

9 大気の大循環

9.1 大規模な大気の流れ

地球全体でみると、赤道付近の空気は加熱され、極付近の空気は冷却されている。しかし、現実の地球大気では、自転の効果があるため、単純に赤道で空気が上昇し極で下降するような循環にはなっていない。経度方向に平均した、緯度-高度断面での循環のことを**子午面循環**(meridional circulation)という。対流圏における子午面循環は、**ハドレー循環**^高(Hadley circulation)、**フェレル循環**(Ferrel circulation)、**極循環**(polar circulation)の3つの循環から成っている。ハドレー循環は赤道での加熱によって生じる循環で、赤道で上昇し亜熱帯で下降する構造をとる。赤道から亜熱帯にかけては、ハドレー循環によって赤道から極側へ熱が輸送されている。一方、中緯度域では、低緯度側で下降、極側で上昇する循環が生じている。これをフェレル循環という。中緯度では偏西風波動によって赤道から極に熱が輸送されているが、フェレル循環は、この偏西風波動を経度方向に平均することによって現れる、みかけの循環である[†]。さらに高緯度側には、極で下降し中緯度側で上昇する循環がみられるが、これを極循環という。フェレル循環と極循環をあわせて**ロスビー循環**^高(Rossby circulation)とよぶことがある(あまり一般的ではない)。

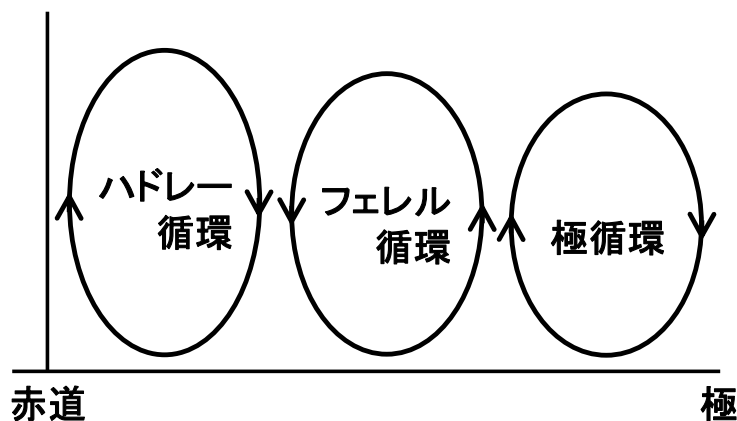
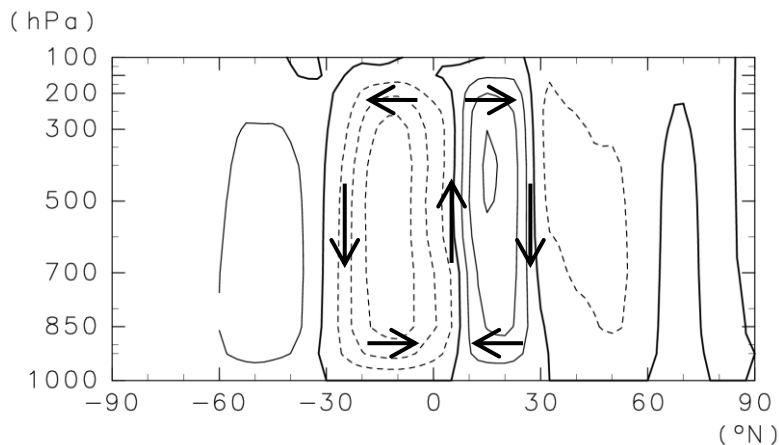


