

トンレサップ湖周辺域における局地循環による 対流発生メカニズムと水蒸気輸送への影響

MECHANISM OF LOCALLY-INDUCED CONVECTION DEVELOPMENT AND
ITS EFFECTS ON VAPOR TRANSPORTATION OVER TONLE SAP LAKE AREA

辻本 久美子¹・小池 俊雄²

Kumiko TSUJIMOTO and Toshio KOIKE

¹学生会員 東京大学大学院工学系研究科 博士課程 (〒113-8656 東京都文京区本郷七丁目3-1)

²正会員 工博 東京大学大学院工学系研究科 教授 (〒113-8656 東京都文京区本郷七丁目3-1)

Mechanisms of the development of local circulation and convective updraft around Tonle Sap Lake were examined by using a non-hydrostatic model (ARPS) coupled with a land surface scheme (SiB2). Two atmospherically calm periods with little influence of the monsoon were selected as this research targets: one was in April with around the minimum lake area and the other in October with the almost maximum. The results of the numerical simulation show clear local circulations induced by the lake-land contrast and the mountain topography. Convective updraft was formed during daytime at the lakeshore due to the lake breeze both in April and October. During nighttime, a lined up convective system was formed only in October when the difference of air-mass density between over land and lake was larger. These convective activities are considered to correspond to the rainfall events in the southwest region in the evening in October and on the lake during nighttime in April.

Key Words : convection, local circulation, Tonle Sap Lake, water vapor transportation

1. はじめに

国際河川メコン河の下流域に位置するカンボジアのトンレサップ湖は、メコン河水位の季節変化に伴い、乾季から雨季に湖面積が5倍程度まで変化する。地表面状態が気象に与える影響については、湖陸循環に関するものの他、森林伐採や灌漑による影響等が研究されてきており^{1), 2)}、気温や地表面熱収支、ひいては降水系にも影響を与えることが示されている。トンレサップ湖周辺域では、湖面積の季節変化が気象環境形成の上で大きな役割を果たしていると考えられるが、この巨大湖沼が周辺水文気象環境に与えている影響は十分に解明されていない。

一方で、トンレサップ湖の面積がメコン河の水位に依存していること、湖周辺では灌漑施設への依存度が低い雨水/氾濫水利用の稲作が盛んであることから、この湖の存在が周辺地域の水文気象環境形成にどのような影響を及ぼしているのか、またそれが湖面積によってどのように異なるのか、そのプロセスを明らかにすることが、湖面積変化に伴う気象環境への影響を定量的に評価し今後の水資源管理に活かしていく上で重要と考えられる。

そこで本稿では、雲微物理や放射スキームに優れていて対流発生を良く表現し、かつ土地利用ごとの大気-陸

面相互作用を効果的に表現するモデルを用いることにより、この湖の存在と湖面積変化が周辺地域の降水に与える影響について検討する。また、そのメカニズムを理解するため、湖が対流発生に及ぼす影響とそのプロセスを明らかにし、それが水蒸気輸送に及ぼす影響を検討する。

2. 対象地の概要と解析対象日の選定

(1) 広域大気場の季節変化と解析対象日の選定

本対象域は、熱帯モンスーン気候帯に立地し、明瞭な雨季と乾季を有する。インドシナ半島における観測及び数値計算結果¹⁾にも示されるように、地表面状態に起因する局地循環は、モンスーン等の広域大気場に依存する卓越風が弱いときに明瞭に現れることが期待される。そこで本研究では、東西風を基準に夏季モンスーンの影響を評価し、気象庁長期再解析データJRA25 (空間分解能1.25°) によるインドシナ半島 (図-1のgrid2の領域に対応) 上空850hPa面の東西風の領域平均値がほぼゼロとなる時期を解析対象期間とした。加えて、インドシナ半島全域が高気圧に覆われており、地上観測3地点での降水量がほぼゼロとなるような静穏日が続く期間を選択し、これらの条件を満たす (i) 2004年4月19~22日 (夏季モン

スーン開始直前), (ii) 2004年10月18~21日(夏季モン
スーン終了直後)の2期を解析対象期間として選定した。

(2) トンレサップ湖の水文環境と現地観測

対象域では雨季(5~10月頃)と乾季(11~4月頃)が存在し、
トンレサップ湖の面積は大きく季節変化する。本稿で用
いる現地観測地点は、首都プノンペン、プノンペン近郊
の水田、トンレサップ湖面上の3地点(図-1)であり、2003
年6月から気温、湿度、風向、風速、降水量、短波/長波
の上向き/下向き放射量などが毎時記録されているほか、
湖上観測点では湖面温度と水位も観測されている³⁾。湖
水深は5~6月頃に最低(約0.8m)、10月上旬に最高(約9m)
となり、それに伴い湖面積も大きく変化する。よって、
対象期間の2時期(以降それぞれ「4月」、「10月」と表記
する)では、大気場のみならず、湖面積も大きく異なる。

