

圧密による沈降その他、雪氷収支以外の影響も含むので注意を要するが、下記のことが推察できる。

- 1) 降雪量は夏を中心とした4ヶ月(6~9月)に多いが、月一旬別の貢献度は年によって異なる。
- 2) 消費量も夏の3ヶ月(6~8月)が多く、7月を中心に最大となる。
- 3) 表面雪氷収支の収支年の終り(8月末)の結果は上記の3~4ヶ月の推移で支配され、他の時期は小さな昇降をくりかえす。

このタングラ山域は、準大陸性の気候で、チベット高原全体の気象・水文環境の中間的な位置をしめる。ここで、文部省国際学術研究「チベット高原の水循環における雪氷の役割」が1991年から始まっている。この研究は、氷河、積雪、凍土を雪氷圏として総体的にとらえ、雪氷、気象、水文の観測を一体化し、雪氷圏が水循環の維持と変動にはたす役割を明らかにすることをめざしている。この計画は、IHP や IGBP にも対応しており、この研究計画全体の名称を CREQ (Cryosphere Research on Qingzang Plateau) とした。

CREQ の研究内容は、①スケールの異なる流域単位での陸域水循環、②表面状態の異なる凍土域での大気・

陸面相互作用、③人工衛星データの地上検証とそれによる広域解析の3つに大別できる。研究の中心は、陸域水循環についての観測データの取得にあり、関連する要素の季節変化と重要な素過程を大気、地表面、凍土表層について、氷河・積雪・凍土の役割を重視して観測する(詳細は CREQ グループ, 1992参照)。

種々の雪氷体を個別ではなく相互につながる雪氷圏としてとらえ、それが大気水圏システムの維持と変動にはたす役割を研究する雪氷圏科学の手法は、これから開発していかなければならない。チベットを舞台にした CREQ がローカルからグローバルへどれだけ迫ることができるかも、まさにこの点にかかっているであろう。

文 献

上田豊, 1983: ネパール・ヒマラヤの夏期涵養型氷河における質量収支の特性, 雪氷, 45, 2, 81-105.
 CREQ 研究グループ, 1992: チベット高原の雪氷圏と水循環, pp. 63.
 施雅風, 鄭本興, 李世杰, 1990: 青藏高原の末次冰期与最大冰期, 冰川凍土, 12, 1, 1-16.

103; 107: 306 (モンスーン; 気候システム; 準2年振動)

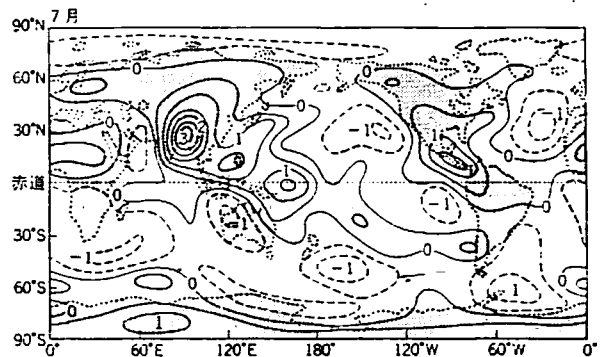
2. 地球気候システムにおけるアジアモンスーンの役割*

安 成 哲 三**

1. モンスーンと水循環

モンスーンは、アジア大陸東南部からインドネシア・熱帯西部太平洋、オーストラリア北部の地域で、世界的にも最も卓越している。モンスーン世界とは、熱帯アフリカの一部の地域を除けば、この地域のことをさすといっても過言ではない。なぜこの地域にモンスーンが卓越しているか。ひと言でいえば、低緯度にまで張り出した地球最大の大陸<ユーラシア大陸>と、まわりの海洋のあいだの季節的な加熱・冷却のされかたがきわめて大きいことに加え、ヒマラヤ・チベット山塊の存在が、この熱的コントラストをさらに強めていることによっている(安成, 1984)。この海陸・山岳分布に影響された大気

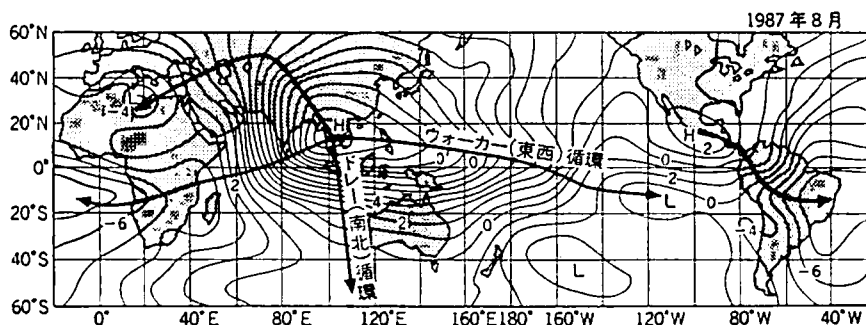
非断熱加熱率(実質的な加熱・冷却の割合)の分布(第1図)は、アジアモンスーン地域を中心に、非常に顕著な海陸間の加熱と冷却のコントラストを形成している。



第1図 1979年7月の大気加熱または冷却の割合(非断熱加熱率, K/日)。破線部は負の値, すなわち冷却域 (Johnson et al., 1987)。

* Role of the Asian monsoon in the global climate system.