図 9-1: 子午面循環の模式図

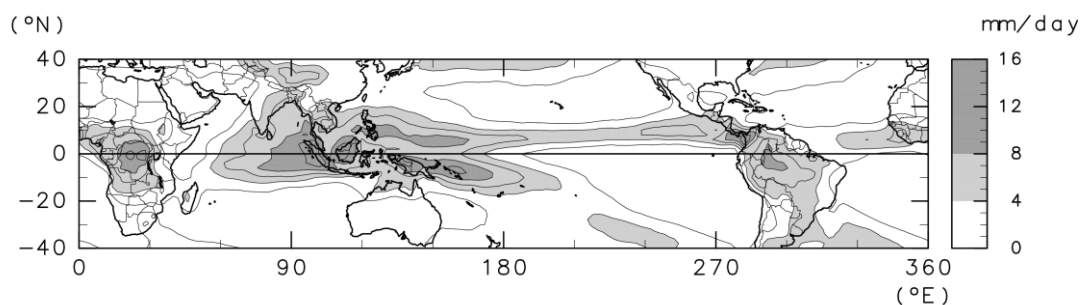
[†]北半球中緯度域の地上天気図をみると、温帯低気圧は発達しながら、真東というよりは北東に進むことが多い。逆に、移動性高気圧は南東に移動することが多い。このため、上昇流域は北に、下降流域は南にずれることになる。これは見かけの循環であるフェレル循環のひとつの側面である。

ハドレー循環の上昇気流域に相当する赤道付近では、地表付近では南北から風が収束し、活発な降水が生じている。これを**熱帯収束帯^高**(intertropical convergence zone; ITCZ)という。一方、ハドレー循環の下降気流域に相当する亜熱帯域では下降気流が生じ乾燥している。これを**亜熱帯高圧帯^高**(subtropical high pressure belt)という。たとえば、サハラ砂漠は亜熱帯高圧帯に位置している。



(NCEP/NCAR の客観解析データより作成)

図 9-2: 年平均した子午面循環

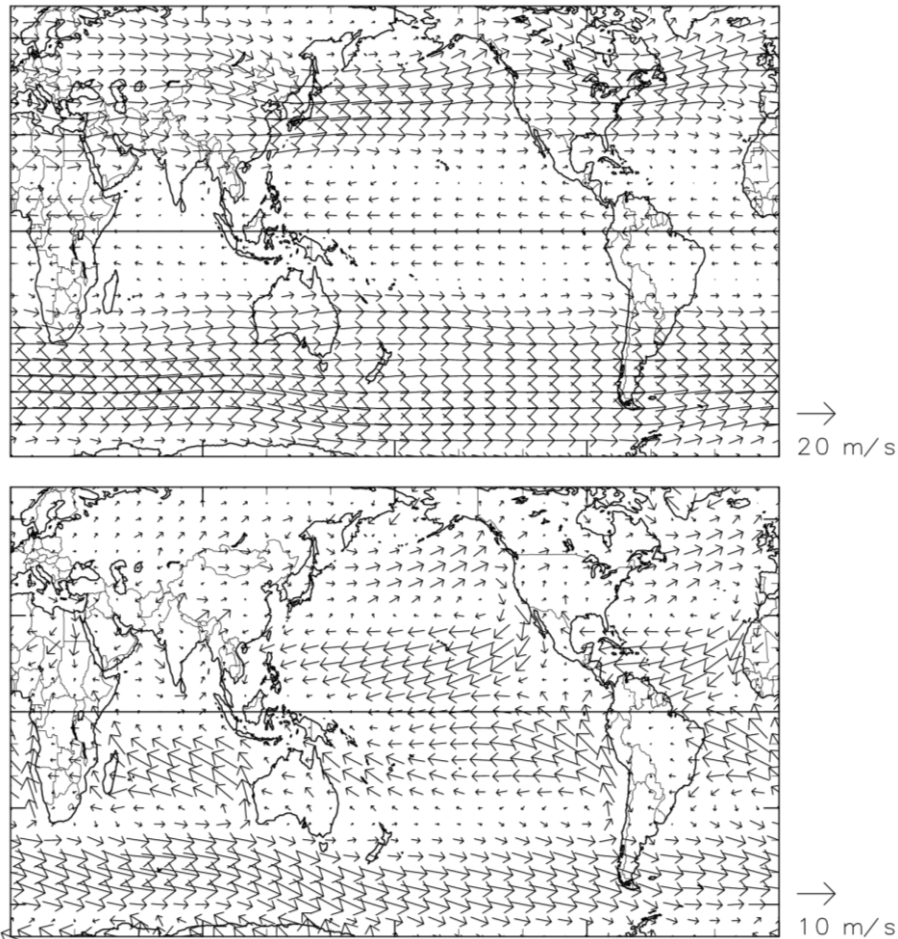


(NOAA の GPI データより作成)

