

## 玩具で遊ぼう\*

—放射平衡模型の使い方—

廣 田 勇\*\*

教科書が単なるマニュアルであってはならないのと同じように、大学における講義とは、事実の紹介や既成知識の伝授にとどまらない「ものの見方」を教えるものでありたい。このような願いから、常日頃、自分なりに工夫してきた講義ノートの埋め草の中から、いわゆる「教育的玩具」(Educational Toy) の名で良く知られている「ゼロ次元放射平衡模型」を題材として選び、大気大循環の本質を考えるヒントをいくつか提示してみようと思う。

玩具とは言っても、これは決してチャチなおもちゃではない。考えて見れば、我々は幼いときから、積木あそびの中に幾何学の、独楽まわしの中に力学の、凧揚げの中に流体物理の、基本的な原理を本能的に会得してきたのではなかったか。それは、最新型宇宙ロケットの組立て工程や打ち上げ現場を見学するよりもはるかに「教育的」であるにちがいない。

### 1. ゼロ次元模型の原型

大気大循環論を支える大きな柱のひとつは地球の熱収支である。それ故、殆どどの教科書の最初の部分に、太陽放射と地球放射の関係を簡略化した放射平衡の考え方が説明されている。

ここでは、以下の議論の出発点となるゼロ次元放射平衡模型を、用いる記号の定義と数値を含め、簡単に復習しておこう。

まず、次の3項目を仮定する。

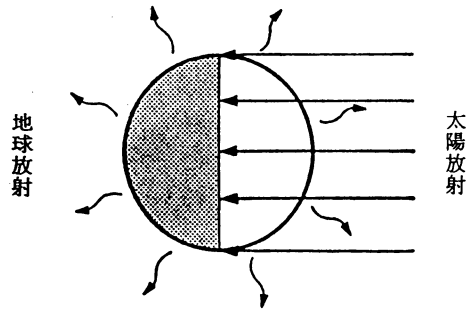
**仮定 1 :** 大気の厚みを無視した一層の皮膜で覆われた地球を考える。

**仮定 2 :** その表層の温度は熱的に平衡状態にある。

**仮定 3 :** その温度は、本来、緯度  $\theta$ 、経度  $\lambda$ 、時間  $t$  の関数  $T(\theta, \lambda, t)$  のはずであるが、簡単のため一定値  $T_e$  であるとする。(  $T_e$  が時間空間によらないのでこれをゼロ次元と言う。)

そのとき、地球の熱収支は次の3つの過程によってきまる。

- (1) 太陽放射の地球に対する入射。  
その強度は太陽定数  $S$  で与えられる。
- (2) 太陽入射の地球による反射。



第1図 太陽放射と地球放射の関係を表す模式図。

反射能 (Albedo) を  $A$  で表す。

- (3) 地球から宇宙空間へ向けての地球(赤外)放射。  
その強度は黒体放射に関するステファン・ボルツマンの法則 ( $B = \sigma T^4$ ) で近似的に表わされる。

仮定 2 により、

$$[\text{太陽入射}] - [\text{反射}] = [\text{地球放射}] \quad (1-1)$$

の関係になっている。

第1図に即して考えれば、地球への入射は地球の断面積  $\pi a^2$  ( $a$  は地球の半径) に  $S$  をかけたもの、反射はその積に  $A$  を乗じたもの、一方、地球放射は全表面積  $4\pi a^2$  から出てゆくから、結局 (1-1) 式は

\* On the use of an educational toy.

\*\* Isamu Hirota, 京都大学理学部.

$$\pi a^2 S - \pi a^2 SA = 4\pi a^2 \sigma T_e^4 \quad (1-2)$$

となり、これから直ちに「放射平衡温度  $T_e$ 」が

$$T_e = \left[ \frac{S(1-A)}{4\sigma} \right]^{1/4} \quad (1-3)$$

として得られる。

これに観測から知られている値 ( $S=1,370 \text{ W/m}^2$ ,  $A=0.30$ ) およびステファン・ボルツマン定数 ( $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \cdot \text{deg}^4$ ) を代入すれば,  $T_e=255^\circ\text{K}$  ( $-18^\circ\text{C}$ ) という, もっともらしい温度の見積りが得られる。

このように, かなり大胆な, 非現実的とも思える仮定を置いたにもかかわらず, 得られた結果がまともなのは, このゼロ次元模型が地球の熱収支の本質を良くとらえた, 出来の良い玩具であることを示唆している。従って以下の各節では, この玩具をいろいろとひねり回して遊びながら, 熱収支の意味をより深く考察してみることにしよう。