** Tetsuzo Yasunari, 筑波大学地球科学系.



第2図 対流圏上部(200 mb)の速度ポテンシャル分布と主な発散風の流れ。発散の中心が速度ポテンシャルの極大域、収束の中心が極小域に対応する。

この加熱・冷却の差を補償するように流れるのが、モンスーン循環に他ならない。

しかし、このようなアジアモンスーン域の大きな大気加熱と、まわりの海での大気冷却には、海洋上での蒸発による冷却、風による水蒸気輸送と収束、そして大陸域周辺での凝結、降水による大気加熱が実際には非常に大きな働きをしており、この水循環の過程無しには、海陸間の大きな加熱差は維持されないことが、過去十数年のグローバルな観測データの蓄積により明らかにされている。したがって、モンスーン循環は、海陸の加熱差でいったん形成された循環が、この水循環過程により、さらに維持・強化されるという、正のフィードバック機構を伴っていることになる。ここでは、このアジアモンスーンの地球気候システムの変動における役割について、安成(1991)および Yasunari and Seki (1992) にもとづいて述べてみたい。

2. アジアモンスーンと熱帯の大気・海洋結合系

アジアモンスーンに伴う大気循環系としては、南アジアから南インド洋付近にかけての南北循環とともに、アジアモンスーン域で上昇し、赤道東部太平洋上で下降する熱帯ぞいの東西循環も、その大きな部分を占めている(第2図)。この熱帯東西循環は、上に述べた水循環による正のフィードバック機構により、モンスーン域の対流活動を強め、東部太平洋での下降気流を強める。この循環は、対流活動の中心が赤道西部太平洋域に移る冬のアジア(夏のオーストラリア)モンスーン時にも、引き続き維持される。

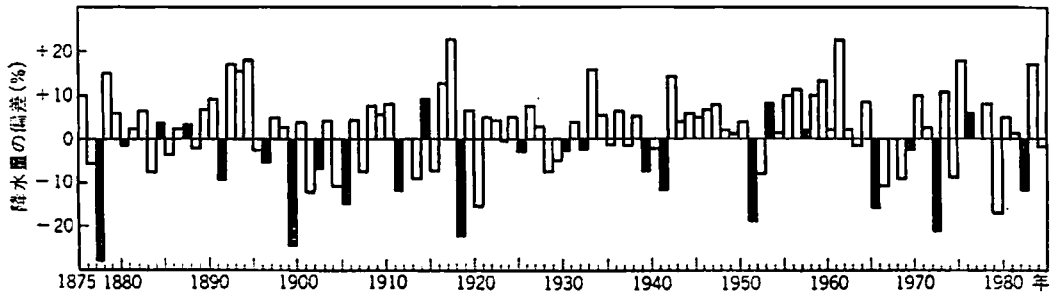
さらに重要なことは、この東西循環の大気下層部をしめる赤道沿いの東風(貿易風)は、エクマン効果による赤道湧昇流を海の表層に引き起こすことにより、中・東

部太平洋の表層水温を低くし、その上の大気を冷やして気圧を高め、東西の気圧勾配をさらに強め、その結果、東風をさらに強めるという、もうひとつの正のフィードバック効果を持っていることである。一方、モンスーンの対流活動域に向かって、西よりの強い風が吹いている東部インド洋や西部太平洋では、逆のエクマン効果により、表層に暖かい海水がたまり、海面水温も高くなって、対流活動がさらに強化される。即ち、モンスーン地域の対流活動に励起された赤道沿いの大気の東西循環は、近接する太平洋とインド洋の海洋表層と相互作用することにより、第1図に示されるような大気加熱(冷却)域の東西非対称な分布をさらに強め、結果として、アジアモンスーン域を熱帯における卓越した対流活動域として作り出していることになる。

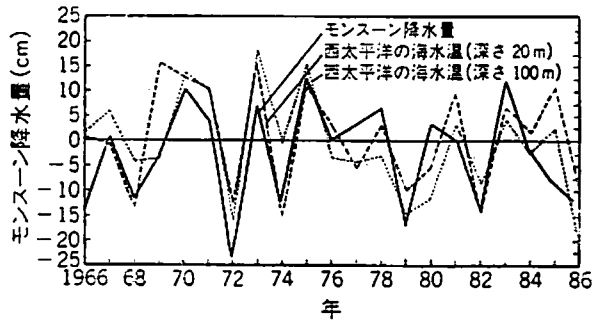
第2図に示されたような、熱帯の中でも卓越して巨大な循環システムを形成するアジアモンスーンは、特徴的な海陸と山岳の分布に励起された熱的循環という理解だけでは不十分であり、それに熱帯太平洋・インド洋の大気・海洋相互作用が結合した動的平衡系としてとらえることにより、はじめて理解できるのである。

