

衛星観測と数値モデルを用いた大気と海洋の相互作用に関する研究

—2001年度堀内賞受賞記念講演—

久保田 雅 久*

1. はじめに

このたびは、2001年度の「堀内賞」という名誉ある賞を受賞することになり、今まで賞と名前のつくものに全く縁の無かった私としては、多少の戸惑いを感じつつも、非常に嬉しく思っております。また、正直申し上げて、受賞に関しては、半分の不安と半分の自信を感じております。半分の不安は、自分の業績、あるいはその内容が果たして、このような立派な賞にふさわしいのかどうかという疑問から生まれるものであり、半分の自信は、堀内賞の趣旨に適切と思われる研究分野に位置しているという所から生まれるものです。恐らく、両者は自分の中で共存しうるものであり、前者は皆様方からの叱咤に、後者は激励と受け止めるべきなのだと思います。そして今後は、この分野での研究活動を発展させるために努力し、研究レベルでもさらに高い所をめざさなくてはならないと強く感じている次第です。

ところで、エルニーニョの発生メカニズムには、赤道太平洋に暖水が蓄積されることと西部熱帯太平洋における西風バーストの存在が、大きく関与していることが知られています。前者はエルニーニョ発生のための基本場形成、後者はエルニーニョ発生のためのトリガーと位置づけることができるでしょう。賞を受賞するというのも、同じメカニズムを必要とすると感じるのは私だけでしょうか？ 一定の研究成果をあげ、論文を書くことによって業績を積み上げることは、暖水の蓄積に相当しますが、それだけで受賞に至るわけではありません。その研究成果を評価し、受賞にふさわしいと判断し、推薦する人がいなければ、どんなに

業績があっても、受賞には至りません。これはまさしくエルニーニョの西風バーストに相当する役割を果たしているように感じます。すなわち、どちらが欠けていても、受賞することはかなわないのです。その点で、研究に関していろいろとご指導、あるいはご協力を頂いた多くの方々だけではなく、今回の受賞に際してご推薦を頂いた方々にも、深く感謝いたしております。

私の受賞内容は題名にもありますように、構造物と言うと、衛星観測と数値モデルという2本の柱の上に大気海洋相互作用が乗った形ですが、この構造は外から見えるだけで、完成までにはまだまだ遠い道のりであるというのは正直な所です。初めは、個人レベルで、この構造の完成をめざして出発したはずですが、自分の無力さからか、柱を立てることに予想以上の時間とエネルギーを使ってしまったようです。そこで、最近ではそろそろ大気海洋相互作用に本格的に取り組みたいという意欲が沸々と湧いてきています。しかしながら、一方では、1人ですべてを作る必要は無いのではないかと、そして別に他の研究者が上に乗っかる部分を作っても良いのではないかと、弱気な、あるいは寛容な気持ちにもなったりしています。どちらの道に進むのか、自分でも決めかねているのが、現在の状況ですので、いつの日にか土台の上に乗る部分である大気海洋相互作用についての解説を書く日が来ることを願いつつ、ここではその土台となる2本の柱について解説をしたいと思います。

2. 数値モデル研究

2.1 熱帯太平洋モデル

基本的に私は数値モデルには向いていないと学生時代から感じていました。これはどこがどうか説明出来るものでは無いのですが、自分にはセンスが無いという感覚は、かなり早い段階から持っていました。にもかかわらず、1985年にアメリカのフロリダ州立大学

* 東海大学海洋学部地球環境工学科。
kubota@mercury.oi.u-tokai.ac.jp

—2002年2月4日受領—

—2002年3月12日受理—

で働き始めたときに待っていた仕事は、熱帯太平洋モデルの作成でした。当時は、エルニーニョに関する研究が、花を開きかけた頃で、丁度、TOGAの観測が始まった時期でした。そして、私の所属したフロリダ州立大学のオブライエン博士のグループでは、風さえ観測データを与えれば、エルニーニョのような赤道太平洋の経年変動を Reduced gravity model (RGM) で容易に再現できることを示し、高く評価をされていました(たとえば、Busallacchi and O'Brien, 1980)。RGM というのは、海洋の成層状態を2層で表現し、さらに下層の厚さは上層に比較して非常に深いという近似をしたモデルです。この近似により、傾圧の第1モードのみを取り出すことが出来ます。一般に赤道域では温度躍層が非常にシャープでその水深が浅いという特徴がありますから、RGMは赤道域に対して非常に現実的なモデルと言えます。このRGMの赤道域の研究への応用は、すばらしいヒットだと私は感じましたが、オブライエン博士は1970年代の海洋の大きなプロジェクトであった Coastal Upwelling and Ecosystem (CUE) では、成層を考慮した、もっと複雑なモデルを使っていましたし、RGMの利用の前に書かれた Hurlburt *et al.* (1976) の論文では赤道域の研究に対して2層モデルを使っているのです。ですから、方法的には後退をしていると言っても良いかも知れません。そこで、不思議に感じ、ある日、どうして赤道には複雑なモデルでは無く、簡単なRGMを使ったのかとオブライエン博士に尋ねたところ、詳しくは覚えていませんが、「自分は簡単なモデルの方が好きだから…」と言われたように記憶しています。もちろん、現象を詳細に再現、あるいは予測しようと考えたら、複雑なモデルに頼らなければならないことは事実です。特に、最近の計算機の能力の発展にともなって、数値モデルは益々その複雑さを増しつつあると同時にその現象の再現能力も飛躍的に向上しています。しかし、一方では、簡単なモデルでも本質的な部分のみを抽出し再現することは十分可能です。ただし、それが成功するためには、優れた物理的な洞察力や理解力が必要不可欠であると思います。そして、ここで必要とされる能力は、複雑なモデルを走らせている場合でも、その結果から多くのものを得るためには、やはり必要不可欠な部分ではないかと思えます。

フロリダ州立大学での私の仕事は、大成功をおさめた Busallacchi and O'Brien (1980) のRGMを極座標系に直し、計算領域をもっと高緯度まで拡張し、格子

間隔を小さくするという技術的な部分と、その結果を解析して熱帯太平洋での変動特性を調べることでした。RGMの拡張は、当時のスーパーコンピュータの1つであるCyber205の利用と密接に関係していました。Cyber205はFORTRAN200という特別な言語で動いているので、FORTRAN77しか知らなかった私にとってはかなりの困難を感じるとともに、日本のスーパーコンピュータの使いやすさをひしひしと感じました。このような不便なマシンを作っているせいも、Cyber205を作っていたCDCという会社は、結局はつぶれてしまったと記憶しています。赤道域に関する研究は、渡米前には全く行っていなかったのですが、それほど違和感はありませんでした。というのも、赤道域での現象に大きく寄与するのは、赤道ケルビン波や混合ロスビー重力波のような赤道波動であり、こういった赤道波動についての総説(久保田, 1979)を、大学院生のときに書いていたからです。何故、赤道域の研究をしていた訳でもない私が、ましてや大学院生に過ぎなかった私が、このような総説を書いたのか、今でも不明ですが、結果的には自分にとって非常に役に立ったのは不思議なことです。やはり、目先のことばかりを考えずに勉強や研究はしなさいと言うことなのでしょう。さて、モデルが出来なかったら日本には帰さない、オブライエン博士に冗談とも本気ともつかないことを言われ、心配な毎日を送っていましたが、何とかそれらしい結果が出るようになったのは、アメリカ生活も1年が立つ頃でした。モデルの結果を時間スケールで区分し、上層の厚さの変動を調べた結果、意外なことがわかりました。海面水温で見ると赤道域にはエルニーニョに代表される大きな経年変動があるのですが、上層の厚さに着目すると赤道域での経年変動は相対的に小さかったのです。(Kubota and O'Brien, 1988)。また、経年変動を調べる際に12か月間の移動平均をかけることが良くありますが、データの特性によっては、この方法では経年変動が抽出出来ない可能性があることも指摘しました。

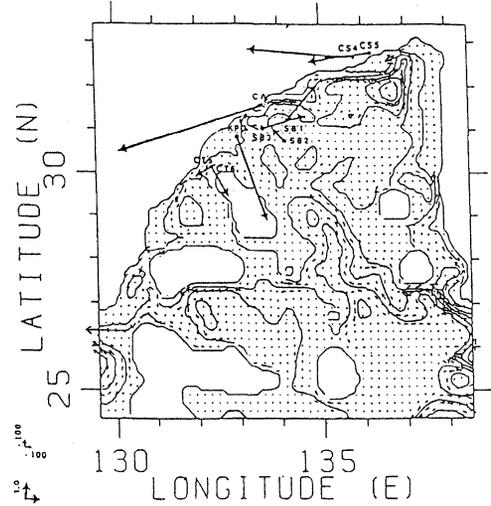
アメリカで数値モデルを走らせるときに、最も困ったことは Open boundary condition の問題でした。計算機の能力の限界から、まだ太平洋の一部を切り取って計算を行っていたので、南北にはどうしても Open boundary condition を設定しなくてはなりません。基本的には放射条件を用いるのですが、結果は格子点配置との関係などにも強く依存し、満足が行くような Open boundary condition を構築するのは大変でし

