

# アジアモンスーンとサンゴ年輪研究

川幡 穂高<sup>1,2)</sup>・鈴木 淳<sup>1)</sup>

## 1. はじめに

熱帯域の海洋と大気は、全球の循環を駆動する熱エネルギーと水蒸気の放出源となっているので地球規模での気候システムに大きな役割を演じていると考えられている。特に、熱帯域での海洋と大気の相互作用はエルニーニョ・南方振動 (El Niño and Southern Oscillation; ENSO) やアジアモンスーンのような気候システムの全球的気候変動に関係して近年注目が集まっている。

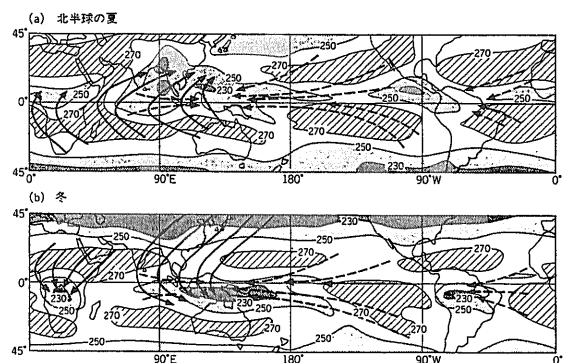
このように熱帯域は重要であるにもかかわらず、熱帯域のほとんどの地域では、水温や塩分など観測機器に基づく気候の記録は過去30-40年間しかない。一方、気象の記載などについては1800年代後半にまでさかのぼることができるが、記録は非常に限られている。これらのデータは、熱帯域での気候変動を理解するための最も基礎的なデータで、将来の気候予測をするための数値実験に供される。しかしながら、観測機器を用いて得られた定量的データは短い期間に限られるので、これらのデータを基に10年単位やそれ以上の長期変動を解析することは難しく、21世紀の気候予測をするためには過去100年以上にわたる水温、塩分などの定量的データが不可欠である。

サンゴ骨格を用いた高時間解像度 (約1週間単位) の海洋環境復元は、この数年の間に急速に発展してきた。特に長尺のサンゴ骨格を用いた研究は現在のところガラパゴス諸島やパナマ海盆などから数例報告されているが、これらは ENSO の影響などを研究対象としている。一方、日本が位置している西太平洋域では、ENSO よりもアジアモンスーンの影響の方が大きい。サンゴ骨格を用いた長期間にわたる高時間解像度のアジアモンスーンの

研究はまだほとんど行われていない。そこで、この小論では、アジアモンスーンについて簡単にまとめ、将来の課題について述べる。

## 2. アジアモンスーン

モンスーンは季節風の英語名で、その季節内で、その季節を代表するに足るほどの高い出現頻度をもち、大気大循環の風系にふさわしいほどの地理的空間を占め、冬から夏、夏から冬にかけて風向が反対になるような1組の卓越風系のことを意味している (地学辞典; 平凡社, 1996)。特に、アジアモンスーンと指す場合には、アラビア半島、南アジア (インド)、東南部から東部にかけてのアジア大陸、インドネシア、熱帯西太平洋、オーストラリア北部の地域に至る地域で季節的に卓越する風向と雨域が、冬と夏とで交替する現象を指している (第1図)。

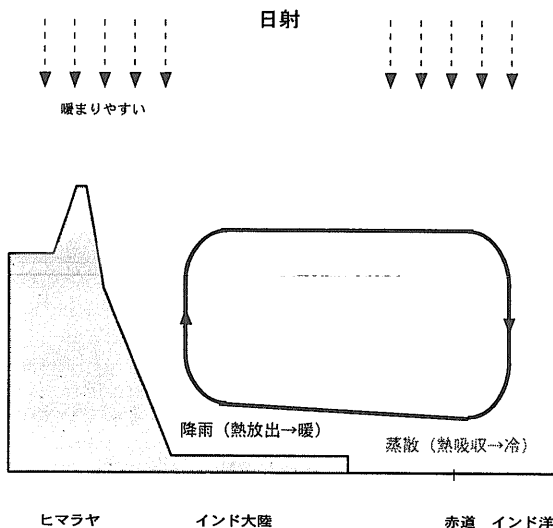


第1図 北半球の夏 (a) と冬 (b) のモンスーンの風系と大気の大気対流活動。等温線は表面黒体温度で、270K以上は雲がない地域 (斜線部)、250K以下は対流活動の活発な地域に対応する (影をつけた部分)。実線は大気下層のモンスーン、破線は貿易風を示す (安成, 1991, Webster, P., 1987)。

