

## 赤道域における大気・海洋結合系の力学に関する研究\*

—昭和62年度日本気象学会賞受賞記念講演—

山形 俊 男\*\*

今回、表題の研究を中心としてこれまでの仕事を評価していただき有難うございます。伝統のある日本気象学会の学会賞をいただくことは分不相応な感じもするのですが、どちらかと言えば海洋学と気象学の狭間を歩んで来た私のようなものにまでご配慮していただいたという事で、今後、こうした気象学との学際領域の多くの研究者の励みにもなればすこしは肩の荷がおりる感じがいたします。

さて、この数年、熱帯の気象や海洋の研究がリバイバルどころか一大ブームになって来ました。特にエル・ニーニョと南方振動(ENSO)に関する研究は社会的要請は勿論のこと、WCRPの一環としてのTOGA等の国際計画に加えて、実にタイミング良く1982/83年及び86/87年の現象が発生し、今や関連する論文の洪水といった状況です。ENSO現象のなかでも暖かいエピソードがどのように成長するかという点については今年の春の学会でお話をさせていただきましたが(山形, 1986)、大気と海洋が協力的にお互いのアノマリーを増幅させるシナリオそのものは大筋において当たらずとも遠からずだと思います(Yamagata, 1986)。問題はENSOのサイクルをどう考えるかという点にあり、この重要な問題については諸説紛紛の状況です。そこで本講演ではENSOのサイクルをモデル化したものとしては極めて簡単なマックレアリーモデル(McCreary, 1983)を一層簡素化し、これをたたき台にのせてデータ解析の支持を受けている部分、モデル屋の意見の分かれるところを明らかにしたいと思います。ENSOサイクルの理解を進めることが、暖かいエピソードの長期予報にも極めて重要であると思うからです。

## 1. ビヤルクネスの仮説について

ビヤルクネスの仮説(Bjerknes, 1966)をもう一度振り返ることから始めましょう。東太平洋の海面水温が上昇すると赤道域太平洋の東西圧力傾度が弱まり、西向きの赤道貿易風が弱まります。これは赤道域太平洋の中央部から東部にかけて湧昇を弱めますから、ますます海面水温が上昇するというわけです。逆に東太平洋の海面水温が低くなれば東西の圧力傾度は強まり、赤道貿易風の強化が湧昇の強化を引き起こして、ますます海面水温が低くなるということになります。

大気海洋の相互作用が正のフィードバックを生みうるということ、これをENSOに結びつけたという点で、ビヤルクネスの偉大さがあるのですが、やはり歴史の枠組みから抜け出していないことも明らかです。まず、第一に地球大気の最も重要な熱機関である西太平洋“海大陸”上の対流活動の変動を主たるものとして考慮していないこと、第二に赤道波動の役割を無視していること、そして第三に暖かいエピソードと冷たいエピソードの關係に触れていないことが挙げられます。ENSOは海洋サイドでは東太平洋のペルー沖の海面水温の季節変動であるエル・ニーニョの増幅現象として著しく発現しますから、東太平洋に目を奪われるのは当時としてはやむを得ないことでしょう。しかし南方振動はもともと1899年の不順なインドモンスーンとそれともなう飢饉に関心をもちたウォーカーの仕事(Walker, 1924)に端を発するものですから、西太平洋の“海大陸”の役割の年変化をもっと重要視して良かったようにも思います。ENSO現象における東太平洋と西太平洋の主従関係が入れ替わるのにはビヤルクネス以来実に二十年近い年月が必要になりました。

さて、赤道波動論が完成されたのはよく知られているようにMatsuno(1966)やBlandford(1966)らの論文においてです。東西に閉じた海洋への適用は60年代の末から70年代にかけてのMoore(1968)やCane and

\* A study on the coupled ocean-atmosphere dynamics in the tropics.

\*\* Toshio Yamagata, 九州大学応用力学研究所.

