

はじめに

気候変動がこれほど注目されている時代はない。夏や冬の月平均気温が平年（一般には過去 30 年平均値）に比べて 3°C 程度高かったり、低かったりすれば、世間には異常気象という言葉が氾濫する。加えて地球温暖化という別の時間スケールの現象が、話をさらに複雑にしている。ひとたび極端な気象に見舞われると、我々はその変動成分である平均値からのズレ（偏差）に注目しがちである。しかし、平均的な気候の形成要因についての理解なくしては、問題の本質を捉えているとは言えない。日本の気候を例に取れば、毎年あたりまえのように訪れる春夏秋冬も、実はよく観察すると、単純な太陽入射量の季節変化に対して大きく変形されている。この理由は、大気や海洋、雪氷、植生、土壌などの様々なサブシステム間の相互作用とフィードバックにある。

モンスーンという言葉からは、暖かい南よりの湿った風、もしくは冬季の乾いた冷たい北風が連想される。本書では、これらの風や雨の 3 次元的な構造を記述するだけでなく、それらを作り出すシステムの説明に紙面を割いている。モンスーンの前に「グローバル」を付けた理由は、モンスーンが海洋上を含む、熱帯から中緯度の広範な領域に渡って分布しているだけでなく、領域間の相互作用が重要であることに根ざしている。

本書はある程度の気象学の基礎を有した学部の 2・3 年生、もしくは修士課程から新たにグローバル気候学を学ぶ学生や、気象予報士、若い研究者を対象とし、気候システムの理解に必要な気候力学と海洋力学のエッセンスを大局的に修得することを目的としている。主に取り扱う地域は高緯度を除く広範なモンスーン地域とし、その中で起こっている大気・海洋・陸面間の相互作用の実例を交えながら、気候システムの奥深さを理解できるよう努めた。

便宜上、本書の前半では熱帯における海洋力学を取り扱い、その後にモンスーン気候力学を論じている。これは、力学的には海洋力学も気候力学も基本とする方程式は同じであること、遅延振動子のように、各種の波動や大気海洋相互作用を実際の現象として認識し易いためである。

当初は数式をあまり使わずに、用語や現象の紹介にとどめることも考えたが、より深く物理機構を理解するために、あえて方程式を取り入れた。ただ

し、最終的な関係式のみを掲載するのではなく、初めての人でもつまづかないように、数式を最初から丁寧に導出することにも腐心している。これは、筆者自身が学生時代に、難解な教科書の導入部で断念してしまった苦い経験に基づいている。

気候力学は既存の気象力学を基礎とし、過去四半世紀の間、地球温暖化などに代表される気候変動の理解に対する社会的な要請の中で急速に発展している。本書では基礎的な内容に加え、最近発見された現象や、議論中の事項も積極的に取り入れている。

気候システムという広範な内容を一人で執筆するのは暴挙であり、かなりの勇気を必要とした。敢えてこれを行ったのは、一人の著者の理解の範囲内ではあるが、一つの基軸から全体像を見わたす訓練も、学問の細分化が進む中で大事ではなかろうかと思ったからである。この本を通じて多くの人が、気候の形成や変動の謎解きの面白さに興味を持つようになっていただけたら幸いである。

目次 CONTENTS

はじめに

1 気候学と海洋学 climatology and oceanology 1

- 1.1 気候学と気候システム学 climatology and climate system study 2
- 1.2 力学フレームワークの概観 dynamical framework 3
- 1.3 海洋と大気大循環の見方 general circulation of ocean and atmosphere 5
 - 1.3.1 海洋混合層と温度躍層 mixed layer / thermocline 5
 - 1.3.2 海面高度と海水温 sea surface height / sea surface temperature 7
 - 1.3.3 速度ポテンシャルと流線関数 velocity potential / stream function 13
 - 1.3.4 対流活動の空間構造 spatiotemporal structure of convective activity 19

