

グロースベッター

第 21 巻 第 1 号

エル・ニーニョ	佐伯理郎	1
陳烈庭：北太平洋亜熱帯高気圧と 赤道東部海面水温の相互作用（紹介）	板倉吉直	13
許致遠 他：北太平洋海面水温の異常と黒竜江省の夏季低温 との関係およびその長期予報（紹介）	板倉吉直	21
流水面積と三陸沖海水温・夏季気温の関係	大川 隆	26
入門気象統計講座（続）		
3. 重回帰式による予想天気図	酒井重典	35
水稻収量資料について	関根勇八	42
L. F. NEWS 長期予報の将来展望	片山 昭	46
月例会「長期予報・大気大循環」の報告	上野達雄	47

1983年2月

L. F. グループ

佐伯理郎*

1. はじめに

1982年5月気象庁において、「世界気候研究計画における大規模海洋実験に関するJSC/CCCO合同研究会議」が開催され、多くの勧告が出された。その中で注目されたのは、赤道付近の海洋が大気に及ぼす影響の重要性を認識し、赤道海域の海洋及び大気の観測を重点的に推進することが強調されたことである。ちょうどその頃、NOAAから送られてきた Oceanographic Monthly Summary 中の太平洋の海面水温偏差図には、東太平洋赤道域に広く1~2℃の正偏差域があらわれ、筆者にエル・ニーニョの発生を予感させるものがあった。そして10月には、その発生が確認され、また同年12月20日に発表された向う3か月の長期予報では、このエル・ニーニョの発生を一つの根拠として、暖冬になるとの予報が出され、大きな社会的反響を呼んだ。

報道関係機関から「エル・ニーニョとはどんな現象ですか」、「日本の気象への影響は」などと多くの質問を受け、その対応にてんてこ舞いとなった。気象の人たちと違って海洋を扱う者は今まであまり大きな社会的関心の的となることが少なかったので、なんとなく面はゆい感じがしたが、精度よい気象予報のためには海洋の効果をとりに入れていかななくてはならないのだという自信めいたものが湧き上がってきたのを覚えている。

以下の小文は、海洋屋のみたエル・ニーニョ像を著したものであるが、筆者の勉強不足のため、隔靴搔痒の感が否めないことをおわびしたい。

2. エル・ニーニョとは

図1は太平洋の主な海流を示したものであるが、南米ペルー沖では南から北に向かって冷たいペルー海流（フンボルト海流とも言う）が流れている。この海流は沿岸寄りを流れる沿岸海流（Coastal Current）と沖側の沖合海流（Oceanic Current）から成っている。ペルー沖合では定常的に南東貿易風が吹き、そこは世界で有数の湧昇域となっており、水深100mぐらいのところから栄養塩に富んだ冷たい海水が絶えず海面近くに湧き上がり、プランクトンの成育に適した海況となっている。特に沿岸海流域はアンチョビ（かたくちいわし）が大量に集まり、世界有数の漁場となっている。しかし、南東貿易風の弱くなる夏（北半球の冬）には赤道逆流系の暖水がエクアドルのグアヤキル湾（2°S）の南まで張り出してきて、沿岸海域の水温が急上昇する。今話題にしようとするエル・ニーニョ（El Niño）とはスペイン語で、「神の子」という意味であり、地元ペルーでは、

*気象庁海洋課

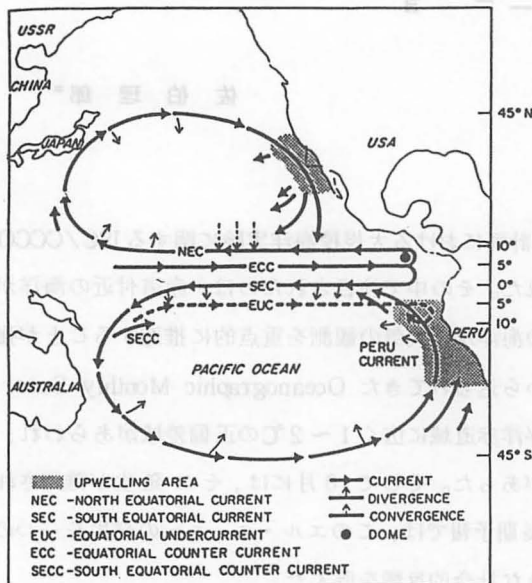


図1 太平洋の海流系 (Paulik, 1981)

もある。それらは今世紀にはいり記録に残されている年だけで、1925/26, 30, 40/41, 51*, 53*, 57/58, 63*, 65/66, 69*, 72/73, 76*, 82/83年と12回もある。

3. エル・ニーニョの発生機構

3.1 観測結果からの仮説

海面水温はエル・ニーニョの最もよい指標であり、エル・ニーニョに伴う海面水温変化は劇的なものである。図2はペルー沿岸のプエルトチカマ(7°S)における過去4回の顕著なエル・ニーニョ時の海面水温の変化である。この図には、太線で平年値も示してある。エル・ニーニョ時のペルー沿岸の水温変化の特徴として

(1) 発生時における水温の急上昇

(2) 2年続きの繰り返し

(3) 2つの水温極大の間に晩冬期における平年値への復帰

があげられる(Wyrtki, 1975)。一方、ペルー沿岸における水位も海面水温と同様の変化を示している。また、海面水温の高い海域は、ペルー沿岸のみならず、太平洋東部赤道域の日付変更線付近まで広がっており(図3)、この広い海域に及ぶ高水温現象は、沿岸水温の高くなった最初の年の夏から冬(6月から2月頃まで)にかけて数か月にわたり、平年より2~5℃も高い状態が続く。

* 他のエル・ニーニョと比べ規模が小さい。

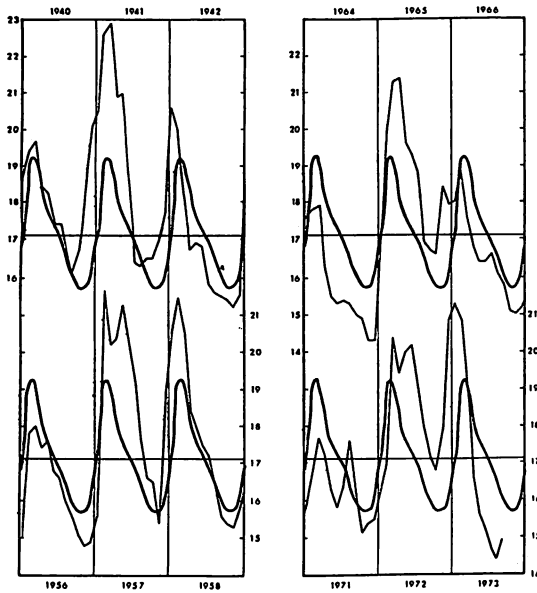


図2 エル・ニーニョ時のペルトチカマ(7°S)における海面水温変化
 細線：実況値 太線：平年値
 (Wyrтки, 1975)

このようにエル・ニーニョは単にペルー沿岸に限られたローカルな現象ではなく、太平洋を広くおおう大規模な現象である。

ではいったいエル・ニーニョはどのようにして起こるのか。当初は、沿岸湧昇域の海面水温が異常に高まるのは、湧昇が弱まるためであると考えられていた。沿岸湧昇の起こる機構はよく知られているように、例えば南半球では大陸の西側の海岸線に沿って南風が吹くと、表層の水は沖側へ移動し、それを補うため上昇流が起こる。南米ペルー沖では南東貿易風が卓越しており、湧昇が盛んなわけである。この南東貿易風が弱まって湧昇が弱くなり、海面水温が上昇すると考えるのはごく自然であった。しかしエル・ニーニョ期間中の風の強さをくわしく調べてみると、必ずしもエル・ニーニョ期間中に風が弱くないことがわかってきた(図4)。

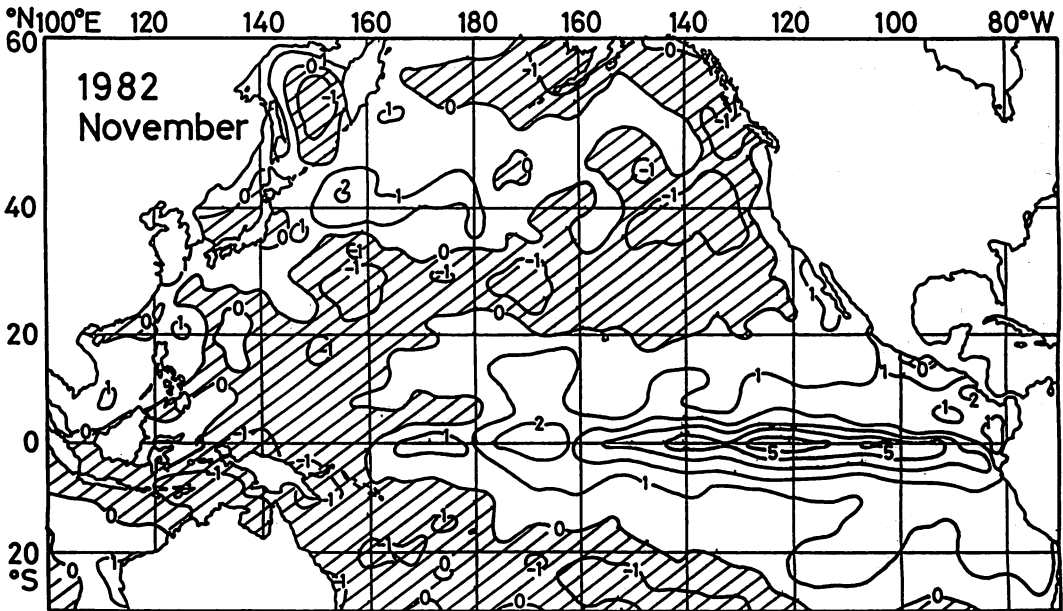


図3 エル・ニーニョ時の太平洋の海面水温偏差図(1982年11月; NOAA「Monthly Oceanographic Summary」)

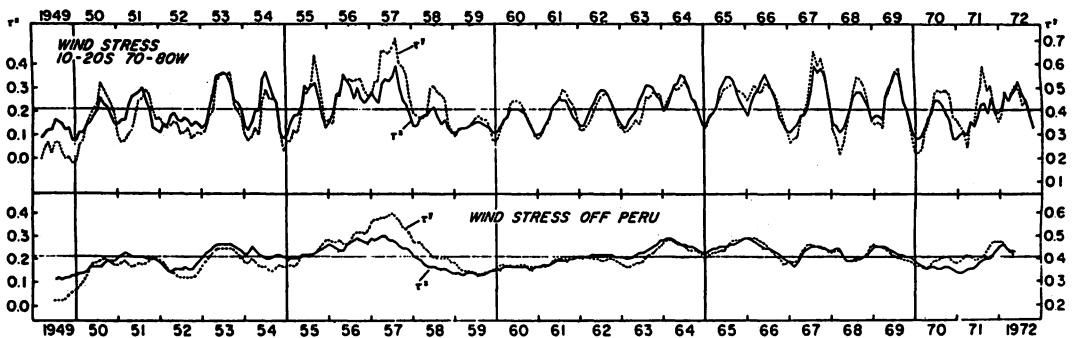


図4 ペルー沖（10-20°S，70-80°W）の風の応力の変化（1949-72年）
 上：5か月移動平均 下：12か月移動平均 τ^x ：西向き（実線）
 τ^y ：北向き（点線）(dyn/cm²) (Wyrтки, 1975)

ハワイ大学の Wyrтки 教授は、1973年頃からエル・ニーニョに関連して、太平洋赤道域の風系や海況を精力的に調査し、多くの興味ある結果を導いた。

中部太平洋の赤道域の貿易風の強さの変化を調べてみると、エル・ニーニョ発生の約2年前に南東貿易風が非常に強くなっており（図5）、この強い南東貿易風が南赤道海流を強め、太平洋の西側に海水を蓄積し、そこでの水位を高めると推論した。次いで中部太平洋の貿易風が弱まると、蓄

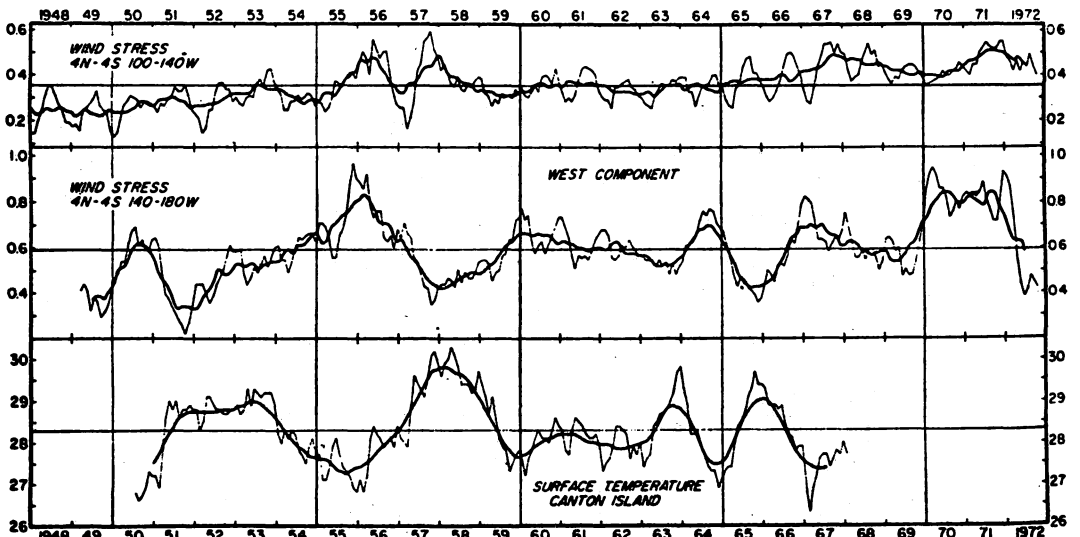


図5 太平洋赤道域での風の応力の西向き成分（上・中図）とカントン島（3°S，172°W）での海面水温（°C）（下図）の変化（1948-72年）
 太線：12か月移動平均
 細線：5か月移動平均
 上：東部赤道域（4°N-4°S，100-140°W）
 中：中部赤道域（4°N-4°S，140-180°W） (Wyrтки, 1975)

積した海水は内部赤道ケルビン波として東の方へ移動し、暖水をエクアドルやペルー沖に運び、サーモクライン^{*}の深さを押し下げるであろうという仮説を提出した (Wrtki, 1975)。すなわち、ペルーの沿岸では、エル・ニーニョ^oではない時には、大陸棚直上の海水は栄養塩に富む冷水に占められ、湧昇によって海面に運ばれるが、エル・ニーニョ^o時には大陸棚直上は赤道系の暖水に占められ、いくら湧昇が起っても、栄養塩の乏しい暖水しか湧き上がってこないという説明である。

エル・ニーニョ^oの発生機構を模式的に示すと図6のようになる。この図は赤道に沿った断面を示しており、海は暖水と冷水の二層からなっている。(b)のように海面に強い東風が吹くと表層の水は風下側へ運ばれ、暖水が西岸にたまることになる。この時海面にできる勾配はそんなに大きくならないが、暖水と冷水の傾きはその密度差が小さいので相当大きなものになる。例えば、上層の海水の密度を ρ_1 、下層のそれを $\rho_1 + \Delta\rho$ 、水位の変化を Δh 、上層の厚さの変化を ΔD とすると、

$$(\rho_1 + \Delta\rho) \cdot \Delta D = \rho_1 \cdot \Delta D + \rho_1 \cdot \Delta h$$

であるから

$$\Delta\rho \cdot \Delta D = \rho_1 \cdot \Delta h$$

となる。 $\Delta\rho = 0.005 \text{ g/cm}^3$ 、

$$\rho_1 = 1 \text{ g/cm}^3, \quad \Delta h = 0.3 \text{ m}$$

とすると、

$$\Delta D = 60 \text{ m} \text{ にもなる。}$$

その次に貿易風が弱まると、太平洋の西側にたまっていた暖水の境界面のふくらみは、暖水と冷水の境界を伝わる内部波（内部赤道ケルビン波）としてゆっくり東へ向って進み、この暖水がエクアドルやペルー沖のサーモクラインを押し下げて、大陸棚上の水は暖水に占められてしまう（図6(c)）。この内部波の東への位相速度を推算してみる。上層の厚さを D とし、重力加速度を g とすると、内部長波の位相速度 C は

$$C = \sqrt{\frac{\Delta\rho}{\rho} \cdot g \cdot D}$$

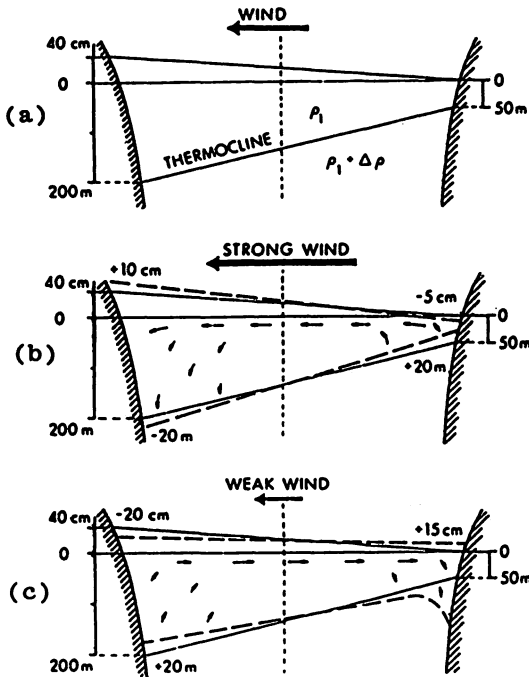


図6 エル・ニーニョ^oの発生機構の模式図(Wyrtki,1982)

- (a) 平均状態
- (b) 貿易風が強い時(エル・ニーニョ^o発生前)
- (c) 貿易風が弱い時(エル・ニーニョ^o発生中)

*水温躍層：水温の鉛直方向の傾度の一番大きい深さの層。太平洋の赤道域ではその深さはおよそ50 m (東部)~250 m (西部)である。

であるから, $\Delta\rho = 0.005 \text{ g/cm}^3$, $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$, $g = 980 \text{ cm/sec}^2$, $D = 150 \text{ m}$ とすると

$$C \approx 270 \text{ cm/sec}$$

となり, 太平洋の西から東まで (1万5千 km) 約60日かかることになる。

一方, 海流系に関しては, 赤道逆流の流量の変化を, それをはさむ島の水位差から推算した (Wyrtki, 1973)。その結果, エル・ニーニョ発生時に赤道逆流の流量が著しく増加することが示唆された。また, 太平洋の東岸及び西岸, そして太平洋赤道域の島々の水位の変動を調べた結果, エル・ニーニョが発生すると太平洋の西側では水位が低くなり, 反対に東側では高くなっており, エル・ニーニョの発生に伴う水位の変化も Wyrtki の仮説を支持している (Wyrtki, 1979)。