Sarachik (1977) らの仕事によるところが大きく、ビヤルクネスが暖かいエピソードや冷たいエピソードに伴う赤道海洋ケルビン波やロスビー波等の役割を考慮しえなかったのも当時としてはやむを得ないことでしょう。

第三の問題点である暖かいエピソードと冷たいエピソードの連鎖関係、すなわち ENSO サイクルをどのように考えるかはまさに本日の講演の主題でもあり、今後の大きな課題でもあります。

## 2. ENSO のサイクル

これまでに発表されたもののなかで ENSO サイクルを扱った簡素な力学モデルとしては McCreary (1983), McCreary and Anderson (1984), Anderson and McCreary (1985), Cane and Zebiak (1985), Schopf and Suarez (1987) 等があります。これらのなかで最も簡素なものが McCreary (1983) です。簡素なものが必ずしも良いわけではありませんが、内部で何が起きているかが明らかですから、たたき台にのせるモデルとしてはうってつけといえるでしょう。ただ、熱力学上のプロセスはあらわには扱っていないので、この点では大変不満足なものであることを注意しておきましょう。

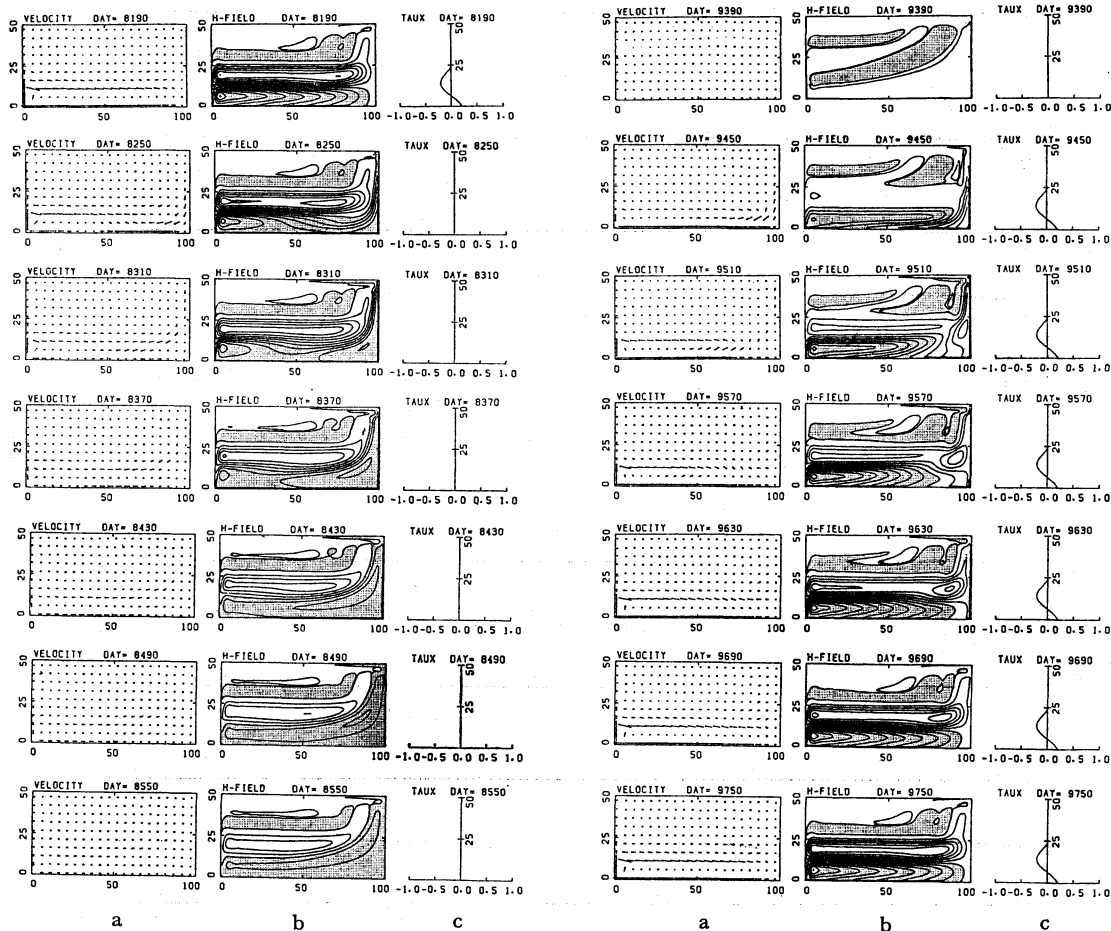
もともとのマックレアリーモデルでは、ビヤルクネスの仮説に従って東太平洋の海洋混合層が薄い時に赤道貿易風が強まり、逆に深い時に、活発化したハドレー循環に対応して少し赤道を外れたところに貿易風の中心が偏るようになっていきます。暖かいエピソードと冷たいエピソードを自動的に交互に繰り返すためには、東太平洋の混合層の厚さに関してウォーカー循環を定常的に維持した場合の方がハドレー型循環の風を維持した場合よりも厚くしておく必要があります。