3. 使用するモデル及び計算の設定

(1) 使用するモデル

本研究では、オクラホマ大学で開発された非静力数値
領域気象モデルARPS(Advanced Regional Prediction
System)に陸面過程モデルSiB2(Simple Biosphere Model)
を導入したモデル⁴⁾を使用した。SiB2に含まれていない
水域(湖も含む)に関しては、バルク法で計算した。

ARPSは圧縮性流体のNavier-Stokes式に基づく。主な
オプションとしては、降水過程としてLinによる3種類の
氷相(雲氷、雪、雹・霰)を含む雲微物理過程パラメタ
リゼーションとKain-Fritschによる対流積雲パラメタリ
ゼーションを、乱流過程として乱流運動エネルギーに基

づく1.5次のクロージャースキームを、大気放射として
Chou-Suarezによる雲の影響を考慮した方法を採用した。

(2) 計算領域及び計算格子

計算は3次元領域で行い、One way nestingにより周辺海
洋を含むインドシナ半島全域(grid1)からトンレサップ周
辺域(grid3)まで3段階で絞り込んだ(図-1)。計算格子の数
(nx, ny, nz)と間隔(dx, dy),大気上端の位置(ztop),ARPS計
算時間間隔(dt)及び陸面過程SiB2計算時間間隔(dtsfc)は
表-1の通りである。計算格子の鉛直間隔は地表面付近で
30mとし、上空へ行くにしたがって大きく設定している。

(3) 使用するデータと地表面状態

grid1の初期値と側方境界はNCEPの全球再解析データ
AVN/GFS(空間分解能1.0°,時刻:00,06,12,18UTC)
を用い、計算格子に内挿した。表面温度の初期値は同再
解析データにより与えられるが、湖面についてのみ、現
地観測表面温度を初期値として湖面全体に均一に与えた。
地形、植生タイプ、土壌タイプはともに空間分解能30秒、
NDVIは空間分解能10分の全球データセットを用いた。
LAI、地表面粗度、植生割合は植生タイプとNDVIの関
数として与えた。ここで、植生タイプとして用いた
USGSの月別データは、水域グリッドが各月を通して一
定で、湖面積の季節変化を表していない。そこで、湖上
観測点での観測水位から推定した湖面積を基準に、標高
データを参考に湖面積を調整した。この際、水域から陸
域に変更したグリッドでは、実際の状況に合わせて植生
タイプは農地、土壌タイプはシルトとし、初期土壌水分
は近隣グリッドの平均値(再解析データから得る)を用
いた。対応して、NDVI, LAI, 地表面粗度も修正した。
なお、初期土壌水分量(体積含水率)は、雨季直前の4
月は0.15~0.20, 雨季直後の10月は0.30~0.35程度である。

このように作成した植生タイプデータ(図-2(a),(d))
では、grid3において、湖が全体の0.9%(4月)または7.0%
(10月)、農地44~48%,常緑樹17%,落葉樹12%等となっ
ている。地形(図-3)は、北部に300~400m級,南西部に
1,000~1,200m級の山地があり、湖周辺は平地である。

表-1 各領域の計算格子および計算時間ステップ

	nx × ny × nz	dx, dy [km]	ztop [km]	dt [sec]	dtsfc [sec]
grid1	73 × 73 × 39	30	18.0	18	120
grid2	93 × 93 × 39	10	16.2	12	60
grid3	103 × 103 × 39	4	14.4	6	30

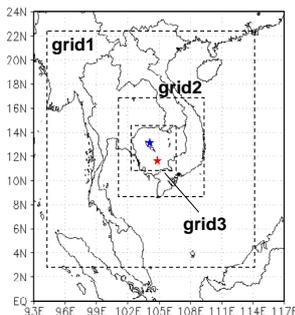


図-1 計算領域。grid3が解析対象域。
現地観測所はプノンペン及び
その近郊の水田()と湖面()

