



天 気

1990年5月

Vol. 37, No. 5

[解説]

306 (地球温暖化; 温室効果; COADS)

地球温暖化の実態に関する研究の動向*

山 元 龍三郎**

1. はじめに

大気中の二酸化炭素などの温室効果気体が増加しており、それによる地球の温暖化に大きい関心が寄せられていて、大気・海洋結合大循環モデルによる数値実験と共に、その実態についても研究結果が報告されている。ここでは、過去約100年間の地上気温の推移の実態に関する最近の研究をレビューし、今後解決すべき問題点を指摘する。

2. 緒言——気候シグナルと気候ノイズ

大気中の二酸化炭素の増加に伴う気候温暖化の可能性が指摘されて、地球規模の気候変動に対して関心が高まっている。ここでは、地表面近くの気温の長期変動に焦点を当てた「気候診断」の研究の動向について述べる。地球の気候変動の原因は地球への熱収支の変化で、これは、日射の変化を伴う太陽活動・日射の下層大気への流入を妨げる火山の噴煙・地球から宇宙への赤外放射を減少させる二酸化炭素の増加などによって起こる。これらの外的要因の変化に伴う変動は「気候シグナル」と呼ばれ、実際の観測データから「気候シグナル」を検出して、そのメカニズムを探究するのが「気候診断」である。気候診断は、気候を支配する素過程の研究や気候に関する数値シミュレーションと共に、気候変動の研究に

とって重要である (WMO-ICSU JSC, 1984)。

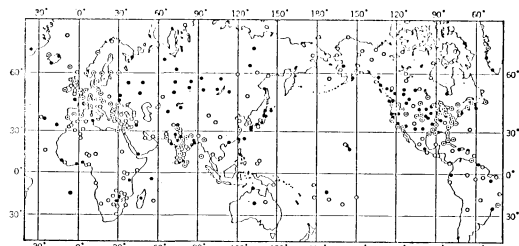
気候診断では気候の定量的な実態把握を行うのであるから、それに用いられるデータの誤差の算定や補正をしておく必要がある。気候診断に用いられるデータは月平均値などの時間平均データであり、それには「気候ノイズ」の介在が不可避である。気温などの気象要素は日々激しく不規則に変化していて、それらを気象現象に準拠しないで決めたカレンダーによって時間平均を計算するので、低温の日がたまたまその月に含まれると月平均気温は低温となり、高温の日がその月にはいると高い値の月平均気温となる。この曖昧さが気候ノイズであり、その大きさは京都など中緯度の観測点の年平均気温に対しては約 0.7°C である。気候ノイズは、広域にわたる空間平均値に対して小さくなり、北半球全体で平均した5年平均気温のデータでは小さく 0.07°C 程度でシグナル/ノイズ比が大きいので、気候診断に半球ないし全球平均気温が取り上げられることが多い (Yamamoto, 1985)。降水量は気候要素の中でも重要なものの1つであるが、その気候ノイズは大きくてシグナル/ノイズ比が小さく、気候シグナルの検出は容易でないのが現状である。ここでは、約100年前に世界的な観測網データが確立されてからの地上気温の長期変動の実態に焦点を当てて、その研究動向を述べる。

* Review of the observational studies of recent global warming.

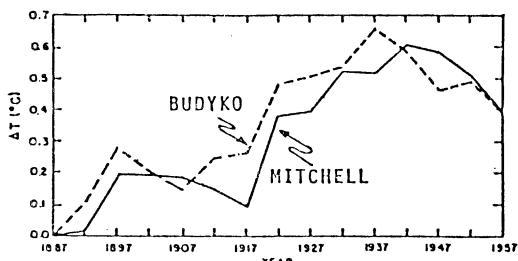
** Ryozauro Yamamoto, 京都大学理学部気候変動実験施設。

3. グローバル平均気温の算定に関する問題点

地球規模の気候変動の詳細な実態把握は、世界の気象



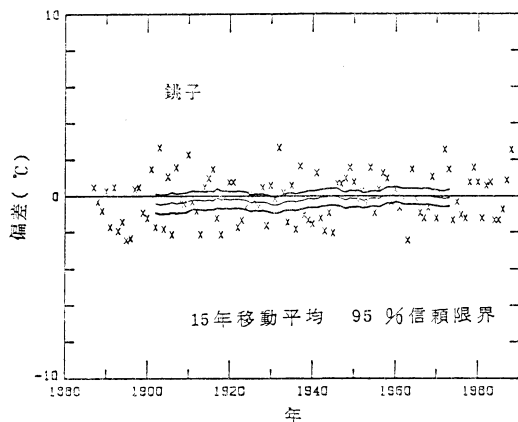
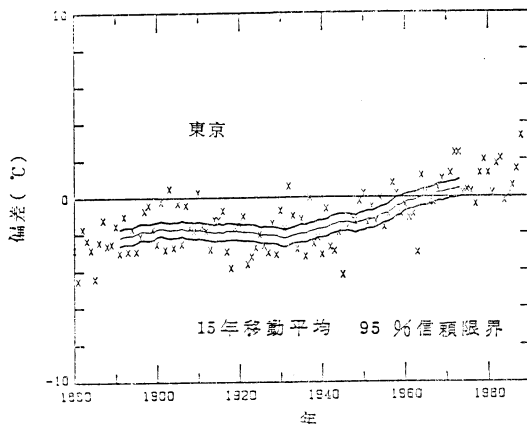
第1図 過去100年間の地上気温の変化を調べるのに利用できる観測点。○印は1876年以前から観測データのある地点、●印は1900年以前のデータのある地点、□印は1901年以前のデータのない地点を示す。



第2図 Mitchell(1961)および Budyko(1969)による北半球平均地上気温の5年平均。

観測網が確立された19世紀半ば以降について、不規則に分布している陸上測点のデータを用いて研究されてきた。第1図に見られるように(山元, 1984), 太平洋・大西洋・インド洋・極地方では観測データが欠如しており、これらの地域の状況をどのように取り扱うかが問題であった。1950~1960年代の研究では、Willett (1950) や Mitchell (1961) は地球を緯度10毎に区切りデータの存在・欠如に関係なく緯度帯毎の平均気温の推移を求め、また、Budyko (1969) は日々の天気図の上で等温線を主観的に描くという方法を採用した。

地上気温に関する彼らの結果を第2図に再録したが、これらの方法は結果の信頼性を指示できないので、筆者ら(Yamamoto ら, 1979 および 1980 a) は、定量的な「気候診断」には不適當であることを指摘して、空間相関を考慮した最適内挿法によりデータ欠如の地域の値を内挿する方法を提案した。この方法ではその内挿誤差の算定が可能であり、この方法の合理性のために世界の研究者から注目された。しかし、データが有意な空間相関の範囲内に存在しない海域ではこの方法でも算定が不可能なので、誤差を大きく見積もって変動がゼロだと仮定



第3図 東京および銚子における1月の日最低気温の30年平均(1951~1980)からの月平均偏差(x)およびその15年移動平均とその95%の信頼限界(実線)。

せざるを得なかった。このような筆者らの方法は気温変動を過少評価しているとの批判を1980年代の半ばに英国の研究者(Wigley ら, 1986) から受けたが、これに答えるためには太平洋や大西洋などの海洋上の実状を把握する必要があった。

一方、19世紀以来継続されてきた陸上の気温観測の多くは都市内の観測所で得られたものなので、第3図に例示したように局地的な「都市化」の影響を受けている。第3図は東京と銚子での1月の日最低気温の偏差の推移である。実線で示した15年の移動平均値とその95%の信頼限界から見られるように、銚子では有意な長期的変動は認められないが、東京では1940年代以降に有意な昇温

が見られ、今世紀の始めに比べると最近では約 2°C 以上も高温である。このような東京での最近の温暖化は明らかに都市化の結果である。世界各地の陸上の観測データの多くは多少とも都市化の影響を受けているので、それらを用いた全球平均気温には都市化の歪みが残存している懸念がある (Wood, 1988)。Karl ら (1989) は、米国本土内のデータを検討して 1984年の人口が 100,000 人以下の小都市での歪みは平均すると約 0.06°C で、1984年の人口が 100,000 人以上の都市での歪みは約 0.58°C だと算定している。そして、これらの影響を注意深く除去しようとした研究 (例えば Jones ら, 1986 a) では、米国本土全体の平均気温に及ぼす都市化の歪みは約 0.1°C だとしている。Karl ら (1989) は、Alaska の Fairbanks では気温逆転層の作用もあって 10°C にも及ぶ都市化の影響の報告を引用し、極域でのデータの取扱いを慎重にする必要を述べている。また、同様な歪みが低緯度地方でも大きいことを認識して、米国本土以外の地域でのこのような算定が必要であることを強調している。

陸地の気候変動は、そこに生活している人類にとって重大関心事であり、その「気候診断」には、陸上の観測データが必須であるが、上述のような問題が横たわっているのに反して、海上では「都市化」の影響を考慮することなく地球の気候変動の実態把握が可能である。

4. COADS の海上気温データに関する問題点

海洋は地球の約 70% を占めており、また、海上の気温観測データは上述の都市化の影響を受けていないので、温暖化の気候シグナルの検出には好適である。しかし、1940年代～1970年代の間の海洋定点観測船を除いて、陸上のような固定観測点は存在しない。19世紀の半ばに船舶への気象通報サービスが国際的に取り決められ、その見返りとして商船や漁船は海上での気象観測を実施し日々の天気予報に利用されてきたが、気候研究に利用できるような形では保存されていなかった。1850年代から最近までの約 1 億のデータが 1980年代の後半になって米国の努力により COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set) と呼ばれるデータセットとしてまとめられた (Slutz ら, 1985)。当初のもの (COADS-Release I) は 1854 から 1979 年までのデータを含んでいたが、最近 1980～1986 のデータが追加された (Woodruff, 1987)。COADS の詳細は Slutz ら (1985) や Oort ら (1987) に述べられている。COADS の中には、緯度 2

