

2006年度 海洋地球研究船「みらい」インド洋観測研究航海
"MISMO : Mirai Indian Ocean cruise for the Study of the MJO-convection Onset"

実施計画案

(Ver. 6.1)

- 暫定版 -

2006年6月2日

海洋研究開発機構

地球環境観測研究センター
海大陸観測研究計画 / 気候変動観測研究プログラム

目 次

要 旨	…	2
1 . 研究の背景：なぜ MJO 観測が必要か	…	3
1 . 1 大気研究	…	3
1 . 2 海洋研究	…	4
2 . 「みらい」による観測の必要性・意義	…	4
2 . 1 「みらい」運用上の利点	…	4
2 . 2 MJO に関するこれまでの「みらい」での観測成果	…	5
3 . 観測目標	…	7
4 . 観測海域及び時期の選定理由	…	8
5 . 「みらい」の行動予定案	…	9
6 . 観測機材概要	…	10
6 . 1 「みらい」船上観測装置	…	10
6 . 2 「みらい」公募による観測装置	…	11
6 . 3 係留ブイ	…	11
6 . 4 中層フロート	…	12
6 . 5 陸上気象観測サイト	…	12
6 . 6 その他の観測データ	…	13
6 . 7 数値モデル	…	13
7 . 参加予定者	…	14
8 . 問い合わせ先	…	14
引用文献	…	16

要 旨

熱帯域における主要な季節内変動であるマッデン・ジュリアン振動(MJO)の解明は熱帯における大気・海洋変動の研究だけでなく、全球的な気候変動の理解のためにも不可欠である。積雲対流活動とのカップリングが本質である同現象は、インド洋から西部太平洋にかけての暖水プールを中心とする熱帯域で顕著になる。しかしながら、これまでインド洋における観測は絶対数が少なく、また実施された場合もその変動の顕著さからモンスーンをターゲットにするものがほとんどであり、特に北半球の冬季については十分な観測データが得られていないのが実状である。

近年、主に客観解析データセットや TRMM などの人工衛星データの充実により、大規模な MJO の空間構造が明らかになりつつある。しかしながら現在においてもなお MJO が解明されていないとされる最大の要因を一言で言えば、“大気大循環モデルにおいて MJO の強度と遅い東進速度を再現できていないこと”による。このことは、積雲対流パラメタリゼーション問題に代表されるように、MJO に伴って発達する積雲や 100km 規模の雲群が果たす役割が十分理解されていないことに主に起因している。

そこで、本研究計画では、海洋地球研究船「みらい」を用いて、MJO 積雲対流のオンセット海域であるインド洋において、赤道上を東進する MJO 積雲対流が活発化する 10 月後半から 11 月にかけての 1 ヶ月間、各種観測機材を集中的に投入した定点観測を行うことで、MJO 積雲対流のオンセット海域における大気及び海洋表層の詳細構造を明らかにすることを目的とする。

1. 研究の背景：なぜ MJO 観測が必要か

1.1 大気研究

熱帯域における主要な季節内変動であるマッデン・ジュリアン振動 (MJO; Madden and Julian, 1971, 1972) は、熱帯気象学における聖杯 (Raymond 2001) となぞらえられるほど熱帯域の大気・海洋変動の理解のためには不可避の研究テーマである。同時に、例えばアジア・オーストラリアモンスーンのオンセット (Yasunari 1979, Hendon and Liebmann 1990a,b)、エル・ニーニョ現象の発生 (McPhaden 1999)、熱帯低気圧の形成 (Maloney and Hartmann 2001) などを通して全球規模での気候変動にも影響を与える現象であり、正確な理解が不可欠である。近年、数値モデルに加え、人工衛星データや客観解析データの充実により、大規模な MJO の空間構造が明らかになりつつある一方で、大気大循環モデル (GCM) において再現に成功していない最大の原因の 1 つは積雲対流パラメタリゼーションが確立していないことである (Slingo et al. 1996)。つまり水蒸気の鉛直輸送や雲物理過程をいかに正しくモデルに取り入れるかが鍵となる。そしてその結果、インド洋における MJO 積雲対流の発生、遅い速度での東進、そして変動の強度を GCM によって再現できるかどうか MJO 理解の物差しとなる。

MJO 積雲対流のオンセットはインド洋で見られるが、そのメカニズムについては諸説あり、代表的なものとしては、1) 大気の中緯度ロスビー波列が熱帯インド洋へ伝播することにより強制トリガーの役割を果たしている (e.g., Hsu et al. 1990)、2) 赤道上を周回する対流圏上層シグナルがインド洋で対流活動と結合して発生する (e.g., Sperber 2003)、3) 大規模波動と関係なく局所的な海面フラックス - 対流 - 放射の相互作用により主に放射冷却の時間が支配的になり季節内という時間スケールが選択され、発生している (e.g., Hu and Randall 1994, Raymond 2001) などである。しかしながら、Kemball-Cook and Wear (2001) が指摘するようにインド洋の赤道にけるデータが不十分であることから、いずれの説も決定的でなく、統一見解が得られていない。

さらに、発生だけでなくその東進メカニズムについても数多くの説が提案されている。その中で現在最も広く支持されている考え方の 1 つが frictional wave-CISK と呼ばれるもので、対流圏下層における水蒸気収束が深い対流活動を引き起こし、この対流活動に伴う潜熱放出が東進するケルビン波をもたらす、その波動が新たに東側に水蒸気収束を作り出す、という考え方である (e.g., Wang 1988, Maloney and Hartmann 1998, Seo and Kim 2003)。現在まで提案されているほとんどの説は、理論上知られている赤道上を東進する大規模波動であるケルビン波が理論上は 15 - 30m/s となってしまう速い位相速度を持つことから、海面摩擦など何らかの変調を受けて遅くなっているとの立場にたっている。このため、その変調原因を探ることが研究の主要なテーマの 1 つとなっている。