3.2 エル・ニーニョの数値実験

Wyrtki (1975) がエル・ニーニョの発生機構の仮説を提出した後, エル・ニーニョの消長に関するいくつかの数値実験が発表された。ここでは, 様々な風の応力を与えて, 赤道海域の海の応答を調べた McCreary (1976) と Hurlburt ら (1976) の結果を紹介する。McCreary のモデルは

- (イ) 一様非圧縮の互いに混合しない二層の海
- (ロ) 赤道 β 平面近似 (コリオリパラメータを βy とおく)
- (ハ) 風の応力は上層にだけ体積力として働く
- (ニ) 圧力傾度力は下層では変化しない
- (ホ) 非線形項, 摩擦項は無視

という仮定をおいて計算を進めた。その結果,

- (1) 南北方向の風の応力の変化はエル・ニーニョを発生させない。
- (2) 赤道域 (緯度5度以内) の外の東西風の変化はエル・ニーニョを発生させるのに重要でない。
- (3) 赤道に対して対称的な東西風の弱まりは東太平洋のサーモクラインの深さを急速に下げ, さらにそれらは東の境界に沿って高緯度地方まで広がる。

ということがわかった。また Hurlburt らは非線形項, 水平摩擦項を考慮した方程式を数値計算した。彼らは最初の50日間東風を吹かせ, 徐々に風を弱めていった時の海洋の応答を調べた。風を弱めることにより

- (1) 内部ケルビン波のフロントが赤道の両側にでき, 西側のものは東へ伝播し, 一方, 東の境界に捕捉されたケルビン波のフロントは極方向へ伝播する。
- (2) 東の境界から西へ伝播する内部ロスビー波が作られる。
- (3) ケルビン波が東岸に沿って極方向に移動するのに伴い, そのうしろに強い沈降が生じ, 沿岸流は赤道向きから極向きに流れが逆転する。
- (4) 西側のケルビン波のフロントが東の境界に到着すると沈降が停止し, 極向きの流れは離岸し, ロスビー波として西へ伝わる。

ことを示した。

Wyrcki の仮説は McCreary らの研究によって支持されたが、これは風の応力の弱まりによって励起されたケルビン波によってエル・ニーニョの発生の初期段階の急速で顕著な高温化を説明したものである。しかし、これらの数値実験はエル・ニーニョの発生から終結までのすべてを説明したわけでもなく、赤道域での観測結果を充分再現しているわけでもないので、今後は、赤道域の観測やデータ解析の充実とともに理論面の発展が期待される。

4. 気象との関係

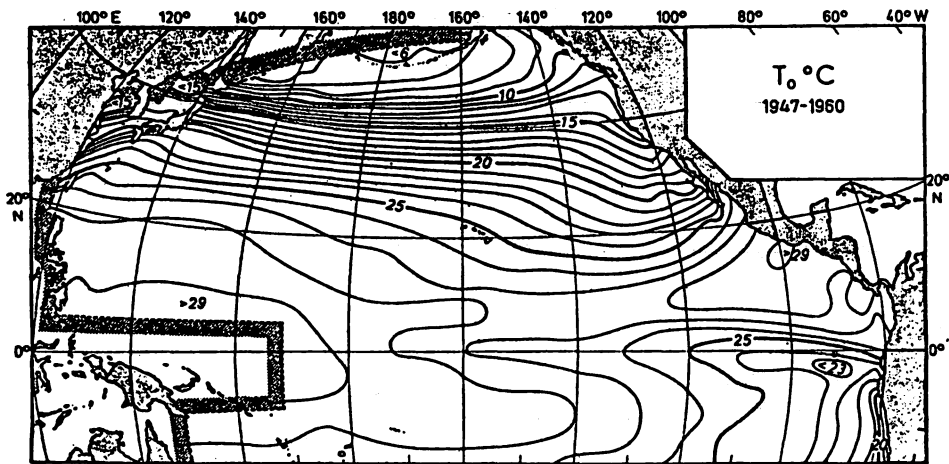


図7 太平洋の年平均海面水温分布図 (Wyrcki, 1964)

太平洋の赤道域の海面水温は図7のように西側で高く、東側で低くなっている。これはひとつには、赤道海域の東側にはカリフォルニア海流やペルー海流といった寒流が流れ込んでいることにもよるが、主な原因は赤道上ではコリオリパラメータが0で、南北半球でコリオリカの働く向きが反対なので東からの貿易風によって、赤道海域では湧昇が起っており、しかもこの貿易風により、サーモクラインの深さが西部海域にくらべ東部海域で浅く、湧昇による降温効果が東部海域で著しいことによると考えられる。海面水温が太平洋東部で低く、西部で高いと、西部の空気は上昇するので、そこでの気圧は下がる。上昇した気流の一部は東に向かって水温の低い太平洋東部で下降するので、東部の気圧は上がる。だから、東西の水温差が大きくなれば、東西方向の循環が活発になり、東西の地上気圧差も大きくなる。逆に水温差が小さくなれば、東西循環は弱くなり、気圧差も小さくなる。図8はジャカルタの気圧偏差と他の地点における気圧偏差との同時相関を示したものであるが、東部南太平洋に大きな負の相関があり、この現象は、southern oscillation と呼ばれている。

また図9は南太平洋のイースター島(26°S, 110°W)とオーストラリアのダーウィン(12°S, 131°E)の気圧差を示したものであるが、エル・ニーニョの発生している時、すなわち東西の海面水温差が小さくなると、気圧差が小さくなることが明瞭に示されている。この気圧差は southern

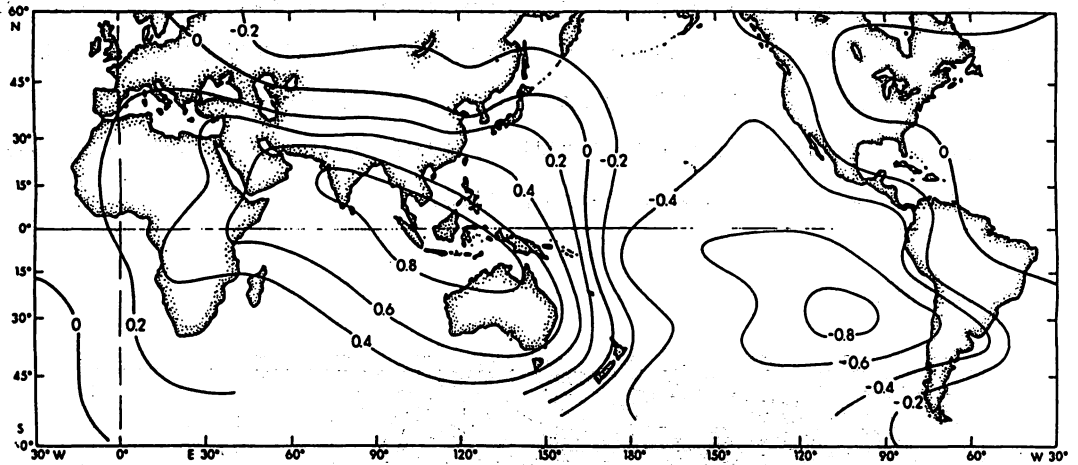


図8 ジャカルタの年平均地上気圧と他の地点の気圧との同時相関係数分布図 (Berlage, 1966)

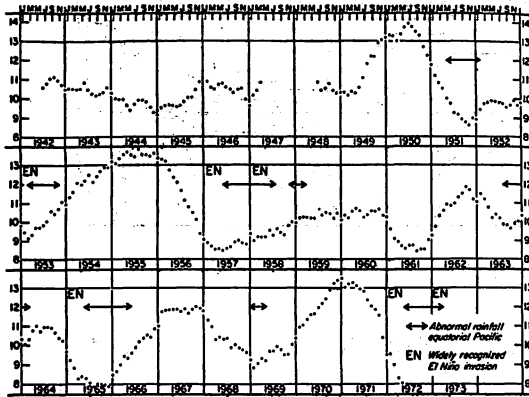


図9 イスタ島とダーウィンの地上気圧差 (12か月移動平均) の変化 (1942-72年)
 EN: エル・ニーニョ
 <->: 赤道域の異常降水 (Quinn, 1974)

降水量が増加する。図10はカントン島 (3°S, 172°W) における海面水温と気温及び降水量の経過を示したものであるが、エル・ニーニョの発生とともに海面水温が上昇し、降水量が増加している。

一方、太平洋の西側にあたるインドネシアやオーストラリアではエル・ニーニョの発生に対応して、かんばつにみまわれることが多い。

oscillation の強さの指標となるので、southern oscillation index (SOI) と呼ばれている。^{*}

また、エル・ニーニョ時にはペルー・エクアドル沖から太平洋赤道域の日付変更線付近まで広く海面水温が高くなるので、大気との熱や水蒸気の交換状態が大きく変化し、付近の気象に大きな影響を与える。特に海面からの蒸発量は、海面水温の関数として指数関数的に増加する。例えば 27℃ から 30℃ に海面水温が上昇すると、最大水蒸気圧は 19% も増加する。海面水温の高まりとともに、熱や水蒸気の交換量が増加すると、東部太平洋赤道域を中心に、降

^{*} SOI には、このほかに、タヒチ (17°S, 150°W) とダーウィンの気圧差によるもの、イースターとラバ (28°S, 144°W) の地上気圧偏差の平均値によるものなど、いろいろある。

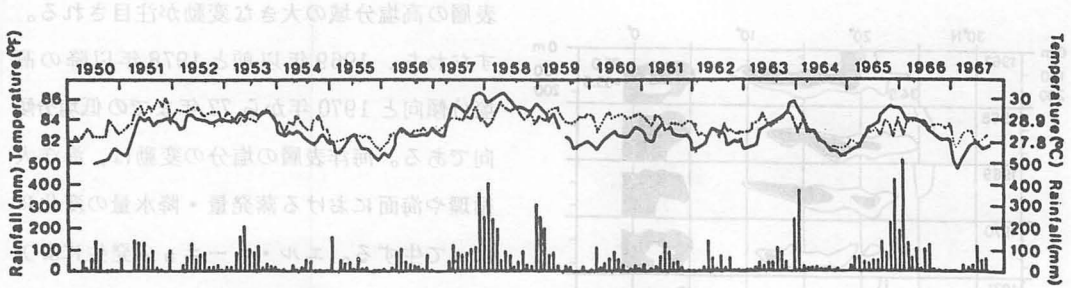


図10 カントン島 (3°S, 172°W) における海面水温 (実線), 気温 (破線) 及び降水量の変化 (1950年～67年) (Bjerknes, 1969)

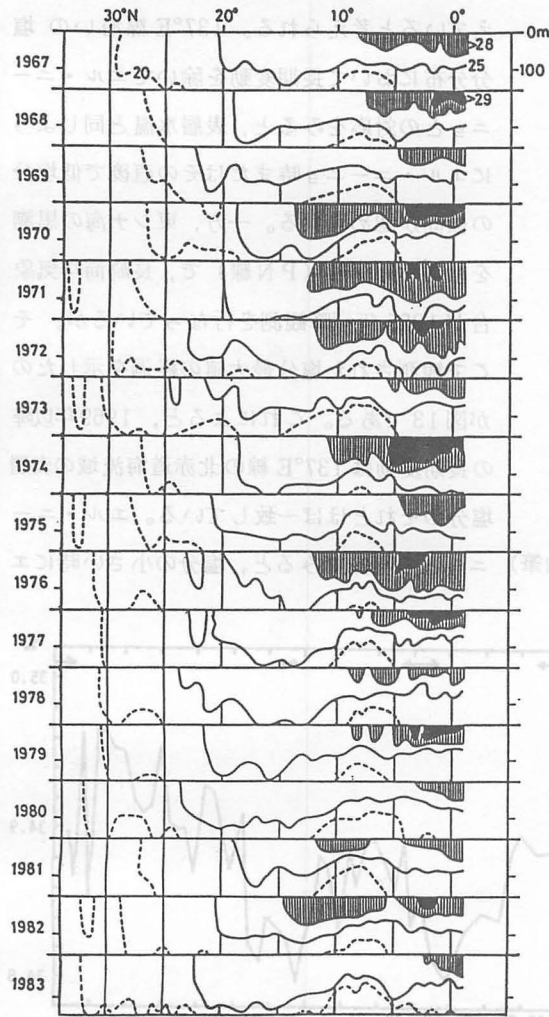


図11 137°E 線における表層水温分布図 (°C) (1月: 1967-83年) (長坂, 1981に加筆)

5. 日本付近の海況との関係

3で述べたように、エル・ニーニョの発生前には、その前兆となる現象が西部太平洋赤道域にあらわれる。図6(b)からもわかるように、太平洋東部の暖水が西部に吹き寄せられるので、海面の水位や海洋表層の水温が西部では高くなる。また、エル・ニーニョが発生すると、逆に水位や表層水温が低くなる。その様子は、気象庁の凌風丸による137°E線に沿う本州南岸から赤道に至る海洋観測結果からも明瞭に示される(長坂, 1981)。図11は1967年から83年までの137°E線沿いの毎1月の表層水温分布を示しているが、1970年から72年にかけての高水温の後、73年の低温が目立っている。また83年には28°C以上の水がわずかにみられるだけである。これは、72年から73年にかけて及び82年から83年にかけて発生した非常に規模の大きいエル・ニーニョによる西部太平洋の大きな海況変化を反映したものである。また、図12には137°E線の毎1月の表層塩分の変化を示したが、10°Nから20°Nにかけての北赤道海流域

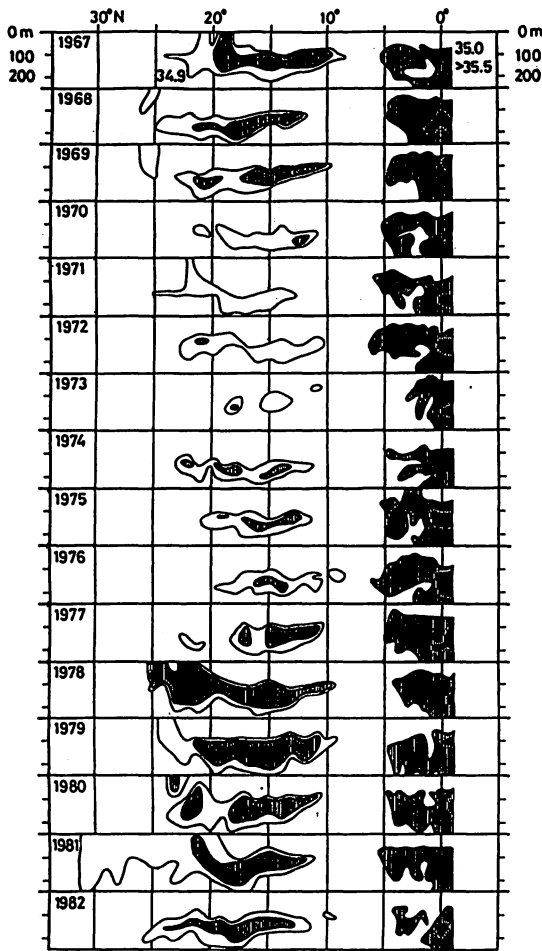


図 12 137°E 線における表層塩分分布図(‰)
(1月: 1967-82年)(長坂, 1981に加筆)

表層の高塩分域の大きな変動が注目される。すなわち、1969年以前と1978年以降の高塩分傾向と1970年から77年までの低塩分傾向である。海洋表層の塩分の変動は、海洋大循環や海面における蒸発量・降水量の変化によって生ずる。エル・ニーニョの発生により、赤道海域の降水量の大きな変化に代表されるような大気大循環の変動が生じているので、北赤道海流域や赤道反流域の降水量・蒸発量ひいてはその海域の塩分量にかなり影響を与えていると考えられる。137°E線沿いの塩分分布において長期変動を除いてエル・ニーニョとの対応をみると、表層水温と同じようにエル・ニーニョ時またはその直後で低塩分の傾向が認められる。一方、東シナ海の黒潮を横切る観測線(PN線)で、長崎海洋気象台が1955年以降観測を行なっているが、そこで観測された塩分最大値の経過を示したのが図13である。これによると、1969年以降の長期変動は137°E線の北赤道海流域の表層塩分のそれとほぼ一致している。エル・ニーニョとの関係でみると、塩分の小さい時にエ

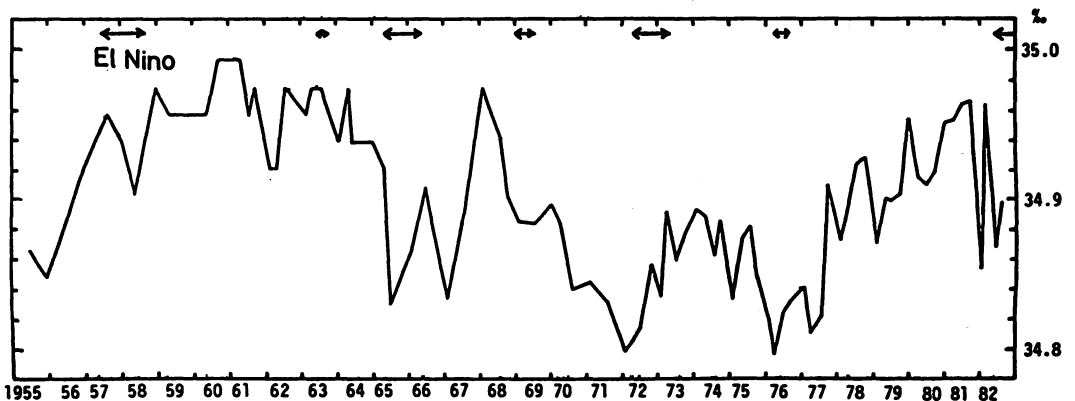


図 13 東シナ海の黒潮断面で観測された塩分最大値(‰)の変動(1955-82年)(佐伯, 1983)