度・経度 2 度の box の中の個々の船舶の観測データを 1 月毎に統計したもの (Monthly Summary Trimmed Group) が含まれていて、長期の気候変動の研究に好適である。COADS の気温データを「気候診断」に用いるためには、そのデータに含まれている次に述べるような誤差の補正ないしは考察が不可欠である。

4.1. 不規則誤差

緯度 2 度・経度 2 度の box に対する COADS の月統計値は、長期の気候変動の研究に好適であるが、この気温データには次の理由により大きい不規則誤差が含まれている。気温の水平傾度の大きい海域の 2 度 box において、例えば、個々の観測データが北東象限にのみ集中している場合の 2 度 box の月統計値は、同じ状況下で個々の観測が南西象限に集中している場合の月統計値と一般に異なる。このように空間的に一様でない sampling のために不規則誤差が生じ、また、気温変化の大きい季節では時間的に非一様な sampling によっても、同様な不規則誤差が起こる。この不規則誤差の大きさは、次のように構造関数を利用して算定できる (Gandin, 1963, 山元ら, 1989 b)。

i -番目の box と j -番目の box に対する構造関数 B_{ij} は次のように定義される：

$$B_{ij} = (\overline{T'_i - T'_j})^2 \quad (1)$$

ここで T'_i と T'_j は、それぞれ i -番目と j -番目の box の 30 年平均 (1951～1980) からの気温偏差であり、オーバーバーは時間平均である。データ T'_i は、大規模な温度場による成分 T'_{i0} と不規則誤差 (局所的な不規則誤差を含む) ε_i との和で表わせる。 T'_{i0} と T'_{j0} との間の空間相関は一般には有意であるが、これを除いて、 T'_{i0} 、 T'_{j0} 、 ε_i と ε_j の間では無相関だと仮定すると、(1) 式は

$$B_{ij} = (\overline{T'_{i0} - T'_{j0}})^2 + 2\varepsilon^2 \quad (2)$$

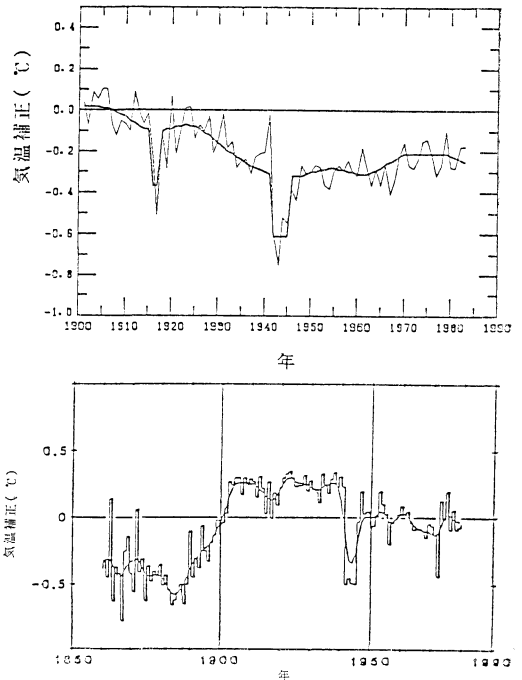
となる。ここで $\varepsilon^2 = \overline{\varepsilon_i^2} = \overline{\varepsilon_j^2}$ である。 B_{ij} の値は i -番目と j -番目の box の距離の関数であり、その距離があまり長くない範囲では距離の減少と共に B_{ij} の値も単調に減少する。(2) 式の右辺の第 1 項は距離がゼロの場合には消えるので、 B_{ij} の値の距離依存性を用いて外挿すると、距離がゼロの場合の B_{ij} の値は $2\varepsilon^2$ に等しくなる。これにより、不規則誤差 ε の値を概算できる。

2 度 box の年平均海上気温に関して、このように算定した不規則誤差は (山元ら, 1989 b)、時代と共に一般に小さくなっていて、高緯度地方を除くと 1940 年代以前では $3 \sim 7^{\circ}\text{C}$ 、1950 年代以降は $1 \sim 3^{\circ}\text{C}$ である。このような時間的減少は、2 度 box の月平均値を構成

する個々のデータの数が時代とともに増加していて、sampling の非一様性が低くなったからだと解釈できる。高緯度に比べて低緯度の誤差は小さいが、それは低緯度では気温水平傾度と時間変化がともに小さく、非一様な sampling の影響が小さくなっているためである。2度 box の年平均値に含まれる不規則誤差は、真の気温変化を検出するにはあまりにも大き過ぎるので、空間平均によりそれを抑制する必要がある。緯度幅20度の帯状平均気温に対する誤差は $0.3 \sim 0.1^\circ\text{C}$ 。半球平均値の誤差は $0.09 \sim 0.03^\circ\text{C}$ 、全球平均値における誤差の値は $0.05 \sim 0.02^\circ\text{C}$ であり、シグナル/ノイズ比が大きくなり、気候シグナルの検出の可能性が高い。

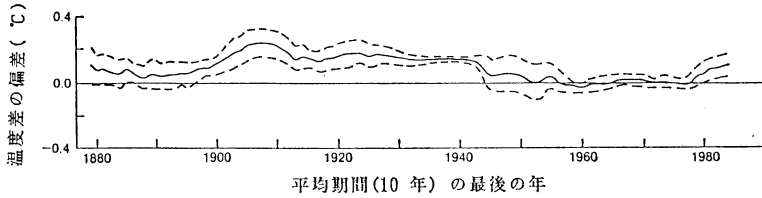
4.2. 系統的誤差の補正

COADS の月統計気温データには日射の影響が十分に除去されていないことに起因する系統的誤差が含まれている。COADS のデータは商船や漁船の船員が本来の業務の片手間に実施した観測によるものなので、その品質は低い。特に、個々の気温データでは日射の影響が除去されていないことが度々で、観測データが真の気温よりもかなり高いことが多く、極端な場合には真の気温よりも 10°C も高温を示すことがある (Roll, 1965)。このような個々の観測データから求めた月統計値には、かなりの大きさの系統的誤差が含まれており、その大きさは船体の大きさや船の航行速度に関係するので、時代と共に変わっている筈である。Jones ら (1986 b) は島や海岸近くの陸上のデータを基準として、年平均気温に対する補正を試みた。その結果、北半球に対して、19世紀の大部分の時期では約 $0.5 \sim 0.1^\circ\text{C}$ の負の補正を、1910年代から1940年代では約 0.25°C の正の補正を得た (第4図)。彼らの提案した今世紀前半の正の補正値は、日射の影響が除去されていないために、COADS の気温データが真の気温よりも高い値を示すとの一般的理解とは逆である。Parker (1989) は島などの陸上の気温データと海面水温データとの差のグローバル平均を与えており (第5図)、この温度差は時代により変動していて Jones ら (1986 b) が顕著な正の補正値を与えた今世紀前半では 0.2°C 以上にもなっていることを示している。この事実は、多くの海域では海上の気温が海面水温と同じように変化するものと期待されるので、Jones ら (1986 b) が慎重に検討しないで島や海岸近くの陸上のデータを基準としたことが不適切であることを示している。それ故、Jones ら (1986 b) の補正に代わる信頼のおける方法が必要である。

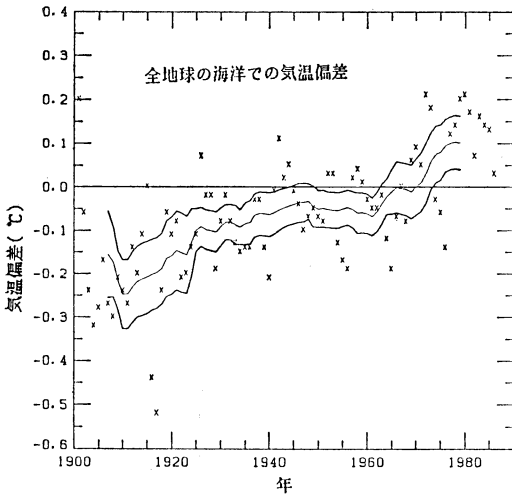


第4図 COADS の海上の年平均気温 データに対する補正。上図は山元ら (1989 a) による補正 (太線)、下図は Jones ら (1986 b) による補正 (滑らかな線)。

筆者ら (山元ら, 1989 a) は、海洋定点観測船のデータ (Diaz ら, 1987) を主な基準として、COADS の気温データに対する新しい補正を求めた。海洋定点観測船のデータは専任の観測要員によるもので商船や漁船のデータに比べて高品質であり、日射の影響も十分に除去されていると考えてよい。16の海洋定点観測船が運営されたが、そのうち12の定点観測船については長期の継続した観測データが揃っている。それらの観測が実施された1940年代後半から1970年代までについて、個々の海洋定点観測船とその周囲の COADS の年平均気温データとの比較により補正を得、他の時期については海陸の気温差の時間的変動が無視できるような海域を選択して、COADS の系統的誤差を算定した。このようにして得た補正値は、1900年代の無視できる程度の小さい正の値を除いて全て負であり、1910年代の後半と1940年代の前半を除いて、1900時代から1940年代までの補正は $0.0 \sim$ 約 -0.3°C で時代と共に減少し、それ以後は横這いで $-0.3 \sim -0.2^\circ\text{C}$ の範囲に入っている (第4図)。1910年代の後半と1940年代の前半はそれぞれ第1次世界



第5図 島での気温データとその近海での補正した海面水温データとの差のグローバル平均値の10年移動平均(実線) 破線は標準偏差の2倍を示す(Parker, 1989).

