



SYMPOSIUM

モンスーン

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

安成 哲三

やすなり てつぞう

筑波大学地球科学系 講師

ENSO (エル・ニーニョ/南方振動) は、今や熱帯における大気・海洋相互作用のひとつの典型として理解されている。しかし、熱帯の気候を支配するもうひとつの要素—モンスーンが、ENSOとどのようにかかわっているのか。本稿では、著者の最近の成果をもとに、この問題の解明を試みた。

1. はじめに

インドモンスーンと ENSO (エル・ニーニョ/南方振動) との関係については、今世紀初めのウォーカーら (Walker and Bliss, 1932) 以来、多くの議論がなされてきた。最近では、例えばニコルス (Nicholls, 1984) はインドネシア/北オーストラリアの海域での海水温偏差がインドモンスーンの前報に使えるという指摘をしている。ラスムッセン・カーペンター (Rasmusson and Carpenter, 1983) も、東太平洋の海水温偏差が、モンスーンの前報に使える可能性をのべている。しかし一方で、エンジェル (Angell, 1981) やシュクラ・パオリノ (Shukla and Paolino, 1983) らは、秋から冬にかけての海水温や地上気圧の偏差が、その前のインドモンスーン降水量と良い相関のあることを示し、インドモンスーンがむしろ ENSO に影響を与えていることを示唆している。全球的な地上気圧や大気循環場を用いたバーネット (Barnett, 1985) や著者 (Yasunari, 1987) の研究でも、東太平洋のエル・ニーニョに先立ち、インド洋からユーラシア大陸に顕著な偏差が出現することが示されている。

一方、ENSO の海洋学的過程では、ウィルトキ (Wyrтки, 1975) 以来、東太平洋でのエル・ニーニョ現象の起源として、西太平洋での暖かくて厚い海洋混合層の重要性が指摘されてきた。最近の海洋大循環モデルを用いた数値実験でも、観測された風を強制力に用いることにより、エル・ニーニョの約 1 年前に西部熱帯太平洋の表層の熱容量偏差が高くなることが示されている (White *et al.* 1987 : Miyakoda *et al.*, 1987)。最近の山形 (Yamagata, 1988) の簡単な大気・海洋結合モデルを用いた研究でも、西太平洋での正の大きな熱容

原稿受理：1988年9月10日 (編集部)

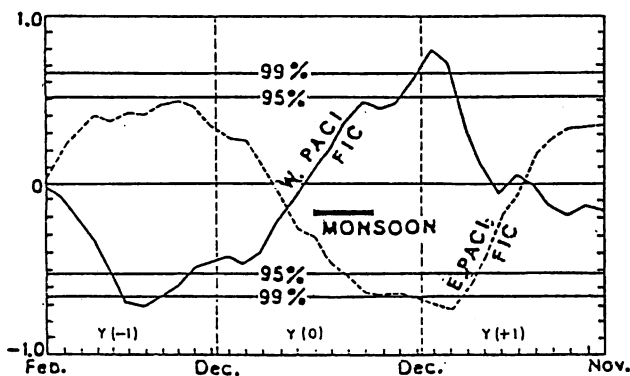


図1 インドモンスーン降水量と西太平洋 ($0^{\circ}-8^{\circ}\text{N}, 130^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$) 海面水温 (実線) および東太平洋 ($0^{\circ}-8^{\circ}\text{N}, 170^{\circ}\text{W}-150^{\circ}\text{W}$) 海面水温とのラグ相関。参照としたモンスーンを含む年を $Y(0)$ 、その前年を $Y(-1)$ 、翌年を $Y(+1)$ として示す。

量/海水温の偏差は、東進する大気・海洋結合モードを励起する必要条件であることが示された。ペイザンら (Pazan *et al.*, 1986) は、赤道のやや北の中部太平洋を西向きに伝播するロスビー波が西太平洋での厚い混合層形成に重要な役割を果たすことを示した。以上のことをふまえると、西部熱帯太平洋の混合層異常を実際にコントロールしているのは、どのような物理過程であり、インドモンスーンはそれにどのように関係しているかという疑問が生じる。このことは、ENSO サイクルの機構を解明する上で、鍵となるひとつの問題でもある。

ここでは、著者の最近の成果 (Yasunari, 1988) をもとに、この問題にアプローチしてみたい。

2. インドモンスーンと熱帯太平洋の海面水温

図1はインドモンスーン降水量と、赤道西部太平洋と東部太平洋の海面水温との時差相関を、モンスーンの前年 ($Y(-1)$) から翌年 ($Y(+1)$) についてプロットしたものである。ここで注目すべきことは、モンスーン降水量に対する海面水温の相関が、東部・西部ともモンスーンに引き続く冬に、極大に達していることである。特に西部太平洋では1月に $+0.79$ という値に達している。もうひとつの特徴は、符号の反転したやや弱い極大が、前年の夏から冬にかけて見られることである。インドモンスーンにも、赤道太平洋の海水温

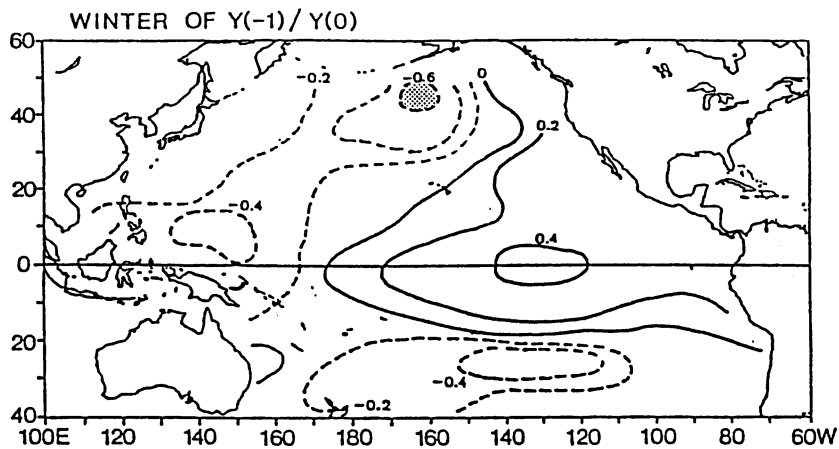
にも、ともに約2年の周期 (QBO) の存在することが指摘されているが (例えば, Bhalme and Jadhav, 1984; Yoshino and Kawamura, 1987; Meehl, 1987 など), これら2つの要素がこの周期で特に強く相関していることを、この図は示唆している。

