

ユーラシア大陸の積雪と ENSO

—雪氷・大気・海洋結合系の提唱—

安 成 哲 三*

Teleconnection between the Eurasian Snow Cover and the ENSO
—A Cryosphere/Atmosphere/Ocean Interaction—

Tetsuzo YASUNARI*

Abstract

The winter snow cover area anomaly over Eurasia has been noted for about a century as a precursor of the succeeding Indian monsoon rainfall anomaly. This snow cover anomaly is shown to be associated with the particular atmospheric teleconnection pattern called Eurasian pattern. Indian monsoon rainfall is shown, in turn, to be tightly linked with the sea surface temperature in the equatorial Pacific in the following autumn and winter. The global analysis of atmospheric circulation anomalies also demonstrates that the significant Eurasian pattern with anomalous snow cover is greatly responsible for producing anomalous surface gradient along the equatorial Indian Ocean through the western Pacific, which triggers the El Nino event over the eastern equatorial Pacific. These anomalous condition seem to be caused by the anti-El Nino condition over the western Pacific in combination with the polarity of the teleconnection pattern (NAO) over the northern Atlantic through the Arctic region.

These observational evidences strongly suggest that the ENSO cycle with a time scale of several year period should be taken as oscillation in the coupled cryosphere/atmosphere/ocean climate system over the globe, rather than that in the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific.

I. はじめに

ユーラシア大陸やヒマラヤ山脈の積雪が、夏のインドモンスーンに影響を与える可能性を最初に指摘したのは、インド気象局初代長官のブランフォード (BLANFORD 1884) であった。以来100余年たった現在、この問題に対する認識は、どの程度進み、またどのように変わったであろうか。

本論文では、ユーラシア大陸の積雪分布とアジアのモンスーン、さらに大気・海洋相互作用の典型として近年注目されている ENSO (エル・ニーニョ/南方振動) 現象が、相互にどの様に関連しているかを、全球的な気象データと人工衛星による積雪情報をもとに議論した後、地球規模の気候の年々変動における雪氷圏と大気・海洋結合系との相互作用の重要性を指摘したい。

* 筑波大学地球科学系
Institute of Geoscience, University of Tsukuba

II. ユーラシア大陸の積雪とインドモンスーン

ブランフォードは、当時の断片的なヒマラヤの冬の積雪深のデータと次の夏のモンスーンの降水量を、約15年について比較し、雪の多い年には、降水量が少なく干ばつ傾向になることを指摘した。その後は、しかし、ヒマラヤ付近での積雪観測の欠如などで、G. T. ウォーカーによって再調査されたのみで、長い間顧みられなかった。

ブランフォードから約1世紀近くたった1976年、この仮説は復活した。HAHN and SHUKLA (1976) は、ようやく蓄積された気象衛星からの積雪分布資料を用いて、ユーラシア大陸中央部の積雪面積をもとめ、その面積と各々の冬に引き続く夏の中部インドの降水量との間に、図1のように見事な逆相関のあることを示した。彼らの調査期間は、わずか9年であったが、その後何人かの研究者 (DICKSON 1984, DEY and BHANU KUMAR 1983など) により統計期間を延ばしたり、モンスーンのパラメータを変えたり、積雪面積の取り方をかえたりして再調査されたが、彼らの結果は基本的に確認された。

冬から春にかけての積雪と夏のモンスーンの強弱との相関を説明する物理過程としては、雪のアルベード(反射率)が大きいことによる日射量の減衰効果がまず考えられるが、最近のいくつかの数値実験(YEH *et al.* 1983, BARNETT 1989など)では、アルベード効果よりもむしろ、融雪時の水文学的過程の熱収支に与える効果が大きいことが指摘されている。即ち、融雪のために地面加熱のための日射エネルギーが余分に消費される、さらに融雪水が土壌水分を増加させエネルギーがさらに蒸発に消費される、という過程を積雪は引き起こすことにより、春から夏にかけて大気加熱を抑制し、ひいては季節の進行を遅らせるというものである。

III. ユーラシアにおける降雪と大気大循環

それでは、モンスーンへの影響の大きいユーラシア大陸中央部、即ち中央アジアからチベットにかけての地域の冬の降雪量を支配する大気循環のパターンは、どのようなものであろうか。図2は中央アジアの2月の積雪分布の変動と最も相関の高い対流圏中層における12月の大気循環のパターンを示している(MORINAGA and YASUNARI 1987)。中央アジアに雪の多いときは、冬の初めのカスピ海付近から北東シベリアにかけて負の高度偏差が、その南東と北西には逆に正の高度偏差が分布している。即ち、ユーラシア大陸中央部に気圧の谷が横たわり、その西と東には、気圧の峰があるようなパターンである。このパターンは、符号の反転したパターンも含めて、特に冬のユーラシア大陸上で出現しやすいパターンで、WALLACE and GUTZLER (1981) によってユーラシア (EU) パターンとも名づけられている。興味深いことは、図2の符号を反転したパターンは、日本列島の日本海側に大雪をもたらすパターンに対応している(杉山 1987)。即ち、中央アジアに雪の多い(少ない)冬は、日本海側の雪は少ない(多い)という逆相関傾向のあることが、この