2 気候研究に必要な海洋力学

minimum ocean dynamics for climate study 23

- 2.1 エル・ニーニョ現象 El Niño phenomena 24
 - 2.1.1 大気海洋結合系の概観 Bjerknes feedback 24
 - 2.1.2 直接・間接影響 direct and indirect impact 33
 - 2.1.3 3種類の振動理論 three oscillators 35
- 2.2 風によって駆動される表層循環 wind-driven circulation 39
 - 2.2.1 エクマン輸送 Ekman transport 39
 - 2.2.2 スヴェルドラップ輸送 Sverdrup transport 46
 - 2.2.3 スヴェルドラップ輸送の応用例 application of Sverdrup theory 48
 - (a) 充填・放出振動子理論 recharge-discharge oscillator 48

- (b) 西岸境界流 western boundary current 50
- 2.3 海洋波動 ocean wave 52
 - 2.3.1 ケルビン波 Kelvin wave 52
 - 2.3.2 ロスビー波 Rossby wave 58
- 2.4 大気海洋結合系 air-sea coupled wave 60
 - 2.4.1 遅延振動子 delayed oscillator 60
 - 2.4.2 エル・ニーニョの予測と季節内振動
forecast of El Niño / intraseasonal variation 61
 - (a) 周期 frequency of ENSO 61
 - (b) 季節内変動 intraseasonal oscillation 62
 - 2.4.3 WES フィードバックと ITCZ の北偏 mystery of ITCZ 65
- 2.5 インド洋での大気海洋相互作用 progress in the Indian Ocean 71
 - 2.5.1 インド洋ダイポールモード dipole mode in the Indian Ocean 71
 - 2.5.2 赤道モンスーンと ENSO の結合 ENSO-monsoon interaction 74
 - 2.5.3 インド洋のコンデンサー効果 capacitor effect of the Indian Ocean 81

3 モンスーン気候力学 climate dynamics involved in the monsoon 91

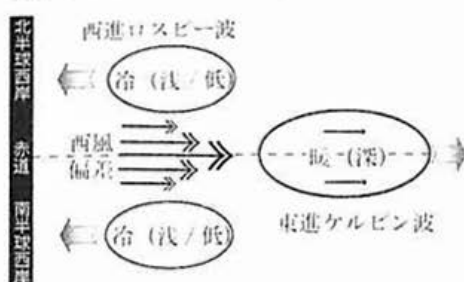
- 3.1 古典的な概念と新たな解釈 conventional idea and new paradigm 92
 - 3.1.1 巨大海陸風循環説 gigantic land-sea breeze 92
 - 3.1.2 大気の大気熱源応答 heat-induced response to atmosphere 96
 - 3.1.3 熱源の特定 ~ $Q_1 \cdot Q_2$ 法 ~ Q_1, Q_2 method 106
 - (a) 熱力学方程式と水蒸気保存則 heat and moisture budget 106
 - (b) 積雲対流による鉛直渦熱輸送 cumulus parameterization 112
- 3.2 季節変化 seasonal change 120
 - 3.2.1 地域特性の差異 stepwise seasonal evolution 120
 - 3.2.2 大気海洋相互作用 air-sea coupled process 126
 - (a) 7月中旬の対流ジャンプと海面水温 convection jump 126
 - (b) 海面水温を変化させる要因 regulation of SST 131
 - (c) 広域モンスーンの開始 the first transition 133

(d) 大気海洋陸面結合系としての季節進行	
integrated view of seasonal change	138
3.3 年々変動	inter-annual variation 142
3.3.1 ENSO-モンスーン論の進展	ENSO-monsoon paradigm 142
3.3.2 日本の夏季天候の支配要因	anomalous hot summer 153
(a) 定常ロスビー波	stationary Rossby wave 153
(b) 太平洋高気圧	Pacific high 161
3.3.3 日本の冬季積雪変動	snowfall variation in Japan 166
3.4 様々な時間スケールの変動	various climate variations 169
3.4.1 温暖化予測	projection of global warming 169
(a) 夏季モンスーン	Asian monsoon in future 170
(b) 盛夏期に至る季節変化と梅雨前線	duration of Baiu season 171
(c) 冬季モンスーン	winter monsoon 177
3.4.2 古気候研究からのアプローチ	paleoclimate modeling 181
(a) 地球軌道要素と日射量変動	orbital elements and insolation 183
(b) 過去の温暖期と寒冷期	hypsothermal and last glacial maximum 190
3.4.3 日変化	diurnal variation 196
おわりに	210
Appendix	212
和文索引	217
英文索引	227

