

図 2.5.8 | IOD イベントの典型的な発生・成熟・終息のライフサイクル

えにくい。例えば、IODの構造はENSOのように半年以上にわたって継続せず、秋にピークを迎え、翌年の春には終息してしまう。このことは、モンスーンの季節性がIODのペースメーカーであることを示唆するもので、インド洋の大気海洋相互作用の重要な特徴の一つである。

最後にIODの発生から消滅にいたる大気海洋相互作用について、1997/98年のIODイベントを基に模式図(図2.5.8)を用いて説明する。夏にENSOに伴う東風偏差(DEW)がインド洋に現れると、西インド洋での西風成分が小さくなり、海面での蒸発冷却量の減少とソマリア沖の沿岸湧昇の弱化によって、結果として西インド洋における海面水温は上昇に転ずる。一方、東インド洋のスマトラ島沖合での夏の基本風は南東風であるので、DEWがこの気候値と重なることで、さらに風速が増大する。このため、スマトラ島の西方海域では、沿岸湧昇と蒸発冷却の強化を介して、海面水温の低下が始まる。

秋になるとIODの構造が確立する。西インド洋では、暖かい海面水温に起因した対流活発域に対流圏の下層で東風が吹き込み(気候学的な西風である

ウィルティキジェットを打ち消すほど明瞭な東風偏差)、その上層で発散するとともに、海洋大陸から東インド洋上で再び収束し、沈降流となって下層で発散域を形成する。この時期の東インド洋では、海面水温が極小となり、海洋内部も湧昇の強化に伴い温度躍層の深度は浅くなる。この結果、東インド洋上の対流活動は強く抑制され、下層の発散循環がさらに強められる。この発散風は東風となって西インド洋に吹き込むので、系全体として正のフィードバックシステムとなっている。

秋の後半から冬にかけては、赤道域での東風、 20°S 付近の西風によって引き起こされるエクマン輸送が 10°S 付近で収束し、この暖水塊が西進する暖水ロスビー波(downwelling Rossby wave)となって西インド洋に到達する時期にあたる。このため、西インド洋での海面水温の正偏差が極大になり、周辺の対流活動も活発化する。

IODが終息する時期に相当する春には、西インド洋に蓄積された暖水が、東風偏差の弱化とともに、今度は東向きの赤道ケルビン波となって東インド洋に伝播し、スマトラ島の西方海上での昇温をもたらす。この時期の東インド洋上では、湧昇を引き起こす南東風が卓越していないことも、海水温の上昇理由の一つである。このように、東西インド洋の海面水温偏差のピーク時期の位相差を理解するためには、海洋力学の効果を加味する必要がある。

2.5.3 インド洋のコンデンサー効果

図2.5.6(b)や図2.5.7に見られるように、インド洋の全域昇温は、(1)ENSOによる赤道モンスーンの変調や、(2)IODの終息に伴って生じている。(1)に関しては海洋混合層モデルの感度実験、(2)に関しては1997/98年のIODイベントに基づいているので、インド洋のコンデンサー効果(capacitor effect)を説明する前に、長期間の観測データからENSOとインド洋の全域昇温との関係を検証しておく。図2.5.9はNiño3.4領域の12月の海面水温に対する熱帯インド洋の海面水温のラグ相関を示したものである。熱帯インド洋の海面水温(TIO-SST)の時系列は全体として、Niño3.4領域に対して2~3か月遅れて変動している。このようにENSOのシグナルがインド洋に埋め込まれ、数か月後にインド洋で振幅が最大になるということは、ENSOの情報が形

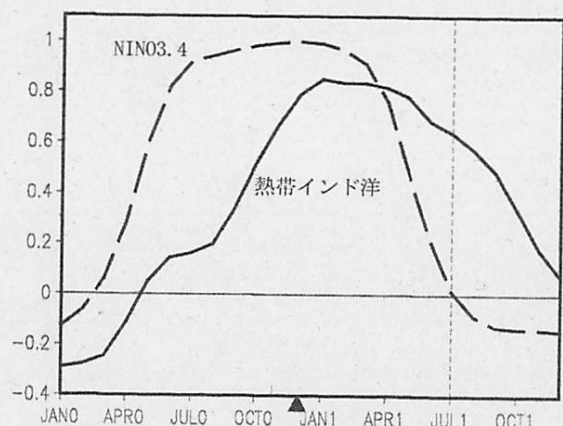


図 2.5.9

3か月平均(11月[0]~1月[1])のNiño 3.4領域(170°W-120°W, 5°S-5°N)の海面水温と熱帯インド洋(40°E-100°E, 20°S-20°N)の海面水温の相関係数 [0], [1]はそれぞれエル・ニーニョの発達年, 消滅年を示す。破線はNiño 3.4領域の海面水温の自己相関, 黒塗りの三角形はエル・ニーニョの最盛期である12月[0]を示す(Xie et al., 2009による)。