た。この経験をもとに、Open boundary condition の格子点配置や物理現象への依存性を調べるとともに、いろいろな Open boundary condition についてまとめたのが、帰国後に書いた久保田・青山 (1990) の論文でした。ところで、アメリカで行った赤道太平洋モデルの結果を用いて、いろいろな解析を行いました。赤道ケルビン波や赤道ロスビー波の各モードの伝播が赤道域での季節変動にどのように影響しているかを調べた結果、赤道ロスビー波が赤道ケルビン波発生のトリガーにはなっていないことが示唆されました (Kubota and O'Brien, 1992)。

2.2 深層循環

アメリカから帰ってきた頃から日本では文部省の重点領域研究で深層循環の研究計画が立ち上がり、研究が活発に行われるようになりました。深層循環についての研究は、有名な Stommel and Arons (1960) の研究以来、理論的にはそれほど大きな進展が見られたとは言いがたいのが、その頃の状況でした。一方、深海における流速の計測技術は日本でもかなり確立されてきて、深海の流速場の情報が増えてきた時期でもあり、深層循環の研究を観測・モデルの両面から進めるには、丁度良い時期だったのかもしれませんが、日本でのプロジェクトということもあって、研究の中心は北太平洋西部、とくにフィリピン海における深層循環が研究の中心でした。研究計画の中には、物理だけではなく化学や音響の分野の研究者が含まれていましたし、物理の分野でも観測屋さんやモデル屋さんが含まれていました。私はモデル屋として加わっていたのですが、観測屋さん、特に学生時代に同級生だった深澤さんとの議論は、有益、かつ楽しいものでした。

ところで、この研究計画が始まるころに、興味深い論文が出ました (Kawase, 1987)。それは、赤道域に対する RGM の利用と同じ発想を深層循環に適用して、深層循環の研究を行っていたのです。赤道域では温度躍層の勾配が大きく、それより上の層と非常に厚い下の層とに区別できることが、RGM の利用に結びついたのですが、深層だけをそれから上の非常に厚い層と区別すれば、全く同じようなモデル (これを Inverted Reduced-Gravity Model : IRGM と勝手に我々は呼んでいましたが) が考えられるわけです。ただ、Kawase (1987) では、深層から上層に抜けていく鉛直流が初めから一定速度で与えられていましたが、これがどうも個人的には気になりました。この点について深澤さんと議論をしていたある日、鉛直流を境界面の

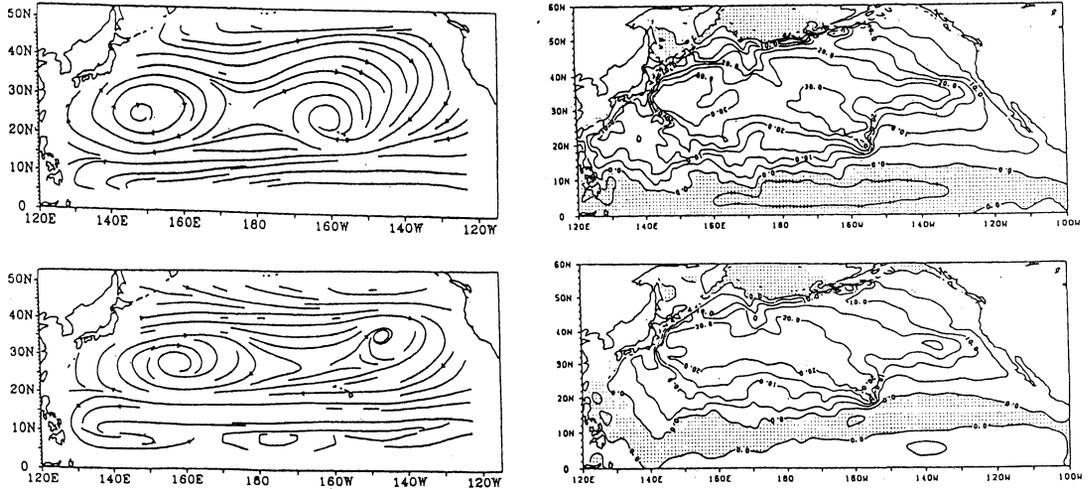


第1図 日本南方での深層流。太い矢印が観測結果、細い矢印がIRGMの結果。どちらの結果からも、日本南方では強い南西向きの深層流が存在することを示している (Kubota, 1993)。

変位に比例させることを思いつきました。また、Kawase (1987) のモデルでは、海底地形は全く考慮されていませんでしたが、フィリピン海の深層循環を調べるためには、海底地形の影響は大きいと考え、我々のモデルには海底地形も考慮しました。フィリピン海の特徴は、深いところで見ると、外海とはヤップリアナジャンクションでしかつながっていない。ほとんど閉鎖海であるという点です。ですから、このプロジェクトを立ち上げるときの最初の疑問として、フィリピン海に深層循環が存在するのかということがあげられていました。そこで、海底が平らな非常に簡単なモデル (もちろん IRGM ですが) を用いて、流入口の位置によって深層循環がどのように変わるかを調べ、その結果を力学的に説明しました (小野・久保田, 1990)。それから、現実のフィリピン海に我々のモデルを適用したのですが、その結果得られた流速場は、深澤らによる流速観測の結果 (Fukasawa *et al.*, 1986)、あるいは Kaneko (1984) に示されるような酸素の分布と言った観測結果と非常に高い整合性が見られ、例えば、日本の南方では、南西向きの深層流が存在することが、観測とモデルのどちらからもわかりました (第1図) (Kubota, 1992 ; Kubota, 1993)。

2.3 北太平洋順圧モデル

赤道域では温度躍層が浅くて、非常にシャープな



第2図 偏流データから得られた海面流速場の流線 (Meehl, 1982) と順圧モデルから得られた輸送流線関数の分布。左側が前者、右側が後者を、また上図が4月、下図が10月に関する図である (Kubota *et al.*, 1998)。

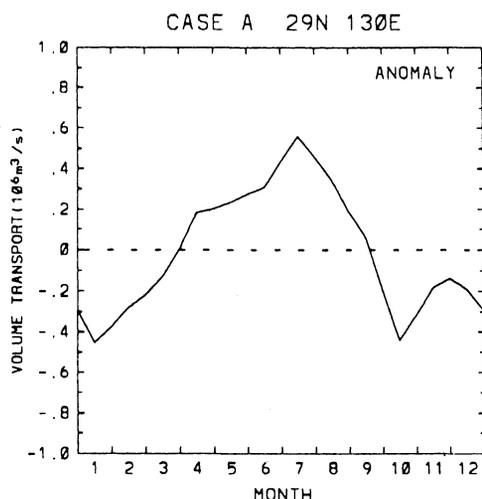
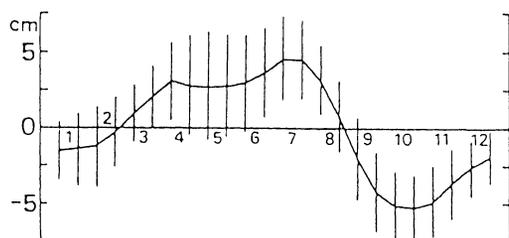
でRGMが威力を発揮しましたが、赤道域と比べて中緯度では温度躍層もはるかに深い上、それほど顕著ではありません。しかしながら、大きな規模の運動に対しては、地衡流平衡がかなり良く成り立っているという利点があります。この特徴を生かしたモデルが、いわゆる準地衡モデルで、もし順圧であれば流線関数で記述される高度方程式を解くだけで良いという簡単さにつながります。にもかかわらず、中緯度順圧モデルによる大規模な数値シミュレーションの研究例 (例えば、O'Brien, 1971) は意外と少ないことに気が付きました。また、海上風のデータは海洋の大循環モデルにとって重要な外力ですが、海上風データとして衛星データと解析データが流布し始めた時期ともそれは重なっていました。そこで、北太平洋の順圧モデルを作成し、解析データのECMWF、過去の海上観測データから編集されたCOADS、衛星データのGEOSATとSSMIといった何種類かの海上風データで、順圧モデルを駆動して、その結果を比較しました。また、風応力はバルク式を用いて計算されますが、非線形性が強いので、平均化の方法によって、結果が大きく影響されることは有名です。そこで、平均化に対するシミュレーション結果の依存性についても検討しました (Kubota, 1994a)。その結果、平均的な海洋循環の定性的な性質は、海上風データの種類にそれほど依存しませんが、定量的には随分異なることがわかりました。

また、流量の値には、海上風データの時空間解像度が大きく影響することがわかりました。驚いたことは、

船の偏流から得られた流線 (Meehl, 1982) とモデルの結果の流線と非常に似ていたことでした (第2図)。どちらも亜熱帯循環は2つ目構造をしていて、その位置もほとんど一致していることがわかります。さらに、同じモデルを用いて、トカラ海峡を通過する黒潮の流量の季節変動について検討しました (Kubota *et al.*, 1995)。その結果、順圧モデルでも観測結果と非常に良く一致した結果、すなわち、流量は夏に最大、冬に最小となることが再現されました (第3図)。また、この季節変動には、海底地形の勾配ベクトルに垂直な風応力成分が重要で、変動自体は東シナ海を含む広い海域で共通の現象だが、トカラ海峡で振幅は大きくなることも示しました。