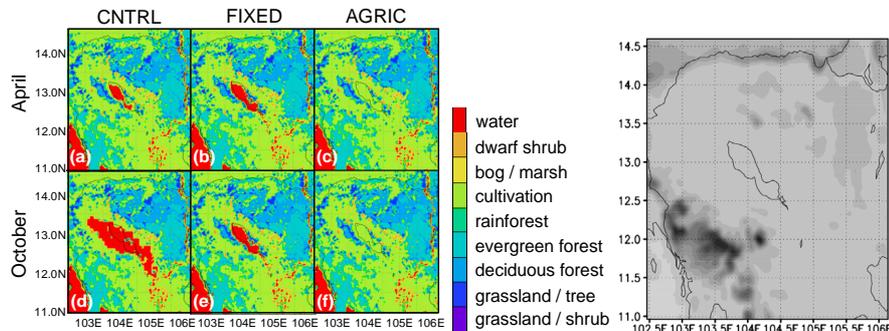


図-2 各数値実験に用いた地表面状態(grid3)
(a)と(d)が現況(CTRL)。
領域左下の水域は海洋

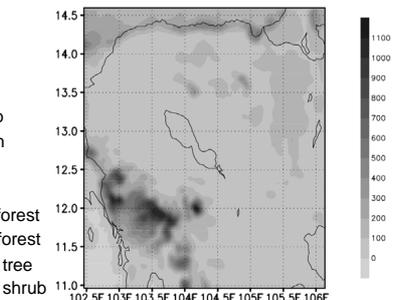


図-3 対象領域(grid3)の標高[m]。
領域左下は海洋

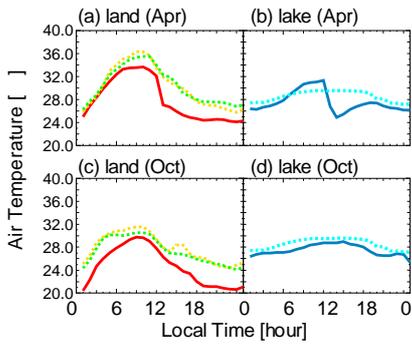


図-4 気温に関する検証結果。現地観測値(点線、陸域は近接する2地点)及びその地点における計算値(実線) (a)4月陸域; (b)4月湖面; (c)10月陸域; (d)10月湖面

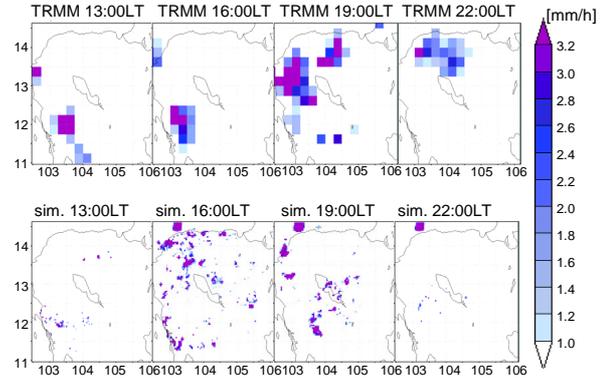


図-5 降水量に関する検証結果(2004/4/20)。TRMM観測雨量(上段)及び計算雨量(下段)。左より、13:00LT、16:00LT、19:00LT、22:00LT

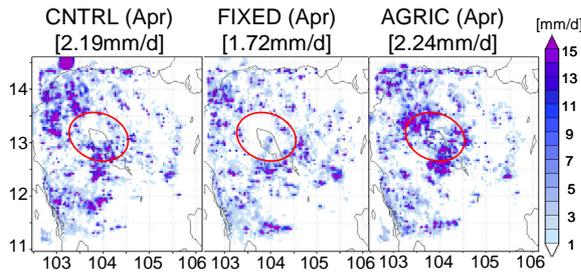


図-6 各湖面積のもとで計算された4月の日降水量。[]内は領域平均雨量。
注)各図の湖湖は地図上の位置を参考として示しており、数値実験に伴う湖面の大小は描画していない。

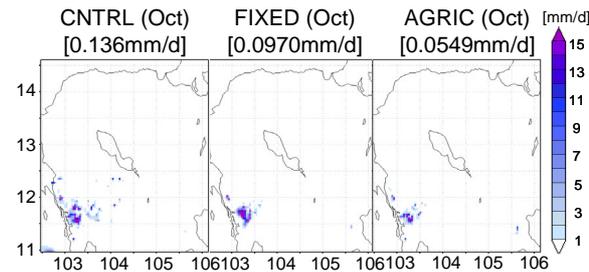


図-7 図-6に同じ。
但し、10月に関する結果。

(4) 地表面状態を変えた数値実験

各月について、CNTRL、FIXED、AGRICの3ケースの数値実験を行った(図-2)。“CNTRL”は現況の湖面積を用いたコントロールランであり、前項で述べた地表面データを用いた。湖面積は4月で1,600km²、10月で12,304km²である。“FIXED”はUSGSの全球土地利用データから得られたオリジナルの湖面積であり、湖面積(3,728km²)は4月と10月で等しい。“AGRIC”は湖が存在しない場合である。全てのケースに対して、湖面積の変更に伴い、前項で述べた地表面データ作成方法に従って植生タイプ、土壌タイプ、土壌水分、その他の地表面データを修正した。