図2は、インドモンスーン降水量に対する海面水温の相関分布を (a) モンスーンの前冬の冬、(b) 同じモンスーン期、(c) モンスーンの後冬の冬について示したこののである。相関分布パターンは、同じモンスーン期を境に、ほぼ反転するかたちで起こっていることがわかる。この傾向は、赤道に沿った太平洋上で特に顕著である。全域的な高い相関は、モンスーンの後冬に出現しており、図1の結果に対応している。この相関パターンは、エル・ニーニョ最盛期の海面水温偏差の合成図 (Rosmusson and Carpenter, 1982 など) とよく似ているが、注目すべきことは、 $130^{\circ}\text{E}-150^{\circ}\text{E}$ 付近の西太平洋での相関の高さである。この地域の海水温変動は小さく、実際の水温偏差では、このようなはっきりとした様相は検出しにくい。以上に示した事実は、夏のモンスーンの強弱が、ひき続く冬の赤道西部・東部太平洋の海面水温の偏差に大きく影響していることを示している。

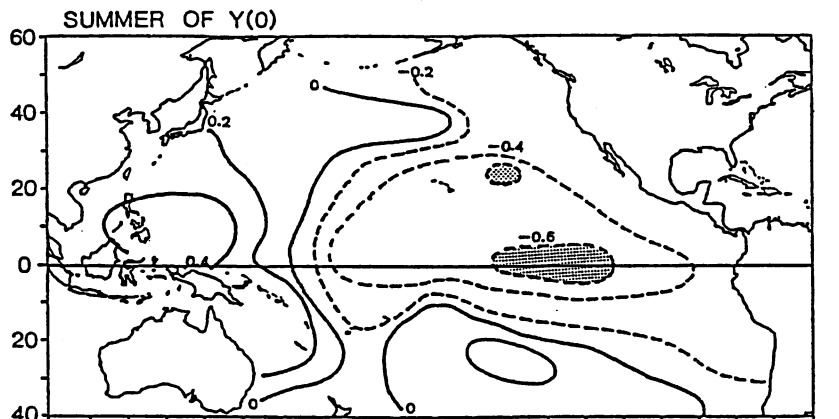
図2(c)には、アジア大陸の沿岸域からインドネシアにかけて、夏の相関域が存在している。これは、最近川村 (Kawamura, 1986) や花輪ら (Hanawa *et al.*, 1988) が指摘している、冬のモンスーンに伴う寒気の吹き出しと関連していると思われる。もしそうだとすると、これは、夏のアジアモンスーンの強弱と、ひきつづく冬のアジアモンスーンの強弱が相互に関係していることを示唆しており、注目に値する。

3. インドモンスーンと西部太平洋における混合層水温

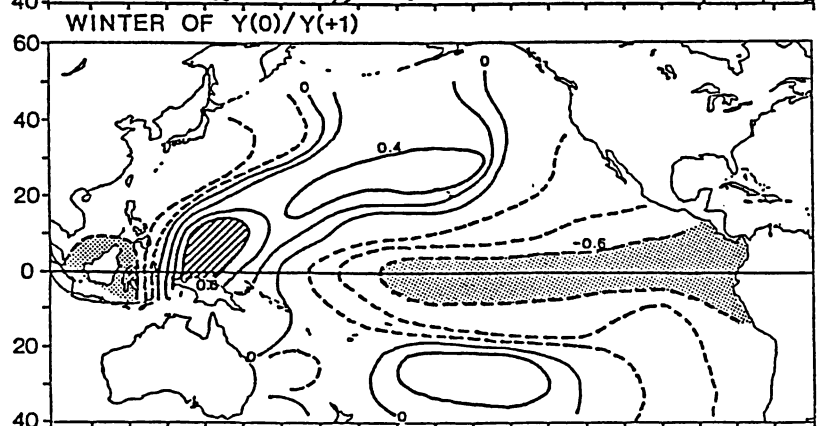
混合層水温は、海面水温よりも精度の良い海洋表層の熱容量の指標である。海面水温の変動巾が小さく、偏差値の精度が相対的に低い西太平洋では、特に混合層水温のデータは重要である。幸



a



b



c

図2 インドモンスーン降水量と(a)前の冬(12月~2月), (b)同じモンスーン期(6~8月)及び(c)次の冬(12~2月)とのラグ相関係数の空間分布. 0.6(-0.6)より大きい(小さい)値は, 斜線(ドット)で示す.

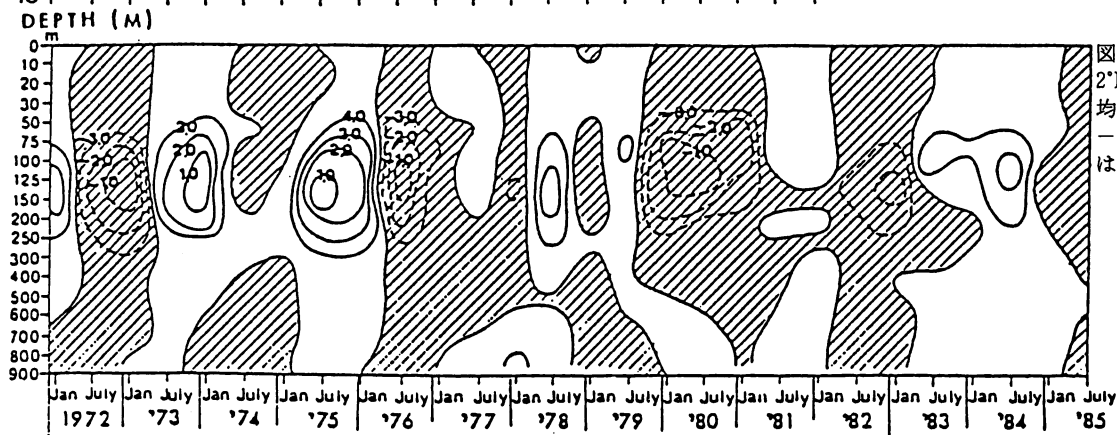


図3 137°E ぞいの 2°N-10°N の領域で平均された海水温の時間-深度断面図. 負の値は斜線で示す.