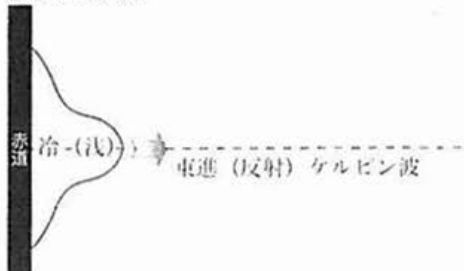
*なお、図表に関しては、原図の多くが英語表記のため、本書に転載するにあたり、和文文化を削っている。内容に関わる大幅な変更を行っていない場合は、「～(原典名)による」という表現に統一している。

【遅延振動子】

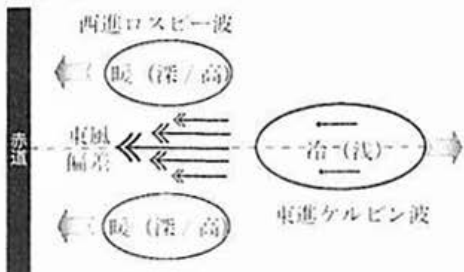
(a) エル・ニーニョ時



(b) 遷移期

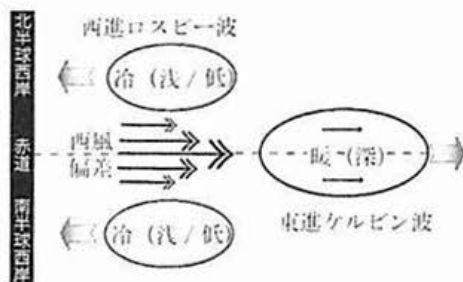


(c) ラ・ニーニャ時

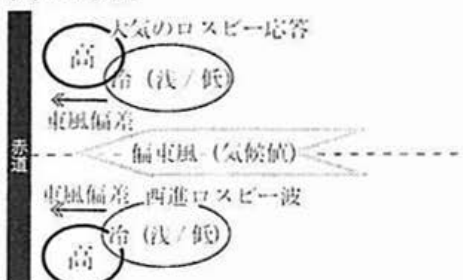


【西太平洋振動子】

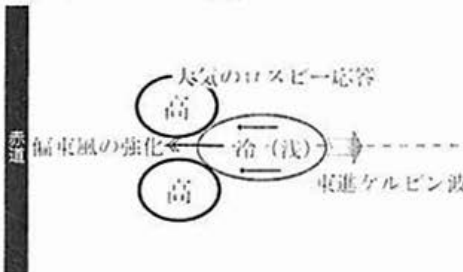
(d) エル・ニーニョ時



(e) 遷移期



(f) ラ・ニーニャ時

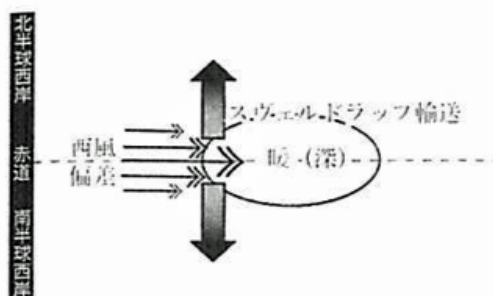


付近で収束する(図2.1.9(a))。赤道域に集積した暖水はケルビン波として東進し、東部赤道太平洋の温度躍層を押し下げ、海面水温の上昇が引き起こされる。気候学的には東部赤道太平洋の温度躍層は西部赤道太平洋に比べて浅いので、躍層の深度の変化が海面水温の変化に現れやすい。このため、エル・ニーニョに伴う東太平洋の海面水温の上昇は、ラ・ニーニャ期の西部赤道太平洋よりも大きな値となる。

