

目次

● 1	序論.....	2
● 1.1	研究目的.....	2
● 2	データ	3
● 3	考察.....	4
● 3.1	降水分布.....	4
● 3.2	上昇気流と降水量の関係.....	5
✓ 3.2.1	連続の式と水平発散.....	5
✓ 3.2.2	水平発散と降水量	6
● 3.3	上昇気流と軽い空気の関係	8
✓ 3.3.1	大気最下層の温度と比湿.....	8
✓ 3.3.2	仮温度と水平発散	9
● 3.4	大気最下層の温度，比湿の決まり方	12
✓ 3.4.1	地表面熱収支	12
✓ 3.4.2	最下層の温度と比湿が赤道の南側で高くなった理由	13
● 4	まとめ.....	16
● 5	謝辞.....	17
● 6	参考文献.....	18

1 序論

● 1.1 研究目的

地球の気候変動には太陽活動の変化や生物活動による大気組成の変化などさまざまな要因がある。地球の気候変動のひとつの要因としてプレート運動による気候変動がある。プレート運動により海陸配置が変わることによって、どのように降水分布が変わるのか興味深い。今回、大気大循環モデルを用いて北半球が陸、南半球が海という海陸配置においてどのような降水分布になるかを解析し、どうしてそのような降水分布になったかを考察した。

2 データ

今回の研究では地球流体電脳倶楽部 Swamp project の AGCM5 で計算した結果を用いた。解像度は水平解像度 T42, 鉛直層数 23 層である。境界条件は北半球に陸, 南半球に海という海陸配置で地軸の傾き, 大気成分, 太陽定数, 自転速度, 公転周期を地球のような条件で, 海においては海面温度を図 2.1 のように与え変化しないもので, 陸においては熱容量が 0, 湿潤度が 1 である。年平均の日射, 日平均の日射を赤道に対して対称に与え, 初期条件は静止大気として 10 年間積分した結果を用いた。

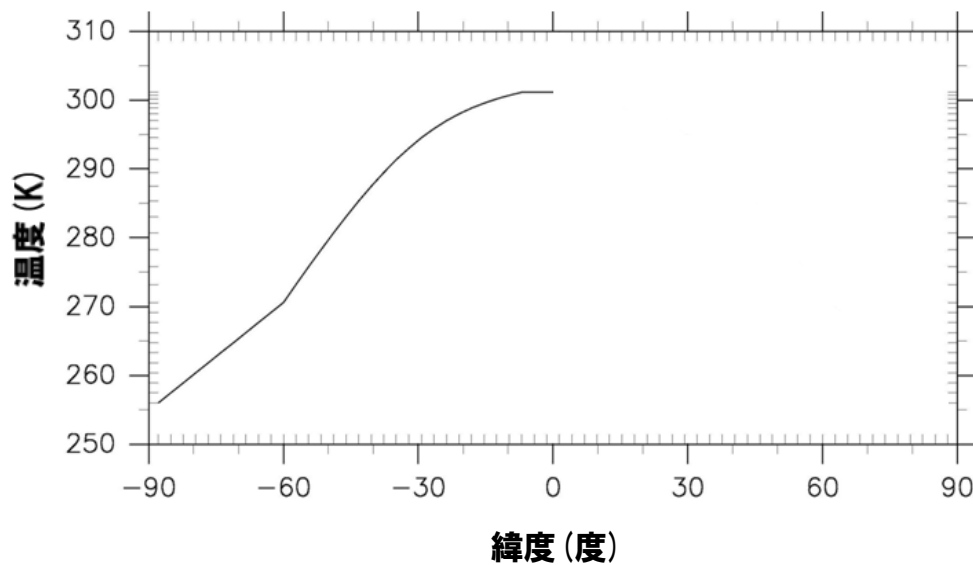


図 2.1: 海面温度の緯度分布。陸面には温度を与えない。

3 考察

今回、10 年間積分した結果の最後の 5 年分の平均を地球流体電腦倶楽部の gtool3 で解析した。

(地球流体電腦倶楽部 gtool プロジェクト : <http://www.gfd-dennou.org/arch/gtool>)

● 3.1 降水分布

図 3.1 の左の図は降水量の等値線図である。右図は左図を経度平均した図である。2 つの図から赤道の南側で降水量が多くなっており、降水分布は赤道に対して非対称になっていることが読み取れる。そこで、どうしてこのような降水分布になったかを解析する。