ル・ニーニョが発生しているという興味ある結果が導かれた(佐伯, 1983)。

一方, 寺本(1977)は, 伊豆大島での水温偏差と太平洋東部赤道域の海面水温偏差を比較して, 伊豆大島の水温の記録を4.2年先にずらすと, 東部赤道域の記録と同位相で変化すると述べている。すなわち, 伊豆大島の水温が高くなって(これは黒潮が本州南方で大蛇行流路をとっていることを意味している)約4年すると, エル・ニーニョが発生する(赤道域の海面水温偏差が正となる)ことを示唆した。

また, 黒潮大蛇行現象ばかりでなく, 日本南方の海面水温にもエル・ニーニョは大いに関係がある。西森・佐伯(1983)は南方定点(29°N・135°E)の夏季の海面水温がエル・ニーニョ発生時には低くなっていると指摘している。この傾向は南方定点ばかりでなく, 日本の南方海域で広く認められる。さらに, 夏季ばかりでなく, エル・ニーニョの発生している年の冬季の海面水温の分布も非常に似ている。図14はエル・ニーニョ発生年である1972年と82年の12月の海面水温偏差図であるが, 日本の南方海域は広く正偏差域でおおわれており, 夏季とは逆の分布となっている。

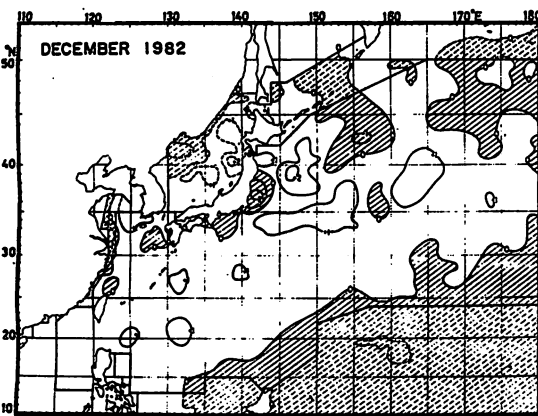
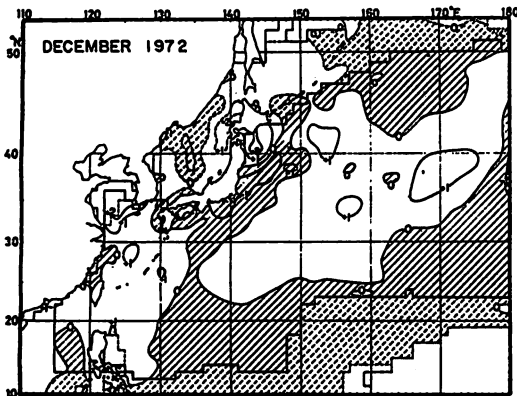


図14 エル・ニーニョ時の北西太平洋の海面水温偏差図(斜線部は負偏差域)
(上: 1972年12月, 下: 1982年12月)

このような分布は1957年, 65年のエル・ニーニョ時にも認められる。

このように, 太平洋赤道域の海面水温の急激な変化によって大気や海洋の大循環の大きな変動が引き起こされ, 日本付近の海況にも影響を及ぼしていることが示されたが, このような影響を与える一つ一つの過程には未解明の部分があり, 今後の研究に待つところが多い。

6. おわりに

赤道海域の気象や海況が世界各地の気象・海況に与える影響が著しく, エル・ニーニョやsouthern oscillationをはじめとする赤道域での特徴的な現象を常時監視することが気象予報・海況予報を行なう上でますます重要となってきている。このような状況をふまえ長期予報の改善のために, アメリカを中心にOcean Atmosphere Climatic Interaction Studies (OASIS) というプログラムが計画されている。このプログラムでは, 太平洋赤

道海域の気象・海況の長期にわたるモニター並びにエル・ニーニョの集中観測が中心となっており、1980年代はまさに、海洋と気象の研究者が手をたずさえて赤道海域の気象・海況と気候変動との間の関係を解明する時代となりそうである。その分野での日本の観測機関や研究者の果たす役割も大いに期待されており、我々も今後の研究の発展に寄与したいものである。

参 考 文 献

- Bjerknes, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 163–172.
- Berlage, H.P. (1966): The Southern Oscillation and world weather. *Mededeel. Verhandel., Kon. Ned. Meteor. Inst.*, No. 88, 152pp.
- Hurlburt, H.E., J.C. Kindle and J.J. O'Brien (1976): A numerical simulation of the onset of El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 621–631.
- McCreary, J. (1976): Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 631–645.
- 長坂昂一(1981): 太平洋西部赤道海域における海況の長期変動 グロースベッター **19** 巻 2 号, 47–55.
- 西森 巖・佐伯理郎(1983): 日本の南方海域における1980年夏季の高水温 研究時報 **34** 巻 6 号 (印刷中)
- Paulik, G.J. (1981): Anchovies, Birds, and Fishermen in the Peru Current. *Resource Management and Environmental Uncertainty*, M.H. Glantz, Ed., Wiley, 35–79.
- Quinn, W.H. (1974): Monitoring and predicting El Niño invasions. *J. Appl. Meteor.*, **13**, 825–830.
- 佐伯理郎(1983): エル・ニーニョと日本付近の海況や気象との関係 1983年度日本海洋学会春季大会講演要旨集 (印刷中)
- 寺本俊彦(1977): 対話「続・海洋のリモートセンシング」 海洋科学 **9** 巻 6 号, 7–11.
- Wyrтки, K. (1964): The thermal structure of the eastern Pacific Ocean. *Deut. Hydrograph. Z., Ergänzungsheft*, **A6**, 84pp.
- Wyrтки, K. (1973): Teleconnections in the equatorial Pacific Ocean. *Science*, **180**, 66–68.
- Wyrтки, K. (1975): El Niño – The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572–584.
- Wyrтки, K. (1979): The response of sea surface topography to the 1976 El Niño. *J. Phys. Oceanogr.*, **9**, 1223–1231.
- Wyrтки, K. (1982): The southern oscillation, ocean-atmosphere interaction and El Niño. *Marine Technology Society Journal*, **16**, 3–10.

北太平洋亜熱帯高気圧と赤道東部海面水温の相互作用

陳 烈 庭

中国科学院大気物理研究所

(大気科学, Vol 6, No 2, June, 1982)

抄訳 板倉吉直*

1. はじめに

1960年代の初めから Bjerknes は熱帯地域の海気相互作用を研究し、東太平洋赤道地域の海面水温（以下赤道海水温と略称する）は、はっきりとした局地的効果を持つばかりではなく、その影響は中緯度の大気循環にも及ぶと発表した。それ以来内外の気象学者達はこの問題について、天気・力学・数値実験等それぞれの方面から量的解析や討論を行なっている。こうして、人々はこの海域の海気相互作用の特長に対して少なからぬ新しい認識を加え、その相互作用の仕組みについてもさらに深い理解を持つようになった。熱帯の海洋が大気循環と長期の天気変化に対して重要な役割を持つことは一歩一歩証明されているが、その中で、赤道海水温と南北太平洋亜熱帯高気圧（以下亜高と略称する）との関係の研究は比較的多い課題になっている。また、我が国にとっても実際に有意義な問題であるが、この論文では主として北太平洋亜高と赤道海水温の相互作用について検討を行なってみた。

Bjerknes は早くから、赤道付近の太平洋では1957～58年冬季の海水温が特別に高く、そして1955～56年冬季の海水温は特別低いことに注目している。彼はこの二つのモデル年の各冬季北太平洋の大気循環解析を通して、赤道海水温の高い時には亜高の軸はやや南に移動して、アジアからアメリカに至る東西方向の分布を呈し、強度も強まる。と同時にアラスカ低気圧は深まり、中緯度の西風が増強するが、赤道海水温の低い時には状況が反対になる、と指摘した。和田英夫は Bjerknes のこの結論に対して検証を行い、この見解を証明している。そして、彼は赤道海水温の高い時に亜高の軸は南に偏るのではなく北に偏ると指摘した。中国科学院地理研究所長期予報班は多年の資料を用いて、赤道海水温と北太平洋亜高との長期変化と影響を解析し、これらの間には明らかに正相関のあること、かつ北太平洋亜高が赤道海水温に及ぼす影響には1～2シーズンの時間差があることを発表した。

夏季の北太平洋亜高の活動と赤道海水温の関係について解析の結果、著者は春季の赤道海水温が特別に高いか低い年には、初夏の亜高の活動に明らかな相違があることを指摘した。また、冬季の

* 元気象庁図書資料管理室

関連事実も同じであるばかりでなく、東太平洋夏季の Hadley 循環域、同じく冬季の状況でも一樣に、赤道海水温の高い時には亜高は強く、これと反対の時には亜高は弱い。しかも、西太平洋夏季の季節風循環域に対しての状況は反対で、赤道海水温の高い時は西太平洋高気圧の ridge は弱く、反対の時は ridge は強い。

すなわち、大気への海水温の動向は明確に時間差効果だけでなく、はっきりした地域性と季節性を備えている。このほかにも多くの研究が行われ、海水温変化も大気の運動に規制されるという発表がある。それでは北太平洋亜高と赤道海水温との間にはどのような関係があるのか？ これらの相互の影響あるいは反作用、相互の調整などはどのようなものか？ これが本文の討論の主要なテーマである。

2. 資料と方法

海洋と大気の相互作用について、海洋が大気に与える影響は主として大気の移動による潜熱、顕熱、長波放射等の大気加熱（熱的作用）であることが一般に知られている。そして大気が海洋に及ぼす影響は主として風の応力（力学的作用）であり、海水は風の吹走によって温度分布に変化を生ずる。これにより海洋と大気間のエネルギーあるいは質量の交換は、主として海洋と大気境界層に発生する。その境界層の物理特性は風の特長と大層密接な関係を持っている。境界層中の風の場の分布により、海面と気圧の場の関係は密接であるから、この論文では大気の状態について特に海面気圧の資料を作り、我々の研究の対象とした。そのほか $5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S}$ 、 $80^{\circ}\text{W} - 180^{\circ}$ の各格子点の海水温の平均値をとって東太平洋赤道地域の海水温の状況を代表させ、その海域の海水温と北太平洋亜高の相互作用を探求することとした。

月平均海面気圧資料は、上海気象台長期予報班のものを使用した。これは緯度 5° 、経度 10° の格子点で与えられている。月平均海水温資料は米国の National Marine Fishing Service が発表した図集による緯度、経度共 5° の格子点によるものである。ここで 1957~1976 年の 240 か月にわたるデータを用いて、赤道地域の平均海水温と北太平洋上 10° ほどの格子点上の海面気圧との間の同時あるいは時間差（海面気圧にしたがって赤道海水温が前よりも高くなってから 12 か月と、降下してから 12 か月）相関を計算した。なお、季節変化の影響を排除するために、上述の計算にはすべて平年との偏差値を用いた。同時に短期間の周期変化の影響を排除するために、資料については 6 か月の平滑処理を行なってある。

3. 解析結果

相関を調査してみると、赤道地域の海水温と北太平洋海面気圧の変化には極めて密接な 3 つの関係がある。そして地域がかわると全く異なる時間差現象がある。図 1 にはこの時間差相関の最大になる 3 つの区域を示した。一つは北太平洋東南部亜熱帯高気圧の存在する地域（以下 A 区と略称

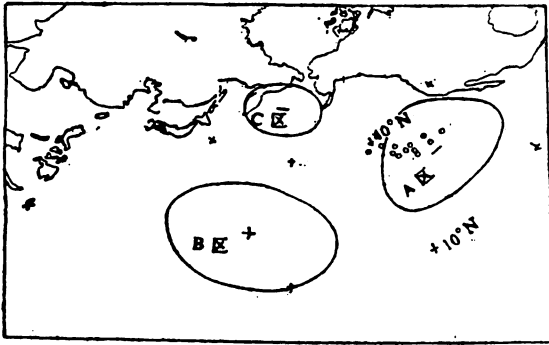


図1 東太平洋赤道地区(5°N-5°S, 80°-180°W)海温与北太平洋平面気圧之間的高相関区

一赤道海水温が昇温する2か月前), また一つは北太平洋中部にあって, 対流圏中層亜高の大体中心にあたる位置(以下B区と略称一赤道海水温低下後4か月), もう一つはアリューシャン低気圧地域(以下C区と略称する一赤道海水温低下後2か月)である。A区とC区は負相関, B区は正相関である。それぞれの区域内の各格子点の時間差相関係数はすべて0.40以上であり, この信頼度は0.001をはるかに超えている。次にA区とB区の状況についての我々の討論を述べることとする。

論を述べることとする。

(1) 北太平洋亜熱帯高気圧に与える赤道海水温の影響

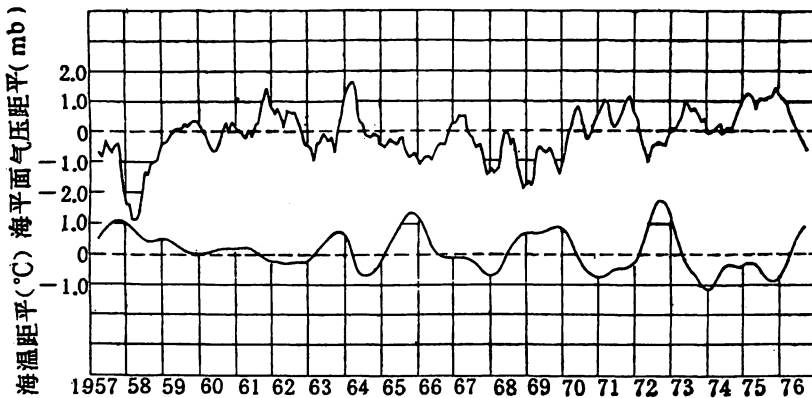


図2 A区海面気圧距平和赤道地区海温距平の多年変化曲線(6か月滑劫平均)

図2は'57-'76年におけるA区内16格子点の平均海面気圧の偏差と赤道地区海水温偏差との経年変化曲線である。この図から, これらの間には明らかに相反する傾向が存在することがわかる。'57-'58年, '63年, '65年, '68-'69年, '72年及び'76年は, 赤道海水温が明らかに上昇した年である。この中で, '57-'58年, '65年, '72年および'76年には強い「エル・ニニョ」現象も出現したが, これらの年はすべてA区海面気圧が降下している。そして, 赤道海水温が明確に低い'62年, '64年, '67-'68年初め, '70-'71年と'73-'75年におけるA区との海面気圧は, 一つの例外('67-'68年)を除くと, すべてははっきりと高くなっている。また, A区海面気圧が正(または負)の偏差を維持する時間が長ければ長いほど, 赤道海水温の偏差が負(または正)を維持する時間も長い。たとえば, '61年以前のA区海面気圧は本質的には負の偏

差であるが、この期間の赤道海水温の偏差は明確に正になっているし、'73~'75年の3年間はA区の海面気圧は正で、このときの赤道海水温は負の偏差を示している。

このほか、さらに細かく観察すると、A区の海面気圧の変化に対して赤道海水温が遅れて変化する傾向を見いだすことができる。この二つの要素（N = 240）の同時及び降下後の相関を計算した結果（図は省略）、A区の気圧が赤道海水温よりも2か月ほど先行する。相関係数は最大 $R = -0.57$ となる。これは0.001以上の信頼度がある。

上述の結果、北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温の経年変化には関連性があることが明らかになった。赤道海水温の変化は、南太平洋亜熱帯高気圧の規制をうけるほか、北太平洋亜熱帯高気圧の規制も相当にうけている。つまり、A区内で強まったり、弱まったりすると、それからおよそ2か月後には赤道海水温が低下あるいは上昇を開始する。

赤道海水温の偏差が正あるいは負の最大値になる前の2か月~3か月における北太平洋海面気圧偏差の平均的分布は基本的には相反するものである（図は省略）。この最大の差異は北太平洋北部と東部の広大な地区に存在する。海水温が正の最大を示す月の前に、ここでは極めてはっきりとした負であり（高気圧の勢力は弱い）、負が最大になる月の前には大変はっきりと正になっている（高気圧の勢力は強い）。そしてこれとは反対に赤道付近では、海水温が正（あるいは負）の最大を示す月の前の気圧変化の特徴は不明確である。これによっても異常気圧分布がその後の赤道海域の海水温の昇・降温に係る異常な気流の原因となっていることがわかる。

図3はマーシャル島（7°05'N, 171°23'E）の850 mb 東西風成分偏差と赤道海水温偏差の変化曲線である。これによると、赤道海水温が低下するときは基本的には赤道東風が強まる時期であり、赤道海水温が暖まるときは基本的には赤道東風が弱くなる時期であることがわかる。この相関は、最大0.71にも達する。これにより、赤道東風とこの地域の海水温とは非常に密接な関係をも

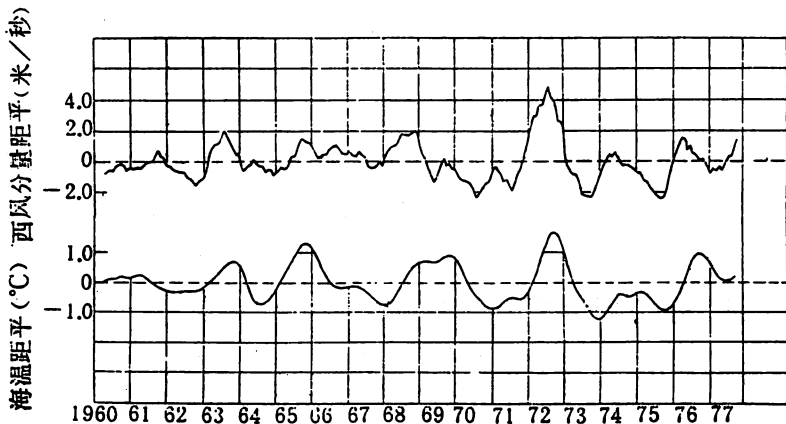


図3 馬朱羅島 850 mb 東西風分量距平和赤道海温距平的变化曲線
(6か月滑劫平均)

つことがわかる。これは上述の解析結果とも一致する。

以上の解析から、北太平洋亜熱帯高気圧の異常が赤道海水温に与える影響が顕著なのは、主として風によって起こるものであるという結論が得られる。つまり、亜熱帯高気圧が強くなると赤道の東風を増強するほか、一方では赤道東部の西向き海流の速度を増加させ、カリフォルニア寒流とペルー海流の赤道東部への補充水流も加速させる。また、別の面では赤道海洋の低層の冷水が湧昇して赤道地区の海水温を低下させる。逆に、北太平洋亜熱帯高気圧が弱いときには赤道東風は弱まり、上述の現象も弱まるか、あるいは中断し赤道地区の海水温は上昇する。

