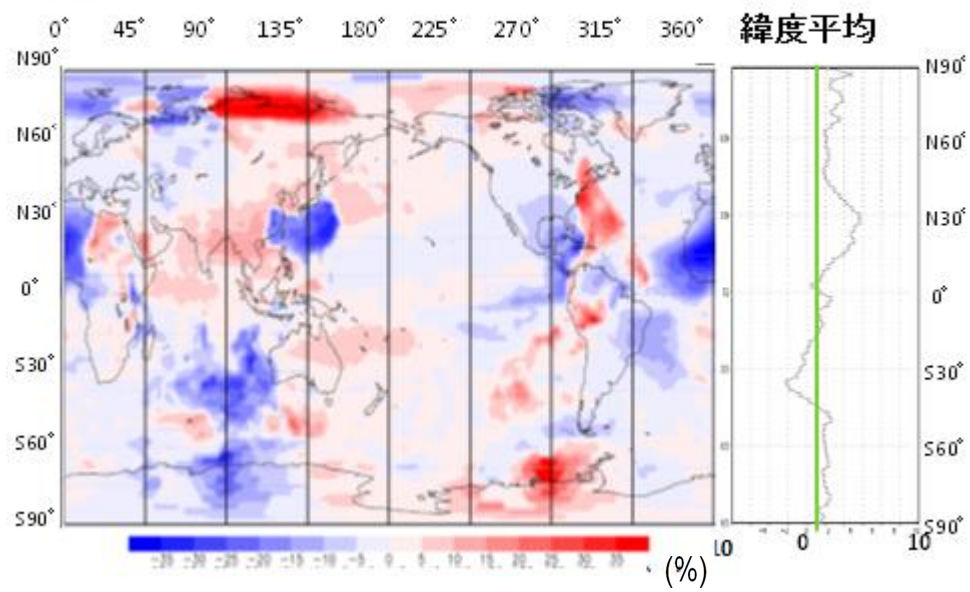
11月



12月



1月



2月

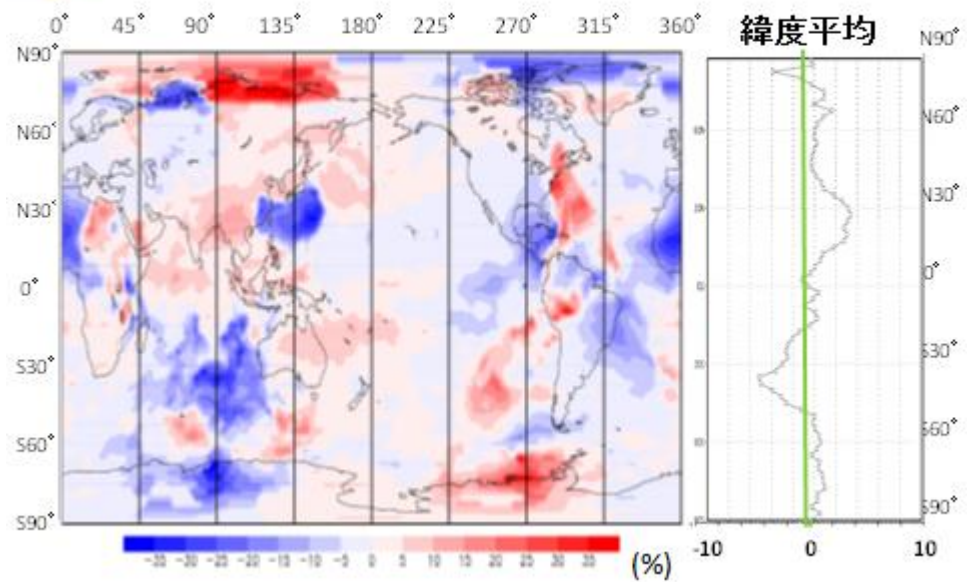


Fig.4-7(左) 1984-2009 年においてそれぞれ月平均をした昼間と夜間の全層雲量差(%)
(横軸：緯度 縦軸：経度)

Fig.4-7 (右) 全雲量差 Fig.4-7(左)の緯度平均(%)
(横軸：雲量差(%) 縦軸：緯度)

第5章 考察・まとめ

雲量を昼間と日平均で比較することによって、両者には大きな違いがあることが明らかになった。雲量差を層別に解析すると、特に下層雲にその傾向が顕著に見られた。全球規模でみると差が大きい場所は特定の地域であることが見いだせた。インド洋南部、日本近郊の東シナ海、東部熱帯太平洋、大西洋東部などが年間を通して夜間の雲量が多く、逆に太平洋南部や、大西洋西部では、昼間に雲量が多いことが分かった。

層別に雲量を比較すると、下層雲に全雲量と同じような特徴が見られた。上層雲と中層雲は、下層雲や全雲量の分布と逆の分布をしていた。これは、下層雲が上層雲に隠されてしまっていたための見せかけの分布の可能性も考えられる。差としては、他の層と比較して下層雲が最も多く雲量に違いが見られた。これは、下層雲が他の層と比較して絶対量が多いためであると考えられる。夜間に雲量が多いところと、昼間に雲量が多いところが隣接しているところが多くみられたが、大陸と海洋の間であることから、水蒸気の輸送があったのではないかと考えられる。月変化を見ていくと、日本は一年中夜間の方が雲量は多く、安定して夜間に温まりやすい地域ということになった。ただし、夏はその傾向が弱まるようであった。

第6章 参考文献・引用文献

- 1) Norris, JR(2005), Multidecadal changes in near-global cloud cover and estimated cloud cover radiative forcing, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, **VOL. 110**, D08206, 17 PP., 2005doi:10.1029/2004JD005600
- 2) 広瀬民志, “ISCCP 衛星雲観測データに含まれる天頂角以外の問題”. 社団法人日本気象学会大会講演予講集, 京都, 2010-10-27/29, 2010-09-30 社団法人日本気象学会, 2011, p98, p336

謝辞

本研究を進めるにあたり，三重大学生物資源学部共生環境学科自然環境システム学講座の方々には多くのご協力をいただきました．また地球環境気候学研究室の先輩方からはプログラムの作成の仕方から参考文献の書き方など，多岐にわたり意見やご指導をいただきました．心より感謝の意を表します．

研究の内容に関しては，特に直接ご指導してくださった立花教授,自然環境システム学講座の先生方には，授業や合同ゼミで貴重な意見やご指導をいただき，大変お世話になりました．さらに ISCCP のデータの使用方法についてアドバイスをしてくださった東京大学先端科学技術研究センターの佐藤大卓様に大変感謝しております．この場を借りてお礼申し上げます．