

# グロースベッター

第 22 巻 第 1 号

|                                                   |               |    |
|---------------------------------------------------|---------------|----|
| エル・ニーニョに対する大気の応答 .....                            | 時 岡 達 志 ..... | 1  |
| 1983 年 2～3 月（低温）から 4 月（異常高温）に<br>かけての高度場の変化 ..... | 関 根 勇 八 ..... | 18 |
| 1983 年 6～7 月の天候について .....                         | 北 村 修 .....   | 28 |
| 熱帯域の降水量（衛星赤外放射データによる<br>降水量の見積もり） .....           | 上 野 達 雄 ..... | 40 |
| 文献紹介                                              |               |    |
| 中国における降水量偏差の長期予報法 .....                           | 伊 藤 直 敏 ..... | 45 |
| 1982 年夏の天候（CAC の解析報告より） .....                     | 田 崎 允 一 ..... | 51 |
| 長期予報技術開発研究会の報告 .....                              | 上 野 達 雄 ..... | 57 |

1983 年 10 月

L. F. グ ル ー プ

## 1. 序

本文ではエル・ニーニョに対する大気の応答に関して最近の研究結果をとりまとめて紹介する。本来ならエル・ニーニョそのものについての説明から入るべきであるが、それについては既にグロースペッター第21巻第1号に佐伯理郎氏による解説があるので省かせていただく。エル・ニーニョの時間経過の特徴については、1949年以後観測された6つのエル・ニーニョの合成解析結果がRasmusson and Carpenter (1982)に示されており、これもあわせて参照されることをお勧めする。

エル・ニーニョはその持続時間の長さ（1年から1年半）及び空間的拡がり（完熟期には東部赤道太平洋全域に及ぶ、第8図参照）において、大気に大きな影響を及ぼすことが知られている。エル・ニーニョそのものは勿論大規模な大気海洋相互作用の現象であって、海が大気に一方的に影響を及ぼすものではない。しかし、大気の応答時間は海洋のそれに比べて短かいので、限られた期間内の大気中の現象を考える場合、第一近似的に相互作用を無視し、海洋→大気という一方通行の応答問題として議論できる部分がある。ここでの話はそのような立場に立ったものである。

2節では海面水温異常に対する大気の局所的応答についての研究を概観し、3節では遠隔伝播に対する説明として Hoskins and Karoly (1981)の Rossby 波伝播の光路理論を紹介する。4節、5節では数値モデルによる研究についてまとめてみる。

## 2. 海面水温異常に対する大気の局所的応答

海面水温に異常があれば、大気海洋間の熱エネルギー交換の異常としてその影響は大気に伝わる。しかし海面水温の異常としては同じものであっても、それが赤道にある場合、低緯度域にある場合、中・高緯度域にある場合では、それぞれ大気の応答に違いが生じてくる。

## 2.1 赤道域での応答

赤道ではコリオリ因子  $f$  が零であり、その南北微分である  $\beta$  が最大である。そのために丁度赤道にあたかも壁があると感じるような赤道ケルビン波が存在する。仮りに赤道に熱源  $Q$  が存在した場合、熱力学の第一法則

$$\frac{\partial s}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla s + \omega \frac{\partial s}{\partial p} = \frac{Q}{T} \quad (1)$$

を考えてみる。但し  $s = C_p \ln \theta$ 、 $\theta$  は温位、 $C_p$  は空気の設定比熱、 $T$  は気温、 $\mathbf{V}$  は水平風ベクトル

---

\*気象研究所予報研究部

ル,  $\omega$  は鉛直  $p$  - 速度。定常な加熱を考えると, 最終的に右辺とバランスするのは主として左辺第 3 項である。なぜなら赤道では気温の水平傾度が一般に小さいからである。このような熱的強制の結果生じた上昇流に対して, 力学的にどのような応答が起きるかという問題は, 既に松野 (1966) がその赤道波の論文の中で取り上げている。その後何人かの人がこの問題を議論しているが, こゝでは Gill (1981) の結果を用いて説明しよう。

Gill は, 松野が波状の熱源を考えたのに対し局在化した熱源に対する応答を扱っている。その一つの結果が図 1 に示してある。熱は赤道上に東西  $|x| < 2$  の領域内にある。水平距離は赤道ロスビー半径で基準化されている。(a) は上昇流の等値線と下層の風ベクトル, (b) はジオポテンシャルの等値線, (c) は南北方向に積分した東西鉛直断面内の流線と海面気圧を示す。

(b) を見ると熱源域から東の方に低圧域が広がっている。もともとケルビン波はトラフの東側に上層の発散域があり, 東進していく波である。熱源が固定されている場合, その熱源から絶えずケルビン波が強制され, それを時間平均すると影響が東の方に延びた東西非対称の応答

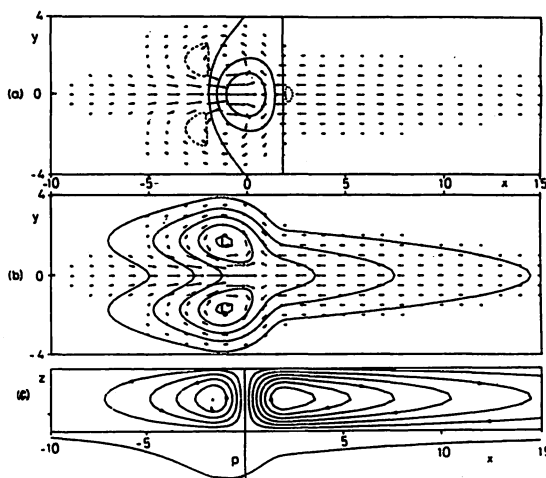
になったと考えられる (強制ケルビン波)。赤道以外の緯度では地球自転の効果により大規模な上昇流を抑制する効果が働く。ところが赤道ではそれが無いためより大きな上昇流が生じ, より大きな強制ケルビン波的応答を惹き起こす。下層の風は熱源に向かって東西から吹き込む形になり, (c) のような東西循環を作る。低気圧の最大値は赤道からはずれた所にあり, トラフは赤道から極に向かうに従い西にずれる。

## 2.2 亜熱帯及び中・高緯度域での応答

Webster (1981) は亜熱帯及び中・高緯度域の海面水温異常に対する大気の影響の仕方の違いを明確に示した。彼の議論の要点は, 強制加熱項にバランスする主要項の緯度による違いに着目した点である。Hoskins and Karoly (1981) も同じことを別の形で示している。こゝでは後者の論法に従って説明する。

熱的に強制された停滞擾乱の力学的熱的釣り合いは, 線型化が許される範囲で次のように表わされる。

$$[\bar{u}] \zeta_x + \beta v = f w_z \quad (2)$$



第 1 図: 赤道 ( $y = 0$ ) 上に集中する熱源を与えた場合の (a) 上昇流の等値線と下層風ベクトル, (b) 海面気圧と下層風ベクトル, (c) 南北に平均した東西鉛直断面内の流れと海面気圧。Gill (1981) による。

$$\frac{C_p}{\theta_0} [\bar{u}] \theta_x + \frac{C_p}{\theta_0} [\bar{\theta}]_y v + \frac{C_p}{g} N^2 w = \frac{Q}{T_0} \quad (3)$$

$[\bar{u}]$ ,  $[\bar{\theta}]$  は時間、東西 ( $x$ ) 平均した東西風と温位、 $\zeta$  は停滞擾乱の渦度、 $v$ ,  $w$  は同じく南北 ( $y$ ), 上下 ( $z$ ) 方向の風、 $x$ ,  $y$ ,  $z$  の添字は微分を示す。 $Q$  は加熱率、 $g$  は重力加速度、 $\theta_0$ ,  $T_0$  は代表的温位と温度、 $N$  はプラント・バイサラ周期 ( $N^2 = g \frac{\partial \ln[\bar{\theta}]}{\partial z}$ ), (3) の左辺各項と右辺がそれぞれ釣り合ったとした時、どの程度の大きさの南北風が必要となるかを導いてみる。温度風の関係が停滞擾乱に関して成り立っていると考えると、(3) は

$$f[\bar{u}]v_x - f[\bar{u}]_x v + N^2 w = \bar{Q} \quad (3)'$$

$$\text{但し} \quad \bar{Q} = \frac{g}{C_p T_0} Q$$

と書ける。便利のために加熱項の鉛直スケール  $H_Q$  と、東西流のそれ  $H_u$  を次式で定義しておく。

$$H_Q = \bar{Q} / \bar{Q}_z \quad ; \quad H_u = [\bar{u}] / [\bar{u}]_x \quad (4)$$

波の鉛直スケールは  $H_Q$  とほぼ等しいと考えると、(3)' の左辺第 1, 第 2 項と右辺の釣り合いからそれぞれ

$$v \sim \bar{Q} H_Q / f[\bar{u}] \quad (5)$$

$$v \sim \bar{Q} H_u / f[\bar{u}] \quad (6)$$

が得られる。

第 3 項と右辺がバランスする場合、力学バランスを考える必要がある。ここで考える波の波数を  $(\beta / [\bar{u}])^{1/2}$  よりも小さい場合に限定すると、(2) より

$$v \sim \frac{f}{\beta} w_x$$

が得られる。これと(3)' のバランスを結びつけると

$$v \sim f \bar{Q} / \beta N^2 \bar{H}_Q \quad (7)$$

が得られる。(5), (6), (7) を比較し、最小の  $v$  を与えるバランスが最も卓越すると考えてよい。 $H = \min(H_Q, H_u)$  とし、(3)' の左辺第 1 項と第 2 項を区別しないことにすると、(7) ÷ (5) (又は(6)) から次の無次元量を得る。

$$r = \frac{f^2 [\bar{u}]}{\beta N^2 H_Q H} \quad (8)$$

すなわち  $r \ll 1$  の時は(3)' の左辺の第 3 項が加熱項と釣り合い、 $r \gg 1$  の時は水平移流項が釣り合うことが分かる。この議論は準地衡風近似を用いているので赤道近傍は扱えないが、 $f$  が小さくなる低緯度では第 3 項が重要になることが示されている。逆に  $f$  が増加し、平均東西風  $[\bar{u}]$  が強く、 $\beta$  も小さくなる中緯度から高緯度にかけては水平移流項が重要になる。南北の温度傾度の大き

い傾圧帯では(3)'の左辺第2項の方が第1項より卓越してくる。海面水温が上昇した場合その上空の大気を加熱するが、その加熱は極の方からの寒気移流によって埋め合わされることを意味している。Webster (1981) は  $r \ll 1$  の時の釣り合いを “diabatic limit” のバランスと呼び、これに対し  $r \gg 1$  の時を “advective limit” のバランスと名付けた。

diabatic limit と advective limit での停滞波の応答は、エネルギー的にみて大きな違いをもっていている。前者の場合加熱されてより高温の所で上昇流が起き、波の有効位置エネルギー生成が正で且つ、波の有効位置エネルギーから波の運動エネルギーへの変換も正である。ところが後者の場合、加熱域に寒気が吹き出すのでそこではむしろ低温の傾向があり、海面水温異常による大気中の停滞波の有効位置エネルギーの生成は効率的に行なわれない。すなわち同じ海面水温異常であっても、diabatic limit と advective limit では大気加熱量に差が出てくることが想像される。表1はWebsterの計算結果を示したものである。海面水温異常の緯度 ( $\varphi$ ;  $\mu_0 = \sin \varphi$ ) を変えた時の大気加熱量及び上昇流の強さの違いが示されている。

### 3. 海面水温異常の影響の遠隔伝播

J. Bjerknes (1966, 1969) は 1957-58 年の冬、アラスカ湾で低気圧が非常に発達した原因を考察した。その冬、東部赤道太平洋ではエル・ニーニョが起きており、低緯度での雨の降り方も異常なものであった。Bjerknes は、エル・ニーニョの高海水温域で雨量が増加したのに伴ないそこで局所的にハドレー循環が強まり、亜熱帯ジェットを強め、トラフを南下させ、アラスカ湾で低気圧が発達したと考えた。更にアラスカ湾で発達した低気圧の影響は風下に伝わり、ヨーロッパにも異常をもたらしたと考えた。これは、低緯度の海面水温異常の影響が大気中を伝わり、中・高緯度の異常を惹き起こすという “遠隔伝播” の考え方を初めて示したものである。

Bjerknes は又同じ論文で、エル・ニーニョ域での雨の異常は赤道地方の東西循環を変え、赤道地方の海面気圧分布にも異常をもたらしたと考えた。現在では、Bjerknes が見い出したようなエル・ニーニョと北半球冬の異常、あるいは低緯度の Southern Oscillation との関係は統計的にみて高い相関をもつ現象であることが確認されている (Horel and Wallace, 1981; Angell, 1981; Arkin, 1982 他)。Bjerknes の目の確かさに改めて感服してしまう。

赤道地方で顕著な Southern Oscillation とエル・ニーニョが東西循環という大規模な対

| $\mu_0$ | $\bar{U}_1(\mu_0)$ | $u_1(\mu_0)$ | $\omega_1(\mu_0) \times 10^2$ | $\frac{Q}{C_p}(\mu_0)$ | $\varphi_{\max}^*$ |
|---------|--------------------|--------------|-------------------------------|------------------------|--------------------|
| 0       | -5.0               | -2.4         | -1.9                          | 146                    | 117                |
| 0.1     | -4.5               | -2.7         | -1.8                          | 138                    | 92                 |
| 0.2     | 2.5                | -3.3         | -1.7                          | 131                    | 55                 |
| 0.3     | 13.0               | -4.1         | -1.6                          | 125                    | 47                 |
| 0.4     | 19.1               | -4.0         | -1.3                          | 108                    | 30                 |
| 0.5     | 22.5               | -3.1         | -1.0                          | 80                     | 19                 |
| 0.6     | 25.4               | -1.8         | -0.5                          | 50                     | 10                 |
| 0.7     | 25.0               | -1.0         | -0.2                          | 50                     | 4                  |

\* Maximum Southern Hemisphere geopotential.

第1表 色々な緯度  $\varphi$  ( $\mu_0 = \sin \varphi$ ) に海面水温異常を置いた場合の上層 (250 mb) の東西風  $u_1(\mu_0)$ , 500 mb の上昇流  $\omega_1(\mu_0)$ , 大気加熱率  $Q(\mu_0)$ , 及び南半球でのジオポテンシャルの最大値  $\varphi_{\max}$ ,  $\bar{U}_1(\mu_0)$  は計算に用いた上層の基本東西風。(Webster, 1981)

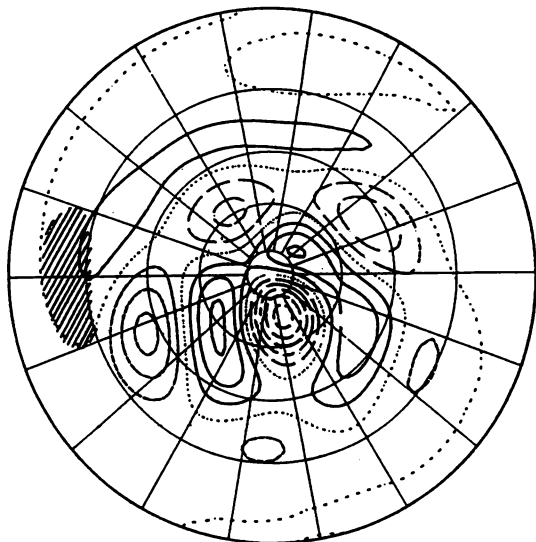
流で結びついているというのは、非常に明確でイメージしやすいことである。一方、東部赤道太平洋の影響が中・高緯度の方に伝わる、しかも大きな異常を惹き起こすということはすぐには納得しかねる所がある。最近 Hoskins and Karoly (1981) は球面上の Rossby 波伝播問題を議論した。何かのショック又は外部強制によって Rossby 波が生じた場合、それが球面上をいかに伝わるかということを扱ったものである。

図2は15°Nを中心とした斜線領域の所に熱的強制を与えた時の300 mbにおける停滞擾乱の様子を示したものである。一方図3は Fritz (1982) がエル・ニーニョの時の2月の700 mbのジオポテンシャル高度が、そうでない年とどう違うかを示したものである。両者のパターンに似通った点が見てとれるであろう。大きい振幅の部分をつなげると、その線は極の方に、又東寄りに延びている。図2の方では極の方に近づき、更に低緯度の方に東に向かって大円に沿うような形でつながっている。Hoskins と Karoly は局所的に存在する強制に対して、このような特徴的な大気の応答がおきる理由を次のように説明した。

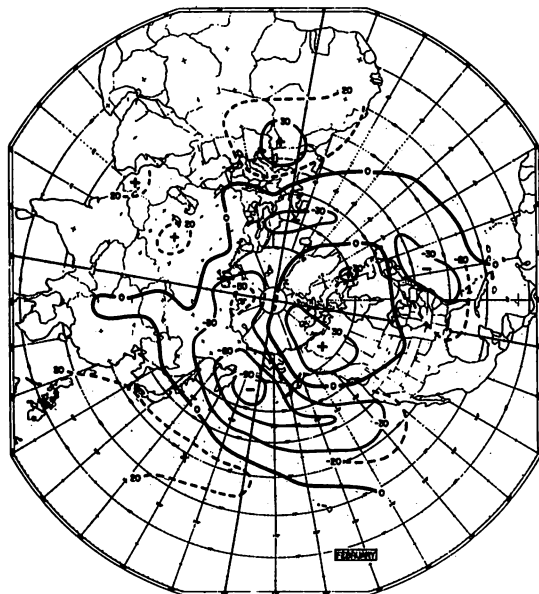
問題を単純化し、球面上の東西方向に一般的な基本状態を考えてみる。この基本状態の上に微小振幅の擾乱を加えた場合、その波動は次式で記述される。

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_M \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2}\right) + \beta_M \frac{\partial \varphi}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

$$\beta_M = \frac{2}{a} \frac{\partial}{\partial y} \cos^2 \varphi - \frac{d}{dy} \left\{ \frac{1}{\cos^2 \varphi} \frac{d}{dy} \right\}$$



第2図 緯度15°を中心とする斜線領域に加熱を与えた場合に生ずる300 mbの停滞擾乱(ジオポテンシャル高度場)。但し基本場として北半球冬の帯状平均風を仮定している。Hoskins and Karoly (1981) より。



第3図 赤道東部太平洋域の海面水温が高かった年(10年)と低かった年(8年)の2月の1ヶ月平均700 mb 高度の差。Fritz (1982) より。

$$\left( \cos^2 \varphi \bar{u}_M \right) \}$$

$$x = a\lambda$$

$$y = a \ln [(1 + \sin \varphi) / \cos \varphi]$$

但し  $\bar{u}_M = \bar{u} / \cos \varphi$ ;  $\bar{u}$  は基本東西流;  $a$  は地球半径;  $\lambda, \varphi, t$  はそれぞれ経度, 緯度, 時間;  $\Omega$  は地球の自転角速度;  $\varphi$  は流線関数である。(9)は球面上の準地衡風波動(ロスビー波)を記述するポテンシャル渦度の式をメルカトル投影した座標  $(x, y)$  であらわしたものである。(9)に対して, もしも  $\bar{u}$  や  $\beta_M$  の南北方向の変動の割合がロスビー波のそれよりも充分小さければ,  $\bar{u}$  や  $\beta_M$  は近似的に一定であるかのように見なし,

$$\varphi \propto e^{i(kx + ly - \omega t)} \quad (10)$$

の形の解が考えられる。但し  $i$  は虚数単位,  $k, l$  は  $x, y$  方向の波数,  $\omega$  は振動数である。これを(9)に代入すると  $\omega, k, l$  の間で満たさなければならない関係

$$\omega = \bar{u}_M k - \frac{\beta_M k}{k^2 + l^2} \quad (11)$$

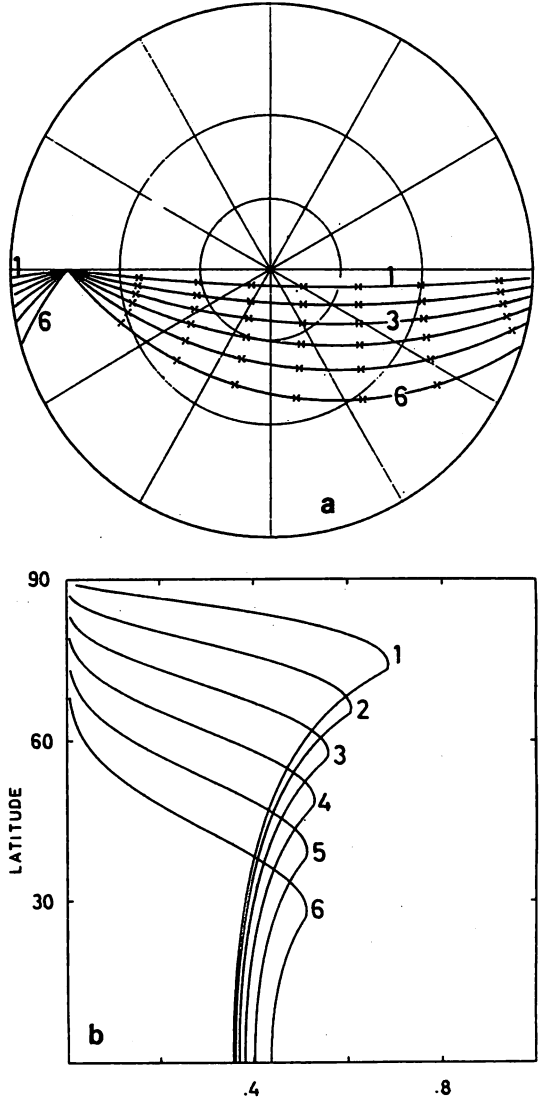
が得られる。これを分散関係という。(10)の形のロスビー波のエネルギー伝播速度は

$$u_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \frac{\omega}{k} + \frac{2\beta_M k^2}{(k^2 + l^2)^2} \quad (12)$$

$$v_g = \frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{2\beta_M kl}{(k^2 + l^2)^2}$$

の群速度で与えられる。従って, ある点のエネルギーはあらゆる方向に伝わるのではなく, (12)で与えられる速度ベクトルの方向に伝わると考えられる。このようなエネルギーの伝わる路, すなわち光路 (ray path) は

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v_g}{u_g} \quad (13)$$



第4図 一定の角速度を持つ剛体回転状の流れを仮定した時に, 緯度  $15^\circ$  を発したロスビー波の (a)光路 (ray path) と位相 ( $180^\circ$  毎に  $\times$  印), 及び (b)光路に沿う振幅の極値の緯度分布, 図中の数字は東西波数を示す。Hoskins and Karoly (1981) より。

を積分していけば決定される。

図4は  $\bar{u}_M = a\bar{\omega}$  を仮定した時の、 $\varphi = 15^\circ$  を発した(a)光路と位相、及び(b)振幅の様子を示したものである。この場合光路は大円に一致することが示されている。基本場は一定の角速度をもつ剛体回転状の流れを仮定しており、その点非現実的であるが、この場合光路が解析的に求まるし、又ロスビー波伝播に関する基本的特徴がその結果に現われている。(12)から分かることだが、停滞 ( $\omega = 0$ ) ロスビー波の  $u_g$  は正 (東向き) である。\*) 図4(a)でもその点が確認できる。又、東西波数が小さいもの程光路が極に近づくことが分かる。しかも(b)を見ると、振幅は光路の極寄りの近傍で大きくなっている。(11)で  $\omega = 0$  とすると

$$l^2 = \frac{\beta_M}{u_M} - k^2 \quad (14)$$

と書ける。この右辺第1項は極に近づく  $\beta$  効果が減少するので小さくなる。東西波数  $k$  を固定してみると  $l^2 > 0$  の領域が定まる。その範囲は  $k$  が小さい程高緯度まで広がる。 $l^2 < 0$  の領域は波が正弦波的に伝わらず、減衰する所である。このために  $k$  の小さいもの程光路が極に近づく。(14)で  $l^2 = 0$  となる緯度では、(12)から分かるように南北方向の群速度  $v_g$  も零となる。光路の起点から絶えず放出される波のエネルギーは、 $v_g$  が零となる近傍では滞留する時間が長くなるので波の振幅も増大すると考えてよい。この間の事情のもう少し正確な説明は原論文を参照されたいが、大雑把な説明としては上で述べたようなことになる。

以上 Hoskins と Karoly のロスビー波伝播の光路理論の概略を述べたが、特に興味を惹くのは振幅が極寄りの所で大きくなる点である。しかも得られる光路のパターンがエル・ニーニョの冬に知られている異常のパターンと共通した所がみられる点である。Bjerknes が提出したエル・ニーニョの影響の遠隔伝播の仮説が、強制によって作られたロスビー波の球面上伝播というより一般的な形で解釈が与えられたと云うことになる。

#### 4. 中・高緯度域の海面水温異常の影響に関する研究

2節、3節では海面水温の及ぼす影響に関する現在の理解を紹介した。この理解に至る以前から、海面水温の異常は大気大循環に何らかの影響を及ぼしている筈であるという考えが存在していた。例えば Namias は北太平洋や大西洋の海面水温異常と大気中の異常に関して数多くの研究を発表している (1968, 1969, 1971, 1972 他)。しかしそれらの結果は複雑で、必ずしも何らかの因果関係が明瞭に示されたとは言い難い。

中・高緯度の海面水温異常が大気に対してどのような異常を与えるかについて、いくつかの数値

---

\*)  $\beta_M$  の中では一般に  $\beta$  効果が卓越するのでこう云える。 $\omega = 0$  の時、 $\beta_M < 0$  となるのは(11)から分かるように東風の場合である。しかも  $\beta$  項に打勝って  $\beta_M < 0$  とするには強い東風ジェットでなければならない。

実験が行なわれている。特に NCAR のグループは北太平洋のいくつかの海面水温異常の影響について半球大気大循環モデルを用いて議論している (Houghton et al., 1974 ; Chervin et al., 1976 ; Kutzbach et al., 1977 ; Chervin et al., 1980)。彼等の実験では、観測される程度の異常値 (4 K) を与えたものでは有意な大気の応答は局所的に見られる程度であり、その影響力については否定的なものであった。彼等は最大 12 K の異常を与えた場合、有意な差を検出し得ている。Simpson and Downey (1975) は南太平洋に異常値をおいて大気の応答を調べているが、その結論もやはり否定的なものであった。