3. 「モンスーン年」とエル・ニーニョ

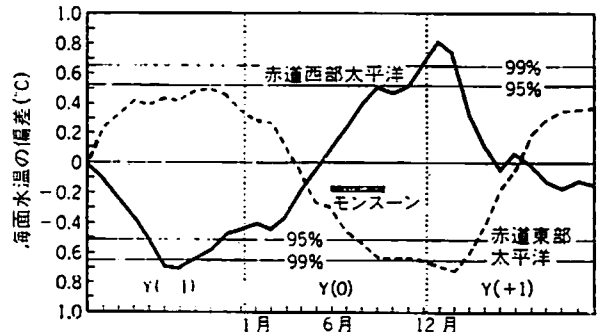
エル・ニーニョの年にはインドモンスーンは弱いという統計的事実は、かなり以前から指摘されていた。第3図は過去約100年におけるインドモンスーンの変動とエル・ニーニョの発現を示したグラフである(Mooley and Shukla, 1987)。この図からも、モンスーンの弱い年に集中して、エル・ニーニョが発現していることがわかる。しかし、その因果関係は長い間不明であった。むしろ従来の多くの研究は、エル・ニーニョが原因となった異常気象の一環として、アジアモンスーンの弱まり―干



第3図 インドモンスーン降雨量の経年変動。平年からの偏差で示す。黒で示したのがエルニーニョ年 (Mooley and Shukla, 1987)。



第4図 インドモンスーン降雨量と翌年1月の西太平洋(東経137度, 北緯2~10度)の海水温偏差。海水温偏差は正規化してある。



第5図 インドモンスーン降雨量と赤道西部および東部太平洋の海面水温とのラグ相関。Y(0)は参照したインドモンスーンの年を示す。

ばつ一を捉えるという傾向が強かった、ともいえる。

しかしながら、前節の議論を前提とするならば、アジアモンスーンの変動と、エル・ニーニョに代表される熱帯太平洋の気候・海洋結合系の変動は、ひとつのシステムにおける変動の、ちがう側面からの投影であるという見方もできる。著者の最近の解析 (Yasunari, 1990) では、このシステムの変動の鍵となる部分は、むしろモンスーンにあることが強く示唆されている。

例えば第4図は、アジアモンスーンの強さのインデックスとしてのインドモンスーン降水量と翌年1月の西部熱帯太平洋の暖水域での混合層水温の時系列である。双方の時系列のあいだには、非常に高い正の相関があり、アジアの夏のモンスーンが活発な後の冬の水温は高く、不活発なモンスーン後の水温は低いことがわかる。この図に現れたもうひとつの特徴は、これらの変動が顕著な2~3年周期を示していることである。広域での海水温、風、雲量などの時空間変動の解析をあわせた結果、この両者に見られるタイムラグを持った非常に高い相関は、このシステムの年々変動が特徴的な季節性を持つことと密接に関連していることを明らかにした。即ち、夏

のアジアモンスーンの大気活動と、それに伴う熱帯東西循環の強弱のアノマリーがまず現れる。それが季節の進行と共にさらに増幅され、引き続く冬に極大に達した後、翌年の夏のアジアモンスーンの直前に衰える。そして、翌年の夏のモンスーンは、前年とは反対のアノマリーで開始される確率が高い。即ち、2年周期的な変動の特性をもつことになる。

このモンスーン・大気海洋結合システムの、特徴的な季節サイクルを持った年々変動の特性は、第5図のインドモンスーン降水量と赤道太平洋の海面水温とのラグ相関に、はっきりと見ることが出来る。この図を、物理的解釈を加えながら説明すると、夏のアジアモンスーンが活発ならば、東南アジアから西太平洋にかけての対流活動は、秋から冬への季節進行中も活発なまま持続され、熱帯東西循環も強化されたまま持続する。赤道西部太平洋では、東西循環の強化に伴って、暖かい海水がますます蓄積され、一方東部太平洋では、東風の強化に伴う湧昇流の強化により、ますます水温が低くなる。即ち、エル・ニーニョとはちょうど反対の、いわゆるラ・ニーニョ

ャの状態が次の冬を中心として発達するし、次の夏に終息する。夏のアジアモンスーンが不活発だと、反対に、エル・ニーニョ（的）状態が発達する。

アジアモンスーン域を含む太平洋、インド洋域は、熱帯の約2/3の領域を占める。残りの地域でも、この結合システムの変動の影響は大きく、熱帯全域における年々の気候の偏差（アノマリー）は、夏のアジアモンスーンから次の夏のアジアモンスーンまでの1年が単位年となって現れる傾向が強い。著者は、この単位年を、熱帯における気候学的な一年とすべきことを提唱し、仮に「モンスーン年」(Yasunari, 1991)と名づけた。