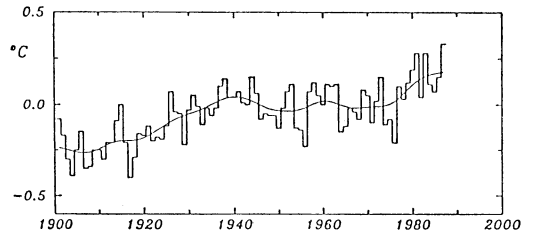


第6図 全球海上平均(北緯70度~南緯50度)の年平均気温の推移(山元ら, 1989b). x印は各年の値で, 実線は15年移動平均とその95%の信頼限界.

大戦と第2次世界大戦の時期で、その期間の補正値は約-0.4ないし-0.6°Cとなっている。これは、敵の潜水艦などの攻撃を恐れて気温観測を外に出ないで船室内で実施することが多かったからである(Follandら, 1984およびJonesら1986b)。このように筆者ら(山元ら, 1989a)はCOADSの気温データの系統的誤差の補正を確立できたので、海洋での気候変動の実態把握の研究が可能となった。

5. 海上気温の推移

前節で述べた補正を施したCOADSの年平均気温のデータ解析により、地球の約70%を占める海洋上の気温の長期的推移を調べたがデータの密度が小さい場合には解析結果の信頼性が著しく低いので、1901年以降の北



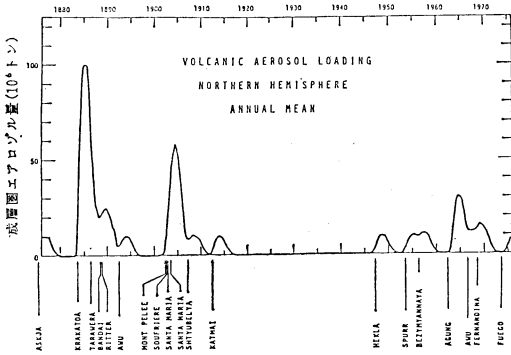
第7図 陸上および海上のデータから求めた全球平均の年平均気温の推移(Jonesら, 1988).

緯70度~南緯50度に限って結果を示す(山元ら, 1989b).

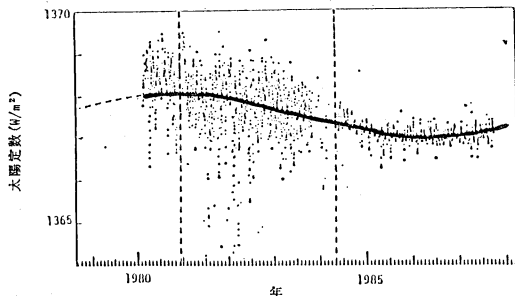
5.1. 全球平均平均気温

全球平均の海上気温(北緯70度~南緯50度)の30年(1851~1980)平均値からの偏差の推移を1901~1986について示したのが第6図である。x印で示した年々の値は激しく変動しているが、実線で示した15年の移動平均とその95%の信頼限界から見られるように、全体として温暖化傾向を示している。86年間の線形回帰により求めた温暖化の程度は0.32°C/86年であり、二酸化炭素の増加にともなう温室効果の増強が確認できたかに見える。しかし、15年移動平均についてみると、統計的に有意な温暖化は、1930年以前と1960年以後の2つの期間に限定されていて、それらの中間の期間では有意な温度変化は認められない。Jonesら(1988)の陸上と海上のデータを併用した全球平均気温の偏差でも量的にも類似した推移がみられるが(第7図)、彼らは信頼限界を与えていないので有意な温暖化が2つの期間に限定されていることを指摘するにいたっていない。

長期的温暖化の不連続的進行の原因が火山爆発である可能性は、火山爆発の気候への影響が古くから認識されているので(Lamb, 1970やMitchell, 1970)、検討する



第8図 北半球での火山性成層圏エアロゾルの年平均量 (Yamamoto, 1980).

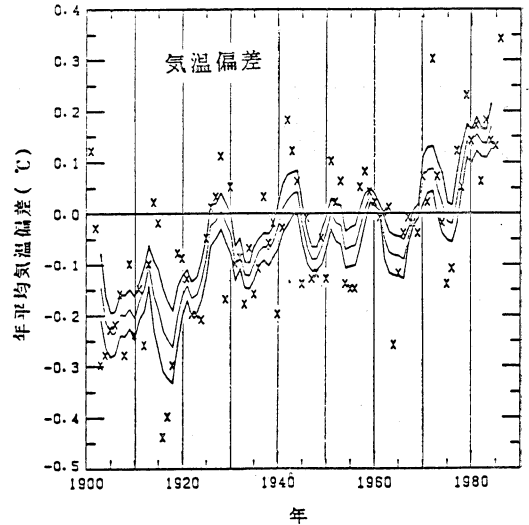
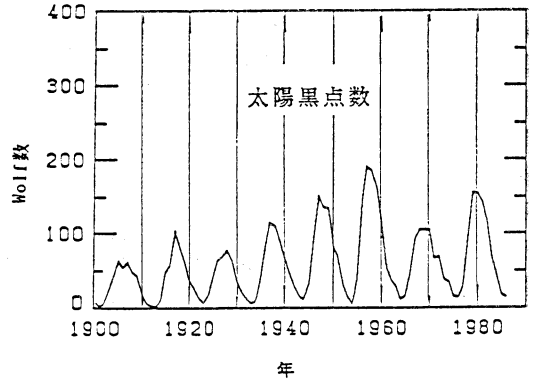


年	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987
太陽黒点数	155.4	154.6	140.5	115.9	66.6	45.9	17.9	13.4	29.2

第9図 人工衛星に搭載の Active Cavity Radiometer による太陽定数の日々の値 (点). 1980年10月に極大, 周期が4000日として余弦変化を仮定して平滑化したのが実線, (Willson ら, 1988). 下表は年平均太陽黒点数.

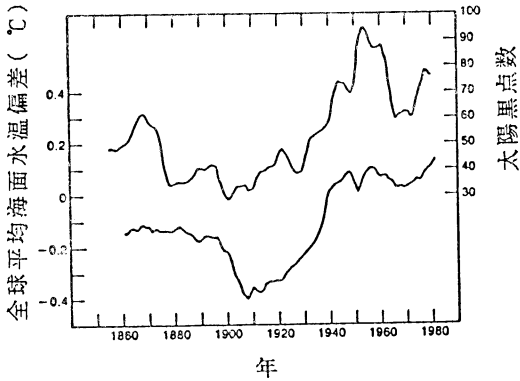
必要がある。しかし、火山性成層圏エアロゾル量の年々変化を示した第8図でみられるように (Yamamoto, 1980), 1920年代から1940年代前半にかけては、この種の成層圏エアロゾル量は極めて少ない。それ故、1930年代から1950年代にかけての全球的温暖化の中断の原因として、火山爆発を取り上げることはできない。このように、温暖化の不連続的進行の原因などについては今後の研究が必要である。

次に、太陽活動が長期的温暖化の不連続的進行を引き起こしている可能性を検討する。広く用いられている太陽活動の指標は太陽黒点の Wolf number であり、それに伴う太陽定数の変化は人工衛星に搭載された Active



第10図 太陽黒点数 (上図) と海上の全球 (北緯70度~南緯50度) 平均気温変化 (下図) との対比 気温の実線は5年の移動平均とその75%の信頼限界.

Cavity Radiometer により1980年頃から観測されている (Willson ら, 1988). 第9図に見られるように、Wolf number の約150から約15への減少に伴って太陽定数は約0.1%減少して、太陽活動の盛んな黒点数の多い時には太陽定数が多いとの古くからの一般的な理解と一致している。Wetherald ら (1975) は大気大循環モデルを用いて数値実験を行い、太陽定数の2%の増減によって約2~4°Cの全球平均気温の変化を得た。これを単純に内挿すると、太陽定数の0.1%の増減は全球平均気温の約0.1~0.2°Cの変化をもたらすこととな



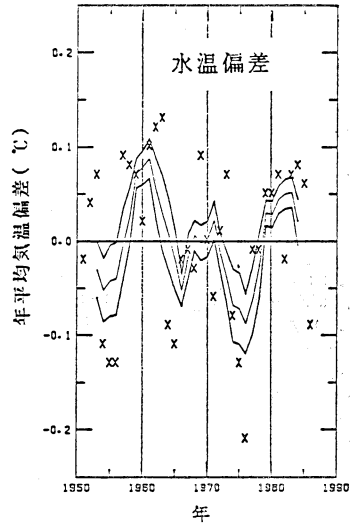
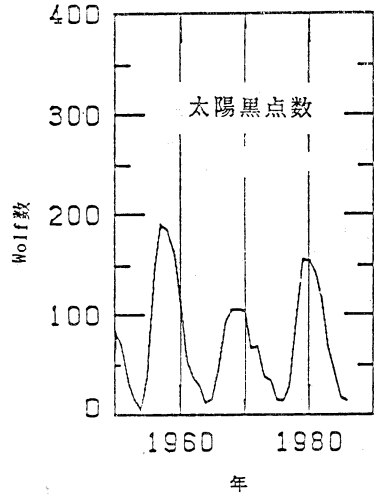
第11図 太陽黒点数および全球平均海面水温の11年移動平均 (Reid, 1987).

