



# 天 気

1988年5月  
Vol. 35, No. 5

103, 306, 4011, 03, 06

(地球回転; 大気海洋力学; 地球内部ダイナミクス)

## 地球回転と大気海洋力学\*

—その新しい連携—

内藤 勲 夫\*\*

### 1. はじめに

地球は赤道方向にわずかにふくらんだ「扁平な粘弾性体」である。その結果、地球の自転軸は二つの異なる運動を示す。一つは才差・章動と呼ばれ、月・太陽の引力（外力）がこの赤道部のふくらみに作用して生じる地球の赤道面と公転面の不一致を解消しようとするトルクによって強制的に励起される自転軸の運動である。これを宇宙空間から（慣性系で）眺めると、コマの味噌すり運動のように見えることはよく知られている（付録1(a)参照）。もう一つの自転軸の運動は地球内部あるいは地球表層の大気・海洋・雪氷・陸水系の変動（内力）で励起される運動である。これを地球から（回転系で）眺めると地球の形状軸（最大主慣性率軸）のまわりの瞬間自転軸の運動として観測され、通常これを表わすのに、形状軸の北極（地理学的北極）のまわりの瞬間自転軸の北極（瞬間極）の運動として描くので、極運動（ウォブル：Wobble）と呼ばれている（付録1(b)参照）。極運動はマンツルの扁平率と弾性などに依存する周期（約434日）を持つ自由振動（チャンドラー・ウォブル：Chandler Wobble）を示す。一方、章動にも地球中心部の流体核の扁平率などに依存する周期（約1日）の自由振動（自

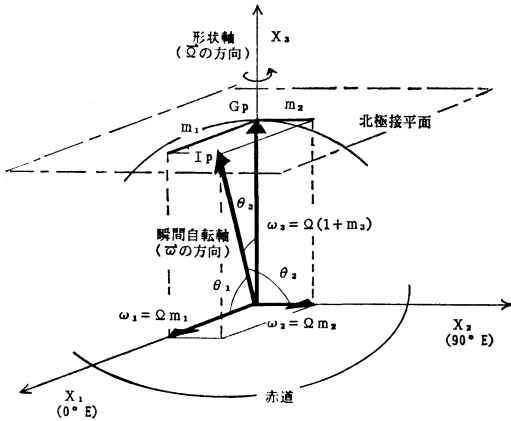
由コア章動：Free Core Nutation）がある。通常、「地球回転変動」と言えば、この「才差・章動」と「極運動」に「自転速度変動」を加えた三つの運動を指している。これらは地球の各構成要素の変動や物性を反映した多様な変動を示す（第1表参照）。地球回転運動力学の基本的考え方は、こうした変動を「角運動量収支」の立場から検証し、構成要素の枠を越えて地球を総合的に把握することである。ついでにふれると、こうして得られた地球の理解は宇宙を測るための慣性系（基準座標系）の精密化にも寄与する。

ところで、今世紀初頭にスタートした地球回転変動の観測事業は昨年末を以ってその歴史的役割を終え、本年から新しい地球回転観測事業（International Earth Rotation Service: IERS）がスタートした。これは、地球の力学モデルの精度の向上に加えて、従来の光学望遠鏡による観測手法に比べ約二桁ほど高い精度を持ついわゆる宇宙技術手法と呼ばれる地球回転決定法が登場したからである。一方、こうした動きに呼応するかのように、地球回転変動に及ぼす大気の力学効果の定常的算出も可能になってきた。これは主に地球規模の気象観測の充実と大気力学モデルとりわけ数値予報技術の向上に負っている。これら二つの情報は地球規模の大気・海洋・雪氷・陸水系の変動の監視や予測に重要な役割を果たすばかりでなく、地球内部のダイナミクスの解明にも大きく寄与することが期待されている。

そこで、ここでは、「地球回転」と大気・海洋・雪氷・

\* The Earth's Rotation and the Atmosphere-Ocean Dynamics—Their New Relationship—.

\*\* Isao Naito, 緯度観測所.



第1図 地球の瞬間角速度ベクトル（瞬間自転軸）と地球回転パラメーター（ERP）との関係を表わす模式図（付録1(b)参照）。

陸水系の物理科学の今後の連携の在り方を統者にも模索していただくために、次の手順で話を進めることにする。前半は、まず、地球回転変動を記述するパラメーターとその高い観測精度（2節）及び「天気」の読者にはなじみが薄いと思われる大気・海洋・雪氷・陸水系の変動が密接に関与する地球内部ダイナミクス（3節）について簡単にふれた後、今後は「天気」の読者にも「地球回転」に親しんでいただくために、地球回転運動力学と大気海洋力学における地球上の流体の取り扱いの微妙な違い（4節）についてふれる。後半は、以上のことがらを念頭に置き、まず、大気・地球系の角運動量収支モデル（5節）とこれを論ずるための大気の力学効果の取り扱い（6節）についてふれた後、筆者らが得た大気・地球系の角運動量収支の実際（7節）と地球回転変動が関与する大気・海洋系の変動に関する最近の研究成果（8節）を紹介し、最後に、大気・海洋・雪氷・陸水系が関与する地球回転運動力学の未解決課題（9節）をまとめてみた。

2. 地球回転パラメーターとその精度

地球回転の変動は極運動を表わす二つの無次元パラメーター ( $m_1, m_2$ ) と自転速度変動を表わす一つの無次元パラメーター  $m_3$  で表わされる。ここでは、これらを地球回転パラメーター（ERP）と呼ぶことにしよう。今、第1図のような、地球重心に原点を置き、形状軸（極軸と呼ぶこともある）に座標軸の一つ  $X_3$  を固定し、他の二つの座標軸 ( $X_1, X_2$ ) を赤道面内にとる回転直交座標系でこの ERP の変動を考える（付録1(b)参照）。 4

節でふれるが、この座標系は通常の大気海洋力学を記述するそれとはちょっと異なっている（例えば、栗原、1978 第1・2節参照）。このとき、地球の平均角速度ベクトル  $\vec{\Omega} = (0, 0, \Omega)$  は形状軸に、地球の瞬間角速度ベクトル  $\vec{\omega} = (\omega_1, \omega_2, \omega_3)$  は瞬間自転軸に一致していると考えると、これらと ERP は次の関係にある。

$$\begin{aligned} (\omega_1, \omega_2, \omega_3) &= \Omega (\cos \theta_1, \cos \theta_2, \cos \theta_3) \\ &= \Omega (m_1, m_2, 1 + m_3) \end{aligned} \tag{1}$$

ここに、 $(\cos \theta_1, \cos \theta_2, \cos \theta_3)$  は  $\vec{\omega}$  の ( $X_1, X_2, X_3$ ) に対する方向余弦である。このうち、自転速度はしばしば一日の長さ（Length of Day: LOD）で表わされる。そこで、平均の LOD からの増分を  $\Delta LOD$  で表わすと、これと  $m_3$  は次の関係にある。

$$m_3 = (\omega_3 - \Omega) / \Omega = -\Delta LOD / \langle LOD \rangle \tag{2}$$

ここに、 $\langle LOD \rangle = 86400$  秒は平均の LOD である。一方、第1図から明らかなように、北極における接平面上の運動として表わされる極運動はしばしば複素数で表わされる。即ち、複素数を  $\sim$  を付けて表わすと  $\tilde{m} = m_1 + i m_2$  で、ここに  $i = \sqrt{-1}$  である。（なお、座標系に関しては Capitaine, 1986 で詳述されている）。

ところで、近年、気象学関係の雑誌においても Earth's Rotation や LOD の語が頻繁に見受けられるようになったが、事実、地球回転運動力学が大気・海洋系の諸現象の解明に Active に関与するようになったのは1980年代に入ってからである。それまでは極運動の年周変化（年周ウォブル）や LOD の季節変化などのおおざっぱな解釈に大気や海洋の効果が Passive に論じられてきたに過ぎず、また、観測される地球回転パラメーター（ERP）の精度も決して高くはなかった。この近年の大変革は ERP の観測精度の飛躍的向上の結果で、その主役を果たしているのがはじめにふれた宇宙技術手法と呼ばれるものである。それらには主に二つの手法があり、一つは衛星レーザー測距（Satellite Laser Ranging）と呼ばれる人工衛星を利用した手法で、他の一つは超長基線電波干渉計（Very Long Baseline Interferometry: VLBI）と呼ばれる銀河系外の電波星（クエーサー）を利用した手法である（詳細はカーター & ロバートソン, 1986参照）。例えば、現在の VLBI が ERP ( $m_1, m_2, m_3$ ) の変動を検出する精度は角度に換算して1/1000秒（1 m-arcsec あるいは1ミリ秒角と呼び、しばしば1 mas と略称する）で、これは地球上の距離に換算して3 cm に相当する。このような宇宙技術手法を主力手段として、新しい地球

回転観測事業 (IERS) が本年からスタートしたわけである。

そこで、この ERP の精度をもう少しわかりやすくするために、大気・海洋系の角運動量変化が自転速度変動 ( $\Delta LOD$ ) を励起する場合を考えてみよう (詳細は 4, 5, 6 節参照)。今、LOD の増分  $\Delta LOD$  の変化と地球表面の流体の角運動量変化との換算式を求めると次式を得る。

$$d(\Delta LOD) = 1.47 \times 10^{-26} dM$$

ここで、 $d(\Delta LOD)$  は  $\Delta LOD$  の変化を表わし、単位は m-sec (ミリ秒と呼び、時間の 1/1000 秒あるいは角度の 15 mas に等しく、しばしば ms と略称する) で、また、 $dM$  は流体の角運動量変化を表わし、単位は  $\text{Kgm}^2\text{sec}^{-1}$  である。上式を用いると、例えば、ERP の精度 1 mas に相当する 0.06 ms の  $\Delta LOD$  の変化は、約 40 度の緯度幅を持つ赤道大気帯の帯状風が約 0.4 m/sec 変化したときに生じる相対角運動量変化 (後述する運動項) で、あるいは、海洋全体から海水面変動にして約 3 mm に相当する水が南極大陸に氷結した場合の質量再分布 (後述する物質項) で励起されることがわかる。言い換えれば、現在の ERP は風速に換算して 0.4 m/sec 程度、あるいは気圧に換算して 0.3 mb 程度の検出能力を持っているわけである。現在、ルーチン観測に用いられている風速計あるいは気圧計の精度はそれぞれ 0.4 m/sec あるいは 0.2 mb の程度であるから、海洋などの地理的分布による観測密度の低下を考慮すると、地球規模の大気変動を検出する気象観測の精度は上の値の 3 倍程度であろうと推定され、上述した ERP が大気・海洋系の変動を検出する精度は極めて高いことがわかる。(筆者の試算ではもう一桁向上しそうである。実は、この一桁の壁を突破することができるかどうかは水蒸気を主とする大気による電波屈折の補正精度向上にかかっているのだが、この補正に用いる気象データとして 6 節でふれる数値予報の副産物である予報・解析データを採用し、さらにひと工夫すると、この一桁の精度の壁を破ることができそうである。なお、電磁波を利用した地球の計測に及ぼす大気屈折については、例えば、Brunner, 1984 で詳述されている)。

しかし、ERP がこのような高い精度で大気や海洋の変動を検出することができるようになるためには、地球の潮汐変形が地球回転変動に及ぼす効果を除去するモデルの精度向上を必要とした (Merriam, 1980; Yoder, Williams & Parke, 1981; Wahr, Sasao & Smith,

1981)。その結果、14 日潮や 1 ヶ月潮などの潮汐周期の時間スケールでは、流体核 (以下では、中心部の固体内核を含めてコアと呼ぶことにする) は形状軸 (極軸) のまわりにはマントルと一緒に回転していないこと (これを以下では「コア・マントル非結合」と呼ぶ) が明らかとなった。このことは、そもそも観測される地球の回転が「地殻・マントルの回転」であることに加え、コア・マントル間の摩擦が極めて小さいこと (Hide, Birch, Morrison, Shea & White, 1980) を意味しているが、ERP とそれに及ぼす潮汐効果の両方の精度が向上してはじめて明らかになったわけである。従って、このコア・マントル非結合が、果たして、大気・海洋系の変動のすべての時間スケールについて言えるかどうかは大気・海洋・地球間の種々の角運動量交換過程を考える上で極めて重要な問題である。言い換えれば、大気・海洋・雪氷・陸水系の角運動量変化の精密な評価はコア・マントル間の角運動量交換過程を支配するコア・マントル境界 (Core-Mantle Boundary: CMB) の構造や物性の決定にも寄与するわけである。例えば、上述の  $\Delta LOD$  と  $dM$  との換算式はコア・マントル非結合を考慮していない。そこで、もし、これを考慮すると、比例係数は地球の慣性能率に占めるコアの割合 (約 1 割) だけ増加しなければならない。