2.4 海洋漂流物の集積機構

海洋汚染は年々深刻さを増していますが、その中でもプラスチックなどの化学物質は生物などによって分解をされることがないため、一度海洋に排出されると、永久に存在を続けることとなります。カメなどの海洋動物、魚、そして海鳥が、そういった化学物質を食料と間違えて食べてしまい、被害に遭うことは、有名ですし、日常茶飯事と化しているようにも見えます。ところで、こういった海面に浮いているゴミは、一体、どのような分布をしていて、またどのように漂流・集積するのでしょうか？ この問題についての研究は、自分にとって中心的な研究であるという感覚はうすいのですが、研究に対する社会的な注目度や反響の大きさには、驚くほどです。海洋や気象の研究をやりつつ



第3図 名瀬と西之表の潮位差の平均的季節変動(上図, Kawabe, 1988)と順圧モデルによる輸送量の季節変動(下図)。地衡流平衡を仮定すれば、潮位差は輸送量の指標と考えられる (Kubota *et al.*, 1995)。

も、社会と直接ふれあうような研究をする機会を得ることは、非常に難しいと思いますが、この研究により、まさしく海洋物理学も応用科学の一部であることを実感することができたことは自分にとって非常に貴重な体験だったと思います。

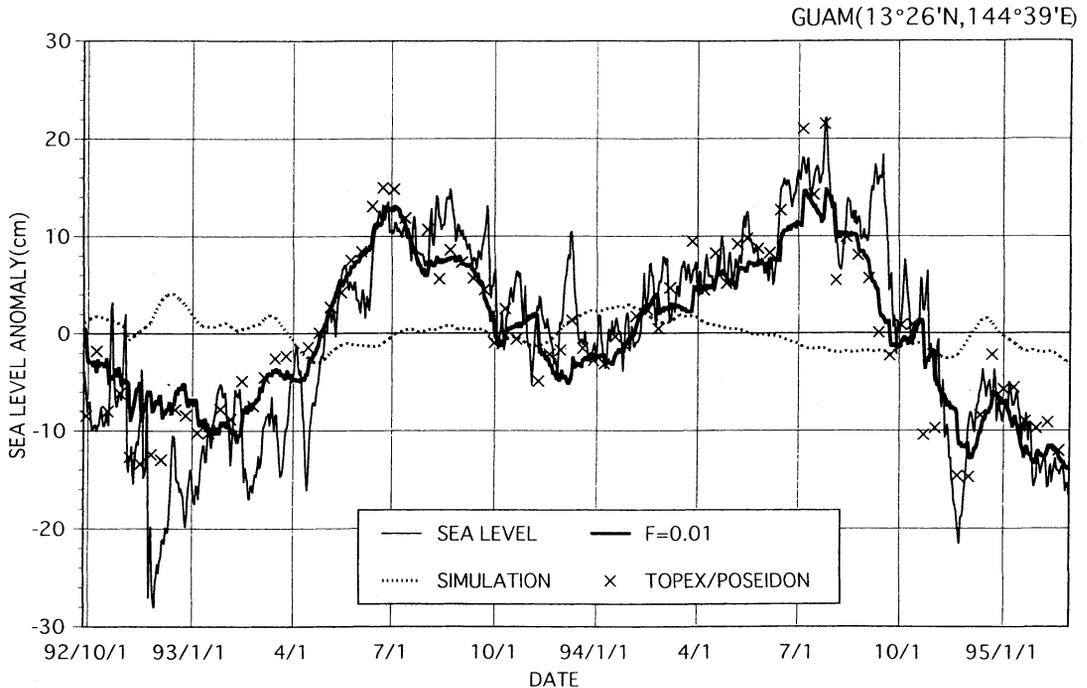
研究の内容は非常に単純で、海面に浮遊するゴミの移動には、海面での流れが重要であることから、海面での流れを再現し、その流れを用いて海面でのゴミの移動のシミュレーションを行いました。最初は過去の海上風データから海面でのエクマン流やストークスドリフトを、また、水温と塩分の観測データから海面での地衡流を計算し、海面での流れを算出しました。そして、それぞれの流れ、あるいはそれらを加えあわせた流れによってシミュレーションを行いました。その結果、北太平洋に均等に分布させたゴミのほとんどは、

短期間のうちに中緯度のエクマン収束帯に集まり、その後は海流によって東部太平洋に移動するのですが、東部では再びエクマン流の効果が大きくなり、ハワイの北東部に多くのゴミが集積する海域が存在することがわかりました (Kubota, 1994b)。ここで大事なことは、海洋のゴミは、必ずしも一様に分布する訳ではなく、特定の海域に集中する傾向があるということです。そして、集中するような海域では、生物などに対して大きな被害が出る可能性が十分に予想されます。その典型的な場所が、ミッドウェー島です。ここでは多くのコアホウドリが生息していますが、その胃の中には海面に浮遊していたと思われるようなゴミが数多く存在しているようです。

ところで、現在は、ADEOS/NSCAT や QSCAT/SeaWinds のようなマイクロ波散乱計によって得られた海上風データを用いてエクマン流を、また、TOPEX/POSEIDON のようなマイクロ波高度計から得られた海面力学高度を用いて海面での地衡流を計算することによって、同様なシミュレーションを全球規模で行っています。北太平洋以外にも、やはり特定の海域に海面の漂流物は集積しているようです。この研究に関連して、海に浮かぶゴミの移動についての質問から、青森県の六ヶ所村立第一中学校の環境プロジェクトチームの先生や生徒との草の根交流が生まれたことも、私にとって楽しい経験でした。海洋や気象の研究者にとって、このような一般市民、特に若い人達との交流は、研究そのものへの意欲をかき立ててくれる大きな駆動力です。私たちの行っている研究内容を研究者以外の多くの方々に理解して頂ける重要な機会であると思います。

2.5 データ同化研究

気象とは異なり、海洋でのデータ同化研究の歴史は最近始まったと言って良いでしょう。その歴史が浅い原因は、海洋では同化に使えるようなデータが、ほとんど無かったからだと言われています。しかし、衛星データ、特に海面高度データの登場によって、この状況は大きく変わろうとしています。また、ARGO プイの観測計画により、この流れは益々拍車がかかろうとしています。今では、10年後には天気予報と同じように海洋予報も現実のものとなるだろうと多くの人は考えているのではないかと思います。私がデータ同化に興味を持ったのは、恐らく、海洋でのデータ同化の研究がそれほど進歩していなかったからではないかと思っています。1990年にフランスのクレモンフェランという



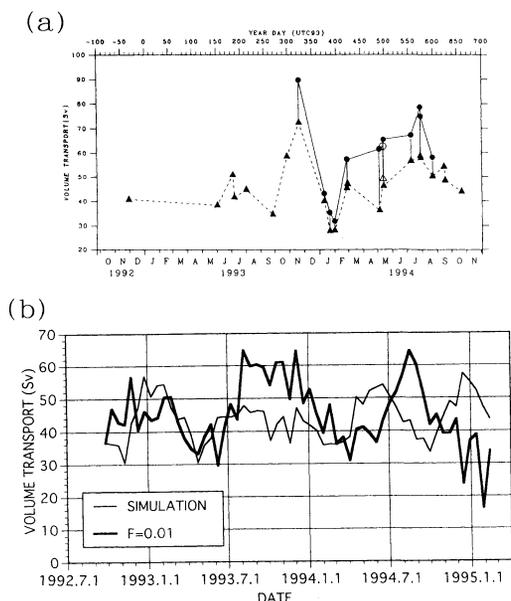
第4図 グアムにおける潮位とモデルから得られた海面変位の時間変動. 太い線がデータ同化, 点線がシミュレーションの結果. 実線が観測潮位データ, そして×印が TOPEX/POSEIDON の観測結果である. 1999年5月以降は, 同化結果は潮位変動と非常に良くあっていることがわかる.

所で, WMO 主催の “International Symposium on Assimilation of Observations in Meteorology and Oceanography” というシンポジウムが開かれました. このシンポジウムの題名に海洋学が加わったのは, この時からだと聞いています. このシンポジウムは, 私にとって初めてのヨーロッパということもあって, 思い出深いシンポジウムでしたが, 一番, 驚いたことは, 日本からの参加者は私1人だったことでした. その後, 海洋学会でデータ同化のシンポジウムを開いたり, データ同化の総説論文 (久保田, 1993) を書いたりしましたが, その歩みは遅々たるものでした. 一方, 海洋の漂流物の移動や集積に関する研究として, 漂流ブイの移動に関する研究 (後藤・久保田, 1994), そしてそのデータ同化 (岡本ほか, 1994) も行っていました. ただ, データ同化の手法は簡単でしたし, その結果の精度もそれほど良いとは言えませんでした.

そんな状況の中で, 1995年に気象庁で上記のシンポジウムの2回目が開かれることになりました. 私は国際プログラム委員として参加したのですが, 海洋データ同化の分野における発展は目を見張るものでした.