(2) 赤道海水温の亜熱帯高気圧へのフィードバック作用

我々ここでは赤道海水温と北太平洋亜熱帯高気圧およびアリューシャン低気圧の相互作用について述べる。

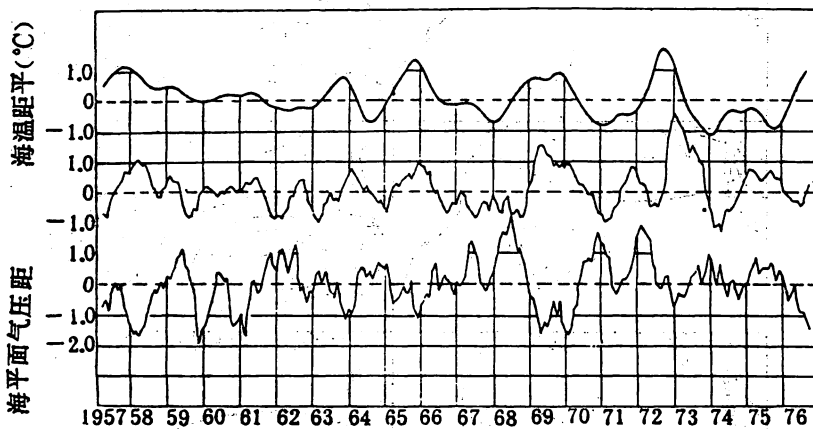


図4 東太平洋赤道地区海温距平和B区(中)、C区(下)海平面気圧距平の多年変化曲線(6か月滑動平均)

図4は赤道海水温の偏差と、B、C両区の海面気圧偏差の経年変化曲線である。B区(C区)の曲線はその区域内19個(11個)の格子点の平均値をとった。赤道海水温とB区海面気圧の変化の傾向は非常に一致していて、大きな波動を持つこととか、大そうよく似た関係を持っていることだけでなく、比較的小さい変化にも類似点があるということが見出される。もう一つの現象はB区の気圧偏差の変化は、相当する赤道海水温に対して明らかに時間差がある。この二つの時間序列(N = 240)の同時及びおくれ相関の計算によると、B区の気圧の低下が赤道海水温より4か月前後遅れる場合の相関係数の最大は $R = 0.66$ で、この信頼度は0.001である。すなわち、赤道海水温が上昇(下降)を開始すると、平均約4か月後にB区海面気圧も上昇(下降)を始める。そこで、我々は太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温の相互作用はそれぞれ最も敏感な区域を持っていることを指摘したい。赤道海水温にとって重要なのはA区の気圧すなわち高気圧中心強度の規制であるし、亜熱帯高気圧への赤道海水温の影響は、主としてB区すなわち対流圏中層亜熱帯高気圧中心地域で

これをみると、各相関域の位置、範囲と相関程度の変化が極めて規則的であることが分かる。上昇を開始する11, 12か月前には、北太平洋の40°N以南では負相関になるが、その中で0.001の信頼度を持つ区域は1か所あり、これはおおよそ15°~25°N, 140°~160°W付近にあたる。ただしその範囲は比較的小さく中心の相関係数も-0.34とあまり大きくない。その後は時間の推移にしたがってこの負相関域の範囲はますます大きくなり、特に東西方向に大きく広がって位置はやや北に移動する。中心の相関係数は上昇9か月前は-0.41で5か月前は-0.49に達する。2~3か月前になると最大値-0.55が現われる。このときの相関場の状況にははっきりと変化がみられ、北太平洋中部には広く正相関が、またアリューシャン低気圧地域には負相関が出現している。これら各点の相関係数はすべて0.001の信頼度に達している。このほかに有意な現象としては、このときの東部の負相関域の相関程度は最大に達しているが、中部の正相関域の出現と拡大とによって、その位置と範囲はいくらか東に移動しかつ縮少している点が挙げられる。このあと、北太平洋中部の正相関とアリューシャン地域の負相関域はますます拡大し、中心の相関係数はますます高くなる。しかし、その位置は終始あまり変わらず、東部の負相関域は漸減の傾向になる。降下後2か月では、中部正相関域中心の相関係数は0.59に達し、アリューシャン地域の負相関は最大 $R = -0.56$ に達する。4か月になると中部正相関域の範囲と強度が $R = 0.65$ と最大に達し、アリューシャン地域の負相関域もまた衰弱しはじめる。6か月になると、この三つの相関域はすべて減衰し、9か月には、北太平洋にある数個の点の相関係数が0.001の信頼度に達するに過ぎない。

以上のおくれ相関場の逐月変化解析の結果を根拠にして、我々は初めて北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温の相互作用を説明する可能性を見出した。すなわち、もし北太平洋亜熱帯高気圧がA地区付近にあって異常に発展するときは、赤道東風が強くなり、冷水の流れと躍動が増強して赤道の冷水帯は広がる。この結果 Hadley 循環の上昇域では海洋に対する大気加熱量が減少し、Hadley 循環が弱まり、北太平洋亜熱帯高気圧自体の勢力も弱くなってB区の海面気圧は下降する。これと同時に、B区の気圧が低くなればなるほどその影響は東に伝わって東部A区の気圧もまた下降を始める。このほか、C区の気圧上昇によってこの亜熱帯高気圧北側西風帯の気圧傾度は減少して西風は弱くなる。逆に Reiter の提示によると赤道風が弱まると、冷水流の躍動を弱めて赤道海水温を上昇させる。そして Hadley 循環上昇海域に対する加熱量が増加するため Hadley 循環は強まり、北太平洋亜熱帯高気圧も勢力を増してB区の海面気圧は高くなる。このように両者はフィードバック機構を形成している。この過程は開始から終息までおよそ22か月かかるが、これは北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温が共有する3.5年周期の約半分の時間に当たる。このほか、全部の過程の中で赤道海水温がA区海面気圧を調整する時間は比較的是やく、平均2か月前後であり、B区の海面気圧が赤道海水温を調整する時間は比較的緩慢で平均約4か月前後で合わせて6か月である。

5. まとめと検討

以上解析した事実から、我々は次のようないくつかの見解のいとぐちをみつけた。

- (1) 東太平洋赤道地域は南北赤道海流の存在する海域であって、ペルー寒流といっしょになって南太平洋亜熱帯高気圧の東方と北方に移動する。このことから一般に、その海域の海水温変化は南太平洋亜熱帯高気圧の規制をうけると理解されている。この論文で解析した結果では、北太平洋亜熱帯高気圧に対する赤道海水温もまた同じように重要な作用をそなえていることが明らかである。
- (2) 海気相互作用はそれぞれ最も敏感な区域を持っている。赤道海水温に対しては、北太平洋についていえば、重要なのはA区の亜熱帯高気圧の規制をうけること、そして赤道海水温の亜熱帯高気圧へのフィードバックである。これは、B区すなわち対流圏中層の亜熱帯高気圧中心付近の地域に現われる。これはA区の高気圧と赤道東風との関係が非常に密接であり、B区は Hadley 循環で最も沈降する地域であることに原因する。
- (3) 北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温の間には絶えず相互作用がある。高気圧の異常は赤道海水温の異常をひきおこすことができるが、これと同様に赤道海水温の異常もまた高気圧の変化に影響を及ぼしているという因果関係もある。しかし、この過程が乱れるような時は矛盾する結果になることも全くないわけではない。我々が解析してきたところでは、この過程が始まったときに、もしある種の原因でA区の高気圧に異常が発生し、すなわち赤道海水温が主にA区の高気圧の影響を受けても、このときの赤道海水温が高気圧に対して調整する段階にあると、高気圧による影響は、不明瞭になる。したがって、一連の過程は反対方向に発展して赤道海水温が徐々に支配力を持ち始める。このように赤道海水温が矛盾した作用をするなかで重要なのはB区の気圧が赤道海水温を調整する段階である。

調整の時間は、解析によれば赤道海水温がA区の気圧の影響をうけるのは平均約2か月後、B区の気圧が赤道海水温の影響をうけるのは平均4か月後である。前者は後者に比べて速い。以前に Namias は、海水温は同じあるいは次の季節の海面気圧と明確な相関を持つが、海面気圧と次の季節の海水温との相関は同時の海水温と比べて小さいと指摘している。これについては、上述の影響する時間が異なることと関係があるといえる。

- (4) 最後に我々は北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温相互作用が可能になる過程の一つを提示する、すなわち、北太平洋東南部A区の高気圧の勢力が強くなる（あるいは衰弱する）と→赤道東風が強（弱）くなる→赤道東部海水温は下降（上昇）する→ Hadley 循環減衰（増強）→北太平洋中部亜熱帯高気圧減衰（増強）、B区の気圧が下降（上昇）してその勢力が東に向かって発展すると→A区の高気圧は減衰（増強）する。これらの相互作用は一種の相互制約の負のフィードバックを形成している。この過程は全部では22か月前後であり、これは北太平洋亜熱帯高気圧と赤道海水温が共有する振動周期3.5年の約半分の時間に相当する。

北太平洋海面水温の異常と黒竜江省の 夏季低温との関係およびその長期予報

許致遠, 白人海, 魏松林

黒竜江省気象科学研究所

(海洋学報, Vol 4, No 2, Mar., 1982)

抄訳 板倉吉直*

1. は し が き

黒竜江省は我が国で最北部の省であり、夏季の気温の高低が農業生産に及ぼす影響は極めて大きい。1960年代後半から1970年代にかけて、平均して3～4年に一度ずつ夏季低温による冷害があり、それも厳しい低温であったため農業生産地帯では大幅な減産となった。ところで、北太平洋の海面水温の変化を分析すると、海面水温が黒竜江省の気温に直接影響することは明らかである。そこで、北太平洋海面水温の異常変化を研究すれば黒竜江省の低温冷害の長期予報に対して希望の持てる一つの方法を提言することが可能である。

2. デ - タ

文中に用いたデータは1951～1978年のものであるが、黒竜江省の気温は省内18か所の測候所の気温を平均してある。海面水温は中国科学院編集のデータを採用したが、このほか月平均500mb等圧面高度および海上の気圧は東北部冷害対策班が整備したものである。

文中でいくつかの特長あるものについて説明する。

E - 東太平洋赤道海面水温の偏差強度: $5^{\circ}\text{N} - 10^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\text{W} - 180^{\circ}$ の区域内の 5° ごと格子点の海面水温偏差, $1^{\circ}\text{C} \leq$ 及び $1^{\circ}\text{C} \geq$ の正・負格子点数の合計

D - 太平洋北部 ($30^{\circ}\text{N} - 50^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E} - 150^{\circ}\text{W}$) の海面水温偏差強度。求め方はEと同じ。

M - 海面水温偏差の経度方向の水温差 $M = E - D$

K - 標準化した黒竜江省季節気温の偏差, すなわち $K = \frac{\Delta T}{\sigma}$, ここで分子の ΔT は気温偏差, 分母の σ は気温の標準偏差を示す。Kの季節値は, Kの月値の3か月平均から得られる。気温偏差の標準化は, 気温偏差の季節的相違を消去してあるから各季節の相互比較に便利である。

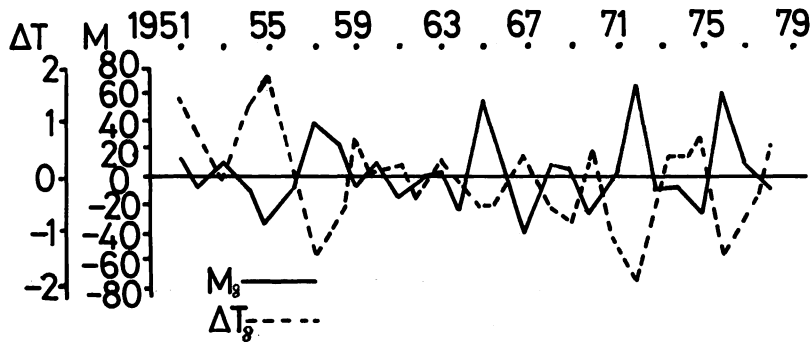
ΔZ - 冬季 (12月～2月), 低緯度 ($10^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E} - 90^{\circ}\text{W}$) の500 mb 等圧面高度偏差平均。

ΔC - 冬季東太平洋漂流区 ($35^{\circ}\text{N} - 40^{\circ}\text{N}$, $170^{\circ}\text{W} - 145^{\circ}\text{W}$) 海面水温偏差の平均。

*元気象庁図書資料管理室

3. 北太平洋海面水温の異常と黒竜江省の低温との関係

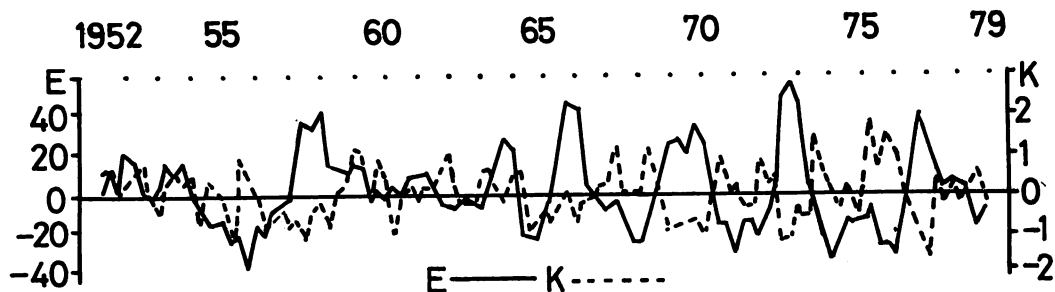
最近の研究で明らかになったのは、海面水温は大気に明らかに影響を与え、大気と海面水温とは相互に作用するという点である。黒竜江省は我が国の東北部に位置し、東は北西太平洋に臨んでいるから低温の空間分布は東アジア-北西太平洋の広大な範囲と一貫した関連があり、夏季における低温の形成は北西太平洋の海面水温の異常と一定の関係があると考えられる。太平洋の海面水温偏差には明確な緯度分布があり、文献(1)ではこれに論及している。海面水温偏差の経度方向差 $M > 0$ の時、東太平洋の低緯度や赤道地区の海面水温は正偏差で、北西太平洋の海面水温は負偏差になる。このような海面水温の状況下では、北西太平洋海面水温の負偏差は東北部上空の空気柱の収縮下降に対応し、等圧面が下降して黒竜江省に低温が出現する。これに反して、 $M < 0$ のときには、東太平洋の低緯度や赤道地区の海面水温は負偏差、北西太平洋では正偏差となり、東北部の等圧面は上昇するので、黒竜江省の気温は高くなる。この関係を図示すると第1図になる。



第1図 黒竜江省の8月平均気温 (ΔT_s) と同月の海面水温の経度方向差平均 (M_s)

第1図は黒竜江省の8月の平均気温 ΔT_s と、同じ時期の海面水温の経度方向差平均 M_s を時系列で示したものである。両者の間には極めてはっきりした負相関が見られる。相関係数は -0.735 、夏季の全期間である6~8月の相関係数は -0.509 で、それぞれ危険率 0.001 と 0.01 の信頼度がある。

東太平洋の赤道海面水温強度 E は、北太平洋の経度方向の水温差の変化の中で主導的位置を占めている。 E と M とは相関があり、6~8月の各月の相関係数はそれぞれ、 0.879 、 0.854 及び 0.902 に達する。このことから、我々は黒竜江省の夏季の低温の問題と東太平洋赤道海面水温の E との直接の関連をとらえることができる。東太平洋の赤道海面水温が異常に高くなると、黒竜江省では夏季に低温となり、海面水温が異常に低ければ黒竜江省の夏季の気温が高くなるというのがまず得られた結論である。ところで、東太平洋赤道海面水温の偏差は大変良好な持続性を持っており、一般の状況下では海水の異常高温が春季に出現すると次の年の春まで継続するから持続期間は1年前後となるが、1968年には1年半に達した。これに対応する黒竜江省の低温もまた1年あるいはそれ以上持続している(第2図)。第2図には各季節を単位にして1951年以来の E と K を時系列で示

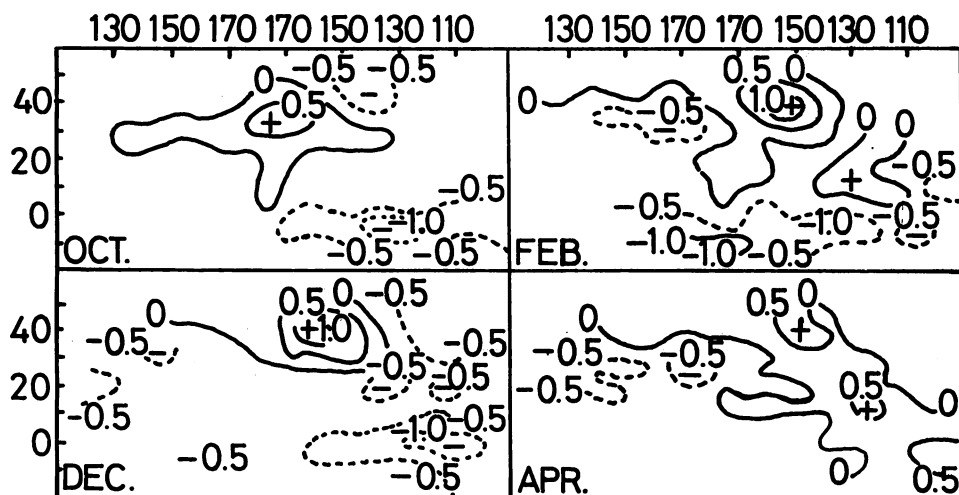


第2図 東太平洋赤道海面水温偏差強度 (E) と黒竜江省季節平均気温偏差 (K)

したが、この図から黒竜江省の厳しい低温と東太平洋赤道海水の異常高温との対応を見出すことができる。この種の現象は1951年以降に5回あった。1957, 1965, 1968～1969, 1972及び1976年の5回である。このように分析してみると、黒竜江省の夏季の低温は単なる1シーズンのような短期間の現象ではなくて、1年以上の長期低温過程の一部であり、東太平洋赤道海面水温の異常に関連して発生するものと考えてよく、東太平洋赤道海面水温の各種振動周期および海面水温の異常が出現する前の海洋と大気の特長が夏季の予報の重要な手がかりとなる。

