

## 夏季の琵琶湖周辺における対流性降水に地表面状態が与える 影響の検討

相馬一義\*・田中賢治・中北英一・池淵周一

\* 京都大学大学院工学研究科

### 要 旨

本研究では、日本のような湿潤地域における短時間で局所的な降水に対して現実に起こりうる範囲の土壌水分量の変化が影響を与えうるかについて、非静力数値気象モデルを用いた数値実験によって検討した。具体的には、2001年8月15日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水について、土壌水分量初期値を2001年8月に琵琶湖流域で観測された最も湿潤な状態と最も乾燥した状態に設定し、非静力学数値気象モデルを用いた数値実験を行った。その結果、現実に起こりうる範囲の土壌水分量の変化が湿潤な地域における短時間で局所的な対流性降水に影響を与えうることを示された。

キーワード：琵琶湖プロジェクト、局地循環、対流性降水、土壌水分量

### 1. 序論

これまで、土壌水分がある地域の中長期の気候に与える影響については、北アメリカのグレートプレーンズやサヘル地方等の比較的乾燥した地域で領域気候モデルを用いた多くの研究が行われている(鼎ら、1998)。

また、近年土壌水分が全球規模における中長期の気候に与える影響についても全球気候モデルを用いた検討が精力的に行われている。(Koster et al., 2004)は北アメリカのグレートプレーンズ、サヘル地方、アフリカ大陸の赤道付近及びインドに土壌水分が降水量に特に強い影響を及ぼす地域が、南アメリカ大陸、中央アジア、中国にもある程度影響を及ぼす地域が見られることを全球気候モデルを用いた数値実験によって指摘している。

中長期の気候と比べて、短時間で局所的な降水に対する土壌水分量の影響に関する研究は多くはない。(Shaw et al., 1997)等、比較的乾燥した地域については非静力気象モデルを用いた検討が行われている。

しかし、日本のように比較的湿潤な地域についてはこれまでほとんど検討が行われていない。

一方(神田ら、2000)が行った首都圏で発生発達する積雲についての数値シミュレーション(Shinoda et al., 2002)が指摘した中国南部の水田が梅雨前線及び梅雨前線南側での深い対流雲に与える影響等、地表面状態の違いが湿潤な地域における短時間で局所的な降水に少なからず影響を及ぼしていると考えられる事例が近年報告されている。

以上を踏まえて、本研究では日本のような湿潤地域における短時間で局所的な降水に対して、現実に起こりうる範囲の土壌水分量の変化が影響するか検討する。具体的には、琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた2001年8月15日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水について、土壌水分量初期値を2001年8月に琵琶湖流域で観測された最も湿潤な状態と最も乾燥した状態に設定し、非静力学数値気象モデルを用いた数値実験を行う。

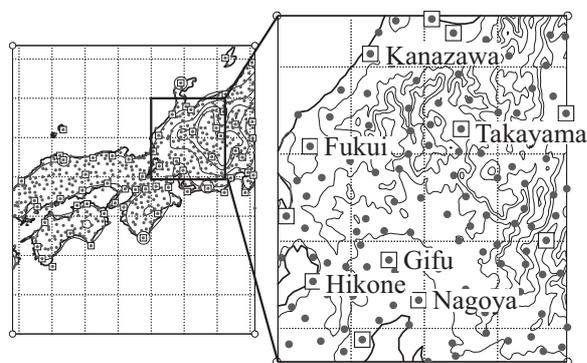
## 2. 使用するモデルの概要

本研究では、オクラホマ大学のCAPS (Center for Analysis and Prediction of Storms) で開発された非静力数値気象モデルARPS (Advanced Regional Prediction System) (Xue et al., 1995) に陸面過程モデルSiBUC (Simple Biosphere model including Urban Canopy) (Tanaka, 2005) を導入したモデル(筆者ら, 2004)を使用する。SiBUCは植生, 水体, 都市の各サブモデルから構成され, 一グリッド内の面積割合で加重平均して地表面フラックスを計算するモザイクモデルであり, 植生モデルについてはSiB (Simple Biosphere model) (Sellers et al., 1986) を基にして水田モデルを加えるなどの改良がなされたものを使用している。

## 3. 数値実験の設定

### 3.1 計算条件及び使用するデータ

本研究ではRSM上層とRSM地上のGPVデータを内挿して初期値, 境界値を与えてFig.1左図に示す領域(52×52, 16km間隔)について計算を行い, One-way nestingを用いてFig.1右図に示す琵琶湖から飛騨山脈にいたる領域(148×148, 1.5km間隔)まで絞り込む。また, ADAS(ARPS Data Assimilation System) (Xue et. al, 1995)を用いてアメダス, 地上気象観測, 高層気象観測 (Fig.1に位置を示す)によって初期値を修正する。



**Fig. 1** Model domains and location of meteorological stations (Solid circles denote AMeDAS observation sites, open squares denote surface observation sites and open circles denote upper air observation sites, respectively.)