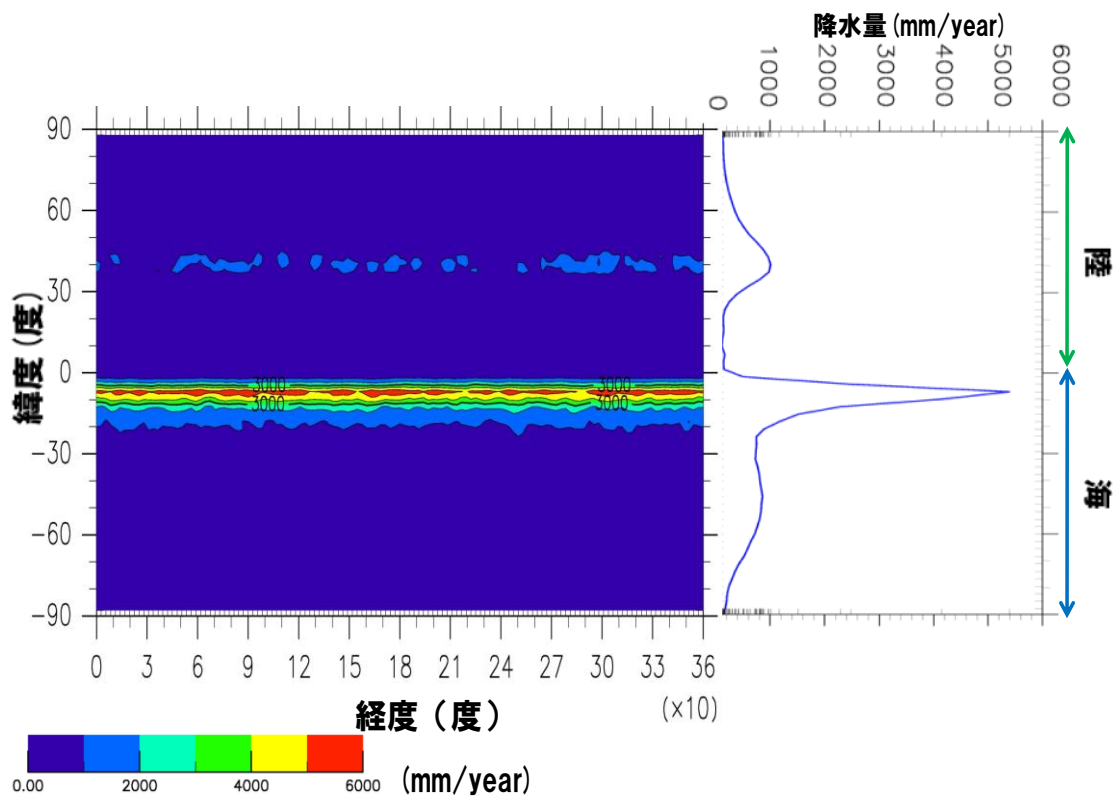


図 3.1: 降水量の等値線図と経度平均した降水量の緯度分布

● 3.2 上昇気流と降水量の関係

下層の水蒸気を含む空気塊が上昇気流によって上昇し、断熱膨張することで気温が下がる。気温が下がると凝結し、雲となり雨となって降る。降水量が多い場所と上昇気流の関係解析する。

✓ 3.2.1 連続の式と水平発散

図 3.2 に示す空間 $(\Delta x \Delta y \Delta z)$ に流入および流出する質量と空間内部の質量の時間変化量を考える。単位時間あたりに単位面積を横切って流れる質量は流速 (ms^{-1}) と密度の積 (kgm^{-1}) の積で表され、これを質量フラックス ($\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) とよんでいる。ある時間間隔 Δt における単位時間あたりにこの空間に流入する正味 (流入, 流出の差) の質量は

$$[(\rho u)_1 - (\rho u)_2] \Delta y \Delta z + [(\rho v)_1 - (\rho v)_2] \Delta x \Delta z + [(\rho w)_1 - (\rho w)_2] \Delta x \Delta y \quad (1)$$

である。また、ある時間間隔 Δt の間における空間内の質量の単位時間当たりの変化は

$$\left(\frac{\Delta \rho}{\Delta t} \right) \Delta x \Delta y \Delta z \quad (2)$$

である。質量が保存する場合、式 (1)+式 (2)=0 であるから、2 式をたし、 $\Delta x \Delta y \Delta z$ で割ると

$$\frac{[(\rho u)_1 - (\rho u)_2]}{\Delta x} + \frac{[(\rho v)_1 - (\rho v)_2]}{\Delta y} + \frac{[(\rho w)_1 - (\rho w)_2]}{\Delta z} + \frac{\Delta \rho}{\Delta t} = 0$$

$$\frac{\Delta(\rho u)}{\Delta x} + \frac{\Delta(\rho v)}{\Delta y} + \frac{\Delta(\rho w)}{\Delta z} + \frac{\Delta \rho}{\Delta t} = 0$$

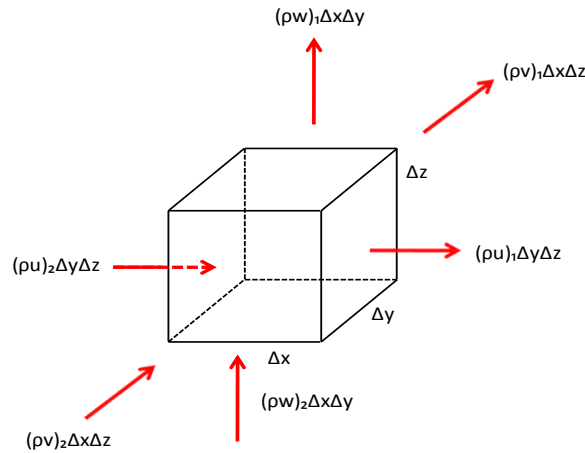


図 3.2: 流体内の質量フラックスの流入および流出 (二宮 洸三, 2000)

ρ : 流体の密度, u, v, w はそれぞれ x 成分, y 成分, z 成分の流体速度である。

ここで $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$ を無限小にすれば,

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0$$

である. この式に微分の公式を用いると

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + u \frac{\partial \rho}{\partial x} + v \frac{\partial \rho}{\partial y} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} + \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \rho + \rho \nabla \cdot \mathbf{v} = 0$$

定常状態においては $\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$ であるから,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

を得る. この式を変形すると

$$\frac{\partial w}{\partial z} = - \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (3)$$

になる. この式の $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ は水平発散と呼ばれる. 水平発散が正の場合は

$$\frac{\partial w}{\partial z} < 0$$

であるから, 鉛直方向において収束している. よって大気最下層において大気は下から流れ込めないで, 下降気流があることがわかる. 水平発散が負の場合は

$$\frac{\partial w}{\partial z} > 0$$

であるから, 鉛直方向において発散している. よって大気最下層においては下向きに空気は流れ出ないので, 上昇気流があることがわかる.

✓ 3.2.2 水平発散と降水量

図 3.3 の左図は大気最下層の水平発散の等値線図, 右図は左図を経度平均した図である. 青色で塗った場所は負の値つまり上昇気流があることを示す. また, 図 3.4 より水平発散の値が小さい場所と降水量が多い場所は一致していることが読み取れる. このことから, 降水量が多い場所に上昇気流が起きているということがわかる.