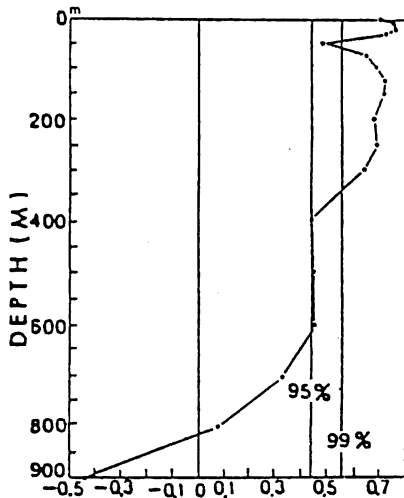


図4 インドモンスーン降水量と、その年の7月と次の1月で平均された海水温との相関の深度分布。99%, 95%の有意水準レベルも示す。

い、気象庁の観測船凌風丸は、1966年以來、137°E線に沿った海洋観測を年2回の頻度で維持しており、世界で最も高い水温域の広がる西部熱帯太平洋の貴重な情報をもたらしている。図3は、1972年から1985年までの14年間の熱帯域(2°N-10°N)における水深800mまでの水温偏差の時間断面である。一目見てわかるように、全深度においてほぼ同位相の変動をしているのが特徴的である。とくに温度躍層にあたる水深100~200m付近で変動の振幅は最も大きくなっており、水温変動が混合層の厚さの変動とよく対応していることを示している。もうひとつの大きな特徴は、水温変動が、非常に明りょうな2~3年周期を示していることである。これは図1での相関から示唆されたQBOの存在を裏づけるものである。

表1は、表面から30mまでで平均した表層水温と、インドモンスーン降水量との時差相関である。図1の結果と同様、夏のモンスーンと次の冬(1月)の水温との相関が+0.83と最も高く、次いで前の冬(1月)との相関も、-0.75と比較的高い値を示している。図4は、各水深の7月と次の1月の水温偏差を平均したものと、その年のインドモンスーン降水量との相関である。99%の信頼限界を越える高い相関は水深300m以浅の水層、すなわち混合層のほぼ最下限深度付近までの水層に見られる。最も高い相関は水深10-20m、すなわち表層混合層に対応したところに現れ、それに続く相関の極大域は、150m付近、すなわち温度

躍層付近で、変動の最も大きい深さ(図3参照)に現れている。

図5は1966年から85年の20年間におけるインドモンスーン降水量と、次の年の1月の水深20mと100mの水温変動の時系列を示したものである。モンスーン降水量と1月の水温が、ほぼ2, 3年の周期で非常によく対応して変動していることがわかる。ちなみに、エル・ニーニョ年(1968, 1972, 1976, 1982)は、いずれも水温の極小年に対応しているが、ここで注目すべきことは、1974, 1979などエル・ニーニョ年以外でも、西太平洋の水温が低下しており、全体的には2~3年周期変動となっていることである。

4. インドモンスーンと熱帯東西循環

前節までに示したインドモンスーンと熱帯太平洋の海面水温又は混合層水温との顕著なラグ相関は、(不)活発なインドモンスーンとそれにもなう南アジアから西太平洋にかけての(不)活発な対流活動が、強い(弱い)熱帯東西循環(Krishnamurt, 1971)を媒介にした強い(弱い)偏東風によって蓄積(放出)されるという物理過程(White *et al.*, 1987)を反映したものと推測される。ただし、“ラグ”を説明するために重要なことは、熱帯太平洋で上述の海水温偏差を引き起こす表層風の偏差が、少なくとも夏から冬まで持続する、ということである。果たしてそのようなことがあるだろうか。

図6は、インドモンスーン降水量と赤道ぞい(5°N-5°S)の700mbと200mbの東西風成分とのラグ相関である。700mbは地表近くの風を示すにはやや高すぎるが、両者には高い相関のあることがわかっている(Yasunari, 1985)ので、地表風の代わりに用いている。

700mbの風(図6(a))は、インドモンスーンの季節から次の冬にかけて、特に150°E-180°で高い負の相関(-0.7以下)を示し、その相関は次の年の夏のモンスーン期前まで続いている。90°E-130°Eのインド洋からインドネシアにかけての領域では、特に秋から冬にかけて正の相関が

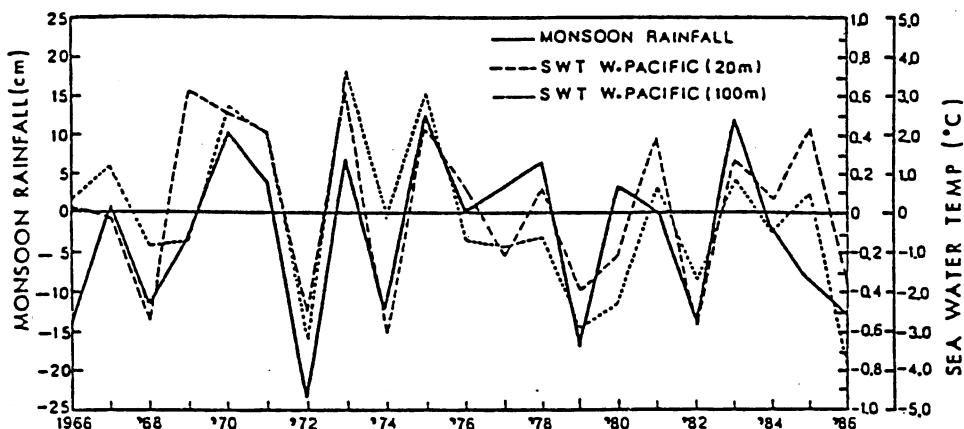


図5 インドモンスーン降水量年偏差(太実線)と、西部熱帯太平洋(2°N-10°N, 137°E)の次の年の1月における20m深(太破線)、100m深(細破線)の海水温偏差の時系列。