さて、始めに暖かい赤道ケルビン波が西岸付近に生じたとしましょう。この暖かい赤道ケルビン波は東岸でエル・ニーニョをひき起こした後に暖かいロスビー波として反射します。この暖かいロスビー波に伴う海面のリッジをハドレー型循環の風のカーブにより強化するとともに東太平洋の混合層を薄くして自動的にウォーカー型循環の風に切り換えるように仕組んでいるのが「みそ」です。冷たいエピソードはこのウォーカー型の循環によってひき起こされています。赤道をはなれた海域では暖かいロスビー波は西進し、これとウォーカー型循環の風によって西太平洋に蓄えられた水塊が合体して暖かい赤道ケルビン波として次の暖かいエピソードの準備をすることになります。

このマックレアリーモデルは東太平洋を重視するビヤルクネスの仮説にとらわれているのが明らかです。さらに西太平洋では暖かいエピソードの前に水位が異常に高くなり、これが東太平洋のエル・ニーニョとして解消されるという結果になっています。これはあきらかに Meyers (1982) のコンポジットした水位データに反します。むしろ西太平洋では暖かいエピソードの時には平常の状態から水位が異常に低くなり、これがその後回復するからです。(ただ Meyers (1982) はいくつかの暖かいエピソードの平均像を示していることには注意すべきです。確かに 1972 年と 82 年のエピソードの前半には西太平洋の水位は異常に高くなっています。) 加えて暖かいエピソードの時に大気海洋相互作用の結果として暖かい赤道ケルビン波が強化されるのではなくて、むしろ赤道をはなれたところに中心をもつ暖かいロスビー波が強化される筋書きになっている点も議論の余地があります。(竹内 (1987) らによれば暖かいロスビー波が強化される場合もあります。)

上で述べたいくつかの弱点を改善してみましょう。冷たいエピソードの状態を基準として、西太平洋の赤道域(試みに南北  $10^\circ$  東西  $20^\circ$  とします。)の海洋混合層の厚さが平常値をとる場合(実際はわずかに正のアノマリーを示す場合、たとえば  $0.03\text{ m}$ )に、エル・ニーニョの完熟期の風系として知られる松野(ギル)パターンを東西方向に平均した帯状風を与えることにします。暖かいエピソードが不安定な大気海洋相互作用によって成長する過程は、このように完熟期の風のスイッチ・オンとして単純化してしまわれたいです。一方、西太平洋の赤道を少し離れた海域( $10^\circ\text{N}$  -  $20^\circ\text{N}$ , 東西  $20^\circ$ )で平均した海洋混合層のアノマリーがある程度厚くなる場合(たとえば  $3\text{ m}$ 以上)には、先の風系を止めることにします。これは西太平洋の対流活動が活発な基準状態に対応させるためです。