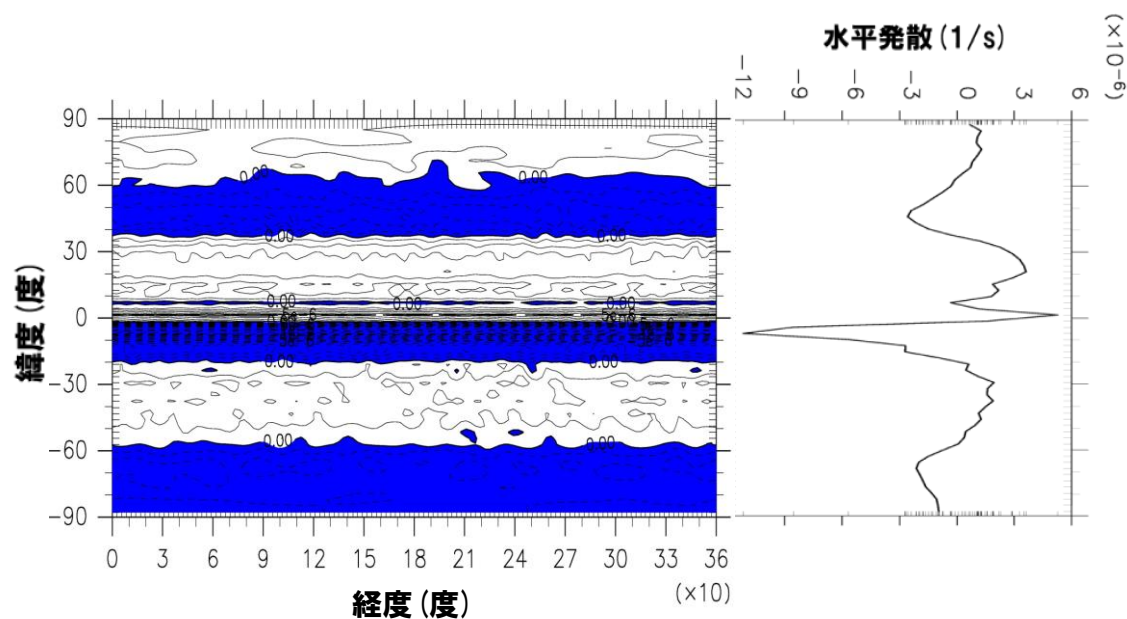


図 3.3:大気最下層の水平発散の等値線図と経度平均した緯度分布．青色は負の値を表わす．

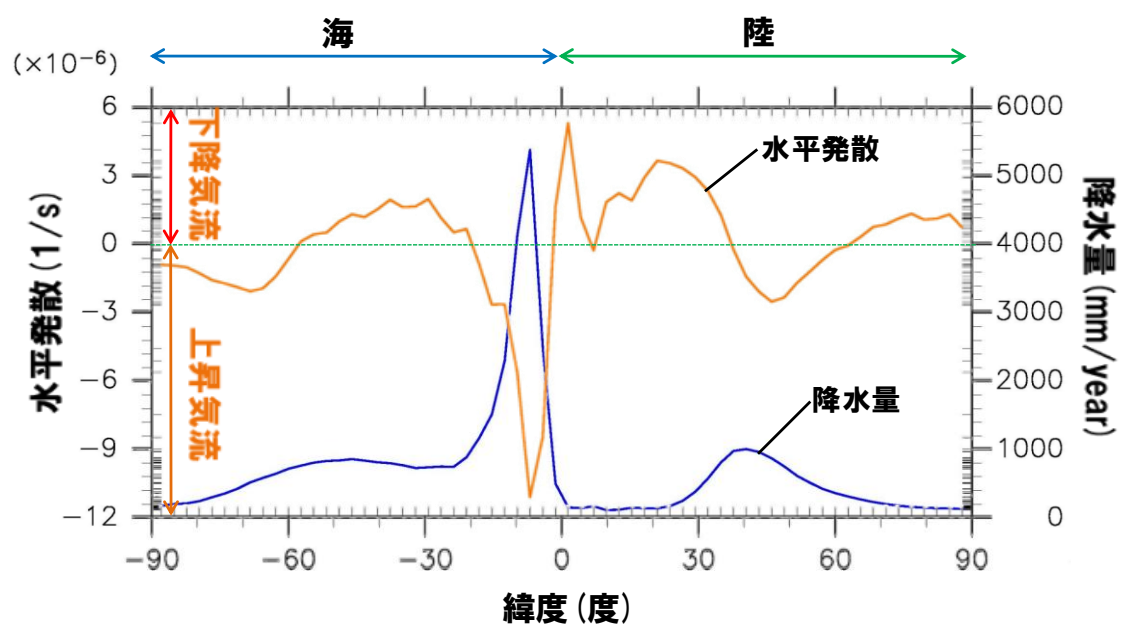


図 3.4:経度平均した大気最下層の水平発散と降水量の緯度分布

● 3.3 上昇気流と軽い空気の関係

前節によって降水量が多い場所で上昇気流が起きていることがわかった。次に、どうして上昇気流が起きたかを考察する。上昇気流は周りよりも空気が軽いところで起こる。軽い空気とは温度が高い空気、水蒸気をよく含んだ空気のことである。温度が高い空気は膨張し、密度が小さくなるため軽くなる。水蒸気を多く含んだ空気は水の分子量よりも空気の平均分子量のほうが多いため軽くなる。よって、この節ではどこに温度が高くて水蒸気を多く含んだ空気があるのかを考察する。

✓ 3.3.1 大気最下層の温度と比湿

図 3.5 の左図は大気最下層の温度の等値線図、右図は左図を経度平均した図である。これらの図から大気最下層の温度は赤道の南側で最も高くなっており、赤道に対して非対称になっている。図 3.6 は大気最下層の比湿の等値線図、右図は左図を経度平均した図である。大気最下層の比湿は大気最下層の温度と同様に赤道の南側で最も高く、赤道に対して非対称である。