ARPSのオプション設定は(筆者ら, 2005)と同様に, 基本的にCAPSが推奨するものを用いる。主なオプションについては, 降水過程としてLin-Taoによる3種類の氷相(雲氷, 雪, 雹・霰)を含む微物理

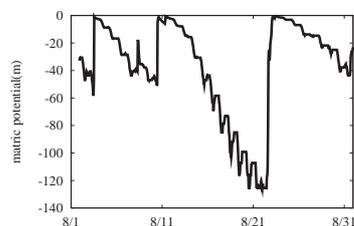
パラメタリゼーションを, 乱流過程として乱流運動エネルギーに基づいた1.5次のクロージャースキームを, 放射過程として大気についての放射伝達方程式を計算するオプションを用いる。

初期の陸面温度については大気最下層の気温と同じとして与える。海面温度についてはNOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder SST data (空間分解能約9km)の一ヶ月平均値を用いる。

土地利用面積率, 植生タイプの情報としては国土数値情報(KS-202)(空間分解能約100m)における15分類の土地利用を7つのカテゴリー(草地, 森林, 水田, 畑地, 裸地, 都市域, 水面)に再分類したデータセットを使用する。土壌タイプの情報としては, FAOのDigital Soil Map of the Worldのデータ(空間分解能約10km)を砂, ローム, シルトの構成比から11種(sand, loamy sand, sandy loam, silt loam, loam, sandy clay loam, silty clay loam, clay loam, sandy clay, silty clay, clay)に再分類したデータセットを使用する。

**Table 1** Initial soil moisture in each simulation

	Initial soil moisture ( matric potential )
WET	-0.63(m)
DRY	-130.0(m)



**Fig. 2** Soil moisture ( matric potential ) observed at forest site of the Lake Biwa Project regular flux measurement sites in Aug. 2001.

### 3.2 土壌水分初期値を与える手順

陸面過程モデルSiBUCの植生地モデルでは地中の水収支に関して表層(第一層), 根層(第二層), 再補給層(第三層)の3層を考慮している(Tanaka, 2005)。

本研究ではそのうち根層について, 計算領域でマトリックポテンシャルが一様になるように土壌水分量の初期値を設定し, 以下に説明するように鉛直に分布させる。

本研究では土壌物理特性としてClapp and Horn-

berger の関係式 (1) を用い、初期値を設定する際には、地中のプロファイルを深さ方向への線形関係式 (2) (重力と釣り合う状態) で表現する。

$$W_i = (\psi_s / \psi_i)^{1/B}, \quad (i = 1, 2, 3) \dots\dots\dots (1)$$

$$\psi_i = (z_i - gw) + \psi_s, \quad (i = 1, 2, 3) \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 $W_i$  は  $i$  層の飽和度、 $\psi_i$  は  $i$  層のマトリックポテンシャル、 $\psi_s$  は、土壌分類ごとに与えられる飽和時のマトリックポテンシャル、 $B$  は土壌分類ごとに与えられる定数、 $z_i$  は植生ごとに与えられる  $i$  層の中心の深さ (m)、 $gw$  は地下水面の深さ (m) である。

土壌水分量の初期値を与える手順を以下に述べる。

1. 根層 (第二層) のマトリックポテンシャルを与える
2. 式 (2) で地下水面の深さ  $gw$  を求める
3. 式 (2) で各層のマトリックポテンシャルを求める
4. 式 (1) で各層のマトリックポテンシャルから各層の飽和度に変換

最初に根層の初期値を与えるのは、植生の被覆率が高い夏季の日本では SiBUC の植生地モデルにおいて、地表面からの直接蒸発を決定する際に用いられる表層の土壌水分量よりも、蒸散による潜熱フラックスを決定する際に用いられる根層の土壌水分量が重要と考えられるためである。

