

## 日本における土壌水分量分布推定と それが夏季の熱雷に与える影響の検討

相馬一義\*・田中賢治・中北英一・池淵周一

\* 京都大学次世代開拓研究ユニット

### 要 旨

本研究では現実的な地表面状態の違いを考慮するために、現業の気象観測データと陸面過程モデルを用いて日本の地表面状態量分布を推定する手法を構築した。また、地表面状態量の中でも時間変動が緩やかで初期値に対する依存性が大きい土壌水分量を取り上げ、メソスケール大気陸面結合モデル ARPS-SiBUC に入力して夏季の熱雷に対する影響を検討した。その結果、現実的な土壌水分量分布の変化が熱雷に十分大きな影響を与えうることが示された。またその影響は山地域よりも平野部で大きくなり、水平一様な土壌水分量を入力した場合と比べて、現実的な土壌水分量を入力することで降水分布の再現精度が向上した。

**キーワード：**土壌水分量分布、降水短期予報、熱雷、数値気象モデル

### 1. 序論

近年、2004年の新潟・福島豪雨や福井豪雨などの短時間強雨による被害が頻発しており、それに対して2004年9月から従来の数値気象モデルよりも雲の表現等を詳細にしたメソスケール数値気象モデルが気象庁の短期予報に導入されるなど、大気モデルの改良が精力的に行われている。しかし、そのような努力にも関わらず、熱雷とよばれる夏季の対流性降水に関しては依然として予測精度が向上しないことが問題になっている。

熱雷とは、夏の強い日射で斜面などが局地的に強く熱せられ、湿気を含んだ下層の空気が上昇気流となって雷雲を発生しておこる雷雨のことであり、発生・発達過程で地表面からの加熱の影響を大きく受けるため、その予測において数値気象モデル内の地表面からの加熱と蒸発散の表現が重要となる。

現業の降水短期予報で使用される気象庁非静力学モデル (NHM) では、土壌水分量の違い、土地利用の違い、植生の季節変化が地表面熱収支に与える影響は粗度、アルベド、蒸発効率の三つのパラメータで表現され、潜熱と顕熱の配分については主に蒸発効率で表現されている。NHMでは蒸発効率につい

て土地利用ごとに暖候期と寒候期の2つの値のみが設定されており、日々の地表面状態量の変化は考慮されておらず、比較的単純に扱われているのが現状である (熊谷ら, 2003; JMA, 2002)。

一方、NHM に対して陸面過程モデル MRI-JMA/SiB (気象庁予報部, 2000) を組み込んだ研究 (大泉, 2005) や、オクラホマ大学で開発された非静力学数値気象モデル ARPS (Advanced Regional Prediction System; Xue et al., 1995) に対して陸面過程モデル SiBUC (Simple Biosphere including Urban Canopy; Tanaka, 2004) を組み込んだ研究 (相馬ら, 2004) 等、日本の降水短期予報においても詳細に地表面状態の違いを考慮しようとする試みが近年なされている。しかし、そのような詳細な陸面過程を考慮した数値気象モデルを用いて予報を行うためには、土壌水分量等地表面状態量分布の初期条件を与える必要がある。しかし、日本では地表面状態量観測は研究目的以外には行われていないため、そのようなモデルを現業の気象予報で使用することが困難となっている。

地表面状態量の中でも特に時間変動が緩やかで初期値に対する依存性が大きい土壌水分量分布の初期値をどのように与えるかは特に重要な問題である。

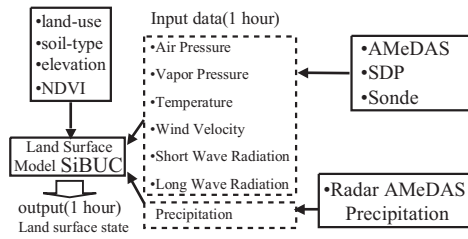


Fig. 1 Estimation scheme of the land surface state in Japan.

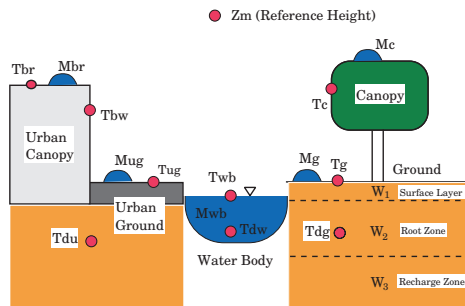


Fig. 2 Schematic image of surface elements in the SiBUC model (Tanaka, 2004).