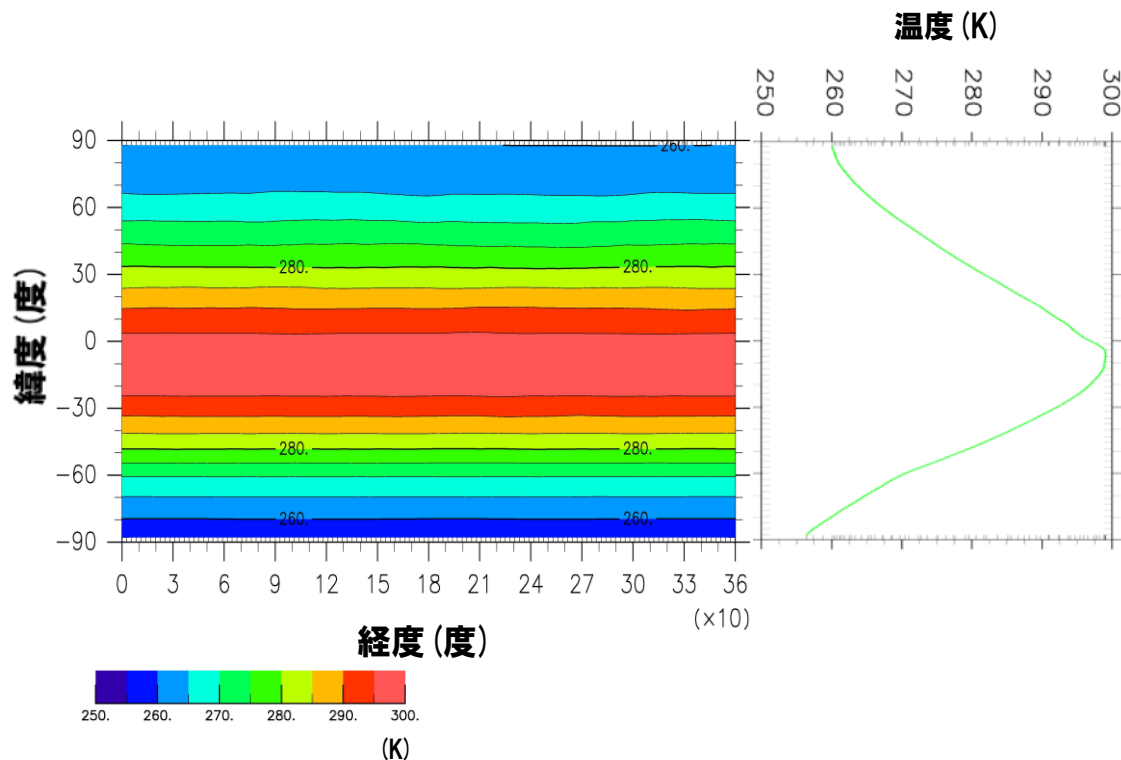


図 3.5: 大気最下層の温度の等値線図と経度平均した緯度分布

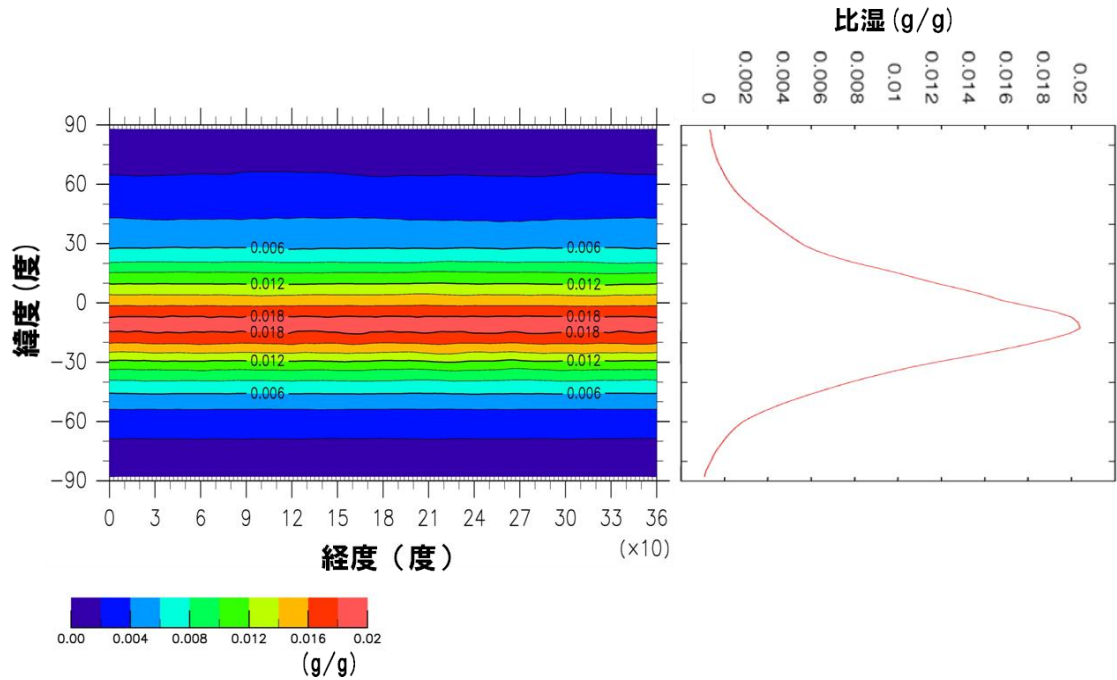


図 3.6: 大気最下層の比湿の等値線図と緯度分布

✓ 3.3.2 仮温度と水平発散

仮温度とは水蒸気を含む湿潤空気をそれと同気圧、同密度の乾燥空気に置き換えたときに乾燥空気とすべき温度のことである(日本気象学会, 1998). よって, 湿潤空気においてどこに最も軽い空気があるのかを探するのに適している. まず, 仮温度の導出する.(大橋唯太, 2007 小倉義光, 1999)