各数値実験は、湖面積変化に伴う影響評価とともに、同じ湖面積のもとで広域大気場によって生じる影響(両月のFIXED間の比較)や、同じ大気場のもとで湖面積によって生じる影響(各月内での3実験間の比較)について検討することで、現況プロセス理解のためにも用いる。

(5) モデルによる計算結果(CNTRL)の検証

数値計算結果の妥当性評価のため、気温、純放射、潜熱・顕熱フラックスについて主に現地観測データと比較した。純放射と各フラックス及び日中の気温はほぼ良好な再現結果を示したが、夜間の陸面気温は両月とも最大で4K程度モデルが過小評価する傾向にあった(図-4)。

降水量については主にTRMM(3時間ごと、空間分解能0.25°)と比較した。10月には南西部山地付近で午後以降に降水があり、他の地点では降水が生じないが、これは良く再現されていた。4月には昼過ぎに南西部山地で雨が

降り始め、深夜にかけて雨域が領域北部へ移動する傾向があるが、これは計算結果では定量的には過剰であるものの、日周変化が定性的に良く再現されていた(図-5)。初期値の設定などの理由で、モデルの再現性は必ずしも完全ではないが、対象地域の特徴的な日周変化のメカニズムを、本モデルの計算結果に基づいて議論する。

4. 湖面積の違いによる降水量への影響

各湖面積のもとで計算された日降水量を、図-6(4月)及び図-7(10月)に示した。4月の場合、湖が存在するほど、また、湖面積(CNTRL < FIXED)が大きいほど、湖の中心部～北部にあたる地域(図-6の赤丸部)で降水量が減少する傾向があった。10月の場合、湖の有無・大小に拘わらず湖南西部の山岳地帯で少量の降水があるのみだが、湖が存在するほど、また、湖面積(FIXED < CNTRL)が大きいほど、降水量が増加する傾向であった。そこで次章以降では、湖の存在・大小が周辺地域の降水量に影響を与えるメカニズムを明らかにすべく、湖の存在によってどのように対流が発生し、それが如何に水蒸気輸送に影響を与えているか、検討する。

5. 対流が発生する時刻・地点とそのメカニズム

(1) 昼間の現象とそのプロセス

陸面では日射による加熱で多量の顕熱が発生する一方、湖面では純放射の約70%が湖水に貯熱される(図-8)結果、周辺陸上に比べて低温位の気塊が形成され、湖風として陸方向へ吹き出す(図-9、図-10)。その結果、湖岸沿い陸上では、対流性上昇域が形成される。この上昇域は、4月の方が深く、両岸で明瞭に見られる。また4月には、湖岸のみならず陸上各地で散発的に対流が立つ。これは、雨季直前の4月は、10月に比べて土壌が乾燥しているためと考えられる。その結果、4月の湖上では、補償効果としての沈降水が10月より顕著に見られる(図-9、図-10)。

(2) 夜間の現象とそのプロセス

夜間の地表面付近では、4月、10月とも、陸から湖に向けて風が収束する。特に湖南西部から湖方向への風が強いが、この風は湖が存在しないAGRIC実験でも明瞭であることから、湖南西部の比較的標高の高い山地から生じる斜面下降風と考えられる。なおこの強さは、4月と10月で大きく変わらなかった。

一方、鉛直風に着目すると、10月には南西湖岸沿いの湖上で21:00頃に上昇域が形成される。この上昇域は、約2~6km/hの速度で北東へ移動し続け(図-11)、翌朝5:00頃に湖のほぼ中央を縦断する位置で停止し、次第に弱まって10:30頃に消滅する。上昇流は湖上空~1,000mの範囲に及び、最大0.47ms⁻¹程度である。ところが、4月にはこのような組織的な上昇域は形成されない。1:00~4:00頃に湖中