近年、マイクロ波リモートセンシングを用いた土壌水分量推定が大きな進歩を遂げており（例えば小池ら（2004））、それを利用することがひとつの方法として考えられる。しかし、マイクロ波リモートセンシングでは、密な森林域を対象とするものは少なくまた空間分解能が数十 km 程度であるため、日本のように密な森林域が存在し複数の土地利用が小さな空間スケールに混在する状況に適用することは困難である。

その一方で、日本では降水レーダーによる空間解像度数 km の降水量観測、AMeDAS による地上気象観測網等、非常に密な気象観測がおこなわれており、これらの観測値を境界条件として利用した陸面過程モデルによる地表面状態量推定が有効であると考えられる。

以上を踏まえて本研究では日本における地表面状態量の時空間分布を、地表面水熱収支を計算する陸面過程モデル SiBUC と現業の気象観測データを用いて推定する。また、推定した土壌水分量分布をメソスケール大気陸面結合モデル ARPS-SiBUC（相馬ら，2004）に入力して、夏季の熱雷の予測に土壌水分量分布が与える影響について検討を行う。

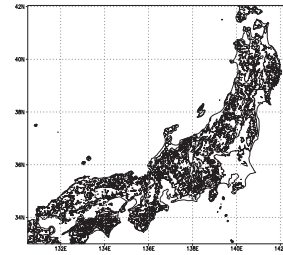


Fig. 3 Model domain of land surface model. The black thin lines indicate the terrain heights of 100m, 500m, 1000m, and 2000m, respectively. The black thick line indicates the terrain height of 0m.

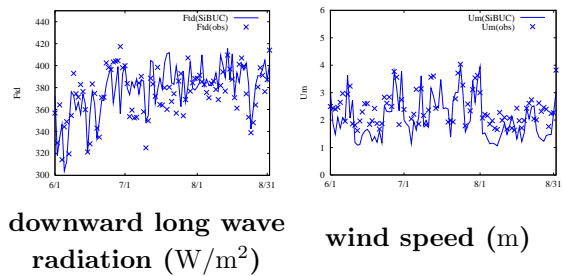


Fig. 4 Daily averaged values of atmospheric boundary condition at Takayama from June to August 2000.

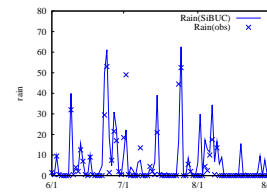


Fig. 5 Daily precipitation at Takayama from June to August 2000.

## 2. 地表面状態量推定手法の概要

推定手法全体の流れを Fig.1 に示す。この手法は陸面過程モデル SiBUC に対して現業の気象データから作成した大気境界条件のグリッドデータと地表面の特徴を入力し、各時間ごとの地表面状態量の空間分布を出力する構成をとっている。

### 2.1 使用する陸面過程モデルの概要

陸面過程モデル SiBUC は植生、水体、都市の各サブモデルから構成され、一グリッド内に存在する各土地利用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る (Fig.2) (Tanaka, 2004)。植生モデルについては SiB (Simple Biosphere

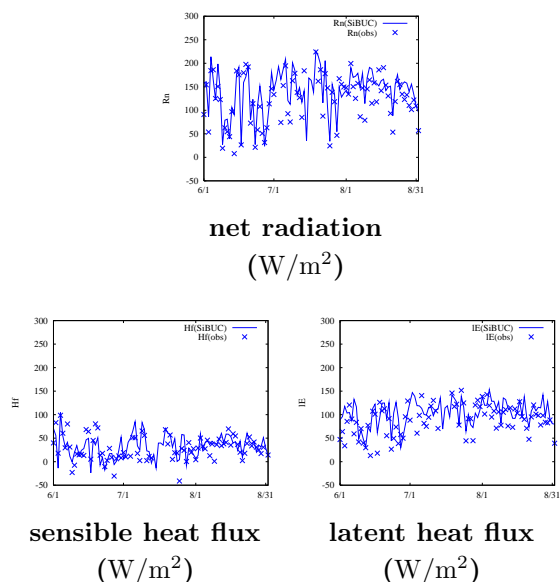


Fig. 6 Daily averaged land surface fluxes at Takayama from June to August 2000.

model; Sellers et al., 1986) を基にして灌漑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。このモデルは多様な作物に対する灌漑を考慮できるが、本研究では水田のみを考慮する。

## 2.2 大気境界条件の作成方法

陸面過程モデルSiBUCでは、大気境界条件としてSiBと同様に以下の気象要素を入力する必要がある。

- 大気境界層内の参照レベルにおける気圧、気温、水蒸気圧、風速
- 下向き短波放射フラックス
- 下向き長波放射フラックス
- 降水強度

これらの大気境界条件については現業の気象観測データを用いて、Tanaka (2004) による琵琶湖流域の水熱収支推定で用いられた手法により作成する。降水強度に関してはレーダー・アメダス解析雨量(空間解像度約5km, 1時間毎)を用いて、気温、風速、気圧、水上気圧に関してはAMeDAS及び地上気象観測点のデータを、高層気象観測データを用いて標高補正を行って作成する。下向き短波放射フラックス、下向き長波放射フラックスについてはAMeDASによる日照時間の観測値及び地上気象観測における全天日射量の観測値より求める(詳細はTanaka (2004)を参照)。