## 2. 平衡と時間

上に述べた原型の式 (1-3) は, 平衡の仮定から導かれたものであり, 当然, 時間  $t$  は表向きに含まれていない。このことを逆手にとって, 手はじめに次の2通りの遊びを試みる。

### 遊び方その1: 瞬間的平衡

放射平衡を第1図のように地球全体で考えるかわりに, 地球上のそれぞれの場所で独立かつ瞬間的に成り立つとしよう。この場合, それぞれの場所の温度は太陽高度角できまらざるである。

太陽高度角が  $\chi$  ( $0 \leq \chi \leq \pi/2$ ) の場所の単位面積当りの入射量は  $S \cdot \sin \chi$  である。とりあえずアルベド  $A$  は場所によらないとすれば反射量は  $SA \cdot \sin \chi$ , 一方地球放射はその場所の温度  $T = T(\chi)$  できまるから  $\sigma T^4(\chi)$  である。

場所ごとに平衡を考えるのであるから, 球面を表わす  $\pi a^2$  や  $4\pi a^2$  は関係なく, (1-2) 式に対応する放射平衡式として,

$$S \cdot \sin \chi - SA \cdot \sin \chi = \sigma T^4(\chi) \quad (2-1)$$

が得られ, これから直ちに

$$\begin{aligned} T(\chi) &= \left[ \frac{S(1-A)}{\sigma} \cdot \sin \chi \right]^{1/4} \\ &= (4 \sin \chi)^{1/4} \cdot T_e \end{aligned} \quad (2-2)$$

と表わされる。

この式を見れば, 太陽の直下点 ( $\chi = \pi/2$ ) では

$T = 4^{1/4} T_e \approx 360^\circ\text{K}$ ,  $\chi = 1/4$  (角度にして約  $14^\circ$ ) のとき

$T = T_e$ , そして陽の当たらない場所 ( $\chi = 0$ ) ではすべて  $T = 0^\circ\text{K}$  であることがわかる。

これはどう見ても非現実的である。つまり「放射平衡が瞬時に成り立つ」と考えるのは不相当ということになる。

### 遊び方その2: 昼と夜

それでは次に, 考える時間をもう少し長く取り, 半日を単位としてみよう。第1図の考え方を, 昼側と夜側に分けて見ると, 半球の表面積は  $2\pi a^2$  だから, 昼側の温度  $T_D$  を一定として

$$\pi a^2 S(1-A) = 2\pi a^2 \sigma T_D^4 \quad (2-3)$$

とかける。すなわち

$$T_D = \left[ \frac{S(1-A)}{2\sigma} \right]^{1/4} = 2^{1/4} T_e = 303^\circ\text{K} \quad (2-4)$$

であり, やはり経験 (実測) に合わない高温である。(一方, 夜側は  $S=0$  だから  $T_N=0^\circ\text{K}$ )

このふたつの計算からわかることは, 放射平衡を1日より短い時間で考えてはいけないうことである。その理由として, 地球を覆う大気層が「熱的慣性」を持っていることが示唆される。つまり, 大気層の厚みにより, 「放射平衡に要するタイムスケール」という概念がここにおいて必要となるわけである。(逆に言えば, 大気を持たない月の表面温度は, 案外 (2-2) 式の  $T(\chi)$  に近いであろうと想像される。)

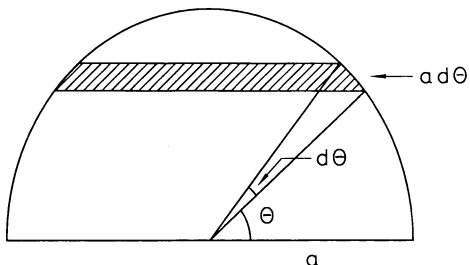
放射の「時定数」の正確な見積りには, かなり複雑な計算が要求される。ここでは, むしろ, 強引とも思える直観を働かせて考えると, 上に述べた太陽直下点と裏側 (あるいは昼側と夜側) の温度差が約  $300^\circ$  であるのに対し, 経験的な地上気温の日較差がおよそ  $10^\circ$  のオーダーであることから, 平衡に要する時間の長さは10日~20日程度であろうと見積もることができる。

更に言えば, この時間の長さが, 年や季節よりは短いこと, および, 大気の運動の持つ時間スケール (例えば風速  $\leq 10 \text{ m/sec}$ . で赤道-極間  $10^4 \text{ km}$  を割った時間) にほぼ等しいことは, 大循環を考える上で最も基本となる時間の枠組を与えているのである。

## 3. 平均値の意味

基本模型 (1-3) 式で得られた平衡温度  $T_e = 255^\circ\text{K}$  とはいったい何を意味する値なのであろうか。それは場所や時刻によって異なる温度  $T(\theta, \lambda, t)$  のある種の「平均値」に対応するものなのであろうか。

そこで, 遊び方1と2で得られた温度をあらためて地球全体で平均してみよう。



第2図 緯度別に放射平衡を考える (4-1) 式の補助図.