高くなっている。すなわち、強(弱)いインドモンスーンに引き続く秋から冬に140°E付近の西太平洋で、下層風が偏差として収束(発散)しており、後述の対流活動の強化(弱化)とも対応している。

モンスーンの前年(Y(-1))から当年(Y(0))にかけても、上にのべたY(0)から翌年(Y(+1))における相関パターンと、ちょうど符号を反対にしたパターンが見られ、前述のQBO的様相を示している。しかし、相関の程度はあまり小さくなく、物理的には、夏のインドモンスーンと、その後の冬の風の場との結びつきが意味のあるものと解釈できる。

200mbの風とモンスーンとの相関(図6(b))は、全体として図6(a)の符号を反転させたパターンを示し、モンスーンと熱帯東西循環とのラグをともなった相関を強く示唆させる。相関の最も強い時期は、700mbと同様、モンスーンに引き続く冬となっている。700mb, 200mbの両方に見られるもうひとつの特徴は、正(負)の相関分布が、インド洋から東太平洋へと東進していることであり、これは偏差としての熱帯東西循環が、QBOの時間スケールで東進するという著者の解析結果(Yasunari, 1985)に対応したものである。

以上にのべた、インドモンスーンの変動と結びついた熱帯東西循環の変動は、当然のことながら、アジアモンスーン域から西太平洋にかけての対流活動の変動をともなっているはずである。この様子は外向長波放射(OLR)資料の偏差分布によって、はっきりと示される。図7は、インドモ

ンスーンの活発だった4年(1975, 1978, 1981, 1988)について、OLR偏差と700mb風ベクトル偏差を季節ごとに合成したものである。まず活発なインドモンスーンが始まる前の春(3~5月)(図6(a))には、対流活動の平年より強い地域(OLR値で負の領域。ハッチ域は特に大きな偏差域)は中・東部太平洋上にあり、西太平洋上は、対流活動は平年より弱くなっている。風ベクトル偏差も、中・東部太平洋上では西風偏差でOLRの負の中心域付近では収束、西太平洋域では弱いながら東風偏差でOLRの正の中心域では発散の偏差となり、OLR分布と対応した分布を示している。しかし、これがモンスーン期(6~8月)(図6(b))に入ると、大きく変化する。対流の相対的に活発な地域がインドから西太平洋域のアジアモンスーン域に現れ、東太平洋の活発な地域は非常に狭い領域に縮み、中部太平洋ではむしろ、不活発な領域が広がる。風ベクトル場におけるけん著な変化は、赤道太平洋における東風偏差の出現である。アラビア海上には、強いモンスーン気流を示す南西風偏差が出現している。

インドモンスーンの後(9~11月)(図7(c))になると、西太平洋の対流活動の相対的に強い地域はさらに広がり、中・東部太平洋域の雲のより少ない状況もさらに強められる。この対流活動偏差に対応した赤道ぞいの西風・東風の偏差も、より明りょうとなる。