## 2.3 地表面の特徴として使用するデータ

本研究ではLAI (Leaf Area Index) についてはSPOT衛星から得られた10day composite NDVIデータを用いて与える(戎ら, 2002)。土地利用面積率の

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(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。国土数値情報(KS-202)における土地利用では樹種が区別されていないため、森林はすべて混合林として扱うこととする。標高及び勾配は国土地理院が提供する数値地図50mメッシュ(標高)を用いて与える。

土壌分類についてはFAO (Food and Agricultural Organization)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。

## 2.4 計算条件

本研究では、Fig.3に示す本州と四国を覆う領域のうち陸域のみを対象とし、空間解像度約5km, タイムステップ1時間で1999年8月から2001年8月までの25ヶ月間陸面過程モデルSiBUCの計算を行う。まず根層(第二層)に飽和度で0.7を与え、重力と釣り合った状態にあるとして表層(第一層)と再補給層(第三層)の飽和度を与えて計算を開始した。

## 3. 地表面状態量推定結果の妥当性

本節では、作成した大気境界条件及び地表面熱収支推定値について、特に日々変動に注目してその妥当性を検討する。日々変動に注目する理由は、地表面状態の季節変動については現業の降水短期予報でもある程度考慮されている(熊谷ら, 2003; JMA, 2002)ことと、降水短期予報においては地表面状態量の日内変動は初期値によって与えられるのではなく、予報モデル内で計算されるべきものだからである。

### 3.1 検討を行う観測点の概要

本研究では、産業技術総合研究所の高山サイトにおける観測値と比較して大気境界条件作成手法及び地表面状態量推定結果の妥当性について検討する。高山サイトは岐阜県高山市の東方約15kmに位置し(36°08'N, 137°25'), 観測点の標高は1420mである。このサイトでは森林内の高さ27mのタワーを用いた観測により、落葉広葉樹林と大気との熱・水・二酸化炭素交換量の季節変化や年々変化を測定している。サイト周辺の樹高は15-20m程度で、主な樹種は落葉広葉樹であるカンパ類, ミズナラである。

Table 1 The root mean square error (RMSE) and correlation coefficient of daily averaged atmospheric boundary condition in estimation and observation at Takayama from June to August 2000. The standard deviation (SD) of observed day-to-day variation is also shown.

	RMSE	CC	SD	unit
precipitation	7.5	0.83	12.9	mm/h
downward short wave radiation	37.8	0.91	62.0	W/m <sup>2</sup>
downward long wave radiation	20.7	0.59	22.5	W/m <sup>2</sup>
wind speed	0.7	0.71	0.77	m/s
air temperature	2.5	0.96	2.77	K
water vapor pressure	1.5	0.94	3.06	hpa

Table 2 The root mean square error (RMSE) and correlation coefficient of daily averaged land surface fluxes in estimation and observation at Takayama from June to August 2000. The standard deviation (SD) of observed day-to-day variation is also shown.

	RMSE	CC	SD	unit
net radiation	31.7	0.85	46.7	W/m <sup>2</sup>
latent heat flux	28.7	0.65	26.2	W/m <sup>2</sup>
sensible heat flux	19.6	0.71	24.6	W/m <sup>2</sup>

### 3.2 大気境界条件作成手法の妥当性についての検討

本節では2.節で述べた大気境界条件作成手法の妥当性を検討する。降水強度については産業技術総合研究所のサイトでは観測を行っていないため、岐阜大学が同じサイトで観測した日積算降水量を用いる。また気圧については観測値が得られなかったためここでは検討の対象としない。比較は降水量については日積算値を、それ以外については日平均値を用いて行い、風速については高度25m、気温、水蒸気圧については高度18mの観測値を用いた。

**Table 1**に2000年6月から8月について算出した平均二乗誤差と相関係数を示す。本研究では地表面状態量の日々変動に注目して解析を行うため、各要素の平均二乗誤差の日々変動の標準偏差に対する大きさを検討すると、全要素について平均二乗誤差が標準偏差の値以内に収まっていることがわかる。相関係数については、風速と下向き長波放射以外は相関係数が0.8以上と日々変動を比較的良好に再現している。

**Fig.4**に示す風速の日平均値の時系列に見られるように、推定値において観測値に比べて風速を小さく見積もる傾向があることがわかる。これは、推定値は約5kmグリッドで平均した風速であるのに対して、観測値は微地形の影響等を含んだ局所的な風速であるためと考えられ、推定結果に与える影響は小さいと考えられる。

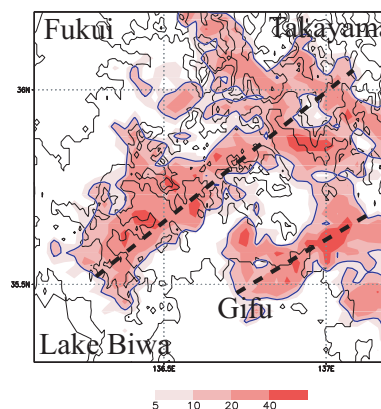


Fig. 7 6-hour total precipitation from 12LST (03UTC) to 18LST (09UTC) on 15 August 2001 with the Radar-AMeDAS. The white thick line indicates accumulated rainfall of 20 mm. The black thin lines indicate the terrain heights of 100m, 500m, 1000m, and 2000m, respectively. The black thick line indicates the terrain height of 0m.