(2-2) 式の  $T(\chi)$  の等値線は太陽直下点を中心とする同心円で、その円周の長さは  $2\pi a \cdot \cos \chi$  だから球面全体の平均値は

$$\begin{aligned} \bar{T}_x &= \frac{1}{4\pi a^2} \int_0^{\pi/2} T(\chi) 2\pi a^2 \cos \chi d\chi \\ &= \frac{2}{5} \left( \frac{S(1-A)}{\sigma} \right)^{1/4} \quad (3-1) \\ &= \frac{2\sqrt{2}}{5} T_e = 144^\circ\text{K} \end{aligned}$$

となる。

同様に昼と夜の全球平均値は  $\bar{T}_{DN} = (T_D + T_N)/2 = 152^\circ\text{K}$  であり、ともに  $T_e (255^\circ\text{K})$  よりはるかに低温である。

それでも (1-1) 式の意味での熱の出入り勘定はそれなりにちゃんと成り立っている。その理由は、地球放射が温度  $T$  に関し、線型 ( $T$  の1乗) ではなく非線型 ( $T$  の4乗: ステファンボルツマンの法則) だからである。つまり、形式的に書けば、任意の関数  $F$  についての領域  $Q$  での積分に関し、常に、

$$\int_Q F^4 dQ / \int_Q dQ \geq \left( \int_Q F dQ / \int_Q dQ \right)^4 \quad (3-2)$$

が成り立つ\* (等号は  $F$  が一定のとき)。以下、この不等式を「非線型不等式」と呼ぶことにしよう。この意味を、先ほどの  $\bar{T}_x, \bar{T}_{DN} < T_e$  に当てはめて言えば、たとえ平均温度が低くても、温度分布にムラがあれば、地球放射は高温域でその大部分をまかない、一定の太陽入射と平衡を保ち得る、というわけである。(全く同じ事情は国家財政: 税金を一定のパーセント (線型) にせず、累進課税 (非線型) にしておけば、たとえ GNP (単純積算値!) が低いときでもカネマルさんのような人から高い課税率で税金を取り立てることによって国

庫収入の安定化がはかれる。どうやら政治家も非線型不等式を知っているらしい。)

話を大循環に戻せば、この温度分布の「ムラ」による非線型不等式の意味は、 $\bar{T}_x, \bar{T}_{DN}$  の場合のみならず、温度の緯度分布 (後述) や大気波動の存在  $T(\lambda)$  を考えたときに、たとえばロレンツ流の有効位置エネルギー  $A_z, A_E$  の出入り勘定にはっきりと現れてくることを注意しておこう。

非線型不等式の示すもう一つの教訓は、「安直に平均をするな!」という点である。このことは、中学校の化学実験で同質同量の PH4 と PH6 の液体を混合しても PH5 にはならないことと本来全く同じであるが、大循環の統計解析などで、何やら胡散臭い「平均値」を時折見かけるのであえて説教めいた話をしておく次第である。

#### 4. 緯度分布

ものの本によると、「気候」を英語で “climate” というのは気温に代表される気候値が、南北に「傾いている」ことを表すギリシャ語に由来するそうである。つまり、熱帯・温帯・寒帯を形作る気温の緯度分布である。

##### 遊び方その3: 緯度別放射平衡

第2節の議論で、放射時定数は1日より充分長いから東西方向に沿った各緯度円上では一様に太陽放射を受け取っていると考えてよいことがわかった。そこで今度は、春分秋分時を想定して (第1図で太陽が赤道上にあるとして) 放射平衡式 (1-1) を緯度別に計算してみよう。

第2図に示す通り、緯度  $\theta$  と  $\theta + d\theta$  にはさまれる部分の断面積は  $2a \cos \theta \cdot \cos \theta \cdot a d\theta = 2a^2 \cos^2 \theta \cdot d\theta$ 、一方鉢巻形の表面積は  $2\pi a \cos \theta \cdot a d\theta = 2\pi a^2 \cos \theta \cdot d\theta$  である。