この変調を与える因子として考えられる 1 つが海面フラックス (特に潜熱放出) で、MJO は東部インド洋から西部太平洋の暖水プールが存在する熱帯海域で顕著になり、かつ東進速度も遅いことから両者の間に密接な関係があることが示唆される (e.g., Flatau et al. 1997, Woolnough et al. 2000)。中でも水蒸気量や海面水温などにも見られる大気境界層及び海洋混合層の日変化やそれに伴う浅い積雲対流の発達過程が両者をつなぐ 1 つの候補と考えられており (e.g., Johnson et al. 1999, Slingo et al. 2003, Yoneyama 2003)、日変化を分解できる時間間隔で、MJO のオンセットをカバーするだけの期間、海面での熱フラックスや海洋表層から上層大気にかけての計測が求められている。

一方、MJO の鉛直構造もメカニズム解明の不可欠要素である。最近 Lin et al. (2004) が TOGA-COARE や TRMM のデータ等を用いて MJO の鉛直加熱プロファイルを調べ、従来知られている構造に比べ、さらにトップヘビーな構造をしていることを示した。特に GCM の結果との比較により、ほとんどのモデルで MJO が観測に比べ弱い結果となっているのは、このトップヘビーな構造を正確に再現できていないことに起因していると指摘している。このことは GCM が上層に卓越する層状雲の取り扱いに成功していないことを意味し、大気海洋相互作用に起因する積雲対流の発生だけでなく、その後の層状雲の発達とその影響まで全ライフサイクルを把握する必要があると言える。

以上から、大規模な現象である MJO のメカニズムの解明のために、現在までの MJO 研究において欠落している研究が遅れている点として、特に MJO 対流のオンセットが見られるインド洋において海洋表層から対流圏にわたる詳細な観測データとその解析の欠如を挙げることができる。将来的には、例えば全球の降水分布を 3 時間毎に提供する GPM (Global Precipitation Mapping) 等のデータが期待されるが、観測範囲は限定されるものの時間的・空間的に密な分解能を持つ船舶からの観測は前述の未解決の問題に対する解答もしくはヒントを与えるものである。同時に、今後より広域に展開する観測研究を立案していく上でもパイロットスタディとして位置付けることもできる。

1.2 海洋研究

一方、海洋内部のプロセスで海面水温等に変化を及ぼす重要なものとして、赤道上で年 2 回 (4 - 5 月と 10 - 11 月頃) モンスーンの遷移期の強い西風に伴って励起される Wyrski ジェットが挙げられる (Wyrski 1973)。通常は 80cm/s 程度の流速をもつ表層の半年周期の東向流であり、これにより東岸付近に暖水が輸送・蓄積される。Wyrski ジェットは、半年周期の西風により Yoshida ジェットのメカニズム (Yoshida 1959, O'Brien and Hurlburt 1974) で局所的に形成され、赤道ケルビン波として東進することによって理解されている。最近、Masumoto et al. (2005) は東部インド洋の赤道 90°E に設置した ADCP 係留系のデータから、表層では東西成分には非常に振幅の大きい 30 - 50 日程度の周期を持つ季節内変動が卓越していることを示した。これは風応力場との相関解析から、80 - 90°E 付近を中心とする顕著な東西風の季節内擾乱、つまり MJO により励起された海洋の赤道ケルビン波によるものと考えられ、半年周期として理解されている Wyrski ジェットは単にこの強い季節内変動を平均した結果現れるものであり、物理的な実態はこの季節内変動にあることを示した。さらに Saji et al. (1999) の研究によるダイポールモード変動を調べる上でも、赤道沿いの暖水の東西移動は重要であり、その意味で MJO に伴う強い風に励起された東向ジェットにより赤道帯においてどのように体積輸送、熱輸送、塩分輸送があるのかその実態を明らかにすることは重要である。このような経年変動と季節内変動との相互作用は未解決の課題である。

また、MJO に伴い大気と海洋間でどのように熱を交換し、どのように結合しているかも未解決の課題である。北半球夏のモンスーンのオンセットの大気・海洋相互作用に的を絞った JASMINE 計画において、西太平洋に比べ MJO 活発時の海面熱フラックスの振幅が非常に大きいことが示された (Webster et al. 2002)。しかしながら、掲げられた目標に対しては単発での船舶観測のみであり長期的な変動とどのように結びつくのか明らかではなく、十分な結果とは言えない。

以上から、海洋のメカニズムを理解する立場においても MJO が駆動源として鍵となっており、逆に MJO へ影響を及ぼすと考えられている海面水温の変動プロセスを理解するためにも、プイによる長期観測と船舶によるフラックス計測を含む集中観測をもとに、混合層厚さの変化や水平の移流を考慮したより正確な熱収支の検証が必要である。

2. 「みらい」による観測の必要性・意義

2.1 「みらい」運用上の利点

「みらい」はあらかじめ定められた長期計画にもとづく研究目標を行うためのミッション指向型の観測船であり、後述 (6 章参照) の各種観測機材に加え、目的に応じた様々な観測機器を持ち込むことが可能である。

また、「みらい」での観測は大規模変動である MJO の構造に比べれば観測範囲は極めて小さい。しかしながら、MJO のように一定方向に変動 (東進) する現象に対しては、定点における時間的に密な観測を実施することで、時間変動を空間変動に置き換えることも可能である。係留プイ網や人工衛星データ、島などの陸上サイトとの連携を図りつつ、海洋上の主要観測サイトとしての役割を果たすことが期待される。