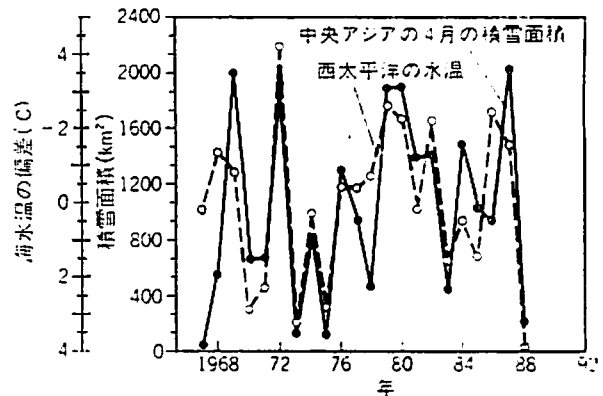
一方で、エル・ニーニョは、第3図に示されるように、モンスーンが弱い年にいつも発現するわけではなく、選択的に、より少ない頻度でしか発現しない。エル・ニーニョは、このシステムの2年周期振動が、時として異常に増幅した状態と理解することができる。

では、モンスーン・大気海洋結合システムは、なぜ2年周期の特性（即ち、あるモンスーン年と次のモンスーン年は、反対のアノマリーを持ち易いという特性）を有しているのか。エル・ニーニョ発現のタイミングを決めているのは何か。現在走っている国際的な共同研究のTOGA（熱帯海洋と地球大気）研究計画は、まさにこれらの問題の解明を標的にしている。

4. アジアモンスーンとユーラシア大陸の陸面過程

夏のモンスーンは、熱帯の現象であると同時に、中緯度にまたがる現象でもある。モンスーン循環の強さを基本的に決めているものは、先にのべたように、海陸の加熱差である。したがって、大陸での季節的な加熱が、例えば春の積雪が多いために遅れると、夏のモンスーンは弱くなることが考えられる。ハーンとシュクラ (Hahn and Shukla, 1976) は、気象衛星画像から求めたユーラシア大陸上の冬の積雪面積と次の夏のインドモンスーン降水量のあいだに、逆相関のあることを、はじめて見いだした。彼らの用いたデータはたった9年分であったが、統計期間をのばしたその後の研究も、この結果を支持している。最近の研究 (森永, 1991) では、中央アジアの春の積雪面積変動が夏のインドモンスーンの変動と、最も高い負の相関を示している。

しかしながら、半年から、2, 3カ月前の積雪異常が、どのような過程で夏の初めの気候加熱に影響を与えるのか。大気自身の持つ気候のメモリーは、せいぜいひと月と言われている。アジアモンスーンは地表面加熱と



第6図 中央アジアの4月の積雪面積偏差(●)と翌年1月の熱帯西太平洋の混合層(125 m)水温(○)との相関。

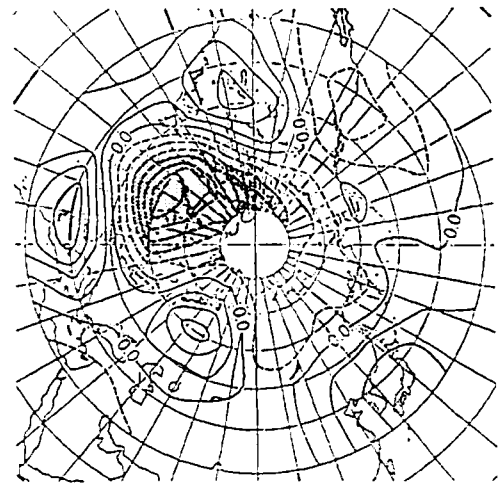
して強い影響をもつ中緯度(40—50°N)の積雪は、4月頃には消えてしまう。したがって、雪面のアルベード(太陽光の反射)効果だけでは、十分に説明することはできない。そこで、積雪が融けた後にも残りうる効果として、融雪水文学的過程が現在注目されている。即ち、融けた雪が土壌水分の増加となって残り、夏の地表面熱収支の影響するという効果である。冬から春の積雪のアノマリーがこの効果によって、夏のアジアモンスーンと大気循環に大きく影響することは、観測からはまだ検証されていないが、大気大循環モデル(GCM)による研究(Barnett *et al.*, 1989; Yasunari *et al.*, 1991)では確認されている。また、最近の名大グループによるチベット高原での観測は、永久凍土の季節変化がこの融雪水文学的過程にさらに関わっている可能性を示唆している(太田, 私信)。