このような単純なモデルで海洋にどのような状況が実現するかを示したものが第 1 図です。まず、暖かいケルビン波が風系により強化されると同時に赤道を少し離れたところにトラフが励起されるのがわかります。この暖かいケルビン波は東岸で反射し暖かいロスビー波となって西進します。暖かいロスビー波と風の正のカーブによって形成されたリッジが合体し、西太平洋の赤道を少し離れた海域の混合層は次第に厚くなります。こうして風が止むと赤道域のトラフを形成していた冷水は冷たいケルビン波として東進し、冷たいエピソードを実現した



(a) 暖かいエピソードに伴う風のアノマリーがスイッチ・オフする状況 (8190日から8550日まで60日間隔で示す)。

(b) 風のアノマリーがスイッチ・オンする状況 (9390日から9750日まで60日間隔で示す)。

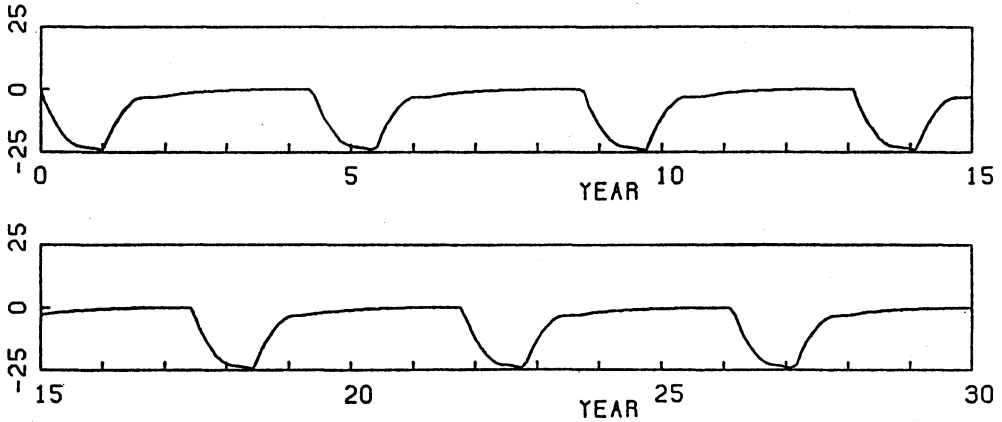
第1図 モデル太平洋 (南北 5° 東西 100°) の応答例。 a : 上層の平均流速のアノマリー; b : 上層の厚さのアノマリー (点彩部は負領域, 単位 2.5 m); c : 帯状風のアノマリー (単位 dyn/cm<sup>2</sup>)。上層の厚さは 400 m, 下層は無限に深いと仮定。上層と下層の密度差は  $2 \times 10^{-3}$  g/cm<sup>3</sup>。

後に東岸で反射して冷たいロスビー波に変化します。一方、西岸のリッジの部分からは暖かい水塊が多少赤道域にリークしますが、西太平洋の赤道域を基準状態に戻すのは基本的には減衰過程によります。

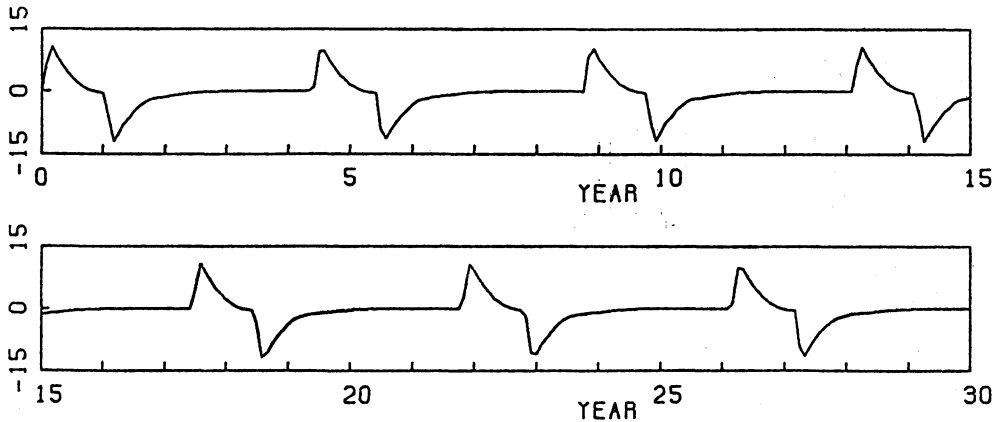
このモデルで特徴的なことは暖かいエピソードの終末期には赤道全域にわたって水位が低下することで、これは Wyrтки (1984) の 1982/83 のデータと合致します。又、西太平洋の赤道に近い海域では暖かいエピソードで水位が低下し、平常の状態回復しています (第2図)。これは先の Meyers (1982) の コンポジット・データ