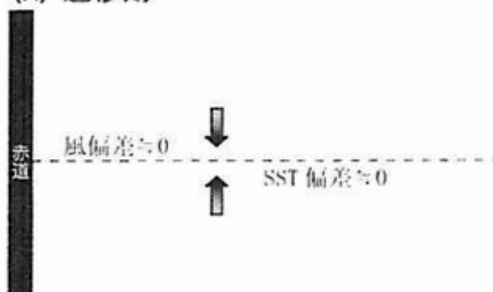
赤道を中心に西風偏差が生じた状態は、南北方向に風の水平シアを生み出す。北半球側では反時計回り、南半球では時計回りの循環になるが、ともに低気圧性の渦なので、エクマンポンピングによる湧昇が起こり、躍層の深度が浅くなるとともに冷たい海水が表層に現れる。この冷たい海水は、赤道から離れ

【充墳・放出振動子】

(g) エル・ニーニョ時



(h) 遷移期



(i) ラ・ニーニャ時

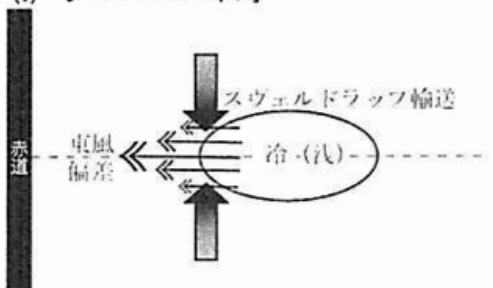


図 2. 1. 9

エル・ニーニョからラ・ニーニャへの移行過程における遅延振動子(a)～(c)、西太平洋振動子(d)～(f)、充墳・放出振動子(g)～(i)の模式図

ているためコリオリの β 効果を復元力とする西進ロスビー波が励起される。

海洋ロスビー波は太平洋の西岸付近で反射し、今度は冷水ケルビン波として再び東部赤道太平洋を目指す(図 2. 1. 9(b))。このため東部赤道太平洋では、温度躍層の上昇、すなわち海面水温の低下が起こる。赤道域における西高東低の海面水温の勾配はさらに大きくなるので、偏東風は図 2. 1. 9(c)のように強化され、結果としてエル・ニーニョ時とは反対の高気圧性循環が赤道から少し離れたところに生成される。高気圧性の循環内では、エクマン収束によって海洋表層の暖水が集まり、西進ロスビー波となって太平洋の西岸に向かう。西岸に到着した暖水ロスビー波は、西部赤道太平洋の海水温の上昇をもたらし、ラ・ニーニャの状態へと移行する。

降水量・850 hPa 風ベクトル
(10°N-20°N)