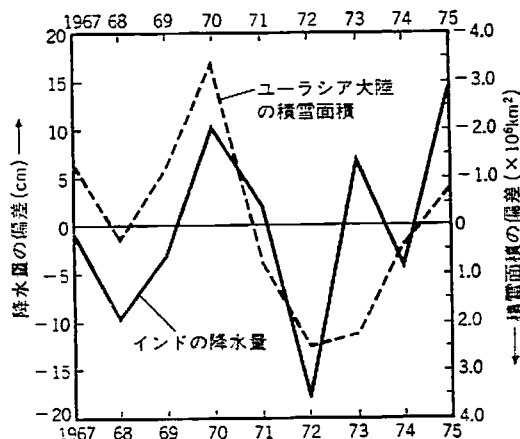


図1 ユーラシア大陸の冬の積雪面積(破線)と次の夏のインドモンスーン降水量(実線)の年々変動。積雪面積のスケールは、上下逆にとってある(HAHN and SHUKLA 1976)。

Fig. 1 Graphs of year-to-year variation of winter snowcover departure over Eurasia south of 52°N, and the corresponding variation of summertime area mean rainfall departure of India (HAHN and SHUKLA 1976).

EU パターンから示唆される。

夏のインドモンスーン降水量変動に関連して、先行する冬の大気循環を調べた著者の研究 (YASUNARI 1988) でも、モンスーンの弱い夏の前の冬には、(中央アジアで負の) EU パターンが非常に卓越していることが明らかになっている。

IV. インドモンスーンと熱帯太平洋の海水温

前節までの議論で、インドモンスーンの変動は、ユーラシア大陸の積雪変動と高い相関のあることを述べたが、この変動はまた、ENSO と密接に関連していることが、多くの研究により指摘されている (WALKER and BLISS 1932, RASSMUSSEN and CARPENTER 1983, SHUKLA and PAOLINO 1983 など)。但しこの場合、モンスーンと ENSO の最盛期とは、同じ1年の中で約半年の時間のずれがあり、物理過程としてどちらが先行しているかについては、多くの議論があった。著者は最近、図3に示すように、インドモンスーンの変動と、それに引き続く冬の西太平洋の混合層水温に、非常に高い正の相関のあることを見いだした (YASUNARI 1989)。即ち、活発 (不活発) なモンスーンの後の冬には西太平洋の海水温偏差は高く (低く) なっており、特にこの二つの要素は2-3年周期の変動で結び付いている。西太平洋の高い混合層水温は、ENSO 現象発現の必要条件と考えられており、(WYRTKI 1975 など)、事実図3でもエル・ニーニョは、前の冬の海水温が極大で、夏のモンスーンが弱かった年の冬に発現し、海水温は極小に転じている。このインドモンスーンと海水温との相関は、東部熱帯太平洋では、西部とちょうど逆の相関になっており (図4)、弱いインドモンスーンが、エル・ニーニョ発現のむしろ前兆現象となっていることをはっきりと示している。弱いインドモンスーンが約半年遅れて熱帯太平洋の海水温異常をもたらすメカニズムはまだよくわかっていない。しかし、赤道中部太平洋上の東風が弱まり、場合によっては西風になってしまうという弱い熱帯東西循環の状態が、モンスーン期に始まり冬まで持続することが重要な観測事実 (MEEHL 1987, YASUNARI 1989) が要要であろう。

V. ユーラシア大陸と熱帯太平洋

以上に述べてきたユーラシア大陸の積雪とインドモンスーンの関係、そしてインドモンスーンと熱帯太平洋の海水温および ENSO との関係併せて考えるならば、この地域での2-3年から数年周期の大気循環の変動は、季節をずらせながら空間的に密接に関連しあった変動のパターンを示しているはずである。この様相を、ENSO の時間スケールでフィルターをした地上気圧偏差の全球的な分布で見よう (YASUNARI 1987)。このフィルターでは、2年から5年周期成分のみを取り出している。図5は、地上気圧偏差の分布が反対エル・ニーニョからエル・ニーニョ時に移行する過程で、全球的にどのように変化するかを

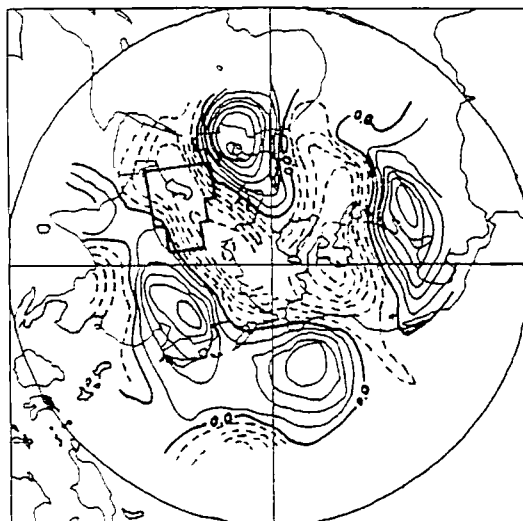


図2 中央アジア (四角の枠内) における積雪面積偏差 (2月) と月平均 500 hpa 高度偏差 (12月) との相関分布図。実線 (破線) は正 (負) の相関をしめす。等値線は 0.1 (MORINAGA and YASUNARI 1987)。

Fig. 2 Correlation pattern between the snow cover area departure (February) over central Asia and 500 hpa height departure (December) over the northern hemisphere. Negative values are shown with dashed lines. Contour interval is 0.1 (MORINAGA and YASUNARI 1987).