### 3. 大気・海洋・雪氷・陸水系の変動と地球内部ダイナミクス

このように、ERP と地球の力学モデルの精度向上によって、地球回転運動力学の研究にも大きな方向転換が生じてきた。それらを大別すると次の二つの方向に分けられる。その一つはこのような高い精度を持つ ERP 情報を地球環境変動の監視などに役立てようとするものである。つまり、大気・海洋・雪氷・陸水系の変動と ERP の変動とのダイナミクスを解明して、地球規模の環境変動モデルやそれによる予測を地球の角運動量収支の立場から検証しようと言うわけである。他の一つは地球内部ダイナミクス、特に、コア・マントル間の相互作用などの本格的解明である。そのためには、地球表層部の大気・海洋・雪氷・陸水系の変動が地球回転変動に及ぼす効果は言わば解析上のノイズ (あるいは外力) であるから、これを前節でふれた ERP の精度であらかじめ評価しておかねばならない。従って、これらのどちらの方向を目指しても、ERP データの精度と時間分解能に見合う大気・海洋・雪氷・陸水系の地球規模の情報を必要と

するのだが、このうち、前者については次節以降で詳細にふれることとするが、後者については「天気」の読者にはまだピンと来ないと思われるので、話を進める前に、「大気・海洋・雪氷・陸水系の変動が関与する地球内部ダイナミクス」とは一体どんなものか以下に簡単にまとめておくことにする。

### 3.1 コア・マントル相互作用

コア・マントル間の角運動量交換過程（あるいは摩擦消散過程）を支配している機構を「コア・マントル結合」と呼んでいる。これには、大気・地球間の表面摩擦抗力や山岳抗力に対応する「粘性結合」や「地形結合」の他に、CMBの偏平率に起因する「慣性結合」及び電磁摩擦による「電磁結合」が考えられている（例えば、Hide, 1977 参照）。このうち、慣性結合は赤道面内の軸のまわりの回転にのみ作用し（次節参照）、また、電磁結合はマントルの電気伝導度に依存し、地球磁場の西方移動速度変化と関係する数十年程度の時間スケールの自転速度変動（Decade Variation）に効果を持つと考えられている（8節参照）。前節でふれた非結合とはこれらによる形状軸のまわりの角運動量交換が極めて小さいことを意味している。最も新しい地球の角運動量収支モデル（Smith & Dahlen, 1981; Wahr, 1982）によると、コア・マントル非結合が有効な時間スケールは1日から10年程度の時間スケールと考えられているが、これは主に慣性結合及び粘性結合が弱いことと電磁結合が10年程度より長い時間スケールで強いことによるもので、この時間スケールでの完全な非結合は残る地形結合の強さに依存している。このように、コア・マントル結合を解明する手段としては今のところ地球回転運動力学以外に有力な手段はなく、従って、前節でふれたように、大気・海洋・雪氷・陸水系の角運動量変化の精密な評価はこれらの結合の強さ、特に、その時間特性を明らかにする上での確実な方法と考えられている（Hide, 1977）。

ところで、コア・マントル相互作用の問題で最近特に注目されているのが「自由コア章動」である（詳細は笹尾, 1979あるいは1987参照）。自由コア章動は、流体核の自転軸が何らかの原因（励起）で傾いたとき、流体が偏平なCMB（つまり、マントルの壁）に非対称的に力を及ぼして生じるトルク（次節でふれる慣性トルク）を復元力として（月・太陽の外力なしに）起こる一種の自由振動で、回転系から見たとき、約1日の周期を示す運動である。この自由コア章動が大気・海洋系に關与するダイナミクスには二つの問題があり、その一つは自由コ

ア章動の励起源としての「大気・海洋系の1日程度の時間スケールの変動」で、他の一つは自由コア章動と潮汐との共鳴（これを「流体核共鳴」と呼ぶ）効果である。前者は大気・海洋系の質量荷重の不規則変動（後述する物質項）がマントルの弾性変形を通じて流体核の運動を励起すること（Sasao & Wahr, 1981）で、また、後者は共鳴で増幅された流体核の潮汐変形が地殻・マントルの潮汐（地球潮汐）や海洋潮汐に及ぼす効果（例えば、Ooe & Tamura, 1985; 佐藤, 1987; 他）である。これらのどちらの解明もCMBの偏平率や流体核の粘性などの情報をもたらすと考えられている。なお、コア・マントル結合を中心としたコンパクトなレビューがRochester (1984) でなされており、併せて参照されたい。

以上の他に、海洋潮汐摩擦による地球自転の永年減速の問題がある（詳細はBrosche & Sundermann, 1978参照）。これは、次節以降の内容とはほとんど関係ないが、今や大気大循環モデルの精密化に成功した地球流体力学がその精度の高さを示すには格好の目標であり、それによって、全く別の視点からの海洋底拡大説の見直しや月・地球系の力学あるいは地球史全体にわたるダイナミクスを考える上での一つの「尺度」を提供すると思われる。

### 3.2 マントルの粘弾性とプレート運動

チャンドラー・ウォブルの周期と減衰はウォブルに伴う遠心力変化に応答するマントルの粘弾性変形と海洋の変形（極潮汐）、及びコア・マントル非結合などに依存している（詳細はSmith, & Dahlen, 1981; Okubo, 1982b参照）。従って、実際に観測される極潮汐が平衡潮（摩擦消散を伴わない潮汐）か、それとも非平衡潮か（Naito, 1977; Dickman, 1986; O'Connor, 1986）はチャンドラー・ウォブルの周期（約434日）程度の時間スケールのマントルの粘性の評価にも影響を及ぼすこととなる。また、この問題はチャンドラー・ウォブルの周期の不変性（Okubo, 1982a）やその位相変化（Guinot, 1972）とも関係し、これはまた40年程度の時間スケールの極潮汐やコア・マントル結合の変化の有無にも関係しているようである。

一方、チャンドラー・ウォブルの励起源として、大気・海洋・雪氷・陸水系の変動説（Wilson & Haubrich, 1976; Wahr, 1983; Barnes, Hide, Wilson & White, 1983; Wilson & Hinnov, 1985; 他）、地震説（やや混乱気味のためKanamori, 1977; Lambeck, 1980あるいはSouriau, 1986参照）、また、最近ではコア・マントル相互作用説（Gire & Le Mouel, 1986; 他）が考えら

第1表 地球回転の変動とそれらを励起する地球の構成要素の現象

地球の構成要素		大 気	雪氷・陸水	海 洋	地 殻	マ ント ル	核	月・太陽・惑星
極 運 動	年 周 期 変 動 (1年)	海陸間質量移動	海陸間水循環	吹送質量再分布				
	ハドラー-ウプム (~435日)	東西非対称気圧 分布(励起)	海陸間水循環 (励起)	極 潮 汐 (摩擦消散)	地 震(励起)	粘弾性(摩擦消散) (Q~100)	C M B (摩擦消散・励起)	
	長 年 移 動 (含準30年振動)	(気候変動) ←	→ 陸氷融解	→ 海水面変動 ←	→ リバウンド プレート移動 ←	→ マントル対流 ←	← ?	
自 転 変 動	短 周 期 変 動 (1年未満)	帯状風変化 (~40日振動)	?	潮 汐 変 形 (非平衡性)	潮 汐 変 形	潮 汐 変 形 (ラブ数)	潮 汐 応 答	月・太陽起潮力
	数 年 変 動 (含年周変化)	帯状風変化 (準2年振動)	南北水循環	ENSO	?		C M B (?)	
	数 10 年 変 動	(気候変動) ←	→ 極氷変化 ←	→ 海洋変動 (南極環流) ←	?	電気伝導度 ←	→ CMB(電磁摩擦) (地磁気西方移動)	太 陽 活 動
才 差 ・ 章 動	長 年 変 化 (含永年減速)	?	?	海底潮汐摩擦	?	粘 弾 性 (地球潮汐摩擦)	(流体核運動)	月軌道変化
	黄道傾斜角変化 (~0.003/年)			海底潮汐摩擦			CMB摩擦(?)	惑 星 摂 動
	才 差 (~26000年)						才差ダイナモ(?)	月・太陽起潮力
章 動	章 動 (18.6年-14日)			潮汐加重効果 (流体核応答)			章動項誤差(2項) CMB摩擦消散	月・太陽起潮力
	自由コア章動 (~1日)	1日の時間スケール の変動(励起)		日周潮汐変形 ←	← 日周潮汐変形 ←	← 日周潮汐変形 ←	← 流体核共鳴 CMB(摩擦消散)	

れているが、「励起源さがしゲーム」の決着はまだついていない。これは主に従来の大気・海洋・雪氷・陸水系の地球規模の観測精度が低かったことにある。従って、6, 7節で詳述するような近年の高精度データに基づく励起効果の評価は他の励起源の大きさやメカニズム, 例えば, プレートの非地震性の (aseismic) 運動やコア・マントル相互作用の効果などを考える上で貴重な情報となる。

以上の他に, 極の平均位置 (平均極) の移動と平均海水面変化やマントルのレオロジーの関係 (例えば, Petitier & Wu, 1983; 他) などもある。すでに知られているように, ERP の観測手段として今や有力な手段となっている VLBI はプレート運動をはじめて実証した装置でもある。このことはそれまで分離できなかった地球の慣性乗積のゆるやかな変化に起因する平均極の移動とプレート移動に伴う観測点の移動で生じる見掛けの平均極の移動が VLBI によって分離可能であることを意味し, 平均極の移動の問題は今後は雪氷・陸水系の変化や平均海水面変化などにプレート運動及びコア・マントル結合を加えた角運動量収支の問題として厳密に論じられることとなる。

第1表は地球回転運動力学を通じて見える地球の構成要素の諸現象を以上のことがらを考慮してまとめたもの

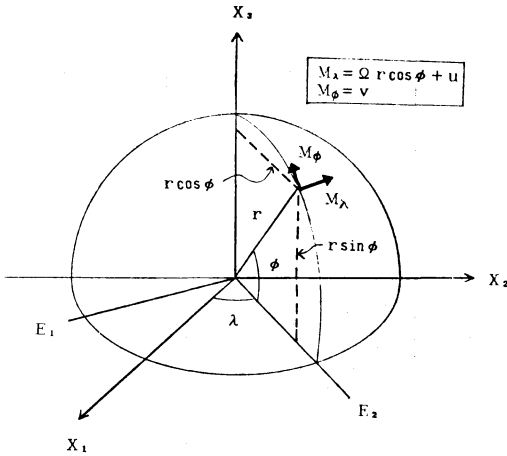
である。なお, 表では, 才差・章動の時間スケールは宇宙空間から見た場合の時間スケールが, これに対して, 自由コア章動の時間スケールは地球から見た場合の時間スケールが示されている (付録1参照)。

#### 4. 偏平剛体地球の回転

大気・地球系の角運動量収支についてふれる前に, 地球回転運動力学と大気海洋学における地球上の流体 (大気・海洋系) の扱いの微妙な違いについてふれておかねばならない。そこで, まず, 「密度一様な薄い流体層で覆われた偏平な剛体地球」の回転運動から出発することにする。今, 流体を含む地球の全角運動量を  $\vec{H}$  とすると, 回転系から見た外力のない場合の地球の回転運動は次式で与えられる。

$$d\vec{H}/dt + \vec{\omega} \times \vec{H} = 0 \tag{3}$$

このとき, 時間変化する地球の角運動量は地球の主慣性性能率と瞬間角速度の積で表わされる回転角運動量と, これに比べれば極めて小さい流体の質量再分布で生じる慣性乗積 (あるいは慣性性能率) と平均角速度の積で表わされる回転角運動量及び流体の運動による相対角運動量から成っている。そこで, 第1図のような回転座標系のも



第2図 大気・海洋系の角運動量を形成する地球表面における単位質量当たりの運動量とその回転半径.