体積 v , 温度 T に含まれる乾燥空気の質量と水蒸気の質量を m_d, m_v とする. また, 水蒸気分圧を e , 乾燥空気分圧を p_d とするとそれぞれの状態方程式は

$$p_d v = m_d \frac{R^*}{M_d} T$$

$$e v = m_v \frac{R^*}{M_v} T$$

である. ここで R^* は気体定数, M_d は乾燥空気の平均分子量, M_v は水蒸気の平均分子量である. 空気の圧力 p は分圧の合計であるから,

$$\begin{aligned} p &= p_d + e \\ &= \frac{m_d}{v} \frac{R^*}{M_d} T + \frac{m_v}{v} \frac{R^*}{M_v} T \\ &= \left(\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v} \right) \frac{R^* T}{v} \end{aligned}$$

である.

ここで湿潤空気の密度を ρ とすると, $v = (m_d + m_v)/\rho$ であるから

$$\begin{aligned}
 p &= \frac{\rho}{m_d + m_v} R^* T \left(\frac{m_d}{M_d} + \frac{m_v}{M_v} \right) \\
 &= \rho R_d T \frac{1}{m_d + m_v} \left(m_d + \frac{m_v}{\frac{M_v}{M_d}} \right) \\
 &= \rho R_d T \frac{1}{\left(1 + \frac{m_v}{m_d} \right)} \left(1 + \frac{m_v}{m_d} \frac{1}{\varepsilon} \right) \\
 &= \rho R_d T \left(\frac{1 + \frac{r}{\varepsilon}}{1 + r} \right)
 \end{aligned}$$

となる. $r = (m_v/m_d)$ は混合比, $\varepsilon (= M_v/M_d) = 0.622$ である. ここで $1 \gg r$ より上式は次のように近似でき,

$$\begin{aligned}
 p &\simeq \rho R_d T \left(1 + \frac{\varepsilon}{r} \right) (1 - r) \\
 &= \rho R_d T \left(1 + r \left(\frac{1}{\varepsilon} - 1 \right) \right) \\
 &= \rho R_d (1 + 0.608r) T \\
 &= \rho R_d T_v
 \end{aligned} \tag{4}$$

この式の T_v は仮温度であり

$$T_v = T(1 + 0.608r) \tag{5}$$

と定義される.

図 3.7 は経度平均した大気最下層の温度, 仮温度, 比湿の緯度分布である. 仮温度は混合比と比湿の値が同じだとして計算する. この図より赤道の南側で 3 つのグラフがともに高くなっていることが読み取れる. 図 3.8 は経度平均した大気最下層の仮温度と水平発散の緯度分布である. 仮温度が高い場所と水平発散の値が小さいところが一致している. このことのより, この場所に最も軽い空気があり, 上昇気流が起きていることがわかる.