根層の初期値をマトリックポテンシャルで与える理由は、陸面過程モデル SiBUC の植生地モデルにおいてマトリックポテンシャルが蒸散に関係しているためである。

### 3.3 土壌水分量初期値の設定

本研究では Table 1 に示すように、根層の土壌水分を乾燥した状態に設定した実験 (DRY) と、圃場容量量 (降雨後に重力による排水が終了した時点の非常に湿潤な状態の土壌水分量) に設定した実験 (WET) の二通りを行う。

琵琶湖プロジェクト常設観測点 (森林) における地中 10cm から 30cm の TDR による土壌水分量観測値を Fig.2 に示す。TDR で観測されるのは体積含水率であるが、8月で最も高い値を飽和体積含水率と考えて飽和度に変換し、FAO の Digital Soil Map of the World のデータからこの観測点の土壌分類を sandy clay と判断して Clapp and Hornberger の関係式 (1) を用いてマトリックポテンシャルへの変換を行っている。

Fig.2 より、観測値と比較すると WET で設定した土壌水分量は降雨後の湿潤な状態に相当し、DRY で設定した土壌水分量は 2001 年 8 月の中でもっとも乾燥した状態に相当していることがわかる。このこと

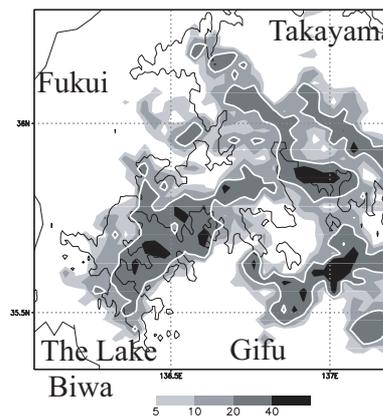


Fig. 3 Accumulated rainfall (mm) for 12JST - 18JST on 15th August 2001 with Radar AMeDAS observation. The white thick line indicates accumulated rainfall of 20 mm and the black thick and thin lines indicate the terrain heights of 0m and 500m.

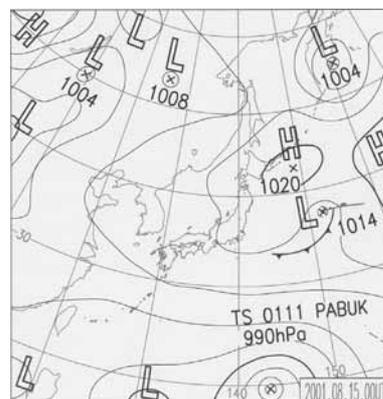


Fig. 4 Surface weather map at 09 JST on 15th Aug. 2001.

から、WET と DRY で設定した土壌水分量は夏季の琵琶湖流域で起こりうる現実的な土壌水分量変動の範囲内に収まっているといえる。

## 4. 数値実験の結果と考察

### 4.1 対象とする事例の概要

本研究で対象とする琵琶湖プロジェクト集中観測時の 2001 年 8 月 15 日の事例に関しては (筆者ら, 2005) で詳細な検討が行われているが、その概要を以下に述べる。

Fig.3 に 12JST から 18JST まで 6 時間積算したレーダーアメダス解析雨量を示すが、飛騨山脈、木曾山脈から琵琶湖北東の山地域にかけて降水域が見られ、集中観測が行われた琵琶湖北東岸からもこの降水は