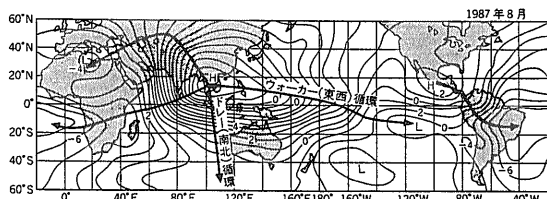
1) 地質調査所 海洋地質部

2) 東北大学大学院理学研究科 (連携講座)

キーワード: 高時間解像度, サンゴ年輪, アジアモンスーン, ENSO, 酸素同位体比

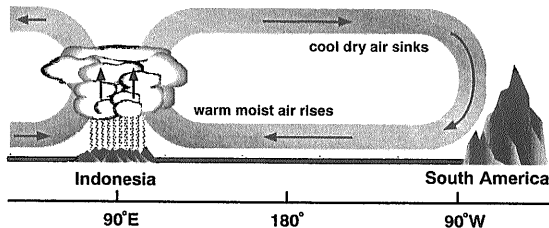


第2図 インド付近の南北断面図におけるモンスーンの模式図。



第3図 対流圏上部(200mb)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(安成, 1991)。

この地域にモンスーンが卓越する大きな原因は、ユーラシア大陸が低緯度にまで広い面積を占めていて、周囲の海洋との間で、季節的な加熱・冷却の差が大ききということが挙げられる。しかも、このような熱的な対照性はヒマラヤ・チベット山塊の存在によって強められている(第2図)。しかも、水循環がモンスーンの形成と維持に重要な役割を果たしている。モンスーン循環では、海洋上で蒸散が活発におこり、海から陸に向かう風によって水蒸気が大陸に輸送され、大陸での上昇気流によって凝結(雲の生成)・降水、そして地表面からの流出という水循環過程は、潜熱の吸収・放出によって、海洋上の大気冷却と大陸域付近の大気加熱を強める。この海洋域と大陸域のあいだに生じた大気加熱・冷却の差によって、モンスーン循環は強い状態で維持される。強いモンスーン循環はこの水循環をさらに強めるということで、正のフィードバック