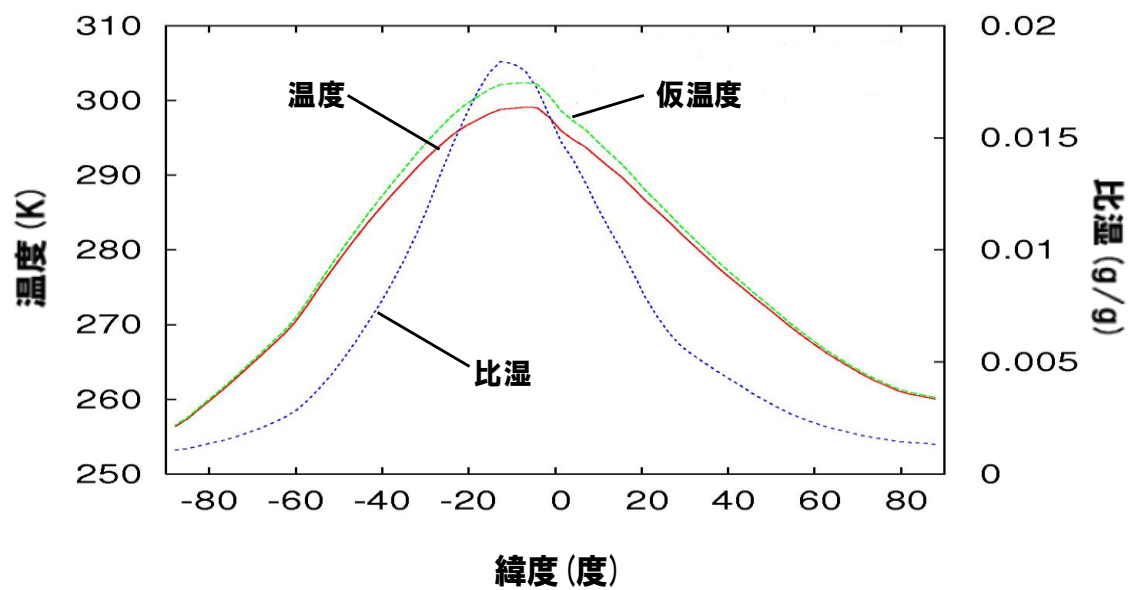


図 3.7: 経度平均した大気最下層の温度，仮温度，比湿の緯度分布

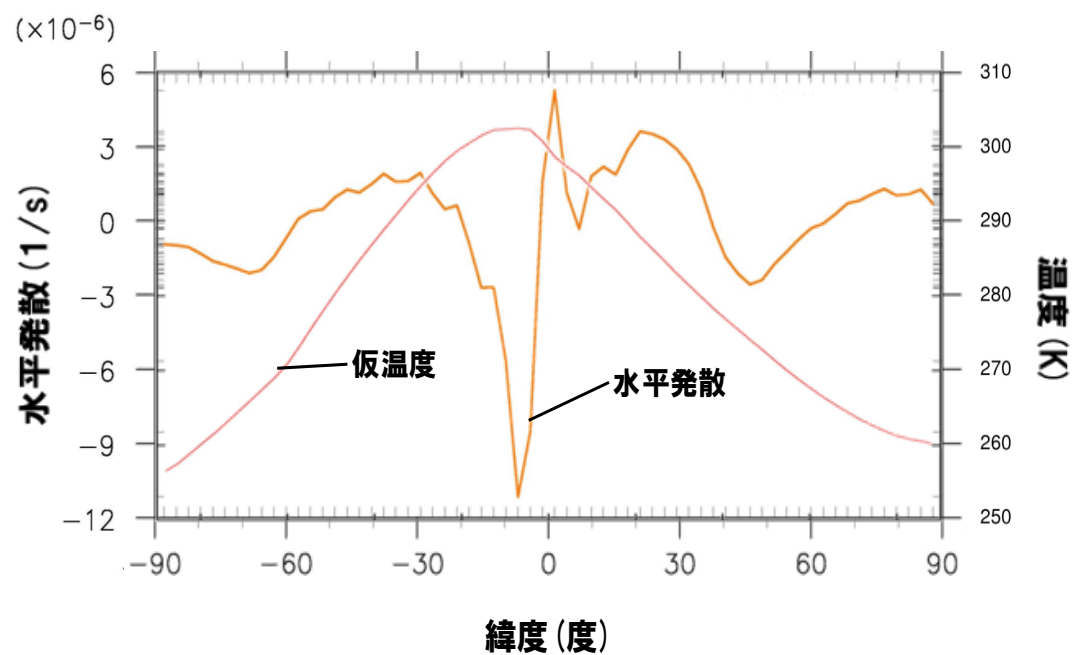


図 3.8: 経度平均した大気最下層の水平発散と仮温度の緯度分布

● 3.4 大気最下層の温度，比湿の決まり方

前節では仮温度の値が高いところと上昇気流が強く起こっているところとが一致していることを述べた．この節では，どうして赤道の南側で仮温度の値が高くなったかを考察する．大気は地表面からの熱フラックスを吸収することで暖まるから，地表面の熱収支を考える．

✓ 3.4.1 地表面熱収支

陸面の表面温度は太陽からの短波放射による熱フラックス，大気からの長波放射による熱フラックス，地表からの長波放射による熱フラックス，顕熱フラックス，潜熱フラックスの 5 つの熱フラックスによって決まる(図 3.9)．陸面に対して海面は最初に海面温度を設定した．設定した海面温度が高くて地表面から出ていく熱フラックスが多い場合，下から熱が加えられると考える．逆に設定した海面温度が低くて地表面から出ていく熱フラックスが少ない場合，下に熱が出ていくと考える．地表面の下からの熱の移動を図 3.10 のように地表面の下からの熱フラックスと呼ぶ．(はしもとじょーじ b, 2009)

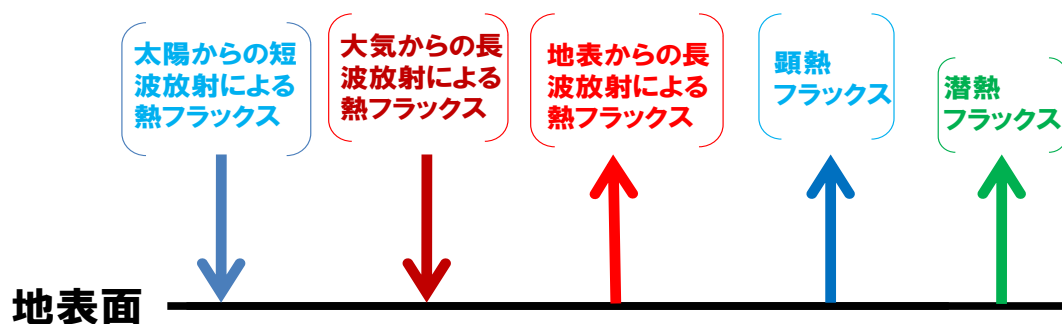


図 3.9 陸面の熱収支

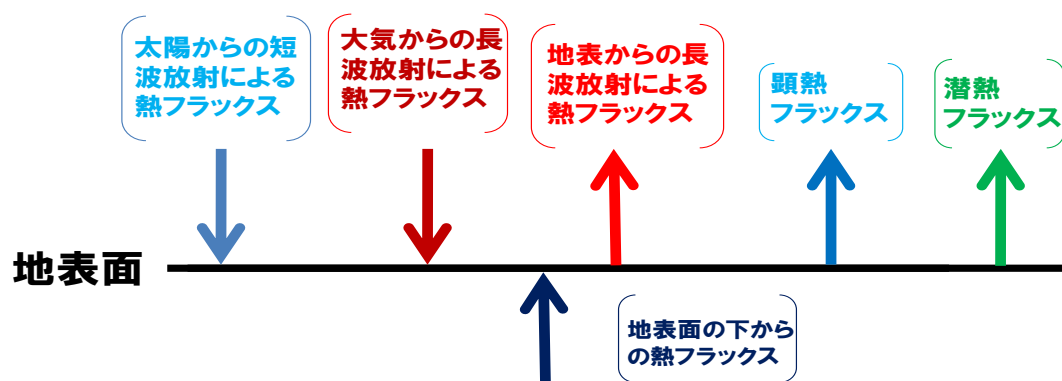


図 3.10:海面の熱収支

✓ 3.4.2 最下層の温度と比湿が赤道の南側で高くなった理由

太陽からの短波放射による熱フラックスはほぼ赤道に対して対称になっている(図 3.11). それに対して, 地表面の下からの熱フラックスは赤道の南側で上昇しており, 赤道に対して非対称になっている(図 3.12). 地表面の下からの熱フラックスが赤道の南側で上昇しているため, 地表面から出ていく熱フラックスが多くなり(図 3.13), 大気最下層の温度や比湿の値が高くなる. また, 最初に設定した海面温度が高いため, 表面温度が赤道の南側で高く, 赤道に対して非対称である(図 3.14). そのため, 地表面から出ていく熱フラックスが赤道の南側で上昇し, 地表面の下からの熱フラックスが足されることで地表面の熱収支がバランスする.