2.2 MJOに関するこれまでの「みらい」での観測成果

JAMSTEC では、2000 年度から 2003 年度まで、北半球冬季に発達する MJO に伴う対流活動を調べることを目的として、(2°N, 138°E) 付近の海域において定点観測を 4 航海実施した(表 1)。図 1 は、1 ヶ月の定点観測期間を含む 2001 年 11 - 12 月の GMS による雲頂輝度温度の 2°N に沿った経度 - 時間断面図である。観測期間後半に MJO 対流域が到達していることがわかる。図 2 はその時の、(a)ドップラーレーダーにより観測された 200km 四方の範囲内で平均した高度 2km における降雨強度の時間変化、(b)ラジオゾンデによる混合比の高度 - 時間断面、(c)降雨域に占める層状エコーの割合、をそれぞれ示す。大規模な MJO 対流域が到達すると 1 - 2 日程度の周期を持ちながら降雨量が増えており、特に面積比率としては層状性エコーが 70%を占めるようになり、MJO 対流における層状雲の役割の大きさがうかがわれる。特にここで注目すべきは、MJO 対流域の到達に伴い降水量が増えているが、むしろその期間是对流圏下層では水蒸気量が減少していることである。そして、その約 2 週間前に同海域の境界層では水蒸気量が最大となっており、frictional wave-CISK の考え方を支持している。

表 1 「みらい」大気海洋相互作用に係る観測研究の航海における MJO/ENSO フェーズ

航海コード	定点位置	集中観測期間	MJO フェーズ	ENSO フェーズ
MR00-K07	(2.0N, 138.0E)	2000 年 11 月 27 日 - 12 月 10 日	活発 不活発	ラ・ニーニャ期
MR01-K05	(1.9N, 138.0E)	2001 年 11 月 09 日 - 12 月 08 日	不活発 活発	通常期
MR02-K06	(2.0N, 138.5E)	2002 年 11 月 22 日 - 12 月 12 日	(活発) 不活発	エル・ニーニョ期
MR04-01	(2.0N, 138.4E)	2004 年 03 月 02 日 - 03 月 14 日	不活発 活発	通常期

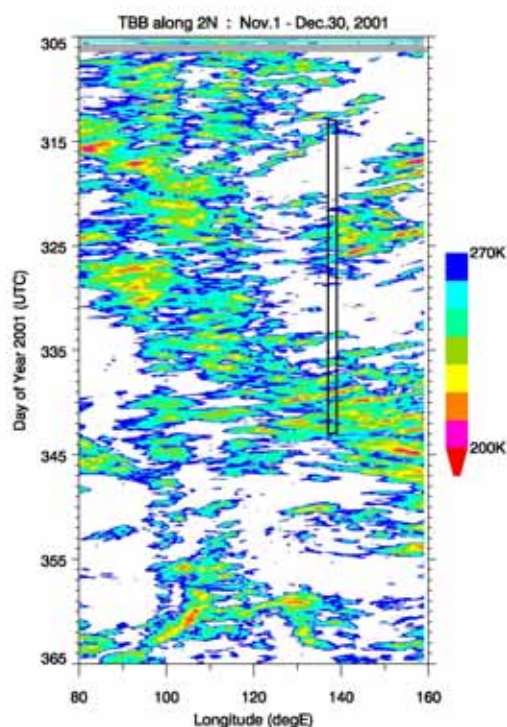


図 1 2N に沿った GMS による雲頂温度の経度 - 時間断面。矩形は「みらい」の観測位置・時期を示す。

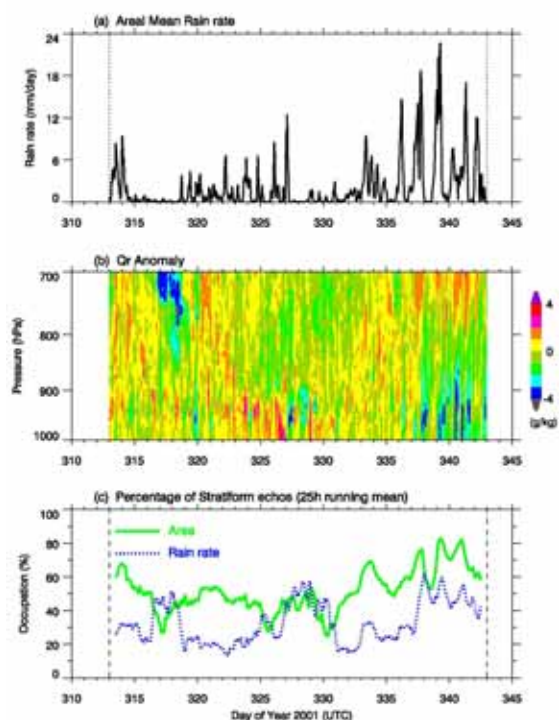


図 2 200km 四方の範囲内における(a)平均降雨強度と(c)層状性エコーの占有率(緑:面積、青:降雨強度)、と(b)混合比の期間平均からの偏差の高度 - 時間断面。

さらに、層状雲の役割を調べるため、ドップラーレーダーにより得られた反射強度データを用いて対流性・層状性に識別した (Steiner et al. 1995)。表 1 の航海データに対して、MJO の対流域が観測海域に到達している時期だけ抽出し、高度 2km における対流性エコーの面積が 1,600km² 以上で極大点を持つ時刻を中心に前後 12 時間ずつのコンポジットを作成した (図 3)。層状性エコーに対しても同様に対流性エコーピーク時にあわせてコンポジットを作成した。層状性エコーは対流性エコーが活発な時から 2-3 時間後に出現のピークを迎えている。面積比としては約 80% が層状性エコーとなっている。このときの相対湿度の変化を調べるため、ラジオゾンデのデータを用いて同様のコンポジットを作成したのが図 4 である。対流の発生の前に下層で水蒸気が蓄えられ、その後上方に輸送されていることが確認できる。ただし水蒸気の蓄積されるのが境界層内というよりもむしろその直上である点は興味深い。600hPa 付近より下層では最初の数時間は高湿度化するが長時間持続するのはそれよりも上空である。ただし詳細に見ると、600hPa 付近で高湿度が維持されている一方で、500hPa 付近を中心に湿度が下がっている層がある。ちょうど 0 融解層付近に位置するこの特性の理解には、雨水、雪氷、過飽和状態における水蒸気など雲物理学的なアプローチが必要になることを意味しており、今後の課題として留意すべき事項である。