また、下向き長波放射については作成の際に気温と水蒸気圧のメッシュデータを使用するため、それらの誤差の影響を受けていることが相関係数が小さくなる原因として挙げられる。しかし、下向き長波放射は下向き短波放射と比較して日変動の幅が小さく、また平均二乗誤差は小さいため、計算結果に及

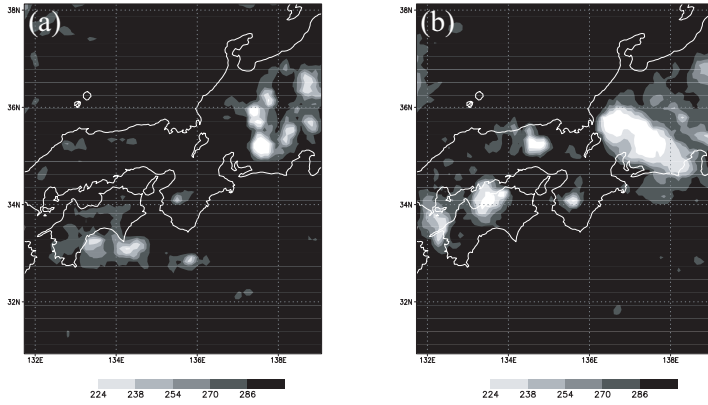


Fig. 8 The Geostationary Meteorological Satellite (GMS) infrared image over Japan at 13LST (04UTC) and 17LST (08UTC).

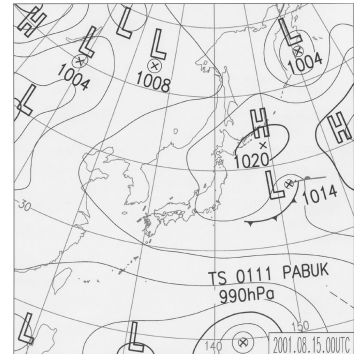


Fig. 9 The Surface weather map at 09 LST (00UTC) on 15 August 2001.

ばす影響は小さいと考えられる。

また、大気境界条件の中でも計算結果に及ぼす影響が大きいとされる降水量について、Fig.5に使用する大気境界条件と観測値における日積算降水量を示すが、7月半ばと8月後半の降水について観測値と比較してレーダー・アメダス解析雨量では降水量が大きくなっており、7月始めの降水については降水量が小さくなっている。これは、レーダー・アメダス解析雨量は約5km四方の平均的な降水量を観測しているが、観測値は高山サイト周辺の局所的な降水を観測している違いによるものと考えられる。

しかし、高山サイトで観測された日降水量とレーダー・アメダス解析雨量を比較した相関係数が0.83と高く、平均二乗誤差も日々変動の標準偏差以下であることから、本研究ではこのデータを大気境界条件として用いて問題ないと考えられる。

### 3.3 地表面熱収支

地表面熱収支については、地表面熱収支式(1)のうち純放射フラックス $R_n$ 、潜熱フラックス $LE$ 、顕熱フラックス $H$ の日平均値について検討する。式(1)における $G_b$ はバイオマスの貯熱量、 $G_s$ は土壌の貯熱量をあらわす。

$$R_n = LE + H + G_b + G_s \dots\dots\dots (1)$$

純放射フラックスは高山サイトにおける短波放射フラックス(上向き, 下向き), 長波放射フラックス(上向き, 下向き)の観測値から算出した。顕熱フラックスは渦相関法による値(Saigusa et al., 2002)を用い、土壌の貯熱量 $G_s$ については熱流板による観測値を使用する。また、バイオマスの貯熱量 $G_b$ は無視し、純放射フラックス, 土壌の貯留熱, 顕熱フラックスを熱収支式(1)に代入してその残差を潜熱フラックスとした。

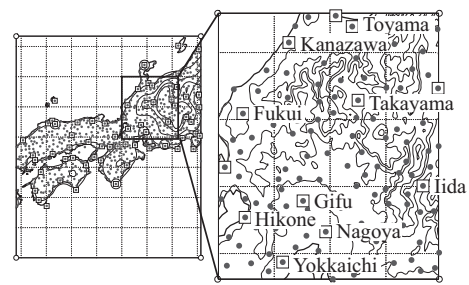


Fig. 10 Model domains of a simulation with 16-km resolution (step1) and a simulation with 1.5-km resolution (step2). The Solid circles denote AMeDAS observation sites, open circles denote upper air observation sites, and open squares denote surface observation sites. The black thin lines indicate the terrain heights of 100m, 500m, 1000m, and 2000m, respectively. The black thick line indicates the terrain height of 0m.