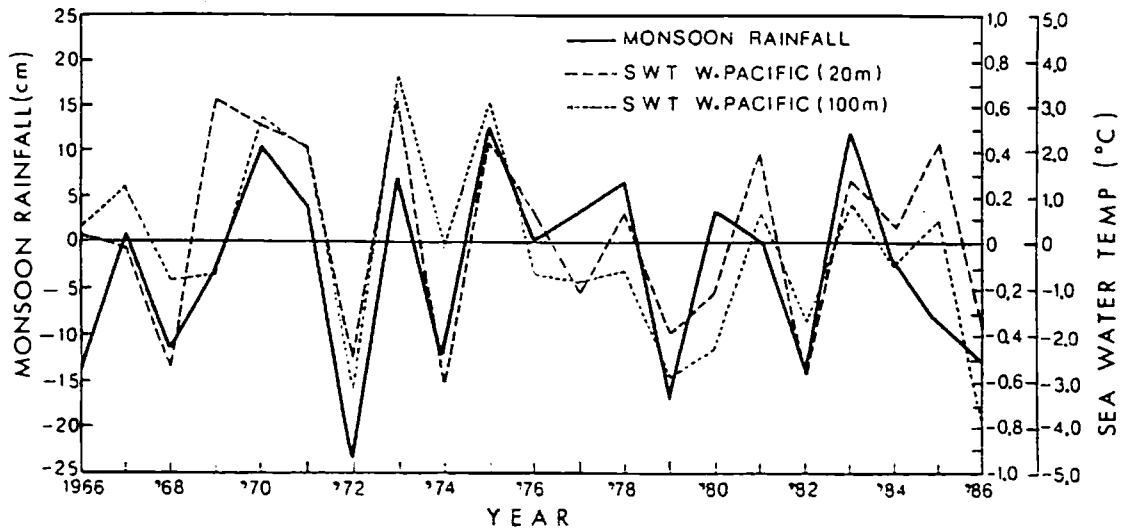


図3 インドモンスーン降水量平均偏差(実線)と西部熱帯太平洋(137°E, 2°N-10°N)の翌年1月における20m深(太破線)と100m深(細破線)の海水温偏差の時系列(YASUNARI 1989)。
 Fig. 3 Time series of Indian monsoon rainfall anomalies (solid line) and sea water temperature anomalies at 20m (thick dashed line) and 100m (thin dashed line) depth averaged for 137°E line (2°N-10°N) in the succeeding January. (YASUNARI 1989).

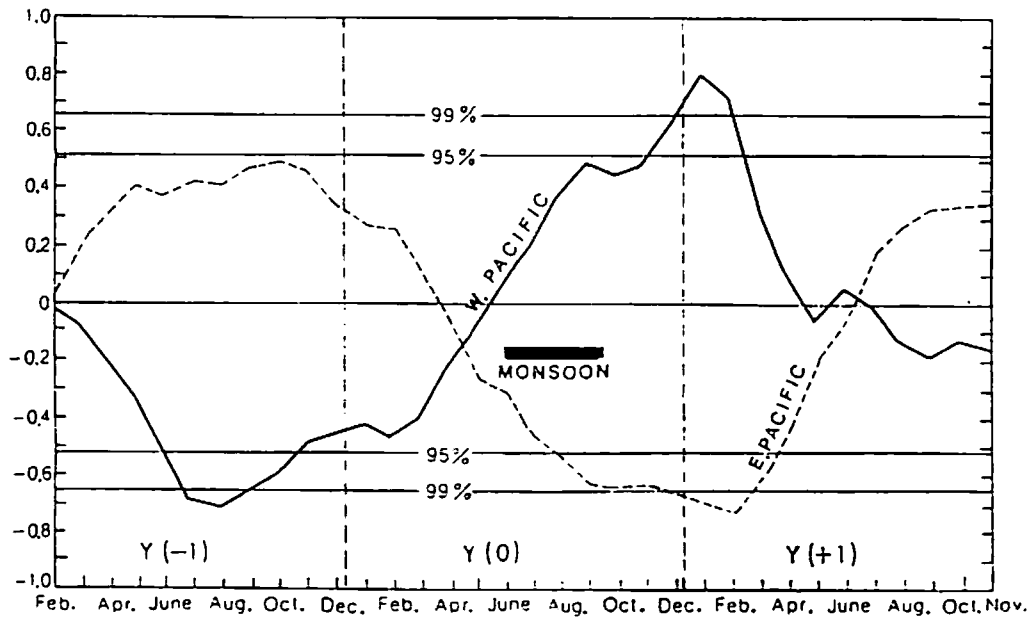


図4 インドモンスーン降水量と西太平洋(0-8°N, 130°E-150°E)海面水温(実線)および東太平洋(0-8°N, 170°W-150°W)海面水温とのラグ相関。参照としたモンスーン年をY(0)、その前年をY(-1)、翌年をY(+1)として示す(YASUNARI 1989)。