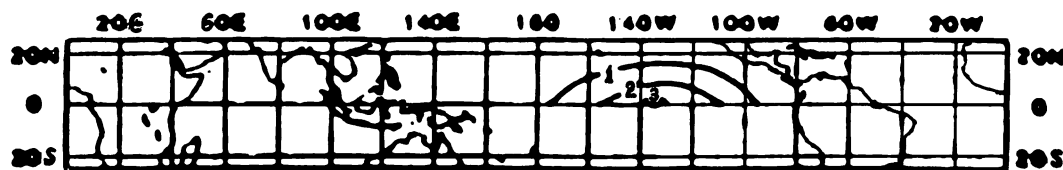
これらの数値実験の結果はいずれも海面水温異常の影響について否定的なもので、それ以前に Rowntree (1972) がエル・ニーニョの影響を数値実験して得た結果と対照的であった。このため海面水温異常の大気大循環に対する影響について一時期混乱が生じていた。しかしこのような対照的な結果は現在では矛盾なく理解できる。中・高緯度の海面水温異常は、2 節で述べたように大気中に大きな局所的応答をひき起こしにくい。従って有意な局所的応答を検出しにくいし、遠隔伝播もはっきり見られない。

(8) の形から現像されることだが、風の弱い夏には  $r$  が小さくなり、中・高緯度でも海面水温異常に対して大気の局所的応答が大きくなることが考えられる (Webster, 1981)。夏の海面水温異常と、秋・冬の海面気圧の異常との間により高い相関が得られている (Davis, 1978 ; Namias, 1976) のは、そのことと関係しているのかも知れない。

## 5. エル・ニーニョの影響に関する数値実験

エル・ニーニョの影響を数値モデルを用いて最初に数値実験を行なったのは Rowntree (1972) である。既に 10 年以上も前のことである。彼は GFDL の 9 層半球大気大循環モデルを用い、冬の状態での応答を議論した。海面水温異常としては図 5 に示すものを用いた。最大値は 3.5 K である。4 つの 30 日積分を行なった。その内 2 つは正の異常を与え、他の 2 つは負の異常を与えている。両者間の差でみれば最高 7 K の違いを与えたことになっている。

Rowntree の結果は赤道の海面水温異常を与えた領域で海面気圧が低下し (図 6)、局所ハドレー循環の強まりを示した。それ以外の赤道上では逆の傾向が見られている。おそらく東西循環にも明瞭な差が現われていたと思われる。海面気圧差の最大は 2 mb にも達している。赤道域での雨量の差は図 7 に示すが、最大 20 mm/day の違いがおきている。



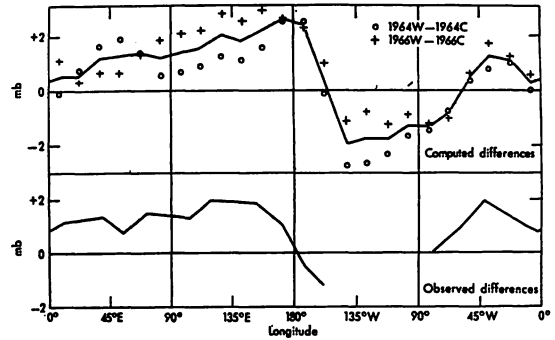
第 5 図 Rowntree (1972) の数値実験に用いた海面水温異常値の分布

流れの違いは半球規模で示されていないが、200 mb 高度で東部北太平洋亜熱帯上空に高気圧の強まりがみられる。実際と比較すると西方への高気圧の拡がり少なく、かつ赤道寄りになっている。50°N 500 mb でみると積分開始後15日位から、日付変更線以東領域で低圧部の拡がりが見われ始めている。1000 mb 高度でも同様の低圧化がみられ、Bjerknes の指摘したアラスカ湾での低気圧の深まりに対応するものと考えられる。

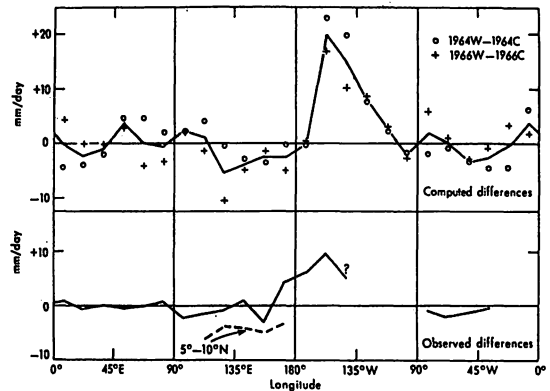
Rowntree の実験は、Bjerknes が指摘したような特徴がモデル大気中にも基本的に出現することを示した。ただし、モデルが半球であること、積分期間が短かく例数が少ない、それに異常値が  $3.5 \text{ K} \times 2$  でありやゝ大き過ぎる点が今後の問題として残された。Rowntree は論文の最後の所で熱帯地方の短期予報に触れ、正確な海面水温が必要であることを述べている。又、熱帯域では海面水温異常の時間スケール程度先までの予報も可能ではないかという見解を示している。

Rowntree の実験以後、4 節で述べた中・高緯度域の海面水温異常の影響実験が行なわれていたが、1978 年になって Julian と Chervin によるエル・ニーニョの実験が現われた。彼等は半球という制約をなくし、NCAR の全球モデルを用いて実験を行なった。基本的には Rowntree と同様に Bjerknes の仮説、Southern Oscillation との関係をサポートするものであった。彼等は中・高緯度域での海面水温異常の実験との対比から、熱帯の海面水温異常に対して大気がより敏感であることを指摘している。

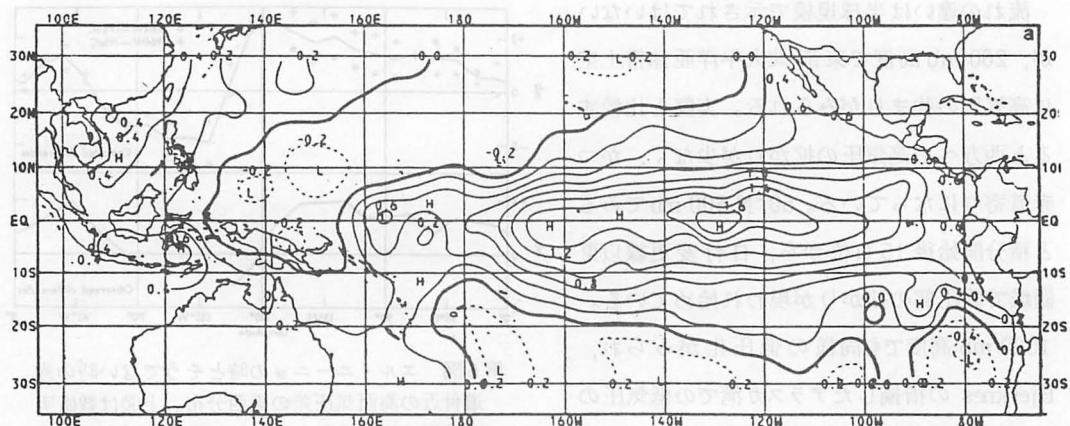
その後、海面水温のデータを大々的に収集し解析する計画がアメリカで開始された。その最初の解析の一つとして、Rasmusson and Carpenter (1982) はエル・ニーニョの合成解析結果を報告した。より広範囲な領域で生じている海面水温の年々変動の実態が明らかにされたのを契機に、大気大循環に対するエル・ニーニョの影響を調べる数値実験が再び開始された。気象研究所 (MRI) のモデル (時岡・鬼頭・片山) とゴダード大気科学研究所 (GLAS) のモデル (Shukla and Wallace)



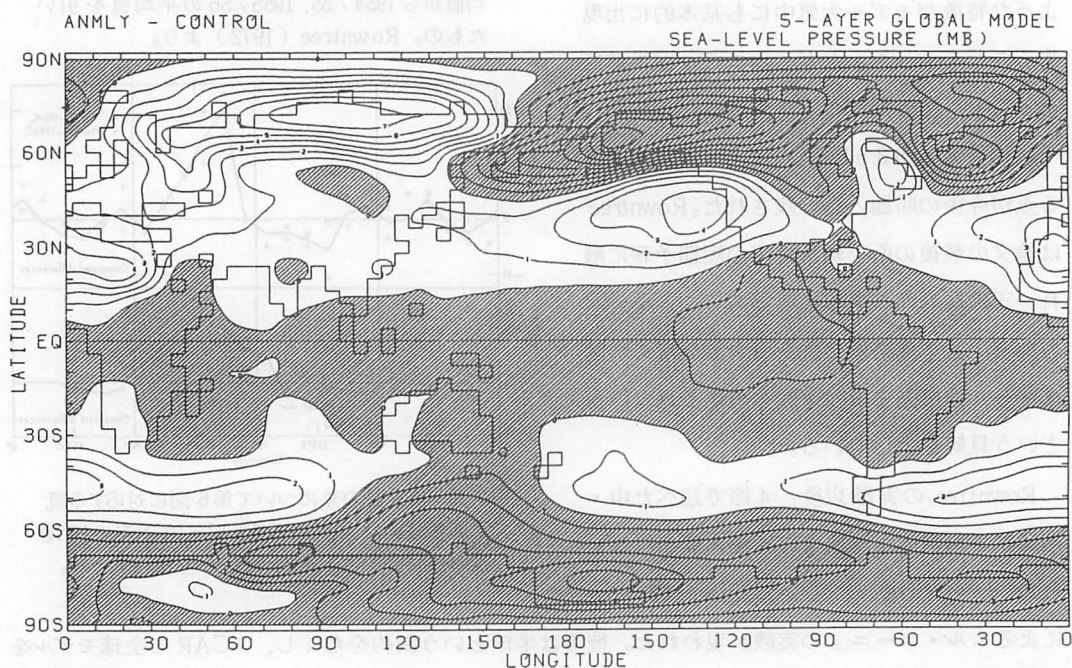
第6図 エル・ニーニョの時とそうでない時の赤道付近の海面気圧差の東西分布。上図は数値実験結果。但し○印、+印は初期値としてそれぞれ1964年、1966年の状態を用いた場合、実線は両者の平均。下図は1957/58、1958/59の平均値から1954/55、1955/56の平均値を引いたもの。Rowntree (1972) より。



第7図 降水量の差について第6図に対応する図、下図の破線は118°-172°E、5°-10°N内の10地点の観測値による。Rowntree (1972) より。



第8図 Rasmusson and Carpenterの合成解析によるエル・ニーニョ完熟期の海面水温異常値の分布，MRIの数値実験ではこの異常値を採用。



第9図 MRI・GCM-Iを用いて行なったエル・ニーニョ実験より得られた海面気圧の差第8図の( $\Delta T$ )<sub>SST</sub>を入れた場合の150日平均値から，入れない場合の210日平均を引いたもの。(時岡・鬼頭・片山，1983)

でそれぞれ行なわれた結果が，昨年12月GFDLで開かれたWGNEのワークショップで報告されている。これらの特徴は，全球モデルを用いている他に，RasmussonとCarpenterの解析した異常値 $\Delta$ SST(図8)を用いており，計算例数あるいは積分時間が長いという点である。MRI・モデルの結果は今年春の学会で報告した(時岡・鬼頭・片山，1983)が，その最終結果の報告は準備中である。以下，その結果の概略を紹介する。

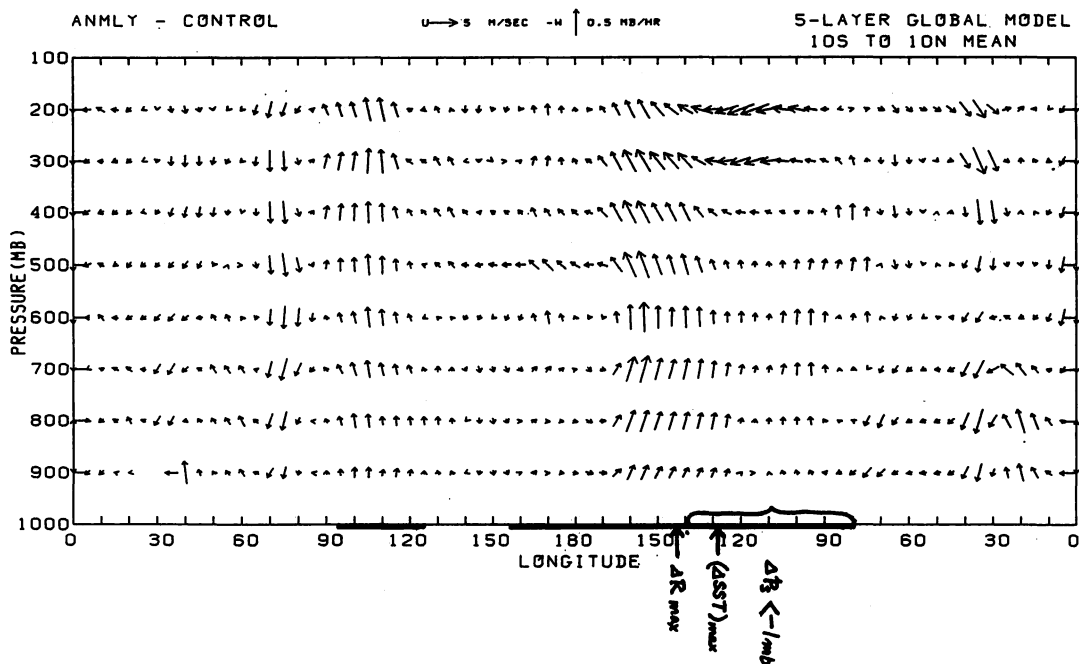
実験には100 mbをトップに持つ5層モデルを用いている。水平格子間隔は東西5°，南北4°であり，

海面水温異常を与えない場合（標準実験）と与えた場合（異常実験）をそれぞれ210日間行ない、両者の比較を行なっている。太陽高度は1月の状態に固定している。いわば仮想的条件下の実験であるが、積雪域の一方的拡大はなく、冬の大気大循環の基本的特徴は再現していると云える。

図9は海面気圧の差を示す。与えた $\Delta SST$ の最大値は1.6 Kでしかないが、大きな異常が全球上にひろがっている様子が分かる。赤道域では全体的に気圧が低下している。これは後で見るように赤道対流圏全体が昇温したことの反映である。東西に見ればインド洋で相対的に高く、東部太平洋域で低い。

図10は $10^{\circ}S$ から $10^{\circ}N$ の範囲内の東西鉛直断面内の流れの差を示す。 $\Delta SST > 0$ の領域、 $\Delta SST$ の最大点、最大雨量増加点も合わせて記入している。流れは必ずしも単純ではないが、 $\Delta SST > 0$ の所に強い上昇域があることが確認できる。図8をみると、エル・ニーニョの時に南シナ海からインドネシアの南の海域でも $\Delta SST > 0$ となっており、これに対応してそこに強い上昇流が存在している。もう一つコメントしておきたいのは、1 mb 以上気圧が低下している領域が $\Delta SST > 0$ の領域の東寄りの所に位置している点である。これは図1でみた強制ケルビン波的応答の結果と思われる。Rowntree の場合も、図6で低圧域が東にずれているのは同じ理由によると思われる。

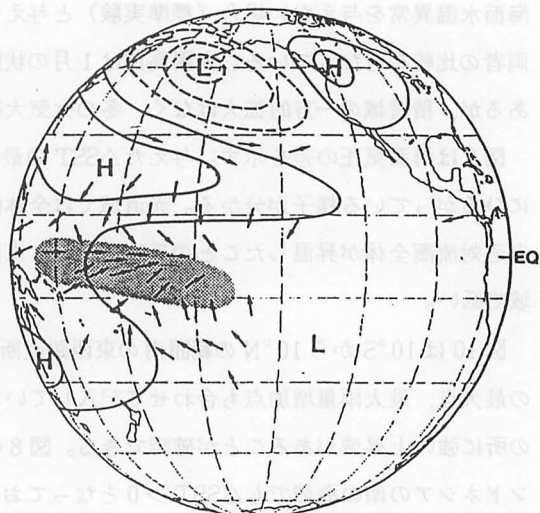
亜熱帯域ではほぼどの経度でも気圧が高まる傾向が見られる。特に北太平洋上に高気圧が広がっている。更に高緯度寄りの所には大きな差が現われている。アラスカ付近に低気圧の深まりが存在



第10図  $10^{\circ}S$  から  $10^{\circ}N$  の範囲内の東西鉛直断面内の流れの差。太線域は $\Delta SST > 0$ 、 $\Delta R_{max}$  は雨量増加最大点、 $(\Delta SST)_{max}$  は最大 $\Delta SST$ の点、 $\Delta P < -1$  mbは海面気圧降下が1 mbを越える領域を示す。

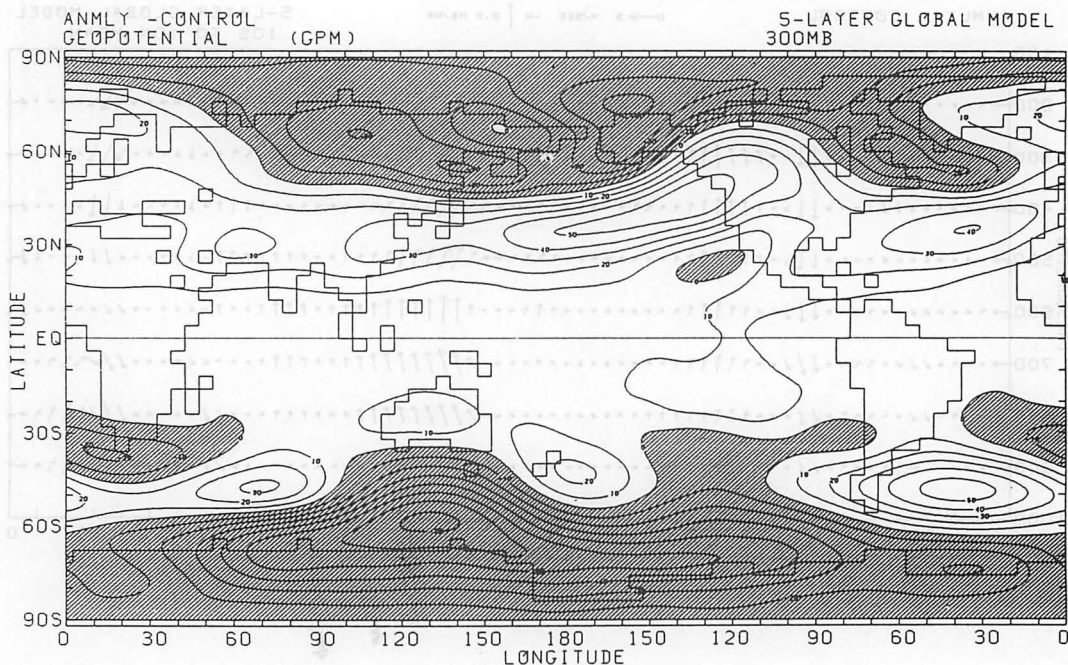
している。

実際の大気中では図 11 に示したような異常が観測されている。モデル結果と比較した場合、亜熱帯高，アラスカ低の強まりは良いが，パターンとして似てない部分がある。例えばモデルの方では太平洋上から北米にかけて高圧部が帯状に伸びているが，実測の方では両者は 2 つに分離し，アラスカ湾からの低圧部がその間に伸びている。先程述べたが，モデルでは南シナ海及びその南部域に  $\Delta SST > 0$  の領域が存在している。両者の違いが生じた主要な原因は，その付近からのびるロスビー波の光路が太平洋からの光路と重なったためであろう。このような考えは，光路の発生源近くの点の異常と他の点の異常の相関分布を作ってみるにより確かめられている。

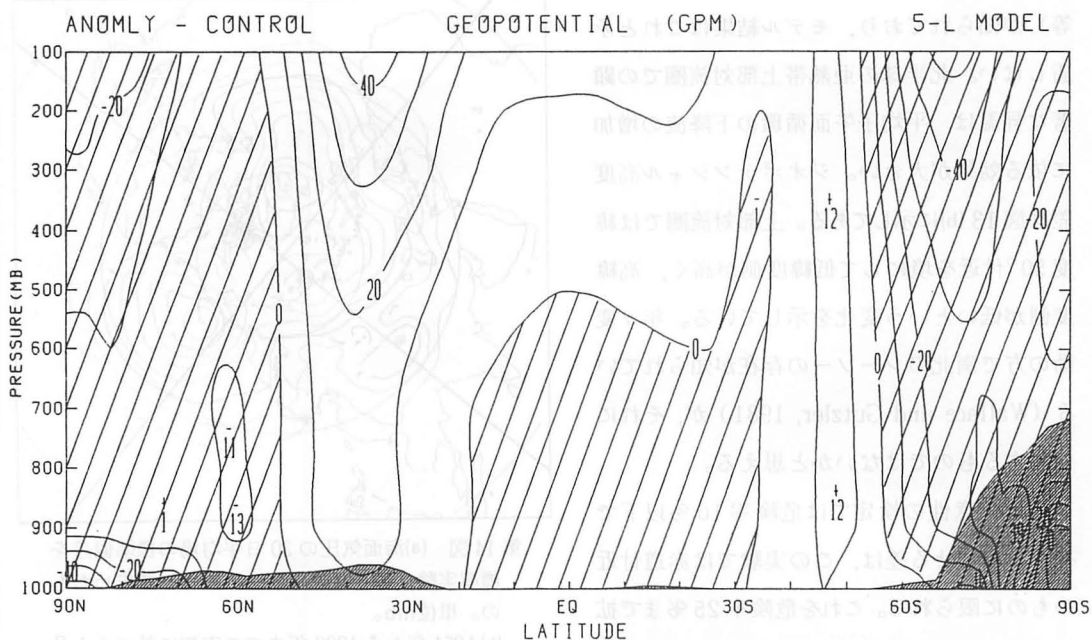
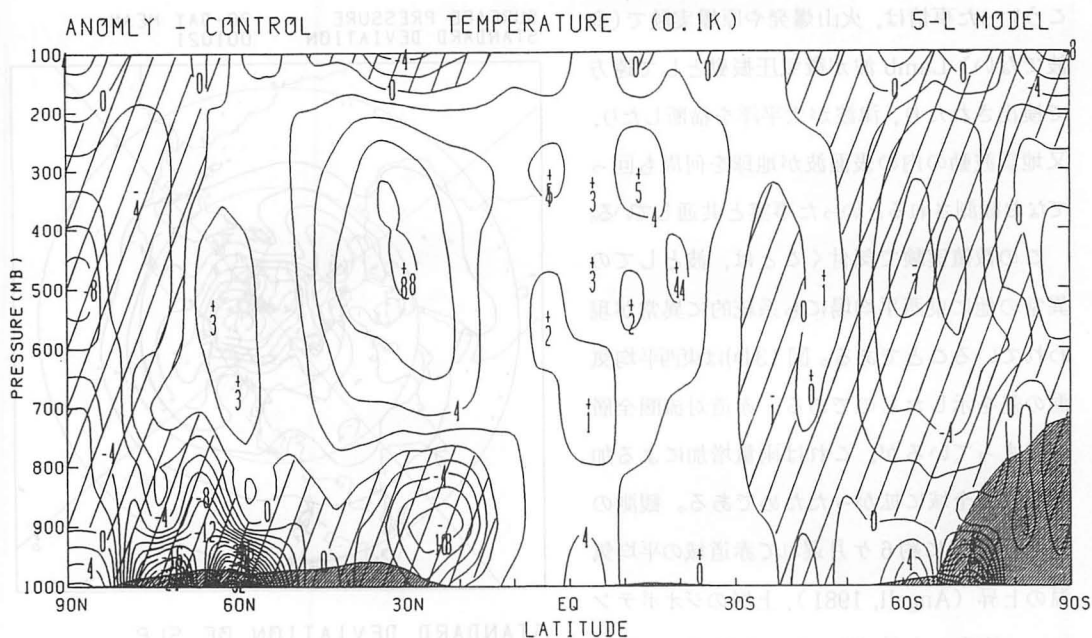


第 11 図 長年の観測結果から得られたエル・ニーニョ 完熟期に現われる海面気圧異常，影の所は雨量増加域。

図 12 は 300 mb のジオポテンシャル高度差を示したものである。低緯度域では対流圏温度の上昇



第 12 図 300 mb のジオポテンシャル高度に現われる異常，第 9 図と同様にして求めたもの。(時岡・鬼頭・片山, 1983)



第13図 エル・ニーニョ実験で得られた(a)東西平均気温の差、(b)ジオポテンシャルの差。

第9図と同様にして計算。

に伴ない高度が上昇している。中・高緯度域の差のパターンは図10のそれとほぼ同じである。すなわちモデル大気中の中・高緯度の異常はほぼ順圧的である。これは観測の方でも明らかになっている事実である。順圧的ロスビー波は鉛直方向に伝播しないために鉛直方向のエネルギー流出がなく、強制によって作られた種々のロスビー波の中で順圧モードのみが遠方まで伝播し得るからである。

こういった事情は、火山爆発や原爆実験で(音波でない) Lamb 波が微気圧振動として遠方で検出されたり、津波が太平洋を横断したり、又地震波動の内の表面波が地球を何周も回ってなお観測されるといった事実と共通している。

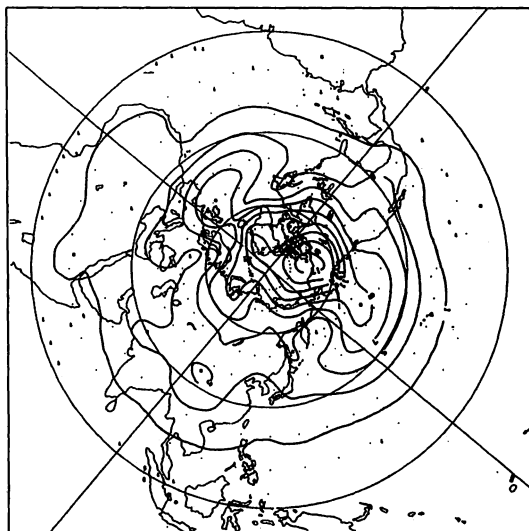
この数値実験で気付くことは、波としての異常の他に東西平均場にも系統的に異常が現われていることである。図 13 (a)は東西平均気温の差を示したものである。赤道対流圏全層が暖まっているが、これは雨量増加による加熱が赤道全域に拡がったためである。観測の方でも SST に約 6 ヶ月遅れて赤道域の平均気温の上昇 (Angell, 1981), 上層のジオポテンシャル高度の上昇 (Horel and Wallace, 1981 等) が知られており、モデル結果はこれと矛盾しない。北半球の亜熱帯上部対流圏での顕著な昇温は、平均子午面循環の下降流の増加に依る効果が大い。ジオポテンシャル高度差は図 13 (b)に示してある。上部対流圏では緯度 50°付近を境にして低緯度側が高く、高緯度側が低いという変化を示している。年々変動の方で南北のシーソーの存在が知られている (Wallace and Gutzler, 1981) が、それに対応するものではないかと思える。