とに、これら三つの角運動量を(3)式に代入し2次の微量を無視すると、次のような( $X_1, X_2$ )軸のまわり及び $X_3$ 軸のまわりの角運動量変化を表わす二つの方程式を得る(付録2参照).

$$\begin{cases} A d\bar{\omega}/dt - i(C-A)\Omega\bar{\omega} = -d/dt(\Omega\tilde{I} + \tilde{h}) - i\Omega(\Omega\tilde{I} + \tilde{h}) & (4-a) \\ C d\omega_3/dt = -d/dt(\Omega\Delta I_{33} + \Delta h_3) & (4-b) \end{cases}$$

ここに、 $\bar{\omega} = \omega_1 + i\omega_2$ 、 $A$ 及び $C$ はそれぞれ赤道面内の軸のまわり及び形状軸のまわりの主慣性能率である。また、 $\tilde{I} = \Delta I_{13} + i\Delta I_{23}$ 及び $\Delta I_{33}$ はそれぞれ流体が作る( $X_1, X_2$ )軸のまわりの慣性乗積及び $X_3$ 軸のまわりの慣性能率、 $\tilde{h} = \Delta h_1 + i\Delta h_2$ 及び $\Delta h_3$ はそれぞれ流体の( $X_1, X_2$ )軸のまわり及び $X_3$ 軸のまわりの相対角運動量で、これらは第2図のような球座標を用いると次のように表わされる。

$$\begin{cases} \Omega\tilde{I} = -\int[\Omega r^2 \cos\phi \sin\phi] \exp(i\lambda) \rho dV & (5-a) \\ \tilde{h} = -\int[ur \sin\phi + ivr] \exp(i\lambda) \rho dV & (5-b) \end{cases}$$

$$\begin{cases} \Omega\Delta I_{33} = \int[\Omega r^2 \cos^2\phi] \rho dV & (6-a) \\ \Delta h_3 = \int[ur \cos\phi] \rho dV & (6-b) \end{cases}$$

ここに、 $\int dV$ は流体全体の体積積分を表わし、 $r$ は地球の平均半径、 $\phi$ 及び $\lambda$ はそれぞれ緯度及び経度、 $\rho$ は流体の密度、そして、 $u$ 及び $v$ はそれぞれ流体の東向

き及び北向き速度である。ここで、 $\Delta$ が付けられた量は全て流体に関する変動量である。

第1図からも明らかなように、(4-a)式は極運動を表わす方程式に、また、(4-b)式は自転速度変動を表わす方程式に対応するもので、それぞれの左辺は地球の角運動量変化を、また、右辺は流体の角運動量変化を表わしている。即ち、右辺の流体の変動は左辺の地球の角加速度項に対する外力項に相当している。今、 $\Omega$ を含む(5-a)及び(6-a)式を物質項(あるいは気圧項)、また、速度を含む(5-b)及び(6-b)式を運動項(あるいは風速項)と呼ぶことにすると、(4-a)及び(4-b)式の右辺は共に物質項と運動項の和の変化から成ることがわかる。そこで、これらの和をまとめて表わすと次のようになる。

$$\begin{cases} \Omega\tilde{I} + \tilde{h} = -\int[M_\lambda r \sin\phi + iM_\phi r] \exp(i\lambda) \rho dV & (7-a) \\ \Omega\Delta I_{33} + \Delta h_3 = \int[M_\lambda r \cos\phi] \rho dV & (7-b) \end{cases}$$

ここに、

$$\begin{cases} M_\lambda = \Omega r \cos\phi + u & (8-a) \\ M_\phi = v & (8-b) \end{cases}$$

はそれぞれ流体の単位質量当たりの東向き及び北向き運動量で、このうち、 $\Omega r \cos\phi$ を $\Omega$ -運動量、 $u$ 及び $v$ をそれぞれ東向き及び北向き相対運動量と呼ぶことにする。第2図は流体が持つこれら二つの運動量を図示したものである。図から、例えば、(7-a)式の右辺の[ ]の中には東向き運動量 $M_\lambda$ が作る $E_2$ 軸のまわりの角運動量と北向き運動量 $M_\phi$ が作る $E_1$ 軸のまわりの角運動量との和であることがわかる。一方、(7-b)式の右辺の[ ]の中には東向き運動量 $M_\lambda$ が作る $X_3$ 軸のまわりの角運動量で、大気海洋力学ではしばしば絶対角運動量と呼ばれている。つまり、地球回転の運動方程式(4-a)及び(4-b)式の右辺は(8-a)及び(8-b)式で表わされる二つの運動量がそれぞれ赤道面内の軸のまわり及び形状軸(極軸)のまわりに作る角運動量の流体全体の時間変化になっているわけである。

さて、地球の自転角速度が一定のとき、(4-b)式は形状軸のまわりの流体全体の角運動量保存を表わしている。このとき、絶対角運動量 $M_\lambda r \cos\phi$ の時間変化は流体の運動方程式の東向き成分を介して地球が流体に作用するトルクに等しく、流体の絶対角運動量保存はこのトルクの緯度分布のバランスの成立を意味することは大気大循環論等でよく知られている(例えば、Lorentz, 1967

参照)。そこで、これを角速度が変化する場合に適用してみよう。流体の密度の時間微分と速度の鉛直成分を無視して、(7-a) 及び (7-b) 式とそれらの時間微分を (4-a) 及び (4-b) 式の右辺にそれぞれ代入すると次式を得る。

$$\begin{cases} Ad\bar{\omega}/dt - i(C-A)\Omega\bar{\omega} = \\ \int [r \sin \phi (du/dt)_A + ir(dv/dt)_A] \exp(i\lambda) \rho dV & (9-a) \\ C d\omega_3/dt = -\int [r \cos \phi (du/dt)_A] \rho dV & (9-b) \end{cases}$$

ここに、

$$(du/dt)_A = du/dt - 2\Omega v \sin \phi - uv \tan \phi / r \quad (10-a)$$

$$(dv/dt)_A = dv/dt + 2\Omega u \sin \phi + u^2 \tan \phi / r + r\Omega^2 \cos \phi \sin \phi \quad (10-b)$$

はそれぞれ回転系から見た場合の流体の東向き及び北向きの加速度を表わしている。つまり、第2図を参照すると、(9-a) 式の右辺の [ ] 内は流体の東向き及び北向き加速度が  $E_2$  軸及び  $E_1$  軸のまわりにそれぞれ作るトルクの和に、また、(9-b) 式の右辺の [ ] 内は流体の東向き加速度が  $X_3$  軸のまわりに作るトルクに相当していることがわかる。言い換えれば、球座標における流体の運動方程式を考慮すると、(10-a) 及び (10-b) 式は気圧傾度力及び摩擦力などに等しく、従って、(9-a) 及び (9-b) 式の右辺はよく知られた山岳トルク及び表面摩擦トルクなどの地球表面全体の積分に相当しているわけである。地球回転運動力学では、(9-a) 及び (9-b) 式の右辺を山岳トルク及び表面摩擦トルクなどに置き代えて、これらを地表における気圧や風による地表摩擦応力等から見積もって地球回転変動を論じる立場を「トルク法」と呼んでいる。これに対し、(4-a) 及び (4-b) 式の右辺の流体の角運動量を、(7-a) 及び (7-b) 式に基づいて、地上気圧や風の高度分布から評価して地球回転変動を論じる立場を「角運動量法」と呼んでいる。後述するように、現在用いられている大気の力学効果のルーチンの算出は角運動量法によっているが、トルク法での評価が全く試みられていないわけではなく (Siderenkov, 1969; Wahr, 1983; Wahr & Oort, 1983)、特に、7, 8 節でふれるような海洋変動が関与する自転速度変動と気候変動との関係などを解明するためには、大気・地球間の運動量交換を直接扱うトルク法は有効な手段であり、その開発は今後の課題の一つである。

ところで、(10-b) 式の右辺第4項は流体が受ける遠

心力の北向き成分であるが、通常の大気海洋力学における運動方程式ではこの遠心力は無視されている。現実の地球は赤道方向にふくらんだ回転楕円体であるから、引力と遠心力の合力として生じる重力の大きさと方向は緯度に依存して変化している。そこで、大気海洋力学では、複雑さを避けるために、重力の方向を地心方向に一致させる代わりに、重力に遠心力を含ませ、また、地球を球と近似しているわけである (例えば、栗原, 1978, 第1.6節参照)。ところが、等重力面の形状 (シオイド) そのものを問題とする地球回転運動の方程式に由来する (9-a) 及び (10-b) 式では遠心力が分離されて現われたわけである。そして、これまでの式の展開を遡ってみるまでもなく、この遠心力加速度は流体の  $\Omega$ -運動量が赤道面内の軸のまわりに作る角運動量、即ち、(5-a) 式で表わされる物質項に由来している。つまり、(10-b) 式の第4項と (9-a) 式の [ ] 内の第2項を考慮した上、第2図を参照すると、(4-a) 式の右辺の物質項は流体の遠心力加速度の南向き成分が、あたかもチベット高原上の大気がヒマラヤ山脈に作用する山岳トルクのように、地球の赤道方向のふくらみに作用する気圧トルクに相当していることがわかる。従って、地球回転運動力学では、しばしば、この物質項を遠心力トルクあるいは扁平率トルクまたは慣性トルクと呼んでいる (3節でふれたコア・マントル相互作用では慣性結合あるいは慣性結合トルクと呼んでいる)。ただし、この慣性トルクが極運動を励起することができるのは気圧が東西・南北に非対称に分布する場合に限られている。北半球での大陸の東西非対称分布はしばしば大気圧の強い東西非対称分布を作ることが知られている。7節でふれるように、極運動の大部分はこうして生じる大気の慣性トルク (気圧項) で励起されている。ちなみに、遠心力と重力の比  $r\Omega^2/g$  は地球の扁平率 1/305 の程度であるから、地表における気圧を  $P_s$  とおくと、(9-a) 及び (10-b) 式から、慣性トルクを作る地表における単位面積当たりの表面抗力の大きさは  $P_s/305 \approx 3 \text{ mb}$  の程度となり、これはロッキー山脈等の山岳トルクを作る山岳抗力の大きさにほぼ匹敵している。

## 5. 地球の角運動量収支モデル

このように、「扁平剛体地球モデル」では、遠心力の存在を除けば、大気海洋力学と地球回転運動力学との間にはなんらの不連続も存在しないことがわかる。そこで、次に、現実の地球の場合について考えてみよう。

今、(4-a) 式の右辺の流体による外力項をゼロとおくと、 $[C-A]/A \Omega = \sigma_r$  を角速度とする  $\tilde{\omega}$  の自由振動解を得る (付録 2 参照). 地球の偏平率は  $(C-A)/A=1/305$  であるから、この自由振動の周期は  $2\pi/\sigma_r=305$  日 (これを「オイラー周期」と呼ぶ) となる. ところが、実際に観測される地球の自由振動、即ち、チャンドラー・ウォブルの周期はこれより 1.43 倍長い約 434 日 (チャンドラー周期) である. そして、この周期の不一致が地球を剛体と見なしたことによることは一世紀ほど前から知られていた. 即ち、海洋などを持つ地球は等重力面の変化に応答して変形することが可能で、ひとたび自由振動 (ウォブル) が励起されると、自転軸の変化に伴って生じる遠心力変化に地球が応答して変形し、この変形に必要な時間だけ (?) 自由振動周期が延びるわけである. しかし、地球の自由振動周期が厳密に約 434 日であることを理論的に説明したのは Smith & Dahlen (1981) である. 彼らはウォブルで生じる遠心力変化に応答する海洋の変形 (極潮汐) と地殻・マンツルの弾性変形、極潮汐が地殻・マンツルに及ぼす荷重変形、CMB の偏平率、コア・マンツル非結合、及びマンツルの粘性などを精密にモデル化し、これらの効果が剛体地球の場合のオイラー周期よりどれだけ周期を引き延ばすかを見積った. その詳細は彼らの論文を参照していただくことにして、ここでは理論を離れて (特に、コア・マンツル非結合を考慮しないで)、極運動を表わす (4-a) 式が観測される現実の地球の自由振動数  $\sigma_0$  (つまり、チャンドラー周期) を持つようにその左辺を修正すると、右辺の流体の角運動量には係数  $\sigma_r/\sigma_0=1.43$  が掛けられることになる. 以上は (4-a) 式の右辺の外力が存在しない場合に満たさねばならない方程式の修正であるが、流体の外力が存在し、しかも、それが物質項であるときは、地殻・マンツルはさらに荷重変形を受け、その結果、物質項は本来の大きさの約 30% だけ小さくなる. したがって、これを (4-a) 及び (4-b) 式に考慮すると、物質項にはさらに係数 0.7 が掛けられることになる.