急速な時代の変化に危機感を抱いた私たちは, まずは, 若い人達の教育からと考え, その年の8月に海洋データ同化夏の学校を開催しました. この夏の学校は, 北海道大学の池田さん, 京都大学の淡路さん, 気象研究所の蒲地さんのご尽力により, その後も毎年開催され, 最近是非常に多くの方が参加されています. そして, 当初の目的のように, データ同化でドクターを取得する学生を何人か輩出することが出来ました (淡路ほか, 2001).

海洋のデータ同化の研究も最初の頃は, いわゆる双子実験が多かったのですが, 実際に北太平洋の RGM に TOPEX/POSEIDON 海面高度データを同化した研究を行いました (久保田・横田, 1999). そして, データ同化とは全く独立なデータである, 検潮所で観測された潮位データを用いて結果の評価を行いました. 第4図にグアムについての計算結果を示しますが, シミュレーション (データ同化は行っていない) に比べて非常に良い精度で潮位変動を再現していることがわかります. また, 第5図には, 足摺岬沖に設置された ASUKA 測線で観測された黒潮の流量変動と, モデル



第5図 四国沖の黒潮流量の時間変化。(a) ASUKAグループによる黒潮の1000 dbar 準拠の地衡流量(▲)と絶対流量(●)の1000 m以浅の東向流を積分した流量。(b) シミュレーションとデータ同化の結果得られた134°Eを横切る東向きの流量。シミュレーション結果と比べて、同化結果は、非常に良く観測結果と一致している。

結果を示しますが、同化の結果には、1993年や1994年後半に観測結果に見られる流量の増加が、きれいに再現されていることがわかります。すなわち、用いた同化方法はナッジングという非常に単純な方法であるにもかかわらず、データ同化の結果は、データを同化しなかった場合と比較して大幅に精度が向上することがわかりました。また、モデルの解像度をあげ、日本近海に適用した結果では、黒潮の流路も非常に良く再現されました(久保田ほか, 1998)。現在ではもっと複雑なモデル、そしてもっと洗練された同化方法を用いて、日本近海の海況の予想を行うことが、数年のうちに現実的となるのではないかと思います。

3. 衛星観測研究

3.1 海面水温

人工衛星による海洋観測で、もっとも最初に実用的になったのは海面水温の観測でしょう。私が最初に人工衛星データを扱ったのも海面水温データでした。海面水温はNOAA/AVHRRのような熱赤外放射計に

よって観測されますが、海面水温データの推定をするまえに、まずやらなくてはならないことは雲の除去です。そして次に行うことは、海面水温を正確に推定することです。この2つについては、いろいろと検討をしましたが、まとまって残っているものはKubota (1994c)程度ですので、ここでは割愛したいと思います。得られた海面水温場を解析した唯一の論文が、久保田(1990)でこの論文の中では日本海の極前線の変動を解析しています。

ところで、海面水温は主に熱赤外放射計によって観測されますが、一番の問題は雲があると、その下の海面水温を推定することは出来ないことです。実際に、熱赤外データを取り扱ったことがある方は、ご存じのように海域や季節によっては何日間も海面水温データを得ることが出来ないことすら、しばしばあります。そこで、既存の海面水温データから、雲に覆われて見えない海域の海面水温を推定することを考えてみました。これもデータ同化の1種と言って良いと思いますが、客観解析法の1つである修正法を用いて、海面水温場の復元を試みてみました。修正法は、解析をして値を求める格子点の場所を中心にして、ある範囲(影響半径と呼ばれる値を半径に持つ円上の領域)内に存在する観測点での推定値と観測値の差に内挿加重をかけ、その総和を格子点上の初期推定値に加えることで、格子点での解析値を求める方法です。観測値と推定値の差が大きい場合には、修正量が大きくなります。また、内挿加重も格子点に近いほど大きい値になっています。ところで、海面水温場の復元については双子実験を行ったのですが、その結果は予想以上に良いので驚きました(Kubota and Gotoh, 1995)。

このようにして得られた海面水温場の応用として、当時、興味を持っていたのが、海面流速場の推定でした。その方法としては、特徴追跡法(例えば、Vastano and Borders, 1984)、最大相互相関法(例えば、Emery *et al.*, 1986)、あるいはインバース法(例えば、Kelly, 1989)などがあげられます。そこで、これらの方法の比較検討を行いました(久保田・城田, 1993; 城田・久保田, 1994)が、それを実用的に行うところまで至らなかったのは、今から考えると残念です。一方、同じ頃に人工衛星によって観測される熱帯での海面水温場とレゲッキス波についての解説をする機会を得ました(Kubota, 1995)。レゲッキス波は、最初にレゲッキスが衛星によって観測された熱帯太平洋東部の海面水温場から発見した有名な波動です(Legeckis, 1977)。

この波動は、主に順圧不安定で起きる(例えば, Hansen and Paul, 1984) と言われていますが, リモートセンシング技術の最近の進歩により, この不安定波にもなって活発な大気海洋相互作用が存在することが指摘されていることは記憶に新しいところです(例えば, Hashizume *et al.*, 2001).

3.2 海上風

海洋大循環モデルの駆動力として海上風については, ずっと興味を持っていましたが, 自分と直接は縁の無いものと考えていました. ところが, 日本の人工衛星 ADEOS にアメリカのマイクロ波散乱計 (NSCAT) が搭載されることにもなって, 日米で科学活動チームが構成されることになりました. そして, 幸運にも私もそのメンバーに加わることになりました. このチームについては日米協力が常に中心でしたので, 海外の研究者と交流を深める機会が数多くあり, 私にとって非常に有意義な体験ができました. マイクロ波散乱計による海上風の観測は, 1978年に打ち上げられた SEASAT がわずか3か月間で観測を停止して以来, 長い間の空白期間がありました. ですから, NSCAT のチームが出来て, 最初に行ったのは, 既存の海上風データの比較でした. 当時, 存在する海上風データで十分な期間のデータが存在するのは, マイクロ波高度計 GEOSAT のデータ, マイクロ波放射計 DMSP/SSMI のデータ, ECMWF の解析データ, そして海上観測データを編集した COADS 程度でした. ただし, 最初の2つは風速のみしか得ることは出来ません. これらのデータの比較を行ったのが, Kubota (1994a) でした. この頃から段々と衛星データや解析データが, 従来のような海上観測データを編集した海上風場の代わりに利用され始めたのではないかと思います. そして, 比較をした結果は, 従来, 中心的な役割を果たしていた海上観測場である COADS の変動は, 他のデータに比較して信頼性が欠けるものであることがわかりました. 特に, この傾向は観測データ数が少ない海域で顕著であることも明らかになりました. ただ, この比較では, どのデータが正しいのかということについての情報は得られません. そこで, 3種類の衛星データ (ERS-1, TOPEX/POSEIDON, DMSP/SSMI) を現場観測データであるブイデータ (TOGA/TAO, JMA) と比較することによって, 精度などを検討しました (柴田・久保田, 1998).

ところで, マイクロ波散乱計は, 衛星から海面に向かってマイクロ波を放射し, 散乱されて戻ってくる電

力を受信して, 対象の散乱断面積を定量的に測定するセンサーです. マイクロ波を利用していますから, 夜でも, また雲があっても観測出来る全天候性センサーです. ただ, マイクロ波散乱計の方位角特性によって, 入射角の小さい, 衛星直下の領域が観測できないという欠点があります. そこで, NSCAT の場合には, 両側, それぞれ600 km の刈り幅で観測をしますが, 衛星直下の350 km の領域は観測が出来ません. また, ERS に至っては片側500 km しか観測できないので, 観測密度はかなり下がってしまいます. ちなみに, 全球の海上に対して ERS は41%, また NSCAT の場合には76%を1日でカバーすると言われていました. このようなデータを単純に平均して格子化すると, 観測時刻の相違からエイリアジングを起こし, 軌道に沿った筋状の分布が見られます. 特に, 観測密度の低い ERS データについては, この傾向が顕著に現れます. もちろん, これは観測方法に起因する人工的な特徴ですから, 除去する必要があります. Levy and Brown (1986) では, 時空間の3次元空間内で, 可能な限りデータの内挿を行い, その結果を用いて格子化を行うことによって, 状況は改善されることを指摘しています. 私たちは修正法を用いて, ERS データの格子化と1日ごとといった高時間解像度のデータセットの作成を試みしました (Kubota and Yokota, 1998). その結果は, 単純に平均する場合と比べて大幅に改善され, 軌道に沿った特徴はほとんど見られなくなりました. また, 1日ごとの海上風場に対しても, 天気図なども良く対応した詳細な分布図を得ることが出来ました. しかしながら, それでも軌道に依存した特徴が完全に抜け切れているとは言い難いので, EOF 解析の利用を考えました. EOF 解析は一般にデータの中に含まれる複数の物理現象を分離することに用いられますが, 格子化されたデータの軌道に沿った分布はかなり安定した特徴ですから, EOF 解析をすることによって, この特徴を持ったモードが抽出できることを予想したのです (柴田ほか, 2000). その結果, 統計的に有意であると判断される第1-5モードの中で, 第5モードがエイリアジングに対応するモードであることが, わかりました.