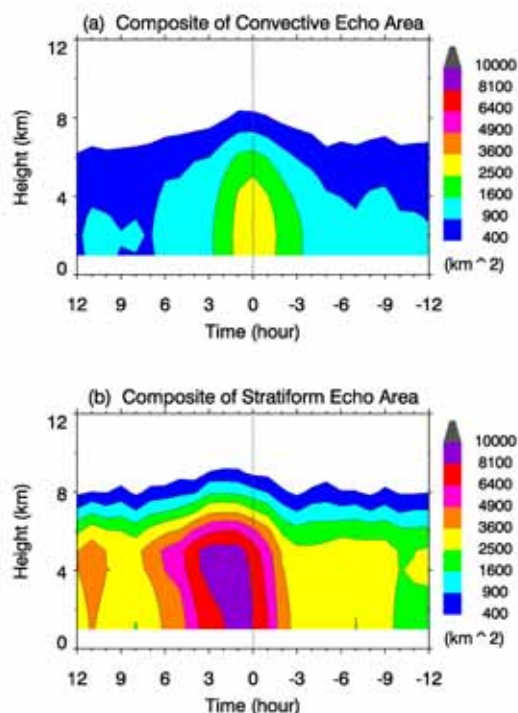


図 3 対流性エコーの面積のピークを"0 時"として作成した (a)対流性エコーと(b)層状性エコーのコンポジット. (Yoneyama and Katsumata 2006 より)

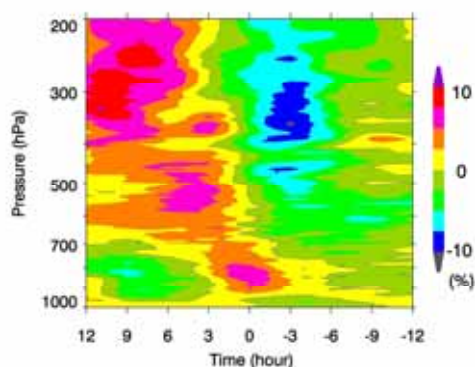


図 4 図 3 と同じ. ただし相対湿度のコンポジット. 各高度平均からの偏差で示す. (Yoneyama and Katsumata 2006 より)

図 5 は 1993 年 - 2001 年の 9 年間に西部熱帯太平洋で実施された約 1400 回のラジオゾンデ観測から得られたデータをもとに、可降水量と各高度における混合比との間で相関を調べた結果である (Yoneyama 2003)。水蒸気の供給源である海面付近よりもむしろ可降水量の変動に寄与しているのは 600 - 800hPa の中層の水蒸気量であり、混合層上端の 945hPa 付近では極小層が見られる。このことは MR01-K05 のデータに対して行われた周波数解析の結果 (図 6) から、1 週間から 10 数日程度のスケールで可降水量と中層混合比が同じピークを迎えていることに起因していると考えられる。一方で境界層の混合比は日変化でみた場合に可降水量と同じ傾向を示している (図 7)。つまり、熱帯域では季節内の変動が主に水蒸気量変動の要因であり、海面付近の変動が上空と結びつくのは主に日変化を通じてであることが示唆される。

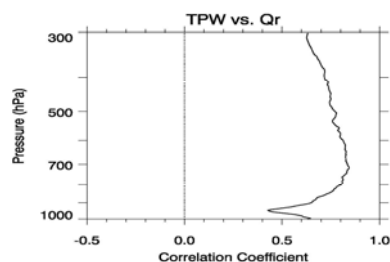


図5 可降水量と各高度における混合比との相関。(Yoneyama 2003 より)

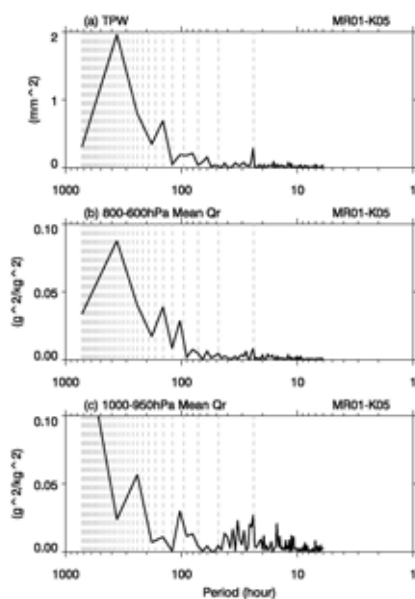


図6 「みらい」MR01-K05 航海におけるラジオゾンデデータを用いた(a)可降水量, (b)800 - 600hPa 層の平均混合比, (c)1000 - 950hPa 層の平均混合比の周波数解析結果。(Yoneyama 2003 より)。

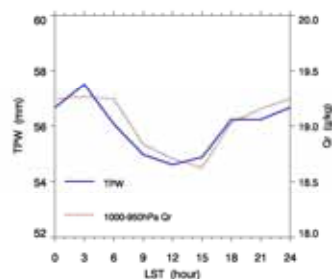


図7 可降水量(青)と 1000-950hPa 層平均の混合比(赤)の日変化(Yoneyama 2003 より)。

3. 観測目標

本観測研究の目的は、MJO 積雲対流のオンセット時季・海域における大気及び海洋表層の詳細鉛直構造を明らかにすることである。前述で指摘されている種々の問題点を整理すると、具体的な観測目標を以下のようにまとめることができる。

(1) 大気の鉛直構造

- ・ MJO 積雲対流オンセット時の対流圏下層における水蒸気の蓄積過程
- ・ 100km 規模での対流活動に伴う収束発散場・水蒸気等の鉛直分布の時間変化
- ・ 100km 規模の対流システムとそれを構成する個々の積雲対流の内部構造
- ・ 雲の鉛直分布特性