本研究では植物群落におけるバイオマス量に関する観測値が入手できなかったため、バイオマスの貯熱量 $G_b$ を無視している。しかし、落葉広葉樹林の着葉期におけるバイオマスの貯熱量は日中で最大 $30\text{W}/\text{m}^2$ で日平均値は0に近くなるとされているため(広田ら, 2001), 本研究で行った日平均値についての検討では観測値の潜熱フラックスが若干過大になるもののその影響は小さいと考えられる。

Table 2に対象とする2000年6月から8月について算出した平均二乗誤差と相関係数を示すが、潜熱フラックスについては若干平均二乗誤差が大きくなっているが、ほぼ日々変動の標準偏差程度におさまっていることがわかる。また、相関係数についても極端に低い要素は無い。

以上から、2.節において提案した手法を地表面状態量及び地表面熱収支特性の日々変動を議論するために用いることは十分可能であると考えられる。

#### 4. 夏季の熱雷に対する土壌水分量分布の影響

##### 4.1 対象とする降水事例の概要

本研究で数値実験の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日に観測された熱雷については相馬ら(2005)が詳細に検討しているが、その概要を以下に述べる。

**Fig.7**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、木曾山脈から濃尾平野にかけて降水域が見られ、琵琶湖プロジェクト集中観測が行われた琵琶湖北東岸からもこの降水は確認することができた。**Fig.8**に13JSTと17JSTにおけるGMS5-ir1センサの輝度温度を示すが、13JSTに飛騨山脈、木曾山脈付近で積雲が発生し、17JSTには濃尾平野付近まで雲域が到達している。

この日は**Fig.9**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るが、南の海上に接近した台風から太平洋高気圧の縁辺をとおって供給された水蒸気が、伊勢湾及び日本海からの海風と山地域での谷風からなる局地循環によって山地域に供給され、濃尾平野及び濃尾平野北部の山地域で積雲が発達しやすい状態になっていたと考えられる。

##### 4.2 使用するメソスケール大気陸面結合モデルの概要

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 (Xue et al., 1995) に2.1節で説明した陸面過程モデルSiBUCを導入したメソスケール大気陸面結合モデルARPS-SiBUC (相馬ら, 2004) を使用する。このモデルは、ARPSにより三次元の風速、気圧、気温、水蒸気の場合と雲の発生発達等を表現することができ、SiBUCにより日本のような小さな空間スケールに複数の土地利用が混在する状態における地表面からの加熱と蒸発、地表面摩擦を表現することができる。このモデルは日本を含むアジアモンスーン地域における地表面水熱収支と局地風の再現性が高いことが琵琶湖流域における局地循環の事例等で確認されている(相馬ら, 2004)。

##### 4.3 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.10**左図に示す

Table 3 Experimental design of soil moisture distribution.

	feature of soil wetness distribution
ACTD	actual condition
WETD	homogeneously wet condition

領域(52×52, 16km間隔, 以降step1と呼ぶ)について計算を行い、One-way nestingを用いて**Fig.10**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, 以降step2と呼ぶ)まで絞り込む。

ARPSのオプション設定は基本的に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(Xue et al., 1995)。

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。

2.3節と同様に、土壌分類の情報としては、FAOのDigital Soil Map of the Worldのデータ(空間分解能約10km)を、葉面積指数としてはSPOT衛星から得られた10day composite NDVIデータより推定した値を、土地利用面積率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。

##### 4.4 土壌水分量についての実験設定

2.節で推定した地表面状態量のうち特に土壌水分量に注目し、地表面状態量推定の各グリッドについていったん飽和度からマトリックポテンシャルに変換し、大気モデルの各解析グリッドに含まれる各植生分類の面積率で重み付け平均を行い、地表面状態量推定結果を内挿する。また、地表面状態量推定値は初期時刻に対応した時間平均値を用いることとする。

本章では、2.節の推定結果において多く見られた、領域全体が一様に湿っている土壌水分量分布と、降水が発生した当日(2001年8月15日)の土壌水分量分布とで降水に与える影響がどのように変わるか検討するために、二つの数値実験を行う。具体的には降水が発生した当日の土壌水分量推定値を用いた実