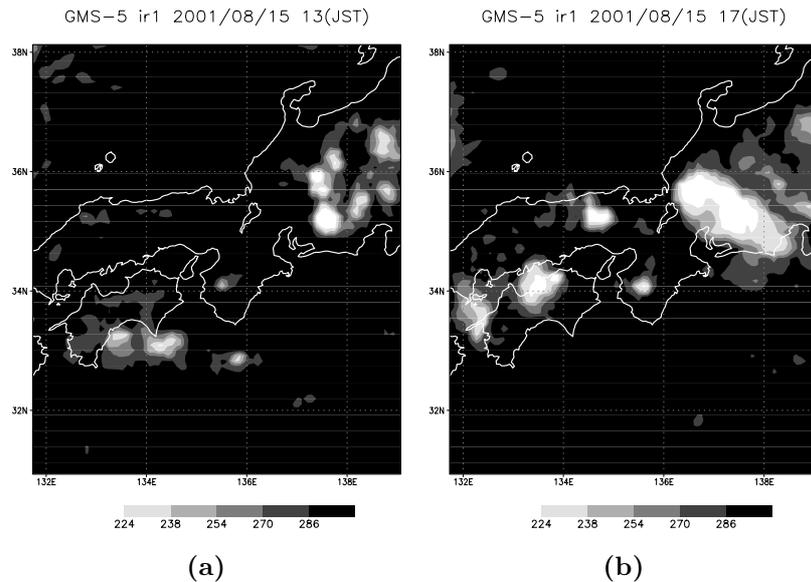


Fig. 5 The brightness temperature of GMS5 ir1 (K) at 13JST (a) and 17JST (b) on 15th Aug. 2001.

確認することができた。

この日はFig.4に示す地上天気図からわかるように、日本列島全体が太平洋高気圧に覆われた静穏な夏季晴天日であり、伊勢湾及び日本海からの海風と山地域での谷風の発達が見られた。

Fig.5に13JSTと17JSTにおけるGMS5-ir1センサーの輝度温度を示すが、13JSTに飛騨山脈、木曾山脈の付近で積乱雲が発生し、17JSTには琵琶湖付近まで雲域が到達している。南の海上に接近した台風から太平洋高気圧の縁辺をとって供給された水蒸気が局地循環によって山地域に供給され、琵琶湖北東の山地域で積雲が発生しやすい状態になっていたと考えられる。

注目する降水域が観測された琵琶湖北東の山地域を中心とした領域 (Fig.6に示す破線で囲まれた領域) について、数値実験の結果を検討することとする。

#### 4.2 WETとDRYにおける降水分布の違い

12JSTから18JSTまでの6時間積算降水量について、WETの結果をFig.7(a)に、DRYの結果をFig.7(b)に示す。

Fig.3に示す観測値とFig.7(a)(b)に示す計算結果とを比較すると、計算結果では観測値よりも降水域が山地上に集中する傾向があるが、琵琶湖北東の山地域まで降水域が到達しているという特徴については表現できている。

Fig.7(a)とFig.7(b)を比較すると、琵琶湖北東の山地域においてDRYの方でWETと比較して20mm以上の降水域が拡大し、降水量が増大していること

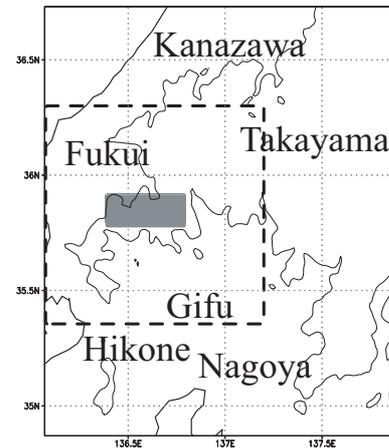


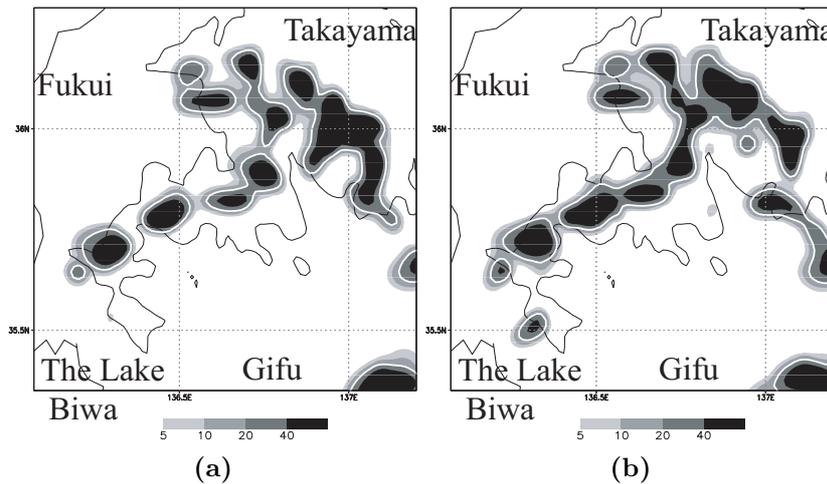
Fig. 6 Analysis domains discussed in sec 4. (the thick dotted box) and Table 2 (the solid gray box)