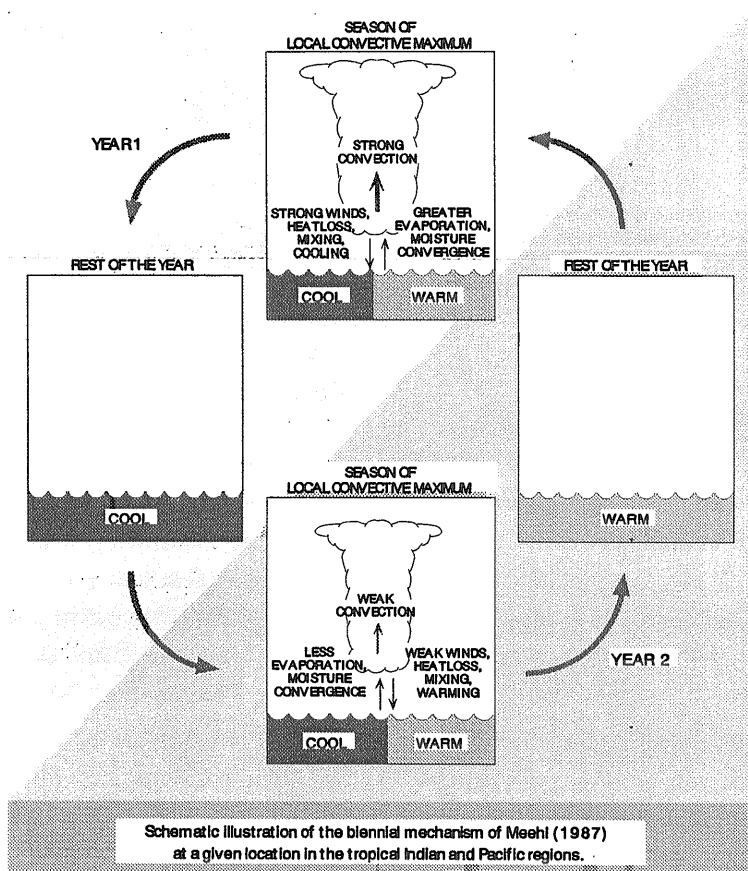


第4図 赤道太平洋の経度方向の大気循環(ウォーカー・サーキュレーション)模式図。

クとして働くことになる。すなわち、モンスーンは水循環を伴うことで強力な大気循環系として存在している(安成・小池, 1993)。

さて、アジアモンスーンに伴う大気循環系では、南アジア付近で上昇し、南インド洋で下降するという緯度方向での循環とともに、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という経度方向での東西循環も重要である(第3図)(安成, 1984)。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って、モンスーン域の対流活動を強め、東太平洋での下降気流を強めている(第4図)。そして、この東西循環の大気下層部をしめている赤道沿いの東風(貿易風)は、エクマン効果によって東部から中部太平洋に赤道湧昇をもたらしている。通常、温度躍層以深の水温は低いいため、湧昇によりこれらの海域の表層水温は下がり、その上の大気は冷やされて気圧が高まることで、東西の気圧勾配はさらにきつくなり、貿易風もさらに強くなるという、もう一つの正のフィードバック効果が存在している。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、表層に温かい海水がたまり、海面水温も高くなって、大気の対流はさらに強化される。すなわち、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していることになる。

アジアモンスーンは年変動として通常、準2年周期(Quasi-biennial oscillation)の振動をもっている。例えば、アジアモンスーンの強さの指標としてインドモンスーンの降水量と翌年1月の西太平洋暖水塊における混合層の水温の時系列データとの間には、非常に高い相関が示されている。これは、アジアの夏のモンスーンが活発な後の冬の水温は高