純放射 R_n 顕熱 H 潜熱 LE 熱収支残差(貯熱) $R_n - H - LE$

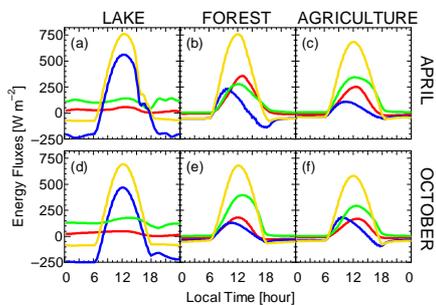


図-8 土地利用別に領域平均した熱収支日変化

(a) 4月湖面; (b) 4月森林; (c) 4月農地;
(d) 10月湖面; (e) 10月森林; (f) 10月農地

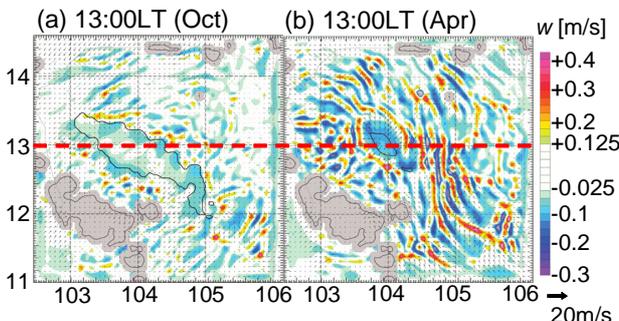


図-9 13:00LTの水平風(地表面付近, ベクトル)と鉛直風 w (400mSL) 灰色は標高400mSL以上の地点, 中央の閉曲線は湖面を示す。
(a)10月; (b)4月。ともに計算2日目

心部上空で弱い上昇流(最大0.22ms⁻¹)が生じるのみである。

そこでまず、10月の上昇流形成過程について検討した。上昇域が形成し始める20:30頃に着目すると(図-11(a)), 湖北部の陸地上では北~北東風が卓越しているものの、湖面上の風速は小さい。その後、南西湖岸沿いでの上昇流の発達とともに、そのすぐ北東側から上昇域に向けて吹き込む風が強くなり、結果として南西湖面上でも北東風が強くなっている(図-11(b))。一般的には温位の高い湖面から低い陸上に向けて風は生じないことから、この南西湖面上での北東風は、上昇域形成によって誘引された補償効果として発生していると考えられる。よってこの対流性上昇域は、湖両岸からの陸風の収束によるのではなく、別のプロセスにより発生していると考えられる。

このプロセスとは、湖上の暖湿な気塊と陸上の冷乾な気塊との間に生じる寒冷前線の効果であると考えられる。すなわち: (i) 湖上では日中に貯熱された熱により顕熱・潜熱が放出される(図-8)ため、暖湿な気塊が形成される。陸上では放射冷却によって陸面が冷やされ、冷乾な気塊が形成される; (ii) 南西側山地からの下降流(比較的冷乾)が北東方向に前進し、南西湖岸に到達して湖面上の暖湿気塊にぶつかる; (iii) 比較的軽い湖上の暖湿気塊が南西からの下降流の進入によって持ち上げられ、湖の南西岸で対流性の上昇流が生じる; (iv) 陸面で放射冷却が進むにつれて南西からの斜面下降流が前進し、陸からの冷気層を北東方向に押し進める。その結果、上昇域は湖上を北東方向に移動する; (v) 夜が明けて下降風の形成力が弱まると、上昇域の移動が止まり、やがて消滅する。

次に、このような上昇流の発達が10月のみ顕著である原因について検討する。(A) 前述の通り、斜面流の強さは両月でほぼ同等であり、この強弱が原因ではない。

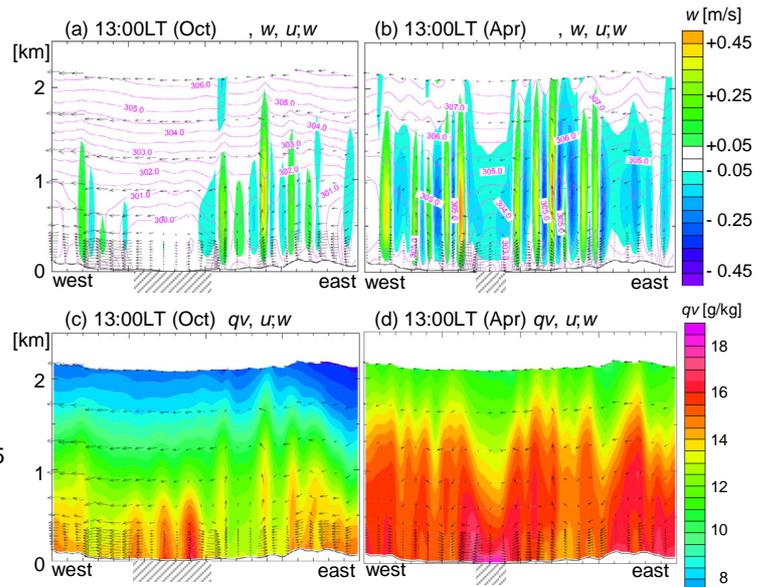


図-10 13:00LT (図-9と同時刻)における東西鉛直断面図(地表面~上空2.5km)