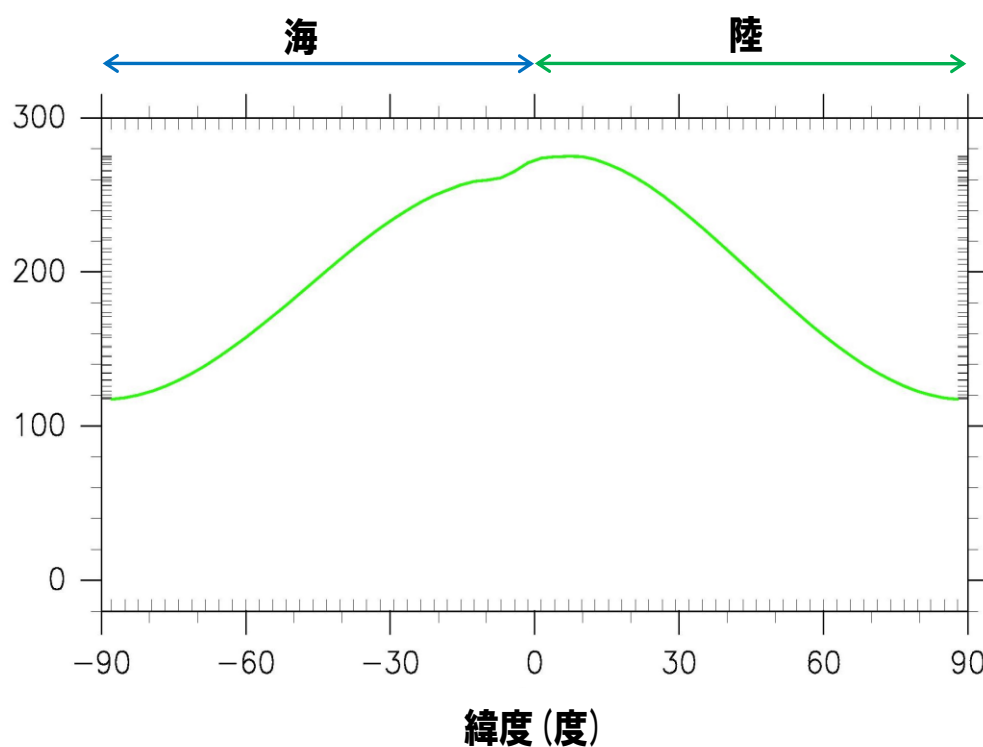


図 3.11: 経度平均した太陽からの短波放射による熱フラックスの緯度分布

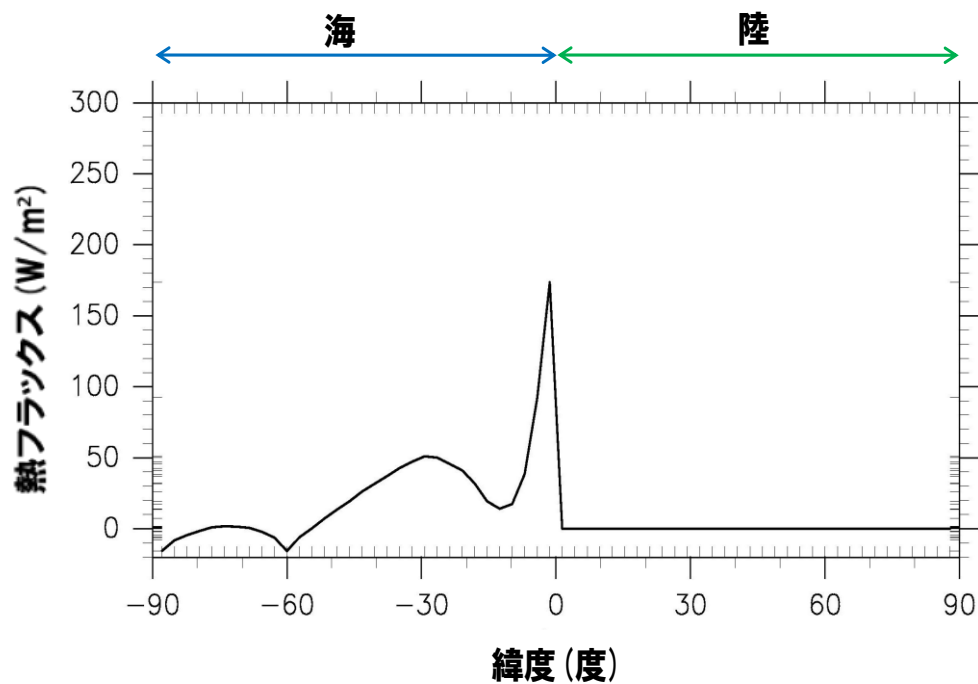


図 3.12: 経度平均した地表面の下からの熱フラックスの緯度分布

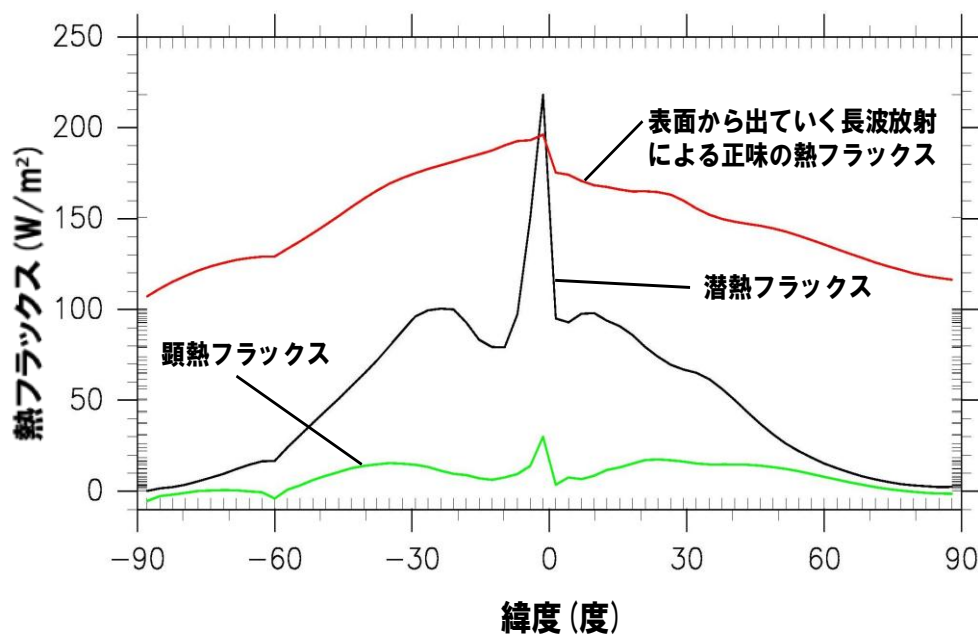


図 3.13: 経度平均した表面から出ていく長波放射による正味の熱フラックス、潜熱フラックス、顕熱フラックスの緯度分布。表面から出ていく長波放射による正味の熱フラックスは地表からの長波放射による熱フラックスと大気からの長波放射による熱フラックスの差である。

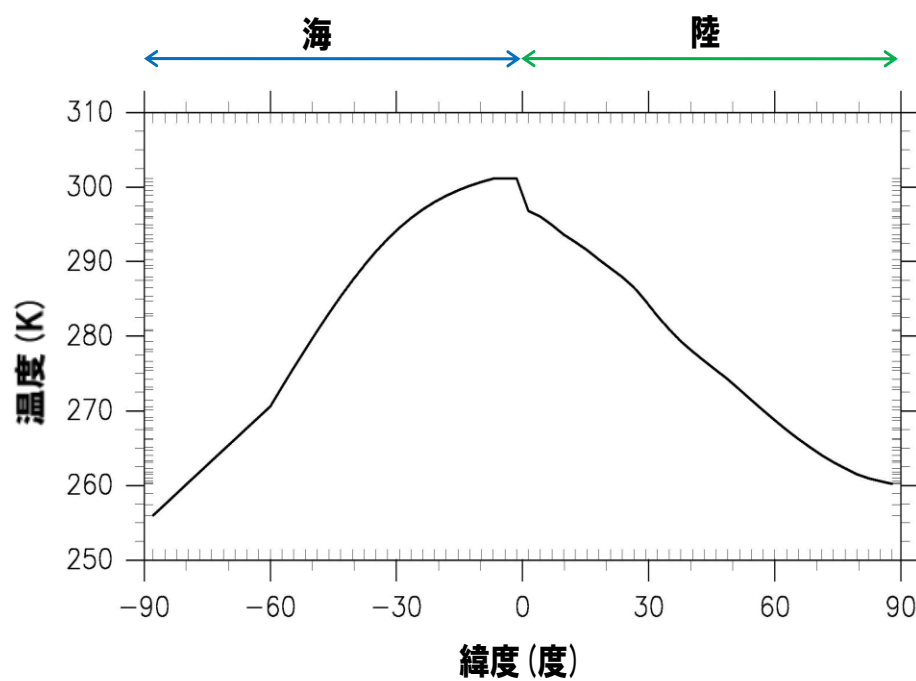


図 3.14: 経度平均した表面温度の緯度分布

4 まとめ

最初に設定した海面温度が赤道の南側で陸面に比べて高く、表面温度が赤道に対して非対称になった。よって、地表面の下からの熱フラックスが足されて地表面熱収支はバランスするため、大気最下層の温度や比湿の値が高くなった。温度が高くて比湿の値が高い空気塊は軽いのでその場所で上昇気流が起きた。上昇気流が起きると、空気塊は断熱膨張し冷えるため、凝結し雲となり雨が降る。以上より、赤道の南側で降水量が多くなり、赤道に対して非対称の降水分布になる。

5 謝辞