図 9-3: 一日あたりの降水量の分布 (年平均)

熱帯、亜熱帯の下層では、熱帯収束帯に向かって風が吹いている。熱帯収束帯に向かう空気はコリオリ力によって西向きに運動するようになる。このため、熱帯収束帯には、北半球側からは北東風、南半球側からは南東風が吹き込んでいる。このような北東または南東風を**貿易風^高**(trade wind)とよぶ。貿易風は対流圏の下層のみでみられる。一方、上空では赤道から亜熱帯に向かって風が吹き出す。亜熱帯に向かう空気はコリオリ力によって東向きに運動するようになる。こうして偏西風が形成される。このうち、特に強い上空の西風を**ジェット**

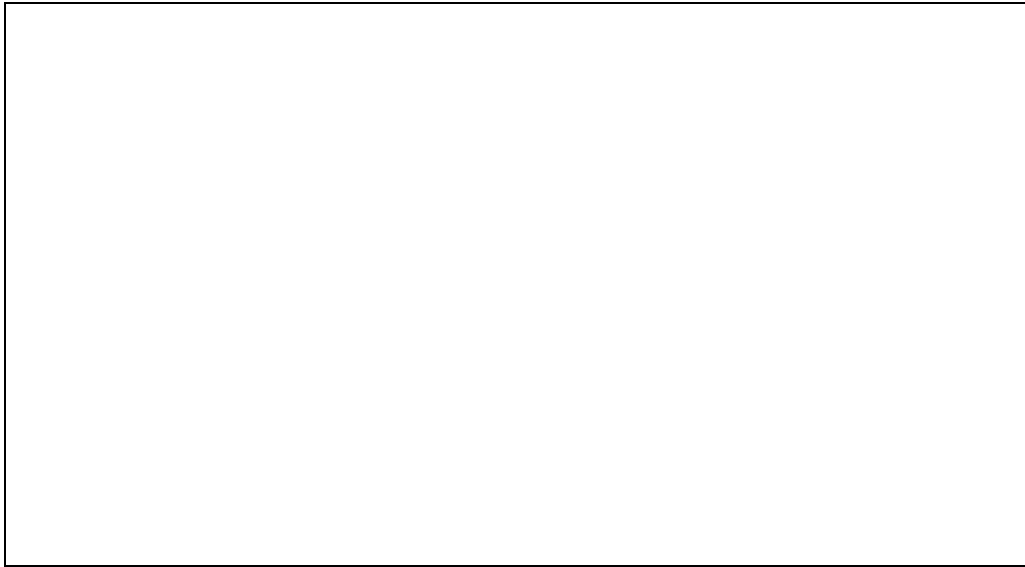
気流^高(jet stream)という。偏西風はしばしば南北に蛇行するが、これが偏西風波動であり、温帯低気圧の発生、発達に関係している。



(NCEP/NCAR の客観解析データより作成)

図 9-4: 500hPa 面 (上) と地上 (下) における年平均風速場

ジェット気流は**亜熱帯ジェット気流**(subtropical jet stream)と**寒帯前線ジェット気流**(polar-front jet stream)に分けられる。亜熱帯ジェット気流は北緯 30 度付近に比較的安定して存在する。一方、寒帯前線ジェット気流は亜熱帯ジェット気流より高緯度側に位置し、偏西風波動に伴って南北に移動する。変動が大きく不明瞭な場合もある。



(北海道放送のウェブサイトより、一部加筆)