図-9の赤点線沿いにおける断面。▨は湖域。(a) 10月の温位(等値線)と鉛直風 w と u, w ベクトル; (b) (a)に同じ, 但し4月に関する図; (c) 10月の水蒸気混合比 qv と u, w ベクトル; (d) (c)に同じ, 但し4月に関する図。

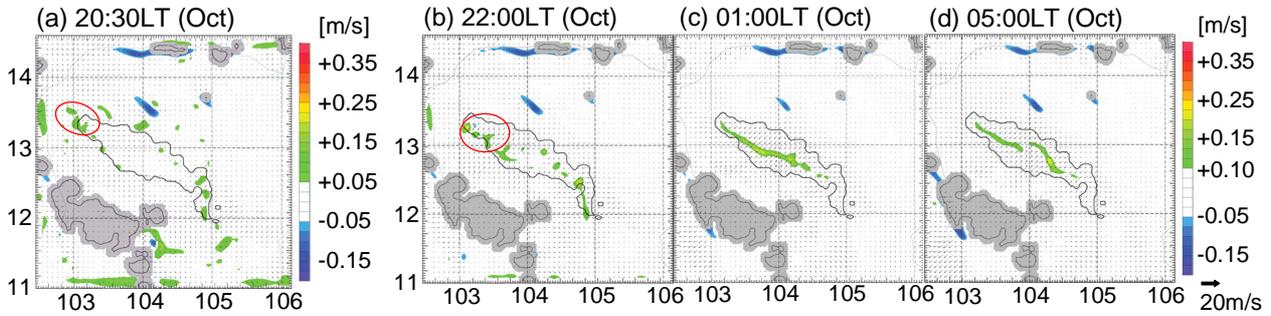


図-11 10月夜間の水平風(地表面付近,ベクトル)と鉛直風(400mMSL). (a) 20:30LT;(b) 22:00LT;(c) 01:00LT;(d) 05:00LT.灰色は標高400mMSL以上の地点,領域中央の閉曲線は湖面を示す.いずれも計算2日目.(a)の○部が発達して1時間半後に(b)の○部となる.

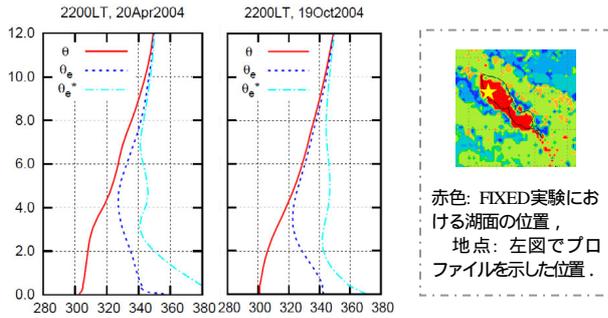


図-12 湖西岸における22:00LTの温位(),相当温位(),飽和相当温位()の鉛直プロファイル(ともにFIXED実験)

(B) また,湖面積が等しいFIXED実験でも,4月と10月の上昇流発達状況にはCNTRLと同様な違いが見られた.よって,湖面積の違いもこの原因ではない.(C) さらに, FIXED実験について南西部湖上大気の安定度を比較すると(図-12),両月とも条件付不安定であり,プロファイルに明瞭な差は無く,自由対流高度はともに2km程度である.持ち上げ凝結高度も,4月は771m,10月は982mと,むしろやや4月に低かった.よって,これも原因ではない.

ここで,上昇流が生じるプロセス(上記(iii))は,山地から進入してくる冷氣層と湖上に停滞している大気の密度差に起因している.そこで,地表面付近の相当温位の空間分布に着目すると, FIXED実験において,10月には湖中心部で342K,南西側山地で327K程度で15Kの差があるのに対し,4月に湖中心部で348K,南西側山地で339K程度であり,その差は9K程度と小さかった.よって,4月には2つの気塊の密度差が比較的小さく,それゆえ,湖上大気が持ち上げられる効果(上記(iii))が弱くなっていると考えられる.

このように,夜間の上昇流発達には,湖上及び周辺陸上の温湿度によって規定されるが,広域大気場の影響を受けて季節変化する陸上に対し,湖上の温湿度は湖面温度に依存しており,季節変化が小さい.トンレサップ湖の湖面温度は年間を通して30 程度と比較的高く,このことが,比較的冷涼な10月夜間の湖陸対比を大きくし,夜間に対流が発生しやすい条件を作っていると考えられる.なお,10月には1km程度の深さまで上昇流が発生するため,冷氣塊によって強制的に持ち上げられた湖上の暖湿気塊は凝結高度に達し,これが引き金となって条件付不安定のもとで対流を生じさせていると考えられる.