を変えてインド洋に蓄積されていることを示している。

次にインド洋の全域昇温の影響を考える。図 2.5.10 は冬季インド洋の全域昇温に相当する海面水温偏差を数値モデルに与えた場合の、大気と海洋の応答を実験的に調べたものである。熱帯太平洋域では東風偏差が卓越し、この風偏差によって引き起こされた赤道湧昇によって、160°E 以東では負の海面水温偏差が生成されている。このような海洋と大気の応答は、前述の遅延振動子のラ・ニーニャの状態に相当するので(図 2.1.9(c)参照)、西太平洋上に見られる馬蹄形の正の海面水温偏差も、東風偏差に伴う海洋の力学的応答として解釈が可能である。

西太平洋上の高気圧性循環は、ENSO と日本の冬季の天候を考える上で重要な要素の一つである。気候学的には、冬季モンスーンに伴う寒気の吹き出しは、日本付近からフィリピンの北側を北東気流となって南下する。ところがエル・ニーニョ時には西太平洋上で高気圧性の偏差が卓越するので、北東気流が

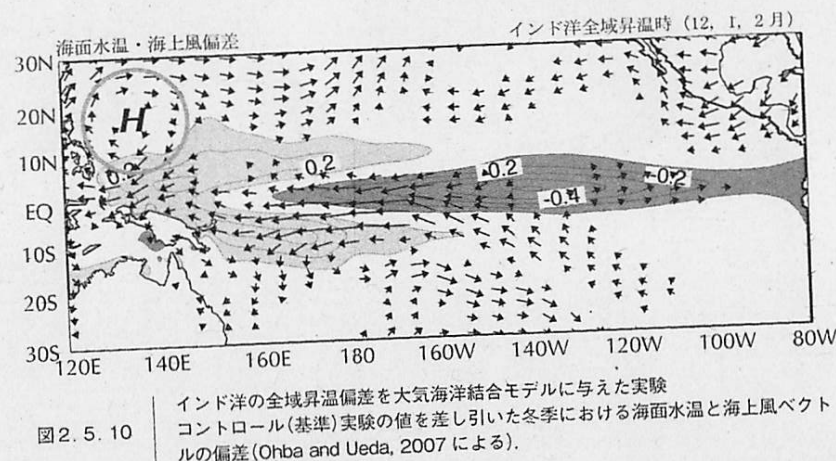


図 2.5.10 インド洋の全域昇温偏差を大気海洋結合モデルに与えた実験コントロール(基準)実験の値を差し引いた冬季における海面水温と海上風ベクトルの偏差(Ohba and Ueda, 2007 による)。

弱められ、結果として日本付近は暖冬となる場合が多い(図 2.1.8(a)参照)。

エル・ニーニョ現象の影響は冬に最も顕著に現れるが、ENSO の終息後も引き続き ENSO の影響が日本に現れる傾向が見られる。この位相差の問題は季節予報の観点からも重要な課題であり、これまで様々な研究が行われてきた。大別すると、(1)インド洋から西太平洋への外部強制、(2)西太平洋での局所的な大気海洋相互作用、(3)ENSO-モンスーン論、という3種類の理論に集約できる。(3)に関しては次章で詳しく扱うので、本項では(1)と(2)を順に説明する。

図 2.5.10 を子細に見ると、フィリピン海付近には、ENSO による直接応答以外に、インド洋の全域昇温によっても高気圧性循環が強化されている(図中の H の印)。インド洋の全域昇温は、ENSO に遅れて生じるので、必然的にフィリピン海周辺の高気圧性偏差も冬から翌年の春にかけて強化されることが予想される。つまり ENSO が終息した後においても、西太平洋上で高気圧性循環が引き続き維持される理由として、インド洋からの外部強制を考慮すれば季節的な位相差を整合的に説明できる。

次に(2)に相当する局所的な大気海洋相互作用を考える。図 2.5.11 は、エル・ニーニョのピーク時の大気海洋相互作用の様子を模式的に示したものである。西太平洋上の赤道から離れた亜熱帯域では、負の海面水温偏差に起因し