(2) 大気海洋相互作用の役割

- ・ オンセット前後の海面水温の日変化
- ・ オンセット前後の海面フラックスの時間発展

(3) MJO に伴う海洋応答

- ・ 西風イベントに伴う表層海流の変動(赤道波動の抽出)
- ・ 暖水輸送・塩分輸送の評価
- ・ 海洋混合層の熱収支

4. 観測海域及び時期の選定理由

図8はLin et al. (2004)と同様の手法を用い、1979-2004年までのCMAP降雨データ(Xie and Arkin 1997)に対して30-70日のバンドパスフィルターをかけ、その変動(標準偏差)の空間分布を示したものである。この図からMJOに伴う降水活動の活発な海域が(5°S - 0, 80 - 95°E)付近であることがわかる。ただし、東側の海域はスマトラ島が存在することで日変化に伴う降水の影響の可能性のあることを考慮すると、MJO積雲対流のオンセットの研究のためには西側がよいと判断される。

MJOは熱帯域に見られる季節内振動の1つであるが、その進行方向には赤道上を東進するパターンだけでなく北東や南東に移動していくパターンもある(Wang and Rui 1990)。そこでMJOを赤道付近(5°S - 5°N)を東進する現象と限定し定義すると、その出現のピークは北半球冬季から春季にかけてとなる(Zhang and Dong 2004)。NOAA/CDCによる雲の指標である外向長波放射量の解析(<http://www.cdc.noaa.gov/>)によれば、2000年から2003年までの4年間ではいずれもMJOと判定された変動が東部インド洋では11月初旬にこの時期としては最初に発生している(図略)。MJO積雲対流のオンセットメカニズムについて周回説を考慮すると、観測期間はこの最初のMJO対流を捉えることが望ましい。また水蒸気の先行蓄積(図2b)などを確認するためにはそれよりも2週間程度前から観測が開始されている必要がある。

以上の考察に基づき、MJO積雲対流のオンセットの特徴を捉えるためには、10月下旬から(0°, 80°E)付近で観測を行うことが最適であると考えられる。

さらに、MJOは時空間的に大規模な現象であることから、観測網はできる限り広がりをもつことが望まれる。既に展開が開始されているATLAS/トライトンの係留ブイ網やArgoフロート網に加え、特に「みらい」の予定定点位置の西側に位置するモルジブ諸島において、地上気象観測やラジオゾンデ観測などを実施する。

同時にMJOは東進する現象であることから、現象の空間定常性を仮定すれば、1箇所での定点観測は同域における大気・海洋場の時間発展を観測することだけでなく、空間的な分布に置き換えて解釈することも可能である。このことは前述のモルジブにおけるデータと比較することで定常性の真偽を議論することも可能である。このため、「みらい」は観測データの空間代表性とターゲットとする現象の時間変動を考慮に入れると、20~30km程度の範囲内で定点保持することが望ましい。

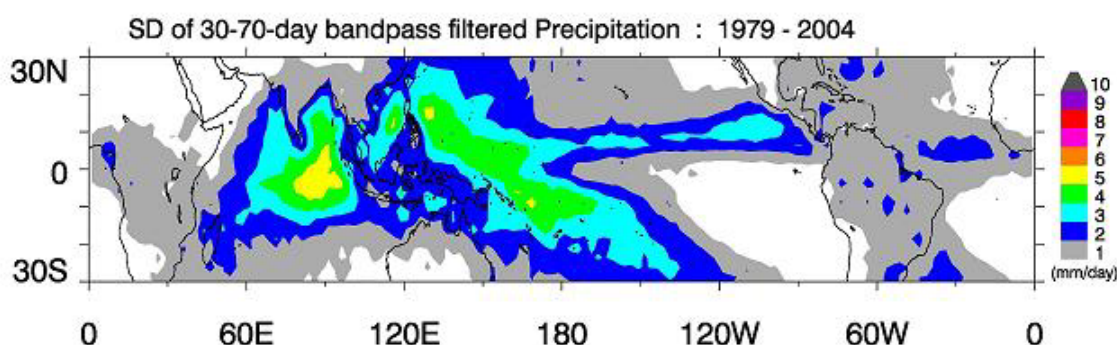


図8 30-70日のバンドパスフィルターをかけた1979-2004年のCMAP降水量データの標準偏差。

5. 「みらい」の行動予定案

想定される航路を図9に、日程を以下に記す。

2006年 10月 4日	関根浜出港 レグ1
10月 15 - 16日	シンガポール寄港 中層 ADCP 係留系及び小型トライトンブイの設置 ATLAS ブイの保守、フロート投入等
10月 26日	(0°, 80.5°E) にて定点集中観測開始
11月 24日	定点観測終了 一部係留系の回収
11月 27 - 28日	モルジブ寄港 レグ2
12月 13日	インド洋トライトンブイの設置・回収等 シンガポール入港