以上を考慮すると、ERP ( $\tilde{m}, m_3$ ) の運動方程式は次式となる.

$$\begin{cases} (i/\tilde{\sigma}_0) d\tilde{m}/dt + \tilde{m} = -(i/\Omega) d\tilde{\chi}/dt + \tilde{\chi} & (11-a) \\ dm_3/dt = -d\chi_3/dt & (11-b) \end{cases}$$

ここに、

$$\tilde{\sigma}_0 = \sigma_0 + ia \quad (12)$$

$$\tilde{\chi} = (1.00\Omega \Delta \tilde{I} + 1.43\Delta \tilde{h}) / [Q(C-A)] \quad (13-a)$$

$$\chi_3 = (0.70\Omega \Delta I_{33} + 1.00\Delta h_3) / (\Omega C) \quad (13-b)$$

で、 $\alpha$  はマンツルの粘性などによる運動エネルギーの消散係数である. これらの式は、 $\tilde{\sigma}_0$  と 4 つの数値係数を別にすれば、(4-a) 及び (4-b) 式と全く同じものである. 即ち、 $\tilde{\chi}$  及び  $\chi_3$  は流体の二つの角運動量 (物質項及び運動項) に数値係数を掛けて無次元化したもので、しばしば、「角運動量関数」と呼ばれている. そして、この 4 つの数値係数は上述した現実の地球の変形などが角運動量変化に及ぼす「度合い」を表わすパラメーターで、しばしば、Transfer Function と呼ばれている. ここで、4 つの係数のうち、(13-a) 式の物質項の係数が 1.00 となっているのは上述したウォブルに反応する地球の変形と物質項の荷重変形の効果がほぼ相殺されていることを意味し、(13-b) 式の運動項の係数が 1.00 となっているのは自転速度変動に伴う遠心力変化に反応する地球の変形が無視できるほど小さいことを意味している. 7 節でふれるが、大気角運動量関数に限ると、係数が 1.00 でない (13-a) 式の運動項 (赤道面内の軸の回りの相対角運動量に対応する) と (13-b) 式の物質項 (形状軸のまわりの  $\Omega$ -角運動量に対応する) のそれぞれの変化は係数が 1.00 の他の二つの項に比べて小さいことが明らかにされている. 従って、もし、これら二項を無視すると、現実の地球の運動方程式 (11-a) は剛体地球の運動方程式 (4-a) に全く一致するわけで、異なるのは剛体地球の振動数  $\sigma_r$  が観測されるチャンドラー・ウォブルの振動数  $\tilde{\sigma}_0$  になっていることだけである. 言い換えれば、この近似の範囲内では、たとえ変形可能な現実の地球に基づいたとしても、従来の地球回転運動力学と (剛体地球に基づく) 大気海洋力学との違いは遠心力を考慮しているか否かだけだったと言うことになる.

そこで、このことを別の立場から考えてみよう. (13-a) 及び (13-b) 式は流体の角運動量を表わす (7-a) 及び (7-b) 式に対応している. 式の形から明らかのように、地球を剛体と扱う大気海洋力学の場合には、流体の角運動量は (8-a) 及び (8-b) 式で表わされる二つの運動量で与えられ、しかも、これらの運動量を保存量と見なし、例えば、前節でふれたように、(8-a) 式の  $\Omega$ -運動量と東向き相対運動量を分離して扱うことはない. さらに、大気海洋力学は (7-b) 式を一定とする流体全体の絶対角運動量 (極軸のまわりの角運動量) の保存のみを前提とし、(7-a) 式の時間変化、即ち、(4-a) 式あるいは (9-a) 式の左辺をゼロとする赤道面内の軸のまわりの角運動量保存を全く考えていない. つまり、今までの大気海洋力学は地球の偏平効果の反映である遠心力と



子午面内の角運動量保存を無視してきたわけである。この辺の事情はわずかではあるが変動する自転速度を一定と見なしてきたこととよく似ている。ところが、上述したように、地球を変形可能な偏平体として扱う地球回転運動力学は、 $\Omega$ -運動量と相対運動量を異なる係数を掛けて分離して扱ってはいるものの、地球の偏平効果（慣性トルク）も考慮しているわけである。従って、大気海洋力学モデルの精度がもう一桁向上し、例えば、赤道面内の軸のまわりの相対角運動量や（荷重変形を伴うような）形状軸のまわりの $\Omega$ -角運動量の変化が無視できなくなると、大気角運動量保存の考え方も見直されることとなり、また、そのときはじめて、大気海洋力学も Transfer Function の存在、即ち、大気・海洋・地球系の角運動量収支を意識するはずである。

ところで、従来の極運動を表わす方程式の扱い (Munk & MacDonald, 1960; Lambeck, 1980) はここでの (11-a) 式とわずかに異なっている。(10-a) 及び (10-b) 式で明らかのように、従来は物質項の時間微分も運動項と見なした上（つまり、慣性トルク以外の全ての項を運動項と見なした上）、(11-a) 式の右辺全体を  $\tilde{m}$  の変動の外力に相当する「励起関数」と定義しているのに対し、ここでは角運動量関数  $\tilde{\lambda}$  を励起関数と見なしている。これは、(11-a) 式の  $\tilde{m}$  についての解が  $\tilde{\lambda}$  についての積分となることを見出し、右辺の時間微分を直接見積もることなく、極運動を励起する流体の全効果の評価が  $\tilde{\lambda}$  を通じて可能であることを示した Barnes et al. (1983) の考えに基づいているもので、角運動量関数の命名も彼等によるものである。しかし、 $\tilde{\lambda}$  の時間微分項が無視できる場合の扱いは従来と全く同じである。6節でふれるが、(11-a) 式の右辺の流体の角運動量を大気についてのみ考えると、この時間微分項は無視できるほど小さい。

さらに、チャンドラー周期の理論的説明のところでもふれたように、ERP の運動方程式 (11-a) 及び (11-b) 式にはコア・マンテル非結合が考慮されていない。これはコア・マンテル非結合が大気・海洋系の変動のすべての時間スケールについて完全に実証されていないこと (3.1. 節参照) と方程式の形を可能な限り Barnes らが提案したエレガントな形で表わしておきたかったからである。しかし、もし、コア・マンテル非結合を考慮したとしても、その修正は Transfer Function だけで済む。即ち、コア・マンテル非結合は ERP ( $\tilde{m}$ ,  $m_3$ ) が地殻・マンテルの角速度を表わすパラメーターであることを意味するから、そのためには、(11-a) 及び (11-b)

式とそれぞれ等価な (4-a) 及び (4-b) 式の左辺第 1 項の地球の主慣性能率  $A$  及び  $C$  を地殻・マンテルの主慣性能率  $A_m$  及び  $C_m$  に置き換えれば良いわけだが、すでに  $\tilde{\sigma}_0$  にはコア・マンテル非結合が考慮されており、また、 $C-A \approx C_m - A_m$  であることから、結局、この効果は (13-a) 及び (13-b) 式の中の Transfer Function をそれぞれ  $A/A_m$  倍及び  $C/C_m$  倍（これらは共に約 1.1 倍に等しい）することに相当していることがわかる。7節でふれるが、(13-a) 及び (13-b) 式のままの Transfer Function を用いると、大気・地球系の角運動量収支には約 1 割の差が生じることになる。このように、本来 Transfer Function は変動の時間スケール（周波数）に依存するパラメーターである。

## 6. AAM 関数

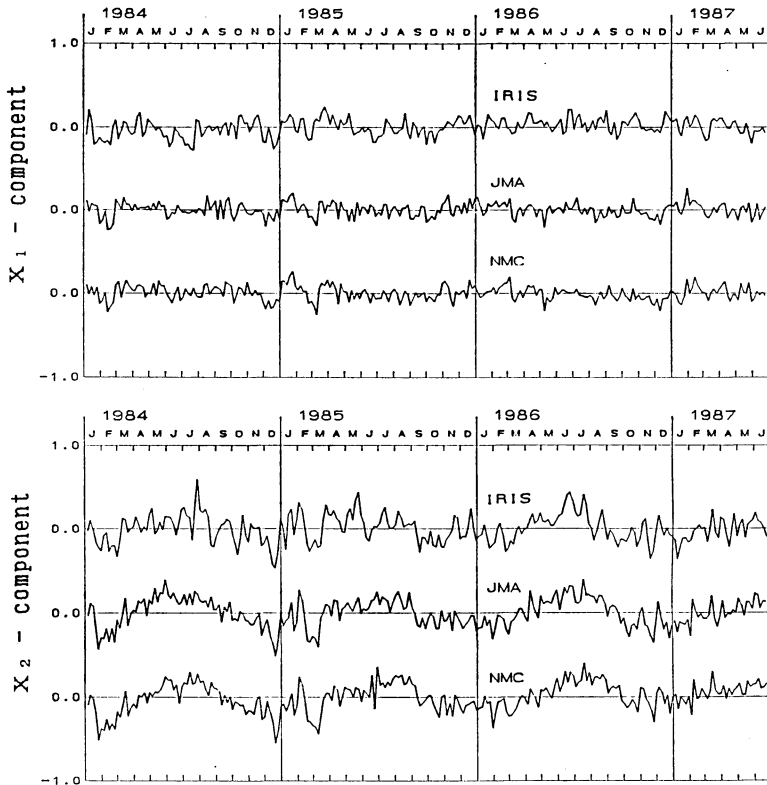
地球の角運動量収支方程式の見直しはほぼ済んだので、残るは大気・海洋・雪氷・陸水系が ERP に及ぼす力学効果をいかにして精密に評価するかとすることである。そこで、英国の Hide の提唱で、まず手始めに最もよく整備されている大気情報に着目し、(13-a) 及び (13-b) 式で与えられる角運動量関数の大気の場合の有効性を検証することとなり、そのためのワーキング・グループが IUGG/IAG の下に作られた。もっとも、こうした動きは FGGE (First GARP Global Experiment) の成果 (Hide et al., 1980) を踏まえた結果であることは言うまでもない。この気象観測データから見積もられる無次元パラメーター  $\tilde{\lambda} = \chi_1 + i\chi_2$  及び  $\chi_3$  は「大気角運動量関数」(Atmospheric Angular Momentum Function: AAM 関数) と呼ばれている（厳密には、Transfer Function が考慮されているので、Effective AAM Function と呼ぶ）。静力学平衡式を用いると、AAM 関数は (5-a) 及び (5-b) 式、(6-a) 及び (6-b) 式を考慮して、(13-a) 及び (13-b) 式から次のように表わされる。

$$\left\{ \begin{array}{l} \chi_1 = -1.00[r^2/(C-A)g] \int P_s \sin \phi \cos \phi \cos \lambda dS \\ \quad - 1.43[r/\Omega(C-A)g] \int \\ \quad \int (u \sin \phi \cos \lambda - v \sin \lambda) dPdS \quad (14-a) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \chi_2 = -1.00[r^2/(C-A)g] \int P_s \sin \phi \cos \phi \sin \lambda dS \\ \quad - 1.43[r/\Omega(C-A)g] \int \\ \quad \int (u \sin \phi \sin \lambda + v \cos \lambda) dPdS \quad (14-b) \end{array} \right.$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \chi_3 = 0.70[r^2/Cg] \int P_s \cos^2 \phi dS \\ \quad + 1.00[r/\Omega Cg] \int u \cos \phi dPdS \quad (14-c) \end{array} \right.$$

ここに、 $P_s$  は地球表面における気圧、 $g$  は重力加速度で、 $\int dP$  及び  $\int dS$  はそれぞれ高さに対する気圧積分及

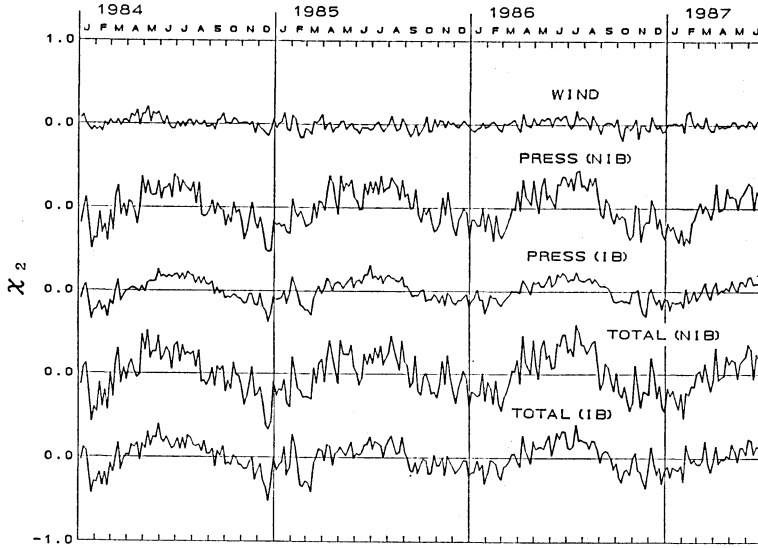


第3図 極運動を励起する赤道方向 ( $X_1$  及び  $X_2$  成分) の異なる二つのデータに基づく励起関数の比較. IRIS とは VLBI に基づく (11-a) 式の左辺の値を, また, JMA あるいは NMC とは AAM 関数に基づく (11-a) 式の右辺の値を表わす. 上段はグリニッチ方向 ( $X_1$  成分), 下段は東経 90 度方向 ( $X_2$  成分) を表わし, また, 縦軸のスケールは  $10^{-6}$  (角度の 206 mas) である. ただし, AAM 関数の気圧項の積もりは IB-モデルに基づいている. その結果, 図は 1 か月程度の時間スケールでは大気角運動量変化 (JMA あるいは NMC) が地球の角運動量変化 (IRIS) よりやや小さいことを示している.