差の有意性の検定では危険率 10%以下で有意とみなせる差は、この実験では赤道付近のものに限られる。これを危険率 25%まで上げると図 9, 12 にみられる差のピーク近傍は有意な範囲に入ってくる。標準実験より求め

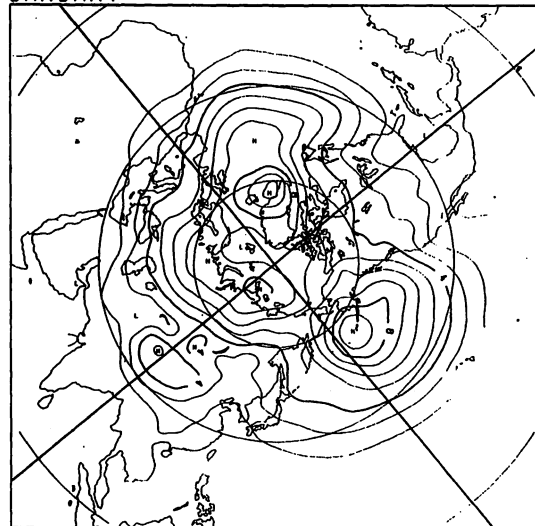
た海面気圧の 30 日平均場の標準偏差を図 14 (a)に示す。同じく 30 年のデータから 1 月の標準偏差を求めたものを比較のために(b)に示す。大きなパターンの特徴はモデルでも再現できているが、アラスカからカナダ北部にかけて偏差は実測の 2 倍近くになっている。このためこの付近の差の有意水準が引き下げられている。太陽を固定しないモデルでもアリューシャン低気圧がアラスカの方に

SURFACE PRESSURE  
STANDARD DEVIATION

30-DAY MEAN  
001021



STANDARD DEVIATION OF SLP  
JANUARY



第 14 図 (a)海面気圧の 30 日平均場の標準偏差を標準実験 (210 日分の積分) について求めたもの。単位 mb。

(b)1951 年から 1980 年までの実測に基づく 1 月の 1 ヶ月平均海面気圧の標準偏差。(気研, 千葉氏提供)

北偏する傾向があり、太陽を固定するという非現実的条件によってこの差が作られたとは考えていない。

MRI の実験では  $\Delta \text{SST}$  の最大値は 1.6 K しかなく、Rowntree の 7 K の  $1/4$  以下であるが、それでも観測で確認されている種々の異常がモデル大気中にも再現し得ることが確認されたと云える。改めて低緯度の海面水温の重要性を知らされた感がある。この実験では南シナ海からインドネシアの南の海域にも正の  $(\Delta T)_{\text{SST}}$  を与えていた。その値は最大 0.5 K 程度であったが、もともとこの海域の平均海面水温が高いこともあって、その影響が予想外に大きく現われたという印象を持った。光路からいけば日本にとってはむしろこちらの異常からの影響を受け易いとも云える。そういう意味では上記海域での海面水温の変動を再確認する必要があるだろう。

もう一つの感想は、Julian and Chervin (1978) 達も示していたように、南半球でも大きな異常が見られることである。有意水準からいけば、北半球のものよりむしろ高い値をもっている。夏半球では東風域が高緯度寄りに広がるために、低緯度の停滞性の異常の影響が中・高緯度の方に伝わりにくいという背景はあるが、南半球の場合は、夏だから影響は少ないとは必ずしも言えない。北半球の場合、海陸分布や山岳のために東西一様性が南半球より低い。従って北半球の夏の場合エル・ニーニョの影響がどう現われるか、数値実験を行なう必要があるだろう。

## 6. エル・ニーニョの原因論に関する話題

海は大気に対して熱的に影響を及ぼし、大気は海に対して力学的に影響を及ぼす。この大気と海洋の相互作用に立脚したエル・ニーニョ、Southern Oscillation を説明する閉じた理論は今の所まだ確立されていない。ここでは海の大気に対する過程のみを扱った次第である。ここでエル・ニーニョから少し離れて大規模な大気海洋相互作用を考えてみよう。

海が大気に及ぼす熱的影響は、同じ異常でも緯度によって大気に対する影響の大きさには差があることを述べた。影響の大きさから言って、赤道を含めて低緯度のものが重要であることは繰り返し述べたことである。一方海の力学的応答を考えてみる。その応答の時間スケールは海の東西幅に左右されるが、仮りに太平洋規模のものを考えた場合、緯度  $80^\circ$  付近では 9 年、 $15^\circ$  で 2 年、赤道付近では 1 年程度である (Miyakoda, 1982)。これは  $\beta$  の大きさが高緯度に行く程減少するためにロスビー波の伝播速度が遅くなるからである。海の力学的応答時間の最も短かいのが赤道域で、しかもそこでの異常は大気に大きな局所的影響を与えることが分かっている。こういう点からいって、大気海洋相互作用で赤道域が最も関心を惹く所の 1 つになっている。エル・ニーニョは将にそのかっこうの例となっている。

このような背景の下に、最近低緯度での大気海洋相互作用に関する研究が活発化してきている。

例えば K.K.Lau (1981) は大気と海洋のケルビン波同志の相互作用から、どのような時間スケールの変動が作られるかを議論している。又、McReary (1983) は大気海洋相互作用を理解するため

の簡単なモデルを提出している。McReay は局所ハドレー循環と東西循環とでは海に及ぼす力学的影響、ひいては海面水温に対する影響に違いがあることに着目したもので、それぞれの循環が海に及ぼす応力をうまく切り換えてやるとエル・ニーニョに似た現象が数年の時間スケールで出現することを示している。彼のモデルには逆エル・ニーニョ（急激な降温）現象も現われている。McReay の着想は面白く、これを契機にこの種の研究が更に活発化することが期待される。

## References

- Angell, J.K., 1981, Comparison of variations in atmospheric quantities with sea-surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 109:230
- Arkin, P.A., 1982, The relation between interannual variability in the 200mb tropical wind field and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 11:1393
- Bjerknes, J., 1966, A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18:820
- Bjerknes, J., 1969, Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 97:163
- Chervin, R.M., Washington, W.M. and Schneider, S.H., 1976, Testing the statistical significance of the response of the NCAR general circulation model to North Pacific Ocean surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 33:413
- Chervin, R.M., Kutzbach, J.E., Houghton, D.D. and Gallimore, R.G., 1980, Response of the NCAR general circulation model to prescribed changes in ocean surface temperature. Part II: Midlatitude and subtropical changes, *J. Atmos. Sci.*, 37:308
- Davis, R.E., 1978, Predictability of sea level pressure anomalies over the North Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 8:233
- Fritz, S., 1982, Northern hemisphere 700mb heights and Pacific Ocean temperatures for winter months, *Mon. Wea. Rev.*, 110:18
- Gill, A.E., 1981, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 106:447
- Horel, J.D. and Wallace, T.M., 1981, Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the interannual variability of sea-surface temperature in the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 109:813
- Hoskins, B.J. and Karoly, D.J., 1981, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, 38:1179
- Houghton, D.D., Kutzbach, J.E., McClintock, M. and Suchman, D., 1974, Response of a general circulation model to a sea temperature perturbation, *J. Atmos. Sci.*, 31:857
- Julian, P.R. and Chervin, R.M., 1978, A study of the Southern Oscillation and Walker Circulation phenomena, *Mon. Wea. Rev.*, 106:1433
- Kutzbach, J.E., Chervin, R.M. and Houghton, D.D., 1977, Response of NCAR general circulation to prescribed changes in ocean surface temperature, Part I: Mid-latitude changes, *J. Atmos. Sci.*, 34:1200
- Lau, Ka-M., 1981, Oscillations in a simple equatorial climate system, *J. Atmos. Sci.*, 38:248
- McReary, J., 1983, A model of tropical ocean-atmosphere interaction, *Mon. Wea. Rev.*, 111:370
- Matsuno, T., 1966, Quasi-geostrophic motions in the equatorial area, *J. Meteor. Soc. Japan*, 44:25
- Miyakoda, K., 1982, Surface boundary forcings, "Physical basis for climate prediction on seasonal,

- annual and decadal time scales'', Leningrad, USSR, 13-17 September, 1982
- Namias, J., 1968, Long-range weather forecasting history, current status and outlook, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 49:438
- Namias, J., 1969, Seasonal interactions between the Northern Pacific Ocean and the atmosphere during the 1960's, *Mon. Wea. Rev.*, 97:173
- Namias, J., 1971, The 1968-69 winter as an outgrowth of sea and air coupling during antecedent seasons, *J. Phys. Oceanogr.*, 1:65
- Namias, J., 1972, Experiments in objectively predicting some atmospheric and oceanic variables for the winter of 1971-72, *J. Appl. Meteor.*, 11:1164
- Namias, J., 1976, Negative ocean-air feedback systems over the North Pacific in the transition from warm to cold seasons, *Mon. Wea. Rev.*, 104:1107
- Rasmusson E.M. and Carpenter, T.H., 1982, Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 110:354
- Rowntree, P.R., 1972, The influence of tropical East Pacific Ocean temperature on the atmosphere, *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, 98:290
- Simpson, R.W. and Downey, W.K., 1975, The effect of a warm mid-latitude sea surface temperature anomaly on a numerical simulation of the general circulation of the southern hemisphere *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 101:847
- 時岡・鬼頭・片山, 1983, 東部赤道太平洋の異常海水温の影響に関する数値実験 — El Niño 完熟期における大気の応答, 43:52, 1983年春季大会講演予稿集, 日本気象学会。
- Wallace, J.M. and Gutzler, D.S., 1981, Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109:784
- Webster, P.J., 1981, Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, 38:554

## 1983年2～3月（低温）から4月（異常高温）に かけての高度場の変化

関根 勇 八\*

### はじめに

異常気象というと、どうしても異常低温や洪水の話が喧伝されがちである。それに、ここ数年夏の天候がバツとしなかったので、1960年代から70年代前半にかけて話題になった地球寒冷化が現在も進行中と思っている人が多いのではなかろうか。実際はどのようなのであろうか。

ジョーンズ他<sup>(1)(2)</sup>による北半球平均気温の長期変動によると、1970年代後半からは若干上り始め、1981年は過去100年ぐらいの間の最高となっているのである。

日本のここ1年ぐらいの経過は、ご承知のとおり、'82年7月後半は中部～西日本で、また本年6～7月は北日本で異常低温が現われたが、逆に'82年5月、11月それに本年4月などは異常高温となっており、文字通り変動の大きな天候が続いているなかで、高温記録も数多くでているわけである。

このうち、'82年10月～'83年1月ごろの高温については、今世紀最大規模といわれた前回('72/'73年)のものをさらに上回るエル・ニーニョ現象との関連で、何かと話題になった。ところが、そのころ太平洋北東部に居すわっていた低圧部が西進して太平洋西北部までを覆う形となり、2～3月は東谷型で時々寒気はいるようになった。

その後、4月から5月はじめにかけては、ほぼ全国的に異常な暖春となったわけだが、以下には、この晩冬から春にかけての気圧配置がどのように変化したかなどについて、特徴的ないくつかの点をふり返ってみることにした。

### 1. 大気環流場の大きな変動 — 東谷型から西谷型へ —

はじめに、1983年の冬季後半から春にかけてどんなパターンの変化が起こったかを見ておこう。

図1は、500mb循環場の月平均の状態を示したものである。

3月の特徴は、北太平洋一帯での低圧部の発達とシベリア大陸の高圧部で、日本付近についてみると典型的な東谷型となっていたことである。一方、大西洋の中緯度帯は強い正偏差域におおわれていた。北半球でのこのようなパターンは、実は'82年12月以降続いていたのであるが、12月と本年1月は日本南東方海上にはエル・ニーニョ現象に伴う高圧部<sup>(3)</sup>が発達しており、日本付近では暖冬傾向であった。その後2月と3月は、北半球全体としてもまた極東域でも低指数型循環となり

---

\*長期予報課

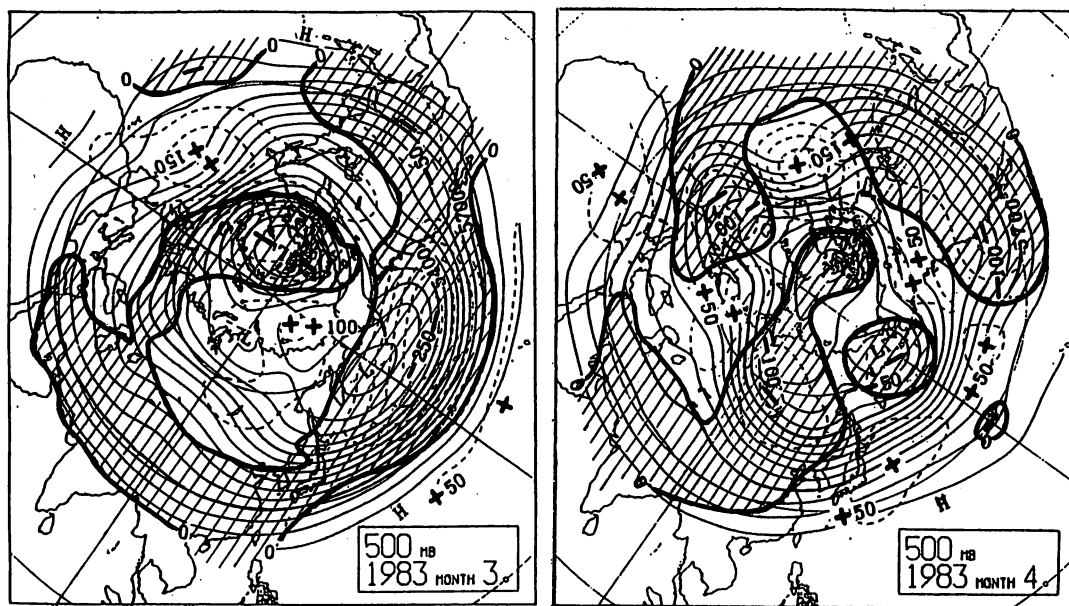


図1 1983年3月と4月の500mb高度およびその偏差図

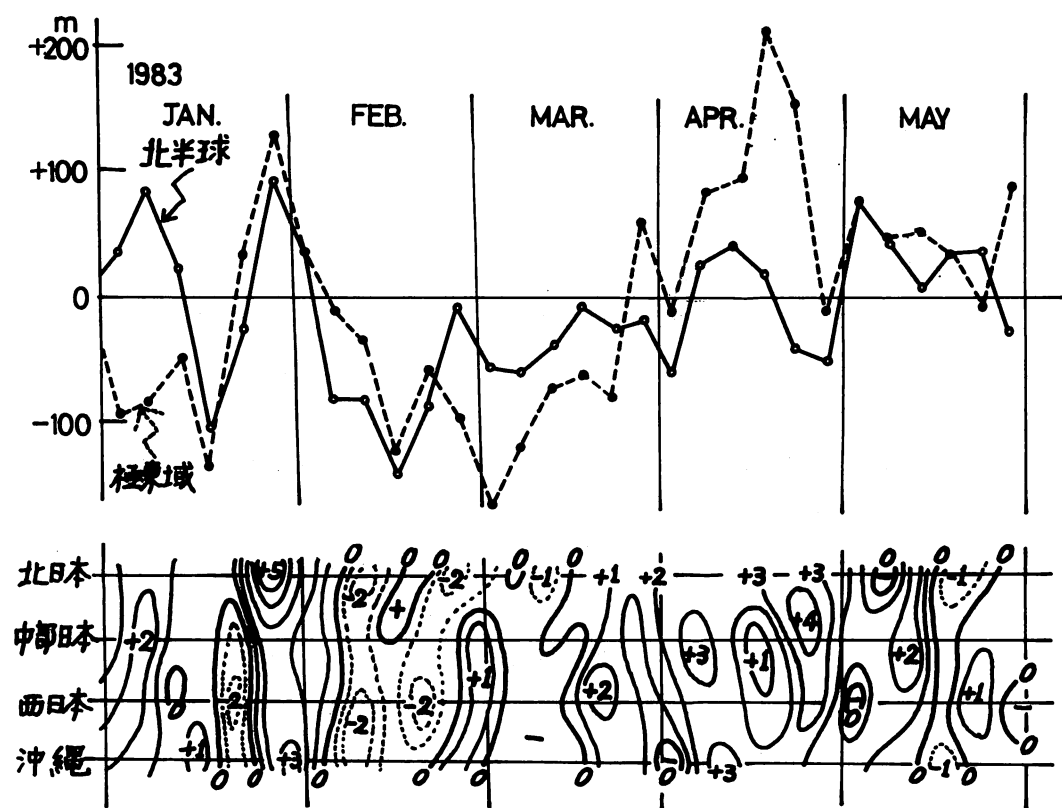


図2 半旬平均東西指数年差(上图)と各地域の半旬平均気温年差(下图)

(図2, 上図), 天気図上では北太平洋域の低圧部が西進して日本付近では東谷型となり, 時々寒気が入るようになった(図2, 下図)。

4月の特徴は, 北半球全体としてみると, 正または負の偏差場が南北方向に並んだこと, つまり偏西風帯の尾根や谷が目立ってきたことが挙げられる。極東域についてみると, 日本からその南東方海上にかけての高圧部, ベーリング海方面の低圧部さらにはバイカル湖付近を中心とした大陸東部の低圧部が特徴的である。このうち, 前二者はエル・ニーニョ現象に伴って想起されるパターンであり, 後者は前年9月以来7か月ぶりで出現したもので, 下部成層圏でも低圧部として認められ, 持続性をもつものであった。

極東域のこのようなパターンは, 強い高指数型循環をもたらした(図2, 上図), 月平均気温偏差は九州の一部と本州以北の大部分の地方で $+2^{\circ}\text{C}$ 以上, 特に東北地方東部と北海道中央部では $+3^{\circ}\text{C}$ 以上となって, 4月としての高温1位となった気象官署が全体の3分の1も現われたほどであった。

なお, 1982年の場合は, 6月上旬に極東域で顕著な高指数型循環が現われ, その7~8半月後の7月半ばから低温となったが, この'83年4月後半の異常な高指数の状態のあとも, その6~7半月後の5月末から北日本には寒気のはいり始め, このあと6~7月の強い低温となっていた。この現象についての統計的調査<sup>(4)</sup>は現業の立場から一応なされてはいるが, その意味づけや総観過程などをさらに調べておくことが必要であろう。

## 2. 半月資料でみた場の変換時の状況の変化

### (1) $50^{\circ}\text{N}$ に沿う半月平均500 mb 高度の波数解析から

月平均では, 3月と4月で極東域のパターンは, 図1に見られるように大きく変わった。

この状況を半月平均500 mb 天気図でみると, それまで東谷型であったものが, 3月第4半月(3月17~21日)にはタイミール付近に弱い低圧部が, 次の第5半月(22~26日)にはシベリア中部に明瞭な低圧部が見られるようになり, パターンがしだいに変わってきた。

このころから日々の100 mb や30 mb 天気図でもこの方面に低圧部が認められるようになり, 背の高い寒冷低圧部であるところから, この低圧域の持続一ひいては極東域の場の大きな変換を予想される状態となってきた。

このころはまた, 日本付近には高度正偏差域が出現するようになった。日本付近で西谷型の循環のはっきりしてきたのは, 4月第1半月(4月1~5日)ごろであった。

当時の半月平均500 mb 高度の $50^{\circ}\text{N}$ に沿う卓越波数の変動をみてみよう。

表1は, 3月はじめから4月月末までの各半月について, 各波数の振幅を示したものであるが, 注目されることとしては, 3月半ば以降波数3の振幅の減小と波数4の増幅を挙げることができる。

さらに, 図3によって, それらの波の位相の変化をみてみよう。まず, 3月はじめまで長期間に及んでシベリア大陸で発達していた尾根は, 波数2と3の尾根によるものであることがわかる。次

表1 1983年3～4月の半旬平均500mb高度の50°Nに沿う波数ごとの振幅

◎：その半旬中での第1位の振幅，  
○：2位，△：3位，—：4位

| 波数 | 半旬 | 3月     |        |        |        |        |        | 4月     |       |        |       |       |       |
|----|----|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|
|    |    | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 1      | 2     | 3      | 4     | 5     | 6     |
| 1  |    | ◎(169) | ◎(140) | ◎(157) | ◎(176) | ◎(140) | ◎(179) | ◎(94)  | △(47) | ◎(108) | ◎(83) | ◎(99) | ◎(73) |
| 2  |    | 62     | 50     | 62     | 30     | 51     | △(66)  | △(60)  | ◎(87) | 28     | 64    | ◎(94) | 43    |
| 3  |    | ◎(140) | △(102) | △(50)  | ◎(55)  | △(68)  | 27     | 43     | ◎(67) | ◎(55)  | ◎(78) | 55    | △(67) |
| 4  |    | △(80)  | ◎(114) | △(50)  | △(40)  | ◎(80)  | ◎(106) | ◎(101) | 27    | △(53)  | 58    | 52    | ◎(77) |
| 5  |    | 8      | 55     | 43     | 12     | 62     | 58     | 39     | 22    | 23     | △(67) | 53    | 39    |
| 6  |    | 18     | 19     | 13     | 16     | 21     | 29     | 35     | 32    | 15     | 52    | △(79) | 66    |

に、これらの波数2と3の波は、振幅が急減した3月半ばごろから西進してシベリア大陸の尾根は弱まり、代わって波数4の谷によりバイカル湖付近は深い気圧の谷になったものと解釈される。

一方、波数1の波は3～4月を通して、0°付近が尾根、180°付近が谷の状態が続いていた。

なお、波数4の波の谷は、3月前半は50°E付近と140°E付近にあったが、それらのいずれが3月後半に100～110°Eに移動してパターンの変化を生じたのかについては、さらに検討を要するだろう。

## (2) 50°Nに沿う半旬平均500mb高度平年差の連続図にみられる特徴

前項の波数解析は、生の500mb高度についてなされたものであるが、その特徴は、本来なら平年のパターンの波数解析結果と比較することによっていっそう鮮明になる。しかし、ここでは現業などでもよく用いられる半旬平均500mb高度——超長波と波数5ぐらいまでの波を合成した状態に近い——の平年差について、50°N帯の連続図でじょう乱の変動をみていくことにした。

図4を見ると、いちばん目につくのは、140°E～120°Wの北太平洋域における低圧で、これは前述のように、冬季のエル・ニーニョ現象発現時の変形されたひとつの特徴とみられている。

さらに亜欧大陸では、④、⑤で示す正偏差域、⑥の負偏差域がゆっくりと移動しているようにもみられる。これらの動きは、6半旬で経度にして約50°、すなわち1半旬で8°ぐらいと見積られる。

このような見方をすると、2～3月ごろはシベリア中部は④の範囲に当たっていて尾根が強まっていたことになる。また4月には、④の正偏差域は東海上に抜け、シベリア中部には⑥の負偏差域が到達して日本付近では西谷型循環が強まったと解釈される。

北半球的にみると、これらのじょう乱は波数4に相当するものである。前項では、この波数4の動きとして、東進・西進いずれとも判断しかねると書いたが、この図で見る限りでは、東進してき

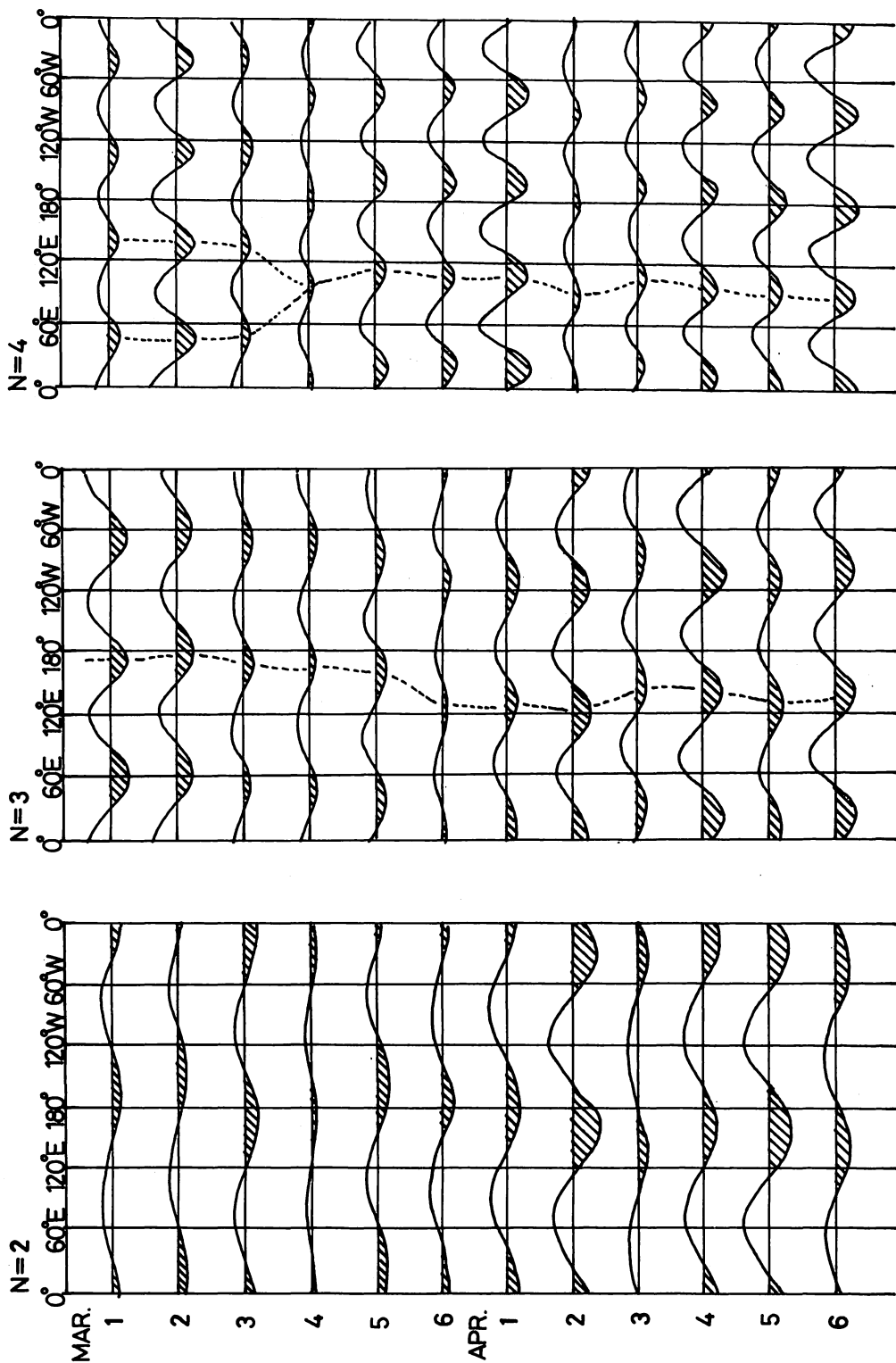


図3 波数2～4の各波の変動状況 ( $50^\circ\text{N}$ )