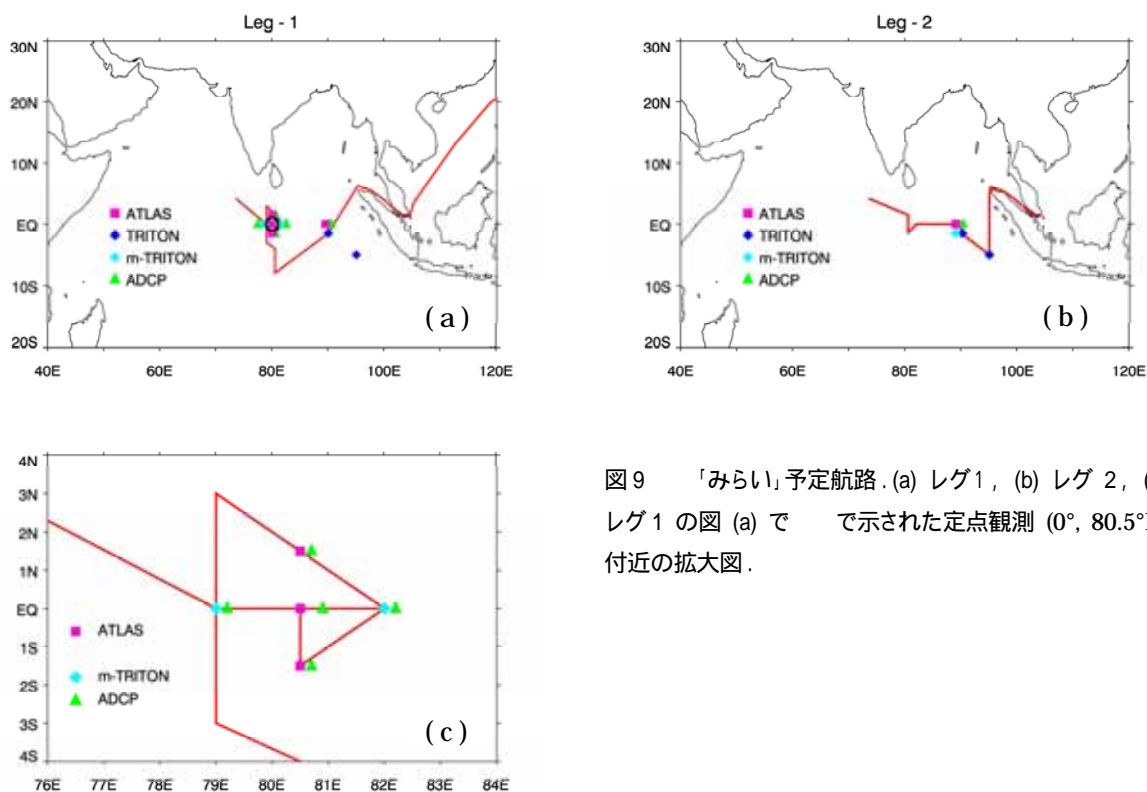


図9 「みらい」予定航路.(a) レグ1, (b) レグ 2, (c) レグ1 の図 (a) で 示された定点観測 (0°, 80.5°E) 付近の拡大図.

6. 観測機材概要

6.1 「みらい」船上観測装置

・ドップラーレーダー

降水システムの発生・発達過程を調べるため、船から半径 120km の範囲内に対し、ドップラーレーダーにより降水システムの降水強度及びドップラー速度の 3 次元構造を連続観測する。個々の積雲対流の寿命が数時間であることからボリュームスキャンは 7.5 分間隔で実施する。

・ラジオゾンデ

大気一般場の鉛直構造を把握するため、ラジオゾンデにより気圧・気温・湿度・風向・風速を計測する。特にレグ 1 の定点観測中は日変化の役割を理解する必要性から 3 時間毎に放球する。レグ 2 においては、モルジブ諸島等におけるラジオゾンデ観測との同期により大規模場の収支の観点で行うため、1 日 2 回の放球を基本として実施する。

・シーロメータ

雲の出現特性を明らかにするため、雲底計測を連続して実施する。

・一般海上気象観測 (SMET 及び SOAR) 及び海洋表層モニター

海上の基本データセットとして、気圧、気温、湿度、風向・風速、雨量、短波・長波放射量、海面水温 (インテイク用 -5m 深)、海面塩分 (同) を連続計測する。

・乱流フラックス測定装置

大気海洋相互作用の研究にとって海面フラックスデータは必須である。そこで、一般海上気象観測に加え、もっとも精度のよい渦相関法による直接測定により運動量、潜熱、顕熱、二酸化炭素などを連続計測する。

・極表層海面水温測定

海面表皮は海上風により熱交換が起きるなど表皮、海面下数 cm、数 m で海面水温が大きく変動することが知られている (e.g., Fairall et al. 1996)。海面フラックスや海面水温の日変化と積雲対流の発達の関係などを解明するためにも、従来のインテイク法による海面下数 m の水温だけでなく、海面表皮や海面下数 cm の水温を計測するため、レグ 1 の定点観測期間中、放射温度計 (ISAR と可能であれば M-AERI) とフロート型サーミスターによる計測を実施する。

・全天雲画像撮影装置

日中の雲量の時間変化を捉えるため、雲画像を連続撮影する。

・CTD

MJO に伴う積雲対流発生海域及び時期の海洋表層の基本特性や、西風バースト発生時の海洋応答を調べるためレグ 1 の定点観測期間中は水深 500m まで 6 時間毎に CTD を実施し、水温、塩分、溶存酸素を計測する。また 1 日 1 回 (以上) 採水を行い、栄養塩、pH、全炭酸などの分析を行う。

・ADCP

西風バーストに対する海洋応答を調べるため水深 400m までの流向・流速を連続計測する。

6.2 「みらい」公募による観測装置

- ・ウィンドプロファイラー（京都大学）
大気境界層を含む下部対流圏において、積雲対流の発生や維持機構の解明にとって重要な風の鉛直プロファイルを連続取得する。

- ・ライダー（国立環境研究所）
エアロゾルの放射影響を調べることを主目的に、2 波長偏光ライダーを用いて、エアロゾルの後方散乱係数の高度分布、波長依存性、雲の高度分布と相を連続観測する。

- ・95GHz 雲レーダ（東北大学・千葉大学）
降雨を伴わない段階から雲の3次元構造を捉えるため、前述ライダーと組み合わせて、雲の微物理構造を明らかにする。

- ・スカイラジオメータ（富山大学）
雲の発生だけでなく、日射・放射特性に大きな影響を持つエアロゾルの光学特性を明らかにするため、連続運用を行う。

- ・ビデオゾンデ（山口大学）
雲の発達・維持機構の解明には雲内において雲降水粒子の分布に代表される微物理構造の把握が必要である。このため、雲内の雲粒子・降水粒子をそれぞれ直接撮影し、粒径分布を求めることが出来る CCD カメラを内蔵したビデオゾンデを飛揚する。

- ・水蒸気・オゾンゾンデ（北海道大学）
熱帯対流圏界層における水蒸気濃度変動機構及び脱水過程の解明を目指し、鏡面冷却方式の高精度水蒸気ゾンデにオゾンゾンデを組み合わせた装置を飛揚させる。