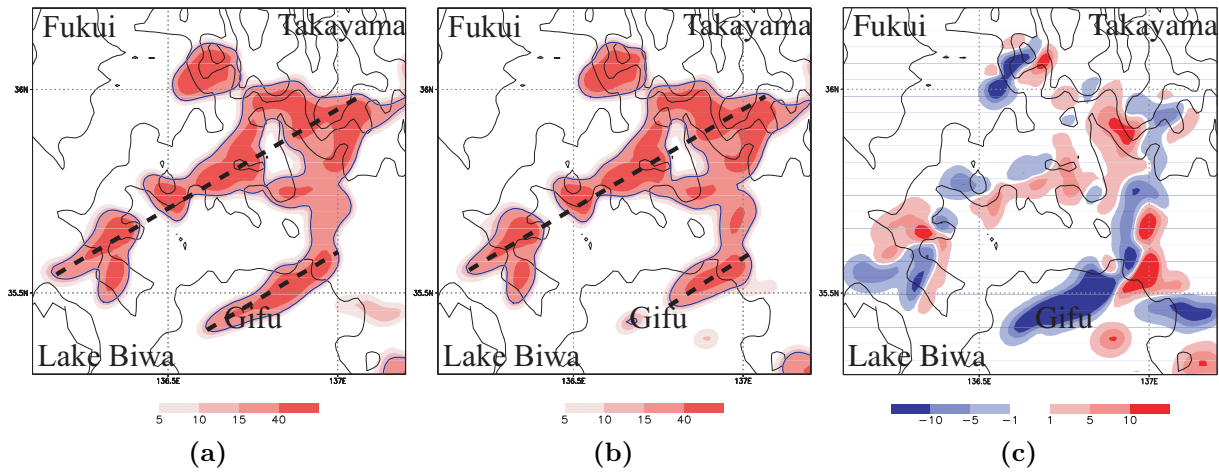


Fig. 11 6-hour total precipitation from 12LST (03UTC) to 18LST (09UTC) on 15 August 2001 (a) for the ACTD, (b) for the WETD, and (c) difference between WETD and ACTD. The blue thick line indicates accumulated rainfall of 15 mm. The black thin lines indicate the terrain heights of 100m, 500m, 800m, 1000m, 1500m, and 2000m, respectively. The black thick line indicates the terrain height of 0m.

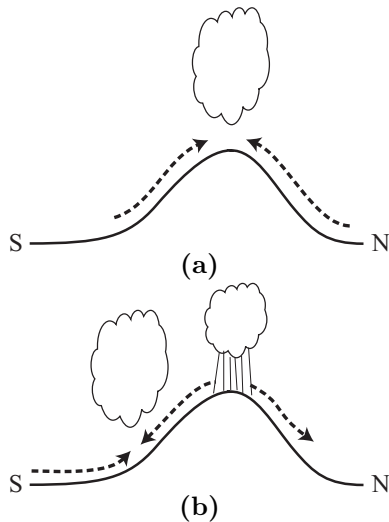


Fig. 12 Schematic image of rainfall for the ACTD simulation. (a) shows the precipitation in the mid-afternoon, and (b) shows the precipitation in the early-evening, respectively.

験 (ACTD) と、標高 500m 以上の空間平均土壌水分量と標高 500m 以下の平均土壌水分量との差が最も小さい日 (2001 年 6 月 22 日) の土壌水分量を用いた実験 (WETD) を行い、結果を比較する。

#### 4.5 数値実験の結果と考察

12JST から 18JST までの濃尾平野からその北部の山地域にかけての 6 時間積算降水量について、ACTD の結果を Fig.11(a) に、WETD の結果を Fig.11(b) に、WETD から ACTD の差を取ったものを Fig.11(c) に示す。

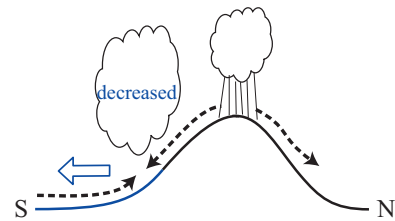


Fig. 13 Schematic image of rainfall for the WETD simulation in the early-evening.

Fig.7 と Fig.11(a) を比較すると、観測値にみられる山地域と濃尾平野において東西方向に伸びる二本の特徴的な降水帯を ACTD ではよく再現していることがわかる。Fig.11 より、WETD の方では ACTD と比較して山地域では顕著な差が見られず、濃尾平野上の降水帯については降水量が大きく減少していることがわかる。WETD では ACTD と比較して、降水帯が岐阜市まで到達しなくなるなど濃尾平野上の降水帯について再現精度が悪化したといえる。

以上の結果より、現実的な土壌水分量分布の差が降水量に影響を及ぼしうることが確認された。また、今回対象とした事例に関しては、山地域の降水と比較して平野部に近い場所の降水の方が土壌水分量分布の影響を受けやすく、現実的な土壌水分量分布を与えることで降水分布の再現精度が向上することがわかった。