Fig. 4 Lag correlations between Indian monsoon rainfall and sea surface temperature in the western (0-8°N, 130°E-150°E) and the eastern (0-8°N, 170°W-150°W) Pacific. Reference monsoon season is shown with thick black bar. Y(0) denotes the year of reference monsoon and Y(-1) (Y(+1)) denotes the year before (after) the reference monsoon year. (YASUNARI 1989).

いくつかの ENSO サイクルを合成することにより求めたものである。ENSO の1サイクルを8つのに分け、category 1 は反対エル・ニーニョ時、category 5 はエル・ニーニョ時、category 3 は反対エル・ニーニョからエル・ニーニョへ移行する中間の段階に対応している。ここでいう反対エル・ニーニョという時期は、東部赤道太平洋の海水温が極小に達した時期をさし、ひとつの category は、半年程度の期間の平均状態である。また、category の奇(偶)数番号は、北半球の冬(夏)を中心とした半年にほぼ対応していると考えられる。

category 1 では、オーストラリア付近に極小、東部太平洋に極大の気圧偏差域があり、西太平洋・インドネシア付近での対流活動が活発な時期に対応している。category 2 は category 1 の状態から余り変化はしていないが、赤道太平洋上の気圧偏差の勾配は若干弱まっている。ここで注目したいのは、次の category 3 から category 4 の段階である。

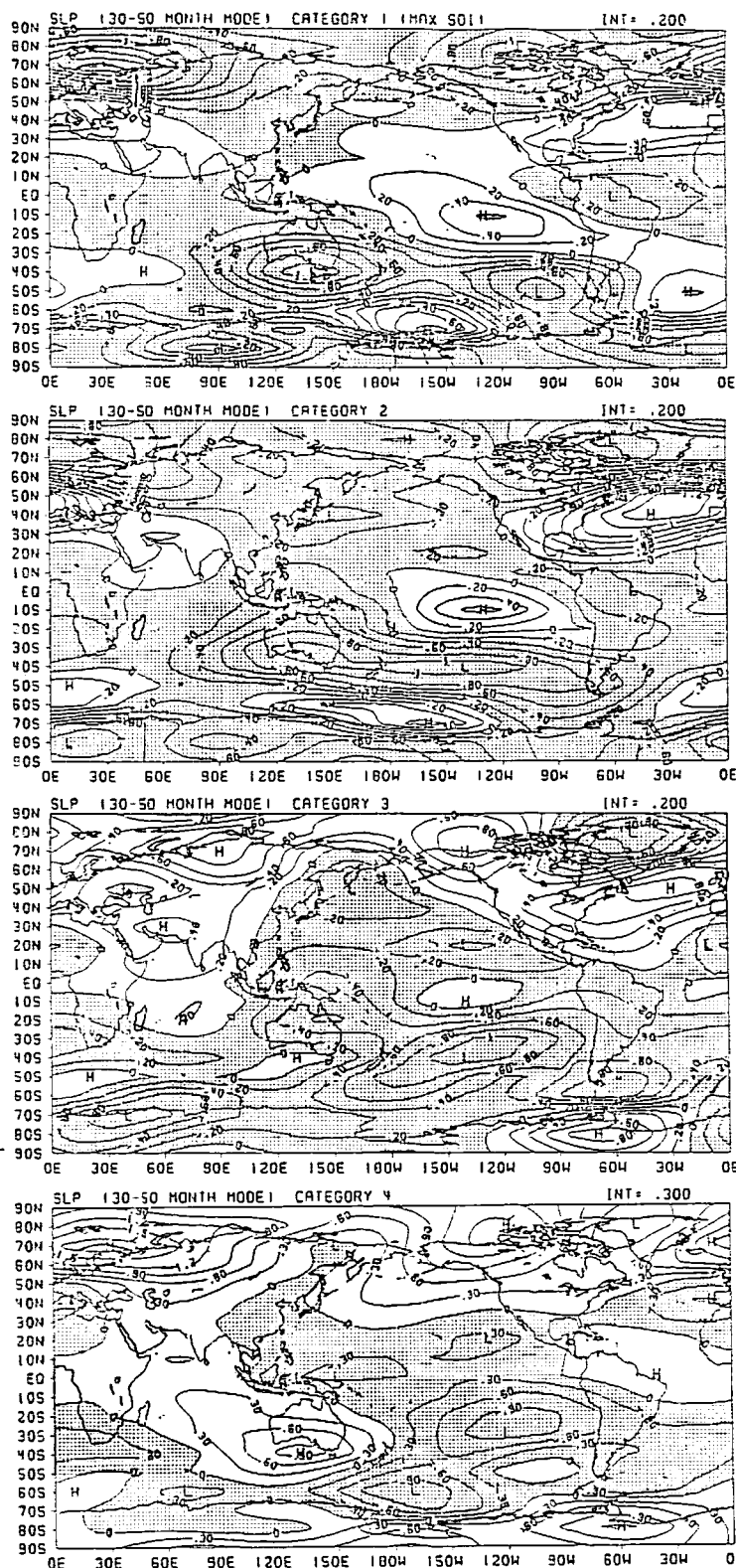


図 5 ENSO サイクルの各段階における全球の地上気圧偏差の合成図。category 1 から category 4 までを示す。等圧線間隔は図の右上に示す。ハッチ域は負偏差 (YASUNARI 1987)。