6. 水蒸気輸送及び湿度環境にもたらす影響

(1) 10月の場合(図-13(a),(b))

昼間には,湖の北東に広がる森林(図-2)から多量の潜熱が放出される(図-8).この間,地表面付近では湖風が卓越するが,上空約1,000m以上では広域場に起因する北東風が吹き,森林で供給された水蒸気は徐々に南西へ輸送される.特に湖北東で発達する上昇流は,地表面付近の水蒸気を大気上層へ輸送し(図-10(c)),上空の北東風とともに南西方向への水蒸気輸送を促進している.湖が無くても(AGRIC)北東部の森林上空は湿潤であるが,湖上及びその南西部ではCNTRLに比べて水蒸気量が少ない.

夜間には湖からの潜熱供給が卓越する(図-8)が,湖を縦断する上昇域を境界に,北東部で乾燥,南西部で湿潤となる.これは,湖の縦断方向(上昇域)が大気上層で卓越する北東風にほぼ垂直なため,湖で蒸発し上昇流により大気上層に輸送された水蒸気が,上層の北東風によって南西へ輸送されるためと考えられる.こうして上昇流によって輸送された湖由来の水蒸気は,日中に北東部の森林から供給された水蒸気とともに,上空の北東風によって南西へ輸送される.その結果,湖南西部にもたらされた湿潤な大気は,湖南西部の山岳地帯で点状的に降水を生起する.湖が無いAGRIC実験では特に南西部での夜間の湿度が低く,湖の存在が南西部山岳地帯への水蒸気輸送を増強させ,降水を増加させている(図-6)ことがわかる.

(2) 4月の場合(図-13(c),(d))

昼間の湖面上では,強い沈降水によって大気上層から乾燥した気塊が流入する(図-10(d)).そのため,湖面蒸発によって供給された水蒸気は湖上200~300mに留まり,それより上層では周辺より乾燥する.湖で蒸発した水蒸気は湖風によって周辺陸上に運ばれ,さらに湖岸での上昇流によって大気上層に輸送されるため,湖周辺の陸上では上空2,000m程度まで湿潤な環境が形成される.陸では対流活動に伴う降水があるが,湖上では降らない.湖が存在しなければ(AGRIC),大気上層からの乾燥気塊の流入が無い上に,湖上に該当する地域も含めて陸面各地で活発に対流が立つため,CNTRLより降水が増す.

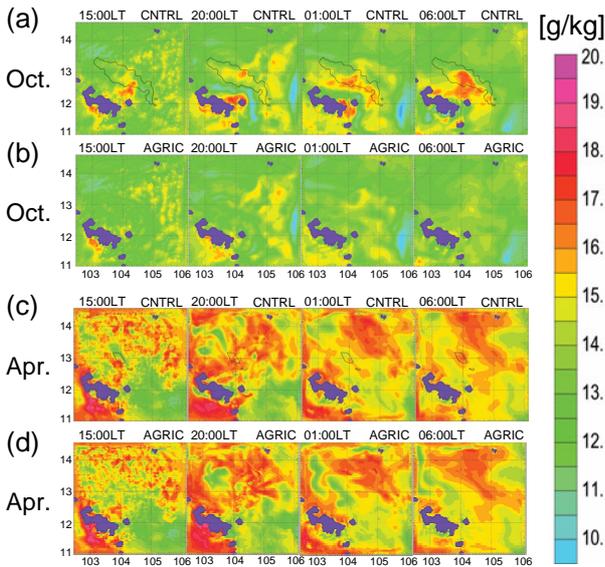


図-13 500mMSLにおける水蒸気混合比の分布
 (a)10月CNTRL; (b)10月AGRIC; (c)4月CNTRL; (d)4月AGRIC
 領域左下の紫色部は標高500m以上の地点を示す。

一方夜間には、上昇流が発達しないため、湖から蒸発した水蒸気は大気下層に留まり、湖上で湿潤な環境が形成される。さらに陸風によって周辺の陸域から水蒸気が湖上に輸送され、19:30～21:30頃にかけて湖方向に水蒸気が収束する傾向がある。その結果、計算2日目の4月20日18:45～02:30頃には1～3mmh⁻¹の弱い降水が湖上で発生する。実際にこの間の現地観測データでは、陸域の2地点では降水量がゼロである一方、湖面上では21:00～翌朝10:00にかけて0.1～1mmh⁻¹の降水量が記録されており、湖面上に水蒸気が収束し層状性の弱い降水をもたらしやすい傾向があると言える。湖が無ければそのような水蒸気の収束は生じず、湖上に相当する地域はむしろ乾燥する。このように湖の存在は、夜間湖上で弱い層状性降雨をもたらすが、昼間には対流活動を抑制するため、日降水量としては降水を減らす方向に作用している(図-7)。