がわかる。

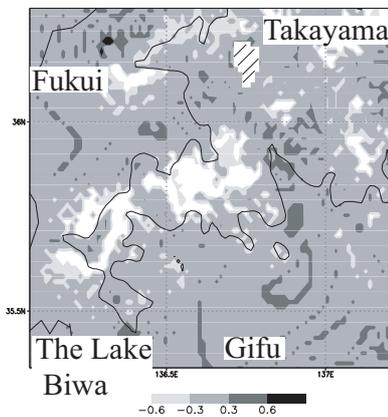
3.節で述べたようにWETとDRYで設定した土壌水分量の違いは夏季の琵琶湖流域で起こりうる現実的な土壌水分量の範囲内であるため、日本のような湿潤地域における短時間で局所的な降水においても現実的な土壌水分の違いが影響を及ぼすことが示されたといえる。

#### 4.3 大気の静的安定度についての検討

WETとDRYで降水量に違いが生じる原因について、本研究で注目する琵琶湖北東の山地域で降水が発生する16JSTの少し前、12JSTについて検討を行う。



**Fig. 7** Accumulated rainfall (mm) for 12JST - 18JST on 15th August 2001 with (a)WET, (b)DRY. The white thick line indicates accumulated rainfall of 20 mm and the black thick and thin lines indicate the terrain heights of 0m and 500m.



**Fig. 8** The difference of SSI between DRY and WET (K) at 12JST.

**Fig.8**に式 (3)のように定義される SSI (Showalter Stability Index) について DRY の結果から WET の結果を引いた図を示す。SSI は大気の静的安定度を定量的に示す指標であり、SSI の値が小さいほど大気が不安定で対流性降水が発生しやすい環境であることを示す。SSI は対流性降雨に伴う発雷の有無をよく判別することが (田口ら, 2002) による代表的な安定度指数についての検討により示されている。

$$SSI = T_{500} - T_{850 \rightarrow 500} \dots\dots\dots (3)$$

ただし、 $T_{500}$  は 500hPa における環境の温度、 $T_{850 \rightarrow 500}$  は 850hPa の空気塊を乾燥断熱的に凝結高度まで持ち上げ、その後湿潤断熱的に 500hPa まで上昇させることで得られる温度である。SSI の値が小さいほど大気が不安定で対流性降水が発生しやすい

環境であることを示す。850hPa 面が標高よりも低い点については本研究では定義不能とする (Fig.8 において斜線で示す領域)。

Fig.8 より、琵琶湖北東の山岳域において DRY では WET よりも SSI が小さく、より対流性降水が発生しやすい状況であったことがわかる。このことが DRY で WET よりも降水量が大きくなった原因の一つであると考えられる。

#### 4.4 大気の静的安定度に違いが生じる原因

顕熱フラックス及び潜熱フラックスについて DRY の結果から WET の結果を引いた図を Fig.9、Fig.10 に示す。格子状の様が見えるのは土壤分類に解像度 10km と荒いデータを用いているためである。

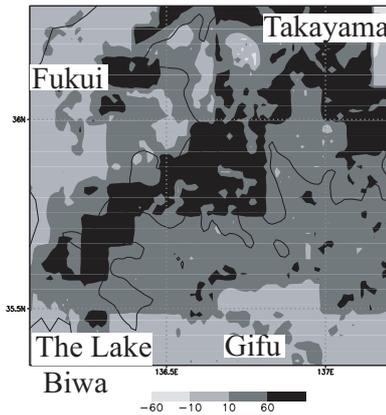
これらの図から、WET に比べて DRY では差の大きな場所では顕熱フラックスが  $60W/m^2$  以上大きく、潜熱フラックスが  $60W/m^2$  以上小さくなっていることがわかる。

Fig.11 に地表付近の温位について DRY の結果から WET の結果を引いた図、Fig.12 に可降水量 (鉛直積算した水蒸気量) について DRY の結果から WET の結果を引いた図を示す。琵琶湖北東の山地域では地表付近の温位については DRY で大きく、可降水量については DRY と WET で大きな差が見られなくなっており、そのため DRY で安定度がより小さくなっていると考えられる。