引き続く冬(12~2月)(図7(d))のOLRと風の場の偏差は、秋の場合と同様であるが、西太平洋を中心とするOLRの負偏差域はさらに拡大し、

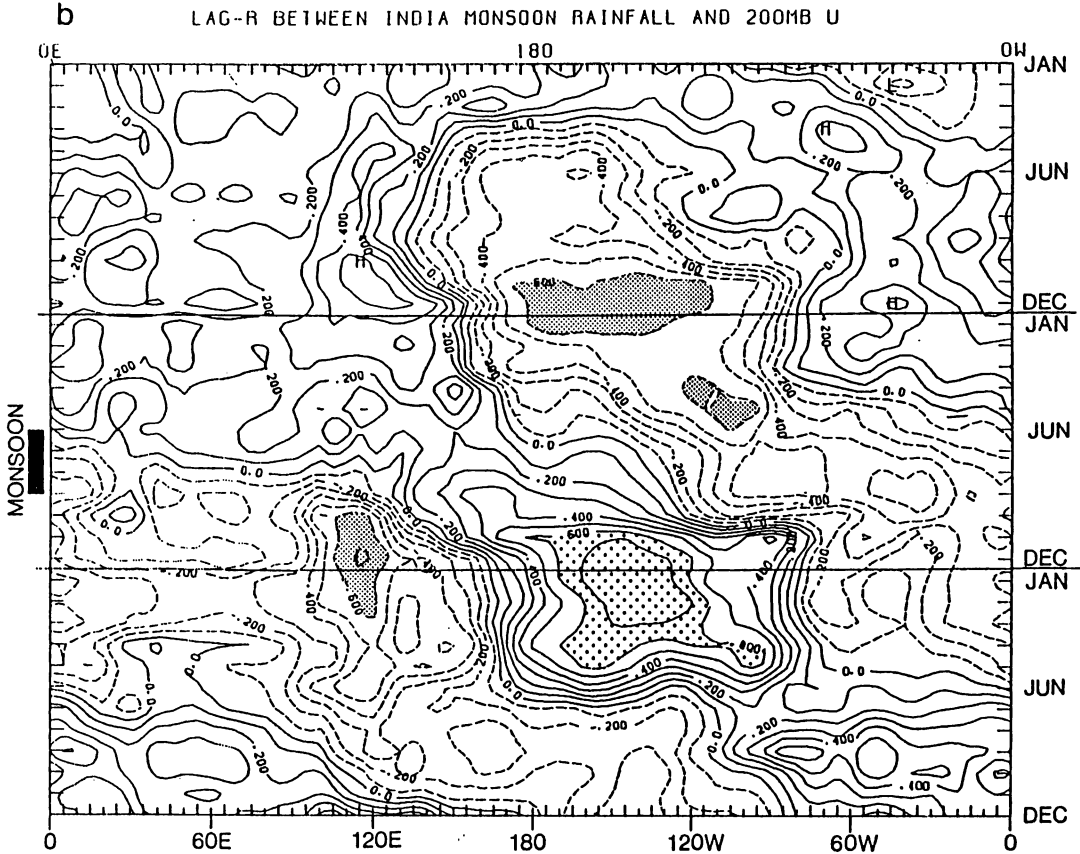
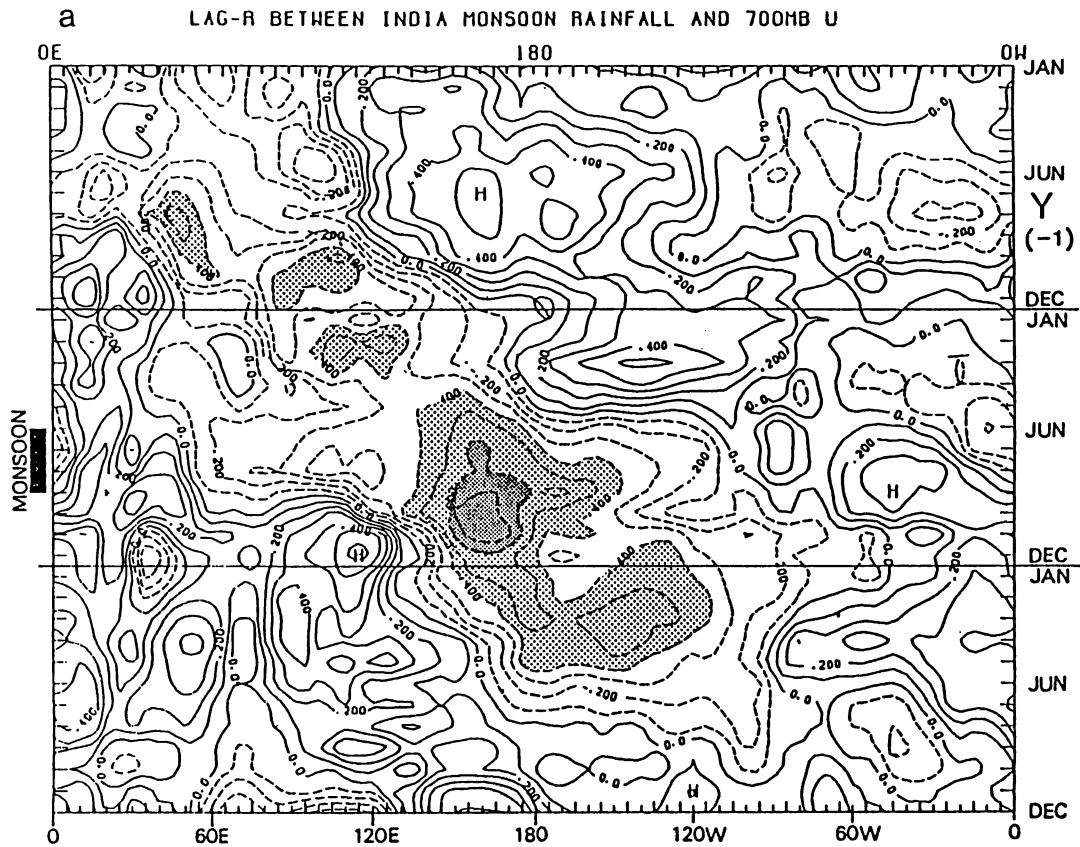


図6 インドモンスーン降水量と赤道(5°N-5°S)ぞいの(a)700mbと(b)200mbにおける東西風偏差とのラグ相関の経度断面図。等値線の間隔は0.2で、負の値は破線で示す。0.4(-0.4)以上(以下)の領域((b)においては±0.6)はドット(ハッチ)で示す。(a)においては-0.6以下を濃いハッチで示す。

Y(0)

Y(+1)

Y(-1)

Y(0)

Y(+1)