Fig. 5 Composite filtered anomalies of sea level pressure for category 1 to category 4 of one ENSO cycle. Units are indicated on the right up side of each diagram. Negative values are shaded. (YASUNARI 1987).

category 3 では、反対エル・ニーニョに対応した東部太平洋—オーストラリア間の気圧偏差のコントラストは、ほぼなくなっている。ところが、category 1, 2 と比較して際だった違いは、ユーラシア大陸からインド洋北部にかけて、正偏差域が大きく広がっていることである。この正偏差は、category 4 (エル・ニーニョ完熟期の前段階) にはインド洋北部からさらにオーストラリア方面に拡大し、エル・ニーニョ時の気圧偏差分布が成立しかけている。即ち、反対エル・ニーニョ期からエル・ニーニョ期の気圧配置への移行は、ユーラシア大陸付近から始まっているように見える。

category 3 および 4 の気圧偏差分布を、赤道沿いに注目した場合、インド洋東部から西太平洋にかけて気圧偏差の東向き勾配が強まっており、前節で述べた東風の弱まり、または西風の強化と符合しており、このような気圧偏差分布の形成が、エル・ニーニョを実際に発現させる赤道沿いの大気・海洋結合系の不安定モードの引金になっている可能性が高い。

このような地上気圧のはっきりとした変化ともなって、対流圏上部での大気循環も大きく変化している。特に category 3 では、ユーラシア大陸上に大きな低気圧性循環域、オーストラリア付近に強い高気圧性循環域が出現している。ユーラシア大陸上の低気圧性循環域は、地上気圧における高気圧偏差 (図 5) と対応しており、偏差の鉛直構造は傾圧的といえる特徴を持っている。即ち、この時期 (エル・ニーニョ完熟期の 1 年前の寒候期) には、ユーラシアの中・南部からインド洋北部にかけて、寒気団の南下あるいは強化があり、これともなって地上の高気圧偏差が大きくなっていると示唆される。寒気団の南下は、さきに述べた EU パターンが密接に関係していることはいうまでもない。

VI. ENSO サイクルとテレコネクション

ここまで述べてきた議論をまとめてみると、ENSO サイクルに関連して、ユーラシア大陸上の EU パターン→積雪→アジアの夏のモンスーン→熱帯太平洋の海水温というリンクがあることになる。では、いったん起こったエル・ニーニョ (或は反対エル・ニーニョ) の状態が、どのようにして反対エル・ニーニョ (或はエル・ニーニョ) の状態に戻れるのだろうか。言い替えば、数年周期程度の時間スケールを持った ENSO サイクルは、どのような機構で起こっているのだろうか。ENSO に関する残された問題は、ここに集約されているといっても過言ではない。ENSO を熱帯太平洋域で完結した大気・海洋相互作用として捉えた簡単な数値モデルによる最近の研究 (例えば、ZEBIAK and CANE 1987 など) は、“ENSO サイクル”らしきものを再現しているが、これらの結果は、この論文で観測事実として示した、ENSO サイクルにおけるより、グローバルなシグナルを説明することができない。ここでは、YANUNARI (1988) をもとに、熱帯→中緯度→熱帯→中緯度→というリンクによって、数年程度で、しかもかなりランダムな周期性を持つ ENSO サイクルが起こりうる可能性を提示したい。

例えば、活発な夏のモンスーンから始めたとする、図 3、図 4 で示したような関係から、その次の冬の西太平洋での海水温は高く、その対流活動も引続き活発である可能性が高い。そして、次の夏のモンスーンが弱く、しかも引き続く冬にエル・ニーニョが起こった場合の、北半球における顕著なテレコネクション・パターンの発現を、時系列上で示すと図 6 のようになる。この図に示した実線や破線、点線は、図 7 で示したいくつかのテレコネクション・パターンの強度を示す正負の時間係数である。例えば、大きなマイナスの値は、図 7 のパターンの符号を反転させたものが卓越していることを示す。

この図からわかることは、活発な夏のモンスーンの後の、西太平洋で引続き対流活動が活発な冬には、冬の初めに EU パターンがユーラシア大陸上に発達するが、冬の後半には、反転した PNA-II パターンと NAO パターンが北太平洋から北米大陸北部、北大西洋の地域にかけて卓越していることである。反転した PNA-II パターンは、西太平洋での強い対流活動に励起された定常ロスビー波に関連したパターンである可能性が高い。これら三つのテレコネクション・パターンを合成していると、図 2 の高度偏差パターンに非常に良く対応していることがわかる。ここで重要なことは、同じように強い夏のモンスーン年か