4. 東太平洋赤道域海面水温異常変化の前兆的な海上気象の特長

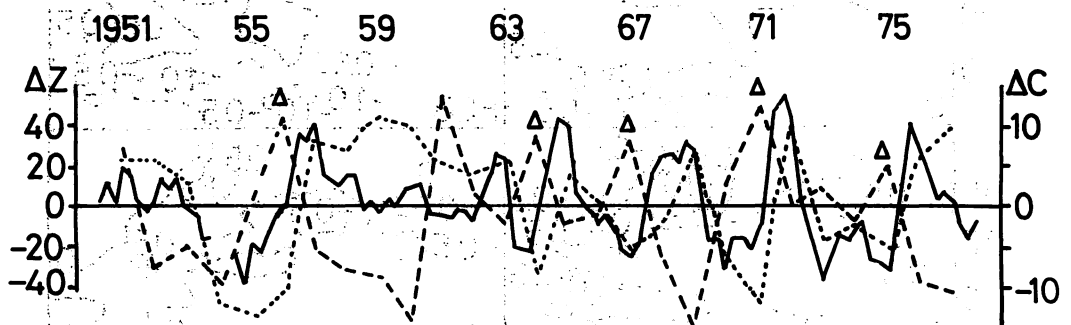
東太平洋の赤道海面水温が低温から異常な高温に転じると、北太平洋の海面水温偏差は $M < 0$ から $M > 0$ に変わり、また北部正・南部負偏差の海面水温の場合は北部負・南部正偏差に転換する。このことから考えると、北太平洋の海面水温偏差の場合は海流の方向変化と一定の関係を保っているといえる。第3図は、これまでにとり上げてきた1951年以来5回の異常高温以前の各月の海面水温



第3図 東太平洋海面水温の異常高温に先行する各月の太平洋海面水温偏差合成図
(合成年；1956-57, 1964-65, 1967-68, 1971-72, 1975-76)

偏差合成平均図である。この図によれば次のような変化過程がわかる：秋季の10月の海面水温偏差分布は南負・北正つまり経度方向の水温偏差の差は $M < 0$ である。東太平洋赤道区域がすべて負になると、負の中心の平均は -1.3°C に達して西風漂流区に正の偏差が現われ、中心強度平均は 0.8°C になる。：冬季12月には変化はあまり大きくない。やはり負の傾向差が主となり、北部の正偏差の中心は漂流区に沿って東方に10数度移動し、強度は 1.1°C になる。2月には、西風漂流区の正偏差は引き続き東に移動しながら強度を増す。これと同時にカリフォルニア海流が図中の東南の隅の正偏差区に現われ、西太平洋の負偏差も極めてはっきりとする。全体的な海面水温偏差の場は西負・東正偏差の分布に次第に変更することがはっきりして来る。：春季の4月には、経度方向分布をみると東太平洋の正偏差は極めて大きな範囲を占めている。北部に発生したカリフォルニア海流は南下して東太平洋の赤道に到達して、海面水温正偏差のはっきりした経路を形成している。東太平洋赤道海水の異常高温はこの正偏差の移動に直接の関係があるものと考えられる。したがって、東太平洋赤道海面水温の昇温が続くと漂流区の偏差は減衰して最後には負偏差と交代し、海面水温偏差の北負・南正の分布を次第に形成してくる。すると、これに対応して黒竜江省には低温現象が出現し始める。

上述のとおり、海面水温の変化を知れば、冬季の東太平洋漂流区の正偏差の出現と、東太平洋赤道域海面水温の異常高温予報ができる可能性がある。第4図の中の ΔC の値は冬季の東太平洋漂流区海面水温偏差の平均値である。1951年以降、 ΔC の極値が $\geq 5^{\circ}\text{C}$ であった年は7年あるが、その中の5年は次の年の海面水温がすべて異常高温となっている。しかし、1951年と1961年の両年は、冬季の ΔC がはっきり 5°C と大きい値であるのに、次の年の春季には異常高温は出現せず第3図のように海面水温偏差は平坦で、東太平洋の赤道海面水温が異常を示す様子は全く見られない。その原因を分析すると、海面水温の変化には海流の方向による偏差という要因のほかにもいくつかの因子の影響がある。たとえば低緯度の気圧気場や風の場の影響もまた重要である。海洋と大気の関係についてある人は次のように解釈している。東太平洋赤道区域については、北太平洋低緯度



第4図 東太平洋赤道海面水温偏差強度 (E, 実線), 冬季(12~2月)東太平洋漂流区海面水温偏差 (ΔC , 破線, $^{\circ}\text{C}$), および冬季低緯度の500mb等圧面高度偏差 (ΔZ , 点線, m). Δ で示した年には ΔC (ΔZ)は極大(小)となり、翌年のEは上昇している。

海面の気圧が高くなると赤道トラフの北側では東風が強くなって海水の流れが拡散して海水の湧昇流が多くなり、このため海面水温が低下する。相反する状況としては、低緯度の海面の気圧が低下することにより、赤道海水の昇温が有利になるというものである。この種の解釈は、相関分析することにより特定の法則が得られる性質のものであるが、我々は、かつて冬季の北太平洋低緯度地区（ $10^{\circ}\text{N} - 20^{\circ}\text{N}$ ， $140^{\circ}\text{E} - 90^{\circ}\text{W}$ ）の海面気圧偏差と東太平洋赤道海面水温変化の相関係数を計算した結果 -0.50 を得た。この信頼度は 0.01 である。このように、冬季の低緯度海面気圧強度は春季の東太平洋赤道海面水温の変化と関連性がある。これは冬季の低緯度地区 500 mb 等圧面の高度偏差と同区域の海面気圧偏差の変化のすう勢が一致するからだが、これによって冬季低緯度地区 500 mb の高度偏差と東太平洋赤道海面水温との関係も逆相関となり相関係数は -0.61 となる。この信頼度も 0.01 に達する。実際のデータによると、低緯度地区の気圧が低いのは赤道海面水温の高温だけが原因ではないことが証明されている。1951年以降春と夏の間には1回だけ発生する赤道海面水温の異常高温は、すべて先行する冬季に低緯度地区における気圧が低下するという状況下で出現している。しかし、1951年と1961年は全く反対で、低緯度地区の気圧が正偏差で、赤道海面水温低下の原因が起きたため、異常高温は出現不可能となっている。

上述の関係をまとめて第4図を作成した。図の中の気圧場として我々は 500 mb 低緯度地区の平均高度偏差 ΔZ を採用したところ、明らかに次の二つの条件に符合した。すなわち、冬季 $\Delta Z < -20\text{ g.p.m}$ ， $\Delta C \geq 5^{\circ}\text{C}$ であれば、次の年の赤道水温は異常に高くなり黒竜江省には冷夏が発生する。もしも冬季の ΔZ が正偏差であれば、東太平洋赤道海水は常温あるいは高温を保持し、翌年の春に低温に転じて黒竜江省の夏季低温冷害は起こらない。このような予報は第4図を見るとかなり明確に言える。

5. む す び

黒竜江省の気温変化と北太平洋海面水温との直接関係は、東太平洋赤道海水の異常高温に際して黒竜江省では対応する低温が出現することでわかる。この種の低温状況は1年以上持続するから夏季低温冷害は低温状態全期間のわずか一部分であるといえる。

東太平洋赤道海面水温の異常変化は、冬季の低緯度地区気圧強度と北太平洋海面水温移動とに関係がある。冬季に低緯度地区の気圧が低ければはっきりした負偏差が現われる。また冬から春にかけての北太平洋海面水温の正偏差は海流に沿って東太平洋赤道地区に向う特長が見られる。つまり、春、夏には東太平洋の赤道海面水温が異常に高くなり、そして黒竜江省に低温が出現することになる。また、低緯度の気圧が冬に高いと、次の年の太平洋赤道海面水温は常温を保つか、あるいは高温となる。これは春になると終結し、このため黒竜江省に夏季の低温冷害は現われにくい。

流水面積と三陸沖海水温・夏季気温の関係

大 川 隆*

1. ま え が き

オホーツク海の流水と海況および北日本夏季気温の関係についての研究は、明治年間以来数多くなされてきた。それらの研究のほとんどは「流水は春の融水で親潮の勢力を強め、それによる三陸沖の低温水が北日本の凶冷に関係する」との考え方のもとに進められてきた。しかしこれまで流水勢力の有効な指標を得ることが出来なかったため、肯定的または否定的いずれについても明確な結論は得られていない。赤川（1980）は1966年以後の気象衛星資料を用いて、オホーツク海の流水面積が大きい年には北日本暑夏年が対応していることを指摘し、西山（1982）も流水面積と三陸沖水温の間に+0.51の相関を得ている。筆者も相関解析的手法による動気候学的視察を試み、一つの知見を日本気象学会秋季大会（1982年10月）でのシンポジウム「海水と気象」の中で話題として提供した。その概要は天気（第30巻3号）に掲載される予定である。今回、グロスベッター編集者から当誌への投稿を要請されたので、天気編集委員会のお許しを得てその一部を以下に再録した。また新たに季節予報的見地からの検討を加え、1979年以後の海況異常については鮭の鱗からみた事実を提示し、検討を行なった。

2. 流水面積、海水温、北日本気温の各指数の定義

ここでいう流水面積（PIAと略記）とは、オホーツク海における流水面積の各年の冬期間の最大値を 10^4 km^2 単位で示したものであり、第1表にみるように現在までのところ、1968年の94.5を最小に1978年の147.8を最大とする範囲内にある。

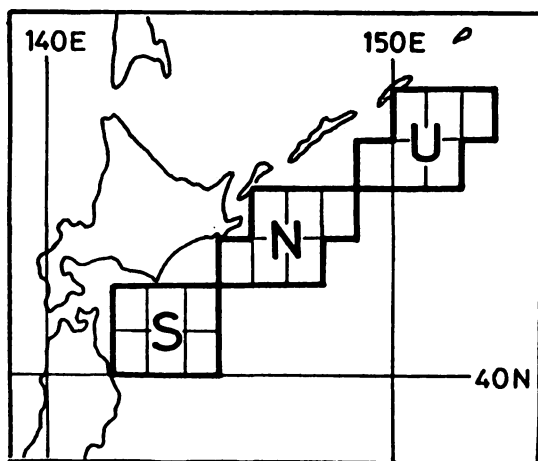
流水融解水の太平洋への流出はその大部分が北ウルフ水道を経由するといわれている。このため海面水温の指標としては第1図に示したU、N、Sの各緯度経度1度柵目6個の海域の平均海面水温をとり、これらをU-SST（ウルフ沖）、N-SST（根室沖）、S-SST（三陸沖）と表示することにする（第2表）。

北日本気温の指数としては北海道南西部から東北地方三陸沿岸にかけての11気象官署（寿都、札幌、室蘭、苫小牧、浦河、森、函館、青森、むつ、八戸、宮古）の月平均気温の平均値をとり、これを T_{11} と表示することとした。これら11官署は、1978年までの資料による予備解析でPIAと8月平均気温の相関が室蘭を除き+0.7以上であったこと、およびS-SSTが直接的に影響し得る地点ということを考慮して決定した。

* 札幌管区気象台

第1表 北日本11官署平均気温 (T₁₁) と流水面積最大値 (PIA)

	北日本11官署平均気温 (T ₁₁) °C								×10 ⁴ km ² PIA
	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月		
61	7.6	12.3	16.1	20.4	21.8	19.8	12.2		
62	7.9	12.6	15.6	19.9	21.3	18.0	10.7		
63	7.1	11.9	14.7	19.1	21.6	16.6	11.5		
64	6.5	11.9	15.3	18.5	21.2	16.3	10.4		
65	4.8	11.0	15.0	17.5	21.2	17.7	11.5		
66	5.9	11.4	14.2	18.0	21.1	16.6	12.9	127.6	
67	6.6	12.6	15.6	20.2	21.8	16.9	11.4	142.5	
68	6.3	10.2	14.6	19.7	20.5	17.5	10.1	94.5	
69	6.4	11.0	14.6	19.5	20.5	17.0	10.7	121.8	
70	5.8	12.4	15.5	19.8	21.1	17.9	12.2	117.7	
71	6.3	10.2	14.1	19.1	20.7	16.2	11.2	110.5	
72	7.0	11.8	15.8	19.8	21.7	17.7	12.6	125.0	
73	7.3	11.7	14.6	19.8	23.2	18.0	11.7	136.8	
74	6.7	11.6	14.5	18.3	21.3	17.7	11.5	116.5	
75	8.3	11.9	15.1	19.5	22.4	19.3	11.8	125.8	
76	6.2	11.7	14.9	19.3	19.3	16.6	11.5	97.5	
77	5.7	10.6	14.6	20.1	20.2	17.8	12.2	128.7	
78	5.7	11.2	16.4	22.3	22.8	17.3	10.8	147.8	
79	4.8	10.2	16.2	18.1	21.1	17.3	13.5	145.6	
80	5.1	11.5	16.6	17.7	18.2	16.9	11.8	139.2	
81	7.0	9.7	13.0	19.8	20.6	16.3	11.5	124.9	
82	5.8	11.8	14.7	18.6	21.7			125.4	



第1図 月平均海面水温算定海域

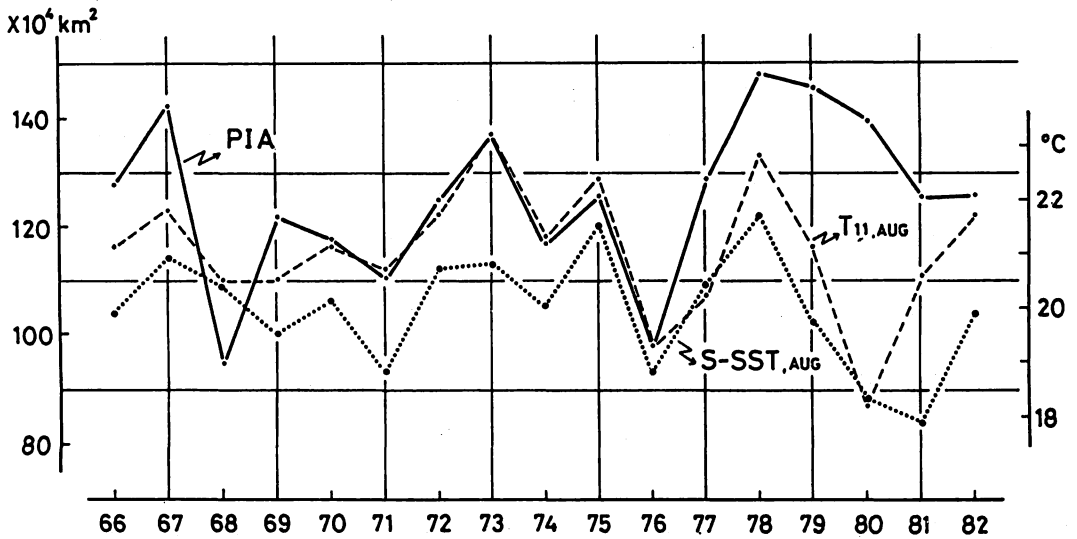
第2表 ウルップ沖(U), 根室沖(N), 三陸沖(S)の月平均海面水温(°C)

	U-SST							N-SST							S-SST						
	4月	5	6	7	8	9	10	4	5	6	7	8	9	10	4	5	6	7	8	9	10
1961		2.9	5.5	10.0	14.7			4.2		13.4	16.8	16.2			6.5				21.4	21.0	
62				10.8	12.5	13.1														19.9	
63							11.1				17.3										16.1
64		4.2		9.0	11.1	10.6	9.6	5.8		14.4	14.0			7.5					19.4		
65		3.8	5.9	8.6	12.0	12.3	10.9	4.3		14.7	15.6	13.1							19.7		
66	2.0	2.6	4.7	7.6	12.9	10.9	(10.2)	2.7	3.3		14.7			5.5	8.2				19.9		
67	2.1	3.5	6.0	8.9	11.8	13.4	10.1	2.3	5.2	8.1	12.7	16.7	16.5	12.4	6.2	11.5	14.1	17.8	20.9	19.7	
68	2.4	4.1	7.3	10.2	12.5	11.3	9.7	2.9	5.4	9.8	13.7	16.3	14.6	11.6	4.8	8.3	11.8	17.4	20.4	17.9	15.5
69	2.1	3.0	4.6	9.5	10.4	10.7	7.2	3.1	5.9	7.7	13.1	14.8	15.1	11.3	6.7	8.7	10.8	15.6	19.5	17.9	15.6
70	1.5	3.7	5.0	8.1	11.2	11.8	8.2	2.2	5.3	8.2	11.8	14.9	15.7	12.3	4.0	9.2	13.3	17.2	20.1	19.7	17.3
71	2.4	2.8	5.8	9.1	10.7	10.9	8.9	2.8	3.4	8.0	11.9	14.5	13.7	12.1	3.7	5.9	12.5	17.0	18.8	18.2	15.3
72	2.1	3.1	6.3	9.1	12.3	11.7	10.0	3.0	4.8	9.3	11.8	15.8	15.6	12.4	6.3	10.1	13.8	17.7	20.7	20.2	16.9
73	1.8	3.2	6.3	9.5	11.9	11.6	10.7	3.3	5.0	10.5	13.2	14.7	15.7	14.3	5.1	8.1	12.8	18.1	20.8	19.8	16.2
74	3.0	3.6	6.2	8.5	12.2	11.2	9.4	3.6	4.5	7.5	11.1	14.8	14.1	12.7	5.2	7.9	11.7	16.6	20.0	19.5	16.1
75	3.7	3.7	5.8	8.7	12.2	13.0	10.8	4.2	5.2	8.3	11.4	16.5	15.6	13.1	6.4	9.5	13.1	16.8	21.5	20.7	17.6
76	2.2	3.0	4.8	8.5	11.4	11.2	8.8	3.2	3.8	7.7	11.8	15.0	14.5	12.2	4.5	8.0	13.2	15.6	18.8	18.9	15.9
77	1.7	2.6	5.9	9.0	11.8	12.8	9.6	2.7	4.0	7.4	13.0	16.3	16.4	13.1	5.5	7.9	12.6	17.5	20.4	19.1	17.3
78	1.5	2.8	6.1	10.9	13.6	12.0	9.5	2.2	4.9	8.8	15.4	17.3	16.0	12.9	4.5	8.0	12.0	19.4	21.7	19.4	15.7
79	1.7	2.7	4.6	7.6	10.4	10.1	8.0	2.5	3.7	8.7	11.9	15.6	15.5	12.4	5.3	6.8	12.3	15.5	19.7	19.5	18.6
80	1.7	2.7	4.5	8.3	12.0	12.7	9.6	2.7	3.7	6.3	11.3	13.7	14.4	12.6	5.7	8.0	13.1	15.7	18.3	18.6	16.0
81	1.8	3.1	4.7	8.8	12.5	10.8	8.7	2.1	3.5	6.4	10.4	14.5	14.0	11.7	4.2	7.0	10.5	13.5	17.9	17.9	15.7
82	2.5	3.8	6.0	9.6	12.7			3.2	5.6	9.5	12.4	15.8			4.3	8.1	12.4	16.5	19.9		