従って、この場合の (1-1) 式は

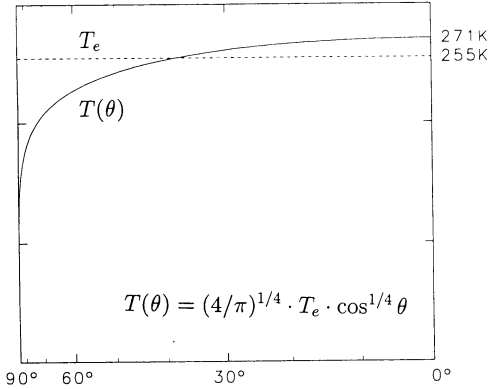
$$S(1-A) \cos \theta = \pi \sigma T^4(\theta) \quad (4-1)$$

となり、これから直ちに

$$\begin{aligned} T(\theta) &= \left( \frac{\cos \theta}{\pi} \cdot \frac{S(1-A)}{\sigma} \right)^{1/4} \quad (4-2) \\ &= T_e \cdot \left( \frac{4}{\pi} \right)^{1/4} \cos^{1/4} \theta \end{aligned}$$

が得られる。 $(4/\pi)^{1/4} = 1.062$ , また  $\cos \theta = \pi/4$ ,  $T(\theta) = T_e$  となる緯度は約  $38^\circ$  である。(4-2) 式に従えば、赤道で  $T(\theta=0) = 271^\circ\text{K}$ , 極では  $T(\theta=\pi/2) = 0^\circ\text{K}$  となる (第3図)。

\* これは数学における “Hölder の積分不等式” の特殊な場合に相当する。



第3図 (4-2) 式の緯度分布図.

この図を見ると、緯度60度あたりより極側を除けば  $T(\theta)$  の分布はかなり「現実的」であることがわかる。事実、たとえば対流圏中層約 5 km の3月の平均値は赤道で 271°K、30度で 262°K、60度で 243°K であるから第3図の曲線  $T(\theta)$  にほぼ一致している。

この遊び方でもう一つの面白いことは、第3図（横軸を地球の表面積の重み  $\sin \theta$  で描いてある）からすぐ見当がつくように、 $T(\theta)$  の全球平均値が  $T_e$  にきわめて近いことである。実際に計算してみると、(半球平均でも同じだから)

$$\begin{aligned} \bar{T}(\theta) &= \frac{1}{2\pi a^2} \int_0^{\pi/2} T(\theta) \cdot 2\pi a \cos \theta \cdot a d\theta \\ &= \left(\frac{4}{\pi}\right)^{1/4} T_e \int_0^{\pi/2} \cos^{5/4} \theta \cdot d\theta \quad (4-3) \\ &= T_e \cdot \left(\frac{\pi}{4}\right)^{1/4} \Gamma\left(\frac{9}{8}\right) / \Gamma\left(\frac{13}{8}\right) \\ &= 0.988 T_e \end{aligned}$$

計算をしてみて、とんだところに北村大膳ならぬガンマ関数が出てきたが、算術自体は教養の数学程度だから難しくはない。

$\bar{T}(\theta) \doteq T_e$  と先ほどの非線型不等式との関係を考えてみると、さらにまた面白いことに気がつく。第3図のような一様でない温度分布でもなおかつ  $\bar{T}(\theta) \doteq T_e$  であるのは、

$$|T(\theta) - T_e| \ll T_e \quad (4-4)$$

であるがために、4乗で効くはずの地球放射を、あたかも温度偏差の1乗（線型）で効くと近似しても良いからである。放射の計算で良く用いられるニュートン冷却（平衡からのズレに比例した加熱冷却）という簡便法はこのような原理に基いているのである。

#### 遊び方その4：アルベドの緯度分布

ここまで反射能（グローバルアルベド）は実測値  $A=0.30$  を一定値として扱ってきた。 $A$ の大きさは、大雑把に言って雲と雪氷の分布に依存している。当然、雪氷の多い高緯度・極域の  $A$ は大きいと想定される。事実、衛星観測によれば、 $A$ は赤道域で約0.2、極域で約0.4の単調増大傾向を持っている。

これをふまえて、「遊び方3」の(4-1)式で  $A=0.2(1+\sin \theta)$  と置いてみよう。そうすれば(4-2)式のかわりに

$$T_A(\theta) = T_e \cdot \left(\frac{4}{\pi}\right)^{1/4} \cdot \cos^{1/4} \theta \cdot \left(\frac{8}{7} - \frac{2}{7} \sin \theta\right)^{1/4} \quad (4-5)$$

が得られる。

これを(4-2)式とくらべて見ると、右辺のカギカッコの部分だけが余分である。その補正項の大きさは赤道 ( $\theta=0$ ) で1.034、極 ( $\theta=\pi/2$ ) で0.962であるから高々数パーセントである。