る。しかしこの数値実験は、海洋の影響を本格的に取り入れていないので大気・海洋結合モデルによる確認が望まれる。

太陽黒点数と気候との関係は古くから注目されており、Köppen (1914) は Wolf number の大きい時期には気温が低いことを見出したが、第10図に見られるように、1920年以後この関係は見出せなくなった (Troup, 1962および Yamamoto, 1980 b)。一方、Reid (1987) は、海面水温の全球平均値の変化が Wolf number の11年移動平均と良く対応していると述べている(第11図)。彼の取り扱った Wolf number の変化の範囲は30~95であり、それに比べると、Wolf number の顕著な11年周期は、今世紀内でも約1 (1913年) の年平均値の最低値から約190 (1957年) の最高値の範囲で変化している。それ故、11年周期変化との対応を調べることは、気候に対する太陽活動の影響を確かめるために必要である。第12図に示した全球平均海面水温については第10図の気温の場合とは異なり、黒点数との対応は明らかであり、1950年以降の3サイクルにおいて黒点の極大時から2~3年遅れて水温の極大が認められる。COADSに含まれている水温データの処理を筆者らは現在進めており、それが進捗すれば、1950年以前についても調査できる。

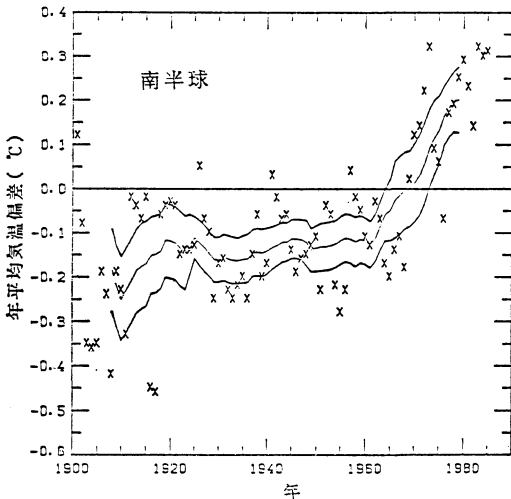
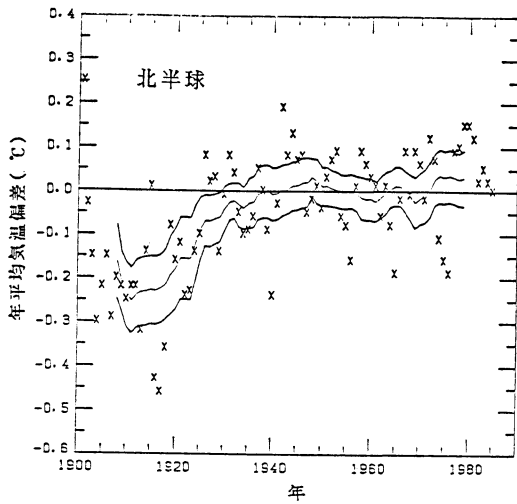
5.2. 半球平均気温

北半球および南半球の平均気温の推移を第13図に示すが、これらはそれぞれ北緯70度~赤道、および赤道~南緯50度の間の平均である。第6図の全球平均気温と同様に著しい年々変動が起こっているが、15年平均についてみると、北半球では統計的に有意な温暖化は1930年以前にのみ認められるのに対して、南半球では1960年以降に

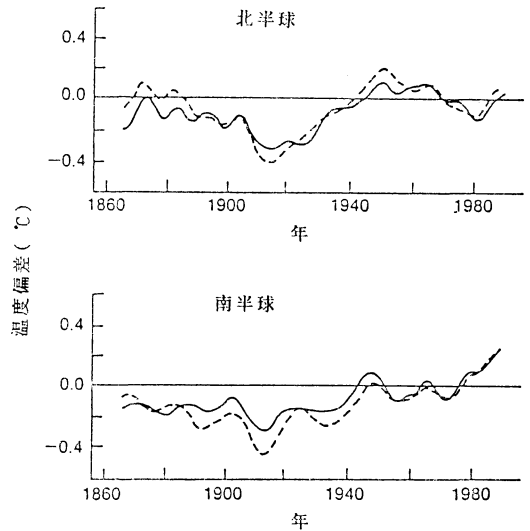


第12図 太陽黒点数(上図)と全球(北緯70度~南緯50度)平均海面水温変化(下図)との対比。後者の実線は5年の移動平均とその75%の信頼限界。

のみ有意な温暖化がみられる。日射の影響を受けていない夜間の観測データを用いて Parker(1989) が求めた南北両半球の海上の平均気温の推移においても(第14図)、第13図と量的にもほぼ同様な様相がみられるが、彼は信頼限界を与えていないので、1930年以前と1960年以後の温暖化の南北の非対称性とその差異を指摘するに至っていない。これら2つの温暖化において南北非対称性が異



第13図 北半球(北緯70度~赤道)および南半球(赤道~南緯50度)平均の年平均気温の推移(山元ら, 1989b). ×印は年々の値で, 実線は15年移動平均とその95%の信頼限界.



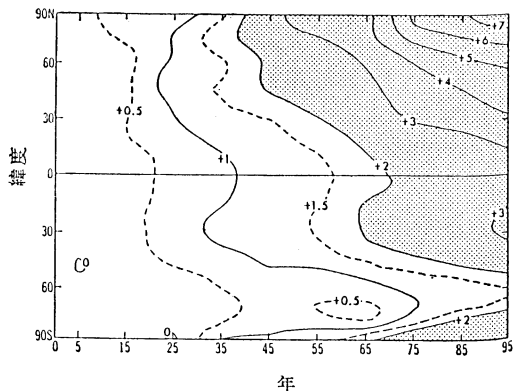
第14図 補正した海面水温の偏差(実線)と夜間に観測された海上気温の偏差(破線). 1951~1980年の平均を平年値とし, 横軸は10年の3角平滑化の最後の年を示す(Parker, 1989).

の応答を示している, 南半球の応答が北半球に比べて明らかに遅れることを示している. 多くの海域では気温が海面水温と同じように変化すると考えられるので, この数値シミュレーションの結果は, 南半球の海上気温の応答が北半球に比べて遅れることを意味している. その後, Stouffer ら(1989)が現実に近い地理的条件をもつ大気・海洋結合モデルを用いて, 二酸化炭素が年々1%ずつ増加する場合の数値シミュレーションを行ったが, その結果においても南半球の応答は北半球に比べて遅れる(第15図). 北半球では全面積の約60%を海洋が占めているのに対して, 南半球では約80%が海洋であり, 一般に陸地よりも海洋の方が熱容量が大きいので, 北半球に比べ南半球では熱慣性が大きい. 南半球の熱慣性が大きいという事実は, 温室効果気体の増加に対する南半球の応答が遅れるという上述の数値シミュレーションの結果と符合している.

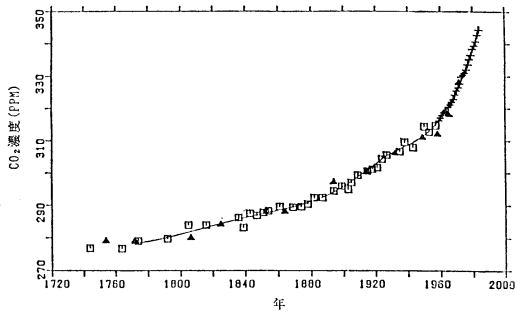
大気中の二酸化炭素の増加の実状は, 直接観測と南極の氷のコアの気泡分析結果などを総合して Siegenthaler ら(1987)が与えている(第16図). それによると, 1900~1920年の20年間に約296 PPMから302 PPMとなり(増加は約6 PPM, 約0.1%/年), 1960~1980年間に316 PPMから337 PPMとなった(増加は約21 PPM,

なるという事実は, これらの温暖化のメカニズムが互いに異なることを示唆して今後の研究が必要である.

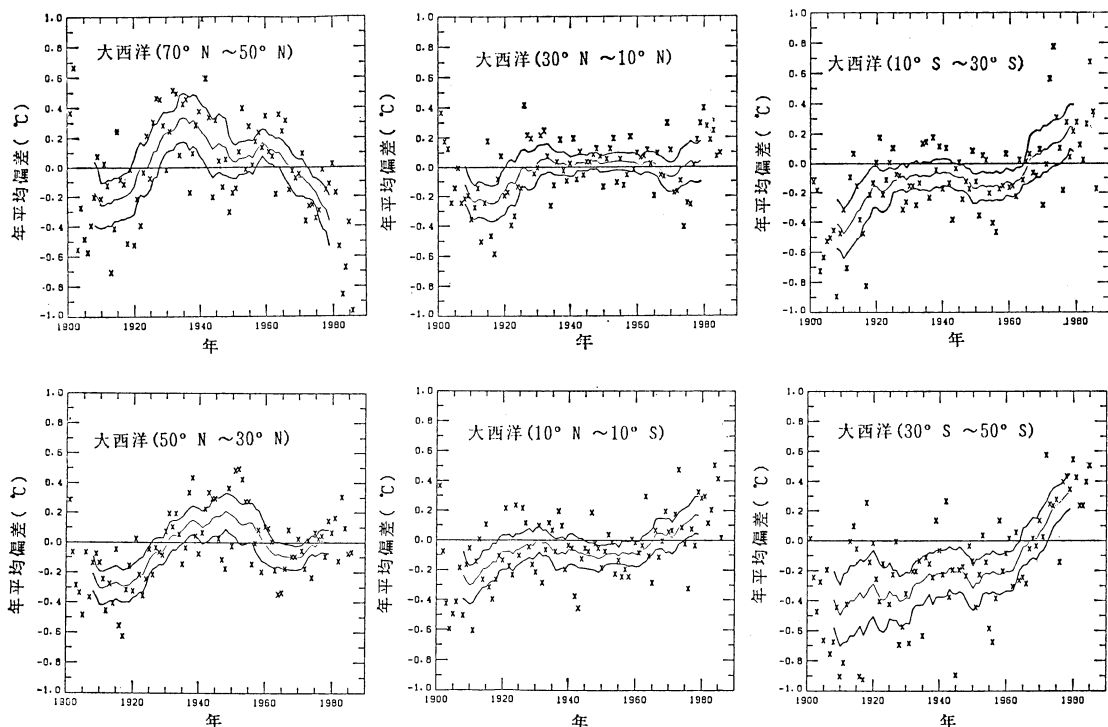
このような南北の温暖化の非対称性を, 二酸化炭素の増加に関する大循環の数値シミュレーションの結果と対比することは, 興味のあることである. K. Bryan ら(1988)は, 地理的条件を単純化した大気・海洋結合モデルを用いて, 二酸化炭素が唐突に増加した場合の温暖化の過程を調べた. 彼らは, 南北両半球の平均海面水温