そこで, 第1-4モードのみで海上風場を再構築し, それを用いて北太平洋におけるエクマン熱輸送量を推定しました. Bryden *et al.* (1991) では24°N でのエクマン熱輸送量を0.37 PW (=10¹⁵ W) と推定していますが, 私たちの結果では0.34 PW となりました. その差は, Bryden *et al.* (1991) で用いている Hellerman and

Rosenstein (1983) の風が、私たちの作成した海上風場に比べてかなり大きいことに起因していることがわかりました。ERS データは長期間観測を継続しているので、連続した海上風データセットを構築する目的には、非常に重要なデータです。そこで、精度の良い ERS 格子化データセットを構築することは、現在も継続して行っています。最近では、修正法の代わりに最適内挿法を用いて長期間のデータセットの作成を実行しているところですが、1993年1年間の結果をブイデータと比較した結果は、他のデータセットに比べて良い結果を得ています (Kako and Kubota, 2002)。NSCAT の科学活動チームの活動の一環として、NSCAT 海上風データの検証を気象庁の観測船やブイなどによって観測された現場観測データと比較することによって行いました (Masuko *et al.*, 2000)。その結果、ブイと比べたときの NSCAT 風速データの精度は、RMS 差で 1.7 ms^{-1} と、打ち上げ前の目標精度 2 ms^{-1} を十分に達成していますが、風向は目標精度 $\pm 20^\circ$ の精度を少し下回ることがわかりました。

3.3 潜熱フラックス

1996年に文部省の重点領域研究として、「衛星計測による大陸規模の水・熱エネルギーフローの解明」という研究プロジェクトが始まりました。このプロジェクトの中には5つの班が設けられていて、そのうちの1つが海洋班でした。私はこの海洋班の班長を務めさせて頂きましたが、海洋班の主要な目的の1つとして、海面での運動量や熱のフラックスを人工衛星データを用いて推定することがありました。また、この班の中での、私自身の個人的な役割は、潜熱や顕熱の乱流熱フラックスの推定をすることでした。人工衛星データから潜熱や顕熱を推定するには、いわゆるバルク式を用います。潜熱や顕熱は乱流にともなう熱輸送ですから、本来なら乱流構造を直接観測し、その熱輸送量を評価する必要があります。しかしながら、このような観測を人工衛星から行うことは不可能です。また、海上においても、乱流構造を直接測定することは、非常に難しいため、比較的容易に観測できる物理量を用いて潜熱や顕熱を推定できるバルク法が、一般には利用されています。例えば、潜熱の場合のバルク式は、次式で表されます。

$$\text{LHF} = L \cdot \rho_a \cdot C_e \cdot |V| \cdot (q_s - q_a) \quad (1)$$

ここで、

$$L : \text{水の蒸発潜熱} \quad (\text{J} \cdot \text{kg}^{-1})$$

$$\begin{aligned} \rho_a &: \text{空気の密度} && (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}) \\ C_e &: \text{潜熱のバルク輸送係数} \\ V &: \text{海面から10 mの高さの風速値} && (\text{m} \cdot \text{s}^{-1}) \\ q_s &: \text{海面水温に対する飽和比湿} && (\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}) \\ q_a &: \text{海面での大気比湿} && (\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}) \end{aligned}$$

です。実際に、この式の中で重要なのは、風速と海面飽和比湿と大気比湿の3種類の物理量です。そこで、問題はこの3種類の物理量を、どのようにして人工衛星データから推定するかということになるわけです。風速については、前節でも多少述べましたが、乱流熱フラックスの推定には、風向が必要ないので、マイクロ波高度計、マイクロ波放射計、マイクロ波散乱計の3種類のセンサーによって観測が可能です。一方、海面飽和比湿については、海面水温から計算出来ませんが、既に述べたように海面水温は熱赤外放射計によって観測できます。ですから、精度は別として、最初の2種類の物理量については、人工衛星によって十分に観測は可能だと考えられます。

しかしながら、大気比湿については、人工衛星データから簡単には推定できません。Liu and Niiler (1984) は、大気全体での水蒸気量のかかなりの部分は海面付近に集中していることにともなって大気全体の水蒸気量の変動と海面での大気比湿の変動とは、非常に相関が高いことを見いだしました。そこで、両者の関係式を経験的に決めることにより、大気中の総水蒸気量から海面での大気比湿は推定できます。ところで、大気全体の水蒸気量は可降水量とも呼ばれているが、マイクロ波放射計を用いてかなり精度良く推定できる物理量です。そこで、原理的には人工衛星データから大気比湿は推定可能となります。Liu (1986) ではこの研究を進展させ、総水蒸気量と大気比湿との全球海上での関係式を導いています。ところで、Liu の方法では、海面での比湿を観測された輝度温度から大気全体の水蒸気量を経由して推定していますが、輝度温度から直接大気比湿を推定する方法も考えられます。この方法は、Schlüssel *et al.* (1995) によって提案されました。

他のアルゴリズムも含め、潜熱フラックスの推定値の大気比湿の推定アルゴリズムによる依存性を、ブイによる現場観測データと比較することによって調べたのが、Kano and Kubota (2000) です。その結果、Schlüssel *et al.* (1995) のアルゴリズムが最も良い精度を与えることがわかりました。ただ、それでも、衛星潜熱フラックスの誤差は決して小さくありません。Kano and Kubota (2000) では、衛星潜熱フラックス

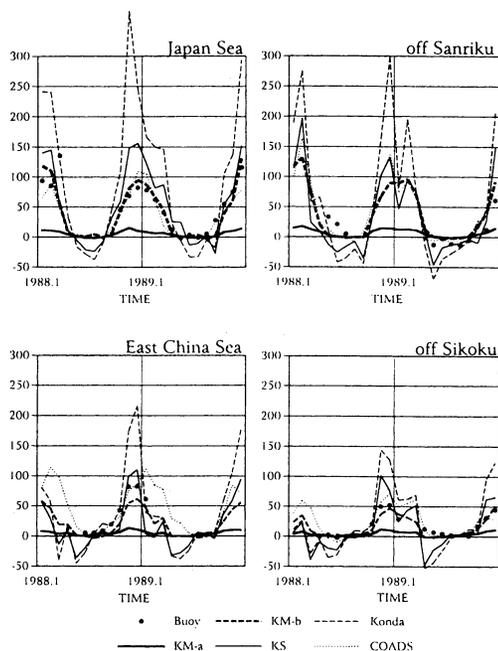
の誤差の平均期間に対する依存性も調べましたが、3日平均値で $40\sim 50 \text{ Wm}^{-2}$ 、月平均値で $20\sim 30 \text{ Wm}^{-2}$ と言ったところです。これは同じバルク式を衛星とブイの両方に適用した結果ですから、渦相関法などによって求めた潜熱の真値の値と比較すると、もっと誤差は大きくなると思われます。誤差の原因としては、バルク式の中に含まれる3種類の物理量(風速、大気比湿、海面飽和比湿)の観測精度が考えられますが、バルク式自体が非線形なので、どの物理量の寄与が最も大きいかを定量的に評価することは決して簡単ではありません。例えば、狩野(2002)では、対象となる物理量のみを衛星データにして潜熱を計算し、その値の誤差から、各物理量の誤差に対する重要性を評価していますが、これも1つの方法であると考えられます。この方法によって調べた結果によりますと、各物理量の相対的な重要性は必ずしも一定ではなく、海域によって異なることが示されています。前述したように海上風速の衛星観測精度は非常に良いと言われていますが、それは運動量の輸送という意味であって、バルク式に代入して潜熱フラックスを推定する際にも十分な精度かどうかと言う点については、疑問が残るというのが、私の印象です。ただ、風速と海面飽和比湿については、その観測精度を大幅に向上させることは難しいでしょうから、やはり、大気比湿の推定精度の向上に今後も力を注ぐことになるでしょう。個々の観測精度ではなく、格子化されたデータの精度という意味ならば、雲の下でも測定できるマイクロ波放射計による海面水温の観測によって、精度の向上は期待できると思われます。そこで、現在、海面水温データの種類に対する潜熱フラックスの精度の依存性について調べているところです。

3.4 顕熱フラックス

顕熱フラックスは、ほとんどの海域で他の熱フラックスに比べて値が小さいので、その推定法についての研究は多くありません。顕熱フラックスのバルク式には、主な物理量として海上風速と気温と海面水温が含まれています。人工衛星による観測という観点からすると、既に述べましたように海上風速と海面水温は方法がかなり確立されていて、それほど問題はありませんが、気温の推定はかなり難しい問題です。衛星顕熱フラックスを正しく推定するためには、海上気温をどうやって人工衛星データから推定するかがポイントになります。人工衛星データから海上気温を推定することを最初から諦めてしまって、湿度を80%と仮定して