び地球表面の面積積分を表わす. (14-a), (14-b) 及び (14-c) 式において, 右辺第 1 項は大気の大気再分布で生じる気圧項 (物質項) で, また, 第 2 項は風の相対角運動量による風速項 (運動項) である.

さて, AAM 関数の評価に用いられるソース・データは米国立気象センター (National Meteorological Center: NMC), 英国気象局 (Meteorological Office), 英国に置かれているヨーロッパ中期天気予報センター (European Center for Medium-Range Weather Forecast: ECMWF), それに我が国の気象庁 (JMA) の 4 つの気象機関から数値予報の初期値として毎日 2 回算出されている「予報・解析データ」である. と言っても, これら

が皆同じ性格のデータと言うわけではない. 一般に, 数値予報の副産物として利用可能なデータには解析データ, 初期化データ, それに予報値の三種類あり, このうち, 解析データは初期化前のそして初期化データは初期化後のデータである (詳細は, 例えば, 気象研究ノート第 134 号参照). 筆者等 (Naito & Yokoyama, 1985) が用いた気象庁データはいわゆる解析データで, Barnes et al. (1983) が用いた ECMWF データ及び NMC がオン・ラインで提供している AAM 関数のソース・データは初期化データである (Salstein & Rosen, 1985). (実は, 数値予報モデルの改良, 「ボイジャー」などの惑星探査船の追跡, 電波星の位置などの精密決定, あるいは地

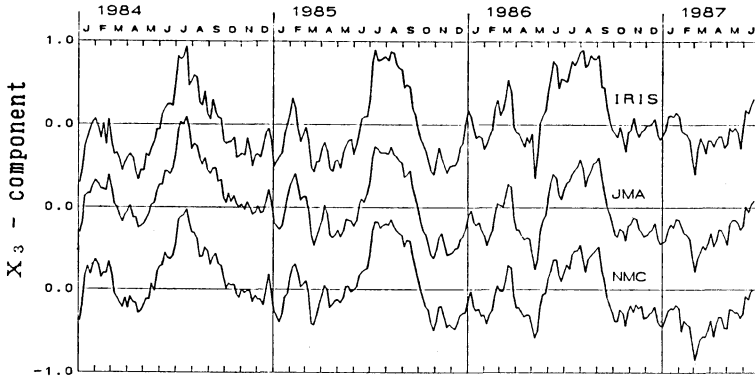


第4図 JMA データで見積もられた東経90度方向 ( $X_2$  成分) の AAM 関数 ( $X_2$ ) に寄与する大気変動の効果。上から、風速項 (WIND), NIB-モデルによる気圧項 (PRESS (NIB)), IB-モデルによる気圧項 (PRESS (IB)), 風速項と NIB-モデルによる気圧項の和 (TOTAL (NIB)), 及び風速項と IB-モデルによる気圧項の和 (TOTAL (IB)) を表わし、また、縦軸のスケールは  $10^{-6}$  (角度の206 mas) である。

球内部の運動の検出などのために、NMC 及び ECMWF の予報値に基づく「AAM 関数の予報値」もルーチンのに算出されている。さらに、筆者らによる気象庁データに基づく AAM 関数 (以下では JMA と略称) の算出法は、NMC あるいは ECMWF のそれぞれのデータに基づく AAM 関数 (以下では NMC あるいは ECMWF と略称) の算出法とわずかに異なっている。最も大きな相違点は、JMA が大陸上の地上気圧を上層の気圧から再推定して用いているのに対して、NMC や ECMWF は「予報・解析モデル」における地上気圧値をそのまま用いている点である、その結果、例えば、ECMWF には予報・解析モデルの更新に伴って頻繁に不連続変化が伴っていることが判明した (Eubanks, Steppe & Dickey, 1985)。同様の現象は NMC についても言え、これらの原因はすべて初期化データの地上気圧値をそのまま AAM 関数の気圧項の見積りに用いたことにある。従って、この人工的な不連続を別にしても、解析データから実際の地形に基づいて推定し直された地上気圧値を用いている JMA は初期化データをそのまま用いている ECMWF 及び NMC に比べ安定な精度を維持している (Brzezinski, 1987; Naito, Kikuchi & Yokoyama,

1987)。 (このように、AAM 関数の国際比較は、はからずも、天気予報のための気象データと地球物理利用のための気象データとの間に大きな違いがあることを地球回転研究者に教える結果となった)。

ところで、AAM 関数の気圧項の見積りは海洋底の気圧変動をいたるところ同じと仮定する (実際には、海底圧力変動のデータは存在しないから、海洋上の気圧変動をいたるところ同じと近似する) Inverted Barometer Hypothesis (大気・海洋系の圧力平衡仮説: 詳細は、例えば、Gill, 1982 第9.9節参照) に基づくものと海洋上の気圧を大陸上と同じように扱う Non Inverted Barometer Hypothesis に基づくものとに区別して見積もられ、以下では、前者を IB-モデル、後者を NIB-モデルと呼ぶことにする。こうして得られた AAM 関数は、従来の個々の研究者がそれぞれ異なる解析法で見積もった大気励起関数に比べ少なくとも約 50% 高い精度を持ち、ほぼ現在の ERP に近い精度を保っている。なお、Wahr (1982) 及び Merriam (1982) は大気質量分布が海洋質量再分布に及ぼす重力の効果 (大気と海洋の重力相互作用) も考慮した IB-モデルを提案している。



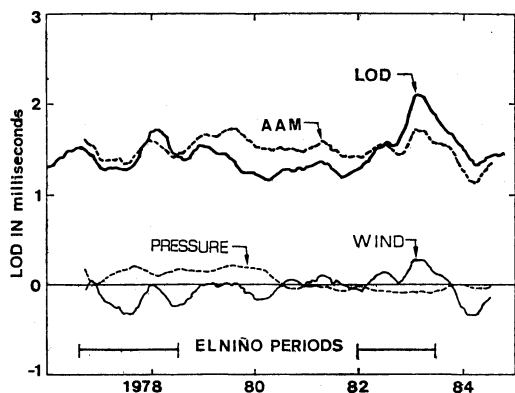
第5図 自転速度変動を励起する極軸方向 ( $X_3$  成分) の異なる二つのデータに基づく励起関数の比較. IRIS とは VLBI に基づく  $m_3$  の値を表わし, また, JMA あるいは NMC とは AAM 関数に基づく  $-X_3$  の値を表わし, また, 縦軸のスケールは  $10^{-8}$  (LOD 換算で 0.864 ms) である. ただし, AAM 関数の気圧項は IB-モデルに基づいている. 図は形状軸のまわりの大気・地球系の角運動量収支が「ほぼ」成立していることを示している. なお, 自転速度増加は上向きを, また, LOD 増加は下向きを表わす.

### 7. 数日から1年の時間スケール

そこで, 大気・地球系の角運動量収支をこの AAM 関数を用いて検証してみよう. そのためには, (11-a) 及び (11-b) 式の左辺を観測される ERP ( $m=m_1+im_2$  及び  $m_3$ ) からそれぞれ見積もり, 一方, 右辺を AAM 関数 ( $\chi=\chi_1+i\chi_2$  及び  $\chi_3$ ) から見積もって, 両辺を比較すれば良い. この左辺と右辺は従来からそれぞれ天文観測に基づく励起関数 (Astronomical Excitation Function) 及び地球物理観測に基づく励起関数 (Geophysical Excitation Function) とあい味に呼ばれてきたが, 後者は今や大気励起関数 (Atmospheric Excitation Function) と呼ばれるべき量である. 以下は筆者ら (Naito & Kikuchi, 1988) が得た数日から1年程度の時間スケールにおけるこれらの比較結果である. ただし, (11-a) 式の左辺と右辺を比較するためには, (12) 式で与えられるチャンドラー・ウォブルの振動数 (あるいは周期) と消散係数 (あるいは Q 値) を与えねばならないが, ここでは便宜上, 周期を 434 日. また, 消散係数を  $0.7 \times 10^{-4}/\text{day}$  (Q 値の 100) と与えている.

まず, 第3図は (11-a) 式の極運動 (つまり, 赤道面内の軸のまわりの角運動量変化) の場合を示したもので, 図中の IRIS とは VLBI による国際観測網 (International Radio Interferometric Surveying) で5日毎に決定された潮汐変形効果を含まない ERP データか

ら見積もられた (11-a) 式の左辺, また, JMA 及び NMC とは上述した二つのソース・データに基づく IB-モデルでの AAM 関数から見積もられた (11-a) 式の右辺で, 上段がグリニッチ方向の  $X_1$  成分, また, 下段が東経90度方向の  $X_2$  成分である. ただし, AAM 関数は IRIS データに一致させるために5日平均されている. また, 図は変化のみを表わしたもので前節でふれた不連続と平均値は除かれている. さて, 第3図によると, 1年程度の時間スケールでは, 両者の変動は振幅・位相共にほぼ一致しているが, 1か月程度の時間スケールでは, 天文観測値 (IRIS) がやや大きな変動を示し, 特に, 東経90度方向の成分 (下段) で顕著である. ここでは示さないが, (11-a) 式の右辺第1項の AAM 関数の時間微分項は第2項の AAM 関数そのものの1%程度の大きさで, 従って, 図の変化はほとんど第2項の AAM 関数そのものに等しい. そこで, AAM 関数の中味をさらに詳細に見るために, 変化が卓越している東経90度方向の JMA の  $\chi_2$  の変化を, 風速項, NIB モデルによる気圧項, IB-モデルによる気圧項, 風速項と NIB-モデルによる気圧項の和, そして風速項と IB-モデルによる気圧項の和に分けて, それぞれの変化を表わすと第4図のようになる. 上述した第3図の JMA は第4図の最下段の変化を指している. 第4図によると, まず, 風速項 (赤道面内の軸のまわりの相対角運動量) は季節変



第6図 LOD と LOD に換算された大気角運動量 (AAM) のそれぞれの Inter-Annual Variations. 図は変動分のみ示し、AAM とは気圧項 (PRESSURE) と風速項 (WIND) の和を表わす。(Eubanks, Steppe & Dickey, 1986 による).

化をほとんど含まず、また、変化の振幅も小さいことから、第3図の IRIS に見られる季節変化はほとんど気圧項の寄与であること、しかも、その振幅は IB-モデルによる気圧項のそれに近いことがわかる。しかし、1か月程度の時間スケールの不規則な変動は NIB-モデルの気圧項の変動に近いように見える。このことは地球規模で大気・海洋系の圧力平衡が成立する時間スケールが2、3カ月程度であることを意味している。

ところで、4節でふれたように、AAM 関数の気圧項は慣性トルクを無次元化したものである。これに寄与する気圧分布は、(14-a) 及び (14-b) 式の関数形から明らかのように、緯度45度で極大となる東西非対称な気圧分布の変化で、例えば、比半球に限ると、グリニッチ方向 ( $X_1$  成分) の変化には主に太平洋上の気圧変化が寄与し、一方、東経90度方向 ( $X_2$  成分) の変化には主にユーラシア大陸上の気圧変化が寄与している。従って、第3図の AAM 関数の季節変化が東経90度方向 ( $X_2$  成分) で卓越する事実は地球規模の気圧の季節変化がユーラシア大陸の中央部で最も卓越すると言う観測事実と全く調和しているわけである。つまり、年周ウォブルをはじめとする極運動の大部分はユーラシア大陸中央部の大気が地球の赤道方向のふくらみに気圧力として作用する慣性トルクで励起されていることがわかる。(実は、前節でふれた予報・解析モデルの変更でしばしば生じた ECMWF や NMC の AAM 関数の不連続はこの慣性

トルク (気圧項) の東経90度方向の成分にのみ現われ、ユーラシア大陸上の気圧がモデル変更の影響を強く受けていることを示唆している)。なお、第3図でわずかに見られる IRIS と JMA あるいは NMC の季節変化の差 (特に、位相差) は AAM 関数には考慮されていない雪氷や地下水などの陸水分布による慣性トルク (物質項) の寄与に相当していると考えられている (Wahr, 1983; Wilson & Hinnov, 1985; Chao, O'Connor, Chang, Hall & Foster, 1987; 他)。