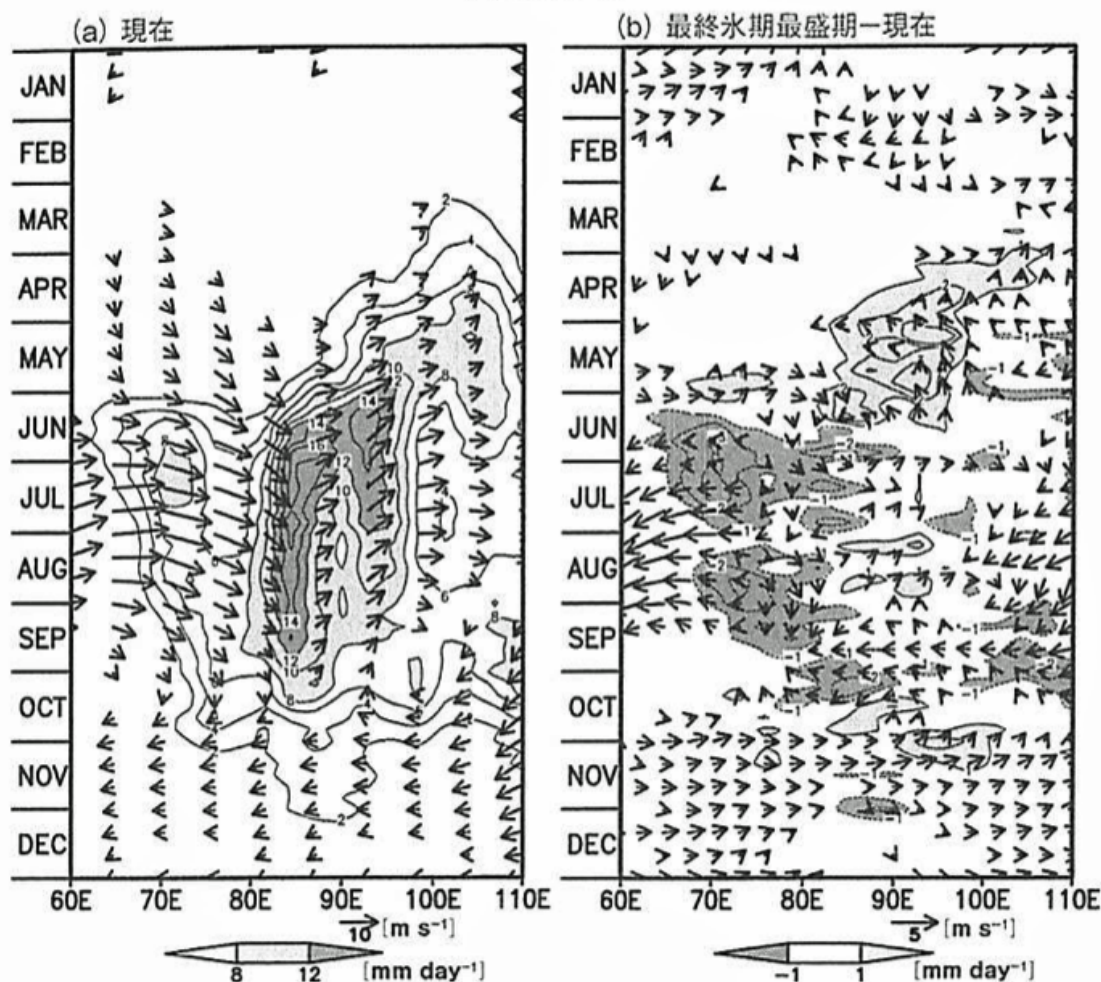


図 3. 4. 19

10°N-20°N における降水量と 850 hPa 風ベクトルの緯度時間断面図
(a)産業革命前 (preindustrial: PI) の現在気候値, (b) LGM の PI からの
偏差. (b) の偏差における薄い(濃い)陰影は降水量の増加(減少)を表す
(Ueda et al., 2011 による).

い.

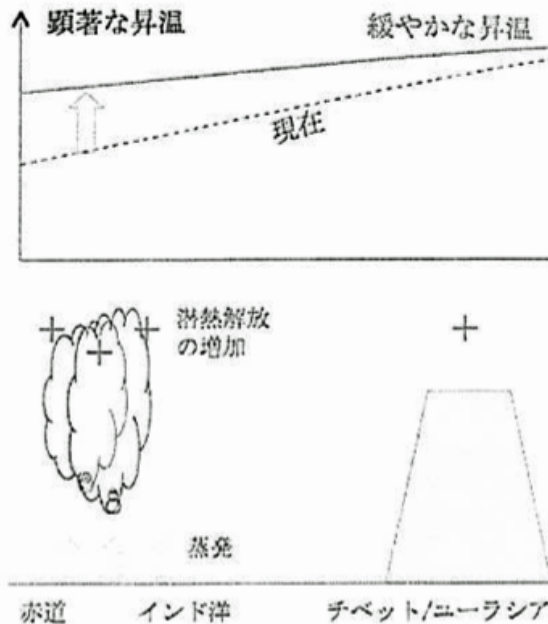
このように、過去におけるモンスーンの研究は、季節サイクルの理解を深化させるだけではなく、季節サイクルの変調とプロキシデータとの比較を通して気候モデルに内在する物理過程を評価できるところに、モンスーン研究と古気候研究の接点を見出すことができる。