ら弱い夏のモンスーン年になってもエル・ニーニョが発現した場合としない場合とで、Y (0) 年の初め (1月ごろ) の NAO パターンの符号が、まったく反転していることである。他の二つのパターンは、時間係数の大きさには違いがあっても、符号はそのままである。即ち、EU (および PNA-II) パターンは、夏のモンスーンの前と後の冬で符号を変えて、モンスーン域+熱帯太平洋域の大気・海洋結合系の2-3年周期振動の一部をなしていると考えられるが、エル・ニーニョ現象の先行過程として図5に示すようなインド洋への高気圧サージを伴うような大気循環の偏差をユーラシア大陸上に引き起こすには、偏西風の上流側に当たる北大西洋の NAO パターンの極性が、重要なはたらきをしていると推測される。即ち、図7左上のパターンの符号を反転させた、グリーンランド上が負、大西洋上が正の NAO パターンは、北太平洋上のパターンと、ユーラシア大陸上の EU パターンを増幅ないしは共鳴させるための、何らかの力学的な役割を果たしている可能性がある。図5の category 3 においても、確かに NAO のこのパターンがはっきりと示されている。

ところでこの NAO パターンは、今世紀初めに南方振動 (SO) と同時にウォーカー (WALKER 1932) によって

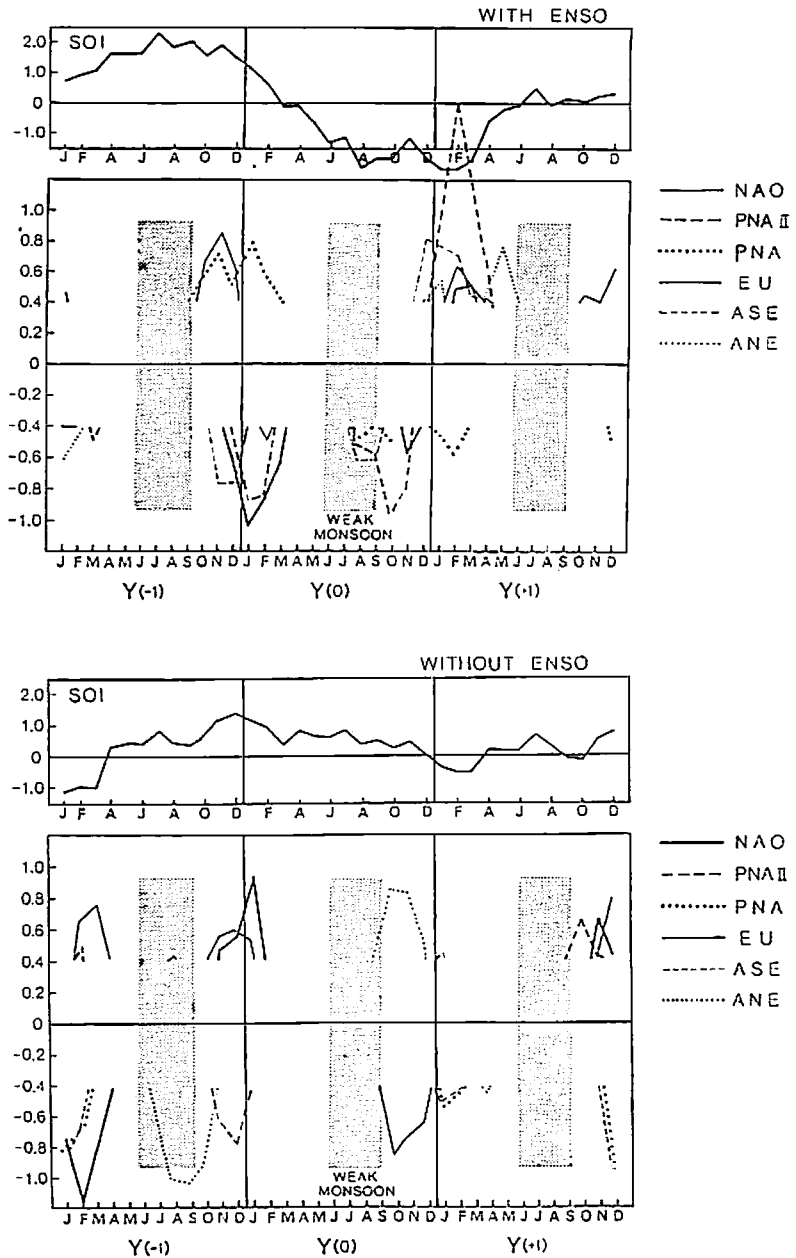


図6 インドモンスーンが弱く、かつ (a) ENSO 年であった年と、(b) ENSO 年ではなかった年の前後におけるテレコネクション・パターンの強度と極性の合成図。Y (0) は参照した弱いモンスーンの年を示す (YASUNARI 1988)。

Fig. 6 Composite time sequences of time coefficients of some teleconnection patterns in reference to weak monsoon years (Y (0)) with (a) ENSO events and (b) no ENSO events. Time coefficients whose absolute values are less than 0.4 are not indicated. Composite SOI anomalies are also shown in the upper part of each diagram. Indian monsoon seasons are shown with hatched areas (YASUNARI 1988).