次に (11-b) 式の自転速度変動 (つまり、極軸のまわりの角運動量変化) の場合について見てみよう。(11-b) 式を積分すると、自転速度変動を表わす  $m_3$  を  $-\chi_3$  と直接比較することができる。第5図は IRIS による  $m_3$  と JMA 及び NMC データから見積もられた  $-\chi_3$  のそれぞれの変化を示したものである。この場合の気圧項の見積もりも IB-モデルに依っているが、 $\chi_1$  や  $\chi_2$  の場合と異なり、IB-モデルと NIB-モデルとに大きな差はなく、また、その変化も高々風速項の変化の10%程度の大きさである。つまり、図の AAM 関数の変化はほとんど帯状風による相対角運動量変化に依存している。ところで、図中の JMA あるいは NMC にはゆるやかに減少するトレンドが見られるが、IRIS にはほとんど見られない。これは IRIS の変動 (つまり、自転速度変動) には本来次節でふれるコア・マントル間の電磁結合で励起される数十年程度の時間スケールの変動 (Decade Variation) などが含まれていて、たまたまこの期間にはこれに起因するトレンドの勾配がプラスになっていたのであるが、JMA あるいは NMC で示される大気角運動量のマイナス勾配のトレンドでキャンセルされたためである。そこで、両者のトレンドを除いて比較すると、 $m_3$  と  $-\chi_3$  は「ほぼ」一致し、極軸 (形状軸) のまわりの大気・地球系の角運動量収支は「ほぼ」成立している。言い換えれば、数日から1年程度の時間スケールの自転速度変動はほとんど帯状風による相対角運動量変化で説明されるわけである。ところが、ここで「ほぼ」と表現したのは  $m_3$  の変動の大きさが  $-\chi_3$  のそれよりわずかに (約1割) 大きいからである。即ち、この差が5節でふれたコア・マントル非結合の反映と考えられる。同様のことは赤道面内の軸のまわりの角運動量収支についても言えるはずであるが、上述した大気・海洋系の圧力平衡仮説や雪氷・陸水系の物質項の寄与などの未解決課題がコア・マントル非結合の検出を困難にしている。

ところで、図の IRIS の変化に見られる30日から60

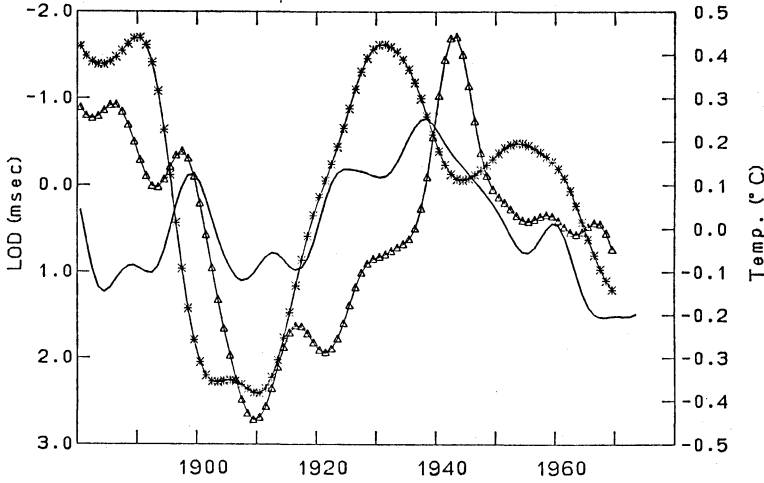
日程度の時間スケールの変動はいわゆる Madden & Julian (1971) が見出した赤道大気の「30日-60日振動」の反映である。これらが大気の相対角運動量変化(JMAあるいはNMC)では説明されること (Anderson & Rosen, 1983; Morgan, King & Shapiro, 1985); Madden, 1987; 他) は、ここで敢えて言及するまでもなく、図から明らかであるが、一つだけ言及すると、自転速度変動の立場から見た30日-60日振動は季節変化(約1.5 ms)の30%にも及ぶこともある極めて大きな気候変動であることである。ちなみに、これを次節でふれる ENSO で励起される LOD 変化と比較すると、ENSO による LOD 変化の大きさ 0.5-1.0 ms に対し、30日-60日振動のそれは 0.2-0.5 ms である。

### 8. 気候変動の時間スケール

このように、数日から1年程度の時間スケールでの大気・地球系の角運動量収支はほぼ理解できる段階にあるかに見えるが、実は、一つだけ未解決な重要な問題が残されている。それはこの時間スケールの変動がチャンドラー・ウォブルの励起に寄与するかどうかということである。よく知られているように、チャンドラー・ウォブルは自由振動であるから、チャンドラー周期(約434日)に近い時間スケールを持つ大気・海洋・雪氷・陸水系の「不規則変動」もチャンドラー・ウォブルの有力な励起源となる。これはちょうど風で自然に揺れ始めるブランコと同じである。これを確認するには二つの方法があり、一つは前節でふれた Astronomical Excitation Function と Atmospheric Excitation Function とをパワー・スペクトルを通じて比較すること (Wilson & Haubrich, 1976; Wahr, 1983; 他) であり、他の一つは (11-a) 式を AAM 関数について積分して得られる極運動を観測される極運動と厳密に比較する方法である (Barnes *et al.*, 1983)。しかし、どちらの方法を採用するにしても、未だ十年にも満たない程度の AAM 関数の蓄積では十分な比較はできない。なぜなら、ここで言う不規則変動とは、いわゆる、Non Seasonal Variation のことであり、大気海洋力学では、このうち、時間スケールの短い方を Intra-Annual Variation、また、時間スケールの長い方を Inter-Annual Variation と呼んでいるようであるが、チャンドラー・ウォブルの励起は1年よりわずかに長い時間スケール(約1.2年)の Inter-Annual Variation に強く依存しているからである。(つまり、Hide が予報・解析データに基づく AAM 関数のルーチンの算出

を提案した一つの理由が実はここにあるわけで、現在、世界の4つのソース・データに基づく AAM 関数は ERP の補助的役割を果たすべく彼等によってデータベース化がなされつつある。従って、大気の不規則変動がチャンドラー・ウォブルの励起に寄与するのかどうかは今のところ Open Question で、ちなみに、これまでに得られた大気変動のチャンドラー・ウォブルに対する寄与率を示すと、15%程度から50%以上まで、研究者によって極めてまちまちである。しかし、今後の AAM 関数の蓄積で、たとえ、大気・海洋系の変動がチャンドラー・ウォブルの有力な励起源ではない (Wahr, 1983) との結論が下されたとしても、それはそれで、3節でふれたような地球内部ダイナミックスの解明にとって極めて重要な情報となる。

一方、ERP の精度向上に伴って、自転速度変動における Inter-Annual Variations の研究にはめざましいものがある。自転速度変動と大気・海洋系の Inter-Annual Variation との関連を論文で最初に指摘したのは Stefanick (1982) である。彼は、極めておおよっぱなデータに基づく議論ではあるが、Southern Oscillation に伴って生じる赤道から極方向への熱放出で励起される Thermal Zonal Wind の変化が  $\Delta$ LOD の変化を励起している可能性を指摘した。後に、Chao (1984) は、数年より長い時間スケールの変動を4次の多項式で除去して  $\Delta$ LOD の Inter-Annual Variation を求め、これらと Tahiti-Darwin 間の気圧差として知られる Southern Oscillation Index (SOI) との間に55%の相関があることを見出した。さらに、この値は1967年以前では40%に1967年以後では55%を示したことから、初期の LOD データの精度が近年のそれに比べて低いことを指摘している。そこで、Eubanks, Steppe & Dickey (1986) は、用いる LOD データを VLBI と月レーザ測距 (Lunar Laser Ranging) に基づくものに限定してほぼ同様の解析を行ない、まず、Chao の結果を再確認した後、得られた  $\Delta$ LOD の Inter-Annual Variation を AAM 関数を用いて議論した。第6図は彼等が決定した  $\Delta$ LOD と LOD に換算された NMC データに基づく大気角運動量変化のそれぞれの Inter-Annual Variations を示したものである。図中の AAM とは気圧項と風速項の和を表わし、また、この場合の気圧項の見積りも IB-モデルに基づいている。さて、図は  $\Delta$ LOD の変化がほぼ大気角運動量変化で説明されることを示しているが、1982~4年の変化はこれらの関係が成立しないほどの大規模



第7図 LODの数十年変動(Decade Variation)と北半球における平均地上気温及び平均海上気温のそれぞれの経年変化。LOD(＊印)は Stephenson & Morrison(1984)から、平均地上気温(実線)は Jones, Raper, Bradley, Dias & Kelly (1986)から、また、平均海上気温(△印)は Oort, Pan, Reynolds & Ropelewski (1987)から引用したもので、それぞれの値は1次のトレンドが除かれた十年荷重移動平均値である。図は気候の温暖化(あるいは寒冷化)が自転速度(あるいはLOD)に対し約10年遅れて変化していることを示している。

な変化を示し、1982年に発生した El Nino-Southern Oscillation (ENSO) Event がいかに大きなものであったかをよく物語っている。そして、このときの大気角運動量変化の寄与は  $\Delta$ LOD の変化の高々50%程度を説明するに留まっている。従って、問題はこの LOD と AAM との差(約0.5 ms)が何に依るものかと言うことである。Eubanks et al. (1986) は海流や海面変動など考えられる全ての原因の中で最も可能性の高いものの一つとして、ソース・データを形成する予報・解析モデルが風の very slow change を再現していないことも考えられるとし、このような LOD の大規模変動も帯状風による大気相対角運動量変化で説明されることを期待しているようである。ちなみに、この差を南極大陸の雪氷の融解で生じる海面の上昇と見なすと約 2.4 cm となり、これは海陸間の水収支の季節変化の大きさ(1cm のオーダー)(Baumgartner & Reichel, 1975; Bryan & Oort, 1984; Gonella, 1986) を考えるとほとんど不可能と言わねばならない。また、海流が常に持つ相対角運動量は大気の場合の高々5%程度で、これはまた観測される Drake 海峡を通過する 120 Sverdrups (=120×10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/sec) 程度の Volume Transport (Nowlin, Whitworth

& Pillsbury, 1977) にはほぼ一致するが、その変動の大きさはこの値の1/4程度(例えば、Pillsbury, Whitworth, Nowlin & Sciremammano, 1979 参照)で、南極環流に期待することも無理なようである。しかし、Eubanks et al. (1986) も数年より長い時間スケールの変動の除去に4次の多項式を用いていることから、データの長さが短いことによる解析上の問題やそもそもコア・マントル結合の時間特性が未解決であること(Lambeck & Hoggod, 1981)もあり、これらの決着は ERP データに加えて今後の AAM 関数の蓄積に期待しなければならない。(つまり、Hide が AAM 関数を提案したもう一つの理由がここにあるわけである)。

そこで、もう一つ不可解な現象を紹介しよう。第7図は前節でふれた Decade Variation と呼ばれている数十年の時間スケールの LOD の変動と北半球の平均地上気温及び平均海上気温の経年変化との相関を示したものである(Onodera & Naito, 1987)。図によると、LOD は地上気温に対して1900年以降では約10年先行して並行に推移しているが、1900年以前ではこの並行性は見られないようである。ところが、海上気温の変化は1900年以前も LOD とよく並行して推移しているように見える。

ところで、3節でふれたように、この自転速度の Decade Variation はコア・マントル電磁結合の変化で励起されている。その一つの根拠として、地球磁場の西方移動速度変化と LOD の変動との相関が指摘されており、磁場の解析上の多少の問題はあるものの、この相関も有意と考えられている（例えば、Gire & Le Mouel, 1986 参照）。しかも、この程度の長い時間スケールの自転速度変動を励起する大気・海洋・雪氷・陸水系の変動の寄与は可能な全ての効果をもってしても全体の2割程度でしかなく、また、位相も一致しないことが知られている（Lambeck, 1980）。そこで、これまでの結果を整理すると、大気・海洋系の変動は、まず、数日から1年程度の時間スケールではほぼ地殻・マントルとの間に角運動量交換系を作る関係にあり、しかし、数年から十年程度の時間スケール（つまり、Inter-Annual Variation）ではこの交換系に参加する割合はやや少なくなり、そして、数十年の時間スケールでは極めて少ない、と言うことができる。従って、数十年の時間スケールでは、大気変動は地球回転変動の単なるノイズと言うことになるが、大気変動は水輸送を通じて雪氷・陸水系の変動に直接関与しているから、図の相関がもし有意だとすると、数十年の時間スケールの自転速度変動には少なくとも「水循環」が関与している可能性を全く否定することはできないかも知れない。問題はなぜ気候の寒冷化（あるいは温暖化）が LOD（あるいは自転速度）に対して約10年遅れて推移してきたかと言うことである。Gire & Le Mouel (1986) によると、磁場の西方移動速度変化は LOD に対してさらに約10年程度先行しているようであるから、気候の LOD に対する約10年の遅れはこれら三つの現象の推移が磁場、LOD、そして気候の順であることと無関係ではなさそうに思える。