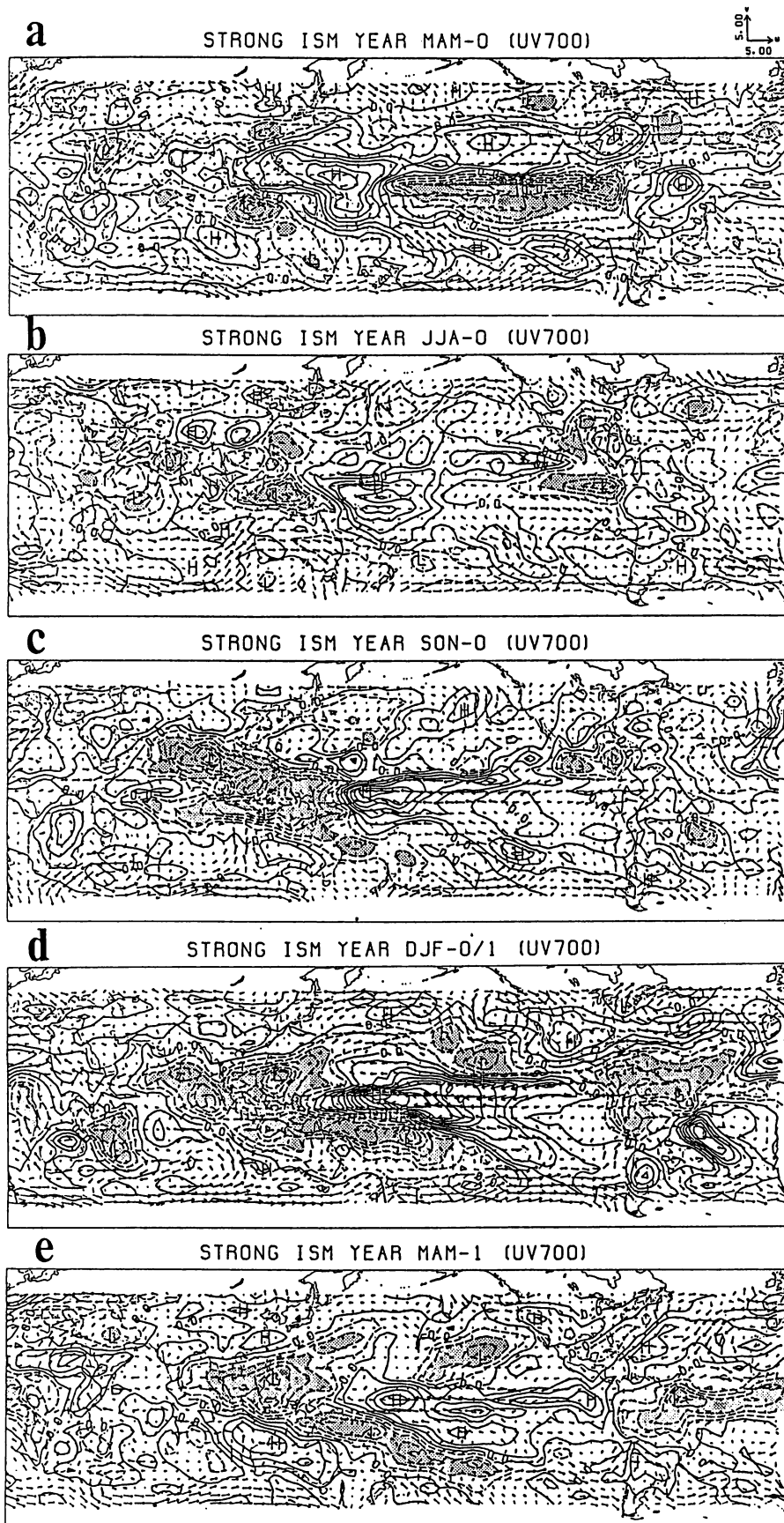


図7 活発なインドモンスーン年におけるOLR(外向長波放射)偏差と700mb風ベクトル偏差の、季節ごとの合成図。(a)3~5月, (b)6~8月, (c)9~11月, (d)12~2月(翌年)及び(e)翌年3~5月である。

表1 インドモンスーン降水量と、熱帯西部太平洋の表層(0-30m)水温偏差とのラグ相関。Y(0)はモンスーン年を示す。

Y(-1)		Y(0)		Y(+1)	
JAN.	JUL.	JAN.	JUL.	JAN.	JUL.
0.49	-0.61	-0.75	0.22	0.83	0.10

SPCZ (南太平洋収束帯) ぞいにも拡がる。また南米のアマゾン付近のOLR偏差も大きく負となり、対流活動がより強化されていることがわかる。典型的な反エル・ニーニョの状態ともいえよう。この時、西で高く東で低い海水温偏差も、最も強められる(表1, 図2参照)。続く春(3~5月)(図7(e)), すなわち次の年のプレ・インドモンスーン期も、冬からの偏差はまだ続いているが、全般的に偏差の値は小さくなっている。そして、秋頃から続いたこの偏差パターンは、次のインドモンスーンの開始と共に消滅し、むしろ符号を反対にした偏差パターンが現れてくる。以上はインドモンスーンの強かった年を参照してつくった偏差の合成図であったが、モンスーンの弱かった年を参照にしてつくった合成図は、図7の符号をちょうど反対にした偏差パターンであると見ればいい。

このように、強い(弱い)インドモンスーンは、引き続き秋から冬にかけて、東太平洋における強い(弱い)東(すなわち貿易風)を、130°Eより西のインド洋・西太平洋上における強い(弱い)西風をもたらし、したがって西太平洋上で強い(弱い)収束場を大気下層につくり出している。すなわち、熱帯における経年変動の特徴は、まづインドモンスーン期に、対流活動の偏差と、それに関連した大気循環場の偏差が現れ、それが対流活動中心の季節的推移にともなって、場所を移しながら、しかもより偏差を大きくしながら、次の年のインドモンスーン前まで続く、というパターンが卓越していることである。したがってその基本となる周期は2年、ということになる。この熱帯におけるQBO的な経年変動の構造は、ミール(Meehl, 1987)によって記述されたものと基本的に一致している。

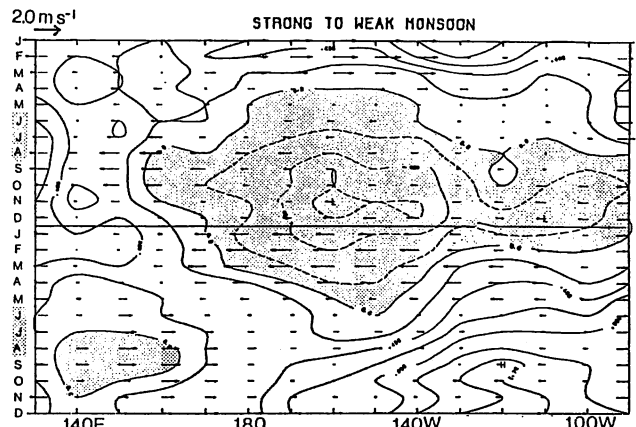


図8 活発なインドモンスーン年とその翌年について合成された赤道ぞい(5°N-5°S)の海面水温偏差と700mb東西風偏差の経度時間断面。等温線の間隔は0.2°C6, 負偏差域はハッチで示す。

5. 赤道太平洋上における海水温と東西風の関係

前節までの議論で、熱帯太平洋の、とくに北半球冬における海水温偏差が、先立つ夏のインドモンスーンの強弱と非常に高い相関をもつことが示された。そしてこの高い相関は、インドモンスーンにともなう東南アジア・西太平洋域の対流活動の強さと、赤道太平洋ぞいの熱帯東西循環の強さが、夏から冬に至る季節移行も持続しつづける、という物理過程に基づいている可能性が示された。ここでは、赤道太平洋上の海水温偏差と、下層風の偏差が、この物理過程に符合したかたちで変動しているかどうかを、さらに確認してみたい。

図8はインドモンスーンの活発だった年(1971, 1973, 1975, 1978, 1981, 1983)とその翌年についての、赤道ぞい(5°N-5°S)の海面水温偏差と700mbの東西風偏差の、合成時間断面図である。ここで注目したいのは、上記のモンスーンの活発だった翌年はすべて、モンスーンの弱かった年であり、この期間内のエル・ニーニョ年(1972, 1976, 1982)も含まれている。活発なモンスーンの開始と共に、150°E~170°E付近のやや遅れて中部太平洋の東風偏差が強まり、低温偏差と西太平洋の高温偏差が極大に達しているのがわかる。中・東部太平洋の海面水温が最も冷たくなった11~12月の後、1~3月にかけてその上の東風偏