本研究の遂行にあたりご指導いただいた岡山大学理学部地球科学科はしもと じょーじ准教授に深く感謝致します。また，日ごろからプログラムの書き方や文章の添削などを手伝っていただいた同じ研究室の宮後巧さん，弓場勇矢さんに感謝致します。

今回，地球流体電脳倶楽部の AGCM5, gtool3, dcl5.3.3 を使用しました。ありがとうございました。

6 参考文献

岩槻秀明(2008) 気象学のキホンがよ〜くわかる本, 秀和システム

岩田徹, 大滝栄治, 大橋唯太, 塚本修, 山本晋(2007) 環境気象学入門, 大学教育出版, pp. 48-49, pp. 90-92

小倉義光(1999) 一般気象学, 東京大学出版会, pp. 60-62, pp. 160-162, pp. 166-175

地球流体電脳倶楽部版 AGCM5 : <http://dennou.gaia.h.kyoto-u.ac.jp/library/agcm5/>

地球流体電脳倶楽部 gtool プロジェクト : <http://www.gfd-dennou.org/arch/gtool/>

二宮洸三(2000) 気象がわかる数と式, オーム社, pp. 37-39, pp. 90-91

日本気象学会(1998) 気象科学事典, 東京書籍, pp. 107-108, pp. 434-435

はしもとじょーじ a(2009) 2009 年度地球流体力学講義ノート

はしもとじょーじ b(2009) 2009 年度地球惑星システム科学講義ノート