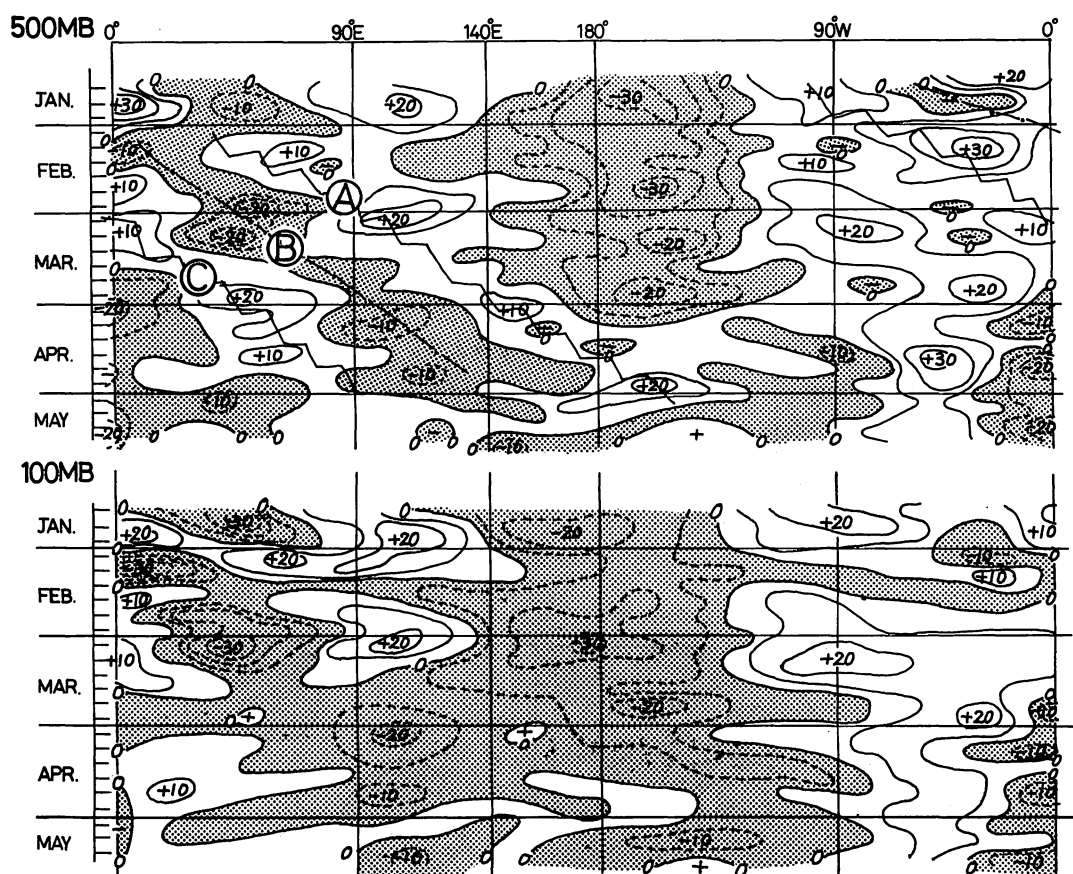


図4 500mb と 100mb の 50°N に沿う半月平均高度平年差の連続図

たものとみるのが妥当であろう。100mb の連続図でもほぼ同じような傾向が認められる。

### 3. エル・ニーニョ現象に関連した二・三の見方

前にも記したように、'82年から'83年にかけては、エル・ニーニョ現象の影響が取り沙汰された。この現象と気圧配置の関係で特に注目されたのが冬季の場合で、この季節には日本の南東海上の中緯度高压帯が強まることが強調されている。

表2は、長期予報の現業で常用している循環場の変動をみる指数のひとつである南東海上高度(20°~30°N, 130°~150°E内の6地点を平均した月平均500mb高度)の平年差と、その月についての過去38(または37)か年の中での順位を示したものである。

これを見ると、異常な高温であった冬の前半はこの方面が記録的に高压であり、時々寒気はいりようになった冬後半は高度場がやや弱まったことがわかる。4月は、再び日本の南東方海上では

表2 20°～30°N, 130°～150°E内の  
6地点平均の500mb 高度偏差

| 年 月    | 500 m 高度 |         |
|--------|----------|---------|
|        | 偏 差      | 順 位     |
| '82 10 | 0 m      | 低圧 10 位 |
| 11     | 31 m     | 高圧 2 位  |
| 12     | 34 m     | " 1 位   |
| '83 1  | 49 m     | " 1 位   |
| 2      | 22 m     | " 9 位   |
| 3      | 8 m      | " 15 位  |
| 4      | 33 m     | " 4 位   |

注) 順位は38年間(12月までは37年間)  
中でのその月としての順位を示したもの。  
の。

高圧部が強まった。

このような見方をすると、北太平洋の低圧部が日本付近まで西進し、南東海上の高度場が弱まった2～3月が、この期間としてはむしろ異例であったのかも知れない。

では、エル・ニーニョ現象最盛時の翌年の3～4月ごろは、どんなパターンが起こりやすいのだろうか。これを、合成図と相関比分布図によってみてみよう。

ここで、エル・ニーニョ現象の翌年として選んだ年は、1952, 54, 58, 66, 70, 73 および77の7か年である。

まず、図5(a)のエル・ニーニョ翌年の3月の月平均500mb 高度偏差合成図によると、あまり明

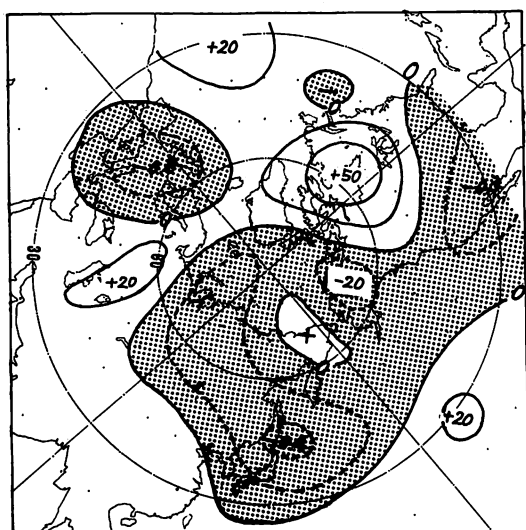


図5 (a)エル・ニーニョ翌年の月平均  
500mb 高度平年差合成図  
(3月)

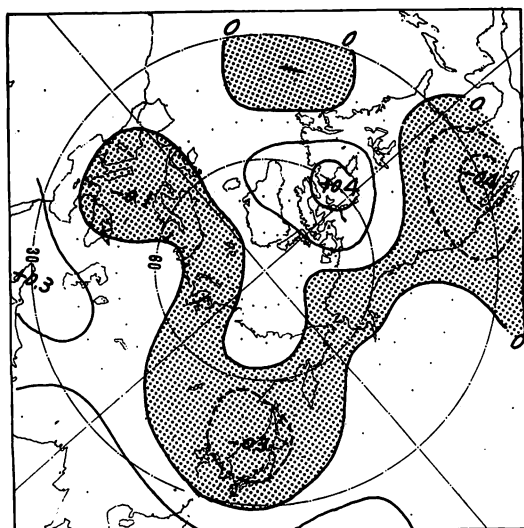


図5 (b)エル・ニーニョ翌年の月平均  
500mb 高度相関比分布図  
(3月)

瞭な関係ではないが、シベリア中部・北日本・北米西岸に中心をもつ広い負偏差域、欧州の負偏差域それに北米大陸北東部の正偏差域が認められる。

一方、合成図解析の対象とした1982年までの37か年の中で、エル・ニーニョ発生翌年(7か年)と、それ以外の年(30か年)について500mb 高度との相関比解析を行なった結果[図5, (b)]によ

ると、2月（図省略）まで北太平洋域北部（50°N，180°～150°W中心）に認められていた負域は3月には姿を消し、負域は日本付近まで西進してくる傾向がある。この場合は、日本の南海上の高圧部は20°N付近まで南偏していることになる。

北半球上での、それ以外のパターンは、合成図の結果とあまり変わらない。

以上のことは、エル・ニーニョ現象によって暖冬傾向が続いている寒候期のなかでも、3月ごろには太平洋北部の低圧部が西進して日本付近には寒気はいりやすくなることを示しているようである。

同様のことを4月についてみてみよう。

合成図〔図6-(a)〕によると、亜欧大陸西部から北米大陸にかけては3月の場合とほとんど変わらないが、極東域から太平洋域にかけては大きな相違が認められる。すなわち、バイカル湖付近を中心としたシベリアでは低圧部が顕著になり、一方日本の東方海上ではエル・ニーニョ現象が最盛時のころによくみられるように高圧部が再び強まってくる。

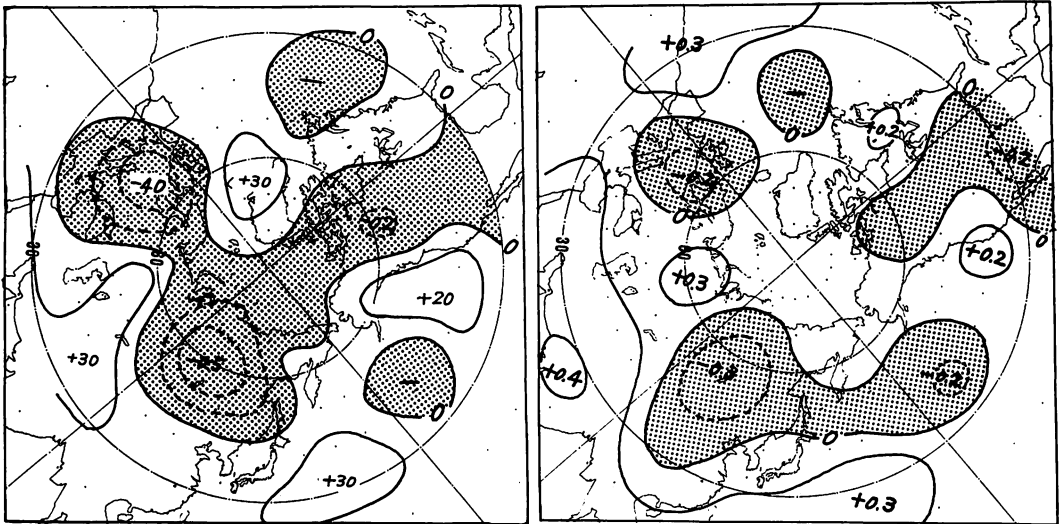


図6 (a)図5(a)に同じ（ただし4月について）

図6 (b)図5(b)に同じ（ただし4月について）

これと同じようなことは、単なる合成図だけでなく相関比解析の結果〔図6-(b)〕からもいえそうである。これは、ことしの場合、2～3月とシベリア大陸が大きな正偏差域、太平洋域北部が著しい負偏差域だったものが、4月になって日本付近で明瞭な西谷型となったケースとほぼ合致している。

もっとも、対象年として選んだ7か年のエル・ニーニョ現象にしても、その実態は細部についてみるとさまざまであるし、またこの現象が広域の気圧配置をすべて規制しているとは考えられない。しかし、実際の予報作業の際などには、他の資料と組み合わせて検討することになるので、一応の

特性として擱んでおくことは何らかの参考になるものと思われる。

#### 4. 実際の予報現場での見方

3 か月予報で4月の予報をする場合に用いる資料は、月平均値は2月までのもの、3月については上旬、日々の資料は月半ばまでのものに限定される。

2月までの月平均資料でみると<sup>(5)</sup>、主なものは、

(1) 2月は、ほぼ1年振りでM型になりシベリア大陸の尾根、北太平洋の高度負偏差域がともに西偏して、日本付近には寒気がはいりやすくなった。このような状態はいつまで続くか。たとえば、40°N帯を140°E～140°W間について平均した旬平均500mb 高度偏差の時系列類似では、'70，'52，'50年は4月になって+に転じ、'47年も3月後半～4月は+になっているので、太平洋北部の低圧はせいぜい3月いっぱいだろう。

(2) 本州南東海上（20°～30°N，130°～150°E）の500mb 高度は1月までの高圧から2月にはいくぶん下った。このような年（'46，'49，'58，'72）は、4月には極東域で高指数型循環となっている。

(3) 中緯度帯や亜熱帯方面の高度場をどうみるか。30°～40°Nの中緯度帯の動向を示す各種の循環指数の類似年の総合では、'61，'62，'68，'78年などで、4～5月は中緯度帯は高圧傾向。また、亜熱帯方面の指数からは'58，'61，'70（この年が類似度がもっともよい）、'80年が挙げられ4～5月は亜熱帯高気圧は例年より北上して強く、6月は南下傾向。

(4) エル・ニーニョ現象をどうみるか。（この時点では東部赤道海域の2月の海面水温資料は未入電）。この現象と関連のある200mb 面の速度ポテンシャルからみた発散・収束域の分布からは、この現象は継続中とみる。

(5) パターン変化の兆しについては。3月中旬になってまもなく、日々の500mb 超長波・長波合成偏差図ではカスピ海付近と太平洋中部は－→+に変わってきた（3か月予報時点）。

さらに、同資料と日々の30mb，100mb 天気図で、下旬に入ってバイカル湖付近には下部成層圏に達する低圧部が出現し、西谷型が定着しつつあるとみられた（1か月予報時点）。

(6) 以上のような点を骨子として、これにルーチンで使用している各種の予想資料を用いて予報を組み立てた。2～3月の低指数期を脱して高指数期に向うという点では定性的にはうまくいったが、異常高温を予想するまでには至らなかった。

#### おわりに

編集局からの要請は、4月の異常高温出現に関係する解説ということであったが、これまでの記録を凌駕するほどの高温の真因となると、なかなか擱めないのが実情である。

高温出現時のパターンにしても、たとえば東北地方で山林火災が頻発した4月27日前後のころの

ように、個々の日の状態に言及しなくてはならなくなる。しかし、それらは、本誌の趣旨にそぐわないので、3月から4月にかけて、極東域の大規模な場が変わった点に的をしぼってふり返ったわけである。

3月20日発表の3か月予報、月末発表の1か月予報では、3月前半まで続いた顕著な低指数型循環がさらに4月も続くのか、あるいは間もなく反転するのかが最大のポイントであった。

現在も、目先のところについては、8層北半球モデルを用いた192時間予報、ECモデルによる120時間予報さらには電計室で開発が進められつつある全球スペクトルモデルによる360時間予報がその時々に応じて活用されている。目先きのところで今回のような場の変換があるかどうかは、それから先の予報の組み立てをする際に極めてたいせつな問題であり、数値1か月予報の実用化が望まれるところである。

#### 参 考 文 献

- (1) P. D. Jones, T. W. L. Wigley and P. M. Kelly (1980): Variations in surface air temperature; Part 1. Northern Hemisphere 1881-1980. Mon. Wea. Rev. 110, pp59-70。
- (2) P. D. Jones, P. M. Kelly and Tu Qipu (1983): Global surface air temperature variations: 1981-82. Proceedings of the Seventh Annual Climate Diagnostics Workshop, Oct. 18-22, 1982。
- (3) たとえば、時岡達志・鬼頭昭雄・片山昭, (1983); 東部赤道太平洋の異常海水温の影響に関する数値実験 — El Niño 完熟期における大気の応答 —, (日本気象学会) 1983 年春季大会講演予稿集, 1983 年 5 月, p52。
- (4) 昭和 57 年度全国長期予報技術検討資料, 1983 年 2 月, 気象庁予報部, p 27 ~ 28。
- (5) 季節予報資料 (季第 1,128 号), 昭和 58 年 3 月, p 8 ~ 9, および JMH 長期予報資料 (昭和 58 年 3 月 18 日送画) など。

# 「1983年6～7月の天候について」

北 村 修\*

## 1. はじめに

'83年暖候期予報を行なうにあたりエル・ニーニョ現象やエル・チヨン火山噴火の影響について、天候にあたえる量的な評価が問題となった。予報発表後も諸氏が私的見解をのべマスコミをにぎあわせた。

暖候期の天候の実況をみると、4～5月の異常な高温、6～7月の低温・梅雨の遅れ、8月の高温と変動の大きい天候であった。また台風の発生も少なく話題となった。

このような天候経過をふまえ6～7月の低温を中心に思いつくまに書くことにする。

## 2. 天候の経過

第1表に'82年春から'83年夏にかけての月平均気温偏差を示す。'82年5月、11月、'83年4月・8月の高温、'82年7月、'83年6～7月に強い低温となった。特に北日本の'83年4月の高温、6月の低温は近年まれに見る値であった。

第1表 '82年3月～'83年8月の各地域の月平均気温偏差の経過 (°C)

\*は $|\Delta T| > 1.5\sigma$

| 年    | '82  |      |      |      |      |      |      |      |      |     |  | '83 |      |      |      |      |      |      |      |
|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|--|-----|------|------|------|------|------|------|------|
| 月    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12  |  | 1   | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    |
| 北日本  | 1.1  | -0.2 | 0.7  | -0.2 | -0.3 | 1.1  | 0.6  | 1.3  | 1.2  | 1.6 |  | 1.5 | -0.6 | -0.1 | *2.9 | 0.4  | *2.9 | *2.5 | 0.5  |
| 中部日本 | 1.2  | 0.2  | *2.0 | -0.3 | *1.7 | -0.3 | -0.8 | 0.3  | *1.8 | 1.4 |  | 0.9 | -0.1 | 0.5  | *2.6 | 1.0  | -0.7 | -1.1 | 0.9  |
| 西日本  | 1.3  | -0.4 | *1.4 | -0.1 | *1.9 | -0.4 | -0.9 | 0.3  | *2.0 | 0.5 |  | 0.7 | -0.4 | 0.5  | *2.0 | *0.8 | 0.1  | 0.0  | *1.2 |
| 沖縄   | *1.8 | -0.8 | 1.0  | -0.6 | 0.5  | 0.2  | -0.4 | -0.1 | *1.2 | 0.0 |  | 1.1 | -0.5 | 0.4  | *2.0 | 0.6  | 0.2  | 0.6  | *0.8 |

第2表 各地域の月平均気温の値と標準偏差 (°C) 及び各地域の代表地点

| 月    |          | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 11   | 12   | 代表地点                          |
|------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------------------------------|
| 北日本  | 平年値      | -4.2 | -3.9 | -0.2 | 6.1  | 11.4 | 15.0 | 19.1 | 20.7 | 17.0 | 11.1 | 4.7  | -0.8 | 稚内、網走、根室、帯広、旭川、札幌、函館、秋田、宮古、仙台 |
|      | $\sigma$ | 1.2  | 1.4  | 1.0  | 0.9  | 0.9  | 1.0  | 1.3  | 1.3  | 0.8  | 0.8  | 1.0  | 1.8  |                               |
| 中部日本 | 平年値      | 2.4  | 2.8  | 5.8  | 11.8 | 16.6 | 20.3 | 24.4 | 25.6 | 21.4 | 15.5 | 10.1 | 5.2  | 新潟、輪島、名古屋、松本、東京               |
|      | $\sigma$ | 0.9  | 1.2  | 1.1  | 1.0  | 0.7  | 0.9  | 1.0  | 0.8  | 1.0  | 0.7  | 0.8  | 1.2  |                               |
| 西日本  | 平年値      | 6.0  | 6.7  | 9.4  | 14.6 | 18.6 | 22.1 | 26.2 | 27.1 | 23.6 | 18.2 | 13.1 | 8.3  | 大阪、潮岬、広島、福岡、宮崎                |
|      | $\sigma$ | 1.0  | 1.4  | 0.9  | 0.9  | 0.5  | 0.7  | 0.8  | 0.6  | 1.0  | 0.8  | 0.8  | 1.2  |                               |
| 沖縄   | 平年値      | 16.0 | 16.4 | 18.0 | 21.0 | 23.7 | 26.1 | 28.1 | 27.8 | 27.1 | 24.3 | 21.3 | 18.1 | 那覇                            |
|      | $\sigma$ | 1.2  | 1.3  | 1.0  | 1.1  | 0.8  | 0.9  | 0.6  | 0.4  | 0.5  | 0.7  | 0.7  | 1.0  |                               |

\*気象庁長期予報課

第3表に月降水量平年比を示す。'82年10月・'83年1月の少雨，2月の多雨。沖縄では'83年2～3月の多雨，6月の少雨が目立った。

第4表に月間日照時間平年比を示す。'82年10月，12月～'83年1月の多照，6月は北日本の寡照が目立った。

第3表 各地域の月降水量平年比（％）の経過

\*は|100-R|>1.5σ

| 年    | '82 |     |     |     |     |     |     |     |      |     |     |      |      |     |     |     |     |     |          | 代表地点 |
|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|----------|------|
| 月    | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10  | 11   | 12  | 1   | 2    | 3    | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   |          |      |
| 北海道  | 95  | 130 | 63  | 55  | 93  | 52  | 77  | 73  | 103  | 76  | *48 | 125  | 90   | *45 | 83  | 103 | 179 | 76  | 札幌，根室    |      |
| 東日本  | 87  | 148 | 106 | 106 | 92  | 89  | 163 | 83  | 120  | *29 | *38 | 109  | 131  | 93  | 84  | 104 | 155 | 108 | 仙台，東京    |      |
| 日本海側 | 89  | 99  | 106 | 66  | 60  | 76  | 107 | 42  | 116  | 124 | 91  | *169 | 128  | 132 | 98  | 54  | 189 | 47  | 新潟，金沢    |      |
| 西日本  | 123 | 69  | 66  | 28  | 237 | 113 | 72  | *39 | *190 | 63  | *45 | 63   | 157  | 103 | 89  | 79  | 84  | 58  | 広島，大阪，熊本 |      |
| 沖縄   | 48  | 111 | 79  | 102 | 57  | 92  | 105 | 25  | 169  | 127 | 133 | *197 | *281 | 84  | 121 | 39  | 64  | 117 | 石垣島，那覇   |      |

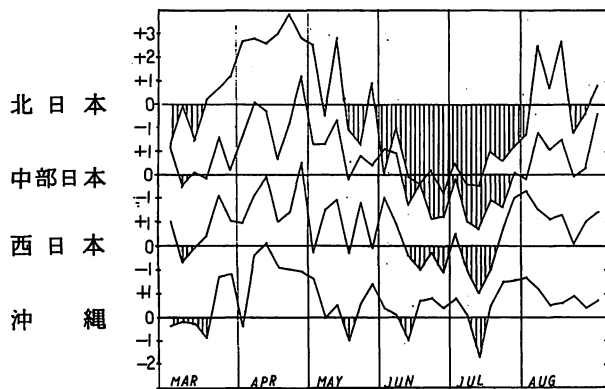
第4表 各地域の月間日照時間平年比（％）の経過

\*は|100-S|>1.5σ

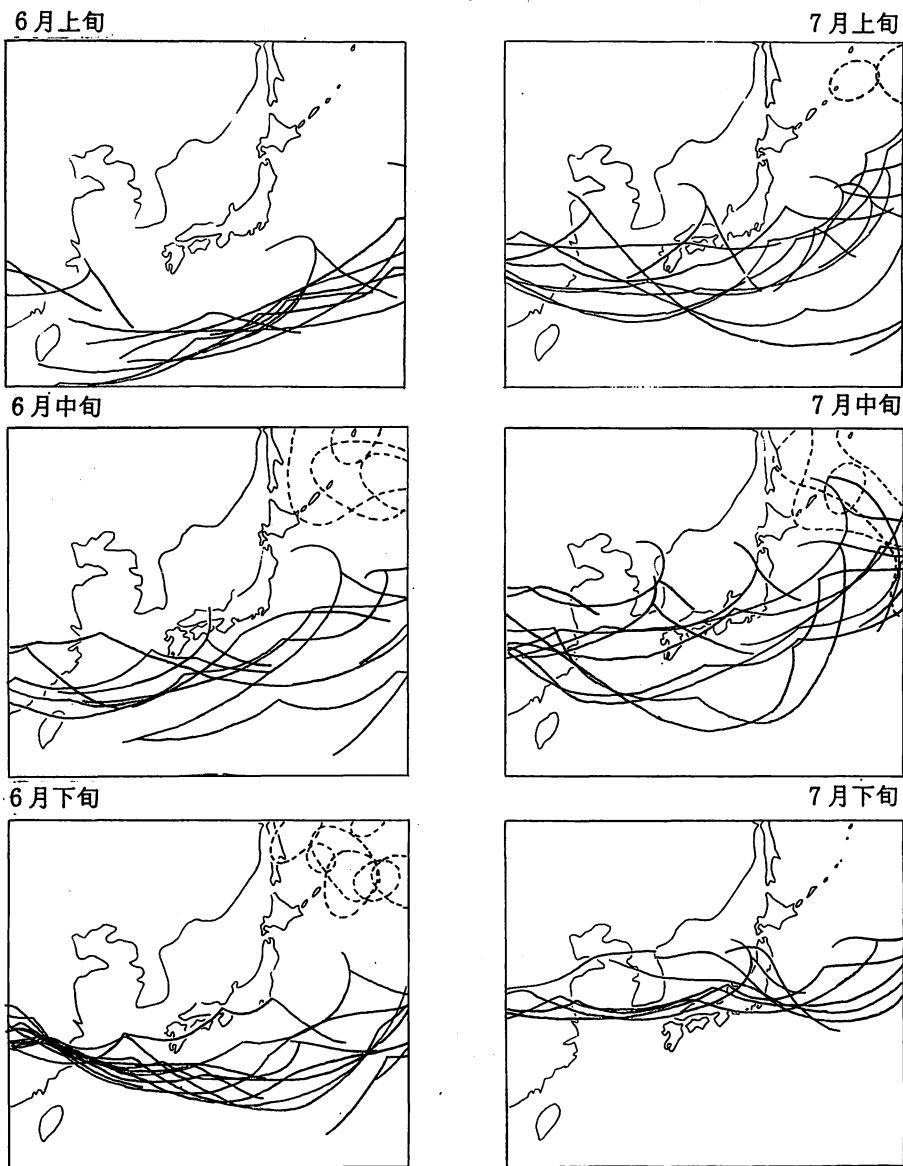
| 年     | '82 |     |     |     |     |     |     |      |     |      |      |     | '83 |     |     |     |     |     |          |  | 代表地点 |
|-------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|----------|--|------|
| 月     | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   | 9   | 10   | 11  | 12   | 1    | 2   | 3   | 4   | 5   | 6   | 7   | 8   |          |  |      |
| 北 海 道 | 98  | 103 | 103 | 126 | 123 | 105 | 116 | 120  | 83  | 102  | 117  | 91  | 110 | 116 | 110 | *64 | 83  | 106 | 札幌，根室    |  |      |
| 東 日 本 | 103 | 102 | 111 | 118 | 84  | 80  | 89  | 134  | 85  | 98   | 113  | 116 | 101 | 103 | 121 | 111 | 74  | 83  | 仙台，東京    |  |      |
| 日本海側  | 116 | 116 | 111 | 123 | 111 | 85  | 86  | *140 | 83  | 96   | *133 | 82  | 106 | 94  | 126 | 119 | 70  | 96  | 新潟，金沢    |  |      |
| 西 日 本 | 104 | 117 | 114 | 134 | 83  | 94  | 86  | 109  | 79  | *162 | 116  | 128 | 75  | 99  | 124 | 130 | 109 | 109 | 広島，大阪，熊本 |  |      |
| 沖 縄   | 114 | 98  | 124 | 77  | 98  | 93  | 108 | 139  | 101 | 104  | 90   | *66 | 58  | 103 | 100 | 87  | 101 | 97  | 名瀬，石垣島   |  |      |