### 9. 地球の角運動量収支における大気・海洋・雪氷・陸水系の課題

最後に、大気・海洋・雪氷・陸水系の変動が地球の角運動量収支に関与する未解決な課題を時間スケール毎に整理しておくことにする。時間スケールは以下の6つに分けることができるが、この分類は「天気」の統者にお馴染みの大気や海洋などの運動（現象）の「時間・空間スケール」の分類とかなり異なっている。これは地球回転変動が地球上の個々の運動（現象）の地球表面全体についての積分効果の反映であることによる。

#### 1日未満の時間スケール

これには自由コア章動を（地殻・マントルの変形を通じて）励起する大気・海洋系の質量再分布（物質項）の不規則変動の評価がある。そのためには1時間程度の大気・海洋系の観測データを必要とするが、これらを地球規模で一様に得ることは今後においても極めて困難と思われる。従って、この問題は大気・海洋系の数値モデルの手法なくして解明されることはないと思われる。例えば、数値予報における「予報・解析システム」からの「途中経過出力」の利用などはこの目的には極めて有効であろう（6節参照）。もっとも、この課題の解明のためには、まず第一に、ERPの精度をもう一桁、そして、時間分解能を1時間程度に高めなくてはならない（2節参照）。

#### 1日から10日程度の時間スケール

この時間スケール未満では大気・海洋系の圧力平衡仮説（IB-モデル）がほぼ成立しないことから、AAM関数の精密化は大気力学効果のみを精密に扱うことによって容易に実現可能である（3節及び6節参照）。その結果、今後の「予報・解析モデル」の精密化に伴って、大気・地球間の運動量輸送の実際が議論されることとなるだろう。例えば、大気・地球系の角運動量収支の不成立、即ち、海洋・地球間の弱い非結合などは興味ある問題である。なお、大気・海洋系と地球間の角運動量交換（摩擦消散）の大部分はこの10日程度未満の時間スケールで行なわれているはずであるから、筆者はこの時間スケールを「地球回転変動における消散スケール」と呼ぶことにしている。従って、VLBIなどの精度と時間分解能がもう一桁向上すると（2節参照）、大気・海洋・地球間の運動量輸送過程を支配する力学系の総点検がなされるだろう。なぜなら、この時間スケールは長い間月平均値を一次データとして展開してきた地球科学の空白の時間スケールだからである。

#### 10日程度から3か月程度の時間スケール

30日-60日振動の時間スケールであることから、この時間スケールは大気・海洋系の地球規模の「熱の非一様性」が風で（大気の相対角運動量変化を伴って）解消されようとする時間スケールと見なすことができ、同時に、大気・海洋系の圧力平衡仮説（IB-モデル）が成立する下限の時間スケールでもある（7節参照）。従って、この時間スケール以上では熱が関与することから、AAM関数の評価モデルにはいわゆる「大気・海洋結合モデル」を取り入れなければならない。なお、大気・海洋結



合モデルの一つに、熱を考慮しない「重力相互作用モデル」がすでに提案されている（6節参照）。

### 3か月程度から1年未満の時間スケール

いわゆる季節変化の時間スケールである。雪氷・陸水系が寄与しはじめるのはこの時間スケールからと考えられる。この雪氷・陸水系の質量再分布（物質項）の厳密な評価はここでは詳述しなかった年周ウォブルの完全な解明に不可欠である。そのため、AAM 関数の評価モデルに水収支を考慮することが考えられる。筆者の印象では、むしろ、Astronomical Excitation Function と Atmospheric Excitation Function との差として、この効果が先に逆算されることになると考えられ、もし、そうだとすると、「大陸上の水」の季節変化の最初のモニターは地球回転運動力学からなされることになる（7節参照）。

### 1年から10年程度の時間スケール

ENSO の時間スケールであるが、コア・マントル結合が関与しはじめる時間スケールと見なすこともでき、この時間スケールを「大気・海洋・雪氷・陸水・流体核系」が支配する時間スケールと新たに定義することもできる。従って、この時間スケールには地球内部ダイナミクスの多くの課題（3節参照）が横たわっている。その結果、この時間スケール未満の大気・海洋・雪氷・陸水系の変動の厳密な評価はチャンドラー・ウォブルの励起の寄与率の上限値やコア・マントル結合の時間特性の解明に決定的な役割を果たすはずである。その成果はチャンドラー・ウォブルの他の励起源の解明やマントルの粘性の解明にとっての基礎情報となる。また、極潮汐が平衡潮か否かの問題もこうして解明されるマントルの粘性やコア・マントル結合の時間特性を別の観点から検証するためにも解明されねばならない。なお、この時間スケール以上で無視してはならない課題として「海洋・流体核相互作用」があり、今後の ERP と AAM 関数の蓄積でその可否が徐々に議論されると思われる。

### 10年程度以上の時間スケール

主に、コア・マントル電磁結合が寄与する時間スケールであるが、大気・海洋・雪氷・陸水系も関与していると考えられ（8節参照）、これらの間の因果関係の解明は人間活動の影響（例えば、CO<sub>2</sub>の影響）を受けない場合の地球の気候変動を考える上で極めて重要である。

以上の課題はやや地球内部指向気味であるが、これらの成果を基盤とした極めて大きな課題として、大気・海

洋・雪氷・陸水系の変動などに起因する「地球環境変動の監視と予測」を地球の角運動量収支の立場から検証するための手法の開発がある。そのため、水収支を考慮した AAM 関数の導入がぜひ必要であり、それによって、極氷変化などに起因する地球規模の海水面変動（実際には、全海水質量変動）のモニタが可能となる。また、上述の課題の大部分は、「角運動量法」で実現できるが、海洋変動が関与する地球の角運動量収支の解明には「トルク法」を導入しなければならない（4節参照）。なお、ここでの主題である予報・解析システムからの出力データの有効性（7節参照）から明らかのように、今や数値モデルを用いた手法は地球の角運動量収支の解明にも有力な手段となりつつある。

さらに、もう一つ忘れてはならない大気そのものの課題がある。それは「なぜ、大気の平均相対角運動量は常に東向きに正の符号を維持するか」と言うことである。実は、大気相対角運動量の平均成分はその季節変化の2、3倍の大きさを常に維持しているが、5図では省かれていたわけである。この問題は、惑星大気力学ばかりでなく、上述した地球の気候変動のメカニズムを考える上で基本的な要素の一つであろう。

## 10. おわりに

人類が地球の角運動量収支を追いはじめたのは今世紀初頭である。以来、ようやく一つのステップにたどり着いた。9節はそのステップでひと休み(?)しながらまとめたものである。それらを一言で表わすと、「地球表層部を形成している大気・海洋・雪氷・陸水系の全ての効果を1枚1枚精密にはぎ取れ」と言うことになるだろう。天気予報の精度を向上させるのが主たる目標と思っていたら、いつのまにか、気象学は地球内部の解明にも決定的な役割を持つに至ったと言うわけである。それほど、地球は精密にできていて、また、その構成要素間の「力学的結合」を微妙に保ちながら回転しているのである。そんなわけで、「今や、地球の天気予報(?)の時代に入りつつある」と言うのが筆者の実感である。さて、はぎ取るべき「地球の衣」はもう一枚ある。それは2節で簡単にふれた大気による電波屈折効果である。これを除去する研究は、一般には、電波伝播の問題として受け取られ、従来、気象学の研究者からはあまり重視されなかったように見受けられるが、2節でふれたように、実は、極めて重要な問題である。この問題の解決は、ここでの主題である AAM 関数以上に、地球科学や

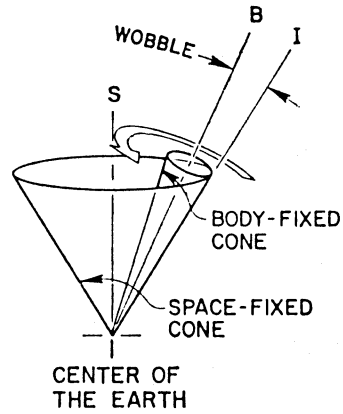
宇宙科学の今後の発展に寄与するものと考えられる。

最後に、筆者らの現在の最大の関心事について一言ふれさせていただきたい。それは上述した課題に寄与すべく我が国においても VERA (VLBI for Earth Rotation Study & Astrometry) 計画が準備されているということである。従って、この計画の目標は現在より「一桁高い精度と時間分解能の ERP」を世界に先駆けて得ることに置かれている。このうち、精度の向上は我が国が世界に誇る気象技術を応用することによって容易に実現可能であるから、この目標を達成するための技術的困難は全く存在していない。多くの読者がこの計画に関心を寄せられることを筆者は願っている。

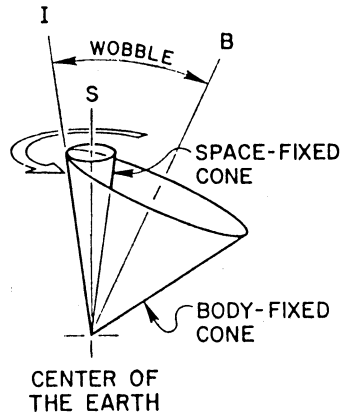
なお、この解説をまとめるに当たって多くの方々から助言をいただいた。とりわけ、「天気」編集委員の住明正氏及び藤谷徳之助氏、そして VERA 計画の中心的役割を担っている笹尾哲夫氏には多くの助言とコメントをいただいた。これらの方々から感謝しつつワープロへの入力を終ることにする。

**付録 1. 地球回転運動を表わす二つの表現 (ポアンソ表現)**

(a) は宇宙空間から見た場合、(b) は地球から見た場合を表わし、ここに、S は宇宙空間 (慣性系) に固定された軸、B は地球 (回転系) に固定された軸 (形状軸)、そして、I は地球の瞬間自転軸 (瞬間角速度ベクトル) を表わす。才差・章動とは S に対する I の長周期運動 (a) あるいは準日周運動 (b)、また、極運動 (Wobble) とは B に対する I の準日周運動 (a) あるいは長周期運動 (b) である。S、B 及び I は常に共通の面上にある (Sasao & Wahr, 1981 より引用)。



付録 1 (a)



付録 1 (b)

**付録 2. 剛体の回転運動方程式**

今、空間で回転している剛体の運動を考える。この運動は空間に固定された座標系 (慣性系、つまり付録 1 (a) の場合)、では次式で表わされる。

$$d\vec{H}/dt = \vec{L} \tag{A-1}$$

ここに、 $\vec{H}$  は剛体の角運動量ベクトル、また、 $\vec{L}$  は剛体に及ぼす外部トルクである。これを角速度  $\vec{\omega}$  で回転する剛体に固定された座標系 (回転系、つまり、付録 1 (b) の場合) で表わすと、次式となる。

$$d\vec{H}/dt + \vec{\omega} \times \vec{H} = \vec{L} \tag{A-2}$$

(A-2) 式はオイラー (Euler) の運動方程式と呼ばれて

いる。そこで、位置ベクトルを  $\vec{X} = (X_1, X_2, X_3)$ 、瞬間角速度ベクトルを  $\vec{\omega} = (\omega_1, \omega_2, \omega_3)$ 、また、剛体の密度を  $\rho$  と表わすと、角運動量  $\vec{H}$  は次式で与えられる。

$$\vec{H} = I\vec{\omega} \tag{A-3}$$

ここに、

$$I = \begin{pmatrix} I_{11} & I_{12} & I_{13} \\ I_{21} & I_{22} & I_{23} \\ I_{31} & I_{32} & I_{33} \end{pmatrix} \tag{A-4}$$

は慣性テンソルと呼ばれ、その成分は次の体積積分で与えられる。

$$\begin{cases} I_{11} = \int \rho (X_2^2 + X_3^2) dV \\ I_{22} = \int \rho (X_3^2 + X_1^2) dV \\ I_{33} = \int \rho (X_1^2 + X_2^2) dV \\ I_{12} = I_{21} = -\int \rho X_1 X_2 dV \\ I_{13} = I_{31} = -\int \rho X_1 X_3 dV \\ I_{23} = I_{32} = -\int \rho X_2 X_3 dV \end{cases} \quad (\text{A-5})$$

(A-5) 式において,  $i=j$  の成分は慣性能率, また,  $i \neq j$  の成分は慣性乗積と呼ばれている。

さて, 地球のような回転楕円体の場合は慣性乗積をゼロとするような軸 (主慣性能率軸) が存在し, これらの最大軸, 即ち, 形状軸 (付録 1 (b) の軸 B) に座標軸の一つを固定すると, (A-3) 式は次式となる。

$$\vec{H} = (I_{11}\omega_1, I_{22}\omega_2, I_{33}\omega_3) \quad (\text{A-6})$$

(A-6) 式を (A-2) 式に代入し  $\vec{L}=0$  とおき, さらに,  $I_{11}=I_{22}=A$  また  $I_{33}=C$  とおくと,  $\omega_3 = -\text{一定} = \Omega$  及び  $\sigma_r = [C-A]/A \cdot \Omega$  を角速度とする瞬間角速度ベクトル (瞬間自転軸) の自由振動 (オイラー運動) を与える (4-a) 式の左辺が得られる。なお, (4-a) 及び (4-b) 式は, (A-6) 式に流体による慣性乗積項 (5-a) 式及び慣性能率項 (6-a) 式と流体の相対角運動量項 (5-b) 及び (6-b) 式を加え, これらや  $(\omega_1, \omega_2)$  との 2 次以上の積を微小量として無視したものである。このとき,  $A$  が付加されている流体の慣性乗積及び慣性能率も (A-5) 式の体積積分の形を持つ。

### 参考文献

- Anderson, J.R. & R.D. Rosen, 1983: The latitude-height structure of 40-50 day variations in atmospheric angular momentum. *J. Atm. Sci.*, **40**, 1584-1591.
- Barnes, R.T.H., R. Hide, A.A. White & C.A. Wilson, 1983: Atmospheric angular momentum fluctuations, length-of-day change and polar motion. *Proc. R. Soc. Lond.* **A387**, 31-73.
- Baumgartner, A. & E. Reichel, 1975: *The World Water Balance*, Elsevier.
- Brosche, P. & J. Sundermann, ed., 1978: *Tidal Friction and the Earth's Rotation*, Springer-Verlag.
- Brunner, F.K., ed., 1984: *Geodetic Refraction, Effects of electromagnetic wave propagation through the atmosphere*, Springer-Verlag.
- Brzezinski, A., 1987: Statistical investigations on atmospheric angular momentum functions and on their effects on polar motion, *Manuscripta Geodetica*, **12**, 268-281.