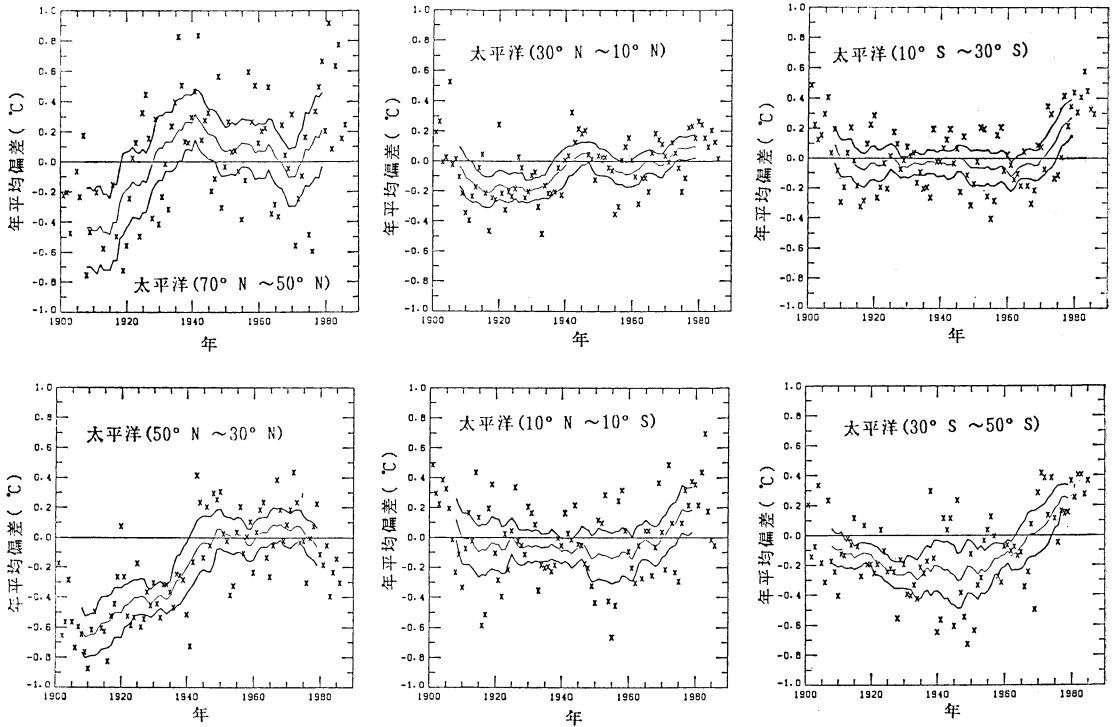
第15図 大気・海洋結合大循環モデルを用いた二酸化炭素増加による気温上昇。二酸化炭素が毎年1%ずつ増加した場合の昇温量(°C)の10年平均値 (Stouffer ら, 1989)。



第16図 大気中の二酸化炭素量の年平均値の推移。南極の氷のコアなどの分析結果とハワイ島マウナロア観測所のデータ (Siegenthaler ら, 1986)。



第17図 緯度幅20度の大西洋での海上気温の偏差。×印は年々の値で、実線は15年移動平均とその95%の信頼限界 (山元ら, 1989 b)。



第18図 緯度幅20度の太平洋での海上気温の偏差。×印は年々の値で、実線は15年移動平均とその95%の信頼限界 (山元ら, 1989 b)。

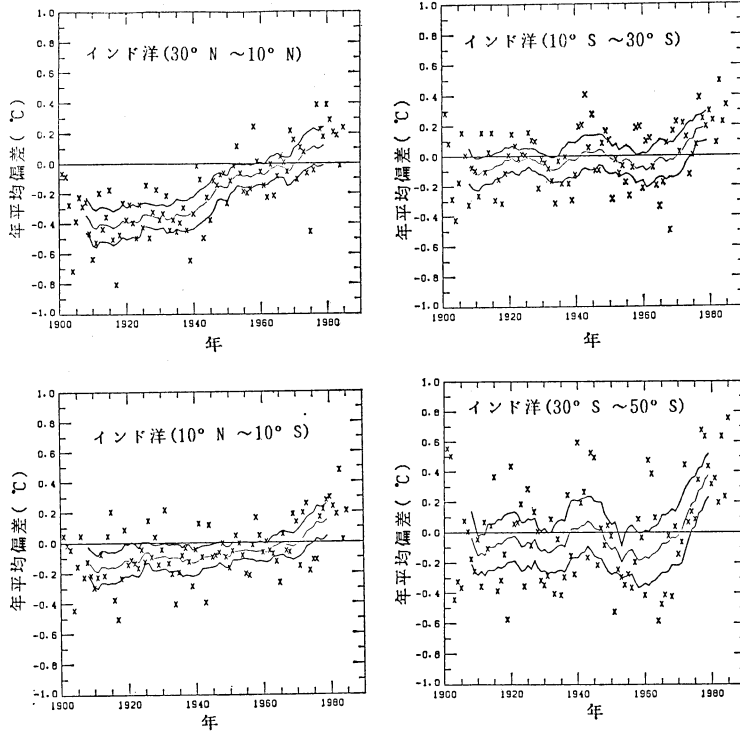
約0.3%/年)。二酸化炭素の増加が著しい1960年以降に着目すると、第13図でみられる実際の南北両半球の間の非対称性は、K. Bryan ら(1988)や Stouffer ら(1989)の数値シミュレーションの結果と逆である。しかし、この事実から直ちに1960年以降の最近の温暖化は二酸化炭素の増加によるものではないと結論するのは早計であり、この問題について次節で議論する。

5.3. 海上の帯状平均気温

温室効果気体の増加に関する数値シミュレーションが、1960年以降の海上の気温に関する観測事実とは逆の南北両半球の非対称性を示しているという問題の解決の緒をさぐるために、緯度幅20度の帯状海域の平均気温の実際の推移を調べた。大西洋・太平洋およびインド洋のそれぞれについて第17, 18および19図に結果を示す。1930年以前の温暖化は大西洋と太平洋の北緯30度以北で顕著に認められ、その程度は北へ行くにつれて大きくなっている。大西洋ではその他に北緯30度から南緯30度の間でも温暖化がみられる。一方1960年以降の温暖化は、北半球では有意な温暖化は認められないが、北緯10度以

南の大西洋・太平洋およびインド洋の全てで認められ、その程度は南に行くに従い増加している。このような事実は、1930年以前と1960年以後の温暖化のメカニズムが異なることを重ねて示唆するものである。

1960年以降の気温変化について、特に注目されるのは北大西洋北部での寒冷化である。顕著な寒冷化が北緯70~50度でみられ、大西洋の北緯70~50度と太平洋の北緯50~30度の寒冷化傾向を除いて他の緯度では全て温暖化かまたは有意な変化がなしという状況である。海水の塩分や水温について、1960年以降の気温の寒冷化に関係すると考えられる現象が報告されている(第20図および第Icelandの北部海域の水深25~50mでの水温および塩分21図)。分が1960年頃に減少して(Dickson ら, 1975および Smed ら, 1981), Atlantic Water から Polar Waterに替わったと指摘されている(Smed ら, 1981)。さらに Brewer ら(1983)は北大西洋の北部のより深い海中の塩分が、1960年代と1980年代の間にかかなり広い範囲にわたり顕著に減少していることを示している。北大西洋北部でのこれらの海洋の変化が、その海域での気



第19図 緯度幅20度のインド洋での海上気温の偏差。×印は年々の値で、実線は15年移動平均とその95%の信頼限界 (山元ら, 1989 b)。

温低下と関連していると仮定することは自然であり、次の節で、これらの大気・海洋システムの変化を数値シミュレーションの結果と対比して考察する。

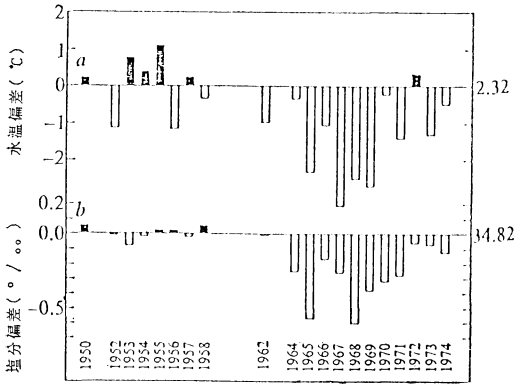
6. 大気・海洋結合系における多重平衡解

北大西洋北部での変化に関連して、現実に近い地理的条件の大気・海洋結合モデルを用いた ManabeとStouffer (1988) の数値シミュレーションに、興味ある結果が見出される。一般に線形システムでは、初期条件が異なっても外的強制力が同じであれば、長い時間積分により同一の平衡解に落ち着く。それに対して、気候のような非線形システムでは多重平衡解が存在して、同じ外的条件下でも初期条件が異なれば、異なる平衡解に落ち着く (Lorenz, 1968)。