と合致します。東太平洋では逆に暖かいエピソードの時に水位は上昇し、平常時に戻る直前に下降する独特の曲線を描きます (図3)。これを水温に読みかえるならば、エル・ニーニョの直後に反エル・ニーニョが生じることになるでしょう。つまり、このモデルでは反エル・ニーニョは暖かいエピソードの帰結であって、McCreary (1983) のように強化されたウォーカー循環によるものではありません。同様の指摘は竹内 (1987) にもみられます。

ENSO サイクルを扱ったモデルのなかで最も新しい



第2図 西岸から5°, 赤道から5°はなれた海域の表層厚さのアノマリーの時系列 (単位 m). 赤道全域の平均 (0° 10°N) も類似のパターン.



第3図 東岸から5°, 赤道から5°はなれた海域の表層厚さのアノマリーの時系列 (単位 m).

ものは Schopf and Suarez (1987) でしょう。彼らは、Held and Suarez (1978) の大気二層モデルと Schopf and Cane (1983) の赤道海洋混合層モデルを合体させています。彼らの結果によれば、西太平洋の暖かいケルビン波が中央部太平洋付近から Philander *et al.* (1984), Yamagata (1985) 及び Hirst (1986) らが提唱した機構による大気海洋相互作用で増幅する過程で、大気側の西風のアノマリーが冷たいロスビー波のトラフを励起します。暖かいケルビン波はさらに東進して東太平洋のエル・ニーニョをひき起こしますが、冷たいロスビー波は西進して西岸で反射し、冷たいケルビン波に変質します。この冷たいケルビン波が増幅しつつ東進して、大気側にアノマリーを生み、これが暖かいロスビー波を励起

します。冷たいケルビン波は東太平洋で反エル・ニーニョを起こしますが、暖かいロスビー波は西進して西岸で反射し、暖かいケルビン波に変質してサイクルが閉じるというわけです。このモデルでは太平洋の西岸からやや東よりの中央部付近までが重要で、ついに東岸付近は全く従属的な役目しか与えられていないことに注意すべきです。大気海洋相互作用の結果として、中央部付近で暖かい(冷たい)ケルビン波から冷たい(暖かい)ロスビー波が生じる過程を位相を逆転させる反射にみたてているのは力学的には興味深いところですが、暖かいエピソードと冷たいエピソードがほとんど符号をかえただけの反対称な機構で交互に生じるというところはとても理解しにくい点でしょう。ただ前回のエル・ニーニョでは、そ

の前年に赤道域の中央部太平洋で東風のアノマリーがあり (Nitta *et al.* 1986, 竹内, 1987), これが暖かいロスビー波を形成したことが明らかになっています (White *et al.*, 1985; 竹内, 1987). 加えて, 今年の暖かいエピソードでは GEOSAT のレーダー高度計が中央部太平洋における冷たいロスビー波のトラフの形成を見事にとらえています.

これまで三つのモデルを駆け足で見てきたわけですが, ENSO のサイクルに関してはまだまだ理解が進んでいないと良いと思います. ただ暖かいエピソードが西太平洋に端を発し, これが中央部太平洋以東で大気海洋相互作用によって増幅すること, すなわち大気海洋相互作用の結果として不安定化したケルビン波が東岸で発現するエル・ニーニョと直接的に関係しているらしいということは, こまかい定式化の違いはあっても大方の合意は得ていると思います. 問題は次のような点にあるでしょう.