さて、ユーラシアの積雪アノマリーと夏のモンスーンの変動が、上記のような過程で結びついているとすると、モンスーン・大気海洋結合系の振動は、それ自体で完結しているのではなく、ユーラシア大陸上の積雪を含む陸面過程の変動をも含めて考える必要がある。事実、中央アジアの4月の積雪変動は、夏のアジアモンスーンとだけでなく、第6図に示すように、翌冬の西部熱帯太平洋の水温と、高い負の相関を持って変動している(Yasunari and Seki, 1992)。さらに、中央アジアの冬から春の積雪域の拡大には、冬の初めに、ユーラシア大陸中央部に気圧の谷、その両側の東アジアと西ヨーロッパに気圧の峰が発達する、ユーラシア・パターンと呼ばれる定常波パターンの発達が重要であることがわかっている(Morinaga and Yasunari, 1987)。

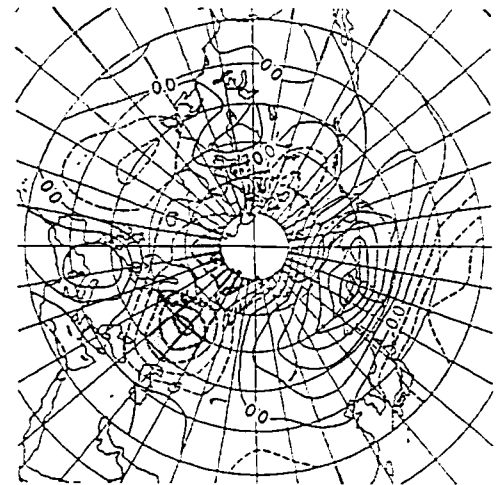
ここまで来ると、モンスーン・大気海洋結合系の2-3年周期振動と、それが異常に増幅されたエル・ニーニョの発現は、中・高緯度の気候システムを含む、グローバルなシステムの変動の一環と考えざるを得なくなる。中・高緯度からは、積雪異常という境界条件の変化を気候シグナルとして受けた熱帯・低緯度のサブシステム、即ちモンスーン・大気海洋結合系は、なんらかの気候シグナルを再び中・高緯度に返すフィードバックにより、グローバルに完結したシステムとして振動することができるであろう。次に、その過程について考えてみよう。

5. アジアモンスーンに伴うテレコネクション

エル・ニーニョに伴う熱帯太平洋の海水温異常が北半球中・高緯度の気候システムに与える影響については、観測、理論の両面から、すでに多くの研究がなされている。海水温異常と関連した対流活動の異常が、渦度（高度）異常をつくりだし、それが波源となった定常ロスビー波の伝播という機構が、この研究のいわば指導原理となっている。特にエル・ニーニョ最盛期の冬には、中部熱帯太平洋の海水温異常から、このメカニズムによって、北太平洋のアリューシャン低気圧が深まり、風下側のロッキー山脈付近の気圧の峰が強くなり、さらに風下側の北米東岸の気圧の谷が深まるという、PNAパターンと呼ばれる循環パターンが出現しやすいとされている。しかし、最近の著者らの、夏のアジアモンスーンの変動に関連した大気循環パターンの解析 (Yasunari and Seki, 1992) では、このパターンは、むしろ夏の不活発なモンスーンに関連して、夏の終わり頃から秋の終わりにかけて出現しやすいことがわかった。活発なモンスーンの後には、逆に、反転したPNAパターン（即ち、より蛇行の少ない、ゾーナルな流れ）が出現し、持続しやすくなっている。この循環パターンの季節的な持続性が、第5図で示した海水温アノマリーの持続性と対応していることは、想像に難くない。しかし、なぜこのような循環パターンが、熱帯太平洋の大気・海洋結合系のアノマリーにもなって、この季節に出現するかは、まだよくわかっていない。ロスビー波の伝播という機構のみならば、偏西風が強くなる冬に、最も顕著に現れていはずである。この問題の鍵は、この季節（夏・秋）に卓越する北太平洋の亜熱帯高気圧の強さにあるかもしれない。最近のGCMによる数値実験 (Nikaidou, 1990) は、海陸の加熱差の大きい（即ち、モンスーンの強い）状態では亜熱帯高気圧も強く、加熱差の小さい（モンス



(a)