海上気温を算出したり (GraBl *et al.*, 2000)、あるいは海上気温には ECMWF データを用いたり (Chou *et al.*, 1997) している研究もあります。私たちは海上気温と大気比湿との相関が高いことに着目し、大気比湿から海上気温を推定する方法を考えました (Kubota and Shikauchi, 1995)。私たちは海上気温と大気比湿との関係を海上観測データから経験的に導きましたが、もっと理論的な方法を Konda *et al.* (1996) では提案しています。ただ、どちらの方法も定性的にはうまく行くのですが、振幅を大きく見積もりすぎるため定量的にはかなり問題がありました。というのも、顕熱フラックスを推定するために、海上気温に求められる精度は、海上気温と海面水温の差を正確に表す精度ですから、単純な海上気温の精度よりはるかに厳しい精度が要求されることとなります。この条件を定量的にクリアすることは、現状では非常に難しい状況です。最近ではニューラルネットワークを用いて海上気温を推定する方法も提案されています (Jones *et al.*, 1999) が、その結果の精度は決して良くありません。

ところで、Hicks and Hess (1977) では、海上観測データを用いて海面水温とボーエン比(潜熱と顕熱の比)が非常に高い相関を持つことを指摘しています。しかしながら、彼らを用いたデータ数は非常にわずかなうえに、用いられたデータの値の範囲も限られていましたので、COADSに含まれる、もっと数多くの海上観測データを用いて同じ事を私たちも検討してみました。その結果は、彼らが述べたような非常に高い相関関係は得られませんでした。そこで、前節に述べたように潜熱フラックスは人工衛星から推定できることに着目して、ボーエン比の気候値を作成し、その両者から顕熱フラックスを推定する方法を考えました (Kubota and Mitsumori, 1997)。そして、日本付近のブイデータを用いて、検証を行った結果、他の方法に比べて高い精度で顕熱フラックスを推定することが出来ることがわかりました(第6図)。最初にも述べましたが、顕熱フラックスの値は、高緯度域とか黒潮のような西岸境界流域を除くと、非常に小さい値です。そこで、赤道域のような値の小さい海域では、無理して顕熱を人工衛星データから推定すると誤差が100%を超えるようなことも起こります。そこで、顕熱フラックスを衛星データから推定するのは、顕熱の値が大きい特定の海域にだけにとどめ、そういった海域の推定精度をあげることに集中した方が良いと言うのが、現在の私の考えです。



第6図 ブイデータ, COADS, そして衛星データによって得られた顕熱の時間変動. KMは, Kubota and Mitsumori (1997), KSは Kubota and Shikauchi (1995), Kondaは Konda *et al.* (1996) の方法を適用した結果を示している. KM-bが, 他の方法に比べて, ブイデータと非常に良く一致していることがわかる (Kubota and Mitsumori, 1997).

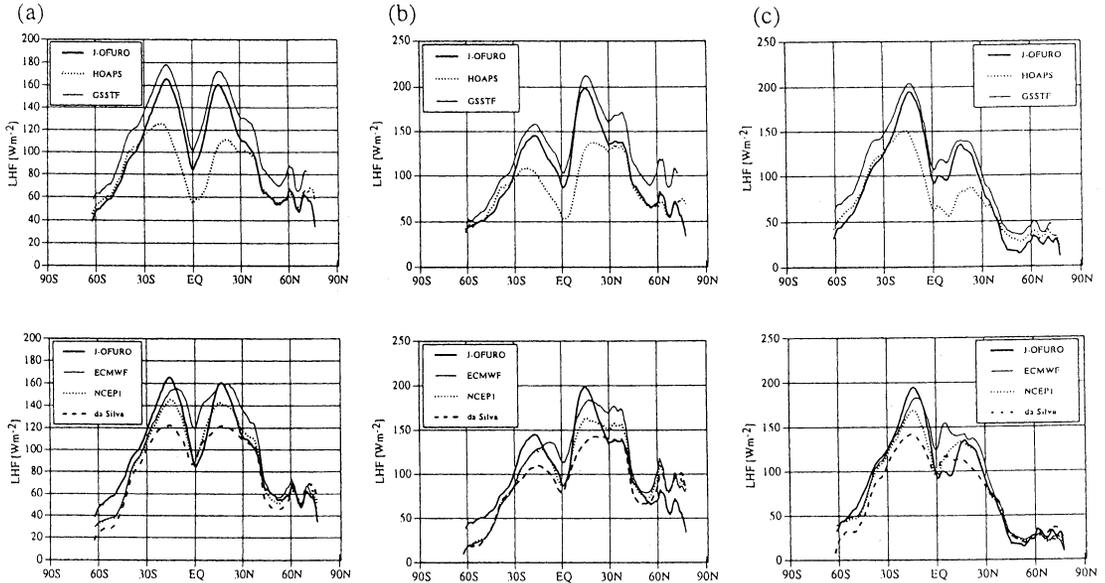
3.5 J-OFURO

1996年に「衛星計測による大陸規模の水・熱エネルギーフローの解明」という研究プロジェクトが始まったことは既に述べましたが, この研究計画の1つの目的として, 各班が水・熱エネルギーに関連するデータセットを, 人工衛星データを用いて作成することがありました. 海洋班でも, 最初の段階からそれを十分に認識し, 作成するデータセットとその担当をする研究者, さらに目標精度も3段階のレベルで設定しました. 各担当者の努力もあって, ほぼ目標は達成できたのですが, こういったデータセットを作成しても, その公開にまで発展した例は, 過去にありません. もちろん, それにはいろいろな理由があるとは思いますが, これでは国民の貴重な税金を頂いて研究する立場としては, 問題ではないかと強く思いました. そこで, 計画の最初の段階から, 最終的には外部からも容易に利用できるようなデータセットの作成をめざしました.

その結果, 立ち上がったのがJ-OFUROです. J-OFUROのデータサーバーは東海大学海洋学部に設置され, 外部からも自由にデータのダウンロードをしたり, 図を見たり出来るようになっています. このデータセットは, 東海大学海洋学部の計算機室の協力で運営されていますが, その中には短波・長波・潜熱・顕熱の4種類の熱フラックスはもちろんですが, それ以外にも運動量や気温や海面高度のデータも含まれています. 今後は淡水フラックスのデータも提供したいと考えています. 従来は, データの提供, 特に外部への提供については, 必ずしも簡単ではありませんでしたが, この研究計画に参加して下さった方々の平均年齢が低かったからか, あるいは寛大な方が多かったからか, このような形で外部にデータを提供するシステムを作ることが出来たことは, 非常に喜ばしいことと思います.

実際にデータを公表することは, その内容に対する責任などを考えると, とても恐ろしくて, 簡単に出来ることではありません. しかしながら, せっかくデータセットを作成しても, それを死蔵してしまうことや, あるいはそれを予想して, レベルの低いデータセットを形だけ作成しても社会的な意味が無いことは明らかです. 問題は, 公表すること, そしてその結果としての批判にも耐えられるだけの勇気(あるいは無分別?)を持つかどうかではないかと思っています. 実際にも, こういったデータセットを作成して公開している機関は, NASAやNOAAのような政府機関が多いのが現状です. ただ, 日本では, まだNASAのように衛星データから作成された物理量を提供している例は, 余り無いのも事実ですから, 私たちのような努力も過渡期の産物として必要なのだと思います. J-OFUROの具体的な内容については, Kubota *et al.* (2002b)にまとめられています. 日本から世界へグローバルなデータを発信したと言う意味で, この論文が日本海洋学会の60周年記念号に掲載されたのは象徴的ではないかと思えます.

ところで, 実際にデータセットを作成していると, この分野の世界情勢も見えてきました. 丁度, 同じような時期にWCRP/SCORの中に大気海洋フラックスに関するワーキンググループが設立され, 海洋班のメンバーだった響田さん(東海大学海洋学部)と私もこの会議のメンバーとして参加する機会を得ました. このグループの目的は, この研究分野の現状をレビューすることと, ワークショップを開くことでした. レ



第7図 東西平均をした潜熱フラックスの南北プロファイル。(a) 平均値, (b) 北半球の夏季, (c) 北半球の冬季 (Kubota *et al.*, 2002a).