- ・ディストロメータ（名古屋大学）
積雲対流の発達過程とその特徴を調べるため、降水の粒径分布を連続測定する。

- ・自動降水採取装置及び水蒸気捕集装置（JAMSTEC）
熱帯域における水循環の理解のため、海洋上で蒸発する水や降水の同位体比を求めるため、全レグ中採取を実施する。

- ・蛍光光度計付 CTD 及び光量子計（大阪府立大学）
海洋の物理構造の変動に対する植物プランクトンの鉛直分布の変化を明らかにすることを主目的に、レグ1の定点観測期間中、蛍光光度計付 CTD を水深 200m まで、3 時間毎に実施する。また日中のみ光量子計を用いて水深 200m まで計測を行う。

6.3 係留ブイ

- ・ATLAS 及びトライトンブイ（海上気象、水温・塩分、流向・流速）
海洋の変動を捉えるため、また長期変動における集中観測期間の位置づけを理解するためにも、インド洋に展開されつつある ATLAS ブイやトライトンブイからなる係留ブイ網の維持は不可欠である。このため集中観測の開始前には必要に応じ、センサーの保守などを実施する。レグ2においては、トライトンブイの回収・設置を行う。

また、ブイの浮力体自身が水温場を乱す影響を評価するため、(1.5°S, 90°E)のトライトンブイに集中観測期間中サーミスターチェーンや放射温度計を仮設し、計測を行う。

・小型トライトンブイ

回収・設置作業を容易にし、搭載センサーを絞り込んだ小型改良型のトライトンブイを2基、定点観測地点近傍の(0°, 79°E)及び(0°, 82°E)にレグ1の期間中展開し、ATLASブイ及びADCP係留系と組み合わせMJOに対する海洋応答の他、海洋表層の熱塩収支を求める。レグ1終了時にこの2基は回収する。その後、レグ2において、長期観測に向けた既存トライトンブイとの相互比較検証のため(1.5°S, 90°E)のトライトンブイの近傍に1基再設置し、長期係留を開始する。

・中層ADCP係留系(流向・流速プロファイル)

MJOに伴う西風バーストに対する海洋応答、海洋混合層の熱・運動量収支などの研究のため、中層ADCP係留系を既存の(0°, 90°E)に加え、「みらい」定点観測位置を中心に(1.5°N, 80.5°E), (1.5°S, 80.5°E), (0°, 79°E), (0°S, 82°E)の4点にレグ1期間中展開する。なお、(0°, 81°E)にはNOAAがADCP係留系を設置しているため、データ提供を依頼する。

6.4 中層フロート

・Argoフロート

インド洋を含む全球的な水温・塩分分布を調べる海洋観測網の1つである国際プロジェクトArgo計画の一環として、Argoフロートを投入する。投入地点・投入本数はインド洋航海時点における展開状況により最終決定する。

・Argo型プロファイリングフロート

MJOに伴う海洋表層の応答について時間的に密に調べるために、Argo型の、つまり自動昇降式のプロファイリングフロートを用いて、水温・塩分を1日1回、水深500mから海面まで浮上させ、計測を行う。投入候補地点は80.5°E線上の8°S, 6°S, 4°S, 3°Sと79°E線上の1°S, 0.5°S, 0°, 0.5°N, 1°N, 3°Nの10箇所、レグ1の定点観測開始前に投入する。フロートの移動状況に応じて、レグ1の途中ないしレグ2の開始時点で同じ箇所にフロートを再投入することもある。

6.5 陸上気象観測サイト

・モルジブ諸島における観測サイト

モルジブ気象局の協力を得て、以下の各サイトにおいて観測を実施する。

Gan 島 (0.7°S, 73.2°E)

ラジオゾンデ 9月25日 - 10月24日、11月26日 - 12月25日 1日2回 (00, 12 UTC)
10月25日 - 11月25日 1日4回 (00, 06, 12, 18 UTC)

GPS水蒸気測定

一般地上気象(気圧、気温、湿度、風向・風速、日射量、雨量)

シーロメータ

ディストロメータ

降水及び水蒸気の安定同位体観測

Xバンド・ドップラーレーダー

Hulhule 島 - Male (4.2°N, 73.5°E)

ラジオゾンデ 10月25日 - 11月25日 1日2回 (00, 12 UTC)

GPS水蒸気測定

一般地上気象(気圧、気温、湿度、風向・風速、日射量、雨量)

Kadhoo 島 (1.9°N, 73.5°E)

- 一般地上気象（気圧、気温、湿度、風向・風速、日射量、雨量）
- ・インドネシア・スマトラ島における観測プロジェクトとの協力
スマトラ島のコトタバン近傍にて観測サイトを展開する JAMSTEC / IORGC 広域水循環グループや京都大学などの研究グループと協力し、ラジオゾンデ、レーダーなどのデータを相互に提供しあうことで、空間構造の研究に資する。

6.6 その他の観測データ

・人工衛星データ

MJO は大規模な変動現象であることから、全体像の把握が不可欠である。このために人工衛星データ利用は必須である。

MTSAT , INSAT	...	可視・赤外画像
TRMM	...	降雨の 3 次元分布
DMSP (SSM/I)	...	水蒸気量
QuikSCAT	...	海上風
CloudSat	...	雲の 3 次元分布
Aqua (AIRS)	...	気温・湿度の 3 次元分布

6.7 数値モデル

・高分解能数値モデル

現象の物理的解釈のためにも数値モデルの利用は不可欠である。観測結果をシミュレーションすることによる解析研究だけでなく、全球大循環モデルへの観測データの取り込みなども必要となる。具体的には以下の項目などを実施する。

- 全球雲解像モデルによる予測実験結果と観測データとの比較検証
- 高解像度海洋モデルによる表層海流変動の再現とメカニズムの解析
- アジョイント法による同化結合モデルを用いた逆解析による大気擾乱起源の検討
- 観測データ取込みのインパクト実験