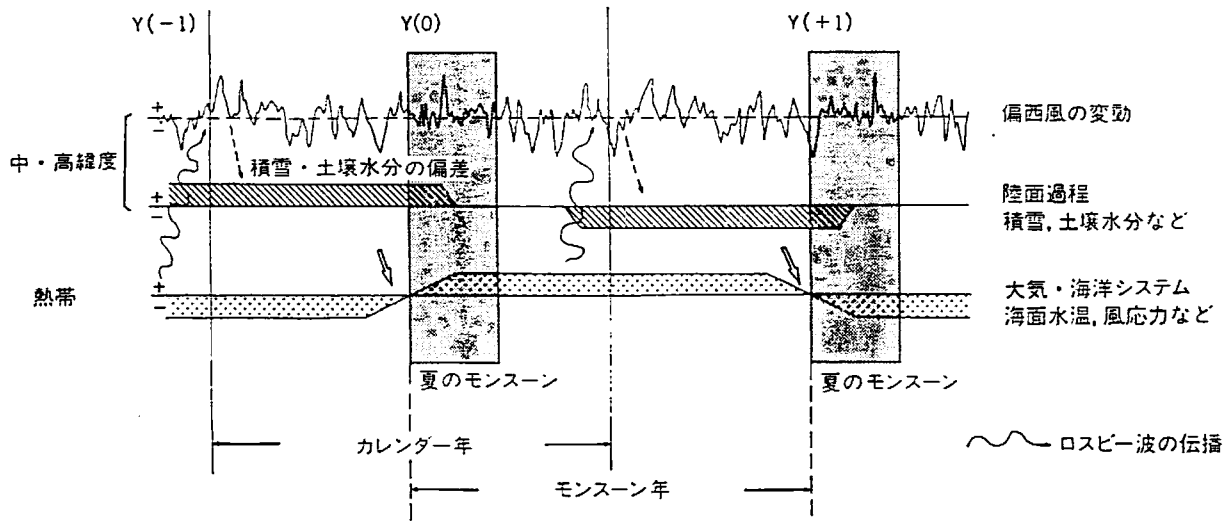


(b)

第7図 インドモンスーンの弱かった年の後の12月の500 mb 高度偏差の相関 (a) と強かったときの相関 (b). 影の部分は-0.3以下の地域。

ーンの弱い) 状態では亜熱帯高気圧も弱いことを、みごとに証明している。亜熱帯高気圧の弱い(強い)状態では、その北側に寒気が入りやすく(にくく)、アリューシャン低気圧が強(弱)くなり、(逆)PNAパターンが顕著になると考えられる。

興味深いのは、引き続く冬の循環パターンである。秋に現れた(逆)PNAパターンが、あたかも初期条件になって、極域の寒気の吹き出し口が決定されるかのように、夏のアジアモンスーンの弱かった年と強かった年とで、大きく異なったパターンを示す傾向の強いことである。例えば、それぞれの年の12月の500ミリバール面の高度の平年からの偏差を合成してみると、第7図のようになる。夏のモンスーンの弱かった年(上)には、PNA



第8図 地球気候システムにおける経年変動のメカニズムの模式図。

パターンで見られた北米北東岸から北大西洋域の負偏差が非常に大きくなり、この地域での寒気の吹き出しの強いことを示している。モンスーンの強かった年（下）には、冬の初めまでゾーナルな流れが卓越していた西半球側には寒気の吹き出しは弱く、むしろ東半球側、即ちユーラシア大陸上での吹き出しが相対的に強まっていることを、東ヨーロッパから中央アジアの大きな負偏差は示している。このユーラシア大陸上の循環パターンこそは、先に述べた、中央アジアに大きな積雪をもたらすユーラシア・パターンである。即ち、夏のモンスーンの強かった年の翌年は、（冬の積雪のアノマリーを通して）弱いモンスーンになり易いことになる。モンスーン・大気海洋結合系の2年周期は、熱帯を含む北半球全域の大気・海洋・陸面系（=気候システム）の固有振動としても説明できるのではないか。

6. 気候システムにおける季節サイクルとカオス

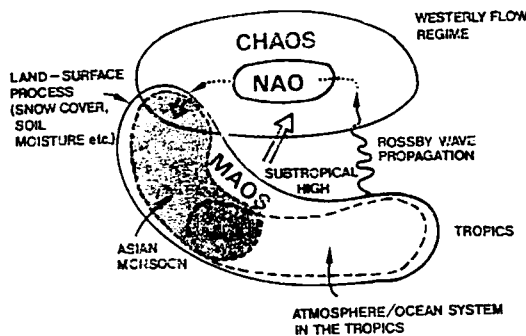
ここまでで述べたアジアモンスーン、熱帯太平洋・インド洋域での大気・海洋結合系と、中・高緯度の偏西風循環系を含む気候システムの変動の遅程は、第8図のように模式的にまとめられよう。

例えば、ある年（ $Y(0)$ ）の夏のアジアモンスーンが、（強いかわいという）ある典型的な状態が始まったとしよう。このモンスーンのアノマリーに対応して、熱帯の大気・海洋結合系のあるアノマリー状態（下図）が決まり、その状態は冬をピークに、翌年（ $Y(+1)$ ）の夏のモンスーン前頃まで持続する。これが、1モンス