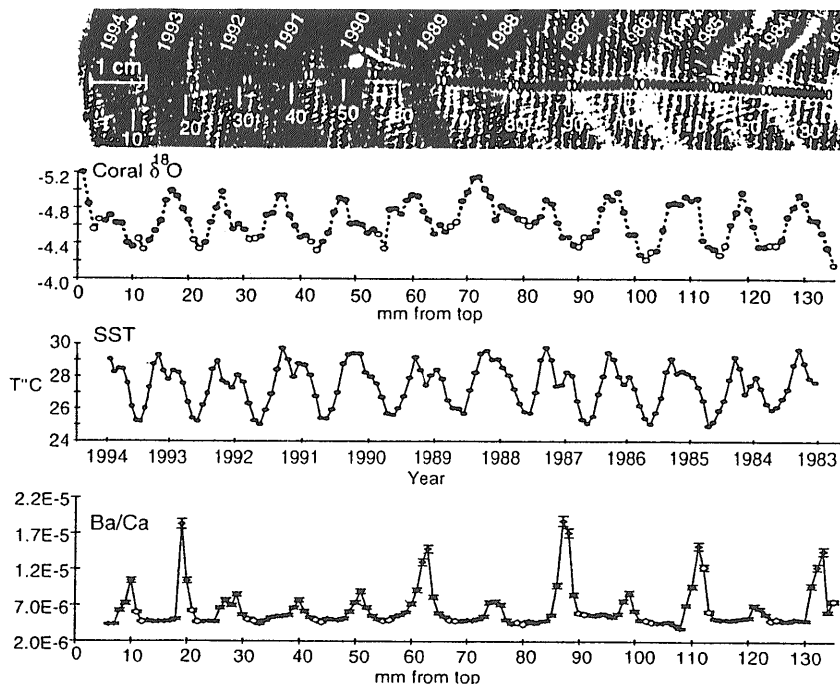


第5図 熱帯インド洋・太平洋での2年振動のメカニズムを示す模式図 (Meehl, 1993). 第1年目に表層水が暖かいと、対流の盛んな時期に蒸散が活発になり、大気の大気対流も強くなる。すると強い風によって表層水から熱が奪われるとともに海洋の混合層は冷却される。静穏な季節にはその状態が保持される。このような状況下で、対流活動が盛んな季節になると、風は弱く、熱の放出も少なく、混合層が加熱される。これに伴い大気循環も弱くなる。これにより、蒸散も少なくなり水温は上昇する。そして、静穏な季節には表層水は暖かい状態が保たれる。

く、不活発なモンスーンの後の水温は低いということである (Yasunari, 1990). このモンスーンの準2年周期の振動メカニズムについては、まだ解明されていないが、西部熱帯太平洋域を中心とした大気・海洋相互作用が鍵となる役割を果たしていることは、すでに多くの研究によって指摘されている。Meehl (1993) では、暖かい海水により、蒸発や水蒸気の収束が強化され、強い風によって熱が失われて海洋混合層も冷却されるので、より冷たい海水が形成されるという変化 (第5図) が、対流活動の盛んな季節に起こり、静穏な季節には、この過程で作られ出した海水温偏差がそのまま、翌年まで保存されることにより、2年周期のサイクルが作られるという作業仮説を提案している。

### 3. インド洋のサンゴ骨格記録から推定されたアジアモンスーン

セイシェル諸島は西部インド洋の南緯4度に位置している。ここでは、ENSOの影響とともに周辺の海流系がアジア・インドモンスーンの影響を強く受けているので、アジアモンスーンやENSOの影響を評価するのに適している海域と言える。Charles *et al.* (1997) は、ここでサンゴ骨格を採取し、だいたい毎月1つずつの時間分解能で $\delta^{18}O$ 値を分析した。スペクトル解析をした結果は、 $\delta^{18}O$ 値が太平洋のENSO変動に対応した3-6年周期を示す一方、10年スケールの $\delta^{18}O$ 値の変動についてはサンゴの $\delta^{18}O$ 値とインドモンスーン降雨指標 (India Mon-



第6図 ケニアのモリンジ海洋公園 (Malindi National Marine Park) で採取されたサンゴ骨格の分析値。

soon Rainfall Index; Webster and Yang, 1992) の変動との間に高い相関が認められたので、この時間スケールでは太平洋の ENSO 現象よりもむしろアジアモンスーン・システムとの関連性が高いと解釈された。

前述したように熱帯大気の大気 2 年周期変動 (tropical biennial oscillation; TBO) はアジアモンスーンの大きな特徴である (Meehl, 1994)。1~2 年スケールでみられる  $\delta^{18}\text{O}$  値の異常値は、負の値の場合は高水温となる弱いモンスーンを、正の値の場合は水温の低下を引き起こす強いモンスーンと対応している。このモンスーンの吹き出しの強さはインド洋北部と南アジア陸域の気温差によって決まっており、海洋表層の熱容量が大きいといった生じた高水温状態は翌年まで残りやすいという記憶効果のため、強いモンスーンと弱いモンスーンが交互に繰り返す 2 年周期を示すとされている。

セシェル諸島の西に位置するケニアのモリンジ海洋公園 (Malindi National Marine Park) で採取されたサンゴ骨格は、アフリカ-アジアモンスーン (Afro-Asian monsoon) の情報を提供している。第 6 図に示したのは X 線による透過写真、 $\delta^{18}\text{O}$  値、実測の表層水温、Ba/Ca 比である。X 線によるプロフ