(イ) 中央部太平洋でケルビン波が増幅する以前に西太平洋に先駆けとなるケルビン波が存在するのではないのか? 換言すれば, エル・ニーニョの発生初期に西太平洋の水位差は風系に対して平衡状態になっていないのではないのか? (ロ) さらに遡って西進するロスビー波のリッジがあるのではないのか? (ハ) より遡ってこのロスビー波は大気の風系のアノマリーによって励起されたものではないのか? あるいは (ニ) 前回の暖かいエピソードで生じたケルビン波が東岸で反射されたものではないのか?

McCreary (1983) ではこのシナリオのすべてについて肯定的ですが, 特に (ハ) の段階で暖かいエピソードに伴う風系によりロスビー波を強化し散逸に打ち勝つようにしている点に注意すべきです. Schopf and Suarez (1987) も (イ), (ロ), (ハ), (ニ) のすべてについて肯定的ですが, (ハ) の風系は冷たいエピソードに伴うものとする点で McCreary (1983) とは明らかに違います. 今回示した改良型では (イ) について単に振動系を作るための便法として以外はあまり積極的に肯定していません. これは西太平洋の赤道域に弱い負の乱雑要因を加えるだけで暖かいエピソードの規則的な発現を容易に抑えることができることから明らかでしょう. いずれにしても太平洋上の大気と海洋の相互作用だけから ENSO のサイクルを実現しようとするならば海洋波動 (とくにロスビー波) の長いメモリーと大気の変動を関係づけねばなりません.

### 3. ENSO の予報可能性

Cane *et al.* (1986) が約一年程前に大気海洋結合モデルに基づく 1986/87 年のエル・ニーニョの予報を行って以来, ENSO の予報可能性の問題がにわか話題になってきました (Philander, 1986 も参照). ここでは前節までの議論を参考にしながら考察を加えてみたいと思います.

Cane *et al.* (1986) は結合モデルの海洋部分を 1964 年の 1 月から風を与えて駆動し, 得られた温度躍層の深さ, 海流, 海面水温, 海上風を初期値として結合モデルを走らせ予報を試みました. 特に 1972/73 年, 1976/77 年, 1982/83 年のエル・ニーニョに対して 1~2 年前からかなりの確率で予報できることを示したわけですが, このことは, すくなくともこれまでのエル・ニーニョのなかには前節の最後で触れた問題点の (ロ) あるいは (ハ) の段階まで肯定できるものがあるということを意味します. Gill (1983) は 1972/73 年のエル・ニーニョに対してかなりの振幅を持つ赤道ケルビン波が海洋西岸に既に存在していたことを簡単なモデルから推論していますし, Inoue and O'Brien (1984) は海洋の浅水モデルを用いて 1982 年 4 月で風系を固定してもその後の 1982/83 年のエル・ニーニョの大筋を再現できるとしています. 竹内 (1987) の解析も支持するように, 少なくともいくつかの強いエル・ニーニョの前には西太平洋の水位は高く, 風系とは平衡状態にはなかったようです. しかし一方で西太平洋の平均水位が平常値よりも高くても必ずしもエル・ニーニョが発生するとは限らないのが大切なところです. 竹内によれば 1964 年以降では 1973 年, 74 年, 83 年がこのような時期にあたります. このような場合に Cane *et al.* のモデルがどのような予報結果をもたらすか興味深いところです. また先の Meyers (1982) のコンポジット・データによれば西太平洋の平均水位が平常でもその後にエル・ニーニョが発生する場合も多いわけで, これらのことは暖かいエピソードが発現するにはさらに別のプロセスが関与していることを示唆していると思います. すなわち Luther *et al.* (1983) や Nitta *et al.* (1986) らの指摘する西風の吹き出しとその前面付近におけるサイクロン渦対の発生が伴ってはじめて暖かいエピソードの道具だてができると言えるのではないのでしょうか (Keen, 1982 参照)? 西風の前面においては水蒸気の収束が起これ, ここでの加熱によってその西側にサイクロン渦対が発生しやすいことは Gill (1980) の結果に基づいて容易に予想することができま