ーン年である。熱帯のこのアノマリーは、ロスビー波の伝播または亜熱帯高気圧の変動を通じて、秋から冬のはじめの、北太平洋から北米にかけての偏西風の定常波パターン（上図）に影響を与える。この定常波パターンを初期条件として、冬の定常波パターンが形成されるが、第7図のように、前年（ $Y(-1)$ ）の冬とは大きく異なるパターンとなり、特にユーラシア大陸上では、積雪の多い（少ない）年の翌年には、少ない（多い）冬となり易くなる。そして、この積雪アノマリーは、春から夏の融雪水文学的過程を通じて、次の夏のモンスーンに対し、更新された境界条件（中図）を与えることになり、 $Y(+1)$ の夏のモンスーンは、前年（ $Y(0)$ ）とは、反対のアノマリーを持つことになる。

この図式でいけば、アジアモンスーンが媒介となった北半球の気候システムは、決定論的に、2年周期で振動するシステムとなってしまふ。現実には、準2年振動とも言われるように、平均すると2年周期の変動が卓越しているが、時には3年ないし4年周期になったり、また時期によっては顕著になったり、不明瞭になったりという、かなり非定常な変動の様相を示している。エル・ニーニョ発現に対応する、システムの振幅変調も以上の図式のみでは、うまく説明することはできない。

ここで考慮すべきことは、中緯度の偏西風循環にみられるカオス的な変動であろう。ここでいうカオス的な変動とは、気候システムに内在する非線形効果のために生じる、まったく予測不可能な変動のことである。いま問題にしている、エル・ニーニョに関連した2年から数年周



第9図 モンスーン・大気海洋結合系(MAOS)とカオス的な偏西風レジーム(CHAOS)の相互作用を示す模式図

期の変動では、熱帯から中・高緯度に伝播された気候シグナルに対して、冬の偏西風循環は、第7区のように、統計的にはかなり有意な応答の違いを示し、決定論的な要素も十分あることが示唆される。この決定論的な要素は、おそらくモンスーン・大気海洋結合系の属性によるものであり、与えられた(積雪、土壌水分などの)境界条件によって変化したモンスーンの強弱の気候シグナルが、大気・海洋結合系を通して、確実に冬の偏西風循環系に伝播されることを示しているともいえる。

しかし、偏西風循環の年々のアノマリーの傾向は、そのカオス的な振る舞いにより、時には大幅に乱れていることもわかる。第6図でも示されるように、ユーラシアの積雪の多かった冬の翌年には確実に積雪が少なくなるという保証も、必ずしもない。長期予報の難しいところであろう。さらに、エル・ニーニョの発現が、もしこのカオス的な気まぐれによる大気・海洋結合系の大増幅現象であるとする、エル・ニーニョの予測はますます悲観的なものになってしまう。

興味深いことに、この中緯度のカオスを代表しているのは、古くから南方振動とは独立な大気振動として指摘されている北大西洋振動(NAO)のようである。モンスーン・大気海洋結合系(MAOS)と最も離れたところにある北大西洋での大気循環のアノマリーが、ストカスティックにMAOSの振動に影響しているともいえる。以上の述べたことを模式的にまとめたのが、第9図である。

7. GAME (GEWEX アジアモンスーン実験計画)の提唱

アジアモンスーンは、以上述べたように、地球気候システムにおけるMAOSというサブ・システムとして、

中・高緯度の偏西風循環系と熱帯の大気・海洋結合系をつなぐ重要な役割をはたしていると同時に、このシステムの年々の季節サイクルの実質的なペースメーカーである可能性が高い。そして、このような機能を持ちうるのも、アジアモンスーンが、地球上最大の大陸と最大の海洋のあいだの大気・海洋・陸面相互作用系であるからに他ならない。しかしながら、ここで述べたいいくつかの重要な物理過程は、まだまだ未解明の点が多い。とくに、西太平洋・インド洋域を舞台としたモンスーンと大気・海洋系の結合過程とユーラシア大陸を舞台とした大気・陸面の相互作用の過程は、まだ仮説の域をでていない。これらの物理過程には、水の相変化を含む大規模な水循環過程が密接に関連している。WCRPの一環として1995年以降に開始されるGEWEX(全地球エネルギー・水循環観測研究計画)のサブ・プログラムとして、これらの問題の解明を含めたGAME計画(GEWEX Asian Monsoon Experiment)が、現在立案されつつある。この計画には、非一様な大陸上で水文学的過程や海洋上で降水量の見積りなど、多くの難問を抱えているが、今後打ち上げられる予定のTRMMなどの衛星観測や、地表面過程を正確に取り込んだGCMによるデータの四次元同化など、現地観測・衛星観測・モデルを有機的につないだ解析方法の確立により、新しい成果を期待したい。

参考文献

- Barnett, T.P., L. Dumenil, U. Schlese, F. Roegner and M. Latif, 1989: The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 46, 661-685.
- Johnson, D.R., M. Yanai and T.K. Schaack, 1987: Global and regional distributions of atmospheric heat sources and sinks during the GWE, in "Monsoon Meteorology", C.P. Chang and T.N. Krishnamurti, eds., Oxford University Press, 271-297.
- Hahn, D.G. and J. Shukla, 1976: An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2461-2462.
- Mooley, D.A. and J. Shukla, 1987: Variability and forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Monsoon Meteorology*, C.P. Chang and T.N. Krishnamurti, eds., Oxford Univ. Press, 26-59.
- Morinaga, Y. and T. Yasunari, 1987: Interactions between the snow cover and the atmospheric circulation in the northern hemisphere. IAHS.