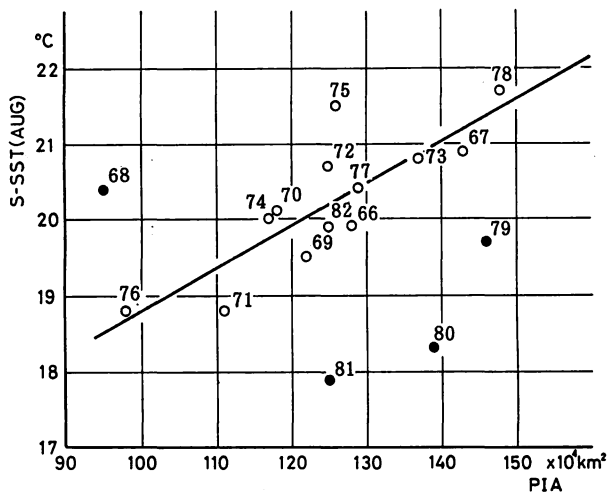
3. 流水面積と海面水温, 気温の対応

第2図は1966年から1982年までの年々のPIAと8月の T_{11} と三陸沖水温(S-SST)の対応をみたものである。PIAと T_{11} は1970~1976年の7年間は極めて良く対応しており、相関係数も+0.987となっている。しかし、この関係も1979年以後は急激に悪くなっている。PIAとS-SSTの対応は T_{11} のように極端に良い期間はないが、平均的に良く対応しており、特に1979年以後はS-SSTの方が良い。

北日本の暑夏年、冷夏年はほとんど亜熱帯高気圧の半球的な動静に支配されることからみて、1970~1976年のPIAと T_{11} の高相関は晩冬のオホーツク海の流水勢力がこのように8月気温を規制すると考えるのは無理である。これら双方の現象を支配している大気環流の影響がたまたまこのようになったとみるべきである。しかし、PIAとS-SSTのゆるやかな対応は流水勢力の海水温への影響を示唆するものである。そこでPIAとS-SSTの間の相関分布図を描き、第3図に示



第2図 海水面積最大値 (PIA), 8月の三陸沖水温 (S-SST), 北日本気温 (T₁₁)の年々変化



第3図 海水面積最大値 (PIA) と8月三陸沖水温 (S-SST) の間の相関分散図

した。

第3図で黒丸で示した4か年について先ず検討する。第2表を見ていただこう。1968年の海面水温はU-域では4月~7月は最近の17~18年間ではかなりの高温とみられる高水温域があり、N-域でも5月と7月が顕著な高温となっている。月平均海面水温図でも、6月は千島東方海域を中心に異常な高水温偏差が現われた年である。1979, 80, 81の各年については、U-域では6月、N域では7月に顕著な低水温が出現している。しかし、この3か年は、アリューシャン列島の南

沖から三陸沖にかけて時には北米沖にもわたって広域異常低水温が卓越した年である。以上の考察から第3図の黒丸で示した4か年はレジオナル・スケールまたはセミ・プラネタリー・スケールの海況異常があった年である。オホーツク海の流水と三陸沖水温の関係というローカル・スケールの問題を論ずる際には、この4か年を除外して考えた方がより目的にかなったモデルが得られよう。

そこで、第3図の白丸の13か年についてPIAと8月のS-SSTの関係をみると、問題は全く整理されて、相関係数も+0.827と著しく高くなった。参考までに回帰式を(1)式に示しておく。

$$S-SST (AUG) = 13.14 + 0.05665 (PIA) \quad (1)$$

以上の議論は8月のみの三陸沖水温と気温についてなされている。他の月やU、Nの海域ではどのようなになっているかをみたのが第3表である。PIAと各月 T_{11} 、各月各海域のSSTの間の相関係数を求めたもので、各欄の上段の数値は1966年から82年までの全資料を使用した値であり、下段のそれは第3図に黒丸で示した広域にわたる海水温異常年4か年を除いて計算したものである。

第3表 海水面積最大値 (PIA) と各域水温 (SST) および北日本気温 (T_{11}) との相関係数 (1966~82年)

	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
U-SST	- . 375	- . 415	- . 204	- . 051	. 139	. 292	. 166
	- . 289	- . 038	. 468	. 504	. 558	. 527	. 464
N-SST	- . 312	- . 038	- . 017	. 203	. 206	. 560	. 464
	- . 335	. 360	. 426	. 700	. 646	. 755	. 452
S-SST	. 121	. 160	. 149	. 213	. 299	. 402	. 406
	. 036	. 401	. 066	. 801	. 827	. 359	. 133
T_{11}	- . 215	. 163	. 500	. 143	. 364	. 106	. 406
	. 037	. 181	. 482	. 577	. 758	. 243	- . 068

(上段：含海水温異常年 n = 16, 17)

(下段：除 68, 79, 80, 81 年の海水温異常年, n = 10~13)

これによると、4月のU-域、N-域では上段、下段とも負相関となっている。流水面積の大きい年は、それだけウルフ島沖、根室沖への流水そのものや融氷水の流出が多く、この海域の海面水温も低くなることを示している。しかし、6月から9月にかけての夏季の各月は正相関に転じるが、その数値は下段の方が著しく大きくなっている。第3図にみられたPIAとS-SSTとの間の+0.8以上の高相関は7月についても成立しており、海水温異常の年を除いては流水面積が大きいと盛夏期の三陸沖水温は高温となっている。根室沖では7月から9月にかけて0.7前後の正相関が持続していることも注目に値する。

さて、三陸沖に流出した融氷水が夏に向かって高温に転ずる物理機構について、現在海洋関係者の間で支持されている考え方を述べておく。

春季に北ウルフ水道から太平洋側に流出する融氷水は、親潮の第1分枝を形成して三陸沿岸に南西進し、三陸沖の潮ざかいで東進または沈降する。しかし、融氷水は、黒潮に比べて塩分濃度の小さい親潮水系一般の中でもなお一段と塩分濃度が小さい値となっている。このため、融氷水は低温の割には軽く、海水層の上下の混合をおさえている。これに日射による昇温が加わり、融氷水域の海水成層はますます安定化し、日射で昇温した表層水は三陸沖に滞流するわけである。

しかし、筆者の網走での勤務経験から考察するに、オホーツク海の融氷水はプランクトンの多さの故に、黒潮水系などと比較すると著しく白濁している。すなわち、融氷水はミー散乱が卓越し、レイリィ散乱が著しく小さくなっていることになる。このことも日射による水温上昇を促進させている一因ではなかろうかと筆者は考えている。

4. 三陸沖海水温と北日本気温

第4表は三陸沖水温と T_{11} の間の4月～9月の各月の相関係数を表示したもので、資料年数は1982年(9月, 10月は1981年)までの15～20年である。表の左上から右下にかけての斜線域の欄は同時相関で、春から秋に向かうに従って正相関関係が良くなっている。特に9月, 10月は+0.8以上の高相関となっている。この原因については筆者は次のように考える。

第4表 三陸沖水温 (S-SST) と北日本気温 (T_{11}) の間の相関係数

		S-SST						
		APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
n(yrs)		17	20	17	16	20	17	15
	T_{11}	APR	MAY	JUN	JUL	AUG	SEP	OCT
	APR	.279	.217	-.003	.035	.373	.462	-.143
	MAY	.033	.568	.656	.390	.464	.721	.177
	JUN	.089	.192	.562	.391	.405	.530	.405
	JUL	-.155	.186	.005	.570	.562	.214	-.201
	AUG	-.010	.218	.068	.570	.751	.588	.182
	SEP	.065	.088	.307	.285	.714	.806	.574
	OCT	.024	-.021	.396	-.172	.065	.476	.852

AIR → SEA

SEA → AIR

大気の半球環流の季節推移からみると、秋には10月半ばすぎまで亜熱帯ジェット流はヒマラヤ山系の北側を流れており、一方北極から高緯度は冷却により周極寒冷うずが発達する。このため帯状流が卓越し、日本付近の気圧配置は年による大きな差異はみられない。反対に春から初夏にかけては日射による高緯度大気の温暖化に伴って子午線流が卓越し、地上気圧配置の年による差異も著しく大きくなる。すなわち、春から初夏の頃には海水温よりも大気環流場の年による差が気温を大きく

規制しており、秋には大気環流の年による差が小さくなり、それだけ水温と気温の関係が密になるわけである。

再び第4表にもどろう。対角線の斜線欄より下の欄は水温が翌月以後の気温に影響を及ぼすものを示しており、上の欄は逆に気温が水温に影響することを表わしている。このようにみると、7月、8月は水温が翌月の気温に大きく影響を及ぼしていることが分る。第3表で T_{11} が8月に+0.758の高相関を有することともよく符合する。また程度はやや劣るが、8月、9月の気温は翌月の水温に作用していることが定性的に言える。ここで特異なのは、5月気温が6月水温、9月水温に+0.6~+0.7の高相関を有していることである。特に9月の正相関は表中の上下、左右の欄の数値からみて、規模も大きく安定したものと推定出来るが、その原因については不明である。

5. あ と が き

オホーツク海の海水面積と海水温、北日本夏季気温の関係についてまとめると、次のようになる。

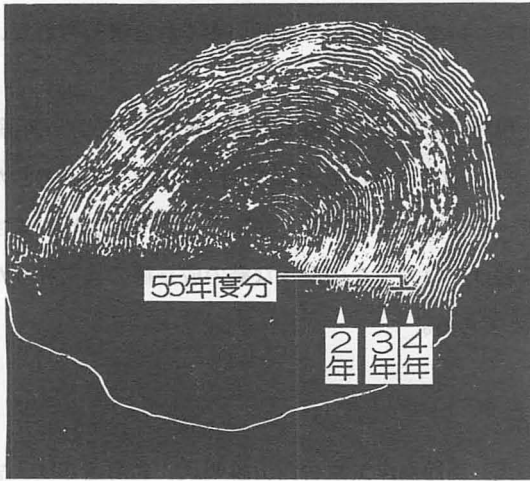
- 1) 広域にわたる海水温異常の年を除いては、海水面積と盛夏期三陸沖海面水温の間には高い正相関がある。
- 2) 三陸沖海面水温と北日本気温の間には暖候期を通じて正相関であるが、春から夏前半にかけては相関は低く、夏後半から秋は相関は著しく高くなる。
- 3) 流水面積と北日本夏季気温の間の直接的関係は、夏後半の8月によくなっているが、流水面積と三陸沖水温との間の高相関には及ばない。

長期間の予報にとって最も重要な因子は地表面または海水面からの顕熱、潜熱の補給であるということ、500 mb 平年値の季節推移からある程度うかがい知るところである。最近、計算機の大型化に伴っての数値シミュレーションなどでこの点は確認されてきた。1979年から81年の3か年のレジオナル・スケール以上の広域低水温は大気環流を大きく規制したはずである。低水温域の広さやその持続期間を種々設定しての大気大循環の数値シミュレーションを行なってみることは、季節予報にとって非常に有効なものを提供するであろう。

追記 1979年以後の海況異常と鮭の成長異常

第3節において、1979年、80年、81年の夏季はレジオナル・スケールの異常低水温が続き、これらの3か年は第3図の回帰直線から大きくはずれたことが述べられた。しかし、季節予報のためには、今年がその異常低水温になるか否かを予見しなければならない。第2表の資料でみる限りでは、その前兆はU-域で6月、N-域で7月に現われている。また、気象庁海況旬報からさらに広域についてみると、これらの三年は、40°N~50°N、160°E~180°で囲まれる海域で海面水温平年偏差が1~2°C低い帯状の低水温域が4月から6月にかけて持続している。水温平年偏差の持続性からみて、この低水温域は有効な指標となるであろう。100 m 深水温や中冷水の分析資料

を用いると、より有効な方法が得られるかも知れない。これら海況予報については海洋物理関係者による開発が切に希望される。



第4図 昭和56年北海道産の鮭のうろこの拡大写真
(北海道新聞提供)

第4図は北海道産の鮭の鱗の拡大写真である。この鱗の中に我々が欲する北太平洋の海況異常の証が秘められていることを示す。その前に鮭の生理、習性について若干解説しておく必要がある。

鮭はふ化して2か月後に鱗が出来るが、その数は成魚後も変わらない。体長の成長に伴って鱗の面積が断続的に増大し、この時、写真にみるように樹木の年輪のような成長線が生成される。しかし、回遊経路の関係

で3月から5月は餌不足のため生長線の間隔が著しくせばまり、1年毎に節目が出来

る。この節目によりその間の年度（5月から翌年3月）を簡単に知ることができる。

鮭は自分がふ化した母川へふ化した月に回帰する習性をもつ。9月に回帰するものを前期群、10月末以後のものを後期群という。例年9月～11月に受精、ふ化してめだかよりやや大きくなった頃川に放流され、以後3年半または4年半の北洋への旅につくことになる。北洋での回遊経路はふ化した場所ごとに異なる。北海道・樺太・本州群のものは4月から5月にかけてアリューシャン列島の南東沖をベーリング海に向かって北上し、6月から8月にかけてベーリング海を東部からカムチャッカ半島東岸に向かって回遊し、9月には親潮の流によって北千島を南下する。冬期間は40°N 圏付近を東に向かって回遊すると考えられるが、この辺はよく分らない。寒流魚の鮭といえども水温が4℃以下となると著しく生体活動が鈍化するため、これを避けるべくこのように回遊するのである。

さて、本題に入ることにする。第4図写真の鮭は昭和52年秋ふ化し、昭和56年後期に回帰した4年魚である。写真から一目してわかるように、3年目の昭和55年度の鱗の成長巾は、その前年や翌年のそれに比べて半分に止まっている。すなわち、昭和55年度は北洋で極端な餌不足に見舞われたということになる。昭和57年秋に回帰した鮭については、現在北海道さけ・ますふ化場で調査中で、結論は出ていないが、魚体が異常に小さいことからみて、昭和56年度の成長もかなり悪いようだと推論されている。しかし、第3図にみるように海水温の異常低温は昭和54年、55年、56年と3年続いており、鮭の成長異変が55年、56年と現われたとすると、どのように考えたらよいのであろうか。北洋では冬期間に海中に貯えられた栄養塩と春の日射増大により、例年3月から5月にかけてプランクトンの爆発的増殖が起こる。このプランクトンにより鮭の餌となる小魚

が成育するわけである。昭和 55 年度は北洋海域で日射不足か海況異変でプランクトンの増殖が著しく抑制されたと推察される。プランクトンの増殖の変化が鮭の餌となる小魚の成育に影響するまでには当然タイム・ラグがあるが、その時間間隔は鮭の種類によって異なる。ますのすけなどの大型魚では 1 年程度のおくれも考えられるが、白鮭についてはそのような長いおくれは考えられないとのことである。

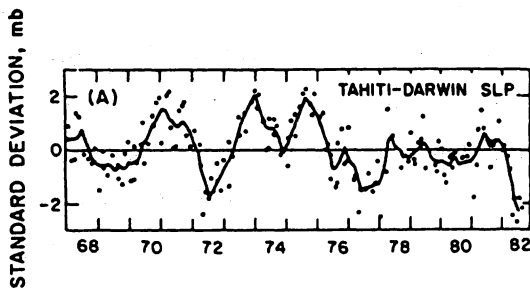
鮭の鱗からみた北太平洋の海況異常について、現時点で結論を求めることは無理である。57 年産、58 年産の鮭の調査が済み、国際会議で北米産やシベリア産の鮭との比較を行えば、はっきりした結論が得られるとのことである。しかし、ここで一言強調しておくことがある。北海道さけ・ますふ化場阿部資源研究室長が「30 年間この仕事を続けていて、このような鱗の成長線の異常をみたのは今回が初めてである。」と述べておられることである。

謝 辞

本稿を草するにあたり、気象庁海洋課長坂昂一氏、函館海洋气象台西山勝暢氏、北海道さけ・ますふ化場阿部進一氏には有益な御教示をいただいた。また北海道新聞学芸部前川公美夫氏には写真提供かた取り計らっていただいた。以上 4 氏に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 赤川 正臣, 1980 : オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連, 海と空, 55, 169-181.
- 西山 勝暢, 1982 : 北日本海区のテレコネクションについて, 日本気象学会北海道支部だより, 27, 52-53.