すが (Yamagata, 1987 参照), この渦対がさらに西風を強めて海面温度のアノマリーを増大させ、加えて海洋の赤道ケルビン波を一層励起することが暖かいエピソードの発現には重要であると考えられます。この西風の吹き出しが、いわゆる30~50日振動と直接的に関係するものなのか、インド洋東部から西太平洋の海面水温とどのような関係にあるのか又アジアモンスーンの変動とはどのような関係にあるのかは ENSO の予報可能性を高める意味からも重要な今後の研究テーマといえます。

さて、幸運にも西太平洋の高水位の原因をさらに(ハ)の段階まで遡れる場合(1982/83年の ENSO ではこの可能性がありました)でも、東風のアノマリーの原因は何かという問いに行きあたります。前出の竹内(1987), Nitta *et al.* (1986) や Rasmusson and Carpenter (1982) を参考にすると、前年の夏に中央部から西太平洋にかけて存在する、東風のアノマリーの原因は何かということになるでしょう。Schopf and Suarez (1987) は冷たいエピソードを生む大気海洋相互作用にこの原因を求めました。しかし、いわゆる冷たいエピソードの特徴となる東太平洋の海面水温の低下は暖かいエピソードの直後におこります。この意味で海洋サイドの冷たいエピソードは、それ自身独立のものというよりは暖かいエピソードの直接的な余波とも考えられます。ここで Nitta *et al.* (1986) や Yasunari (1987) の解析を参考にすると、エル・ニーニョの前年の東風アノマリーの原因はむしろ“海大陸”上の対流活動の活発化と付随する西部太平洋上の亜熱帯高気圧の強化及びチベット高気圧の強化に関連があると考えるのが自然のようです。しかしこうした現象自体が前回の暖かいエピソードの余波である(?)赤道海洋特に東太平洋の冷却化と付随するウォーカー循環の強化と関連がある可能性も勿論否定できません。

## 5. あとがき

ENSO のモデル研究はビヤルクネスの仮説に端を発した暖かいエピソードの成長に関する直接的な大気海洋相互作用の研究から、今や大気、海洋及び大陸を含めたより大きな力学-熱力学系の示す ENSO サイクルの研究に展開してきているといえるでしょう。本日の講演からもおわかりのようにこのような ENSO のサイクルの真の理解のためにこれまで成しとげられたことはあまりにも僅かであり、今後の課題であると言わざるを得ません。この方面の学際的な研究に志す若手研究者がいまこ

そ一人でも多く出てくることを願って本日の話を終えたいと思います。

## 謝 辞

これまで十数年にわたり内外の多くの方々の良き指導を受けることができましたし、又討論や共同研究をさせていただく機会に恵まれました。特に東京大学海洋研究所及び理学部地球物理教室、九州大学応用力学研究所及び理学部物理教室の海洋研究室及び気象研究室の皆様との交流は海洋学と気象力学の学際領域を歩む一研究者として大変有難いことです。またプリンストン大学の地球流体力学研究所のスタッフの方々には国際社会での研究者の生き方も含めていろいろな事を教えられました。改めてこれらの方々に感謝いたします。

## 献 文

- Anderson, D.L.T. and J.P. McCreary, 1985: Slowly propagating disturbances in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 615-628.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, **18**, 820-829.
- Blandford, R., 1966: Mixed gravity-Rossby waves in the ocean, *Deep-Sea Res.*, **13**, 941-961.
- Cane, M.A. and E.S. Sarachik, 1977: Forced baroclinic ocean motions: II. The linear equatorial bounded case, *J. Mar. Res.*, **35**, 395-432.
- and S.E. Zebiak, 1985: A theory for El Niño and the Southern Oscillation, *Science*, **228**, 1085-1087.
- , ———, and S.C. Dolan, 1986: Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, **321**, 827-832.
- Gill, A.E. 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **106**, 447-462.
- , 1983: An estimation of sea-level and surface-current anomalies during the 1972 El Niño and consequent thermal effects, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 586-606.
- Held, I.M. and M.J. Suarez, 1978: A two-level primitive equation atmospheric model designed for climate sensitivity experiments, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 206-229.
- Hirst, A.C. 1986: Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 606-630.