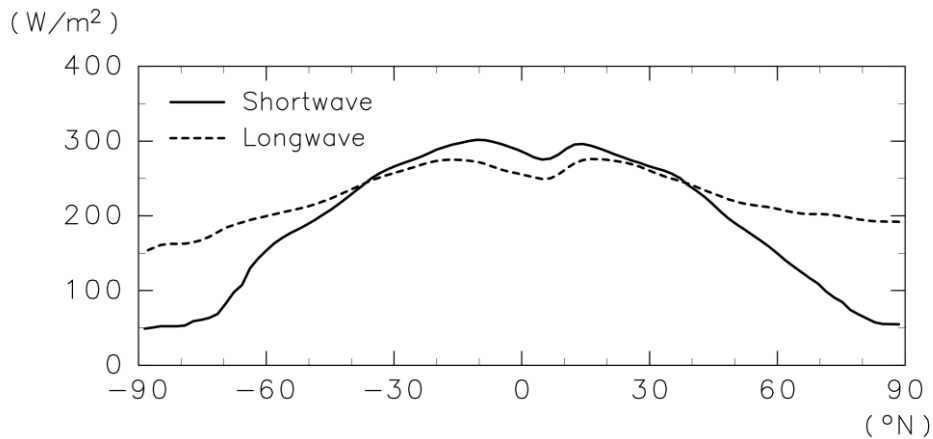
図 9-5: 200hPa 天気図 (2013 年 4 月 5 日 9 時)

(実線は等高度線、矢羽根は風向・風速、矢印は強風軸を表す)

問 9-1 赤道において東西風が 0 m/s であるとする。この空気塊が地球の自転軸まわりの角運動量を保存したまま北緯 20° に移動したら、東西風はどうか。風向と風速 (有効数字 2 桁) を答えよ。ただし、地球の半径を $6.4 \times 10^6 \text{ m}$ 、自転角速度を $7.29 \times 10^{-5} /\text{s}$ 、 $\cos 20^\circ = 0.940$ とする。

9. 2 熱輸送と熱収支

地球の平均気温はほぼ一定に保たれているので、地球全体で見ると、入ってくる熱と出ていく熱は等しいはずである。しかし、緯度ごとにみた場合、入射してくる太陽放射 (短波放射) は、赤道域のほうが極域よりも多い。地球から出ていく地球放射 (長波放射) も、温度の高い赤道域のほうが多いが、その差は、太陽放射の差に比べると小さい。このため、赤道域では入射のほうが過剰であり、極域では長波放射のほうが過剰である。



(NCEP/NCAR の客観解析データより作成)

図 9-6: 年平均した、大気上端での正味の短波放射と上向き長波放射
(実線は短波放射、点線は長波放射)