第2図は6～7月の梅雨前線と，オホーツク海高気圧を示す1020mbの等圧線の位置（毎日午前6時の位置）を旬毎に示す。6月は梅雨前線が平年より南に下がり，オホーツク海高気圧が強く，また太平洋高気圧は南に下がり平年より弱かった。このため冷たい北東風が北日本に流れ込みやすかった。6月の天候は北冷西並の気温分布となり，北日本の太平洋側を中心に低温寡照の日が多く稚内・留萌・網走・根室・旭川・帯広・釧路などでは観測開始以来の低温となった。特に帯広・網走では平年より月平均気温が4℃以上も低かった。また網走では寡照の記録も更新した。一方，西日本では梅雨前線が不活発であったため高気圧におおわれることが多く，多照で少雨の所が多かった。7月は梅雨前線が中旬半ばから北上し活動が活発となり，23日は山陰地方で大雨となった。オホーツク海高気圧は引き続き強く北冷西並の気温分布となり，北日本の太平洋側を中心に低温寡照が続き，根室では低温の記録を更新した。また記録の更新とはならなかったが，網走・帯広・宮古では平年より3℃以上低くなった。一方，西日本の太平洋側では多照で少雨となった。

また台風発生数は1～5月は0，6月1個，7月3個の合計4個で，平年の7月までの台風発生



第1図 半月気温偏差の経過



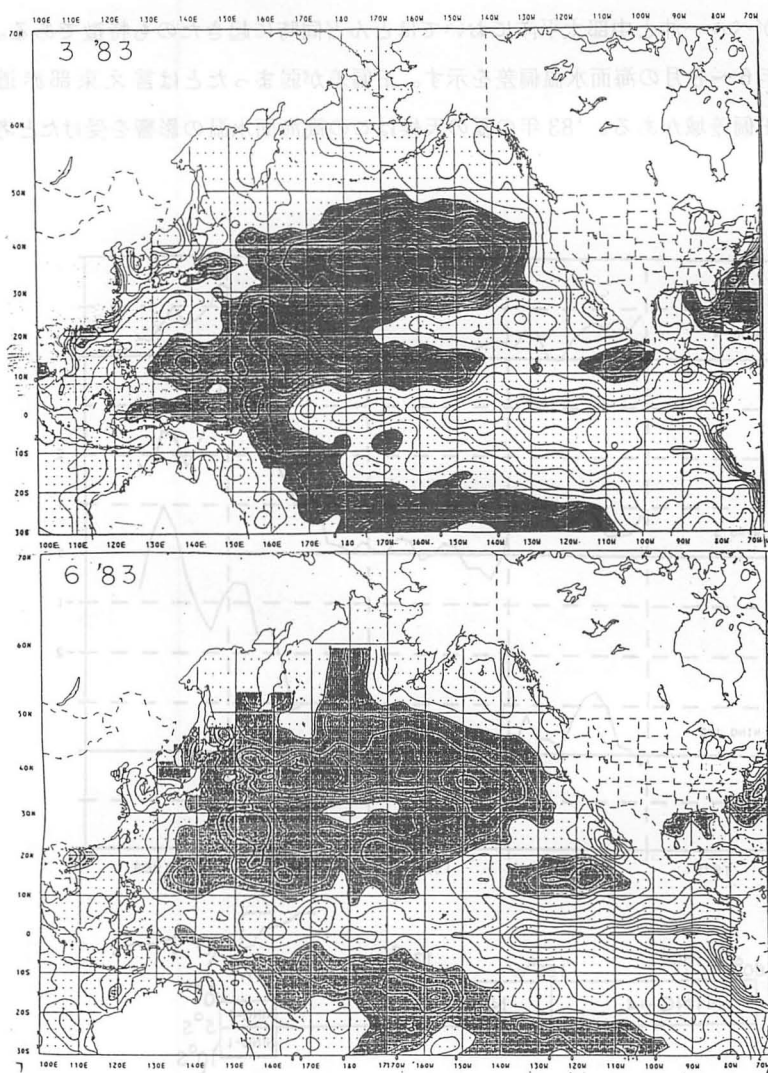
第2図 6月、7月の梅雨前線の位置(実線)とオホーツク海高気圧(破線)

数 8.9 個に比べ非常に少なかった。

梅雨の入り・明けはともに平年に比較して遅れた。

### 3. 太平洋での海面水温異常

第3図は'83年3月、6月の海面水温偏差を示す。東部赤道海域の海面水温偏差は'82年12月に正偏差が最も強まったが、'83年3月、6月は弱まったとは言えまだ正偏差を持続している。図示はしないが'83年8月も東部赤道海域やペルー沖では $3^{\circ}\text{C}$ 以上の正偏差域が残っている。また日本の南東海上は低水温が持続していた。

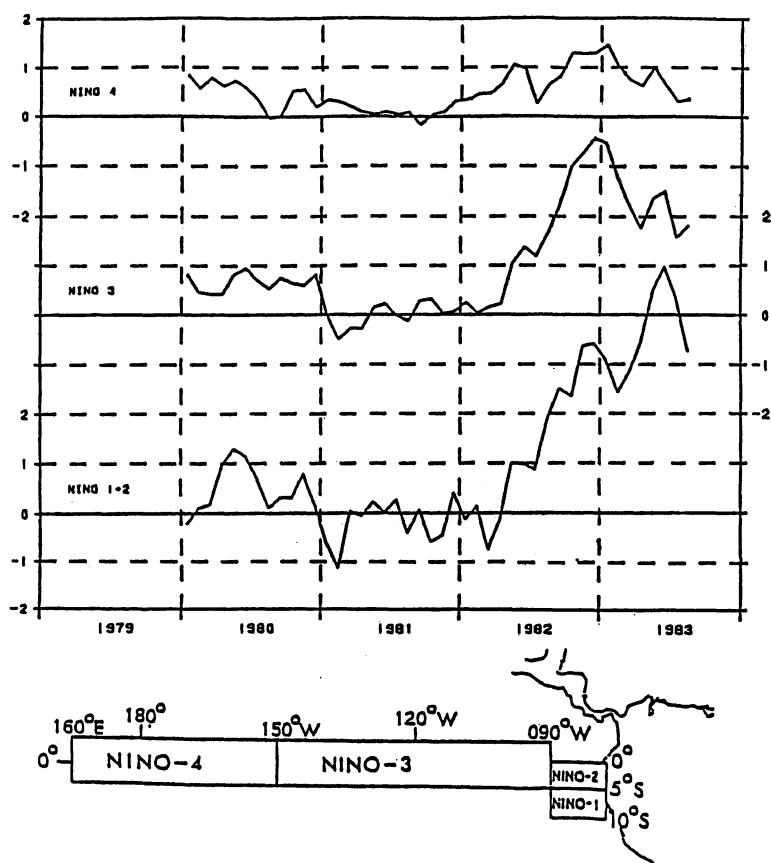


第3図 太平洋海面水温偏差'83年3月(上) 6月(下)陰影は負偏差、等値線は $0.5^{\circ}\text{C}$ (NOAA解析図)

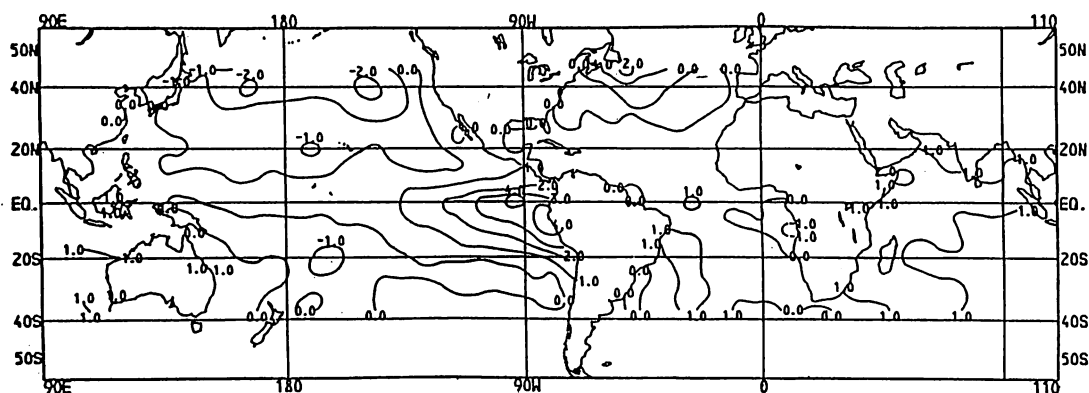
第4図は海域毎の海面水温偏差の変動を示している。過去のエル・ニーニョの発生する前年は負偏差となることが多かったが、今回の海面水温の偏差はエル・ニーニョの発生する前年に負偏差を示していない。海面水温偏差の上昇は4月頃より始まり12月にペルー沖・東部太平洋・日付変更線付近ともピークに達している。ペルー沖では12月をすぎると一時下降したが、その後再び上昇し6月頃にピークとなり、12月のピークをはるかに超えた値となった。

海洋課の長坂氏により今回のエル・ニーニョは海面水温偏差の大きさ、正偏差域の広さからみて'72～'73年のエル・ニーニョを上まわり今世紀最大級のエル・ニーニョで、また過去の例によればまず冬期にペルー沖で海面水温が上昇し、次第に西におよび、正偏差のピークはペルー沖で夏に、東部太平洋域で年末にピークとなるが、今回は数か月遅れて現象が起ったと述べている。また水温の上昇がペルー沖と中部太平洋においてほとんど同時に起きたのも特徴である。

第5図は'83年6～8月の海面水温偏差を示す。正偏差が弱まったとは言え東部赤道海域やペルー沖に4℃の正偏差域がある。'83年の夏の天候はこの高海面水温の影響を受けたと考えられる。



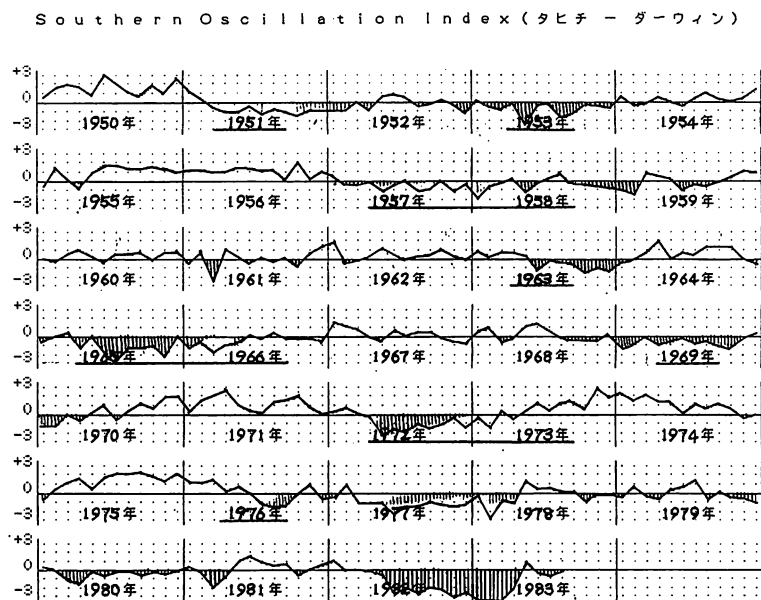
第4図 海域ごとの海面水温偏差の変動（CACレポート）



第5図 '83年6～8月の海面水温偏差（CACレポート）

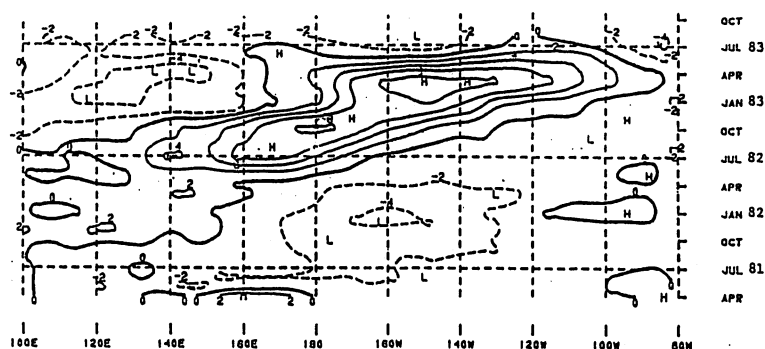
また台風が多発生するマリアナ諸島付近で海面水温が平年より低かったことは台風の少発生に影響があったと考えられる。

第6図は Southern Oscillation Index（タヒチとダーウィンの気圧差：以下SOIと言う）を示す（値は標準化している）。前述したように海面水温偏差と同様に'72～'73年よりも大きな偏差であり、'50年以来最大の偏差となっている。また5月に一時正偏差となったが、6～8月に弱い負偏差となっている。図中アンダーラインを入れた年は長坂氏がエル・ニーニョの起った年としたものを示す。



第6図 SOI（タヒチとダーウィンの気圧差），値は偏差を標準偏差で割ったもの（作成宮川）

第7図は赤道域の東西風偏差の経過図で、正偏差は貿易風が弱いことを示している。弱い貿易風は'82年7月頃に極東域に現われ、しだいに東進した。'83年8月にはほとんど平年並の状態に戻ったことが分る。この貿易風の東進がエル・ニーニョの発生時に必ず起るのか、何故起るのかは今後の調査にまたねばならない問題である。



第7図 赤道域(5°N-5°S)の850mb 東西風偏差の経過図(m/sec) (CACレポート)

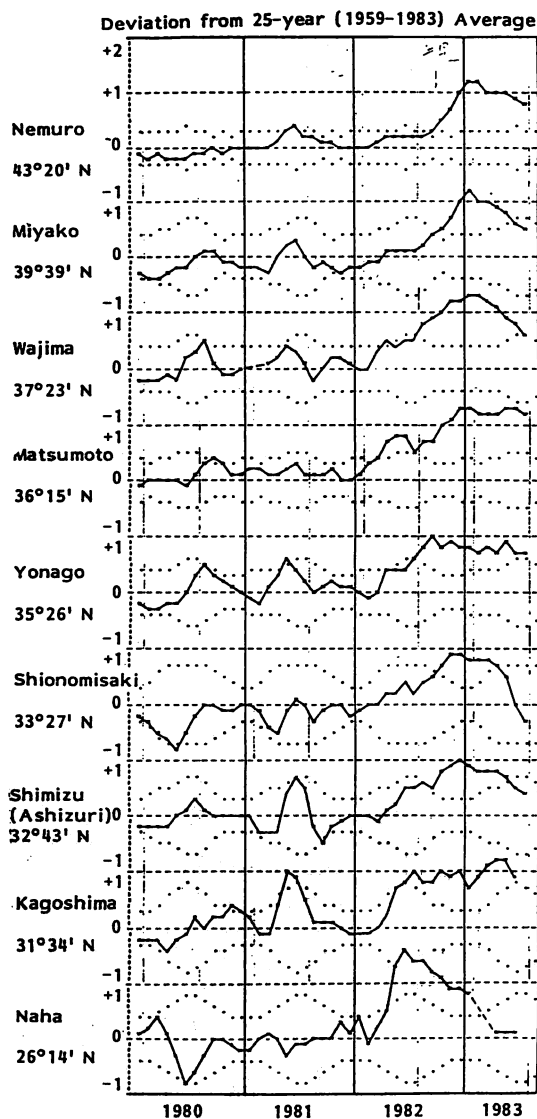
#### 4. エル・チチョン火山噴火

'82年3月22日、4月4日にエル・チチョン火山が噴火し、その噴出物の影響が'83年夏の天候に大きく影響するのではないと言われて来た。また館野の12月の観測では直達日射量が20%減り、散乱日射量は60%増し、総合すると全天日射量は1.5%減少している。しかし全天日射量は観測の精度から特に減少したとは断定出来ないと報告された。

第8図は日本各地の $\tau_0$ の月最小値の推移を示す。 $\tau_0$ は大気の光学的な厚さがReyleigh散乱だけの光学的厚さの何倍になるかを示す係数である。図は偏差で示し、点線は標準偏差を示す。 $\tau_0$ の値は天候や水蒸気などにより影響を受けるが、'82~'83年は $\tau_0$ の値は大きかった。'83年夏は南では平年並にもどった所もあることが分かる。火山噴火と天候の関係は定性的には関係あると言われるが資料の不足から定量的な議論は出来ない。

#### 5. 500mb 天気図

第9図は夏期平均500mb天気図を示す。陰影は高度負偏差の領域であり、等値線は50gpmで描いている。この図とW・Y・Chen(1982)のSOIが負の時('83年6~8月は負)の700mb高度偏差のパターンを比較すると、モンゴル~日本~アメリカ西岸の負偏差、アメリカ中部の正偏差、アメリカ東岸の負偏差、スペインの負偏差はよく対応している。しかし高緯度の北欧の負偏差・アラスカの負偏差は逆のパターンとなっている。このため'83年夏の500mb中緯度は海面水温異常の影響を受けたと考えられる。



第 8 図 日本各地の  $\tau_0$  の月最小値の推移 (測候課山内氏提供)

第 10 図は 6 ～ 8 月までの月平均 500 mb 天気図を示す。図の表示は第 9 図と同じである。

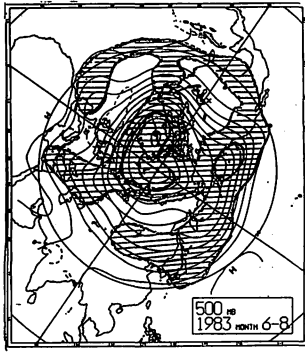
エル・ニーニョにともなう高度偏差のパターンすなわち東部太平洋中・低緯度の正偏差，アリューシャンの南の負偏差，北米の正偏差，アメリカ南東方の負偏差のパターンおよび夏期の S O I が負の場合の中国東北区を中心とする負偏差のパターンは 5 月に不明瞭となったが 6 ～ 7 月は明瞭になった。5 月に不明瞭になったのは S O I が正となったのに対応している。8 月は再びパターンが不明瞭となったが，これは S O I の上昇傾向，貿易風が正常となっていること，8 月の赤道海域の

海面水温が下降し始めたことに対応していよう。

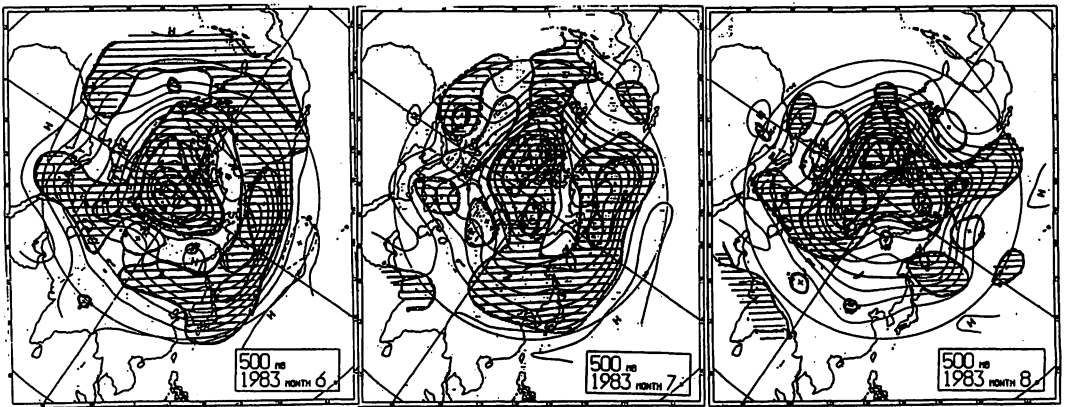
南半球 500mb のパターンは図示しないが、'83 年 12 月頃から南極が正偏差、中緯度が負偏差、低緯度が正偏差のパターンが 8 月まで持続している。1000-500mb のシクネスでも同様なパターンをなしており、後述する南太平洋から北太平洋に吹きこむ風をさえぎっていると考えられる。

第 11 図は各種循環指数の経過を示す。指数は平均値、標準偏差を用い標準化し、値は標準偏差の倍数で示している。'83 年 2 月に北半球 40°N の  $\Delta Z$  は  $-2.1\sigma$ 、同 30°N の  $\Delta Z$  は  $-2.0\sigma$ 、3 月は太平洋 (140°E ~ 140°W)  $\Delta Z$  は実

に  $-3.4\sigma$ 、6 月は極東 (90°E ~ 170°E) 50°N の  $\Delta Z$  が  $-2.0\sigma$  と大きな偏差を示した。このことは今回のエル・ニーニョ現象の規模を考える上で注目に値しよう。



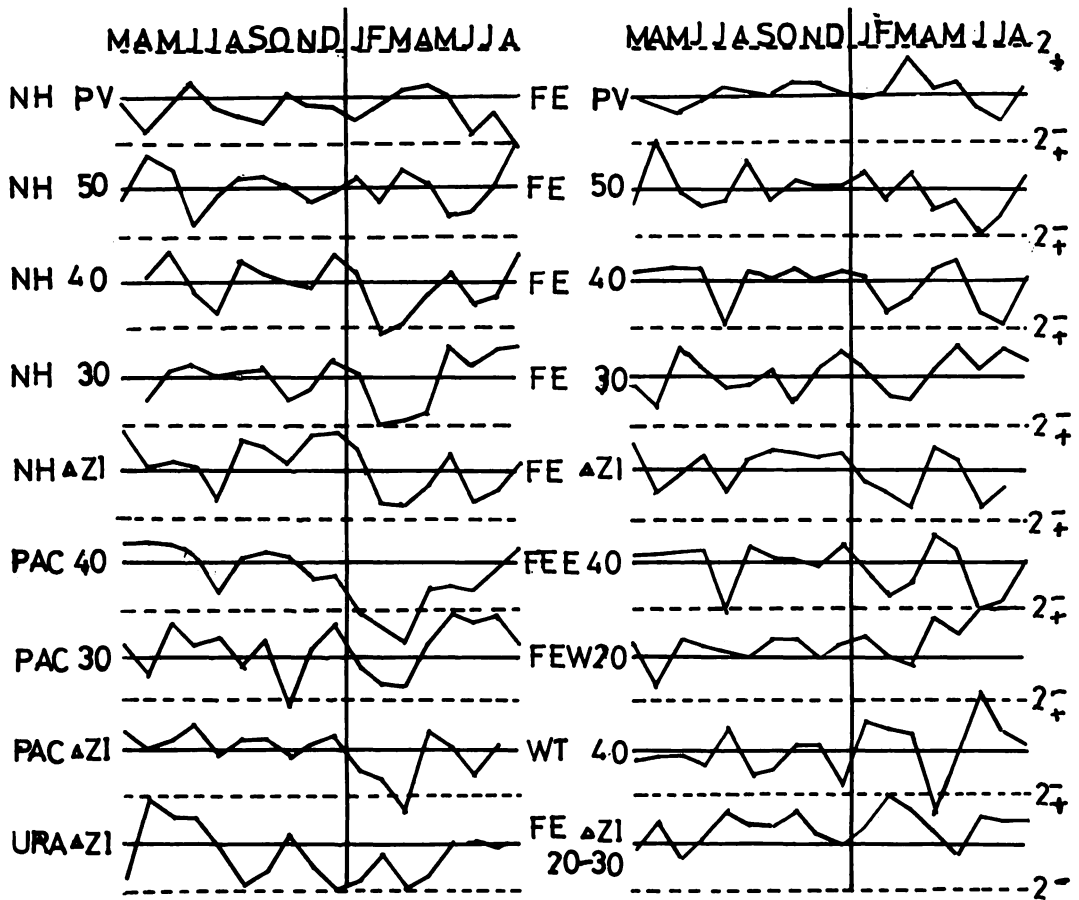
第 9 図 夏期平均 500mb 天気図



第 10 図 月平均 500mb 天気図

久保木は過去にエル・ニーニョのあった年を調査し、SOI が負の夏の特性として①太平洋 30°N の  $\Delta Z$  が正偏差の年が多い②太平洋 40°N の  $\Delta Z$  が 7 ~ 8 月は負偏差が多い③極東  $\Delta Z$  は 5 ~ 6 月は高指数、7 月は低指数が多いとのべている。この傾向は SOI が負であった '82 年 '83 年夏についても同様な傾向が見られる。