・LES 及び雲解像モデル

積雲対流の発生・発達過程の解明のため、LES (Large Eddy Simulation) や雲解像モデルを用いた数値実験を観測データを利用して行う。

7. 参加予定機関

7.1 実施主体機関

海洋研究開発機構 地球環境観測研究センター
海洋工学センター

7.2 JAMSTEC との MOU に基づく研究協力機関

インド国立海洋研究所
モルディブ気象局

7.3 「みらい」公募採択課題 代表者所属機関

大阪府立大学 海洋システム工学分野
岡山大学 理学部
京都大学 生存圏研究所
国立環境研究所
東北大学 大気海洋変動観測研究センター
富山大学 理学部
名古屋大学 地球水循環研究センター
北海道大学 大学院地球環境科学研究院
山口大学 農学部

7.4 観測支援

(株)グローバルオーシャンディベロップメント
(株)マリンワークジャパン

8. 問い合わせ先

本計画に関する問い合わせ先及び各種情報の提供場所は、以下の通り。

メールによる問い合わせ : mismo@jamstec.go.jp

MISMO ホームページアドレス : <http://www.jamstec.go.jp/iorgc/mismo/>

引用文献

- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. S. Godfrey, G. A. Wick, J. B. Edson, and G. S. Young, 1996: Cool-skin and warm-layer effects on sea surface temperature. *J. Geophys. Res.*, **101**, 1295-1308.
- Flatau, M., P. J. Flatau, P. Phoebus, and P. P. Niiler, 1997: The feedback between equatorial convection and local radiative and evaporative processes: The implications for intraseasonal oscillations. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2373-2386.
- Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: A composite study of onset of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2227-2240.
- Hendon, H. H., and B. Liebmann, 1990: The intraseasonal (30-50day) oscillation of the Australian summer monsoon. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2909-2923.
- Hsu, H.-H., B. J. Hoskins, and F.-F. Jin, 1990: The 1985/86 intraseasonal oscillation and the role of the extratropics. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 823-839.
- Hu, Q., and D. A. Randall, 1994: Low-frequency oscillations in radiative-convective systems. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1089-1099.
- Johnson, R. H., T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate*, **12**, 2397-2418.
- Kemball-Cook, S., and B. C. Weare, 2001: The onset of convection in the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **14**, 780-793.
- Lin, J., B. Mapes, M. Zhang, and M. Newman, 2004: Stratiform precipitation, vertical heating profiles, and the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 296-309.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702-708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the Tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109-1123.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 1998: Frictional moisture convergence in a composite life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J. Climate*, **11**, 2387-2403.
- Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2001: The Madden-Julian oscillation, barotropic dynamics, and north Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2545-2558.
- Masumoto, Y., H. Hase, Y. Kuroda, H. Matsuura and K. Takeuchi, 2005: Intraseasonal variability in the upper layer currents observed in the eastern equatorial Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L02607, doi:10.1029/2004GL021896.
- McPhaden, M. J., 1999: Genesis and evolution of the 1997-98 El Nino. *Science*, **283**, 950-954.
- O'Brien, J. J., and H.E. Hurlburt, 1974: Equatorial jet in the Indian Ocean: Theory. *Science*, **184**, 1075-1077.
- Raymond, D.J. ., 2001: A new model of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2807-2819.
- Seo, K.-H. and K.-Y. Kim, 2003: Propagation and initiation mechanisms of the Madden-Julian oscillation. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4384 10.1029/2002JD002876.
- Slingo, J. M., K. R. Sperber, J. S. Boyle, J.-P. Ceron, M. Dix, B. Dugas, W. Ebisuzaki, J. Fyfe, D. Gregory, J.-F. Gueremy, J. Hack, A. Harzallah, P. Inness, A. Kitoh, W. K.-M. Lau, B. McAvaney, R. Madden, A. Matthews, T. N. Palmer, C.-K. Park, D. Randall, and N. Renno, 1996: Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: result from

- an AMIP diagnostic subproject. *Cli. Dyn.*, **12**, 325-357.
- Slingo, J., P. Inness, R. Neale, S. Woolnough, and G.-Y. Yang, 2003: Scale interactions on diurnal to seasonal timescales and their relevance to model systematic errors. *Ann. Geophys.*, **46**, 139-155.
- Sperber, K. R., 2003: Propagation and the vertical structure of the Madden-Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 3018-3037.
- Steiner, M., R. A. Houze, Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978-2007.
- Wang, B., 1988: Dynamics of the tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2051-2065.
- Wang, B., and H. Rui, 1990: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.
- Webster, P. J., E. F. Bradley, C. W. Fairall, J. S. Godfrey, P. Hacker, R. A. Houze, Jr., R. Lukas, Y. Serra, J. M. Hummon, T. D. M. Lawrence, C. A. Russell, M. N. Ryan, K. Sahami, and P. Zuidema, 2002: The JASMINE pilot study. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1603-1630.
- Woolnough, S. J., J. M. Slingo, and B. J. Hoskins, 2000: The relationship between convection and sea surface temperature on intraseasonal timescales. *J. Climate*, **13**, 2086-2104.
- Wyrtki, K., 1973: An equatorial jet in the Indian Ocean. *Science*, **181**, 262-264.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.
- Yasunari, T., 1979: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon. *J. Meteor. Soc. Japan*, **57**, 227-242.
- Yoneyama, K., 2003: Moisture variability over the tropical western Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 317-337.
- Yoneyama, K., and M. Katsumata, 2006: In situ observational features of moisture field during the convectively active phase of the tropical intraseasonal variability. *Mon. Wea. Rev.*, submitted.
- Yoshida, K., 1959: A theory of the Cromwell current (the equatorial undercurrent) and of the equatorial upwelling - an interpretation in a similarity to a coastal circulation. *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, **15**, 159-170.
- Zhang, C., and M. Dong, 2004: Seasonality of the MJO. *J. Climate*, **17**, 3169-3180.