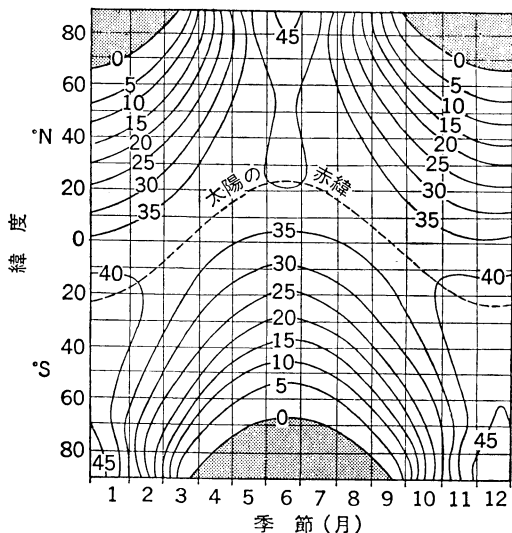
問題はむしろ、原型の(1-3)式にもどって、 $A$ の1%の変化が  $T_e$  にとって (0.01/0.7) の4分の1、すなわち0.35%の変化 (1°K 弱) にしかはね返らないことである。このことと、衛星観測に基づく  $A$ の値が  $0.30 \pm 0.01$  ときわめて僅かの変動しか示さないという事実とつき合わせて見たとき、 $A$ と  $T$ のどちらが原因でどちらが結果と考えれば良いのか、という大きな疑問が浮かんでくる。

この疑問に対し、そもそも気候システムは複合過程なのだから  $A$ と  $T$ は結果的に整合していればよいのだ、との答だけで満足できるであろうか。雲と雪氷を現実的・定量的に扱っているはずの GCM で、グローバルアルベドが（現在の気候状況の下では）数パーセント以下のゆらぎしか持ち得ないことを原理的なところにまで立ちかえって本気で立証してみせようとする人はいないものでしょうか。

#### 5. 季節変化

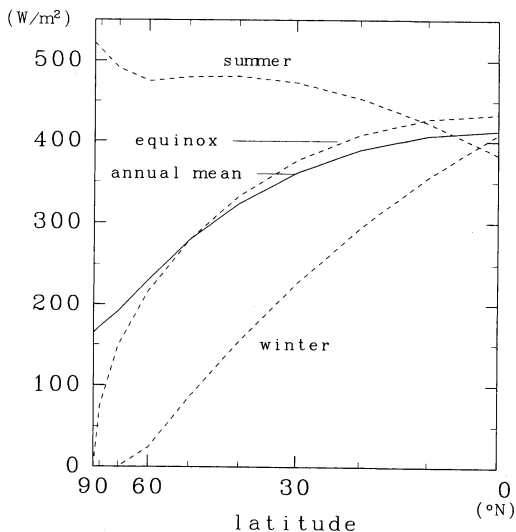
太陽定数  $S$  の値を一定不変としても、大気層の厚さを無視した地球に入射する強度は、地球の公転に伴う地球と太陽の幾何学的位置関係によって変り得る。その事情を日射の緯度季節分布として示したのが多くの教科書に載っている第4図である。

ここまでの議論は、第1図で太陽が赤道にある場合、すなわち春分秋分時に限定されていた。そのときの1日当りの日射量の緯度分布は単純に  $\cos \theta$  に比例している。しかし、第4図に見られるとおり、極域に



第4図 大気がない場合の日射分布図  
(単位は  $10^8 \text{ J/m}^2 \cdot \text{day}$ .)

solar radiation



第5図 第4図の北半球における日射緯度分布.

おける白夜と極夜のため、年間を通して見たときの話はいささか複雑になる。従って、次に、放射平衡模型をこの見地から扱ってみよう。

遊び方その5：地軸の傾き

とりあえず、地球公転軌道が楕円であることを忘れて、第4図の北半球側のみを考える。

そのとき、1日当りの日射の緯度分布を、春分秋分、夏至、冬至の3つの特徴的な時期について図示したのが第5図である。(例によって横軸の緯度は地球表面積の重みをつけて  $\sin \theta$  で目盛ってある。)

第5図にはさらに、年間を平均した日射の緯度分布が実線で示してある。この分布が春分秋分時のそれとは微妙に異っていることに注意してほしい。

さて、第5図に示された各季節及び年平均の日射分布  $I(\theta)$  をもとに、(1-1) 式の考えに従って

$$I(\theta) \cdot (1-A) = \sigma T^4(\theta) \tag{5-1}$$

の式から、次の3通りの温度分布  $T(\theta)$  を求めてみる。

- (1) 春分秋分、夏至、冬至、それぞれの  $I(\theta)$  に対応した  $T(\theta)$
- (2) 年平均値の  $I(\theta)$  に対応した  $T(\theta)$
- (3) 各月別の  $I(\theta)$  から求めた  $T(\theta)$  を12か月分平均して得られる  $T(\theta)$