また久保木は過去のエル・ニーニョの起った夏について東部太平洋中緯度の負、アラスカの正、アメリカ東岸の負、大西洋低緯度の正、中国東北区の負偏差は 10 例中 7 例くらいで出現している



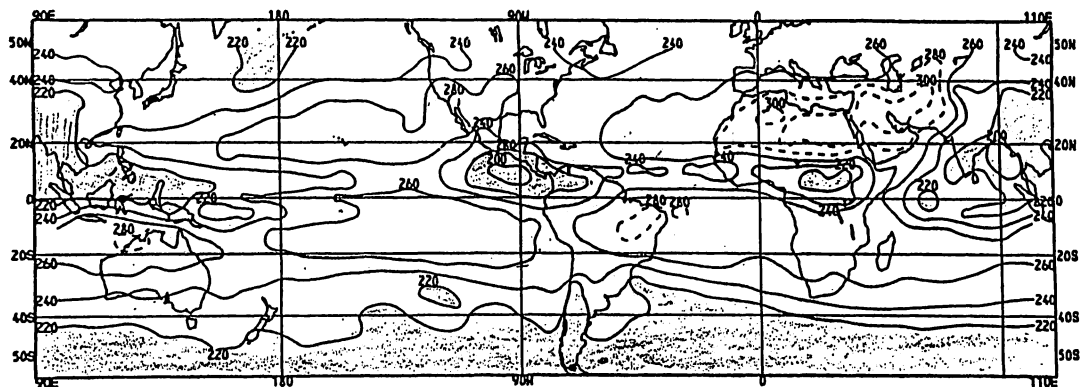
第 11 図 1982 年 3 月～1983 年 8 月までの各種循環指数の経過（右の数字は標準偏差を単位としたもの）

とのべている。

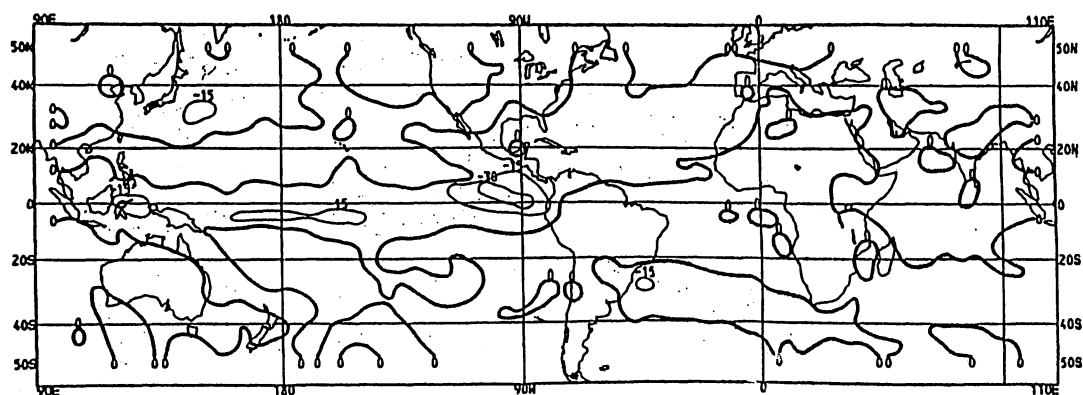
## 6. '83 年夏型の降水分布

第 12 図は '83 年 6～8 月の気象衛星の観測した外向き赤外放射量である。値の少ないほどその地域に雲が多いか、雲頂が高いかを示している。いいかえると降水量に対応している。

これによると '83 年夏は太平洋の ITCZ は平年より南にある。北太平洋 20°N を中心に降水が少ない、これは亜熱帯高気圧が南に下がっているためと思われる。日本付近やアメリカ西岸は平年より雲が多い。南太平洋からの雲域が平年のように日付変更線を中心にまとまらず、偏差でみると平年より強い所が太平洋に 2 本ある。赤道域は雲が多い。インドモンスーン域は平年に比較して雲が少ないのが特徴だろう。こうした違いはハドレ循環の違いとなって現れる。



第12図 a. 6～8月の赤外放射量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (CACレポート)



b. 同偏差 ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) (CACレポート)

## 7. 予報現場での見方

暖候期予報は2月末までの資料により3月10日に発表するが、第2次暖候期予報として5月20日発表の3か月予報で長期予報課と札幌・仙台・新潟の官署が共同で資料の検討を行なっている。この検討の結果6～7月は気温高く、8月は北冷西暑の考え方となった。

この中で特にエル・ニーニョに関係しては次のことが考慮された。

- (1) SOI および東部太平洋赤道海域の海水温と気温・降水量とのラグ相関。
- (2) SOI と夏期の500mb 高度場との相関
- (3) 137°Eの海水温と梅雨・台風との相関

これらはいずれもエル・ニーニョ現象は今後急速に解消に向かうだろうとの予想に立っていた。エル・ニーニョが解消すると見た根拠は2月、3月、4月とSOIがしだいに上昇して来たこと。過去に夏まで続いた例はほとんどないことによった。事実、5月のSOIは正となった。しかし6～8月は再び負となったことがこの方法を用いての予想をくわす結果となった。

相関による方法では500mb  $\Delta Z$ からの重回帰式による方法が6月の北日本の低温を示していた

が、その他の方法で6～7月の北日本の強い低温を示す資料はなかった。これは'83年が極に寒気を蓄積しながら低緯度に小出しに寒気を放出したためであり、いいかえると南北の大気の変換が変則的であったためといえる。例えば北海道で7月に強い低温となるのは5月に極に強い寒気の蓄積がある場合と、5月に寒気を放出してしまっている場合の二通りが考えられている。'83年5月のようにはんばな寒気の蓄積では強い低温にならないとの経験則があったが、本年にはあてはまらなかった。

周期による方法はどうだろうか。'80～'81年は5～6か月のリズムが卓越していたが、'82年夏ごろからリズムが不明確となった。特に'82年秋からは東部太平洋でのエル・ニーニョにともない持続的なパターンが現れ、極東の各種循環指数の動きがつかみにくくなった。その中で'82年7月、'83年2～3月の極東 $\Delta ZI$ のリズムから6～7月は持続的な低指数はないと考えた。しかし前述したように'83年3月に太平洋40°Nの $\Delta Z$ が-3.4σのように異常な値となったことなどから、これらによるインパクトが大気の変動のリズムを乱し、新しいリズムに移行したとも考えられる。この考え方の当否は別としてこのような考え方が不足していて、変化について行けなかったのではないかと反省させられる。

類似による方法はどうだろうか。各種循環指数の高順位で経過の似た年とか、特徴のある天候を指標に類似年の選定するといった方法は、今回のような特殊なケースの年には比較的予報の成績は良かった。しかし用いる時系列の資料は過去にそれほど遡らず、2～3か月の資料の方が、急速な変化に対して成績が良かった。

## 8. さいごに

編者から6～7月の低温について書いて下さいとのことであったが、ポイントがエル・ニーニョにかたより編者の意図するものどちがったかも知れない。しかし6～7月の日本谷の深まり、亜熱帯高気圧の状態、台風の少発生、インドモンスーンの遅れ、フィリピンの干天などエル・ニーニョに関連することが多かった年でありそちらに筆が走ってしまった。

長期予報を行なう上で境界条件は大切であるがむづかしいものだとの感じを深くしている。

## 熱帯域の降水量（衛星赤外放射データによる降水量の見積り）

上 野 達 雄\*

### 1. はじめに

近年、エル・ニーニョ現象をはじめとして、熱帯域の励起源に対して、大気がどのように応答するかが、注目、研究されている。そのひとつとして、特に重要なものが、熱帯域の降水現象でありそれによる潜熱の解放は大気大循環の主要な forcing mechanism となっている。その大規模な異常は大気大循環の異常に密接な関連をもっていると言われ、そのような観点から、熱帯域の降水現象の常時監視が望まれている。しかし、熱帯の広い地域にわたって直接降水現象を観測する手段は無い。実際的な手段として考えられるのは衛星データを用いた間接的な降水量の見積もりである。

CAC（気候解析センター：米国大気海洋庁）において、衛星の赤外データから降水量を見積もる方法が開発され（降水インデックス）、1981年12月からそのデータが蓄積されてきている。CACの降水インデックスについては、Arkin（1983）によって報告されている。以下その概要を紹介し、そのもととなった2つの論文（Arkin, 1979；Richards and Arkin, 1981）等にもとづいて、衛星データによる降水量の見積もりについて概説する。

### 2. 降水インデックス

衛星の赤外データから降水量を見積もるという考え方のもとには、「深い対流雲ほど、より多くの雨をもたらす。降水領域は冷たい雲と関連づけられる。」という一定の認識、前提がある。つまりある基準温度以下の雲の面積比率と、実際の地上の降水量とを線型回帰式で結びつけようとしている。

それまでの研究に基づいて作成されたCACの降水インデックスは次の様なものである。

$$GPI = 71.2 Fc Nd \quad (\text{mm}) \quad (1)$$

ここで、Fc が前記したある基準温度以下の雲の面積比率に相当するものである。CACで本来やろうとしていることは、降水量の年々変動の見積もりで、かなり長期的、相対的なところに重点がおかれている。Nd は算出期間の日数であり、GPI は GOES Precipitation Index の略である。Fc は、各ボックス（ $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ）において、ある基準値以下の EBBT（Equivalent Black body Brightness Temperature）をもつ画素数をそのボックスの全画素数で割った値の月平均値。また基

---

\* 気象庁予報部長期予報課

準値としては 235 K が採用されている。

CACでは、1981 年 12 月から半月合計された値がデータとして集積されている。第 1 図は1981 年 12 月の月合計値と 1982 年 6 月の月合計値（下図）である。熱帯域の降水量の季節変化、年々変動の性質や大きさはよく知られていないが、南・中央アメリカの最大降雨帯の北へのシフトや、太

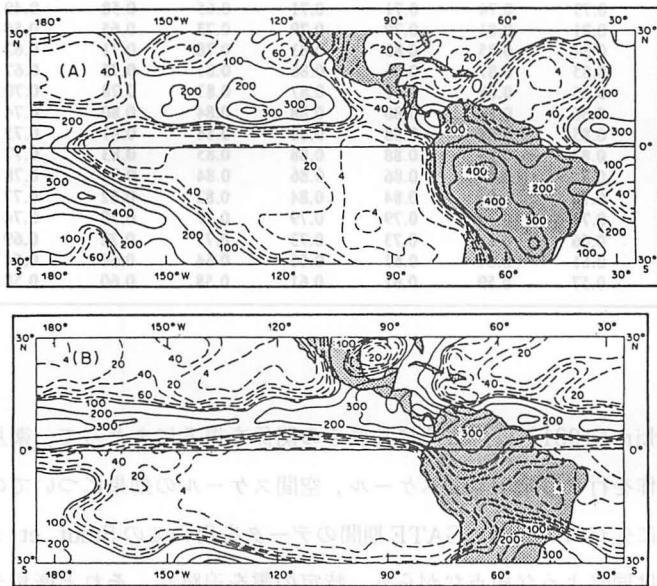


FIGURE 1 (Arkin)

Total monthly values of GPI for December 1981 (A) and June 1982 (B) in mm. Dashed contours are 4, 20, 40, 60 and 80 mm, solid are 100, 200 mm, and so on. Plotted values are at multiples of  $2.5^\circ$  of latitude and longitude (e.g.,  $2.5^\circ\text{N}$  and  $150^\circ\text{W}$ ). Each of these points (except for the border) is at the intersection of the boundaries of four of the boxes for which the index is computed. The value of GPI at each point is the simple arithmetic average of the values in the four surrounding boxes.

平洋域におけるこれらの位置と強さの変化などがこれまでの結果とかなり定性的に一致しているほか、定量的にも一応もっともらしい 500 mm/月という最大値がでている。

### 3. GATE 期間における冷たい雲の比率と降水量の関係

GATE (the GARP Atlantic Tropical Experiment, 1974) 期間をとおして、衛星データと降水量との比較研究が盛んにおこなわれた。これは、GATEにおけるレーダー降水量解析が理想的な“ground truth”となる降水量データを提供してくれたからである。

Arkin (1979) は、温度の基準値を 205 K から 280 K まで 5 K 毎に設定して、それぞれの基準値以下の雲の比率と降水量の相関を時間のずれも考慮しながら計算した (第 1 表)。235 K, zero lag のところに最大の相関係数が得られている。ここで降水量データとしては 6 時間降水量, 衛星データは  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  のボックスで、6 時間平均したものが使われている。

TABLE 1. Lag correlations between 6 h means of fraction of B-scale area covered by cloud colder than various temperature thresholds and accumulated rainfall (for Phase III)

| Temperature<br>(K) | Lag (h) |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|--------------------|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                    | -2      | -1   | 0    | +½   | +1   | +2   | +3   | +4   | +5   | +6   |
| 205                | 0.50    | 0.50 | 0.46 | 0.44 | 0.44 | 0.40 | 0.30 | 0.25 | 0.18 | 0.11 |
| 210                | 0.63    | 0.65 | 0.64 | 0.59 | 0.59 | 0.55 | 0.48 | 0.40 | 0.31 | 0.24 |
| 215                | 0.72    | 0.73 | 0.74 | 0.71 | 0.71 | 0.65 | 0.58 | 0.49 | 0.37 | 0.30 |
| 220                | 0.78    | 0.81 | 0.81 | 0.79 | 0.79 | 0.73 | 0.65 | 0.56 | 0.42 | 0.35 |
| 225                | 0.81    | 0.84 | 0.85 | 0.83 | 0.83 | 0.78 | 0.71 | 0.62 | 0.47 | 0.39 |
| 230                | 0.82    | 0.85 | 0.87 | 0.86 | 0.86 | 0.81 | 0.75 | 0.67 | 0.52 | 0.43 |
| 235                | 0.82    | 0.86 | 0.88 | 0.87 | 0.87 | 0.83 | 0.78 | 0.70 | 0.55 | 0.47 |
| 240                | 0.81    | 0.86 | 0.88 | 0.88 | 0.88 | 0.84 | 0.80 | 0.74 | 0.59 | 0.51 |
| 245                | 0.80    | 0.85 | 0.88 | 0.88 | 0.88 | 0.84 | 0.81 | 0.75 | 0.62 | 0.53 |
| 250                | 0.78    | 0.83 | 0.86 | 0.88 | 0.88 | 0.85 | 0.83 | 0.77 | 0.64 | 0.56 |
| 255                | 0.75    | 0.81 | 0.84 | 0.86 | 0.86 | 0.84 | 0.84 | 0.78 | 0.65 | 0.58 |
| 260                | 0.72    | 0.78 | 0.81 | 0.84 | 0.84 | 0.82 | 0.82 | 0.77 | 0.65 | 0.58 |
| 265                | 0.67    | 0.72 | 0.76 | 0.79 | 0.79 | 0.77 | 0.78 | 0.74 | 0.62 | 0.57 |
| 270                | 0.61    | 0.66 | 0.69 | 0.73 | 0.73 | 0.71 | 0.72 | 0.69 | 0.58 | 0.55 |
| 275                | 0.56    | 0.61 | 0.64 | 0.67 | 0.66 | 0.64 | 0.66 | 0.64 | 0.54 | 0.52 |
| 280                | 0.53    | 0.57 | 0.59 | 0.61 | 0.61 | 0.58 | 0.60 | 0.58 | 0.50 | 0.49 |

Richards and Arkin (1981) は、さらにこれらの関係を得るにあたって、衛星のデータや降水量のデータの平均操作を行なう時の時間スケール、空間スケールの効果についての考察を行なった。

これら2つの研究に先だって、同じGATE期間のデータを用いての Stout et al. (1979) 等の研究がある。これらは同じような観点ながらも、特定の雲を追跡し、それと衛星データとの関係を求めている。このため、いわゆる life-cycle effect により、雲と降水の間に時間的なずれがみられる。そこで求められた関係式は、雲の面積と、その時間変化率を変数とする線型回帰式となっている。

Richards and Arkin は、平均操作を行なう時間スケールや空間スケールの効果を調べることにより、ある基準温度以下の雲の面積比率を唯一の変数とし、life-cycle effect を無視した線型回帰式でも、Stout et al. と同程度の結果がだせることを示した。

Richards and Arkin (1981) の概容を次に記す。第2図 a と b は  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  スケールで基準温度を変えた場合である。c, d は b と同じ基準温度でスケールをそれぞれ  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ ,  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  にした場合である。時間のスケールは1時間である。(横軸は雲の面積比率、縦軸は降水量に相当する)

種々の時間スケール、空間スケール、基準温度でそれぞれ回帰式を作り、相関係数を計算する。その結果を示したのが第3図である。(横軸は平均を行なう時間間隔、縦軸は基準温度、図中の数字は相関係数、(a)  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$  (b)  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  (c)  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ )

第2図、第3図から言えることは、平均操作をおこなう空間スケール、時間スケールが大きくなるほど、雲の比率と降水量の関係が良くなるということである。基準温度についてみれば、240 K

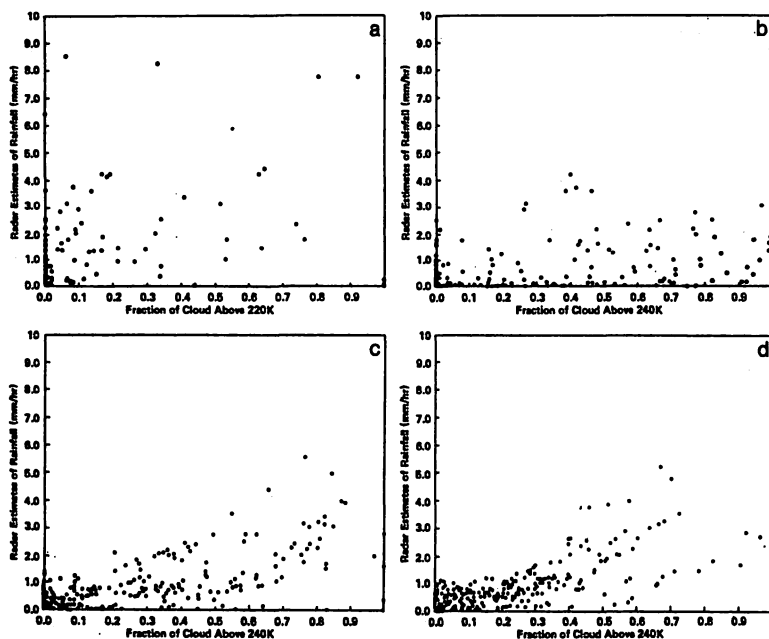


FIG. 2. Scatter diagrams comparing the fraction of area covered by cloud colder than a given equivalent blackbody temperature threshold and the mean rainfall rate ( $\text{mm h}^{-1}$ ) for that area. (a) Hourly values for the  $0.5^\circ$  scale during Phase I for a threshold temperature of 220 K. (b) Hourly values for the  $0.5^\circ$  scale during Phase I for a threshold temperature of 240 K. (c) Hourly values for the  $1.5^\circ$  scale during Phase I for a threshold temperature of 240 K. (d) Hourly values for the  $2.5^\circ$  scale during Phase I for a threshold temperature

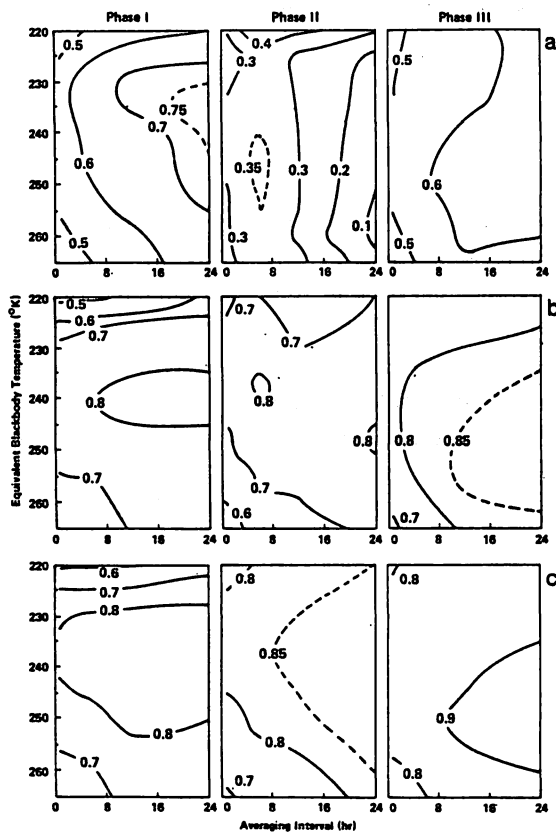


FIG. 3. Correlation between hourly radar estimated rainfall and fractional cloud coverage for each phase as a function of averaging interval and threshold temperature (a) for the  $0.5^\circ$  averaging scale, (b) for the  $1.5^\circ$  averaging scale, and (c) for the  $2.5^\circ$  averaging scale.

付近に相関係数のピークがみられる。

CACの降水インデックスは、これらの研究を土台にしている。

#### 4. 平均の EBBT との比較

赤外放射のデータはあるボックス内での各 EBBT に対応する画素数のヒストグラムの形で得られる。平均の EBBT は各ボックス内で、このヒストグラムから求められる。この平均の EBBT は外向赤外放射データの基本的なもののひとつである。これでもある程度、対流活動のめやすとして使える。しかし、このデータは地表面の影響を強く受ける。例えば、陸地上で地表面が冷たい時には雲がなくても平均の EBBT はかなり低いものになるだろうし、逆に暖かい時には少くらしい雲があっても平均の EBBT はかなり高いものになってしまう。CAC の降水インデックスは統計的な解析か

らもっともよく降水量に対応する基準温度の設定、平均操作をおこなう時間スケール、空間スケールを選定することによって、結果として地表面の影響をとりのぞいた形になっている。(1)式の適用範囲は熱帯域に限られている。熱帯外でも対流性のものについては同じ考えが適用できるかも知れないが定数は変わってくると思われる。ただ、前にも書いた様に本来の目的は降水量の長期変動の監視であり、定量的なことは2次的な事とされている。)

地表面などからの影響は、対流活動の日変化などを見る時にはより深刻な問題となる。Murakami (1983) は、各ボックス内での各画素のEBBTのばらつきの程度  $\sigma_B$  が対流活動のめやすとなる点に着目して(対流活動の活発なところほど一般に  $\sigma_B$  は大きくなる。雲がなく地表面だけだとほぼ0となる。) 地表面等の影響を取り除くため、 $\sigma_B$  にしきい値を導入した。CACの降水インデックスは地表面の影響について特に言及していない様だが、基本的な考えは変わらないと思われる。

## 5. おわりに

長期予報にとっては、このようなデータを長期間にわたって蓄積していくことが重要となる。CACの降水インデックスはその趣旨からして、そう変更されることはないと思われるが、降水インデックスにも、平均のEBBTにも加工できる赤外放射の基本データが蓄積されていくことが望まれる。

## 参 考 文 献

- Arkin, P.A. (1979) The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.* 107, 1382-1387.
- (1983) A Diagnostic Precipitation Index from Infrared Satellite Imagery, *Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter*, March, 5-7.
- Murakami, M. (1983) Analysis of the Deep Convective Activity Over the Western Pacific and Southeast Asia. Part I: Diurnal Variation, *J. Meteor. Soc. Japan* 61-1, 60-76.
- Richard, F. and P.A. Arkin (1981) On the relationship between satellite-observed cloud cover and precipitation. *Mon. Wea. Rev.* 109, 1081-1093.
- Stout, J.E., D.W. Martin and D.N. Sikdar (1979) Estimating GATE rainfall with geosynchronous satellite images. *Mon. Wea. Rev.* 107, 585-598.