ENSO ; Southern Oscillation Index (SOI) (Rasmusson et al., 1982)
 個々の点はタヒチとダーウインの気圧差を、実線は 5 ヶ月移動平均を示す。'82 年に入ってから南東太平洋の気圧が低下し、それを補うようにインドネシア～オーストラリア地域の気圧が上昇した。SOI の落ち込みは '72 年を上回っている。

◇◇◇◇ 入門気象統計講座 ◇◇◇◇

重回帰式による予想天気図

— Stepwise method の応用 —

酒井重典*

1. はじめに

長期予報にとって、その予報期間内の天候を表現する平均予想天気図の作成は非常に重要な問題である。

現在長期予報課においては、従来からの統計的方法である和差法、調和解析法、リズム法そして自己回帰法等による極東域の500mb予想天気図を作成してルーチン作業に利用している⁽¹⁾。しかし、いずれの方法も絶対的なものとはいえず、より信頼のおける予想図の出現が待たれている。目下、力学モデルによる予想図作成が開発中であるがまだ実用の段階に達していない。

統計的方法による予想図作成の一つとして相関ノシップによる方法がある。これは暖候期・寒候期予報を行う際に、それぞれ前年秋または夏の循環場との相関関係を利用して予想図を作成する方法である。今回ここに紹介するのはこの相関ノシップ法に代るものとして開発したもので、相関を求める期間や資料年数についても若干の検討を行いまた対象範囲も北半球全体とした。

予想図作成にあたっての各格子点上の予想値は後述のステップワイズ回帰分析により求めた。このステップワイズ回帰分析は現在気象庁で使用している大型コンピューターHITAC M-200Hに組みこまれている数値計算サブプログラムを利用して行なった。

2. 相関法について

全ての天候の経過や変動等の因果関係が物理的あるいは総観的に充分説明できないため、長期予報の手段の一つとして統計的方法は有力な道具である。また最近は全球的に立体的な良質のデータが蓄積されつつあり、更に計算能力・容量等が飛躍的に発達したコンピューターの出現により大量のデータを処理する統計的手法はますます利用しやすくなっている。

長期予報における統計的手法の一つの相関法とは、ある特定の地点の気象要素あるいは気象現象と空間的に離れたいくつかの地点の気象要素との相関関係を調べることにより、その特定地点の気象現象を地球的規模の大気の流れとの関連で解釈しようというものである。そして更にこれら相関関係を時間的にずらして調べることにより、高い相関関係のある地点をみつけ出し、これを前兆現象と

* 気象庁長期予報課

みて、ある気象現象を予測することができる。

相関法の歴史についてはその概観が久保木⁽²⁾によって述べられている。これによると、相関法は古く 1881 年の Teisserence de Bort まで遡ることができる。そして G.T. Walker (1923) がインドのモンスーンの雨の予報の目的で世界各地の気象要素との相関を調べたのが実際の長期予報への応用の始まりである。日本においては岡田武松 (1919~24) が北日本の米の収穫量と夏の気温との関係を調べたのが最初で、その後も多くの調査・研究がある。

相関法による予想天気図としては前述のように暖・寒候期予報を行う際に作成されていたがその方法は次のようであった。つまり、極東域内の特定の 25 地点を選び出し、それぞれの地点について数ヶ月前 (暖候期予想図作成には前年秋, 寒候期予想図作成にはそれに先立つ夏期) の北半球各格子点との相関係数を計算して高相関の格子点を選び出し、25 の各格子点ごとに重回帰式を作成して予想値を求めている。この方法では相関を求めるのに使った資料の年代が古く、予測因子としてひろい出した格子点も固定されたままであるので、最近相関場の変動等も影響してかあまり成績が良くない。

さて、相関場の問題であるが相関場に時間的変動がなく、長年にわたって定常であるとするならば資料年数が長くなればなるほどその関係も安定し、予測式の精度も上ってくると思われる。しかし現実には大気の相関場はそれほど定常的ではなく、かなりの経年変化をしているようである。相関場の変動を表す例を Fig 1 に示す。この図は秋田付近 (40°N, 140°E) の 1 月~4 月の 500 mb 高度とその数ヶ月前の北半球格子点上の高度とのラグ相関を 1 年ずつずらしながら移動相関係数を求めたものである。資料年数を 1946 年から '82 年までの 37 年間とした時に相関係数 r が $|r| > 0.40$ (1% の有意水準) となっていた地点のうち 6 地点を選んで、その後のその地点の相関の推移をみたものである。

まず、(a), (b), (c) は比較的安定している型で、'46 年以降統計期間を短縮しても相関関係は変わらず、予測因子として採用するには最も良いグループである。

(d), (e) は '46 年から '82 年までの全期間による資料では有意な相関が認められるものの、最近 20 年程度の資料では相関の傾向が変化してきている。特に (e) のグループは '60 年代後半以降に相関関係が明らかに反転している。

(f) のグループは一時的に相関が小さくなる時期があるものの、最近はまだ初期の傾向にもどりつつあり比較的安定したグループといえる。

ここに示したのは相関の時間的推移の一例であるが、このほかにいろいろなタイプが認められる。一般的に長期間にわたって安定した相関関係が得られるのは少ない。予測に使うという立場からは、少なくとも上記の (a), (b), (c), (f) グループに属するような地点を予測因子とすべきであるが、ここでは持続性や最新の傾向等を考慮して最近 20 年の資料を使った。

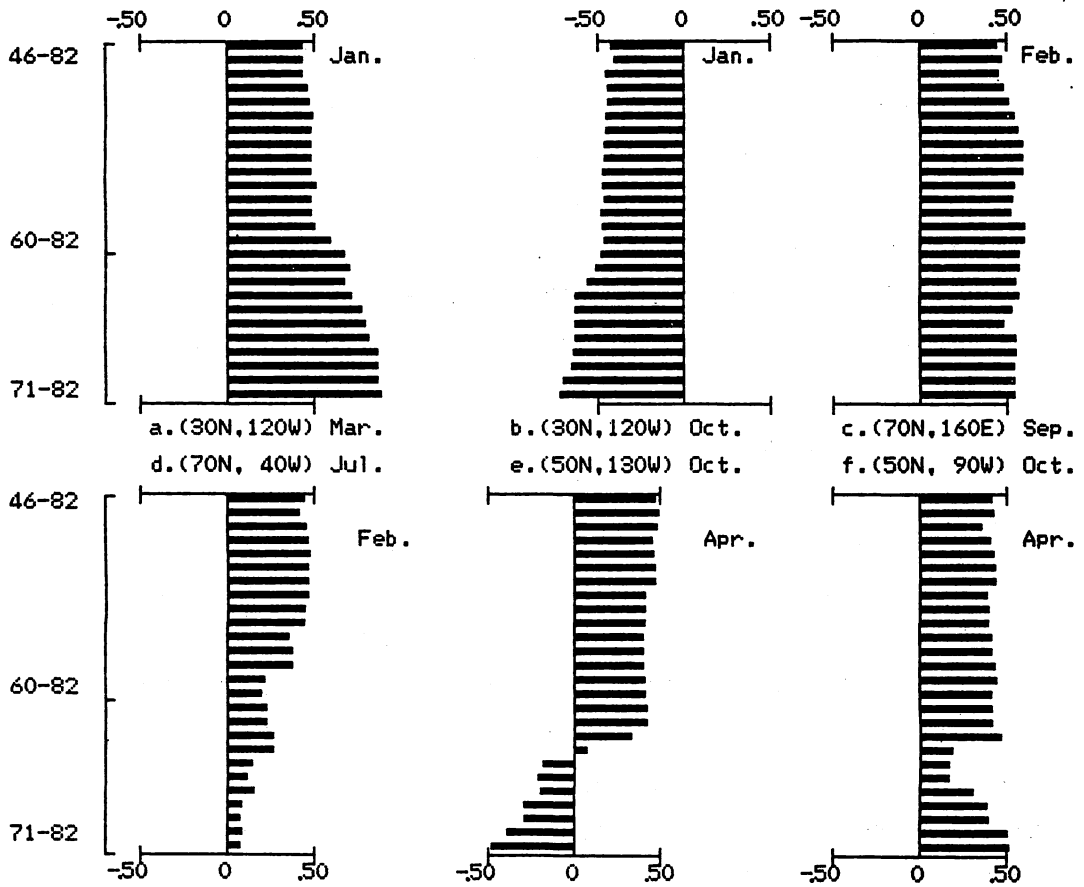


Fig 1 ; (40°N , 140°E) におけるラグ相関係数の経年変化
 横軸は相関係数を、縦軸は相関を求めた期間を示す。

3. 高相関地点の選定

前述のように相関法による予報を行うには、ある時間間隔での遅れの相関関係（以後ラグ相関とよぶ）を調べなければならない。そこで月単位の予想（長期予報ではほとんど月単位で考える）を行う場合に、予報対象月から数ヶ月遡った月とのラグ相関をみるわけだがどの程度前まで遡るのが適当か、また物理的意味づけからもどの程度の時間間隔までが妥当な長さかが問題となる。これについては久保木⁽²⁾の調査があるが、時間間隔をひろげても必ずしも相関係数は小さくならない。今回の調査でも1ヶ月から11ヶ月ずらして計算してみたが、1～2ヶ月ずらしより10～11ヶ月ずらした方が高相関が現れる地点もあった。

これらの点を考慮してここでは最長11ヶ月までのラグ相関を求めた。

予想図作成には、北半球全格子点324地点（80°N～0°）を対象として予測値を求めることとしたが、最近20年間に1年でもデータのない格子点については計算から除外した。

[高相関地点のひろい出し]

500 mb 面の高度により、北半球上の全格子点について、それぞれ他の全格子点とのラグ相関係数を最長 11 ケ月まで遡って計算した。例えばある格子点の 4 月の予測値を 3 月に計算する場合には前年 5 月から当年 2 月までの 10 ケ月間である。そこで過去資料から計算されるラグ相関係数は最長 11 ケ月（前年 5 月と当年 4 月）および最も近いところで 2 月と 4 月とのラグ相関である。

こうして求めた相関係数 r のうち $|r| > 0.50$ （2%の有意水準）となる格子点をひろい出す。ひろい出された格子点は数 10 個となるが、後述のステップワイズ回帰分析を行う際には、資料年数が 20 であるので予測因子としては最大 19 個ということになる。そこでひろい出された高相関地点の中からさらに上位 19 個を選んで予測因子として次のステップワイズ回帰分析に移る。

4. ステップワイズ回帰分析

ある被予測因子（Predictant） Y とこれと関係があると考えられる予測因子（Predictor） X_i との重回帰分析を行って Y の予測値を求めようとする場合に、予測因子の数が多くなる場合にはその全てを用いて重回帰式を作ることはあまり効果的ではない。またとり入れた予測因子間で相互に関係あるものがいくつかあるならば、その中の 1 つをとり入れるだけでいいはずである。

そこで予測因子としてどれを選択するかということが問題になるが、その選択の基準としてはできるだけ少ない予測因子で被予測因子の変動の大部分を説明できること、また選ばれた予測因子間の相関係数ができるだけ小さいということである。

このような予測因子選択の基準を考慮して、たくさんの予測因子の集合の中から最適の部分集合を選び出して回帰式を求める手法はいくつかあり、それについての参考書もかなりある^{(2), (4)}。ここではこれらの中で最も実用的と思われる Stepwise method（段階的手法あるいは変数増減法などといわれる）を使ったので、その手順を簡単に述べる。

さて Stepwise method とは被予測因子と関係のあるたくさんの因子の中から被予測因子の変動に対する寄与の度合いが大きい因子から段階的に予測因子としてとり入れていく重回帰分析のことをいう。

この手法ではとり入れようとする因子の被予測因子に対する影響の度合いが一定の基準（ F_{in} とする）より大きい場合にそれを予測因子としてとり入れ、またある段階で一旦とり入れた予測因子でもその後に他のいくつかの予測因子がとり込まれた段階で、被予測因子に対する影響の度合いが減少してある一定の基準（ F_{out} とする）より小さくなった場合にはこの予測因子は回帰式からとり除くこととする。この因子の出し入れの基準（ F_{in} , F_{out} ）としては因子を増減した時の残差平方和の変化量と残差分散の比が F 分布に従うことを利用してあらかじめ指定しておく（詳細については後述の文献を参照）。

[予測因子選択の手順]

手順 1：前項 3.により北半球上の全格子点についてそれぞれ最大 19 個の高相関地点がひろい出さ

れており、これを X_1, X_2, \dots, X_n とする。この中で被予測因子 Y との単相関係数がいちばん大きく、かつ回帰の寄与率（回帰による分散を誤差の分散で割った値）が F_{IN} より大きい因子を $X_{(1)}$ とし、 Y の $X_{(1)}$ に対する回帰式を求める。この時、全ての因子の寄与率が F_{IN} より小さければ予測因子としてとり入れる X_i は無いわけで回帰式は成り立たない。

手順 2：次の段階として、残りの $(n-1)$ 個の因子の中からさらに 1 つの因子を選び、この 2 つの因子に対する $(n-1)$ 個の重回帰式を作り、因子を 1 つ加えたことによる寄与率の増加が最大となる因子をとり出し $X_{(2)}$ とする。そしてこの $X_{(2)}$ を追加することによる寄与率の増加が F_{IN} より大きければ $X_{(2)}$ を予測因子としてとり入れ、この段階での Y の $X_{(1)}, X_{(2)}$ に対する重回帰式を決定する。

手順 3：上で決定した重回帰式について、 $X_{(1)}, X_{(2)}$ それぞれの寄与率を計算してその中で F_{out} より小さいものがあれば、その因子は不適當ということで回帰式から除去する。

手順 4：手順 3 までの段階で残っている変数 $X_{(1)}, X_{(2)}$ （手順 3 で除去されなかった場合はこの 2 つ）のほかに残りの $(n-2)$ 個の因子の中から第 3 の因子を選び、寄与率の増加が最大となる因子をさがし $X_{(3)}$ とする。 $X_{(3)}$ を追加することによる寄与率の増加が F_{IN} より大きければ $X_{(3)}$ を予測因子としてとり入れ、この段階で Y の $X_{(1)}, X_{(2)}, X_{(3)}$ に対する重回帰式を決定する。

手順 5：上で決定した重回帰式について、 $X_{(1)}, X_{(2)}, X_{(3)}$ それぞれの寄与率の検定を手順 3 と同じ方法で行う。

手順 6：手順 5 で得られた重回帰式に、さらに新しい因子を 1 つ追加することにより、その寄与率の増加が F_{IN} より大きいものがあれば、その中の最大となるものを予測因子としてとり入れる。

手順 7：以下同様にして手順 5 と手順 6 をくり返し適用して、 F_{out} より小さく追い出される因子も、 F_{IN} より大きくて追加される因子も無くなった時点で計算を中止し、最終的な重回帰式が決定される。

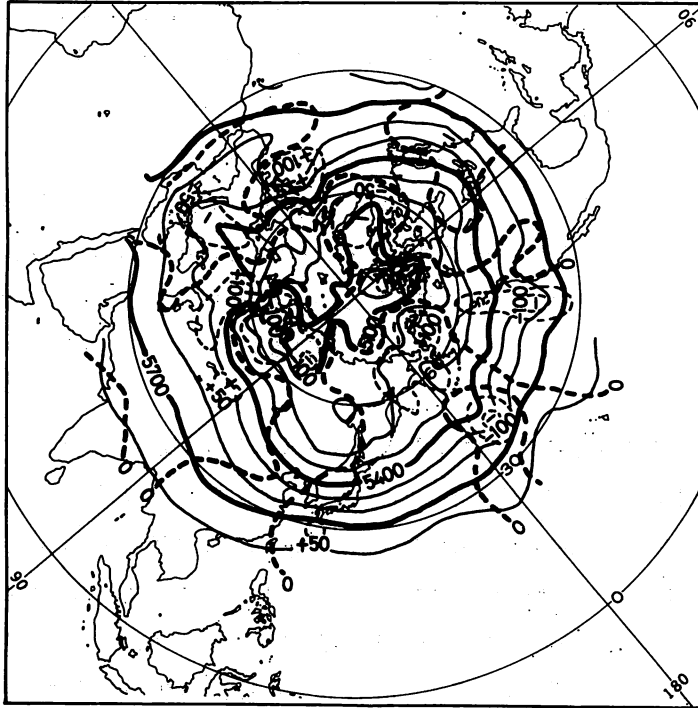
さて、最終的にとり入れる予測因子の数としてはどの程度が妥当かということが問題であるが、資料数が N 個の場合には手順因子としては $N/4$ 個程度が適當といわれている⁽⁵⁾ のでここでもこれに従い、 $N = 20$ であるので予測因子としては 5 個前後を目標とした。

5. 予 想 図

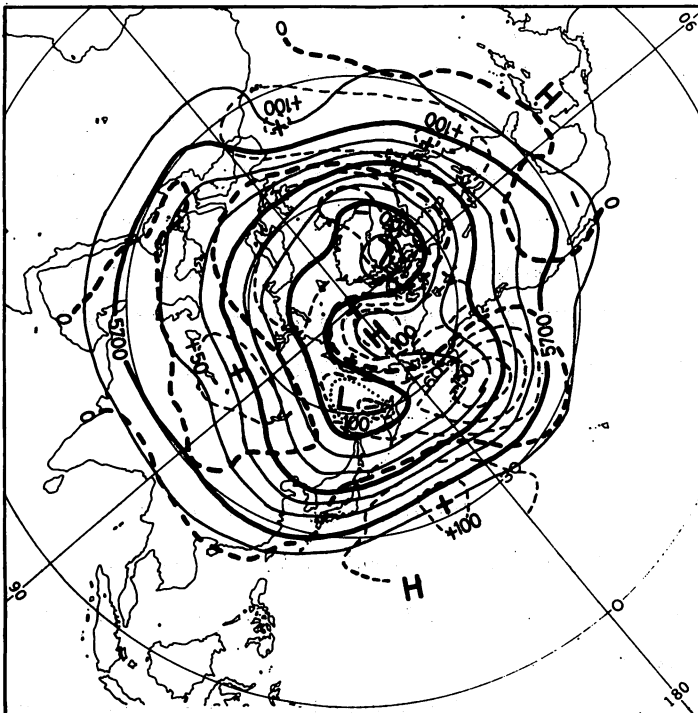
北半球上の全ての格子点を対象にそれぞれ他の全格子点とのラグ相関を最長 11 ヶ月まで遡って求めると 1 格子点について約 3000 個ほどの予測因子の候補があることになる。この中から ステップワイズ回帰分析により最終的には 5 個前後の予測因子がとり出され、重回帰式により各格子点ごとの予測値が計算される。

Fig 2 はこのようにして作成した北半球 500 mb 面の高度と高度偏差の予想図である。

図の中の実線は 100 m おきに描いた等高度線を、破線は高度偏差を示し太い破線は 0 線を、細い破線は 50 m 間隔で偏差を表している。



(a) 予想図



(b) 実況図

Fig 2 北半球 500 mb の予想図と実況図 (1982年 12月)

(a)は10月20日発表の寒候期予報の際に作成した12月の予想図である。(b)は12月の実況図である。両者を比較してみると北半球的なパターンとして大体良く予想されており、とくに日本の天候に大きく影響する極東域に注目するとかなり良い予想といえる。つまり実況において太平洋の高気圧が非常に強まり、全国的な高温となったが、予想図からも太平洋高気圧の強まり、さらに西谷傾向を表現して12月の高温を予想させるパターンである。また、東シベリアの正偏差域、北太平洋の負偏差域なども良く予想している。

6. あとがき

相関法による予測は、高いラグ相関係数が得られる地点・月をひろい出して予測の回帰式を作成することであるが、相関を求めるにあたってはいろいろと問題がある。例えば資料の年数にしても相関の経年変化つまりみだれの問題をどう考えるか、もう少し検討する必要がある。ここでは一応20年を採用した。

さらに予測因子の選択にしても、ここではまず高い相関地点・月をひろい出した後ステップワイズ回帰分析により最終的な重回帰式を決定するという純粋に統計的手法によったが、今後は各被予測地点ごとにひろい出された個々の地点・月の関連だけでなく、作用中心の前兆現象をとらえるということ総観的な考察をすすめる必要がある。