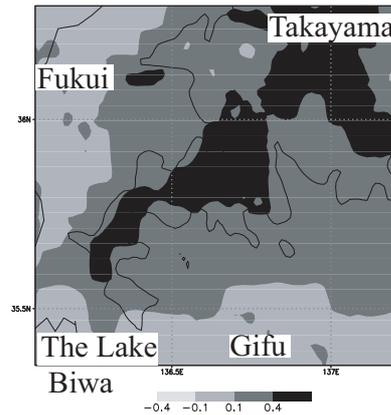
地表付近の温位が DRY で大きいことについては Fig.9 に示すように地表面からの加熱が大きいことが原因と考えられる。Fig.10 に示すように地表面からの蒸発量が DRY の方で小さいにもかかわらず山地域で可降水量の差が生じない原因については以下

**Table 2** The change of precipitable water from 09JST to 12JST and the sources of it ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ). They are averaged in the gray solid box in **Fig.6**.

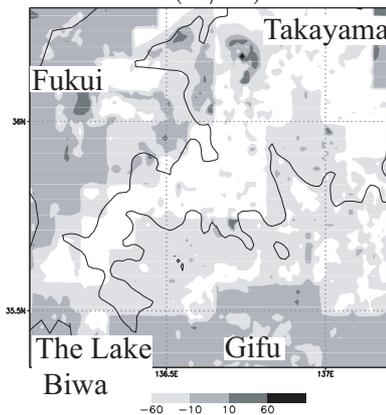
	WET	DRY	DRY - WET
The change of precipitable water	1.76	1.83	0.07
The sources of the change of precipitable water			
Accumulated evapotranspiration	1.34	1.14	-0.20
Accumulated transportation of water vapor from other grids	0.42	0.69	0.27



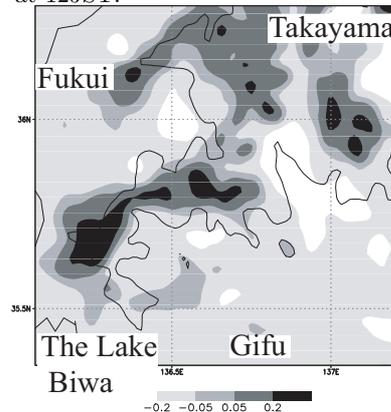
**Fig. 9** The difference of sensible heat fluxes between DRY and WET ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) at 12JST.



**Fig. 11** The difference of potential temperature between DRY and WET (K) at a height of 40m at 12JST.



**Fig. 10** The difference of latent heat fluxes between DRY and WET ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) at 12JST.



**Fig. 12** The difference of precipitable water between DRY and WET ( $\text{kg}/\text{m}^2$ ) at 12JST.

で検討を行う。

降水量及び可降水量の差が大きかった領域 (Fig.6 に示す灰色の領域) において初期時刻 (09JST) から 13JST までの可降水量の変化, 地表面からの積算蒸発量, 周囲のグリッドからの積算水蒸気輸送量についてグリッド平均した値を Table 2 に示す。この表から, DRY では WET と比べて蒸発量の減少以上に水蒸気移流量が増加していることがわかる。これは WET と比べて DRY では地表面からの加熱が大きくなり, 伊勢湾や日本海からの海風や山地域での山谷

風が強化され, 海上から山地域へ輸送される水蒸気が大きくなったため考えられる。

また, Fig.13 に地表面付近における風の収束量について DRY の結果から WET の結果を引いた図を示すが, DRY の方で琵琶湖北東の山地域における収束が強化されている。これは局地循環が強化され海から山へ向かう風速が強化されたことが原因と考えられるが, この結果として琵琶湖北東の山地域で上昇流が強化されたことも降水量が DRY で大きくなった原

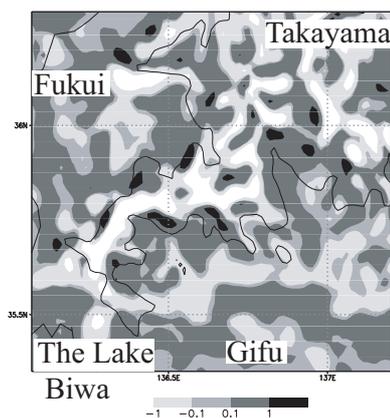


Fig. 13 The difference of convergence between DRY and WET ( $10^{-4}/s$ ) at a height of 40m at 12JST.