実際の地球の大気、海洋においては、緯度ごとの熱収支を保つように、赤道域から極域への熱輸送が行なわれていると考えられる。

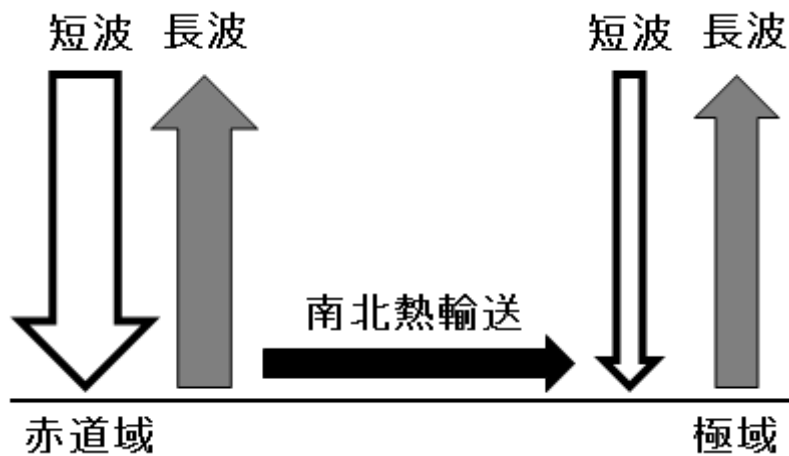


図 9-7: 緯度ごとの熱収支と南北熱輸送の模式図

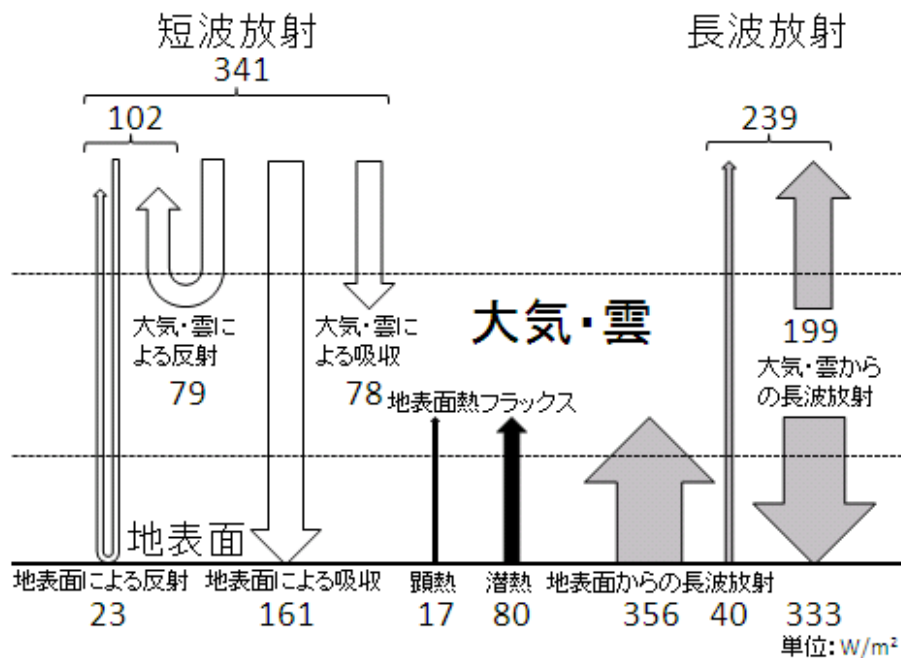
年平均地表面気温は、南極大陸を除けば、赤道域と極域では 40°C 程度の差がある。仮に南北熱輸送がなく、放射のみによって温度が決まると仮定した場合、温度差は 100°C 程度になる。

さて、全球で平均した大気の熱収支を考えてみよう。大気上端に入射した短波放射（太陽放射）のうち、アルベドに相当する割合が地表面や雲などによって反射される。反射されなかった分が、正味で入射した短波放射である。大気は可視光に対しては透明度が高いので、入射した短波放射の多くは、大気を直

接加熱するのではなく、地表面（地面や海面）を加熱するために使われる。

加熱された地表面や大気は長波放射（地球放射）を射出する。地球全体の熱収支を考えると、宇宙へ射出される長波放射は、正味で入射した短波放射に等しいはずである。大気は赤外線に対しては透明度が低いので、地表面からの長波放射の多くは、宇宙に直接は射出されない。逆に、地表面は大気からの長波放射を受ける。このため、地表面は、短波放射だけを受け取る場合と比べて余分に加熱されている。これが温室効果である（6.1 節参照）。

大気は放射だけでなく、加熱された地表面からの加熱も受ける。地表面の温度が大気よりも高いと、表面での熱輸送によって大気が直接加熱される。このようにして輸送される熱のことを**顕熱(sensible heat)**という。一方、地表面から大気へ水蒸気も供給される。水蒸気は大気中で凝結すると、凝結熱を放出して大気を加熱する。したがって、大気へ水蒸気を供給することは潜在的に大気を加熱することを意味する。このようにして運ばれる熱を**潜熱(latent heat)**という。全球で平均すると、地表面から大気への熱輸送に対する寄与は、顕熱よりも潜熱のほうが大きい。



(Trenberth 2009 より作成)

図 9-8: 全球で平均した熱収支