7. 謝辞

この小文をまとめるにあたって、相関シノップについては久保木予報官にいろいろと御指導頂いた。また、ここでとり上げた問題等については日頃から折にふれて長期予報課の皆様に御討議頂き、プログラムの使用についてもいろいろお世話になった。あわせてお礼申し上げる。

参 考 文 献

- 1) 和田 英夫 1969 ; 長期予報新講 (地人書館)
- 2) 久保木光熙 1964 ; 相関法, 気象研究ノート, 15, 361-371
- 3) 奥野 忠一・他 1971 ; 多変量解析法 (日科技連)
- 4) 河口 至商 1978 ; 多変量解析入門 I (森北出版)
- 5) 鈴木 栄一 1970 ; 気象統計学 (地人書館)

水稲収量資料について

関根 勇 八*

1. 掲載した資料について

過去の気候調査に際しては、よく水稲収量が用いられる。これは、気温・降水量・日照・風水害など各種の気象要素を総合した形で表現されており、いわば気候状態をあらわすひとつの指数ともみられる。

この水稲収量を図示したものとしては、たとえば坪井・根本編「異常気象と農業」（朝倉書店）の裏見返しに1975年までの北海道と東北地方のものがあるが、ここには、1982年までの全国、北海道、東北それぞれの平均の生の数量と、昭和元年以降の作況指数を掲載した。

なお、資料は、「農作物累年統計」（農林省）、「作物統計」（農林水産省）などによっているが、たとえば、明治～大正年間の北海道、東北平均の収量は、筆者が反収（石／反）に150を乗じて求めたものであり、その他の資料についてもこの点をお含みのうえおおよその数値としてご利用いただきたい。

2. 作況指数および平年収量について

(1) 例年、水稲の作柄は、7月から9月までの各15日現在および最終予想収穫量として10月15日現在の状況が、それぞれ月末頃に発表される。1982年の場合は8月以降についてみると、作況指数が

8月15日現在

全国平均100, 北海道平均103, 東北平均101

9月15日現在 それぞれ 99, 103, 98

10月15日現在 それぞれ 97, 105, 96

と、北海道を除いては、しだいに落ちこんだ（12月24日付の最終発表では、それぞれ96, 105, 96となった）。

このころ、長期予報課内では、作況指数とそれを求める基準となる平年収量が話題となったので、二三調べてみた。

(2) 作況指数

毎年刊行されている「作物統計」には、その中でてくる主な事項について定義されている。

まず、作況指数は「作柄の良否を表す指標を作況指数といい、10a当たり平年収量に対する10

* 気象庁長期予報課

a 当たり収量（または予想収量）の指数である”と示されているが、それでは平年収量とは何かと
いうことになる。

(3) 平年収量

これについては、”作物の栽培を開始する以前に、その年の気象の推移や被害の発生状況などを
平年並とみなし、最近の栽培技術の進歩の度合いや作付変動等を考慮して、実収量のすう勢を基と
して作成したその年の予想される収量をいう”と定義づけられている。

長期予報課内にも、”この平年収量としては過去7か年の実収量のうち最多と最少を除いた5か
年の平均値を用いている”と思っていた人が何人かいたし、筆者自身もそのように記憶していた。

そこで、農林水産省作物統計課に伺ったところ、”むかし（いつごろまでかは回答を得られな
かったが）は、たしかにそのような取り扱いをしていたが、いまは、過去15年の実収量に基づい
て多次元の回帰式を作り、これによって平年の収量を求めている”とのことであった。

また、平均収量や作況指数は、各都道府県に一つずつある統計調査事務所で計算し、その後農林
統計関係の審議会にはかられたあと政府決定がなされているようである。

なお、水稻の作柄は、作況指数の大小によって、

106 以上	良
102 ~ 105	やや良
99 ~ 101	平年並み
95 ~ 98	やや不良
94 以下	不良

と表されていることは、よく知られているとおりである。水陸稻を合わせた場合には、91 ~ 94を
不良、90以下が著しい不良と細分化されているようである。

この資料のとりまとめに当たっては、産業気象課の方々に大変お世話になった。厚くお礼申し上
げる次第である。

水稻 10 a 当たりの収量 (kg)

()は作況指数 (昭和元年以降)

年	全国平均	北海道平均	東北地方平均	年	全国平均	北海道平均	東北地方平均
明治 14	-	-	152	明治 40	258	246	243
15	-	-	171				
16	178	225	164	41	272	168	221
17	158	44	134	42	273	204	245
18	198	162	177	43	242	210	201
19	216	233	193	44	267	179	227
20	230	173	195				
				45 (大正元)	258	199	220
21	218	104	176	大正 2	255	12	139
22	184	70	171	3	290	218	270
23	238	287	198	4	282	227	270
24	211	137	191	5	292	219	264
25	229	251	215				
				6	274	193	266
26	205	126	193	7	273	197	268
27	234	253	223	8	302	182	277
28	219	165	216	9	311	218	292
29	198	173	192	10	271	232	276
30	181	104	155				
				11	300	189	284
31	257	166	207	12	272	200	269
32	214	168	190	13	283	212	287
33	224	195	214	14	291	248	296
34	252	208	236				
35	199	21	126	15 (昭和元)	272(94)	119(56)	276(97)
				昭和 2	301(106)	250(118)	291(102)
36	249	168	217	3	291(102)	250(115)	289(102)
37	275	242	200	4	289(101)	206(93)	290(101)
38	203	123	105	5	318(112)	231(103)	311(108)
39	244	175	211				

年	全国平均	北海道平均	東北地方平均	年	全国平均	北海道平均	東北地方平均
昭和 6	262(90)	84(37)	251(86)	昭和 32	364(107)	332(113)	416(117)
7	286(99)	67(32)	276(96)	33	379(108)	385(126)	402(105)
8	345(120)	252(142)	340(120)	34	391(109)	392(125)	439(109)
9	253(85)	138(68)	178(61)	35	401(108)	400(119)	459(111)
10	276(96)	118(65)	231(82)	36	387(102)	426(115)	453(107)
11	323(113)	240(155)	308(113)	37	407(105)	356(92)	455(104)
12	321(110)	272(168)	328(119)	38	400(101)	396(102)	432(97)
13	316(107)	284(171)	307(111)	39	396(99)	264(68)	443(99)
14	333(110)	279(137)	357(123)	40	390(97)	334(86)	463(102)
15	298(95)	162(69)	297(98)	41	400(99)	283(73)	449(99)
16	269(88)	117(54)	246(83)	42	453(112)	452(116)	517(114)
17	329(107)	244(114)	341(114)	43	449(109)	474(122)	510(110)
18	313(82)	277(116)	314(99)	44	435(102)	351(86)	495(103)
19	304(97)	287(116)	306(96)	45	442(103)	443(109)	535(110)
20	208(67)	105(42)	211(67)	46	411(93)	273(66)	475(94)
21	336(111)	293(136)	336(112)	47	456(103)	500(121)	513(101)
22	311(103)	226(104)	281(94)	48	470(106)	479(113)	520(103)
23	342(112)	297(128)	345(113)	49	455(102)	503(117)	505(100)
24	322(100)	279(106)	323(103)	50	481(107)	446(100)	553(108)
25	327(99)	328(116)	341(106)	51	427(94)	361(80)	464(90)
26	309(93)	264(94)	338(102)	52	478(105)	504(112)	530(103)
27	337(101)	320(113)	360(108)	53	499(108)	536(118)	560(109)
28	280(84)	233(81)	302(88)	54	482(103)	502(107)	539(103)
29	309(92)	177(61)	344(100)	55	412(87)	385(81)	410(78)
30	396(118)	343(117)	431(125)	56	453(96)	413(87)	448(85)
31	348(104)	150(51)	413(120)	57	462(96)	501(105)	508(96)

長期予報の将来展望

WMO-CAS/JSC長期予報専門家研究会議

片山 昭

1982年12月1～4日、プリンストン大学の地球流体力学研究所(GFDL)において、「長期予報に関する専門家研究会議」が開かれた。これは、WMOの大気科学委員会(CAS)とWMO/ICSUの合同科学委員会(JSC)の共催で、WMOの第32・33回の執行委員会(1979, 1980)の決議に沿って開かれたものである。

会議の目的は、社会のニーズの高い長期予報の精度を格段と向上させるために、1980年代に推進すべき国際長期研究計画の骨組を作成することであった。

当初は10数名の会議を予定したようだが、参加希望者が多く、結局70名以上の研究集会にふくれあがった。日本からの参加は、筆者1名であった。

討論対象は9つのトピックスに分かれた、それぞれ1ないし2名の指導的専門家により話題が提供された。9つのトピックスは、①観測的研究、②理論的研究、③土壌水分・雪氷被覆、海水の効果、④海洋の効果、⑤予報可能性、⑥経験的予報法、⑦力学的予報法、⑧簡略化した力学的手法、⑨必要な観測である。

討論の対象は、1か月予報と季節予報(3か月、6か月)に焦点がしばられ、近い将来に満足し得る精度で予報を出し得る可能性があるかどうか、がサーベイされた。熱のこもった討論の末に得られた結論を示すことにしよう。

季節予報に関しては、海面水温、積雪、海水や土壌水分の偏差のように、大気の変動とくらべて格段に持続性の強い境界的的要因に着目し、それに対する大気の反応を、観測・理論として数値実験の手法を駆使して集中的に追求すべきであり、そうすることによって物理的理解を伴った季節予報法を生み出し得る可能性が十分あることが認められた。特に、熱帯東部太平洋の異常高水温とそれに伴う南方振動(SO)の強化とその影響が、中高緯度へ伝播していくテレ・コネクションは、季節予報にとって重要な鍵となり得ることが、多くの研究者により指摘された。

1か月予報に関しては、大循環モデルを用いての数値予報の有用性が討議された。GFDL、英国気象局およびヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)での最近の予報実験によれば、超長波の予報誤差は、30日を超えてもスケールのない持続予報のそれよりも小さい、という結果が示され、今後の数値モデルの改善と初期場データの充実により、数値1か月予報の実用化は可能であるとの合意に達した。

以上のコンセンサスを基盤として、前記9つの分野に分かれてのグループ討論を通じて、それぞれの勧告粗案が作成され、最後の日に総合討論された。「1980年代長期予報研究計画案(仮題)」は、作業委員会で遅くとも1983年1月中にまとめられ、関係者に配布され修正を経た上で、3月のJSC会議で審議され、5月の第9回WMO総会に提案される。原案どおり承認されれば、その活動は1983年から直ちにスタートすることになっている。

長期予報の手法を大別すれば、過去の資料に基づく経験的予報と大循環モデルによる力学的予報の2つがあり得るが、現在のルーチンはすべて前者に依るものである。経験的季節予報の改善は可能であるとの結論を示したが、これに関して注目すべき話題がN・Nichollsにより提供された。長期予報の対象となる気象要素の時間および空間平均値の年々変動は、内因的成分と外因的成分とからなっている。内因的成分とは、非正常な波動に起因するもので、気候ノイズと呼ばれ、経験的手法では予報不可能とされている。これを容認するとき、その年々変動に占める気候ノイズの割合が大きい地域や季節には、精度の良い予報は出し得ない。すなわち、経験的手法で精度を向上し得る地域や季節は限られており、しかもその予報法も海面水温などの境界条件と結び付いたものであるべきことを示唆している。これが真実であるとするならば、大気内の振る舞いを予報要因とする手法が大部分を占める現在の長期予報技術に本質的な見直しを迫るものであることを認識すべきであろう。(気象研究所)

月例会「長期予報・大気大循環」の報告*

2月25日、気象庁にて気象学会主催の上記の月例会が行なわれた。延べ50名が出席し、5題の話題提供があった。また、気象庁気候変動対策室手塚調査官より「ヨーロッパの気候変動対策業務整備状況について」と題する紹介があった。以下に5題の簡単な紹介をするが、「天気」に要旨が掲載される予定である。また、発表者において、短報程度の形にまとめ、次号以下に掲載していくことを考えている。

○栗原（長期予報）は「137°E線の海水温と東京の出梅について」と題して、海水温と東京の出梅との関係について論じた。従来、東京の出梅日と1月の6°N、24°Nの海水温に高い相関が見出されていたが、24°Nの方は近年相関が低くなっていること、さらに、1月の6°Nの海水温との高い正の相関は、①7月の同地域の海水温と負の相関があること、②同地域の1月と7月の海水温に負の相関があることの結果であるとした。

○宮川（長期予報）は「自己回帰式の500 mb循環指数への実際的应用について」と題して、長期予報の予想資料のひとつとして使われている自己回帰式による東西指数の予想について紹介した。赤池の自己回帰式を用いて、時系列資料から、データ長Nをいろいろ変え（次数は $3 \times \sqrt{N}$ ）、予想期間の延長法として2通りの方法を用い、東西指数を予想した結果を示した。また、予想期間を延長する方法としては予想値を最新データとして入力する方法が比較的良好とした。

○荒井（気研台風）は「北半球月平均気温の諸特性」と題して、Jones et al.(1982)が求めた北半球月平均気温を用いて調べた最近22年間のその特性について発表した。そして平均気温は持続性が大きいこと、平均気温と1000-500 mb層厚の冬季の相関ではシベリアと北米に正、アリューシャンとアイスランド付近に負があること、等を示し、平均気温は高緯度の波数1,2の波と関連があるとした。

○田宮（気研予報）は「北半球500 mb面高度の低下について」と題して、北半球500 mb面高度場の長期的変化傾向の地域分布を明らかにした。'80年までの35年間を見ると、北太平洋東部、北米東岸等で低下が大きい（大西洋、ユーラシア大陸中央部、カナダ・アラスカ付近には上昇域もある）ことを示したが、資料の信頼性からなお検討を要するとした。

○佐藤・井上（気象大）は「1979年2月のブロッキング現象のエリアッセン・パームフラックスを用いた解析」と題して、FGGE期間中のブロッキング現象について、プラネタリー波と平均東西流それぞれの時間変動とその相互作用について解析した。その結果、このブロッキングは波数2のプラネタリー波の異常増幅によるものであることを示し、直前に下部対流圏75°Nの平均東西流が東風から西風に変ったことから、この西風強化がプラネタリー波を励起したのではないかと推論した。

* 上野達雄，気象庁長期予報課

L. F. グループ昭和 56 年度会計報告

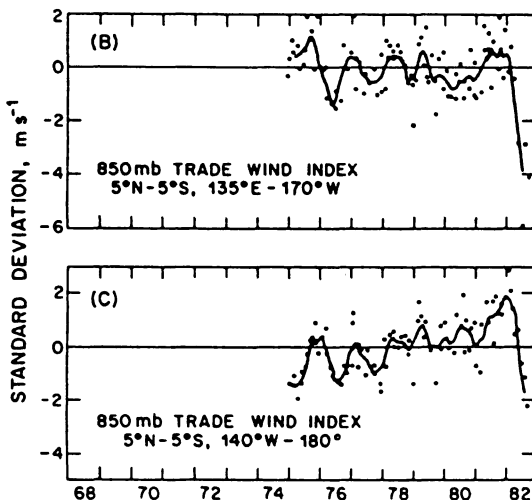
昭和 56 年 8 月 19 日～昭和 57 年 10 月 29 日

収 入		支 出		
項 目	金 額	項 目	金 額	
前年度繰越金	165,466 円	印刷費	448,000 円	
会 費	532,600 円	内 訳 { vol 20 No 1	259,000	
内 訳 {	54 年度分	1,800	vol 20 No 2	189,000
	55 ”	74,800	郵 送 費	20,230 円
	56 ”	443,000	雑 費	480 円
	57 ”	13,000	次 期 繰 越 金	234,509 円
バックナンバー別売	3,300 円	支 出 計	703,219 円	
預 金 利 息	1,853 円			
収 入 計	703,219 円			

編 集 後 記

El Niño/Southern Oscillation (ENSO) は、海-気相互作用における海洋と大気とのふる舞いの 1 つの側面を示しているにすぎません。ENSO は、単に赤道太平洋に限らず地球規模の大気循環と密接に係わっていることが最近明らかにされつつあります。例えばエルニーニョ発生時の冬季には、テレコネクションにより北米東岸は低温になる傾向があることが報告されています。

昨秋以来エルニーニョ現象が顕著になったことからマスコミに取り上げられました。一方、我が国の天候にも一定の影響をおよぼすことから、長期予報課でも ENSO の動向を注意深く監視しています。



ENSO ; 赤道付近の貿易風の強弱を示す指数。

日付変更線をはさんで、(B)は西側(C)は東側の貿易風の強弱を示す。SOIの落ち込みとともに貿易風が急激に弱まっていることがわかる。(Rasmusson et al., 1982)

☆ ENSO の解明に向けて現在多くの気象学者や海洋学者が取り組んでいます。そこで 海洋学のサイドから佐伯さんに「エルニーニョ」の発生・発達のプロセスをわかりやすく解説していただきました。

☆お隣の中国でも ENSO の研究が精力的に行なわれ、論文が幾つか発表されています。そこで、板倉さんに中国語で書かれた二つの論文を紹介していただきました。陳論文では、赤道貿易風の弱まりや海面水温上昇の引き金としての北太平洋高気圧の役割や、海からのフィードバックによる日本の南東海上高気圧の強化などの解析が注目されます。

☆海に関係する報文が続きましたが、北日本の夏季天候と流水や海面水温の関係を大川さんに紹介していただきました。

☆入門気象統計講座は前回の続きです。今回は長期予報課でルーチン的に使用されている 500 mb 予想図の作成法を、酒井さんに紹介していただきました。長期予報に利用できる新しい統計法がありましたら、この講座にどしどし投稿をお願いします。

☆「水稻収量資料」は、関根さんが長年月かけて収集・整理したものを掲載させていただきました。

☆「長期予報の将来展望」は、気象庁ニュース（昭和 58 年 2 月 5 日付）からの転載です。既に多くの会員が一読されているとは思いますが、今後の長期予報技術の向上・研究開発に関して多くの示唆を含んでいると考え、掲載しました。特に、予報因子として大気の変動に比べて持続性の強い境界条件に着目すべきであるという指摘は、今後の長期予報技術開発の方向を示すものとして、銘記する必要があるのではないのでしょうか。

☆グロースベッターのバックナンバーを販売しています。会員以外の方も御希望の号がありましたら長期予報課まで御連絡下さい。

☆グロースベッターの年度がカレンダー Year の年度に遅れています。この遅れを取り戻すため次号は 6～7 月頃までに発行する計画です。次号掲載を希望する原稿は、5 月中旬までにお送り下さい。
(K.K)

。昭和 57 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（会計担当者：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

名称：L.F. グループ