因の一つと考えられる。

## 5. 結論

本研究では2001年8月15日に琵琶湖周辺で観測された対流性降水について、土壌水分量初期値を2001年8月に琵琶湖流域で観測された最も湿潤な状態と最も乾燥した状態に設定した数値実験を行った。その結果、現実に起こりうる範囲の土壌水分量の変化が短時間で局所的な対流性降水に影響を与えることが示され、それが地表面からの加熱とそれに起因する局地循環による水蒸気の供給の違いによって起こることを確認した。

本研究では領域一様な土壌水分量初期値を設定した数値実験のみを行ったが、今後は領域内の土壌水分量分布が影響を与えるかについても検討を行う必要がある。

また、本研究では一地点の土壌水分量観測値を根拠に土壌水分量初期値を設定したが、領域内の分布を検討するためには土壌水分量の面的なデータが必要である。日本域では土壌水分量が測定されている地点は非常に少ない一方で、AMeDASをはじめとする稠密な地上気象観測網が存在する。そのため、気象観測データを内挿して大気境界条件を作成し、陸面過程モデルのみの計算を行う陸面データ同化(LDAS)を用いて土壌水分量の初期値を決定することが有効であると考えられる。また、近年著しく進歩している衛星リモートセンシングによる土壌水分量推定についても有効な活用方法を検討したい。

## 謝辞

本研究は科学研究費 基盤研究(A)(1)13305033「琵琶湖プロジェクト」(代表者:中北英一)の補助によ

り行われました。また、本研究で使用した琵琶湖プロジェクト常設観測点(森林)のデータは愛媛大学農学部の戒信宏助教授から、GPVデータは日本気象協会関西本部の山路昭彦氏から提供していただいたものを用いました。ここに感謝の意を表します。

## 参考文献

- 鼎信次郎・沖大幹・虫明功臣(1998):気候システムにおける土壌水分,水文・水資源学会誌,11-5, pp.508-513
- 神田学・井上祐史・鶴野伊津志(2000):"環八雲"の数値シミュレーション,天気,47, pp.83-96
- 相馬一義,田中賢治,中北英一,池淵周一(2004):非静力数値気象モデルへの詳細な陸面過程モデルの導入,土木学会水工学論文集,第48巻, pp.127-132
- 相馬一義,田中賢治,中北英一,池淵周一(2005):琵琶湖周辺の対流性降水に地表面状態及び局地循環が与える影響の検討,土木学会水工学論文集,第49巻, pp.259-264
- 田口晶彦・奥山和彦・小倉義光(2002):SAFIRで観測した夏期の関東地方における雷雨と大気環境 II:安定度指数による雷雨の予測,天気,49, pp.649-659
- Sellers,P.J., Mintz,Y., Sud,Y.C. and Dalcher,A. (1986): A simple biosphere model(SiB) for use within general circulation models, J. Atmos. Sci., 43,505-531
- Shinoda,T. and Uyeda,H. (2002): Effective Factors in the Development of Deep Convective Clouds over the Wet Region of Eastern China during the Summer Monsoon Season, J. Meteor. Soc. Japan, 80-6, pp.1395-1414
- Tanaka,K. (2004): Development of the new land surface scheme SiBUC commonly applicable to basin water management and numerical weather prediction model, doctoral dissertation, Kyoto Univ.
- The GLACE Team: Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox P., Gordon, C. T., Kanae, S., Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu P., Lu C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell K., Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., Sud, Y. C., Taylor, C. M., Verseghy, D., Vasic, R., Xue, Y. and Yamada, T. (2004): Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation, Science, Aug, 2004, pp1138-1140.
- Shaw, B. L., Pielke, R. A., Ziegler, C. L. (1997): A Three-Dimensional Numerical Simulation of a Great Plains Dryline, Monthly Weather Review,

**The Effect of Land Surface Condition on Convective Precipitation over the  
Mountainous Region around the Lake Biwa in Japan during the Summer  
Season**

Kazuyoshi SOUMA\*, Kenji TANAKA, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

\* Graduate School of Engineering, Kyoto University

**Synopsis**

In this study, the effect of soil moisture to convective precipitation in humid region is investigated by numerical simulations. Two numerical simulations are carried out in mountainous region around the Lake Biwa on 15th Aug. 2001 (during the intensified observation period of the Lake Biwa Project). One of them has the wettest soil moisture and the other has the driest soil moisture in Aug. 2001. It is found that realistic difference of soil moisture can affect convective precipitation in humid region.

**Keywords :** the Lake Biwa Project, local circulation, convective precipitation, soil moisture