補足 3.6

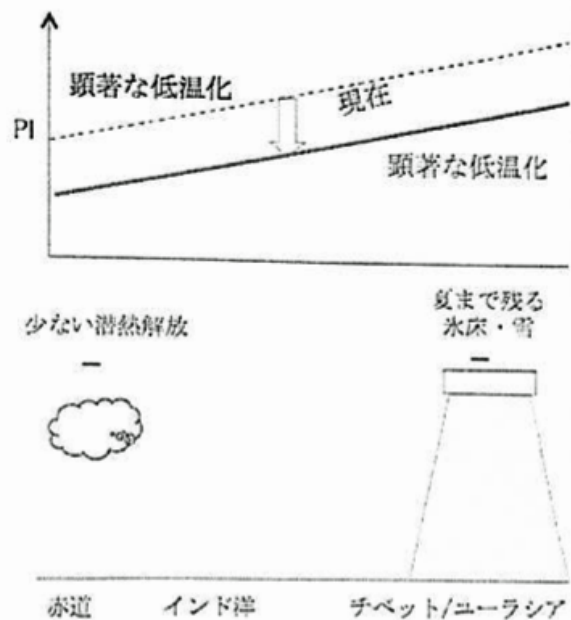
古気候研究と温暖化研究の接点

3.4.1 節で論じた温暖化に伴う夏季モンスーンの変動と、前述の最終氷期におけるモンスーンの変調を、南北温度勾配の観点から比較したものを補足図 3.6 に

(a) 温暖化時：南高北低の勾配（偏差）



(b) 最終氷期最盛期：勾配は変化せず



補足図 3. 6

アジア・インド洋域における対流圏中上層の夏の温度勾配

(a) 温暖化時、(b) 寒冷期(最終氷期)。破線は現在の温度勾配を表す。

示す。夏のモンスーンは図 3.2.9 で説明したように、アジア大陸上の対流圏中・上層の気温がインド洋よりも相対的に高い「南低北高」の温度コントラストによって特徴付けられる(破線)。温暖化時は全球で気温が上昇するが、熱帯域では対流活動の活発化に伴う凝結熱加熱によって大気が暖められるため、現在とは反対の「南高北低」の気温勾配偏差になる(図 3.4.1(c) 参照)。この温度コントラストの弱化は、モンスーン循環の弱化とも整合的である(図 3.4.1(a) 参照)。一方、最終氷期のように寒冷化時には、熱帯の対流活動が弱まるので、温暖化とは反対に対流圏の中・上層の気温は低下する。興味深いことに、大陸上の気温も熱帯域とほぼ同じだけ低下する。この理由は、夏に融解せず残った雪や北半球高緯度の氷床が大気を冷却していることによる。つまり、最終氷期の温度勾配は現在とほとんど変わらない。それでは何故、寒冷化時のモンスーン循環と降水は弱化するのでしょうか。この理由は、大気中の蒸気圧が温度の関数であるという「クラウジウス-クラペイロンの式(Clausius Clapeyron equation)」で説明される。つまり温暖化時には、大気中に含み得る水蒸気量が増加するため、降水量は熱帯や水蒸気が収束するモンスーン地域で増加するが、寒冷化時にはその反対に減少するのである。このように、モンスーンの変動を議論する際には、温度コントラストを決定する熱帯の対流活動と、大陸上の陸面過程を同時に診断する必要がある。

Appendix-1 β 面近似の導出

緯度 θ_0 でのコリオリパラメーターを f_0 とし、 θ_0 の近くでコリオリパラメーター $f = 2\omega \sin \theta$ をテイラー級数で展開 (Appendix 末注 1 参照) すると、

$$f = 2\omega \left[\sin \theta_0 + \cos \theta_0 (\theta - \theta_0) - \frac{\sin \theta_0}{2} (\theta - \theta_0)^2 + \cdots \right] \quad (\text{AP1.1})$$