6. 結論

以上から、湖の存在は、4月には降水量を減少、10月には増加させていると考えられる。そのメカニズムとしては、以下の水文気象学的な特徴が考えられる(図-14)。

昼間には、4月、10月ともに、湖岸沿い陸地で湖風に起因する対流性の上昇域が発生する。他の陸域でも対流活動が活発で湖面積が小さい4月には、湖面上空全体が沈降流に覆われて対流活動が抑制されるとともに、上空から乾燥大気が流入する。湖で蒸発した水蒸気は、大気下層で湖風によって周辺陸上に輸送される。10月には、北東部の森林から供給された水蒸気が、湖岸沿いの上昇流によって上空に輸送され、さらに北東からの卓越風によって南西の湖方向へ輸送される。

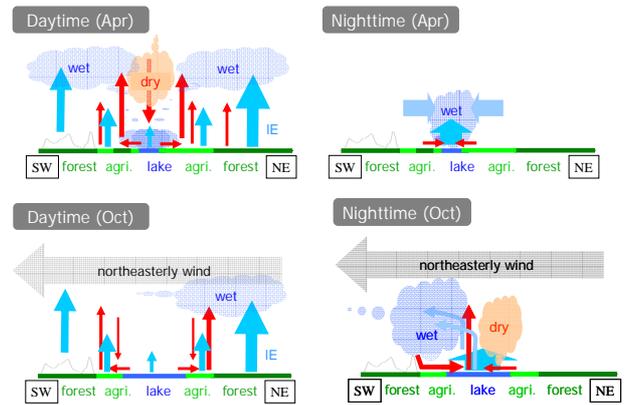


図-14 循環流(→)及び水蒸気輸送(→)に関する概念図

夜間になると、比較的冷涼な10月には、湖上で組織的な対流性上昇域の形成が見られる。この間、上空の北東風の影響により、湖からの水蒸気は上昇域によって上空に輸送された後、南西方向に流れる。その結果、日中に森林から輸送された水蒸気とともに南西側山地へ水蒸気が輸送され、点状的な降水をもたらす。一方、暖湿な4月には湖陸の気塊密度差が小さいため、上昇流が発生しにくい。湖で蒸発した水蒸気は湖直上に留まり、湖上で水蒸気が収束して層状性の弱い降水をもたらしやすい。

以上の通り、湖面積の大小、陸域地形分布、季節的な大気場の違い等の相互作用による、トンレサップ湖周辺域での特徴的な水文気象環境形成メカニズムが、数値モデルによって示された。今後これらの特徴を観測によって確認するとともに、当該地域の環境保全のための水利用、土地利用のあり方を、検証された数値モデルによるシミュレーションによって示す必要がある。夜間の気温再現性に関する検証とそのプロセス解明も課題である。

謝辞：本研究では、気象庁長期再解析データ (JRA25) , NCEP 再解析データ (AVN/GFS) , NASA の TRMM (3B42_v6) を用いた。現地観測データは農村工学研究所の増本隆夫氏から頂いた。心からの謝意を表します。

参考文献

- 1) Kanae, S, Oki, T. and Musiakke, K.: Impact of deforestation on regional precipitation over the Indochina Peninsula, *Journal of Hydrometeorology*, **2**(1), pp. 51–70, 2001.
- 2) Marshall, C.H, Pielke, R.A, Steyaert, L.T. and Willard, D.A.: The impact of anthropogenic land-cover change on the Florida Peninsula sea breezes and warm season sensible weather, *Monthly Weather Review*, **132**, pp.28–52, 2004.
- 3) Tsujimoto, K, Masumoto, T. and Mitsuno, T.: Seasonal changes in radiation and evaporation implied from the diurnal distribution of rainfall in the Lower Mekong, *Hydrological Processes* (Accepted), 2007.
- 4) Boussetta, S, Koike, T, Graf, T, Yang, K. and Pathmathevan, M.: Development of a coupled land-atmosphere satellite data assimilation system for improved local atmospheric simulations, *Remote Sensing of Environment*, DOI 10.1016/j.rse.2007.06.002, 2007.

(2007.9.30受付)