## 文献紹介

### **Long-Range Forecasting Method for Rainfall Anomalies in China**

Maocang Tang, Qiang Zhong and Shijie Wu

Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Academia Sinica,

People's Republic of China

ARCHIVES FOR METEOROLOGY, GEOPHYSICS, AND BIOCLIMATOLOGY

by Springer-Verlag 1982

中国における降水量偏差の長期予報法\*

#### 要 旨

中国の観測資料によると、冬期間（11－2月）の深さ1.6mの地中温度偏差のパターンが、それに続く夏期間（4－9月）の降水量偏差のパターンに類似していることがわかった。地中温度偏差分布図の極大・極小の軸が、降水量偏差分布図の極大・極小の軸の位置と一致している。このことは、毎年3月に発表する降水量の長期予報に利用され、洪水や干ばつのポテンシャルの予報に役立つ。この論文では地表面エネルギー収支の計算に基づく、より定量的な降水量予報法について議論する。

#### 1. はじめに

中国には、各国と同じように、その土地特有の幾つかの前兆現象から天気を予想する多くの天気俚言がある。これらのことわざに含まれる経験は、将来の天気変化に影響する局地的記憶要素（local memory component）の存在を示唆する。我々の研究は、地中温度がそのような要素のひとつであるかも知れないことを示した。土壌水分やアルベードもまた重要な予測因子であるかも知れないが、ここでは考えていない。

#### 2. 資料と解析

土壌は、局地的な天候変化の「引き金」として作用する温度変化を持つ蓄熱器として考えられる。この蓄熱器にはフィルター効果があって、短周期変化は土壌の上層へ影響するだけだが、長周期変化は深層まで影響する。それ故、深い地中の温度は予測因子として見なせる。

中国における色々な深さでの月平均地中温度を用いて長期間の平均からの偏差を求め、同じ符号の続く月数を数えた。深さ1.6mでは約6カ月、深さ3.2mでは約2年で、深くなればなる程平均周期は長くなる。

---

\* 伊藤直敏（気象庁長期予報課）

中国における長期予報の最も重要な目的のひとつは干ばつと洪水の予報である。1975年に我々は、1955～1974年の冬期間（11～2月）の深さ1.6mの地中温度偏差の解析を始め、それに続く夏（4～9月）の降水量偏差分布図とこの地中温度偏差分布図を比較した。

一例として第1図は1958年11月～1959年2月の深さ1.6mの地中温度偏差  $T'_{1.6}$  の分布図を、第2図は1959年4～9月の降水量偏差分布図を示す。この2つの図を比較すると、極大と極小の軸はほとんど同一場所で重なり、対応する軸との距離は200 km程度かそれ以下であることがわかる。1959年にはげしい干ばつが Yangzi と Huai 流域で発生したが、北方地域は洪水にみまわれた。これらの極端な状況は、第1図に示される地中温度偏差分布図の反映であり、少なくとも定性的な半年先の予報の手段としての可能性を示唆する。

第1図と同様な図が、1955～1974年について解析され、全部で95の地中温度の極大・極小の軸があった。この軸の77（81%）は、それに続く夏半年の降水量偏差の軸とよく対応している。（200 km未満の距離）このように、冬の深さ1.6mの地中温度偏差から夏の干ばつと洪水の傾向を予報できることは注目値する。

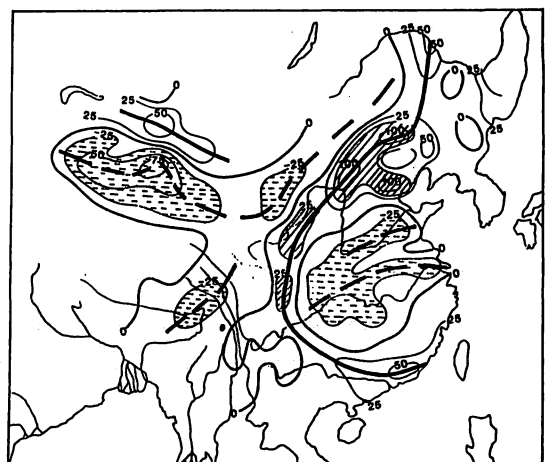


第1図 地中温度偏差図（°C）深さ1.6 m  
1958年11月～1959年2月  
太実線：正偏差の極大軸。  
太破線：（負）偏差の極小軸。

### 3. 予報実験

干ばつと洪水の予報は、1975～1979年の夏半年に対しなされた。 $T'_{1.6}$ の分布図やその他の解析が各年の3月までに準備された。これらの分布図や相関を用いて、毎年3月に予報が発表された。これらの5回の予報では、27の降水量の軸（15が極大、12が極小か乾燥の軸）の位置を予報したが、そのうちの22（83%）が200 km未満で実際に観測された軸と一致した。

第3図は、1976年11月～1977年2月の地中温度偏差  $T'_{1.6}$  分布図を示す。この図によって、1977年3月の末日に次のような予報が発



第2図 降水量偏差図（比率%の偏差）  
1959年4～9月 太実線：正偏差の軸。  
太破線：負偏差の軸。

表された、「雨期（4～9月）には、Yangzi と Huai 流域と中国北部の北方地域は平年より雨が多い見込みです。これらの多雨地域の間には3カ所の乾燥地帯が散在するでしょう。」第4図は、1977年夏の実測の降水量偏差分布を示す。再び、降水量の極大・極小の軸は、第3図に示される軸とかなり一致している。

#### 4. 理論的考察

先に述べた方法では、降水量の量的予報はできない。そこで、我々は大気と土壌の熱バランス方程式、水蒸気バランス方程式を用いた数値モデルを考えた。

一般に変動  $X$  は  $X = \bar{X} + X'$  と書ける、ここで  $\bar{X}$  は気候的平均値、 $X'$  はこの平均からの偏差である。 $\bar{X}$  は、すべてのバランスの条件を満足する。乱れに関するバランス方程式は以下のように書くことができる。

##### (1) 対流圏における熱エネルギーの保存

$$c_p m (-\vec{v}' \cdot \nabla \bar{T}_a - \vec{v} \cdot \nabla T'_a - \vec{v}' \cdot \nabla T'_a - \sigma_T \omega) = H' + lr' + R'_a \quad (1)$$

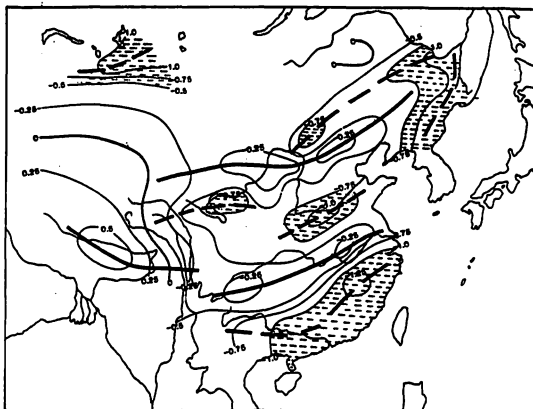
ここで、 $m$  は鉛直気柱の質量、 $\vec{v}$  と  $T_a$  は対流圏中層の風ベクトルと気温である。 $\sigma_T$  は静的安定度である。 $H'$ 、 $lr'$  と  $R'_a$  は加熱、凝結そして放射の項である。他の記号は通常の意味である。

$\frac{\partial T'_a}{\partial t}$  は(1)式で無視される。なぜならそれは1カ月以上の長周期変化に関して他の項より1～2桁小さい。 $H'$ 、 $R'_a$  ……をパラメタライズするために、次の式を使う。

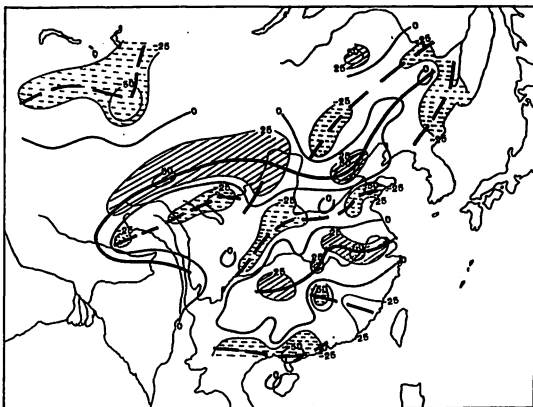
$$\left. \begin{aligned} H' &= \rho c_p C_D |v_0| (T'_{se} - T'_a) = B_3 (T'_{se} - T'_a) \\ R'_a &= -B_4 T'_a + B_5 T'_{se} + B_6 n', \quad \vec{v}' \cdot \nabla T'_a = -K \nabla^2 T'_a \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

ここで  $C_D$  は抵抗係数、 $v_0$  は地表付近の風速、 $T_{se}$  は地表温度、 $n'$  は曇天率、 $K$  はアウスタッシュ係数、そして  $B_i (i = 3 \sim 6)$  は気候的平均条件で決められるパラメータである。さらに、 $n' = -\frac{\omega'}{\omega^*}$  と仮定する。ここで  $\omega^*$  は経験的パラメータである。

(1)式に上の式を代入すると



第3図 地中温度偏差図 (°C)  
1976年11月～1977年2月



第4図 降水量偏差図 (比率%の偏差)  
1977年4～9月

$$\begin{aligned}
& -K \nabla^2 T'_d + \nabla \bar{T}_d \cdot \vec{v}' + \vec{\nabla} \cdot \nabla T'_d + \left( \sigma_T - \frac{B_6}{c_P m \omega^*} \right) \omega' - \frac{(B_3 + B_4)}{c_P m} T'_d \\
& + \frac{(B_3 + B_5)}{c_P m} T'_{se} + \frac{l \bar{r}}{c_P m} P' = 0,
\end{aligned} \tag{3}$$

が得られる, ここで  $P' = \frac{r'}{r}$  は降水量の偏差 (%) である。

(2) 土壌の熱バランズ方程式

$$c_s \rho_s D \frac{\partial T'_s}{\partial t} = R'_s - H' - l E' + Q'_b \tag{4}$$

この方程式において,  $D$  は土壌の深さ (3.2 m を採用した),  $C_s$ ,  $\rho_s$  は土壌の比熱と密度,  $R_s$  は地表面の正味の放射,  $lE$  は蒸発の潜熱,  $Q_b$  は土壌の深さ  $D$  の下層から上層への伝導熱である。次のパラメタライズした式を使う。

$$R'_s = B_7 T'_d - B_8 T'_{se} - B_9 n', \quad Q'_b = \lambda \left. \frac{\partial T'_s}{\partial z} \right|_{z=D}, \quad E' = E_0 \frac{f'}{f_m} \tag{5}$$

ここで, 係数  $B_7 - B_9$  は気候的平均データにより決められる。 $\lambda$  は土壌の伝導率,  $E_0$  は土壌の蒸発ポテンシャル,  $f_m$  は土壌の飽和湿度,  $f'$  は土壌湿度の偏差である。さらに,  $f' = r_f P'$  と仮定する, ここで  $r_f$  は経験的係数である。

(4) 式に上の式を代入すると

$$\begin{aligned}
& \lambda \left. \frac{\partial T'_s}{\partial z} \right|_{z=D} - c_s \rho_s D \frac{\partial T'_s}{\partial t} + (B_3 + B_7) T'_d - (B_3 + B_8) T'_{se} \\
& + \frac{B_9}{\omega^*} \omega' - \frac{l E_0 r_f}{f_m} P' = 0.
\end{aligned} \tag{6}$$

(3) 対流圏における水蒸気の保存

$$r' = m \left( \frac{\partial q'}{\partial t} + \vec{v}' \cdot \nabla \bar{q} + \vec{\nabla} \cdot \nabla q' + v' \cdot \nabla q' + \omega' \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} + \bar{\omega} \frac{\partial q'}{\partial p} \right) \tag{7}$$

ここで,  $r = - \int_{p_T}^{p_0} \frac{\delta F}{p g} \omega dp$  は凝結率で, 降水量と等しいと仮定される,  $F$  は凝結関数である。

観測データによれば,  $q'$  を含む項は, 長期予報の条件の下で (7) 式の他の項より 1 ~ 2 桁小さい。それ故, (7) 式を次のように単純にできる。

$$P' = \frac{r'}{r} = \vec{B}_1 \cdot \vec{v}' - B_2 \omega' \tag{8}$$

ここで,  $\vec{B}_1 = - \frac{m}{r} \nabla q$ ,  $B_2 = \frac{m}{r} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}$  は気候的平均条件で決められる。

(4) 地衡風の関係が長期天候過程では満足される。それで、 $\vec{v}'$  は次のように書ける。

$$\vec{v}' = \frac{g}{f} \vec{K} \times \nabla Z'_0 + \frac{R}{f} \ln \frac{P_0}{P_a} \vec{K} \times \nabla T'_a \quad (9)$$

ここで、 $Z_0$  は 1000 mb 高度、 $P_a$  は約 500 mb。そして、中国は「季節風気候」地帯に属するので、 $\nabla Z_0 \approx -\alpha_P \nabla T_{ss}$  である。 $\alpha_P$  は経験的係数である。次のようになる。

$$\vec{v}' = -\frac{\alpha_P g}{f} \vec{K} \times \nabla T'_{ss} + \frac{R}{f} \ln \frac{P_0}{P_a} \vec{K} \times \nabla T'_a \quad (10)$$

(5) 土壌における熱伝導方程式

$$\left. \begin{aligned} z \geq 0 \quad \text{のとき} \quad & \frac{\partial T'_s}{\partial t} = \mu^2 \frac{\partial^2 T'_s}{\partial z^2} \\ t = 0 \quad \text{のとき} \quad & T'_s(z, t) = T'_s(z) \\ z \rightarrow \infty \quad \text{のとき} \quad & T'_s(z, t) = 0 \\ z = 0 \quad \text{のとき} \quad & \frac{\partial T'_s}{\partial z} - h T'_s = f(P', T'_a) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

ここで、 $h = \frac{B_3 + B_8}{\lambda}$  である。(11)式の最後の式は、地表面のエネルギー保存から導かれる。

$$f(P', T'_a) = \frac{1}{\lambda} \left[ \frac{1 E_0 r_f}{f_m} P' - \frac{B_9}{\omega^*} \omega' - (B_3 + B_7) T'_a \right] \quad (12)$$

(11)式の解は次のとおり

$$T'_s(z, t) = \int_0^\infty T'_s(\zeta) G(Z, t, \zeta, 0) d\zeta - \int_0^t \mu_2 f(P', T'_a) G(Z, t, 0, \tau) d\tau. \quad (13)$$

Green 関数は次のように表現される

$$\begin{aligned} G(Z, t, \zeta, \tau) = & \frac{1}{2\mu\sqrt{\pi(t-\tau)}} \left[ \exp\left(-\frac{(Z-\zeta)^2}{4\mu_2(t-\tau)}\right) \right. \\ & \left. + \exp\left(-\frac{(Z+\zeta)^2}{4\mu_2(t-\tau)}\right) - 2h \int_0^\infty \exp\left(-\frac{(Z+\eta+\zeta)^2}{4\mu_2(t-\tau)} - h\eta\right) d\eta \right] \end{aligned}$$

式(3)–(13)は5個の変数 ( $T'_a$ ,  $T'_s$ ,  $P'$ ,  $\omega'$ ,  $\vec{v}'$ ) を含む。これらの式は、数値ステップ–バイ–ステップ法を用いて解くことができる。主たる困難は、これらの方程式の係数を決める方法である。

## 5. 計算結果

幾つかの係数、例えば  $\nabla^2 \bar{T}_a$ ,  $\vec{v}$ ,  $\vec{r}$ ,  $\vec{B}_1$ ,  $B_2$ , ……は、気候的平均データから直ちに得ることができる。他の係数、例えば  $K$ ,  $B_3 - B_9$ , ……は、他の研究者によって経験的に得られた。しかしながら、まだ幾つかの係数 (例えば、 $\omega^*$ ,  $r_f$ ) は容易には得ることができない。しかし統計的

方法を用いることができる。例えば、式(8)と(10)を式(3)に代入し、 $\omega'$ と $\bar{v}'$ を消去すると、次を得る。

$$P' = A_1 \nabla^2 T'_g + A_2 \nabla T'_g + A_3 T'_g + A_4 \nabla T'_{gg} + A_5 T'_{gg} \quad (14)$$

$A_1 \sim A_5$  は上の係数の関数である。式(14)は、重回帰方程式として扱うことができる。 $P'$ 、 $T'_g$ 、 $T'_{gg}$ の過去データ（1954～1975年）を用いて、重回帰解析法により、 $A_1 \sim A_5$ の初期近似値を得ることができる。空間的・時間的スムージング（月々または季節季節）によって、 $A_1 \sim A_5$ の最終値を得ることができる。これらの係数が決められると、計算式で深さ（0, 20, 40, 80, 160, 320 cm）の初期地温のデータ、さらに $P'$ の値を用いると、 $T'_g$ の初期値を得ることができる。そして次に、式(14)を解くために Leibmann 緩和法を用いる。それ故、0 のオーダーの近似値に関して  $f(P', T'_g) = 0$  を仮定して、数値ステップ・バイ・ステップ法を用いて  $T'_g$ と $P'$ の予報値を得ることができる。

実例として、このモデルと幾つかの付加的統計法を使用して、1980年3月末において、1980年4～9月の降水量と温度のパターンを予報した。初期データは、1979年11月～1980年2月の降水量と6層の地温である。第5図は予報図、第6図は観測図である。2枚の図は、かなり定性的に似ている。この事実は、本論文のモデルが予報手段としての一定の可能性を持つことを示している。



第5図 降水量偏差図（比率%の偏差）  
1980年4～9月の予報



第6図 降水量偏差図（比率%の偏差）  
1980年4～9月の観測

## SEASONAL CLIMATE SUMMARY

### The Climate of Summer 1982—A Season with Increasingly Anomalous Circulation over the Equatorial Pacific Ocean

A. JAMES WAGNER

Mon. Wea. Rev. vol. 111 p. 590–601

1982年夏の天候 (CACの解析報告より)\*

#### はじめに

この報告は、1950 年以来 Monthly Weather Review に定期的に掲載されてきた月別の報告に替って、1982 年の春から CAC (Climate Analysis Center) によって季節別天候や大気大循環を解析した結果である。今回から新たに 200 mb、長波放射、海面温度、雪水面積、各種の気候指数が加えられ、熱帯や南半球の気候についても考察が加えられるようになった。

#### 1. 熱帯気候指数と低緯度対流圏及び放射偏差

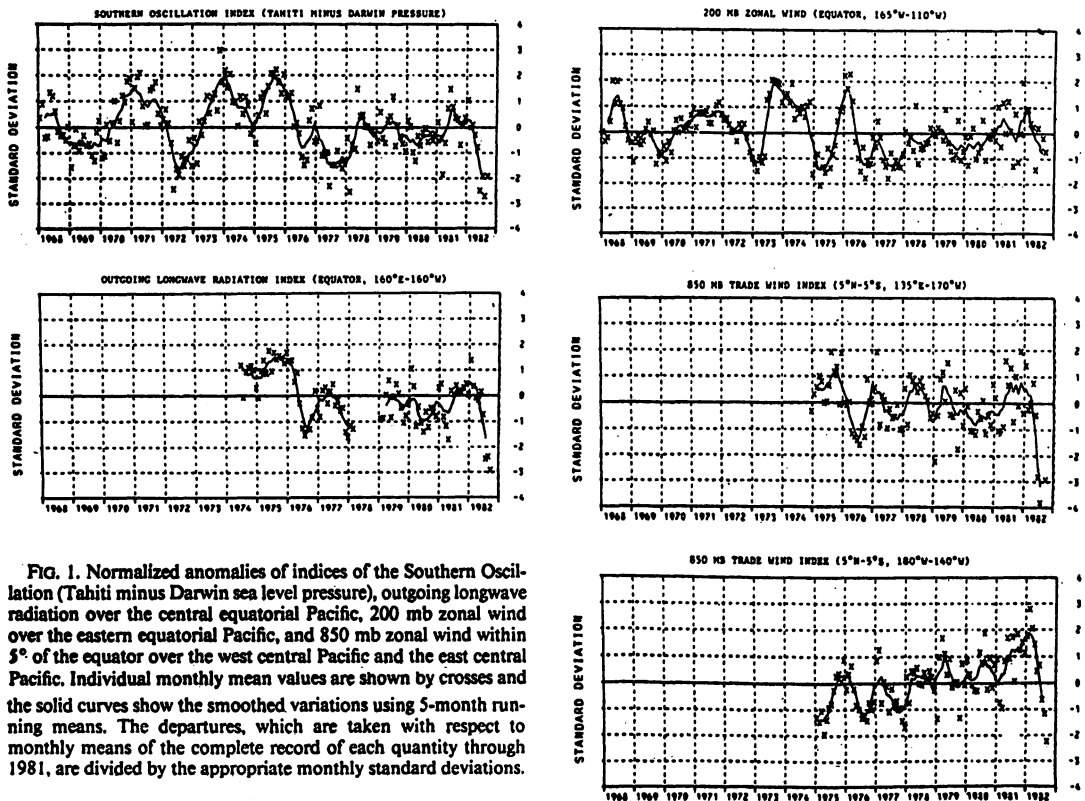


FIG. 1. Normalized anomalies of indices of the Southern Oscillation (Tahiti minus Darwin sea level pressure), outgoing longwave radiation over the central equatorial Pacific, 200 mb zonal wind over the eastern equatorial Pacific, and 850 mb zonal wind within 5° of the equator over the west central Pacific and the east central Pacific. Individual monthly mean values are shown by crosses and the solid curves show the smoothed variations using 5-month running means. The departures, which are taken with respect to monthly means of the complete record of each quantity through 1981, are divided by the appropriate monthly standard deviations.

\* 田崎允一 (気象庁長期予報課)

赤道太平洋の気候指数 (Fig. 1) のうちいくつかは、春から始まった傾向が続いていることを示している (Winston, 1982)。日付変更線付近の広範囲で、非常に大きな長波放射の負偏差が1974年以来最も小さい値となっている。タヒチとダーウィンの海面気圧によるS.O.I. は、1972年に匹敵する値となっている。850 mb の風に関する二つの月平均指数は、1975年以来最も小さい値になった。より西側の領域での850 mb 貿易風が先に弱まり、より東側では、その1~2か月後に弱まっている。850 mb の風の東成分を、“正”と考えていることに注意。

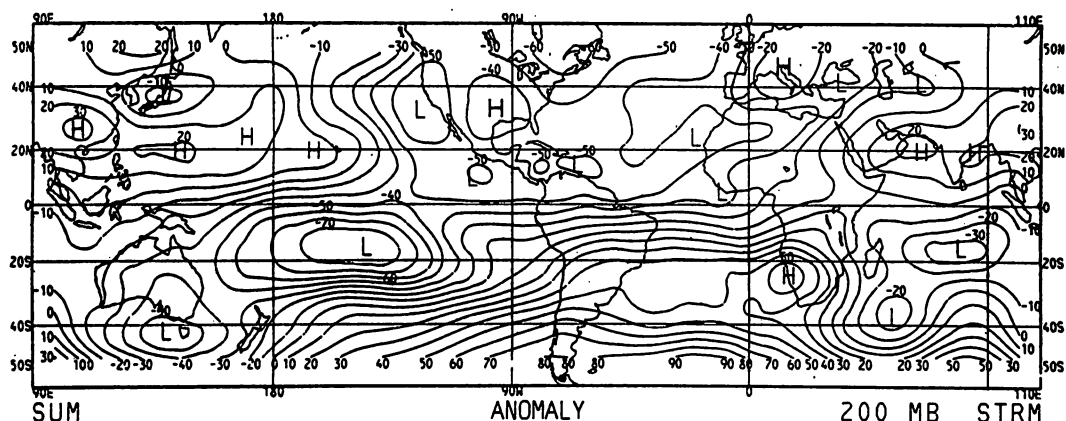


FIG. 2. Mean 200 mb streamfunction anomaly ( $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) for summer 1982. High (H) and low (L) values of streamfunction anomaly represent centers of clockwise and counterclockwise circulations, respectively. Thus H (L) signifies anticyclonic (cyclonic) circulation in the Northern Hemisphere and cyclonic (anticyclonic) circulation in the Southern Hemisphere. A streamfunction gradient of  $30 \times 10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  per  $10^\circ$  of latitude corresponds to an anomalous wind of  $2.7 \text{ m s}^{-1}$ . These anomalies represent departures from summer mean values for the 10-year period 1968-77.

1982年夏期の平均200 mb 循環の目立った特徴は、赤道域中部、西部太平洋上の非常に広い東風の領域である。強い高気圧性循環は、西部太平洋の  $20^\circ \text{N}$  付近と中部太平洋の  $15^\circ \text{S}$  に中心を持ち、強さはやや弱いがインド洋から西方へかけても異常に強い東の偏差流となることに寄与している。赤道太平洋上の200 mb 偏差流分布は、1972年夏期に観測されたものと著しく類似している (Krugger and Winston, 1975)。

アジアを  $20 \sim 25^\circ \text{N}$  付近で横切る高気圧性循環の東西軸の位置は、アジアモンスーン循環に結びつく対流圏上部のリッジがチベット高原上の平年位置からいくらか南へずれていることを意味している。インドのモンスーンが遅れて到達し、そして早目に解消したことは、上部対流圏のリッジが南へ偏ることと一致するかも知れない。また、注目すべきことはオーストラリア南東海岸付近の強い偏差の高気圧性循環の中心が、その地域の干ばつの開始時期と結びついていることである。

南半球においても、中部太平洋の中緯度と東部太平洋から東部大西洋の低緯度において200 mb の非常に強い西風が優勢である。対称的に、北半球では非常に強い西風は春期に優勢であったが (Winston, 1982)、かなり衰弱し、もはや目立った循環の偏差は存在しない。

下部対流圏の著しい循環偏差は西部赤道太平洋に位置している。日付変更線と東南アジアの間、熱帯低気圧や台風の発生場所である低気圧性循環偏差の中心の南側で850 mb の西風が非常に強い。

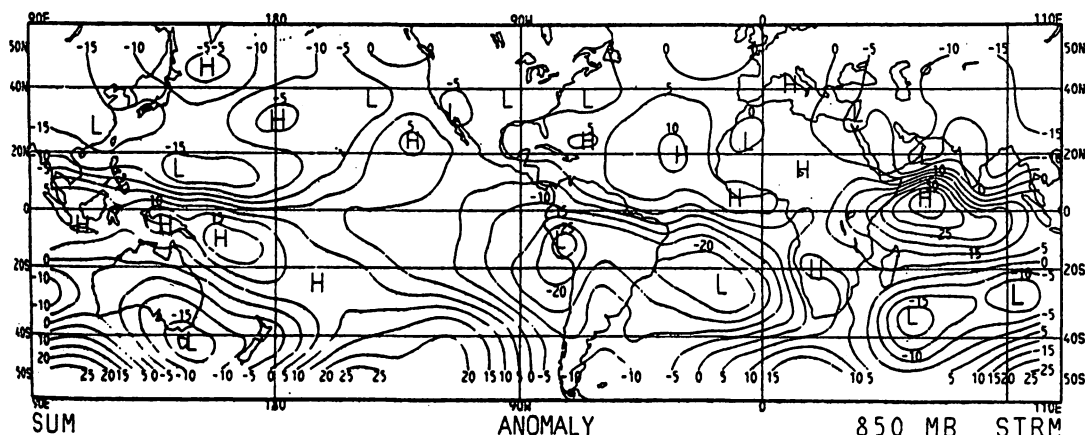


FIG. 3. Mean 850 mb streamfunction anomaly ( $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) for summer 1982 (see legend to Fig. 1). These anomalies represent departures from mean values for the 5-year period 1976–80.