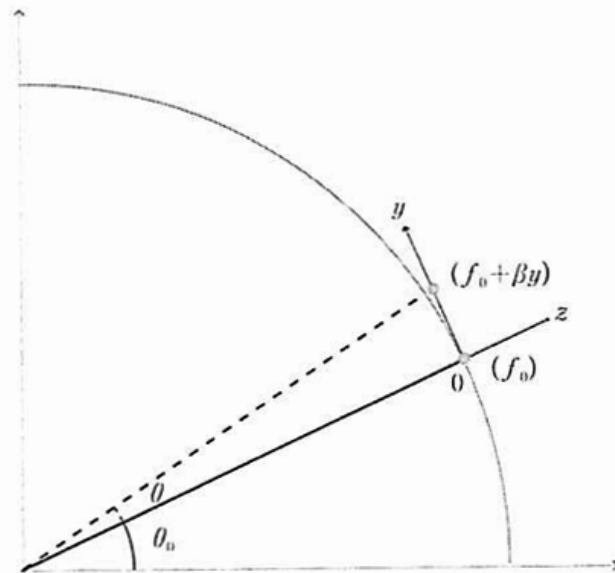
のように表せる。これは θ_0 の周囲での海洋や大気の運動を考えていることに相当し、東西方向に伝播する波動を論じる際に有効である。補足図 AP.1 に示すように、扇形の中心角の大きさを θ_0 、そこから少しずれた位置の中心角とそこからの距離をそれぞれ θ 、 y とすれば、地球の半径 R を用いて、

$$\frac{y}{R} \approx \theta - \theta_0 \quad (\text{AP1.2})$$

と近似できる。 θ_0 の周辺での局所的な運動を考えるということは、 y と R の比が 1 より十分に小さい ($y/R \ll 1$) 状態を仮定することになる。この場合、(AP1.1) 式の右辺第三項以下は省略できるので、

$$f = 2\omega \sin \theta_0 + \frac{2\omega \cos \theta_0}{R} y \quad (\text{AP1.1a})$$

となる。転向力の南北方向の変化量、すなわち (AP1.1a) 式を y で微分した値を β とおくと、



補足図 AP.1

θ 座標系から局所直交座標系への変換

$$\beta \approx \frac{df}{dy} = \frac{2\omega \cos \theta_0}{R} \quad (\text{AP1.3})$$

のように、ある緯度 θ_0 での β が求まり、(AP1.1a)式は $f_0 = 2\omega \sin \theta_0$ を用いて、

$$f = f_0 + \beta y \quad (\text{AP1.4})$$

と書ける。このようにコリオリパラメーターを極座標系から局所 x - y 座標系に書き換える(近似する)ことを β 面近似(β -plane approximation)と言う。赤道域での海洋ロスビー波の伝播緯度($\theta_0 = 5[\text{度}]$)では、 $\omega = 7.3 \times 10^{-5} [\text{rad s}^{-1}]$ 、 $R = 6.4 \times 10^6 [\text{m}]$ を用いて $f_0 \approx 1.3 \times 10^{-5} [\text{s}^{-1}]$ 、 $\beta \approx 2.3 \times 10^{-11} [\text{m}^{-1} \text{s}^{-1}]$ と求まる。

Appendix-2 スヴェルドラップの関係式(2.2.9)の導出

(2.2.8)式を V_s について変形すれば、

$$V_s = \frac{f}{\beta} \text{curl} \left(\frac{\vec{\tau}}{\rho f} \right) = \frac{f}{\rho \beta} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{f} \right) \right] \quad (\text{AP 2.1})$$

τ_x および f は y の関数なので右辺第2項は商の微分になる。また $f = \beta y$ の微分は $f' = \beta$ であることを考慮すると右辺第2項は、

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{f} \right) = \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \frac{1}{f} - \tau_x \frac{f'}{f^2} = \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \frac{1}{f} - \tau_x \frac{\beta}{f^2} \quad (\text{AP 2.2})$$

であるので、(AP 2.2)式を(AP 2.1)式に代入すると、

$$\frac{f}{\rho \beta} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{f} \right) \right] = \frac{f}{\rho \beta} \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{f} \right) - \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} \frac{1}{f} - \tau_x \frac{\beta}{f^2} \right) \right] \quad (\text{AP 2.1a})$$

のように変形できる。 f は変数 x に対しては定数として扱えるので(1a)式は、

$$\frac{1}{\rho \beta} \left[\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right] + \frac{\tau_x}{\rho f} \quad (\text{AP 2.1b})$$