この合計5本の  $T(\theta)$  を示したのが第6図である。この図から、次のような特徴が読みとれる。

- (i) 5通りの  $T(\theta)$  は、赤道では殆んど変わらず10

度以内 ( $260^\circ \sim 270^\circ \text{K}$ ) の範囲におさまっている。

(ii) 夏至時は極の方が赤道より高温である。これは一見非現実的と思われるかも知れないが、高度30~70 kmあたりの中層大気中央部では、本質的にこれと同じ気温の緯度分布になっているのである。

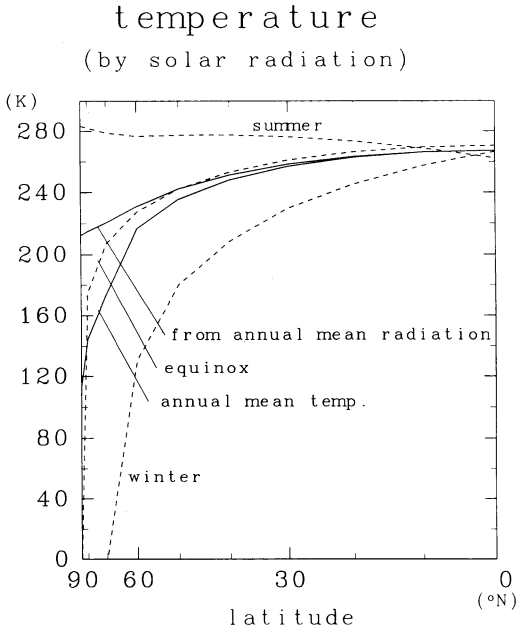
(iii) 一方、冬の温度分布は、特に高緯度で実測と著しくかけ離れている。これは各種波動による極向き熱輸送が、夏期にくらべ冬期に卓越していることと結びつけて理解されるべき特徴である。

(iv) 夏至と冬至を除いた残りの3本は、赤道から中緯度にかけては殆んど同じであるが、 $50^\circ \text{N}$  より極側では有意な差異を示す。特に、日射の年平均値から求めた温度と各月別の温度の年平均値(第6図の2本の実線)の差が大きいことは、例の「非線型不等式」の反映であり、ここにおいても「年平均でものを見る」場合に十分な注意の必要なることがわかるであろう。

遊び方その6：楕円軌道

第4図の日射の緯度季節分布には、南北両半球の非対称性が見られる。これは、地球の公転軌道が1月はじめを近日点7月はじめを遠日点とする楕円であることによるのは言うまでもない。地球公転軌道の離心率は0.0167であるから、近日点と遠日点における地球太陽間の距離は約3.3%異っている。

これまでに用いてきた太陽定数  $S$  とは地球太陽間の



第6図 第5図に対応した放射平衡温度の緯度分布。

平均距離 (1天文単位) で定義されたものであるから、太陽強度そのものが一定であっても、距離の2乗に反比例の形で地球への入射強度は変化するはずである。

問題は、その楕円軌道の効果が地球上の温度の形で見えるかどうか、にある。ここまでに扱ってきた温度の式は、すべて

$$T \propto S^{1/4}$$

の形をしている。これに離心率を考慮すると

$$S \pm \Delta S = S(1 \pm 0.0167)^{-2}$$

であるから、

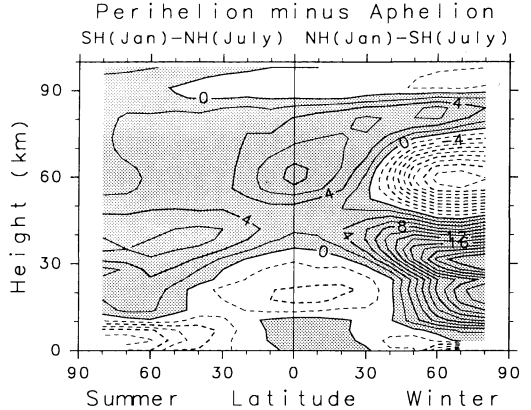
$$T \propto S^{1/4} \cdot (1 \pm 0.0167)^{-1/2} = S^{1/4} \cdot (1 \mp 0.0167/2)$$

となり、結局、南北両半球の夏期 (1月と7月) 及び冬期にそれぞれ、約1.7%の幅の温度差が見えても良い計算になる (200°~300°K の1.7%は3°~5°K)。