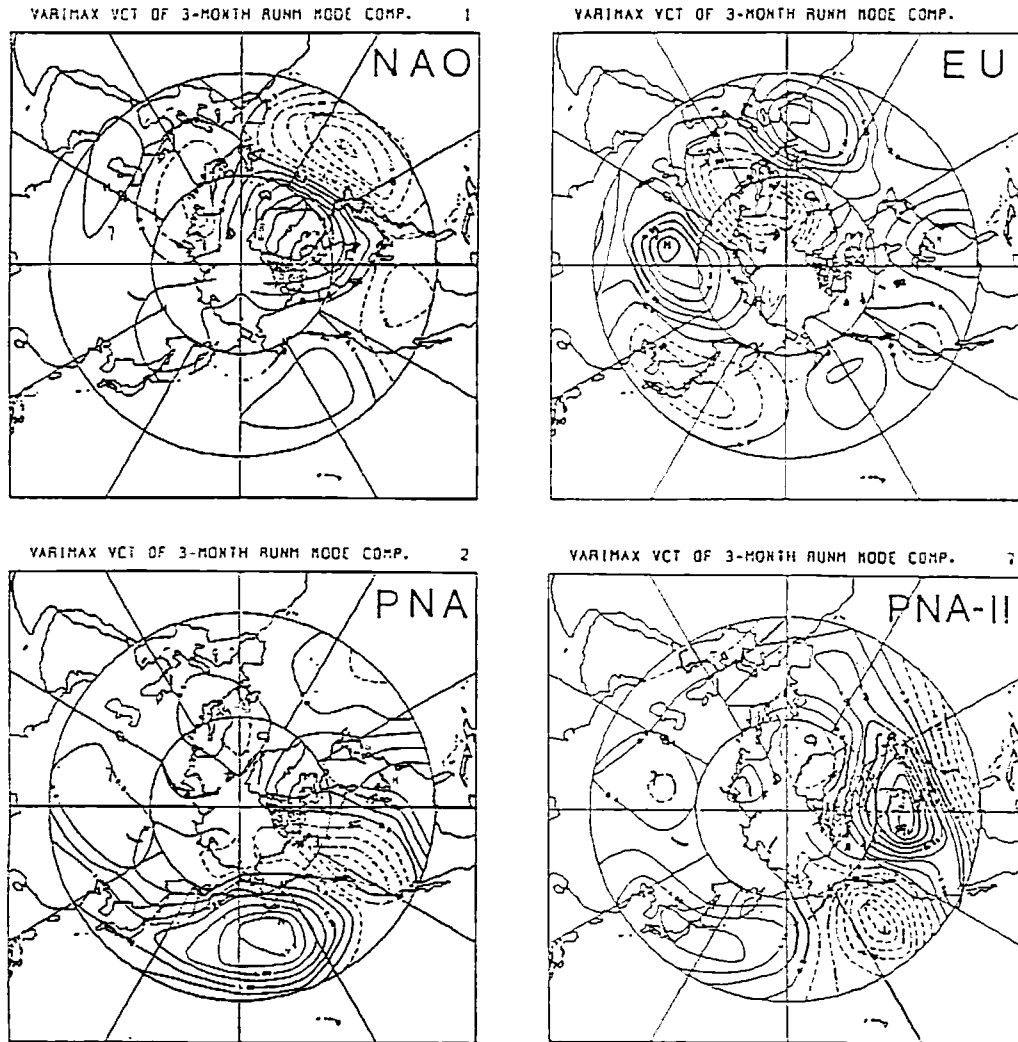


図 7 ENSO に特に関連した北半球のテレコネクション・パターン。月平均 500 hpa 高度の回転主成分分析にもとづく。等値線の単位は 2.0。負偏差域は破線で示す (YASUNARI 1988)。

Fig. 7 Major teleconnection patterns associated with ENSO cycle, deduced from rotated eigenvectors for smoothed monthly mean 500hpa height field. Negative values are shown with dashed lines (YASUNARI 1988).