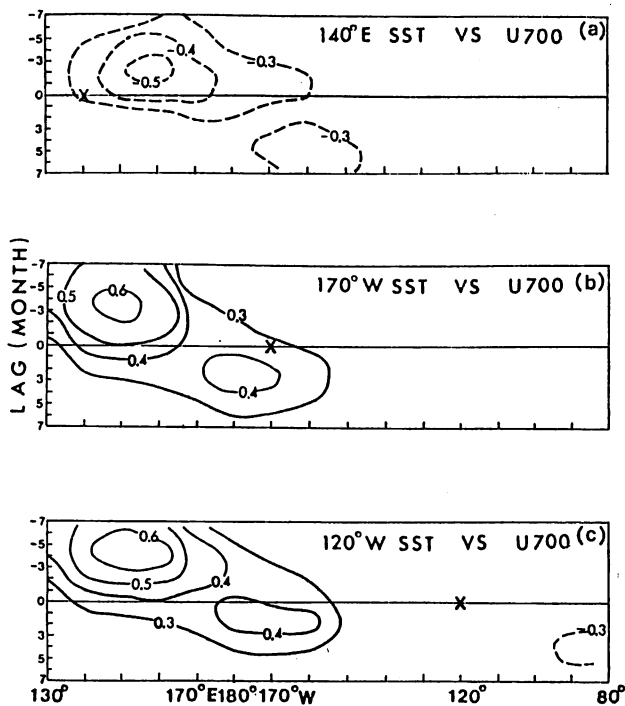


図9 赤道ぞいの700mb東西風偏差と、赤道太平洋(a)西部(140°E)、(b)中部(170°W)と東部(120°W)の海面水温偏差とのラグ相関。海面水温の参照地点は(X)印で示す。等値線間隔は0.3で負の値は破線で示す。負のラグは、東西風が海面水温より先行していることを示す。

差が強まっているが、次の夏の弱いモンスーンが始まる前に、海水温、風の偏差とも小さくなっている。そして弱いモンスーン(2年目)の開始と共に、やはり150°E~170°E付近で、今度は西風偏差が強まり、海水温偏差の分布は、前の年のちょうど反対になる。

東西風偏差と海水温偏差形成との関係をよりはっきりと見るために、3つの経度の海水温と130°Eから80°Wまでの各経度の700mb東西風とのラグ相関ダイアグラムを図9に示す。この図で非常に興味深いのは、西部太平洋(140°E)、中部太平洋(170°W)、東部太平洋(120°W)のどの地点の海水温偏差もすべて、140°E~170°E付近の東西風とのみ高い相関(0.5~0.6以上)を示し、しかも常に東西風が2~5ヶ月先行していることである。西部太平洋と中・東部太平洋とでは、海水温偏差の符号が反対なので、相関の符号も反対になっている。ここで注目すべきことは、この140°E~170°E付近の東西風はインドモンスーンの変動と

最も密接に結びついていること(図6参照)である。このインドモンスーン→中・西部太平洋(140°E~170°E)の風→赤道太平洋の海面水温、というリンクの故に、インドモンスーンと海水温の高い相関が存在していることになる。

中部・東部太平洋の海水温はまた、図8でも示されていたように、2~3ヶ月あとの東西風と弱い相関(≒0.4)のあることも、図9には示されている。これは、図8に見られるように、中・東部の海水温が極大(小)に達した頃から、海水温分布→気圧分布→東西風分布という正のフィードバックによって、東西風偏差がさらに大きくなる過程を反映している。しかし、この過程は、図9のラグ相関分布を見る限り、赤道太平洋での大気・海洋相互作用においては、むしろ付加的な役割を果たすもので、海水温変動を作り出す主要原因は、むしろ中・西部太平洋の東西風変動であると考えられる。

6. まとめと考察

インドモンスーン降水量と熱帯太平洋の海水温(海面水温と混合層水温)とのラグ相関の解析結果は、強い2~3年の周期(QBO)を持つインドモンスーンが熱帯太平洋、とくに西部太平洋の熱容量偏差の変動を大きくコントロールしていることを示した。さらにインドモンスーン降水量と対流圏上・下層の東西風とのラグ相関や、赤道太平洋での東西風と海面水温とのラグ相関やOLR偏差のコンポジット解析の結果を総合すると次のようにまとめることができる。熱帯太平洋での海水温変動には、直接的には140°Eから170°Eにかけての赤道中・西部太平洋上の(北半球の)秋から冬にかけての東西風変動が最も寄与しており、その東西風変動には、先立つ夏のアジアモンスーンと、それにひき続く秋冬のアジア・西太平洋地域での対流活動の持続する偏差が最も関連している。

ここで一言コメントがいるのは、モンスーンの変動はQBO的であるのに対し、個々のエル・ニーニョ年はむしろ3~4年またはそれ以上長い

周期で起こっているということである。但し弱いインドモンスーンの年と、エル・ニーニョ年は過去100年のデータからもほとんど一致しており、その意味でインドモンスーンと、それに引き続くアジア・西太平洋での対流活動の弱い状態は、ENSO発現のための、いわば必要条件を提供していると言える。熱帯太平洋における大気・海洋結合系の2~3年周期を基調とする振動は、したがって、“アジアモンスーンを外力とする強制振動”として捉えることができよう。

このような見方は、最近の簡単な大気・海洋結合モデルにもとづいて、ENSOサイクルを、熱帯太平洋域における大気と海洋の自励振動だとする見方（例えば Zebiak and Cone, 1987; Graham and White, 1988）と大いに異なるものであり、今後の議論が必要である。ただ、これらのモデルは、東西風と海水温のあいだの、赤道ぞいにおける正のフィードバック（と東進するケルビン波）、赤道から少し離れた亜熱帯よりの緯度での負のフィードバック（と西進するロスビー波）の力学に基本的に依存し、とくに海水温→風の場のフィードバックを重視している点の特徴である。しかし、観測的事実は、図9に示されるように、東西風→海水温のフィードバックが基本であることを示しているように思える。また、インドモンスーンの変動は太平洋における大気・海洋結合系の振動によるむしろ影響であるという、これまでの多くの見方は、ここに示されたいくつかの解析結果をうまく説明することができるであろうか。