Manabe と Stouffer (1988) は、北大西洋北部の海水は、太平洋に比べて高温・高塩分であることを再現する数値実験の中の副産物として、全く同じ外的条件下で、異なる初期条件から出発して異なる安定平衡解を得た。年平均的な外部条件の下での Manabe と Stouffer (1988)

の当初の時間積分の結果は、北大西洋に比べて北大西洋北部では水温が高く塩分も大きいという現在の実状に合わないものであった。彼らは実状に合致する計算結果を得るためには、海面近くでの水分収支について特別の過程の導入が必要だとし、この特別の過程を加味した時間積分を2回行った。そのうちの実験Ⅰの初期条件は北大西洋北部の状況が現状に近いものであり、実験Ⅱでは水分収支に関する特別の過程を考慮しないで得た結果を初期条件として、いずれも水分収支に関する特別の過程を加味した同一の外部条件で時間積分が進められた。

得られた2つの安定平衡解では北大西洋北部において顕著な差異が認められた。実験Ⅰでは強力な熱塩循環が発現し海面水温および塩分は比較的高いものに対して、実験Ⅱでは熱塩循環はなく強い塩分躍層が出現した。北大西洋北部のグリーンランドの東の海域では、実験Ⅰに比べると実験Ⅱの結果は海面水温は5°C以上低温で(第22図)、気温は6~10°C低く(第23図)、塩分は約3%少ない(第24図)。一方実験Ⅱでは北太平洋の大部分での気温の低下は1~0°Cであり、塩分は0.5%の微増と



第20図 Iceland と Jan Mayen との間 (67~69° N, 11~15° W) の海域での6月の深さ25 m での水温(a)と塩分(b)の偏差の推移。1950~1958年の平均を平年値としている (Dickson ら, 1975)。

なっている。実験Ⅰに比べて、実験Ⅱでの南半球の大部分の気温は1~0°Cの昇温であり、南へ行くに従って高温の程度は大きくなる傾向にあり、海域によっては

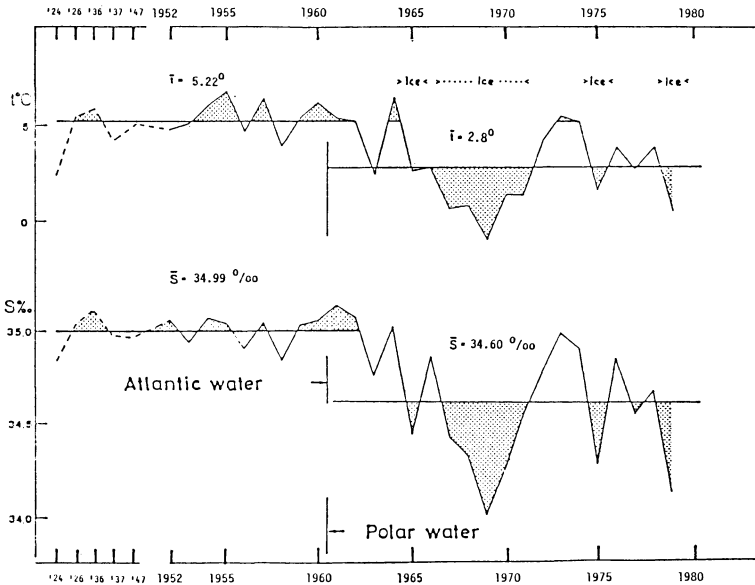
2°C以上の高温が認められる。

7. 平衡解の間の遷移と1960年以降の気候変動

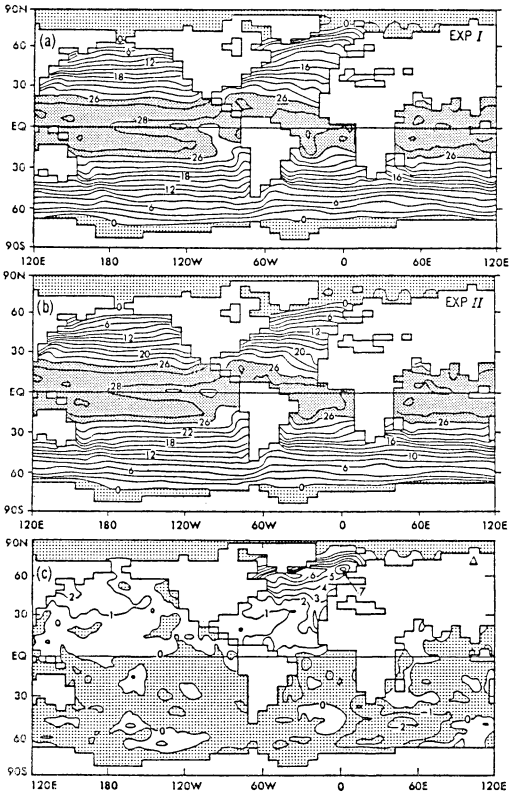
Manabe と Stouffer (1988) の実験ⅠとⅡの安定平衡解の間の差異の分布(第22~24図)は、1960年以降に実際に発現した変化の分布と良く類似している。それ故、1960年以降において、実験Ⅰの状況から実験Ⅱの状況への遷移が起こりつつあるのではないかと想像される。実際の変化の大きさは、実験ⅠとⅡとの間の差異に比べると明らかに小さい。後者は、遷移が完了した時点での変化の総量だと考えられるので、遷移が現在進行中だと仮定すると、気温・水温・塩分などの実際の変化が小さいのは当然のことである。

第17, 18および19図に示された海上の気温の変化や北大西洋北部の海水の変化を解釈するために、筆者ら(山元ら, 1989b)は次のような作業仮説を設定した。「1960年以降において、Manabe と Stouffer (1988) の数値シミュレーションの実験Ⅰの状況から実験Ⅱへの遷移が進行している」。

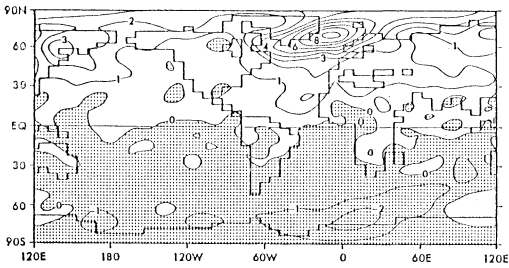
Manabe と Stouffer (1988) は海面気圧分布も示しており(第25図)、特に顕著な差異は、実験Ⅱでの Iceland



第21図 Iceland 北部の Siglunes (66° 32'N, 18° 50'W) の西方海上深さ50m での水温と塩分 (Smed ら, 1981)。

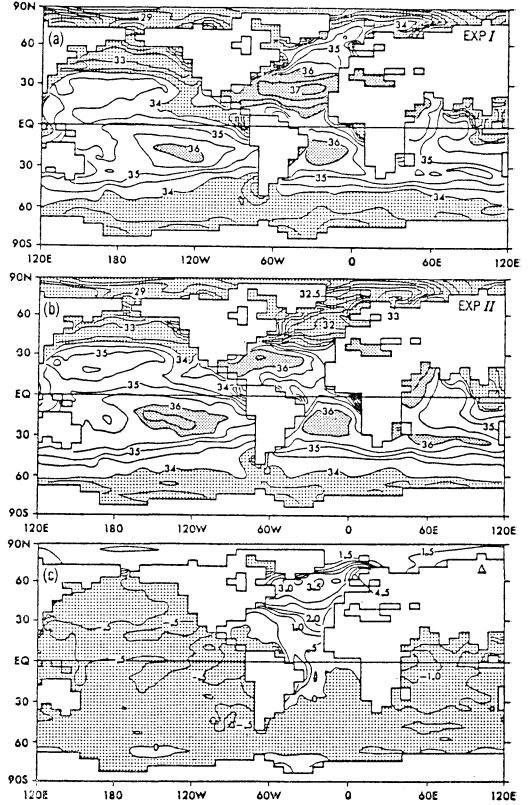


第22図 Manabe と Stouffer (1988) の多重安定平衡解に関する研究での海面水温分布 (単位は $^{\circ}\text{C}$)。 (a) は実験 I, (b) は実験 II, (c) はそれらの差 (実験 I - 実験 II)。



第23図 Manabe と Stouffer (1988) の多重安定平衡解に関する研究での海上気温分布の差 (実験 I - 実験 II) (単位 $^{\circ}\text{C}$)。

低気圧が弱まり中心気圧が約 5 mb 高いことであって、この海域での帯状指数の減少を示している。一方、実際のデータから Makrogianis ら (1982) が求めた 1 月の北大西洋の地域的な帯状指数では、1950 年以前の 7 ~ 9



第24図 Manabe と Stouffer (1988) の多重安定平衡解に関する研究での海面塩分分布 (単位は ‰)。 (a) は実験 I, (b) は実験 II, (c) はそれらの差 (実験 I - 実験 II)。