以下では、ACTD と WETD との降水量分布の差が生じた原因について検討する。

まず、山地域と濃尾平野における降水帯の成因を考えると以下のようなになる。ACTD における一時間積算降水量と水平風速分布から (図示せず)、Fig.12

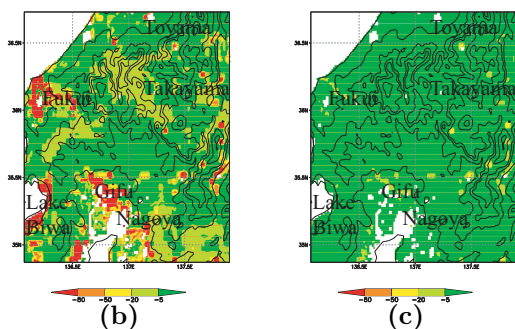
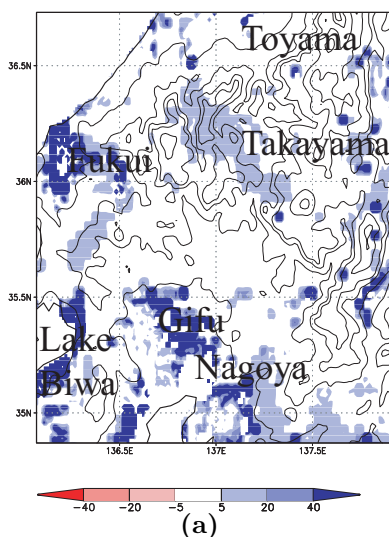


Fig. 14 Vertically averaged soil wetness from surface zone to root zone at 09LST (00UTC) (a) for WETD - ACTD, (b) for ACTD, and (c) for WETD. Values are averaged weighting the fractional area of each vegetation over each grid, and shown only over the grids in which green area covers the half of area. Soil wetness is shown in units of matrix potential (m). The black thin lines indicate the terrain heights of 100m, 500m, 800m, 1000m, 1500m, and 2000m, respectively. The black thick line indicates the terrain height of 0m.

に示すように、濃尾平野北側の山地域では日中に谷風により水蒸気が山地上へ輸送されると同時に水平風の収束が生じ、降水が発生したと考えられる。その後、山地域で発生した降水帯からの下降流による北風と、伊勢湾からの海風による南風との収束により、濃尾平野上でも降水が発生したと考えられる。

Fig.14に09JST（初期時刻）の表層から根層にかけて鉛直平均した土壌水分量分布を示すが、WETDでは数値実験の設定どおり全体的に土壌水分量が湿った値（-5m以上）を示している一方、ACTDでは濃尾平野、琵琶湖北東岸、福井平野の一部で土壌水分量が低い（-80m以下）地域が見られる。

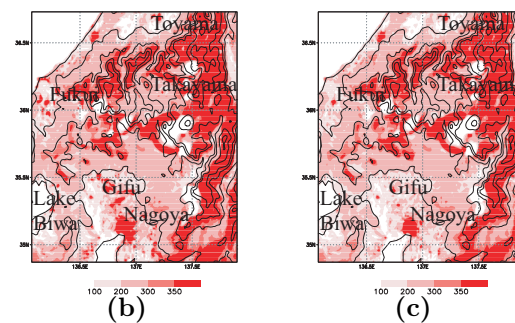
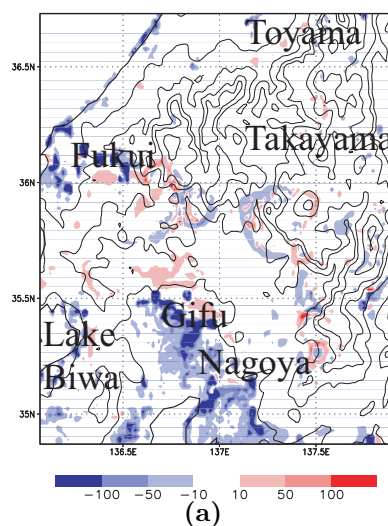


Fig. 15 Sensible heat flux ( $W/m^2$ ) at 13LST (04UTC) (a) for WETD - ACTD, (b) for ACTD, (c) for WETD.

Fig.15及びFig.16に13JSTにおける顕熱フラックスと潜熱フラックスについてDRYDとWETDの差をとった図を示すが、Fig.14で土壌水分量に差が見られた地域と対応してACTDに比べてWETDで顕熱フラックスが低い地域が見られる。

そのような顕熱フラックスによる地表面加熱の違いにより、濃尾平野の岐阜付近、琵琶湖北東岸及び福井平野でACTDと比較してWETDで温位が低い地域が見られ、特に土壌水分量の差が大きい濃尾平野においてその傾向は顕著である（Fig.17）。温位の低下に伴って、WETDではFig.18にみられるように濃尾平野における水平風の収束が小さくなっている。

加えて13JSTにおける可降水量（大気下端から上端まで鉛直積算した水蒸気量）及びShowalter Stability Index（SSI: 850hpa面の空気塊を断熱的に500hpa面まで持ち上げた場合の温度を500hpa面の気温から引いた差。値が小さいほど大気不安定で雷雨が発生しやすい。）についても検討を行ったが、降雨発生前の可降推量及び静的安定度には顕著な差がみられなかった（Fig.19, Fig.20）。