となる。ここでエクマン輸送量は(2.2.1b)式すなわち $V_{EK} = -\tau_x / \rho f$ なので(AP 2.1b)式はさらに、

$$\frac{1}{\rho \beta} \left[\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right] - V_{EK} = \frac{1}{\rho \beta} \text{curl} \vec{\tau} - V_{EK} = V_s \quad (\text{AP 2.1c})$$

のように簡略化できる。つまりスヴェルドラップ輸送とエクマン輸送の和は、

$$V_{EK} + V_s = \frac{1}{\beta} \text{curl} \left(\frac{\vec{\tau}}{\rho} \right)$$

おわりに

近年、大学院の重点化政策によって学生の質が大きく変化している。現在教鞭をとっている筑波大学をはじめ全国の大学の修士課程の学生数はどこも大きく増大した。各大学は様々なバックグラウンドを持った学生を受け入れつつあり、彼ら彼女らの多くは気候学、気象学などの基礎的な授業を満足に受けていない場合が多いと聞く。時代の功罪か、現在ではネット上にあるデータセットやパッケージ化された数値モデルを走らせて出てきた結果を図にすれば、体裁のよい卒論や修論を書くことができる。しかし背後に潜む物理プロセスまで思いを馳せて、本当に自然の真理を探求した研究なのか疑いたくなるような論文が粗製濫造されているのも事実で、一地方大学の教員として何とかしなければならぬという思いから、本書の上梓を思い立った。

1980年代後半から高まりを見せた地球環境問題は、21世紀に入り地球温暖化を中心として、人々に広く認識されつつある。IPCCとアル・ゴア元米国副大統領による2007年のノーベル平和賞の共同受賞は、時代の空気を端的に示している。気候変動に関する議論は、いわゆる「宇宙船地球号」の舵取りにおいて重要な位置を占めつつあることに、異論を唱える人はいないであろう。しかしながら、結論を性急に求めるあまり、プロセス研究の検証や解釈が十分でないまま、膨大な情報が一人歩きすることが多くなったように感じられる。

学生に地球温暖化研究に関して質問したところ、「すでに多くの先達の研究があり、新たな開拓領域がないのでは」というやや食傷気味の声を聞く。本当にそうであろうか。むしろ、温暖化研究によって、気候システムに内在するサブシステム間のフィードバックの理解と定量化が、待ったなしに重要な課題となりつつあるのではないだろうか。フィードバックとカタカナで書くと理解した気分になるが、実際には異なる専門分野間の壁を超えた境界領域の研究が必要となる。これは、外部資金などの謳い文句に出てくる学際分野の研究に相当し、既存の概念に縛られない若い人たちの活躍の場としても期待が高まっている。つまり、時代は、これまでのように一専門分野だけを取り扱う研究者ではなく、双方を有機的に結びつける研究者を求めている。本書によって、次世代を担う様々な学問分野の若い人たちが、地球気候システム研究の扉を開けるき

っかけになれば一大学教員として望外の喜びである。

前述のように、気候学は記述的な学問から、メカニズムに言及する気候力学へと進化を続けている。筆者の所属する気候学・気象学教室も、このような時代の流れの中で、気候学という学問体系を、地理学および地球物理学という枠組みの中で改めて見直す必要に迫られている。本書の執筆を通し、気候学がこれまでに果たしてきた役割、そして学際的な面を内包するポテンシャルにも改めて気付かされた。

執筆を開始した平成20年の春から約2年半の間に、井上知栄研究員、大庭雅道準研究員(当時)をはじめとする climate 研究室のメンバーには、議論や図の作成など、多岐に渡ってお世話になった。また、筑波大学地形学分野の松倉公憲名誉教授には、執筆すべきか迷っている時に、貴重なご助言をいただいた。筑波大学出版会の編集委員を務められている人文地理分野の田林明教授には、入稿の遅れにもかかわらず終始明るく励まして頂いた。図3.1.1はカルトグラファーの小崎四郎氏に作成いただいた。筑波大学出版会の安田百合氏には、脱稿から制作にかかる様々な作業に尽力していただき無事出版の運びとなった。ここに記して心より御礼申し上げたい。

平成23年12月

植田宏昭