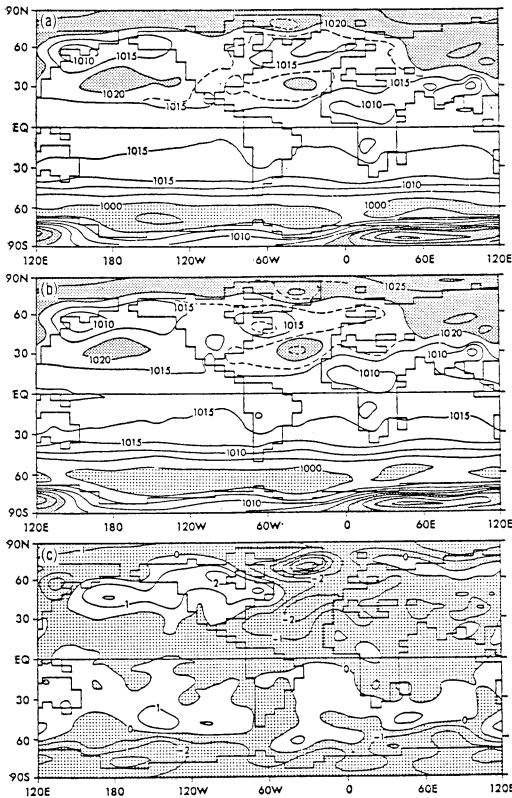
m/s の値が 1950 年代の後半以後 5 ~ 6 m/s に明らかに減少している (第26図)。また Kutzbach (1970) による実際の 1 月の北半球海面気圧の解析でも、1950 年代の Iceland 低気圧の弱体化が認められる (第27図)。このように実際の海面気圧データの解析は、1960 年代以降に実験 I の状況から実験 II の状況への遷移が進んでいるとの作業仮説を支持する結果を示している。

筆者ら (山元ら, 1989 b) の提案した作業仮説に関して 2 つの問題があり、1 つの問題は多重解のうちの 1 つの解から他の解への遷移を引き起こす引金に関するもので、他はこの遷移の継続時間である。これらに関するヒントは F. Bryan (1986) の海洋大循環の数値実験結果から得られる。彼は単純な地理的条件の海洋大循環モデルを用いて同一の外的条件の下で数値実験を行い、高緯度海域の塩分分布が異なる複数の初期条件の場合について、それぞれ時間積分を行い、3 つの多重平衡解を得

た。塩分分布は海面での水分収支に影響されるので、彼の採用した初期条件の差異は本質的に Manabe と Stouffer (1988) のものと同等である。F. Bryan (1986)

は、複数の解の間の遷移が塩分分布の変化によって起こり、塩分分布を増やした場合の遷移は数100年の長時間を要するが、塩分を減少させた場合の遷移の時間スケールは100年以下であることを述べている。このような F. Bryan (1986) の結果は、多重平衡解の遷移の引金作用とその継続時間について、筆者ら (1986b) の作業仮説を支持する。二酸化炭素などの温室効果気体の増加にともなう、Iceland 低気圧が弱化し、その結果、北大西洋での熱および塩分の北向き輸送が減少したり、また、降水量や蒸発量が変化して、大西洋の亜寒帯海域で海面水温と塩分が低下するならば、ここで提案した作業仮説が強固なものとなるだろう。

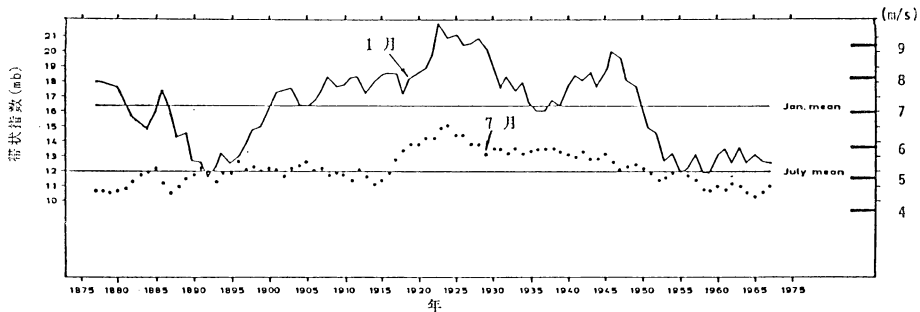
Manabe と Stouffer (1988) は、現在から約1万年前の最終氷期の最後の段階で発生した Younger Dryas 寒冷エピソードの発現と多重平衡解との関連性を示唆している。第28図に見られるように (Lorius ら, 1988 および Berger ら, 1987), 氷期から後氷期への移行 (全地球的な温暖化) の途中で Younger Dryas 寒冷エピソードが北大西洋北部や西ヨーロッパで顕著に発現した (Broecker, 1987)。最終氷期から後氷期への温暖化時に Younger Dryas 寒冷エピソードが発現したのと同様に、最近の二酸化炭素の増加による全地球的な温暖化の途中経過において Younger Dryas 寒冷エピソードと同様な現象が北大西洋北部で発現する可能性は、今後検討する必要がある。



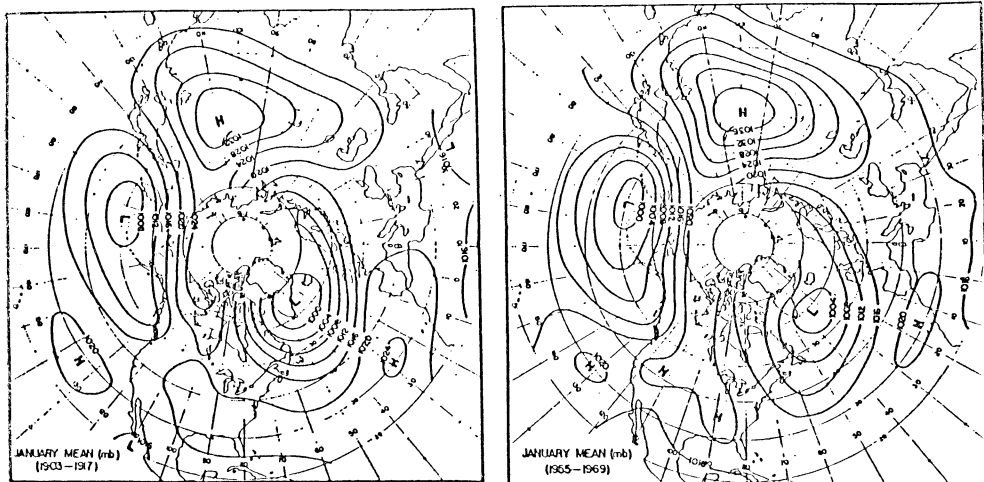
第25図 Manabe と Stouffer (1988) の多重安定平衡解に関する研究での海面気圧分布 (単位は mb)。 (a) は実験 I, (b) は実験 II, (c) はそれらの差 (実験 I - 実験 II)。

8. 結 語

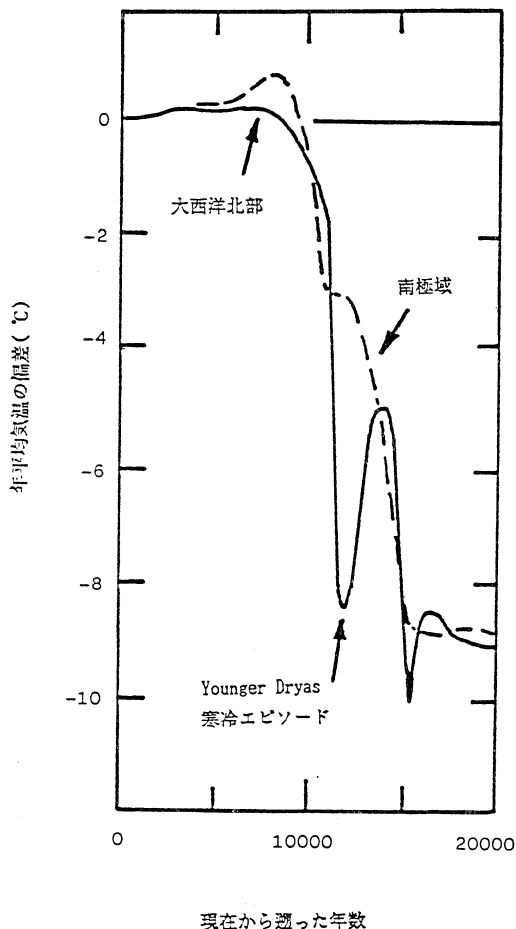
地球規模の気候の温暖化の実態を把握するために古くから利用されてきた陸上の観測データは「都市化」の影響を受けているので、都市化による歪みを除去できるように慎重に取り扱う必要がある。一方、COADS に含



第26図 1月および7月の大西洋での地域的な帯状指数 (北緯35度~55度, 西経60度~10度) の10年移動平均 (Markrogiannis ら, 1982)。



第27図 1月の15年平均海面気圧分布. 左は1903~1917年, 右は1955~1969年の平均. 単位は mb (Kutzbach, 1970).