第7図は、CIRA86の気温統計値をひと捻りして、近日点 (1月) と遠日点 (7月) の差を夏半球 (左) と冬半球 (右) の一枚にまとめて示したものである。見慣れない図であろうが、これはなかなか含蓄に富んだ図である。

第7図から読み取れる特徴とその解釈を列挙すれば、

(i) 楕円軌道の効果は対流圏では赤道域以外では殆んど見えない。中高緯度ではむしろ近日点 (1月) のほうが低温である。これは、中高緯度対流圏大循環



第7図 近日点 (1月) と遠日点 (7月) における気温差の緯度高度分布。単位 °K。(CIRA86 をもとに計算)。陰影をつけた部分が正の偏差。

が、ひとつには海洋や大陸など「熱的慣性」の大きな境界条件に強く支配されていること、もうひとつには傾圧不安定波の卓越による極向き熱輸送が大きな放射非平衡を作り出していること、の結果と解釈される。

(ii) 夏半球中層大気 (成層圏中間圏) では、一般に波動擾乱による水平熱輸送が弱いため、放射平衡にある程度近い。従って楕円軌道の効果がほぼ一様に見られる。近日点と遠日点の温度差は、上に述べた1.7% (約3°~5°K) にほぼ近い。

(iii) 冬半球中層大気では、(ii)で述べた効果に加えて、高緯度の高度30~50 kmのプラス、50~80 kmのマイナスが重疊している。これは伝播性プラネタリー波動の卓越に起因して、いわゆる突然昇温の松野理論で示された成層圏昇温・中間圏降温が1月の北半球で格段に強いことの反映と考えられる。

(iv) 赤道域も個性的な差を示している。高度20 km付近のマイナスは、それ自身は楕円軌道効果と逆であるが、赤道域における「海水温\*⇒積雲対流活動⇒ハドレー循環上昇流」の過程に annual cycle が存在することを示唆している。一方、高度60 km付近に見える max. 8°K のプラスは、 $T \propto S^{1/4}$  の意味での直接的な反映と言うより、温度風の関係で考えるべきであろう。すなわち、赤道域中間圏は、中緯度の冬半球西風と夏

\* NOAA 衛星赤外放射観測に基づく1987-91年の4年間の帯状平均海水温は、赤道域 (10°N~10°S) で見て Jan.~Mar. が Jul. ~Sep. より 1.5°K ほど高い (京大・理・根田昌典氏の私信による)。

半球東風が上下に層をなして入り込んでいる領域であるから東西風鉛直シアーが最大である。その強弱をきめているのが上記 (ii) と (iii) で説明した南北両半球の差である。赤道上で温度風は

$$\frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{g}{\beta T} \frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$$

と書けるから、結局、赤道中間圏でも annual cycle が見えるわけである。

## 6. アルベドと気候の安定性

最後にアルベド  $A$  をめぐる重大な問題にもうひとつだけ触れておこう。遊び方の 4 で  $A=A(\theta)$  を考えた以外は、これまですべて観測値をもとに  $A=0.30$  という一定値を仮定してきた。その数値とは別に、反射をもたらす主な物質が雲と雪氷であることを考えれば、本来、アルベドは温度に依存しているはずである。

### 遊び方その 7: 温度依存性

原型の (1-2) 式に戻って、 $A=A(T)$  とおけば

$$S[I-A(T)] = 4\sigma T^4 \quad (6-1)$$

と書ける。

これは一見簡単な形でありながら実にいろいろな難しい問題が含まれている。先にも少し触れたように、我々は  $A$  がどのようにして決まるのかの原理をまだ良く理解していない。一方、観測によれば、これまた不思議なことに  $A=0.30 \pm 0.01$  と僅かなゆらぎしか示さない。それ故、たとえ経験式の形でさえ、 $A=A(T)$  の温度依存性を広い温度範囲にわたって定量的に示すことは出来ない。言えることは、たまたま、 $T_e=255\text{K}$  に対し  $A=0.30$  であり、その両者が (6-1) 式を満たしている、ということだけである。

いま、この平衡点 ( $T=T_e$ ) における (6-1) 式の解の安定性を摂動法で考えてみよう。

温度の仮想変化  $\Delta T$  に対し、(6-1) 式の左辺の入射量の変化  $\Delta I$  は

$$\Delta I = -S \left( \frac{dA}{dT} \right)_{T=T_e} \Delta T \quad (6-2)$$

右辺の地球放射の変化  $\Delta R$  は

$$\Delta R = 16\sigma T_e^3 \cdot \Delta T \quad (6-3)$$

と書ける。

$\Delta T > 0$  に対し、もし  $\Delta R > \Delta I$  ならば地球の熱収支から見て支出が収入を上まわるのだから  $\Delta T$  をゼロに引き戻すことになり、この平衡点  $T_e$  は「安定平衡」であることがわかる。逆に、もし  $\Delta R < \Delta I$  ならば温度変化は増幅され、この平衡は不安定ということ