ビューの結果は、WCRP (2000) としてまとめられています。この会議に参加して、驚いたことは私たちと同じようなデータセットを作成している機関は意外なほど少なく、その内容についても決して私たちの結果は劣っていないことでした。具体的には、衛星乱流フラックスデータセットを作成して公開しているのは、ドイツのハンブルグのグループとアメリカのGSFCのグループだけでした。

このワーキンググループは役割を終えて解散したのですが、これとは別にGEWEXの中に乱流熱フラックスを比較検討するグループが設立されました。こちらは人工衛星だけでなく、現場観測や解析データも含め、乱流熱フラックスについての検討を進めているグループで、既に2回の会議を開いています。この活動にも私たちの研究グループは参加し、いろいろな成果を発表しています。例えば、Kubota *et al.* (2002a) では、いろいろな種類の潜熱フラックスの比較を行っています。その中には、ドイツのデータセット(HOAPS)、アメリカのデータセット(GSSTF1)、日本のJ-OFUROと言った衛星データはもちろんですが、それ以外にECMWFやNCEPのような解析データ、そして現場観測データから作成したda Silva *et al.* (1994)のデータも含まれています。その結果の1例を第7図に示しますが、データセットによって潜熱

の南北プロファイルも随分異なることがわかります。正解がありませんから、この図だけからだどのデータセットが正しいかということはありませんが、少なくとも各データセットの特徴を認識することは、利用する立場の研究者にとっては重要であると思います。衛星乱流熱フラックスデータの精度が現状では十分に満足が行くものではないことは明らかですが、重要なことは、それを利用する目的とそれに必要な精度との整合性ではないかと思えます。オールマイティなデータセットは現状では存在しませんから、利用者も「どのデータセットが一番良いのか?」などと言う質問の仕方ではなく、自分の目的を明確にした上で、どのデータセットがその目的に最も適切であるかを考えるべきだと思います。

4. おわりに

老人の話す内容の多くは、過去の思い出です。もちろん、生きてきた時間と、これから生きる時間を考慮すれば、それは当たり前のことかもしれません。しかしながら、物理的な時間に惑わされず、常に将来のことを考える姿勢を持つことが、老いることから解放してくれるのではないのでしょうか? ですから、個人的には、これから何をしたいのかという気持ちを持ち続けたいと、最近思い始めました。そう言う意味では、

ここまで書いてきたことは、老人の思い出話のようなものですから、これで終わらせる訳には行かないでしょう。乱流熱フラックスのデータセットを作成することに関しては、精度などの点ではまだまだ不十分ですから、今後も努力を継続し、その精度を高める必要があると思います。しかしながら、それと同時に作成したデータセットを実際の現象の解明などに应用したいという気持ちが個人的には強くなっています。もちろん、それを1人で行うことが出来るとは思っておりません。何かの現象にターゲットを絞った研究計画を立ち上げ、多くの人のエネルギーを結集して、それに立ち向かうことが必要だと感じています。これについては、若手の研究者の方々とともに、徐々に準備を進めつつある所です。また、私たちの作成したデータセットを、実際の現象の解明に应用することによって、データセットの不備なども顕在化し、その改善につながるといった正のフィードバックも期待できるのではないかと考えています。

また、私自身に限れば、海面での大気海洋間のフラックスから少し幅を広げ、海洋と大気、それぞれの海面付近に存在する境界層について、衛星データと数値モデルに関しての過去の経験を生かして、研究を進めて行くことが出来ればと考えています。大気海洋間の相互作用が直接起きているのは海面ですが、その影響を海洋全体、あるいは大気全体に伝える第1歩が、境界層の存在ではないかと思えます。そう言う意味では、海面はミクロ的な両者のインターフェイスであり、境界層はマクロ的なインターフェイスと言っても良いかも知れません。インターフェイスの部分が大事であることは、多くの人が理解していますが、それを実際に担う人は意外と少ないように感じます。そう言う意味では、私のようなものでも、その部分を研究するというだけで、それなりの意義があるのではないかと思います。

カミキリムシの1種にヒラヤマコブハナカミキリというカミキリムシがいます。このカミキリムシは、ハナカミキリの名前からわかるように4月頃に楓などの花に来たところを採集されます。しかし、めったに採集されることは無く、非常に珍しいカミキリムシとして有名でした。ところが、このカミキリムシの珍しい生態(特定の木の生木にアいていううろとよばれる穴の中でほとんど一生を過ごすのです。)がわかってからは、意外とどこにでもいることが判明しました。それにしても、このような珍しい生態を一体誰が想像し

たでしょうか? 普通、カミキリムシを採集する場所という、花、葉、枯れ木、そして伐採木ですから、うろの中に住むという生態は全くの盲点でした。この話は象徴的です。ただ単に多くのカミキリムシを採集しようと思ったら、前述のような場所を探せば良いのですが、それでは絶対にこのカミキリムシの生態は理解できなかったでしょう。大きな発見(?)のためには、人と違うことをすることの重要性を示すとともに、最近の業績主義は、普通のカミキリムシをたくさん採ることを要求するようなもので、大きな発見への道にはつながらないのではないかと少し心配しています。ただ、最初から人と違うことをやろうとことさら構える必要は無く、むしろ、自分の興味に従って研究を進めた結果として大きな発見につながるのだと思います。個人的には、今後も業績をあげることはこだわらず、自分が興味を持つ研究を続けて行きたいと思っています。それが、大発見につながる保証はありませんが…。

謝辞

私がここまで研究を続けてくることが出来たのは、多くの方々のご指導、ご鞭撻、そしてご協力のおかげです。故吉田耕三先生、杉ノ原伸夫先生、宇野木早苗先生には、研究への情熱、そして研究の厳しさを、杉森康宏先生には、大学人としての視野の広さを学ばせて頂いたことを感謝致しております。今回の受賞内容にも大きく影響を与えた「衛星計測」海洋班の活動にご協力頂いた研究者の方々、特に若手の研究者の方々には、今後の期待も込めて深く感謝したいと思います。また、東海大学海洋学部の同僚、特に斎藤繁実先生、木村正雄先生、千賀康弘先生、轡田邦夫先生には、議論を通しての交流はもちろんですが、精神的にも大きなサポートを普段から受けていることに対して深く謝意を表します。また、忘れてならないのは、学生との交流によって得られた精神的な充実感です。既に100人以上の学生が、私の研究室から旅立って行きましたが、学生の協力が無かったら、現在の私は無かったことと思います。さらに、わがままな私を優しく見守り、精神的に支えてくれた両親や家族の存在は、私が研究活動を行う基盤として代え難いものだと感じています。最後になりましたが、このたび、名誉ある日本気象学会堀内賞を賜るに当たり、推薦、選考して下さいました。方々、ならびに学会員の皆様へ厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 淡路敏之, 池田元美, 蒲地政文, 久保田雅久, 2001: データ同化はなぜ必要か, 月刊海洋, **33**, 65-68.
- Bryden, H. L., D. H. Roemmich and J. A. Church, 1991: Ocean heat transport across 24° N in the Pacific, *Deep-Sea Res.*, **38**, 297-324.
- Busalacchi, A. J. and M. J. J. O'Brien, 1980: The seasonal variability in a model of the tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1929-1951.
- Chou, S-H. C.-L. Shie, R. M. Atlas and J. Ardizzone, 1997: Air-sea fluxes retrieved from Special Sensor Microwave Imager data, *J. Geophys. Res.*, **102**, 12705-12726.
- da Silva, A., C. C. Young and S. Levitus, 1994: Atlas of Surface Marine data 1994 Vol. 1. Algorithms and Procedures. NOAA Atlas NESDIS 6, U. S. Dept. Of Commerce, Washington, D. C., 83pp.
- Emery, W. J., A. C. Thomas, M. J. Collins, W. R. Crawford and D. L. Mackas, 1986: An objective method for computing advective surface velocities from sequential infrared satellite images, *J. Geophys. Res.*, **91**, 12865-12878.
- Fukasawa, M., T. Teramoto and K. Taira, 1986: Abyssal current along the northern periphery of Shikoku basin, *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **42**, 459-472.
- 後藤 隆, 久保田雅久, 1994: 北太平洋における漂流ブイの移動に関する研究, 東海大学紀要海洋学部, **37**, 41-59.
- Graßl, H., V. Jost, R. Kumar, J. Schulz, P. Bauer and P. Schlüssel, 2000: The Hamburg ocean-atmosphere parameters and fluxes from satellite data (HOAPS): A climatological atlas of satellite-derived air-sea-interaction parameters over the oceans, Max-Planck-Institute für meteorologie, Rep. No. 312.
- Hansen, D. and C. A. Paul, 1984: Genesis and effects of long waves in the equatorial Pacific, *J. Geophys. Res.*, **89**, 10431-10440.
- Hashizume, H., S.-P. Xie, W. T. Liu and K. Takeuchi, 2001: Local and remote atmospheric response to tropical instability waves: A global view from space, *J. Geophys. Res.*, **106**, 10173-10185.
- Hellerman, S. and M. Rosenstein, 1983: Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1093-1104.
- Hicks, B. B. and G. D. Hess, 1977: On the Bowen ratio and surface temperature at sea, *J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 141-145.
- Hurlburt, H. E., J. C. Kindle and J. J. O'Brien, 1976: A numerical simulation of the onset of El Nino, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 621-631.
- Jones, C., P. Peterson and C. Gautier, 1999: A new method for deriving ocean surface specific humidity and air temperature: An artificial neural network, *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 1229-1245.
- Kako, S. and M. Kubota, 2002: Intercomparison of various gridded ERS/AMI wind fields, (in preparation).
- Kaneko, I., 1984: Structure of Mid-depth Water in the Philippine Sea, Doctor's thesis, Univeristy of Tokyo, 97pp.
- 狩野温子, 2002: 衛星潜熱フラックスデータセットの作成とその評価, 2001年度東海大学海洋学部修士論文, 40pp.
- Kano, A. and M. Kubota, 2000: Accuracy of Satellite-derived Turbulent Heat Fluxes, Proceedings of the 5th Pacific Ocean Remote Sensing Conference 2000, pp. 613-616.
- Kawabe, M., 1988: Variability of Kuroshio velocity assessed from the sea-level difference between Naze and Nishinoomote, *J. Oceanogr.*, **44**, 293-304.
- Kawase, M., 1987: Establishment of deep ocean circulation driven by deep-water production, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 2294-2317.
- Kelly, K., 1989: An inverse model for near-surface velocity from infrared images, *J. Phys. Oceanogr.*, **19**, 1845-1864.
- Konda, M., N. Imasato and A. Shibata, 1996: A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data, *J. Geophys. Res.*, **101**, 14349-14360.
- Kubota, M., 1992: Abyssal circulation model of the Philippine Sea, *Deep-Sea Res.*, Vol. **39**, 1439-1452.
- Kubota, M., 1993: Numerical modelling of the Philippine Sea, In: The deep western North Pacific. ed. by T. Teramoto, Elsevier Science Publisher Oceanographic Series, 255-272.
- Kubota, M., 1994a: Comparison of GEOSAT winds to SSMI and ECMWF winds, In: Remote Sensing of the Oceans, ed. by I. Jones, Y. Sugimori and R. Stuart, Seibutsu Kenkyusha, 192-202.
- Kubota, M., 1994b: A mechanism for the accumulation of floating marine debris North of Hawaii, *J. Phys. Oceanogr.*, **24**, 1059-1064.
- Kubota, M., 1994c: A new cloud detection algorithm for nighttime AVHRR/HRPT data, 1994, *J. Oceanogr.* **50**, 31-41.
- Kubota, M., 1995: Equatorial dynamics by NOAA/