ファイルは、骨格密度の季節変動を表している。図中で明色の部分が南半球の冬、すなわち北半球の夏に形成されたことを示している。酸素同位体比は表層水温と淡水の影響などによる海水の酸素同位体比組成によって影響されているが、ここでは、サンゴ骨格の酸素同位体比は表層水温によってほとんど支配されている ( $r = -0.86$ )。そこで、酸素同位体比は表層水温の季節変動と年変動を表していることになる。Ba/Ca 比は 12 月~1 月にかけて極大を示しているので、河川からの Ba の供給を反映しているらしい。この時期、ソマリ海流がケニアで最大級の河川であるガラナ河 (Galana River) からの河川水を運搬してきたらしい。Ba/Ca 比のピークの 5 つに関しては、UV 蛍光バンドの極大と一致しており、陸源有機物の寄与であると考えられている (Dunbar and Cole, 1995)。

#### 4. アジアモンスーンと ENSO の相互作用

熱帯域での海洋と大気循環の年変動については、ENSO が最近特に注目されている。エルニーニョ現象は、東部赤道太平洋域一帯の海面水温が数年周期で異常に高くなる現象である。一方、南方

振動は、東部インド洋からインドネシアにかけての地域と、東部南太平洋域との間で、地上気圧が逆位相で変動する大規模な東西方向の振動であり、対流圏全体の現象としてみると、インドネシア付近の対流活動による上昇流と、冷たい東部南太平洋上での下降流をつなぐ東西循環の強弱の変動としてとらえることができる(第1, 4図)。

通常の赤道太平洋の表層水温は、東部で25℃以下と低温で、西部で28℃以上と高温で、この高温水は西太平洋暖水塊(Western Pacific Warm Pool; WPWP)と呼ばれている。この暖水塊の層厚は厚く、温度躍層の深さは最大200mに達する。一方、東部赤道太平洋では、東風(貿易風)により躍層の下の低温の水塊が湧昇してくるために表層水は低温となっている。この準安定な状態が崩れ、特に中部や東部赤道太平洋の表層水温が上昇する現象が一般にエルニーニョと呼ばれるENSOの「温暖期」(Warm Episode)である。西太平洋暖水塊は東方に移動し、多雨域も暖水塊に伴って中部太平洋域に移動する。典型的な「温暖期」では、北半球の春先から東部太平洋の水温が上昇を始め、年末クリスマスの時期にピークを迎え、その後、水温がもとの状態に向かう。「温暖期」とは逆に東部太平洋域での顕著な水温低下もほぼ同じ頻度で発生し、ENSOの「寒冷期」(Cold Episode)(一般にラニーニャ)と呼ばれている。

アジアモンスーンとENSOとの関係については、まだよくわかっていないが、夏のインドモンスーンの降水量と次の冬の西太平洋暖水塊周辺海域の表層(混合層)水温との間に正の相関のあることが報告されている。例えば、夏のアジアモンスーンが通常よりも弱いと、熱帯太平洋域の東西循環も弱く、それに伴い貿易風である東風も弱まる(山形, 1991)。この東風による暖水の蓄積効果の減少は、西太平洋暖水塊の水温上昇を抑制するとともに、中部・東部赤道太平洋での湧昇を弱め、この海域の表層水温は上昇するため、通常の状態である「西暖東冷」という赤道太平洋の経度方向の対比は弱められることになる。この状態は、さらに東西方向の大気循環を弱めるので正のフィードバックとして働くことになる(安成・小池, 1993)。

## 5. 東南アジアのモンスーンとこれからの課題

上述したように西太平洋暖水塊周辺の東南アジアから東アジアにかけては、アジアモンスーンとENSOとの影響が相互にぶつかりあう極めて重要な地域であると言える。しかしながら、現在のところサンゴ骨格を用いて長時間(200年以上)について高時間解像度での環境復元は行われていない。

西太平洋の表層の風成循環系はかなり複雑である。北赤道海流(North Equatorial Current; NEC)はフィリピンの沿岸にぶつかり分岐して、北に向かうものは黒潮の源流となる。一方、南に向かうものはミンダナオ海流となるが、その一部は東に旋回して北赤道反流(Equatorial Counter Current; ECC)に合流する。北赤道海流、ミンダナオ海流、北赤道反流からなる反時計回りの循環はミンダナオ・ドームと呼ばれる東西に伸びた湧昇域を形成している。こうした海流系はアジアのモンスーンに大きく左右されていて、モンスーンに特徴的な準2年の振動が認められている(山形, 1991)。