まれている商船や漁船による海上での気温データは、都市化の影響を免れているが、観測時の日射の影響に起因する系統的誤差を含んでいるので、その補正が不可欠である。海洋定点観測船のデータを基準として用いた補正を紹介した。

北緯70度~南緯50度の補正した海上の気温データから求めた1901年以降の広域平均の気温の推移を示した。全球平均気温では、統計的に有意な温暖化は1930年以前と1960年以降の2つの時期に限られていて、その中間の時期には有意な温度変化は起こっていない。この原因の追求は今後の研究に待たねばならない。半球平均気温について、1930年以前の昇温は北半球で顕著であり、1960年以降の温度上昇は南半球で顕著である。この事実、両者の温暖化のメカニズムが異なることを示していて、その原因は今後の研究課題である。

大気・海洋結合モデルを用いた数値実験によって、温室効果の増強に対し北半球に比べて南半球の応答が遅れるという結果が得られている。大気中の二酸化炭素などの温室効果気体の増加が著しい1960年以降において、実際の温暖化は数値実験結果とは逆に南半球の温暖化が北

第28図 氷のコア分析 (Lorius ら, 1988) や花粉分析 (Berger ら, 1987) から求めた過去2万年前以降の気温推移。北大西洋北部やヨーロッパ西部での Younger Dryas 寒冷エピソードが終結する時間は約50年 (Dansgaard ら, 1989)。

半球よりも顕著である。このことから、直ちに1960年以降の気温変動が二酸化炭素の増加によるものではないと結論するのは、早計である。

大気・海洋などからなる複合システムの変化が気候変動であり、外的強制力が全く同じであっても一つ以上の安定平衡解が存在する。二酸化炭素の増加に伴って一つの解から他の解にジャンプする可能性があり、最近の北大西洋北部などの大気や海洋ではこれを示唆するような変動が発現している。筆者らは「1960年以降の気候変動は多重平衡解の中の1つの解から他の解への遷移の現れた」との作業仮説を提案した。このような多重解の間の遷移については多くの問題があり、その解決には今後の一層の研究が必要である。

謝 辞

ここで述べた筆者らの最近の研究は、わが国の気候変動国際協同研究(World Climate Research Programme)の一部として実施されたものであり、経費の一部は文部省の国際共同研究等経費によった。また、研究を進めるにあたって京都大学理学部気候変動施設の岩嶋樹也・西憲敬・角野有香および愛知学院大学の星合誠の諸君の協力があつた。

参考文献

- Berger, W.H. and L.D. Labeyrie, 1987: Abrupt Climatic Change, Evidence and Implications. D. Reidel Publ., 425 pp.
- Brewer, P.G., W.S. Broecker, W.J. Jenkins, P.B. Rhines, C.G. Rooth, J. Swift, T. Takahashi and R.T. Williams, 1983: A climatic foreshening of the deep Atlantic north of 50°N over the past 20 years. *Science*, 222, 1237-1239.
- Broecker, W.S., 1987: Unpleasant surprise in the greenhouse. *Nature*, 328, 123-126.
- Bryan, F., 1986: High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulations. *Nature*, 323, 301-304.
- Bryan, K., S. Manabe and M.J. Spelman, 1988: Interhemispheric asymmetry in the transient response of a coupled ocean-atmosphere model to a CO₂ forcing. *Journ. Phys. Oceanog.*, 18, 851-867.
- Budyko, M.I., 1969: The effects of solar radiation variations on the climate of the earth. *Tellus*, 21, 611-619.
- Dansgaard, W., J.W.C. White and S.J. Johnsen, 1989: The abrupt termination of the Younger

- Dryas climate event. *Nature*, 339, 532-534.
- Diaz, H.F., C.S., Ramage, S.D. Woodruff and T.S. Parker, 1987: Climatic Summaries of Ocean Weather Stations. Environmental Res. Lab., NOAA & Coop. Inst. Res. in Environmental Sci., Univ. Colorado, Boulder, Colorado.
- Dickson, R.R., H.H. Lamb, S.-A. Malmberg and J.M. Colebrook, 1975: Climatic reversal in the northern North Atlantic. *Nature* 256, 479-482.
- Folland, C.K., D.E. Parker and F.E. Kates, 1984: World wide marine temperature fluctuations 1956-1981. *Nature*, 310, 670-673.
- Gandin, L.S., 1963: Objective Analysis of Meteorological Fields. Israel Program of Sci. Transl., 242 pp.
- Jones, P.D., S.C.B. Raper, R.S. Bradley, H.F. Diaz, P.M. Kelly and T.M.L. Wigley, 1986a: Northern hemisphere surface air temperature variations:1851-1984. *Jorn. Clim. Appl. Meteor.*, 25, 161-179.
- , T.M. L. Wigley and P.B. Wright, 1986b: Global temperature variations between 1861-1984. *Nature*, 322, 430-434.
- , ——, C.K. Folland, D.E. Parker, J.K. Angell, S. Lebedeff and J.E. Hansen, 1988: Evidence for global warming in the past decade. *Nature*, 332, 790.
- Karl, T.R. and P.D. Jones, 1989: Urban bias in areaaveraged surface air temperature trends. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 70, 265-270.
- Köppen, W., 1914: Lufttemperaturen, Sonnenflecken und Vulkanausbrüche. *Meteor. Zeitsch.*, 31, 305-328.
- Kutzbach, J.E., 1970: Large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Mon. Wea. Rev.*, 98, 708-716.
- Lamb, H.H., 1970: Volcanic dust in the atmosphere, with a chronology and assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc., A*, 266, 425-533.
- Lorenz, E.N., 1968: Climatic determinism. *Meteor. Monogr.* 8, No. 8, 1-3.
- Lorius, C., N.I. Barkov, J. Jouzel, Y.S. Korotkevich, V.M. Kotlyakov and D. Raynaud, 1988: Antarctic ice core: CO₂ and climatic change over the last climatic cycle. *EOS*, June 28, 1988, pp. 681-684.
- Makrogiannis, T.J., A.A. Bloutsos and B.D. Giles, 1982: Zonal index and circulation change in the north Atlantic area, 1873-1972. *Journ of Climatology*, 2, 159-169.
- Manabe, S. and R.J. Stouffer, 1988: Two stable

- equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. *Journ. of Climate*, 1, 841-866.
- Mitchell, J.M. Jr., 1961: Recent secular changes of global temperature. *Annal New York Academy Sci.*, 95, 235-250.
- , 1970: A preliminary evaluation of atmospheric pollution as a cause of the global temperature fluctuation of the past century. *Global Effects of Environmental Pollution*, ed. by S.F. Singer, D. Reidel Publ. Dordrecht.
- Oort, A.H., Y.H. Pan, R.W. Reynolds and C.F. Ropelewski, 1987: Historical trends in the surface temperature over the oceans based on the COADS. *Climate Dynamics*, 2, 29-38.
- Parker, D.E., 1989: Observed climatic change, and the greenhouse effect. *Meteor. Mag.*, 118, 128-131.
- Reid, G.C., 1987: Influence of solar variability on global sea surface temperatures. *Nature*, 329, 142-143.
- Roll, H.U., 1965: *Physics of the Marine Atmosphere*. Academic Press, pp. 426.
- Siegenthaler, U. and H. Oeschger, 1986: Biospheric CO₂ emissions during the last 200 years reconstructed by the deconvolution of ice core data. *Tellus*, 39B, 140-154.
- Slutz, R.J., S.J. Lubker, J.D. Hiscox, S.D. Woodruff, R.L. Jenne, D.H. Joseph, P.M. Steurer and J.D. Elms, 1985: *Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set Release 1*. Climate Research Program, ERL, Boulder, Colorado.
- Smed, J., J. Meincke and D.J. Ellett, 1981: Time series of oceanographic measurements in the ICES area. Papers presented at the Meeting on Time Series of Ocean Measurements. WCP-21, 225-244, ICSU, IOC and WMO.
- Stouffer, R.J., S. Manabe and K. Bryan, 1989: Interhemispheric asymmetry in climate response to gradual increase of atmospheric CO₂. *Nature*, 342, 660-662.
- Troup, A.J., 1962: A secular change in the relation between the sunspot cycle and temperature in the tropics. *Geophys. Pura e Appl.*, 51, 184-198.
- Wetherald, R.T. and Manabe, 1975: The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *Journ. Atmos. Sci.*, 32, 2044-2059.
- Wigley, T.M.L., P.D. Jones and R.M. Kelly, 1986: Empirical climate studies: warm world scenarios and the detection of climatic change induced by radiatively active gases. *Greenhouse Effect, Climatic Change and Ecosystems*, SCOPE 29 ed. by C.B. Bolin, B.R. Doos, J. Jager and R.A. Warrick. Wiley & Sons Ltd. 271-323.
- Willett, H.C., 1950: Temperature trends of the past century. *Centenary Proc. Roy. Meteor. Soc.*, 195-206.
- Willson, R.C. and H.S. Hudson, 1988: Solar luminosity variations in solar cycle 21. *Nature*, 332, 810-812.
- WMO ICSU/JSU, 1984: Scientific plan for the World Climate Research Programme. WCRP Publ. Ser. No. 2 (抄訳が気象研究ノート, No. 157(1987))
- Wood, F.B., 1988: Comment: On the need for validation of the Jones *et al.* temperature trends with respect to urban warming. *Climate Change*, 12, 297-312.
- Woodruff, S., 1987: COADS 1980-86 interim products. Private communications.
- Yamamoto, R. and M. Hoshiai, 1979: Recent change of the northern hemisphere mean surface air temperature estimated by optimum interpolation. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1238-1244.
- and ———, 1980a: Fluctuations of the northern hemisphere mean surface air temperature during recent 100 years, estimated by optimum interpolation. *Journ. Meteor. Soc. Japan*, 58, 187-193.
- , 1980b: Change of global climate during recent 100 years. *Proc. Tech. Conf. Climate-Asia and Western Pacific*, Guangzhou, China, Dec. 1980.
- , T. Iwashima, Sanga-Ngoie K. and M. Hoshiai, 1985: An estimate of climatic noise. *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 1147-1156.
- 山元龍三郎, 1984: 気候の変動を診断する, *科学*, 54, 76-83.
- , 星合 誠, 西 憲敬, 1989a: COADSの気温データの系統的誤差の算定, 第3回 WCRP シンポジウム報告集, 94-95.
- , 西 憲敬, 星合 誠, 角野有香, 1989b: グローバル平均気温の上昇傾向, 第3回 WCRP シンポジウム報告集, 100-107.