今回の研究で残された大きな問題のひとつは、夏のインドモンスーンに始まる（対流活動などの）経年変動の偏差が、次の冬から春頃まで続くメカニズムは何だろうか、ということである。ここでのべたモンスーンと海水温の高い相関も、この物理過程に大きく依存している。

もうひとつの大きな問題は、QBO的な変動の中で、一体何が個々のエル・ニーニョ現象をひき起こしているのか、という点であろう。モンスーン変動と大気・海洋結合系の相互作用に内在するストカスティックな過程であろうか。あるいは、

バーネット (Barnett, 1985) や著者 (Yasunari, 1987) が示唆する、グローバルな“第3の外力”が介在しているのであろうか。いずれにせよ、エル・ニーニョ発現の具体的な引き金となっている“偏西風バースト”を、どう捉えるかが、この問題を解くひとつの鍵であるかもしれない。

参考文献

- [1] Angell, J. K., 1981: Comparison of variation in atmospheric quantities with sea surface temperature variations in the equatorial eastern Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 230-243.
- [2] Barnett, T. P., 1985: Variations near-global sea level pressure. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 478-501.
- [3] Bhalme, H. N. and S. K. Jadhav, 1984: The southern oscillation and relation to the monsoon rainfall. *J. Climat.*, **4**, 509-520.
- [4] Graham, N. E. and W. B. White, 1988: The El Nino Cycle: A natural Oscillator of the Pacific Ocean-Atmosphere System. *Science*, **240**, 1293-1302.
- [5] Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western north Pacific during the ENSO events. *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 445-456.
- [6] Kawamura, R., 1986: Seasonal dependency of atmosphere-ocean interaction over the north Pacific. *J. Met. Soc. Japan*, **64**, 363-371.
- [7] Krishnamurti, T. N., 1971: Tropical east-west circulations during the northern summer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1342-1347.
- [8] Kurihara, K., 1985: Relationship between the surface air temperature in Japan and sea water temperature in the western Pacific. *Tenki*, **32**, 407-417. (in Japanese).
- [9] Meehl, G. A., 1987: The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 17-50.
- [10] Miyakoda, K., A. Rosati, R. Gudgel and Y. Chao, 1987: Study of the 1982/1983 El Nino and Southern Oscillation with an ocean GCM and observational data. Part I: El Nino Sequence. To be submitted.
- [11] Nicholls, N., 1984: Predicting Indian monsoon rainfall from seasurface temperature in the Indonesia-north Australia area. *Nature*, **307**, 576-577.
- [12] Parthasarathy, B., 1987: Droughts/floods in the summer monsoon season over different meteorological subdivisions of India for the period 1871-1984. *J. Climat.*, **7**, 57-70.
- [13] Pazan, S. E., W. B. White, M. Inoue and J. J. O'Brien, 1986: Offequatorial influence upon Pacific dynamic height variability during the 1982-1983 El Nino/Southern Oscillation Event. *J. G. R.*, **91**, 8437-8449.
- [14] Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- [15]and....., 1983: The relation between eastern equatorial Pacific sea surface temperature and

rainfall over India and Sri Lanka. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 517-528.

[16] Shukla, J. and D. A. Paolino, 1983 : The Southern Oscillation and long-range forecasting of the summer monsoon rainfall over India. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1830-1837.

[17] Walker, G. T. and E. W. Bliss, 1932 : World Weather V. *Mem. Roy. Met. Soc.*, 4, 53-34.

[18] White, W. B., S. E. Pazan and M. Inoue, 1987 : Hindcast/Forecast of ENSO events based upon the redistribution of observed and model heat content in the western Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 264-280.

[19] Wyrski, K., 1975 : El Nino-The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 572-584.

[20] Yamagata, T., 1988 : A simple air-sea coupled model of the origin of intraseasonal and interannual disturbances in the tropics. To be submitted.

[21] Yasunari, T., 1985 : Zonally propagating modes of the global east-west circulation associated with the Southern Oscillation. *J. Met. Soc. Japan*, 63, 1013-1029.

[22], 1987 : Global structure of the El Nino/Southern Oscillation. Part II. Time evolution. *J. Met. Soc. Japan*, 65, 81-102.

[23], 1988 : Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific. Submitted to *J. Climate*.

[24] Yoshino, M. and R. Kawamura, 1987 : Periodicity and propagation of sea surface temperature fluctuations in the equatorial Pacific. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 60, 283-293.

[25] Zebiak S. E. and M. A. Cane, 1987 : A model El Nino-Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262-2278.

別冊 海洋科学

通巻

- | | | |
|----|-------------|-------------|
| 1 | 海の対話 |¥2,700 |
| 2 | 続 海の対話 |¥2,700 |
| 20 | 第3海の対話 |¥2,700 |
| 28 | 第4海の対話 |¥3,300 |
| 4 | 海洋物理学研究 |¥2,700 |
| 11 | 続 海洋物理学研究 |¥2,700 |
| 14 | 第3海洋物理学研究 |¥3,300 |
| 22 | 第4海洋物理学研究 |¥3,300 |
| 26 | 第5海洋物理学研究 |¥3,300 |
| 8 | 海洋気象学研究 |¥2,700 |
| 9 | 海洋地球物理学研究 |¥2,700 |
| 18 | 続 海洋地球物理学研究 | ¥3,300 |
| 3 | 海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 10 | 続 海洋地質学研究 |¥2,700 |
| 13 | 第3海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 19 | 第4海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 21 | 第5海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 25 | 第6海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 27 | 第7海洋地質学研究 |¥3,300 |
| 6 | 海洋化学研究 |¥2,700 |
| 16 | 続 海洋化学研究 |¥2,700 |
| 5 | 生物海洋学研究 |¥2,700 |
| 12 | 続 生物海洋学研究 |¥2,700 |
| 15 | 第3生物海洋学研究 |¥3,300 |
| 23 | 第4生物海洋学研究 |¥3,300 |
| 7 | 水産海洋学研究 |¥2,700 |
| 17 | 続 水産海洋学研究 |¥3,300 |
| 24 | 第3水産海洋学研究 |¥3,300 |