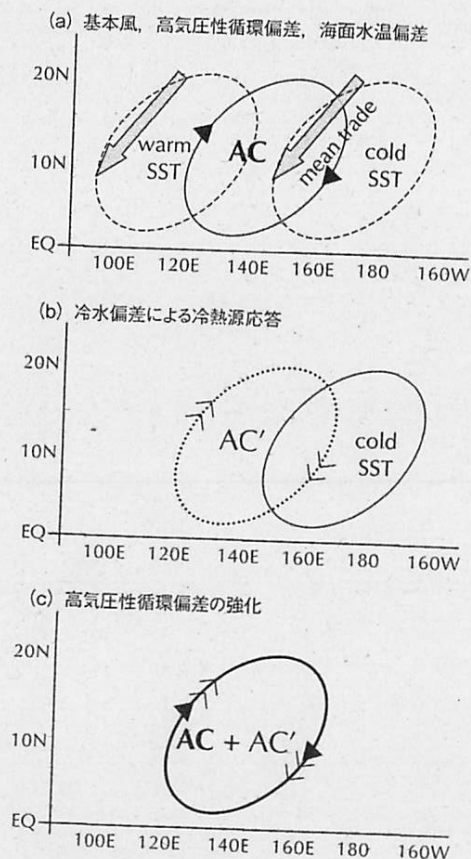


図2.5.11

エル・ニーニョ時の西太平洋上における大気海洋相互作用
 (a)初期状態: 冷たい海面水温に起因した大気の冷熱源応答をAC(高気圧性循環)と表記。ACの東(西)側では、基本風である北東貿易風(太矢印)との重ね合わせで風速が増大(減少)する。
 (b)蒸発冷却の強化に伴う冷水偏差の生成と冷熱源応答による高気圧性循環の偏差(AC'), (c)高気圧性循環の強化。(a)はWang et al.(2000)による。(b), (c)は著者作成。

て、高気圧性循環の偏差が生成される(上段のAC)。冬季の西部北太平洋では北東貿易風が卓越している(ここでは基本風と呼ぶ)、高気圧性循環の東側では、基本風に北東風偏差が重なることでさらに風速が増大し、海面熱交換の強化を介して海面水温が低下する(上段のcold SST)。一方、循環の西側では

海面水温偏差(Niño3.4領域)

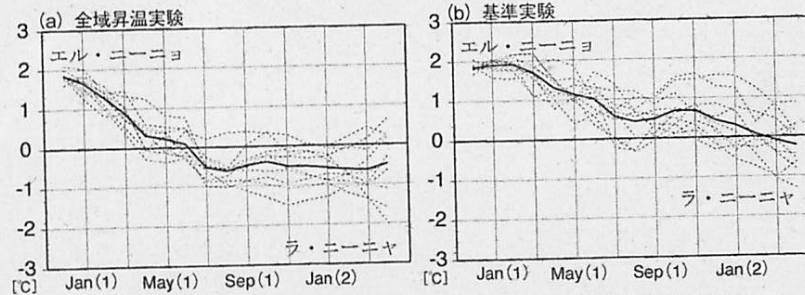


図2.5.12

赤道東太平洋(Niño3.4領域: 170°W-120°W, 5°S-5°N)におけるエル・ニーニョからラ・ニーニャへの遷移
 (a)インド洋の全域昇温を気候モデルに与えた場合、(b)コントロール(基準)実験。太線は10メンバーのアンサンブル平均値(Ohba and Ueda, 2007による)。

西風成分の偏差が基本風と打ち消し合うことでスカラー風速が減少し、結果として海面水温は上昇に転ずる(上段のwarm SST)。

新たに作られた冷水偏差の西側では、冷熱源応答によって高気圧性の循環が生まれるので(中段のAC'), 初期状態として存在していた高気圧性偏差がさらに強化される。このような高気圧性循環と海面水温との間に生じるフィードバックプロセスは、最初に存在していた高気圧性偏差の位置を変えずに、その強度を強めるように作用する(下段)。つまり初期状態として負の海面水温偏差が与えられれば、高気圧性偏差の局在化とその延命が合理的に説明される。

インド洋の全域昇温の影響がENSOの遷移に与える影響を考える。図2.5.12(a)はエル・ニーニョの状態です。インド洋の全域昇温を気候モデルに与えた場合、赤道東太平洋(Niño3.4領域)における海面水温偏差の季節遷移をプロットしたものである。正偏差から負偏差への移行は、(b)図の基準実験と比べると、半年以上も早くなっている。図2.5.10で見られたように、インド洋に正の海面水温偏差を与えると、太平洋からインド洋に吹き込む東風が強化されるので、中央太平洋から西太平洋にかけての赤道域では、赤道湧昇によって海水温が下がる。遅延振動子理論に従えば、この冷水塊はケルビン波となって東太平洋に伝播し、温度躍層の上昇、すなわち海水温の低下を引き起こす。このように、インド洋の全域昇温は、エル・ニーニョからラ・ニーニャへの遷移