- Inoue, M. and J.J. O'Brien, 1984: A forecasting model for the onset of a major El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2326-2337.
- Keen, R.A., 1982: The role of cross-equatorial tropical cyclone pairs in the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **110**: 1405-1416.
- Luther, D.S., D.E. Harrison and R.A. Knox, 1983: Zonal winds in the central equatorial Pacific and El Niño, *Science*, **222**, 327-330.
- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in equatorial areas, *J. Met. Soc. Japan*, **44**, 25-43.
- McCreary, J.P., 1983: A model of tropical ocean-atmosphere interaction, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 370-387.
- and D.L.T. Anderson, 1984: A simple model of El Niño and the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 934-946.
- Meyers, G., 1982: Interannual variation in sea level near Truk Island—a bimodal seasonal cycle, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**: 1161-1168.
- Moore, D.W., 1968: Planetary-gravity waves in an equatorial ocean, Ph. D. Thesis, Harvard Univ., Cambridge, 207 pp.
- Nitta, T., T. Maruyama and T. Motoki, 1986: Long-term variations of tropospheric circulations in the western Pacific region as derived from GMS cloud winds, *J. Met. Soc. Japan*, **64**: 895-911.
- Philander, S.G.H., 1986: Predictability of El Niño, *Nature*, **321**, 810-811.
- , T. Yamagata and R.C. Pacanowski, 1984: Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Schopf, P.S. and M.A. Cane, 1983: On equatorial dynamics, mixed layer physics and sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 917-935.
- and M.J. Suarez, 1987: Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, submitted to *J. Atmos. Sci.*
- 竹内謙介, 1987: FSU モデルに見られる El Niño/Southern Oscillation の前兆, 北海道大学地球物理学研究報告, **492**, 381-386.
- Walker, G.T., 1924: Correlation in seasonal variations of weather IX. *Mem. India Meteor. Dept.*, **24**, 275-332.
- White, W.B., G.A. Meyers, J.R. Donguy and S.E. Pazan, 1985: Short-term climatic variability in the thermal structure of the Pacific Ocean during 1979-82, *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 917-935.
- Wyrtki, K., 1984: The slope of sea level along the equator during the 1982/83. El Niño, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10419-10424.
- Yamagata, T., 1985: Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, in *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, ed. J.C.J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, 767 pp.
- 山形俊男, 1986: ENSO モデル研究の最近の発展, *天気*, **33**, 519-522.
- Yamagata, T., 1986: On the recent development of simple, coupled ocean-atmosphere models of ENSO, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 299-307.
- , 1987: A simple moist model relevant to the origin of intraseasonal disturbances in the tropics, *J. Met. Soc. Japan*, **65**: 153-165.
- Yasunari, T., 1987: Global structure of the El Niño/Southern Oscillation. Part II. Time evolution, *J. Met. Soc. Japan*, **65**, 81-102.

### 講演企画委員会からのお知らせ (1)

大会予稿集の著作権の扱いについて

予稿集の著作権については理事会の承認を得て、きたる昭和63年度春季大会より、以下の方針で運用することとなりました。

1. 予稿集に掲載された研究発表の文章・図表の著作権を日本気象学会に帰属させる。
2. 予稿集に掲載された研究発表の文章・図表を複製あるいは翻訳して利用する場合は、日本気象学会の文

書による利用許諾を得たうえで、出所明示して利用するものとする。

3. 著作者自身による利用の場合は、利用許諾の申請は不要とする。

日本気象学会の大会において研究発表を予定されている方は、上記の方針に御留意のうえ、予稿集原稿の準備をされるようお願いいたします。