その南のインドネシア地方では、アジアモンスーンの風は北半球の夏には南東風で、北半球の冬には風向は逆になる。高温は蒸発を促し、低圧帯と降雨をもたらしている。全体を通じたバランスは、降雨による淡水の寄与が多くなっている。結果として、表層水温は高く、塩分は比較的低いということになる。

インドネシアの北西に位置する南シナ海での海流は、北半球の夏(南西モンスーン)には時計回り、冬(北東モンスーン)には反時計回りとなっている。南シナ海の表層水の塩分は、モンスーンの降雨に呼応して季節ごとに変化しており、南西モンスーン中の南シナ海東部で塩分は低くなる。

これらを基にすると、アジアモンスーンに関連した研究課題は以下のようなになる。

1. 東南アジアから東アジアにおいてアジアモンスーンに関係した表層水温や降雨は過去200-300年間どのように変動してきたか?
2. アジアモンスーンに特徴的な準2年という周期はこの期間同じように維持されてきたか?

3. アジアモンスーンはENSOとどのように相互作用をしてきたか？ また、東アジアのアジアモンスーンと南アジアからアフリカにかけてのアジアモンスーンとはどのような関係をもってきたか？
4. また、本論ではふれなかったが、最終氷期あるいは最終間氷期の時期のアジアモンスーンは現在とどのような点で類似し、どのような点で相違がみられたか？

以上の課題を明らかにするためには、琉球列島、中国、フィリピン、マレーシア、タイ、インドネシア、そしてモルジブより200年以上の記録を有するサンゴ骨格を採取する必要がある。特に、アジアモンスーンでは温度ばかりでなく降雨も重要因子なので、その影響を探知しやすいサンゴ礁の礁湖(ラグーン)からの採取を行う必要がある。というのは、外洋水の環境情報をえるために、通常は、サンゴ礁の外洋側の斜面からサンゴ骨格が採取されるが、礁湖のサンゴは降雨の影響をより受けている可能性が高く、アジアモンスーンの強さをより正確に評価できるかもしれないからである。

謝辞：本稿を準備するにあたって、工業技術院特別研究「地球環境の変遷に対する海洋物質循環の影響解明の研究」および科学技術振興調整費「炭素循環に関するグローバルマッピングとその高度化に関する国際共同研究」の研究費を使用した。

また、斉藤 出氏に査読していただきコメントを得た。ここに感謝いたします。

#### 引用文献

- Charles, C. D., Hunter, D. E. and Fairbanks, R. G. (1997) : Interaction Between the ENSO and the Asian Monsoon in a Coral Record of Tropical Climate. *Science*, 277, 925-928.
- Dunbar, R.B. and Cole, J.E. (1995) : The tropical influence on global climate: are surprises the rule? *EOS*.
- Meehl, G.A. (1993) : A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: Role of the ocean. *J. Climate*, 6, 31-41.
- Meehl, G.A. (1994) : Coupled land-ocean-atmosphere processes and South Asian monsoon variability. *Science*, 266, 263-267.
- Webster, P.J. (1987) : in *Monsoons*, J.S. Fein and P.L. Stephens eds., Wiley-Interscience Pub. pp.272.
- Webster, P. J. and Yang, S., (1992) : Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118, 877-926.
- 山形俊男 (1991) : 大気と海洋の結合による10年スケールの気候変動. *岩波科学*, 61, 689-696.
- 安成哲三 (1984) : モンスーンとは何だろうかーその変動の意味するものー. *岩波科学*, 54, 487-494.
- Yasunari, T. (1990) : Impact of Indian monsoon on the coupled atmosphere/ocean systems 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. *岩波科学*, 61, 697-704.
- 安成哲三・小池俊雄 (1993) : 地球の気候とアジアモンスーンの水循環. *岩波科学*, 63, 626-634.

---

KAWAHATA Hodaka and SUZUKI Atsushi (1998) : Study on coral annual banding for the investigation of Asian monsoon.

---

<受付：1998年6月12日>