Publications No. 166, 73-78.

森永由紀, 1991: 北半球の積雪面積変動と大気循環場の統計的解析. *グロースベッター*, 30, 1-11.

Nikaidou, Y., 1990: On the origin of subtropical highs in the summer hemisphere, Research activities in atmospheric and oceanic modelling, ed. by G.J. Boer. WMO/TD No. 396, 7.33.

安成哲三, 1984: モンスーンとは何だろうか. *科学*, 54, 487-494.

Yasunari, T., 1990: Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. *Meteor. & Atmos. Phys.* 44, 29-41.

安成哲三, 1991: 地球気候システムにおけるモンス

ーンの役割. *科学*, 61, 697-704.

Yasunari, T., 1991: "The monsoon year"—A new concept of the climatic year in the tropics. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1331-1338.

Yasunari, T., A. Kitoh and T. Tokioka, 1991: Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—a study with the MRI-GCM—, *J. Meteor. Soc. Japan*, 69, 4, 473-487

Yasunari, T. and Y. Seki, 1992: Role of the Asian summer monsoon on the interannual variability of the global climate system. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 177-189.

104: 302 (東アジア(中国)乾燥; 半乾燥地域; 広域地表面過程と水循環; Cb群日変化分布)

3. 東アジア乾燥地域周辺の水循環*

加藤 内蔵進**・岩崎 博之***・松本 淳****

1. はじめに

東アジアの気候・水循環は、インドモンスーンや西太平洋熱帯海域の対流活動とならび、東アジア中高緯度の大規模な海陸コントラスト(特に東西方向)にも大きく特徴づけられる。特に、中国の乾燥・半乾燥地域はタクラマカン砂漠～ゴビ砂漠～モンゴル高原～内モンゴル～華北(40～50°N/80～120°E)と大きな水平スケールを持ち、東アジア中高緯度の海陸コントラストをつくり出す陸側の作用中心とも言える。しかも興味深いことに、東アジア大陸域には、上記の乾燥地域・半乾燥地域、及び華中・華南の湿潤地域等、地表面状態の大きく異なる地域が隣接しており、大陸規模での「広域地表面過程と水循環」の基礎過程を比較研究するための絶好のテストフィールドでもある。

大陸域での水循環の理解は、地面からの蒸発と降水という水のリサイクルやその際の水平方向への水の動きが、どのような時空間スケールで集中・分散しながら起きるのか、またその過程に日射がどのように関わるのか(大規模な循環場の形成、あるいは日変化のサイクルを介して等)に集約される。しかし現段階では、その理解

に必要な土壌中の水分とそのふるまい、大気陸面間の熱・水蒸気交換過程に関する実態が大陸スケールでは充分把握されておらず、上記の点の評価は大変難しい。

本講演では、日射による地面加熱の影響の現われ方の違いを示唆すると思われる例として、(1) 中国乾燥・半乾燥地域付近の大気成層状態の季節変化とその周辺域での水循環への影響、(2) 梅雨～盛夏期の華北・華中における大規模な収束帯(前線帯)以外の場所でみられる日変化する積乱雲群の出現特性と地表面状態について、現在著者らが進めている研究の中から紹介する。これは、将来大陸スケールの水循環研究を定量的に進めていくための1つのバックグラウンドとなり得るものである。本講演の話題のうち、(1)(第2章)は1985年に関する講演者(加藤)自身の研究、(2)(第3章)は1979年に関する、松本・岩崎両氏との共同研究、としてとりまとめ中の内容を中心とする。

2. 中国乾燥地域周辺の地面加熱とその周辺域の水循環

2.1 下層大気成層状態の季節変化と大気場

第1図に、ゴビ砂漠西部の哈密(Hami 52203, 42.87°N/93.52°E)における地表面温度の最高値、日平均値、最低値の季節変化を中国地面気象記録月報(中国気象局)に基づき1979年について示す。(Masuda *et al.*, 1991より引用)。砂漠地域では地表面温度の日平均値や

* A preliminary report on the water cycle around the arid and semiarid area in East Asia.

** Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所, 本講演の演者.

*** Hiroyuki Iwasaki, 気象研究所台風研究部.

**** Jun Matsumoto, 東京大学理学部地理学教室.