発見されたテレコネクション・パターンの一つであるが、SO または ENSO とは、時間的にも空間的にもいさお独立の現象で、直接的な関係はないとする研究が多い (BARNETT 1985 など)。この大気振動のメカニズムはよくわかっていないが、その空間パターンから推測して、北極・グリーンランド周辺の海水域と大気・海洋の相互作用が関係している可能性がある。それはともかくとして、ここで示唆されることは、NAO のこの独立性こそが 2-3 年周期で振動するモンスーンとの熱帯太平洋の大気・海洋結合系を、ストカスティックに増幅し、結局数年毎のエル・ニーニョ現象を引き起こすのではなからうか、ということである。

VII. おわりに

ここで議論したモンスーン/ENSO の変動の機構に関する仮説は、熱帯太平洋における大気・海洋相互

作用という枠組みではなく、少なくとも北半球全体における、雪氷・大気・海洋相互作用という枠組みに基づいている。特に雪氷圏に関しては、ユーラシア大陸上での積雪の果たす役割の重要性を示したが、NAO に関連して述べたように、北極周辺での海氷域の変動も、大気のテレコネクションを媒介にして、モンスーンや ENSO と密接に関連している可能性が強い。事実、北極の海氷の広がりと同様にインドモンスーンの変動との関係を指摘する研究 (FANG 1987) や、ENSO と北太平洋の海氷の広がりとの関係を指摘する研究 (NIEBAUER 1988, 立花ほか 1988 など) も、最近現れている。確かに中・高緯度の広域の積雪や海氷は、熱帯域の海水温と同様、数カ月から1年程度の大気メモリーを持った媒体であり、少なくともこれらふたつは、ENSO をふくむ数年周期程度の時間スケールをもつグローバルな気候システムにおいて、積極的な役割を果たす物理過程と考えるべきであろう。

雪氷圏はまた、氷河という気候変動そのものの記録を記す媒体を含んでいる。低緯度側のヒマラヤやアンデスの氷河は、モンスーン・ENSO の記録を鮮明に残している (たとえば、THOMPSON *et al.* 1984 など) 一方、グリーンランドなどの高緯度側の氷河は、ここで述べた大気のテレコネクション・パターンを記録に残していると期待され、今後の調査が待たれる。

文 献

- BARNETT, J. (1985): Variations in nearglobal sea level pressure. *J. Atmos. Sci.*, 42, 478-501.
 — (1989): The effect of Eurasia snow cover on regional and global climate variations. *Jour. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- BLANFORD, H. F. (1884): On the connexion of Himalayan snowfall and seasons of drought of India. *Proc. Royal. Soc. London.* 37, 3-22.
- DEY, B. and O.S.R.U. BHANU KUMAR (1983): Himalayan winter snow cover area and summer monsoon rainfall over India. *J. G. R.*, 88, C9, 5471-5474.
- DICKSON, R. R. (1984): Eurasian snow cover versus Indian Monsoon Rainfall-An extension of the Hahn-shukla results. *J. Climate & App. Met.* 23, 171-173.
- FANG, Z. (1987): The effect of the north polar sea ice in January on the east Asia circulation in June. *Proc. U. S.-P. R. C. Monsoon Workshop.* Kunming, People's Republic of China.
- HAHN, D. G. and SHUKLA, J. (1976): An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.* 33, 2461-2462.
- MEEHL, G. A. (1987): The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 17-50.
- MORINAGA, Y. and YASUNARI, T. (1987): Interactions between the snow cover and the atmospheric circulation in the northern hemisphere. *IAHS Pub. No.* 166, 73-78.
- NIEBAUER, H. J. (1988): El Nino-Southern Oscillation and North Pacific Weather patterns on interannual variability in the subarctic Bering Sea. *J. G. R.*, 93, C5, 5051-5068.
- RASSMUSSEN, E. M. and CARPENTER, T. H. (1982): The relation between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 517-528.
- SHUKLA, J. and PAOLINO, D. A. (1983): The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1830-1837.
- 杉山貴子 (1987): 日本の降雪分布の大気循環場。筑波大学環境科学研究科昭和61年度修士論文, 61p.
- 立花義祐・松本善之・若瀆五郎 (1988): 日本の降雪・海氷面積・熱帯の海水温相互のテレコネクションについて。日本気象学会年秋季大会講演予稿集, 104.
- THOMPSON, L. G., THOMPSON, E. M. and ARNAO, B. M. (1984): El Nino-Southern Oscillation events recorded in the stratigraphy of the tropical Quelccaya ice cap, Peru. *Science*, 226, 50-53.
- WALKER, G. T. and BLISS, E. W. (1932): World Weather V. *Mem. Roy. Met. Soc.*, 4, 53-84.
- WALLACE, J. M. and GUTZLER, D. S. (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.

- WYRTKI, K. (1975): El Nino-The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.
- YASUNARI, T. (1987): Global structure of the El Nino/Southern Oscillation. Part II. Time evolution. *J. Met. Soc. Japan*, 65, 81-102.
- (1988): Global teleconnections associated with Indian summer monsoon and ENSO. *Met. Res. Report (Geophy. Inst. Univ. of Tokyo)*, 88, 30-39.
- (1989): Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *To appear in Meteor. Atmos. Rhys.*
- 安成哲三 (1988): インドモンスーンと熱帯太平洋における大気・海洋結合系. 月刊「海洋科学」, 20, 616-626.
- YEH, T. -C., WETHERALD, R. T. and MANABE, S. (1983): A model study of the short-term climatic and hydrologic effects of sudden snow-cover removal. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1013-1024.
- ZEBIAK, S. E. and CANE, M. A. (1987): A model El Nino-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262-2278.

(1988年11月4日受付, 1989年8月7日受理)