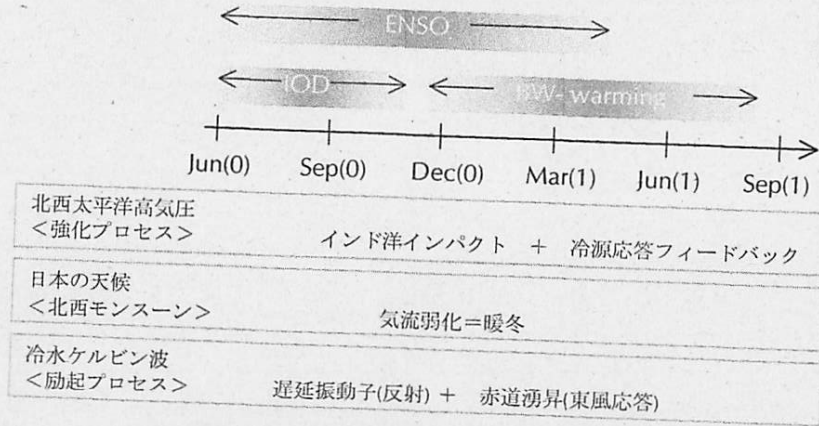


図 2.5.13

インド洋のコンデンサー理論の概略図
 上半分はモンスーンを介した ENSO, IOD, インド洋の全域昇温の連鎖。下半分は北西太平洋上での高気圧循環偏差の強化および ENSO のスムーズな遷移における全域昇温の役割。BW は basin-wide を表す。図は Xie et al. (2009) による。

を加速させるように働く。

最後に ENSO, IOD イベント, インド洋の全域昇温の関係を時間発展としてまとめておく(図 2.5.13)。夏に ENSO が発現すると, インドモンスーンや赤道モンスーンの変調を介して, 秋に IOD イベントが引き起こされ, IOD が終息する冬から翌年の夏にかけては, インド洋での全域昇温が生じる。北西太平洋での高気圧性循環偏差は, ENSO の最盛期である冬に最も顕著に発現し, その強度が春頃まで維持されている。この理由は, インド洋での全域昇温による外部強制と, 西太平洋での局所的な大気海洋相互作用に求めることができる。インド洋の全域昇温に伴う赤道太平洋上の東風偏差の強化は, 遅延振動子理論における冷水ケルビン波の励起, さらには充填・放出振動子理論における赤道方向へのスウェルドラップ輸送を増大させることで, エル・ニーニョからラ・ニーニャへのスムーズな遷移に寄与している。このように, ENSO の情報が一度インド洋に埋め込まれ, その影響が時間差を伴って発現することから, 一連の流れをインド洋のコンデンサー理論と呼ぶようになった。

第2章 注

- 1: ある現象に対して特異な年を抽出して平均を求め, 気候平均値を差し引いた値, コンポジット偏差(composite anomaly)とも呼ばれる。
- 2: 暖水偏差域での対流活発化に伴う対流加熱は, 松野-ギル型のロスビー応答を引き起こし, 対流圏下層に低気圧性の循環を生み出す。一方, 冷水偏差域では対流活動が抑制されるため, 負の加熱偏差としてロスビー波を励起し, 高気圧性の循環が冷源の北西側と南西側に生じる。
- 3: 波はフーリエ展開によって三角関数で表される。一方, 三角関数はオイラー公式を用いると指数表現が可能である。つまり波は指数表記できる。指数関数の微分は $(e^{i\theta})' = ie^{i\theta}$ のように指数関数の係数倍になるので, 微分した際に式の両辺に同じ指数関数があればそれらは消去でき, 最終的に係数の関係が得られる。浅水方程式からは分散関係(dispersion relationship)と呼ばれる波数と振動数の関係が求まる。
- 4: 海上風は年平均にもかわらず, 南インド洋では南東風, 北インド洋では西風が卓越している。これは北半球側に大陸が集中していることに起因する。
- 5: 赤道付近を中心に南北両半球にわたった議論を行うが, 本書中での春夏秋冬は北半球の季節区分に基づく。

参考文献

- Anderson, D. L. T. and J. P. McCreary, 1985: Slowly propagating disturbances in a simple coupled ocean-atmosphere system. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 615-629.
- Chao, T. and S. G. H. Philander, 1993: On the Structure of the Southern Oscillation. *J. Climate*, **6**, 450-469.
- Guilyardi, E., 2006: El Niño-mean state-seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, **26**, 329-348.
- Halpert, M. S. and C. F. Ropelewski, 1992: Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J. Climate*, **5**, 577-593.
- Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813-829.