- AVHRR, In : Oceanographic Application of Remote Sensing. ed. by M. Ikeda and F. Dobson, CRC Press, INC., 97-111.
- Kubota, M. and T. Gotoh, 1995 : Recovery of sea surface temperature masked by clouds, *J. Adv. Sci. Tech. Soc.*, **1**, 51-60.
- Kubota, M. and S. Mitsumori, 1997 : Sensible heat flux estimated by using satellite data over the North Pacific, *Space Remote Sensing of Subtropical Ocean*, C. T. Liu, Ed., Elsevier 127-136.
- Kubota, M. and J. J. O'Brien, 1988 : Variability of the upper tropical Pacific Ocean model, *J. Geophys. Res.*, **93**, 13930-13940.
- Kubota, M. and J. J. O'Brien, 1992 : Seasonal variability of the equatorial Pacific, *J. Oceanogr.*, **48**, 59-76.
- Kubota, M. and A. Shikachi, 1995 : Air temperature at ocean surface derived from surface-level humidity, *J. Oceanogr.*, **51**, 619-634.
- Kubota, M. and H. Yokota, 1998 : Construction of surface wind stress fields with high temporal resolution using ERS-1 scatterometer data, *J. Oceanogr.*, **54**, 247-256.
- Kubota, M., H. Yokota and T. Okamoto, 1995 : Mechanism of the seasonal variation of the sea level difference across the Tokara Strait, *J. Oceanography*, **51**, 441-458.
- Kubota, M., A. Kano and H. Tomita, 2002a : Inter-comparison of various surface latent heat flux fields, submitted to *J. Climate*.
- Kubota, M., N. Iwasaka, S. Kizu, M. Konda, and K. Kutsuwada, 2002b : Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations (J-OFURO), *J. Oceanogr.* **58**, 213-225.
- 久保田雅久, 1979 : 赤道域における長周期波, *月刊 海洋科学*, **11**, 330-358.
- 久保田雅久, 1990 : 日本海における極前線の変動, *航水研ノート, 空と海*, **12**, 35-44.
- 久保田雅久, 1993 : 海洋におけるデータアシミレーションの現状, *J. Adv. Mar. Tech. Conf.*, **8**, 53-71.
- 久保田雅久, 青山 靖, 1990 : 海洋数値モデルにおける Open boundary condition, *沿岸海洋研究ノート*, **27**, 178-200.
- 久保田雅久, 城田雅庸, 1993 : 熱赤外画像からの海面流速算出法, *海の研究*, **2**, 169-187.
- 久保田雅久, 横田秀和, 1999 : 北太平洋1.5層モデルに対する TOPEX 海面高度データの同化, *海の研究*, 253-267.
- 久保田雅久, 佐々木竜一, 横田秀和, 1998 : 日本近海1.5層モデルに対する海面高度計データの同化, *海と空*, **74**, 45-52.
- Legeckis, R., 1977 : Long waves in the eastern equatorial Pacific Ocean : a view from a geostationary satellite, *Science*, **197**, 1179-1181.
- Levy, G. and R. A. Brown, 1986 : A simple objective analysis scheme for scatterometer data, *J. Geophys. Res.*, **91**, 5153-5158.
- Liu, W. T., 1986 : Statistical relation between monthly mean precipitable water and surface-level humidity over global oceans, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1591-1602.
- Liu, W. T. and P. P. Niiler, 1984 : Determination of monthly mean humidity in the atmospheric surface layer over oceans from satellite data, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1451-1457.
- Masuko, H., K. Arai, N. Ebuchi, M. Konda, M. Kubota, K. Kutsuwada, T. Manabe, A. Mukaida, T. Nakazawa, A. Nomura, A. Shibata and Y. Tahara, 2000 : Evaluation of vector winds observed by NSCAT in the seas around Japan, *J. Oceanogr.*, **56**, 495-505.
- Meehl, G. A., 1982 : Characteristics of surface current flow inferred from a global ocean current data set, *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 538-555.
- O'Brien, J. J., 1971 : A two-dimensional model of the wind-driven North Pacific, *Inv. Presq.*, **35**, 331-349.
- 岡本博幸, 久保田雅久, 鹿内 光, 1994 : 漂流ブイ軌跡に対するシミュレーションとデータアシミレーション, *東海大学紀要海洋学部*, **37**, 13-28.
- 小野浩史, 久保田雅久, 1990 : 深層西岸境界流における停留, *東海大学紀要海洋学部*, **31**, 117-132.
- Schlüssel P., L. Schanz, and G. English, 1995 : Retrieval of latent heat flux and longwave irradiance at the sea surface from SSM/I and AVHRR measurements, *Adv. Space Res.*, **16**, 107-116.
- 柴田 純, 久保田雅久, 1998 : 人工衛星海上風データの検証, *東海大学紀要海洋学部*, **45**, 19-42.
- 柴田 純, 玉田晃子, 横田秀和, 久保田雅久, 2000 : ERS-1 海上風データを用いた北太平洋におけるエクマン熱輸送量の推定, *東海大学紀要海洋学部*, **49**, 15-33.
- 城田雅庸, 久保田雅久, 1994 : 衛星画像を用いた海面流速算出法の比較, *東海大学紀要海洋学部*, **37**, 29-40.
- Stommel, H. and A. B. Arons, 1960 : On the abyssal circulation of the world ocean. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in ocean basins, *Deep-Sea Res.*, **6**, 217-233.
- Vastano, A. C. and S. E. Borders, 1984 : Sea surface motion over an anticyclonic eddy on the Oyashio front, *Rem. Sens. Environ.*, **16**, 87-90.

WCRP, 2000: Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields. Working Group on air-sea fluxes, WCRP-112, 303pp.

略語:

ADEOS: Advanced Earth Observing Satellite

ASUKA: Affiliated Survey of the Kuroshio off Cape Ashizuri

AVHRR: Advanced Very High Resolution Radiometer (改良型高分解能放射計)

COADS: Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set (統合海洋気象データセット)

DMSF: Defence Meteorological Satellite Program

ECMWF: European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ヨーロッパ中期予報センター)

EOF: Empirical Orthogonal Function (経験的直交関数)

ERS: European Remote Sensing Satellite

GEOSAT: Geodetic Satellite

GEWEX: Global Energy and Water Cycle Experiment (全球エネルギー・水循環観測計画)

GSFC: Goddard Space Flight Center

GSSTF: Goddard Satellite-Based Surface Turbulent Fluxes

HOAPS: Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data

JMA: Japan Meteorological Agency (気象庁)

J-OFURO: Japanese Ocean Flux Data Sets with Use of Remote Sensing Observations

NCEP: National Centers for Environmental Prediction (米国環境予測センター)

NSCAT: NASA Scatterometer (NASA 散乱計)

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration (米国海洋大気庁)

QSCAT: QuickSCAT

SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research (海洋研究科学委員会)

SSM/I: Special Sensor Microwave/Imager (マイクロ波画像センサー)

TAO: Tropical Atmosphere Ocean (熱帯大気海洋)

TOGA: Tropical Ocean-Global Atmosphere Programme (熱帯海洋と大気大循環の相互作用研究)

TOPEX: Topography Experiment

WCRP: World Climate Research Program (世界気候研究計画)

WMO: World Meteorological Organization (世界気象機関)

Studies on Atmosphere-Ocean Interaction Using Satellite Observation and Numerical Models

Masahisa KUBOTA

School of Marine Science and Technology, Tokai University 3-20-1, Orido, Shimizu, Shizuoka 424-8610, Japan.

(Received 4 February 2002 : Accepted 12 March 2002)