200 mb 偏差の高気圧性循環の南東縁は、下層の低気圧性偏差の近くにあり、この結びつきは熱帯擾乱の発達に適していることが知られている (Riehl, 1958)。同様の状態が1972年の夏期にも存在したことが Krugger と Winston (1975) によって、下層の循環パラメータとして700 mbの偏差流を用いて議論されている。

インドネシアの東から南東へ斜めに広がる正偏差のバンドが、活発な南太平洋の収束域を示し、また下層においては強い高気圧性（負または反時計回り）循環偏差が、オーストラリアの南東に位置している。さらに著しい高気圧性循環偏差が南米中部から南東大西洋に広がっている。

長波放射の偏差パターンは、 $-28 \text{ W m}^{-2}$  以下の最小値を示し日付変更線のすぐ西のすくなくとも  $10^\circ \text{N}$  と  $10^\circ \text{S}$  付近の赤道域では、通常の合計よりも10%以上不足していることを示している (Fig. 4)。さらに、太平洋から西部大西洋の  $10^\circ \text{N}$  付近へ東へ長く広がる負の放射偏差は、変則

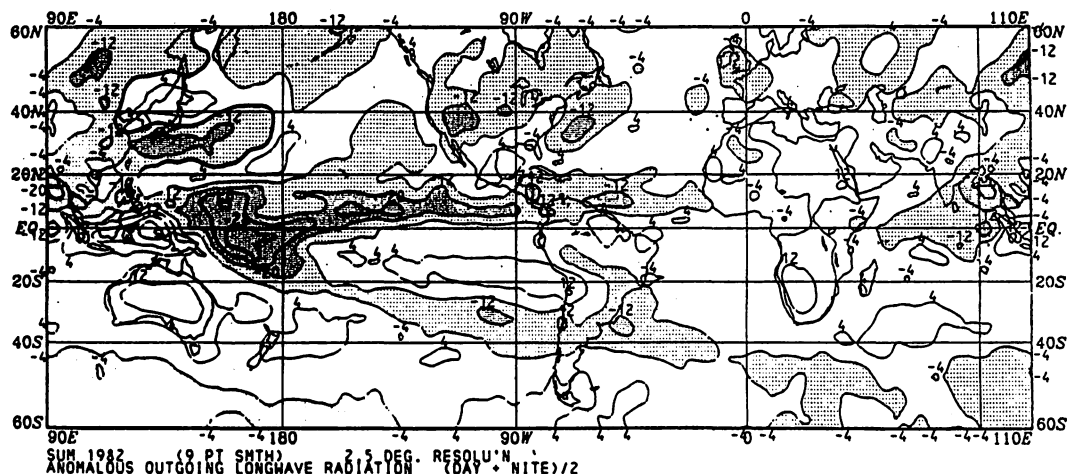


FIG. 4. Anomaly of outgoing longwave radiation ( $\text{W m}^{-2}$ ). Departures are taken relative to the mean summer values for the years 1974–77. Isopleths are drawn at intervals of  $8 \text{ W m}^{-2}$ ; areas with negative values  $< -4 \text{ W m}^{-2}$  are stippled, and areas with negative values  $< 12 \text{ W m}^{-2}$  have dark shading [see Winston (1982) for further details].

的で活発な北半球 ITCZ が幾分平均位置から南へ移動したことを示している。東部太平洋域の対流活動は平年よりも高い海面水温の広がった領域によってたぶん強められたのであろう (Fig. 6)。日本の南の中緯度、米国西部地域・東海上の放射の負偏差は、対流圏中層と上層の非常に強い低気圧性循環の南と東に位置している。これらの領域では、非常に多くの擾乱があり、通常の夏期に比べて上部対流圏の強められた西風や、より活発な前線帯に主に結びついている。

インドネシア上には、 $20 \text{ Wm}^2$  を越える放射がある。これらの偏差は平常の対流活動のいくらかがインドネシアから中部太平洋へ移動したことを示している。インドネシアとオーストラリアでは共に放射超過と、対流圏を通しての異常な高気圧性循環があり、1982年夏期の厳しい干ばつをもたらしした。メキシコ中部と南部のわずかな長波放射の超過もその地域の干ばつに結びついている。

## 2. 海面水温偏差

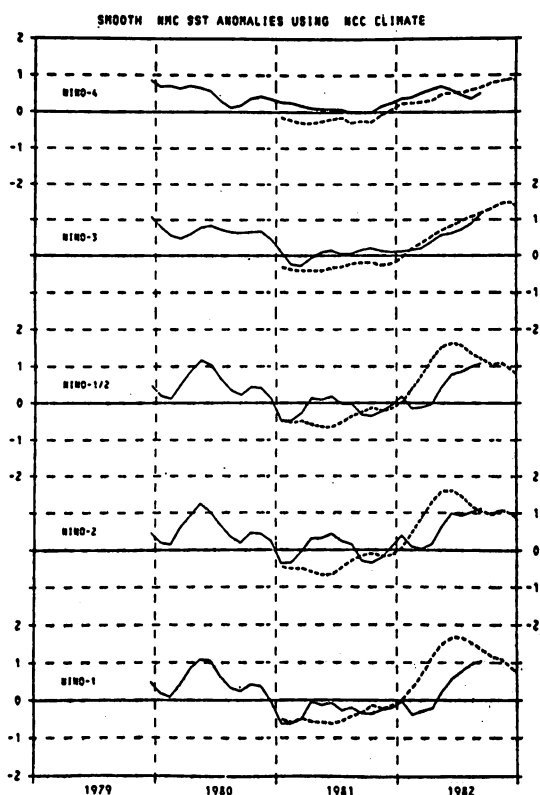
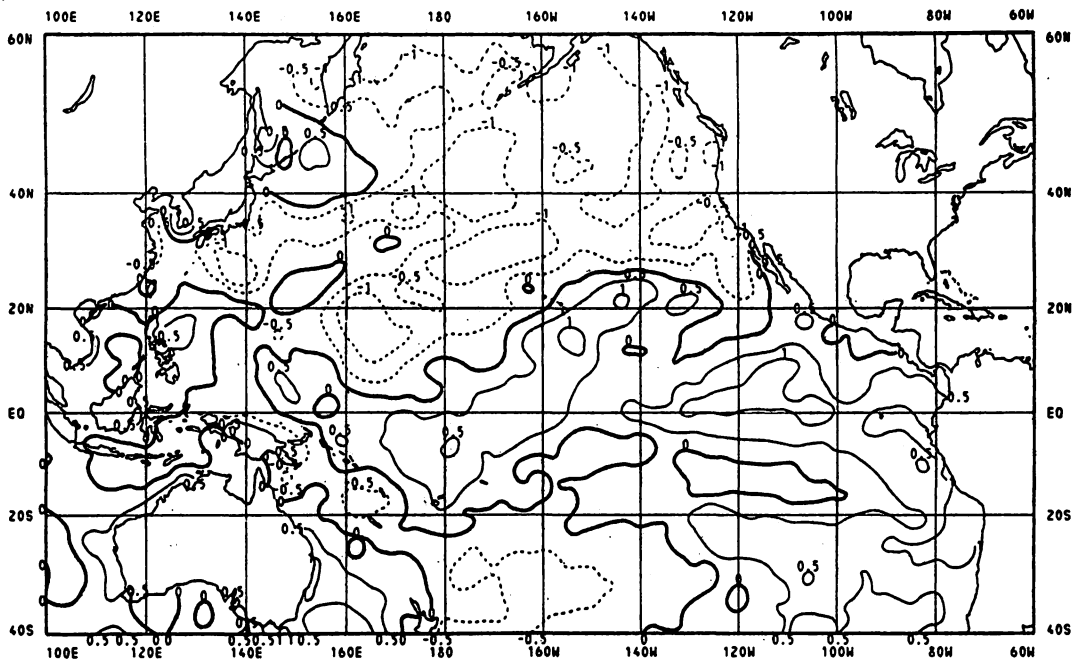


FIG. 5. Indices of 3-month running mean sea surface temperature anomalies ( $^{\circ}\text{C}$ ) in selected areas of the tropical Pacific. [For locations of areas, see Fig. 6 in Winston (1982).] The dashed lines show the composite similarly smoothed sea surface temperature anomalies for the six El Niño events centered in 1951, 1953, 1957, 1965, 1969 and 1972. The composite is plotted so that the central year of the El Niño events corresponds to 1982.

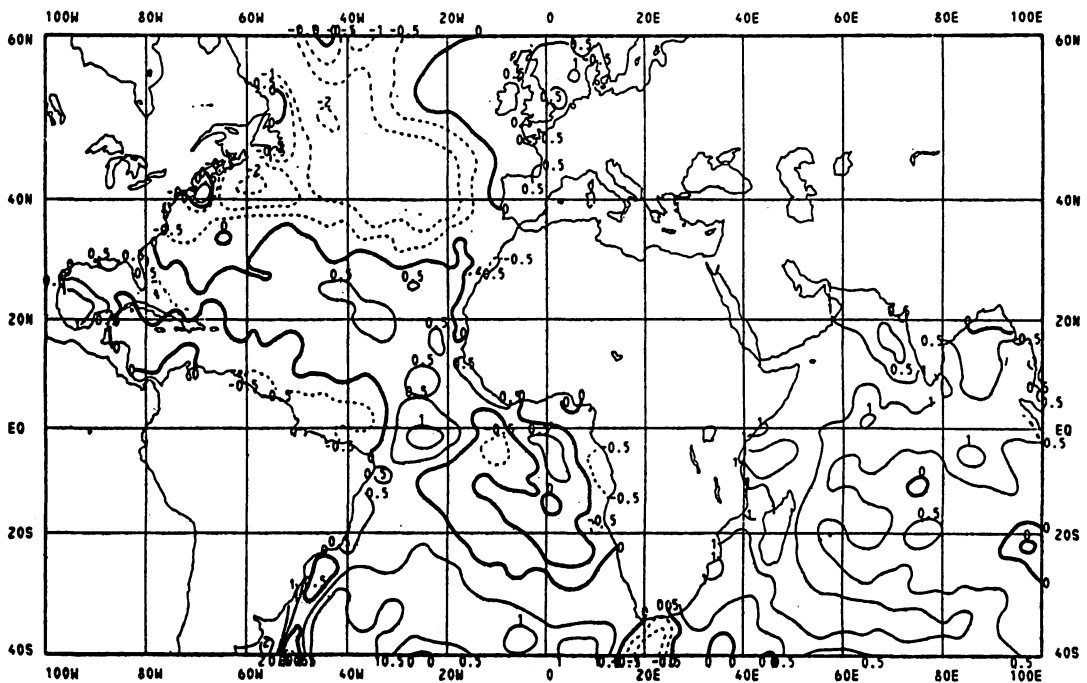
この年の赤道太平洋域海面水温 (SST) 偏差は、どこも大きな正の値であった。これらの指数は、前に論じられた大気のものと同様に過去の顕著な El Niño events 期間に観測されたものと似た振舞いを示している。しかし、過去の6つの小さい南方振動 (SO) の合成と異なり—1982年の El Niño は SST が中部太平洋で最初に上昇し次第に東へ移っている。典型的な El Niño においては SST は、南米西岸沖の二つの領域で年の始めに最も急激に上昇し、年半ばにピークに達する。中部太平洋では SST 偏差は一年を通して次第に上昇し東部太平洋域で偏差が下降し始める頃に正偏差の極値を取るようになる。(Rasmusson, Carpenter, 1982)。Rasmusson によれば、1982年の発生の経過は利用出来る観測データ中で全く前例のないもの、ということである。

東部赤道太平洋域の SST 正偏差の拡大した領域は、Fig. 6 に示されている。 $20^{\circ}\text{N}$  以北の大部分の太平洋では負偏差になり、そのいくつかは対流圏中層と上層の非常に強い西風と北風によるものかも知れない。東部・中部の亜熱帯



SEASONAL NMC SST ANOMALIES WITH NCC CLIMATE FOR : JUN JUL AUG 1982

FIG. 6. Sea surface temperature anomaly ( $^{\circ}\text{C}$ ) for summer 1982 over the Pacific Ocean. Dashed lines portray negative anomalies, thin solid lines indicate positive anomalies, and the heavy solid line is the zero line. Anomalous isotherms are at  $1^{\circ}\text{C}$  intervals except for  $0.5^{\circ}\text{C}$  between  $+1$  and  $-1^{\circ}\text{C}$  [see Winston (1982) for further details].



SEASONAL NMC SST ANOMALIES WITH NCC CLIMATE FOR : JUN JUL AUG 1982

FIG. 7. Sea surface temperature anomaly ( $^{\circ}\text{C}$ ) for summer 1982 over the Atlantic and Indian Oceans (see legend to Fig. 6).

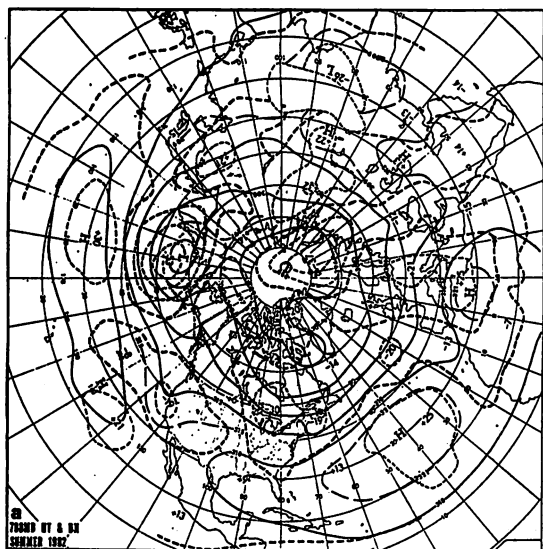


FIG. 8. (a) Mean 700 mb height (solid) and height anomaly (dashed) for summer 1982. Absolute height field is portrayed by solid lines at intervals of 6 dam. Anomaly field is indicated by dashed lines at intervals of 15 m with the zero line heavier and maximum and minimum anomalies labeled.

### 3. 1982年夏期の北半球中・高緯度における平均循環と天候のかたより

最もスケールの大きいゾーナル偏差分布において、夏期中層対流圏循環は春とほとんど逆であった（Winston, 1982）。高度はユーラシア地域を除いて高緯度では一般に平年より高く、中緯度では低くそして亜熱帯では平年よりも高かった（Fig. 8）。最も強い偏差は、ベーリング海の強い低気圧に結びつき、その南の平年より強い亜熱帯リッジとカップリングしてほとんど太平洋を横切る強い中緯度の西風をつくっている。

対流圏下層の平均シクネスはほとんど北太平洋で平年より低くなっており、そして傾圧性が強められたこの地域では、通常の夏よりいくらか多目の低気圧と雲量があった。この循環は、前章で取りあげた太平洋 SST の異常な冷却にたぶん関与しているであろう。同様の循環の偏りがそれ程強くはないが、大西洋にも同時に存在している。両大洋の低緯度では、シクネスと高度は平年よりも高くなっている。これは中部太平洋で特に著しく、高気圧性循環偏差は上層まで広がり（Fig. 2）、厚い温暖層を示している。

平年よりも強い南北に連なるリッジは、ヨーロッパと北アメリカで顕著であった。アジアでは、平均 700 mb 高度は一般に中緯度では平年よりも高く、低緯度では低くなっている。南日本上の低気圧性循環偏差は、対流圏全層に広がり（Fig. 2）、平年よりも低温に結びつき、そしていくつかの洪水災害の話題を残した異常な多雨の夏と結びついている。

太平洋域では、700 mb 偏差分布は春から明瞭に持続していた（Fig. 8, Winston (1982)）。直接の原因が何にせよ、北米西岸の昇温が見られないことを除けば SST 偏差分布は、Weare et al. (1976) により見つけられた El Niño 現象による太平洋 SST 偏差の最も重要な、季節に関係しない“EOF”に非常に似ている。SST はまた、大西洋中緯度で非常に大きな負偏差となっている（図略）。このことは、春の間に西部大西洋域でより強められた負偏差の東への広がりを示しており、それは同領域の中緯度での平均よりも強い西風によって引き起こされたのかも知れない。

## 長期予報技術開発研究会の報告

上 野 達 雄 \*

9月22日、気象研究所において、長期予報の技術開発に関する meeting がおこなわれた。長期予報課から9名が出席、気象研究所からは予報研究部をはじめとして、海洋研究部、台風研究部、応用気象研究部などから多数が出席した。今回は第1回ということでもあり、長期予報課からの話題提供に対して討論を行なうという形で進められた。テーマはエル・ニーニョに関するものであり、これに関連した寒候期や暖候期の予報の説明もおこなわれた。ここで討論された内容はかなり興味深いものであり、いずれ、個々に、あるいは総合的に本誌上に詳しく報告していきたいと考えているが、とりあえずニュースの形で概容をお知らせしたい。

最初に栗原が海況についてまとめたものを報告した。過去のエル・ニーニョ年の変化の過程を示し、典型的な例は少なくむしろ多様性に富んでいることなどから、平均的なパターンでみるよりも個々のパターンに注目していかなければならないのではないかとした。また、中部日本7月の気温偏差と4~7°N付近の7月の海水温とに非常によい関係があることを参考資料として示した。

続いて、田中が日本の冬の天候について、エル・ニーニョ年に共通な特徴があるのかという観点から報告した。エル・ニーニョ年について、2か月連続して高温あるいは低温が続いた年、さらに並の年と分類して検証した結果、いわゆる太平洋／北米（PNA）パターンがあまりきれいにでてこないこと（1月には有意性は低いながらもこのパターンを検出することができるが、12月には検出できない）を示した。検証したエル・ニーニョ年は8例であるが、低温の年が2例、高温の年が3例、並の年が3例で、日本の気温に関しては何も言えないのだが、8例中5例は異常な気温がでている。

同じく、冬について、河原がエル・ニーニョ年の北半球500 mb 高度パターンの特徴を報告した。その結果、必ずしもよく言われているようなパターンがでてこないこと、かなり強いきちんとしたエル・ニーニョ年でさえあらわれないことがあることを示した。SOI が低い年についての検証でも、PNAパターンの中で有意なのはアリューシャン低気圧のみである。（他に日本の南に有意な地域がひろがっている。）逆に、76/77、82/83とも、よくPNAパターンのみられた例として挙げられているが、両年は天候に関していえば全く違う。一般にアメリカの天候に関してもかなりまちまちである。

さらに、夏の天候について、久保木はSOI との相関から7つの作用中心があることを示し、それぞれの作用中心のエル・ニーニョ年における対応を検討、70%程度の実現率であることを報告した。

---

\* 気象庁予報部長期予報課

しかし、翌年の夏ということになると、SOI の解消の仕方もまちまちであって、本年の場合でも 7 つの作用中心のうち 6 つは全く対応していない。エル・ニーニョの開始・終息の型までわからないと予報に使うのは困難ではないか、とした。

このほか、82/83 エル・ニーニョ発現中の冬の北半球 500 mb 高度場の変動（主に 2～3 月低温期に関連して）についての解析報告、さらに 82～83 年の実況の報告のあと、宮川が本年暖候期の予報の考え方について主に海水温データを用いた検討部分を紹介しながら、それらがどのように解釈され予報につながっていったかを説明した。最後に台風の発生が少ない記録になる可能性がある と締めくくって討論にうつった。

討論の内容をいくつか紹介する。

- ・エル・ニーニョについて、典型的な例はむしろ稀であるということであるが、西部赤道太平洋の水位変化でみると事象としては割にはっきりしているのではないかと、エル・ニーニョの開始時期についてもその季節は同じでないか。

- ・夏の場合についても海面温度異常を与えた時の数値実験がある。初期値としては春の平均的なものが与えられている。境界条件が非常に強ければ、初期値に関わらず、ある一定の時期に一定の応答がでるかもしれないが、そうでない時には、初期値によって応答のでる時期に違いが生じるのではないか。

- ・今年の場合、西太平洋熱帯域の対流活動が不活発だったのに、亜熱帯高気圧が強かった。雨が多かったのは、フィリピン付近よりももっと西、むしろヒマラヤあたりである。小笠原高気圧との関連で言えば、源はこのように、もっと西の方にあるのではないかと思われるのだが。

- ・一般に低緯度 20～30 mb の 5～6 月の東風が弱いと日本の夏は良いと言われている。今年はその意味で低緯度成層圏の東風は 5 月頃から弱く、良い夏を指向していたのであるが対流圏では非常に変動が大きかった。（これに対して、丸山より低緯度成層圏の状況がどうなっているかが説明された。50 mb でみると 82 年 11 月に東風から西風に転移している。20 mb では 83 年前半に東風に変わっている。）

- ・直接関係があるかという点からみれば、準 2 年周期振動とエル・ニーニョとの対応関係はうまく見つけだせない。しかし、例えば、100 mb の風が東風か西風かによって、エル・ニーニョに対する大気の応答にも差がでてくるのではないか。

今回の meeting を通じて、これまで比較的きれいだと思われていたエル・ニーニョと大気現象との関連も教科書どおり、あるいは平均的な様相を示すことはむしろ稀で、エル・ニーニョ時といえども大気現象はひとすじ縄ではいかないということを改めて痛感させられた。今後もこのような meeting を年 2 回程度開催して、長期予報課、気象研究所双方で協力、長期予報の技術的困難性を克服する場としていくことが申し合わされた。

（文中敬称略）

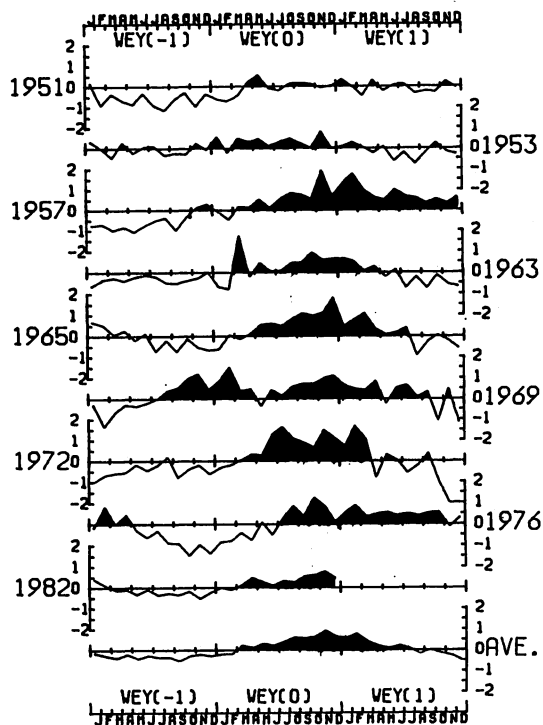


FIG-1 SST ANOMALY FOR 170W

図1. エル・ニーニョ年における170°W付近(5°N~5°Sの平均)の海面水温偏差の推移。WEY〔0〕がエル・ニーニョ年、WEY〔-1〕は前年、WEY〔1〕は翌年

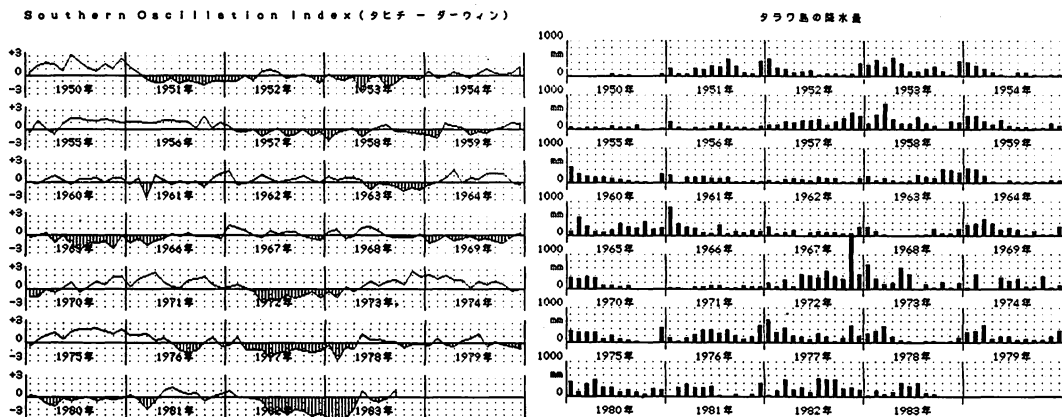


図2. (左) SOI. (各月毎の標準偏差で割った値)。 (右) タラワ島(1.21°N, 172.55°E)の降水量

## 編 集 後 記

昭和 58 年度第 1 号をお届けします。役員交替後の初仕事ですので、予定通りに発行しようと努力しましたが若干遅れてしまいました。

昨秋から本年にかけて、長期予報関係での大きな話題の一つとしてエル・ニーニョ現象があります。本誌でも前 2 号からこの現象に関連した論文が多く見られます。今やエル・ニーニョは単にペルー沖の局地的な現象というにとどまらず、赤道域での海面水温現象として大気大循環における大気・海洋相互作用の解明の手段とも考えられそうです。このような観点から本号でもエル・ニーニョに関連するものが多くなりました。

☆ 気象研究所の時岡さんにはエル・ニーニョに対する大気の応答に関しての最近の研究と、MRI モデルによる結果の概略を紹介していただきました。ENSO の勉強のための貴重な論文です。

☆ また、この春から夏にかけての日本の天候は非常に振幅の大きな変動となりました（これもエル・ニーニョの影響か？）。このことについて、2～3 月の低温と 4 月の異常高温を関根さんに、6～7 月の異常低温を北村さんに予報現場から解析してもらいました。

☆ 最近エル・ニーニョ現象をはじめとして熱帯域に熱い目がむけられています。そこで、熱帯域の降水現象の常時監視のため衛星データを用いた降水量の見積り方法が CAC で開発されています。これについての概説を上野さんにしてもらいました。

☆ 文献紹介としては、中国における珍しい長期予報の方法、それとエル・ニーニョが始まりつつある時期の 1982 年夏の天候を CAC で解析した結果をそれぞれ伊藤さん、田崎さんに紹介してもらいました。

☆ 長期予報に対する要望は益々高まり、現在の長期予報技術を越えたものが要求されてきます。このような中で、長期予報の技術的困難性を克服していくため、長期予報課と気象研究所が協力していく場としての長期予報技術開発研究会の第 1 回 meeting が開かれました。今回の話題はエル・ニーニョと暖候期予報ということで非常に有益な討論が行なわれましたので、これについて上野さんに報告してもらいました。

☆ 発行のタイミングの遅れはずいぶんとり戻してきました。次号は来年 3 月頃発行予定です。次号掲載を希望する原稿は 1 月末までにお送り下さい。 (S. S.)

・昭和 58 年度分の会費納入について

会費 1000 円はなるべく官署ごと一括してお願いします。納入方法は次の口座のいずれかを御利用下さい（会計担当：上野達雄）

(1) 郵便口座      口座番号：東京 5 - 165913      加入者名：L. F. グループ

(2) 銀行口座      富士銀行本店営業部（店番号：110）

口座番号：203156

加入者名：L. F. グループ