になる。

しかし、 $\Delta R$  と  $\Delta I$  の大小関係を確かめるためには (6-2) 式の  $dA/dT$ 、ひいては  $A=A(T)$  を知らねばならない。大雑把に言って、気温が上がれば雪水量が減る、という意味で  $dA/dT$  はマイナス、従って  $-S(dA/dT)$  はプラス、と見当はつくが、 $\Delta R$  と  $\Delta I$  の大小関係まではわからない。いま言えることは、逆に「現実の気候のゆらぎが小さい (安定である) ことから判断して  $\Delta R > \Delta I$  であろう」ということだけである。いささか歯切れが悪いがやむを得ない。要するにこんな基本的なことがまだわかっていないのである。

昨今、いわゆる「地球温暖化問題」が喧しい。その論拠は主として大気中の  $\text{CO}_2$  濃度の増加に伴う温室効果の話である。それは定性的には正しいであろうが、50年後100年後の気候予測などということを行うためには、温度変化がグローバルアルベドにどうはね返るかについての定量的な議論が不可欠のはずである。GCM モデラーを自称する人々の節操を重ねて問う。

## 7. おわりに

放射平衡の原型であるゼロ次元模型をあれこれひねり回しながら、いろいろと考えてみたことが、大循環や気候の特徴をより良く理解しようとする上で何かのヒントになれば幸いである。

後半部、特に遊び方の 6 と 7 あたりは少し力みすぎたかも知れないが、私としては、「遊びどころ」こそ学問の本筋だと信じている。

ここに示した「遊び方」は、すべて私なりのオリジナルのつもりである。その 1 と 2、および 6 と 7 の一部はすでに他のところで発表したもの (廣田; 1974, 1979, 1981, 1992) であるが、3~5、および 6 の第 7 図は最近の講義ノートをもとに今回はじめて発表する「新作」である。

これらに対するコメントや、さらに面白い遊び方の例をお寄せいただければ有難いと思っている。

謝辞: 本文の草稿に目を通して有益なコメントを寄せて下さった木田秀次・佐藤薫の両氏に感謝致します。佐藤博士および研究室の学生諸君には電気製図器 (ワークステーション) で何枚かの図を作っていただきました。原稿の清書は寺江及見さんにお願ひしました。あわせてお礼申し上げます。

## 参考文献

廣田勇, 1974: 気候変動のモデリングについて, 天気, 21, 617-623.  
 ——, 1979: 気候変動論序説. 大気環境の科学 4

(山本義一編, 東京大学出版会), 190-201.  
 ——, 1981大気大循環と気候. 東京大学出版会. pp. 124.  
 ——, 1992: グローバル気象学. 同上. pp. 148.



## 第20回気候影響・利用研究会 研究会プログラム

## I 気候影響・利用研究会10年を振り返って

小元敬男 (大阪府立大学)

## II IPCC 第2作業部会(気候変動の潜在的影響)報告書作成作業について

(各発表25分程度)

## 1. IPCC の作業について

西岡秀三 (国立環境研究所)

## 2. 水文および水資源への影響

花木啓祐 (東京大学)

## 3. 沿岸域と島国への影響 三村信男 (茨城大学)

## 4. 陸上自然生態系への影響 及川武久 (筑波大学)

## 5. 砂漠化との関連 吉野正敏 (愛知大学)

## 6. 人間・健康への影響

安藤 満 (国立環境研究所)

## 7. 産業への影響 大喜多敏一 (桜美林大学)

## 8. 気候変動による環境影響モデル

原沢英夫 (国立環境研究所)

甲斐啓子 (国立環境研究所)

## “カラーページ” 原稿急募

第38巻より隔月掲載で開始した“カラーページ”の連載も、いよいよ第41巻の1月号から4年目に入ります。この間、投稿頂いた方をはじめとする多くの皆様の御協力により本欄を続けてまいりましたが、4年目突入を機に、今まで以上に幅広い分野での写真を紹介していきたいと思っております。大気現象のみならず、コ

ンピュータグラフィックスや珍しい観測機器、その他何でも結構ですので、広く皆様からの投稿をお待ちします。

なお、投稿案内は1月号を参考に願いますが、「こういう写真があるんだけど……」といった相談にも応じますので、御気軽に編集委員会まで連絡下さい。