Bryan, F. & A. Oort, 1984: Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. *J. Geophys. Res.*, **80**, 11717-11730.

Capitaine, N., 1986: The conceptual and conventional definitions of the earth rotation parameters, in *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, ed. by A. Cazenave, 9-24, D. Reidel Publ. Co.

カーター W.E. & D.S. ロバートソン, 1987: 地球の精密測定を可能にした VLBI, *サイエンス*, **17**, 30-40, 日経サイエンス社.

Chao, B.F., 1984: Interannual length-of-day variation with relation to the southern oscillation/El Nino, *Geophys. Res. Lett.*, **11**, 541-544.

————, W.P. O'Conner, A.T.C. Chang, D.K. Hall & J.L. Foster, 1987: Snow load effect on the Earth's rotation and gravitational field, 1979-1985, *J. Geophys. Res.*, **92**, 9415-9422.

Dickman, S.R., 1986: The damping of the Chandler wobble and the pole tide, in *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, ed. by A. Cazenave, 203-228, D. Reidel Publ. Co.

Eubanks, T.M., J.A. Steppe & J.O. Dickey, 1985: The atmospheric excitation of earth orientation changes during MERIT, *Proc. Int. Conf. on Earth Rotation and Terrestrial Reference Frame*, 469-483, Ohio State Univ. Columbus.

————, ———— & ————, 1986: The El-Nino, the southern oscillation and the earth rotation, in *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, ed. by A. Cazenave, 163-186, D. Reidel Publ. Co.

Gill, A.E., 1982: *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press.

Gire, C. & J.L. Le Mouel, 1986: Flow in the fluid and Earth's rotation, in *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, ed. by A. Cazenave, 241-258, D. Reidel Publ. Co.

Gonella, J.A., 1986: Ocean-atmosphere coupling and short term fluctuations of earth rotation, in *Earth Rotation: Solved and Unsolved Problems*, ed. by A. Cazenave, 193-201, D. Reidel Publ. Co.

Guinot, B., 1972: The Chandlerian wobble from 1900 to 1970 *Astron. Astrophys.*, **19**, 207-214.

Hide, R., 1977: Towards a theory of irregular variations in the length of day and core-mantle coupling, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A 284**, 547-554.

————, N.T. Birch, L.V. Morrison, D.J. Shea & A. A. White, 1980: Atmospheric angular momentum fluctuations and changes in the length of day., *Nature*, **286**, 114-117.

Jones, P.D., S.C.B. Raper, R.S. Bradley, H.F.

- Dias & P.M. Kelly, 1986: Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984, *J. Climate & Meteorol.*, **25**, 161-179.
- Kanamori, H., 1977: The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **82**, 2981-7.
- 栗原宜夫, 1978: 大気力学入門, 岩波書店.
- Lambeck, K., 1980: *The Earth's Variable Rotation*, Cambridge University Press.
- & P. Hopgood, 1981: The Earth's rotation and atmospheric circulation, from 1963 to 1973, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **64**, 67-89.
- Lorenz, E.N., 1967: The nature and theory of the general circulation of the atmosphere, World Meteorological Organization.
- Madden, R.A., 1987: Relationships between changes in the length of day and the 40- to 50-day oscillation in the tropics, *J. Geophys. Res.*, **92**, 8391-8399.
- & P.R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atm. Sci.*, **28**, 702-708.
- Merriam, J.B., 1980: Zonal tides and changes in the length of day, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **62**, 551-562.
- , 1982: Meteorological excitations of annual polar motion, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **70**, 41-56.
- Morgan, R.J., R.W. King & I.I. Shapiro, 1985: Length of day and atmospheric angular momentum: A comparison for 1981-1983, *J. Geophys. Res.*, **90**, 12645-12652.
- Munk, W. & G.J.F. MacDonald, 1960: *The Rotation of the Earth*, Cambridge University Press.
- Naito, I., 1977: Secular variation of pole tide, *J. Phys. Earth*, **25**, 221-231.
- & K. Yokoyama, 1985: A computation of atmospheric angular momentum functions for the earth's rotation based on JMA global analysis data, *Proc. Int. Conf. on Earth Rotation and the Terrestrial Reference Frame*, 434-439, Ohio State Univ., Columbus.
- & N. Kikuchi, 1988: Angular momentum budget of earth-atmosphere system estimated from the JMA data, To be submitted.
- , ——— & K. Yokoyama, 1987: Results of estimating the atmospheric effective angular momentum functions based on the JMA global analysis data, *Publ. Int. Latit. Obs. Mizusawa*, **20**, 1-11.
- Nowlin, W.D., T. Whitworth & R.D. Pillsbury, 1977: Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Currents at Drake Passage from short-term measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 788-802.
- O'Connor, W.P., 1986: The 14 month wind stressed residual circulation (pole tide) in the North Sea, NASA Technical Memorandum 87800, NASA.
- Okubo, S., 1982a: Is the Chandler period variable?, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **71**, 629-646.
- , 1982b: Theoretical and observed Q of the Chandler wobble - Love number approach, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **71**, 647-657.
- Onodera, E. & I. Naito, 1987: Has climate been correlative with LOD?. A comment, *Publ. Int. Latit. Obs. Mizusawa*, **20**, 13-15.
- Ooe, M. & Y. Tamura, 1985: Fine structures of tidal admittance and the fluid core resonance effect in the ocean tide around Japan, *Manuscripta Geodetica*, **10**, 37-49.
- Oort, A.H., Y.H. Pan, R.W. Reynolds & C.F. Ropelewski, 1987: Historical trends in the surface temperatures over the oceans based on the COADS, *Climate Dynamics*, **2**, 29-38.
- Peltier, W.R. & P. Wu, 1983: Continental lithospheric thickness and deglaciation induced true polar wander, *Geophys. Res. Lett.*, **10**, 181-184.
- Pillsbury, R.D., T. Whitworth, W.D. Nowlin & F. Sciremammano, 1979: Currents and temperatures as observed in Drake Passage during 1975, *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 469-482.
- Rochester, M.G., 1984: Causes of fluctuations in the rotation of the Earth, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* **A313**, 95-105.
- Salstein, D.A. & R.D. Rosen, 1985: Computations of atmospheric angular momentum, with emphasis on the MERIT period, *Proc. Int. Conf. on Earth Rotation and Terrestrial Reference Frame*, 440-449, Ohio State Univ., Columbus.
- 笹尾哲夫, 1979: 流体核をもつ地球, 地球回転 (若生康二郎編), 109-167, 恒星社.
- 笹尾哲夫, 1987: VLBI による地球回転運動の観測, 星の手帳, **34**, 24-33.
- Sasao, T. & J.M. Wahr, 1981: An excitation mechanism for the free core nutation, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **64**, 729-746.
- 佐藤忠弘, 1987: 流体核共鳴とその観測, *天文月報*, **80**, 4-7.
- Siderenkov, N.S., 1969: The influence of atmospheric circulations on the Earth's rotational velocity, *Sov. Astron.*, **12**, 706-714.
- Smith, M.L. & F.A. Dahlen, 1981: The period and Q of the Chandler wobble, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **64**, 223-281.
- Souriau, A., 1986: The influences of earthquakes on the polar motion, in *Earth Rotation: Solved*

- and Unsolved Problems, ed. by A. Cazenave, 229-240, D. Reidel Publ. Co.
- Stefanick, M., 1982: Interannual atmospheric angular momentum variability 1963-1973 and the southern oscillation, *J. Geophys. Res.*, **87**, 428-432.
- Stephenson, F.R. & L.V. Morrison, 1984: Long-term changes in the rotation of the Earth: 700 B.C. to A.D. 1980, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A313**, 47-70.
- Wahr, J.M., 1982: The effects of the atmosphere and oceans on the Earth's wobble-I. Theory, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **70**, 349-372.
- , 1983: The effects of the atmosphere and oceans on the Earth's wobble and on the seasonal variations in the length of day-II. Results, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **74**, 451-487.
- & A.H. Oort, 1983: Friction- and mountain-torque estimates from global atmospheric data, *J. Atm. Sci.*, **41**, 190-204.
- , T. Sasao & M.L. Smith, 1981: Effect of the fluid core on changes in the length of day due to long period tides, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **64**, 635-650.
- Wilson, C.R. & R.A. Haubrich, 1976: Atmospheric contributions to the excitation of the Earth's wobble, 1901-1970, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **46**, 745-760.
- & L. Hinnov, 1985: Water storage effects on the earth's rotation, *Proc. Int. Conf. on Earth Rotation and Terrestrial Reference Frame*, 484-489, Ohio State Univ., Columbus.
- Yoder, C.F., J.G. Williams & M.E. Parke, 1981: Tidal variations of earth rotation, *J. Geophys. Res.*, **86**, 881-891.

## 講演企画委員会からのお知らせ「スペシャル・セッション」試行について

気象学会大会のセッションは、ほぼ「内容の分類」に従って編成されています。この分類は一般的な分野別になっており、セッションの内容もだいたい毎回同じ構成になっています。

前回の講演企画委員会で、「討論を活発にするためには、特定のテーマに関心のある人が呼びかけ人となり、そのテーマの発表を募って1セッションを開くこともあった方がよいのではないか」という意見が出されました。議論の結果、このようなセッションを「スペシャル・セッション」と名づけ、次の要領で試行することになりました。

1. 通常の口頭セッションと同様、3会場の1つで開催する（他の2会場では一般の口頭セッションが並行して行われる）。
2. 1講演当たりの時間も通常の口頭セッションと同程度とする。
3. 発表申し込み方法も他のセッションと同様である（「内容の分類」のところにセッション名が追加されるので、スペシャル・セッションでの発表を希望する人はこのセッション名を指定して申し込む）。
4. セッションのプログラム編成は、呼びかけ人がプログラム編成会議（原則として締め切り日の翌日）に出席し講演企画委員会と協議して行う。それが困難な場合は講演企画委員会が行う。

今年度の秋季大会では「地表面・大気相互作用」のセ

ッション（下記参照）が行われます。また来年以降継続して行うことが決まれば、その段階でテーマと呼びかけ人を募集します。

### スペシャル・セッション「地表面・大気相互作用」

趣旨：気候の問題を考える上で、地表面状態と大気の状態との間のフィードバックが重要である。その研究には従来は別々の専門領域に属していた研究者の協力、意見交換が必要である。そこで、次のような話題を集めて討論を深めたい。

- ・地表面と大気間のエネルギー・物質・運動量の交換
- ・地表面からの入力に対する大気への応答
- ・大気からの入力に対する地表面状態への応答
- ・（大気との相互作用に関連する）地表面状態の変動の実態およびモデル

ここで言う地表面としては、裸地、植被面（森林、草原、農地）、海面・湖沼面、雪氷面などを含み、またこれらの表面が複雑に混在する場合の問題、複雑地形の問題も含む。個々の研究は局地的なものでもかまわないが、グローバルな気候の形成・変動を考えることへの発展性のある話題提供を期待したい。

発表形態：口頭発表

呼びかけ人：増田耕一（東大・理）、桑形恒男（東北大・理）