以上から降水分布に差が生じた原因をまとめると



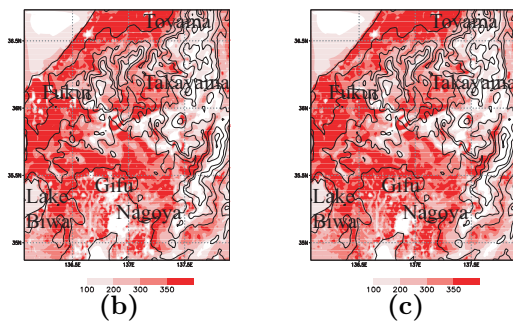
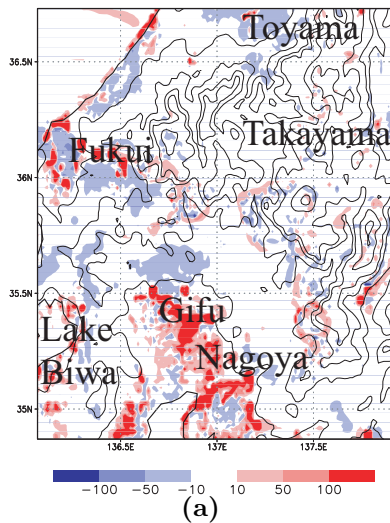


Fig. 16 Latent heat flux ( $W/m^2$ ) at 13LST (04UTC) (a) for WETD - ACTD, (b) for ACTD, (c) for WETD.

次のようになる。

WETDでは、濃尾平野において土壌の乾燥とそれに伴う温位が高い地域が現れないため、海風等がACTDに比べて弱まった。その結果、Fig.13に示すように山地域の降水帯による下降流と海風との収束が弱まり、上昇流が弱くなったことが濃尾平野での降水量の減少につながったと考えられる。

このことは同時に、このような濃尾平野における熱雷発生のメカニズムの中で、土壌水分量の低下に伴う加熱の強化が重要であることを示唆している。

## 5. 結論

本研究では現実的な地表面状態の違いを考慮するために、現業の気象観測データと陸面過程モデルを用いて日本の地表面状態量分布を推定する手法を構築し、岐阜県高山市付近における微気象観測と比較してその妥当性を検討した。また、地表面状態量の中でも時間変動が緩やかで初期値に対する依存性が大きい土壌水分量を取り上げ、雲解像度大気陸面結合モデルARPS-SiBUCに入力して夏季の熱雷に対する影響を検討した。

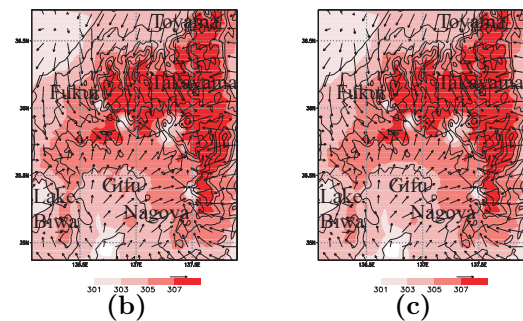
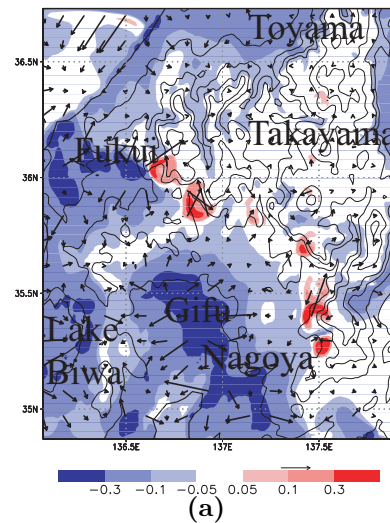


Fig. 17 Near surface potential temperature (K) and wind speed (m/s) at 13LST (04UTC) (a) for WETD - ACTD, (b) for ACTD, (c) for WETD.

本研究では降水当日を含む3ヶ月間の中から2つの土壌水分量分布を取り出して初期値として与えた結果、降水分布に十分大きな差が現れた。このことから、相馬ら(2006)の土壌水分量の空間分布を無視した実験のみならず、現実的な土壌水分量分布の違いを考慮した場合でも土壌水分量が熱雷に影響を与えることが示された。またその影響は山地域よりも平野部で大きくなることがわかった。

加えて、水平一様に近い土壌水分量を入力した場合と比べて、現実的な土壌水分量推定値を入力することで降水分布の再現精度が向上したことから、本研究で行ったような陸面過程モデルと現業気象観測データを用いた地表面状態量推定が降水短期予報における土壌水分量分布の初期化において有効な手段となりうることを示唆される。

今後は一降水イベントのみならずいくつかの成因(熱雷、台風、前線等)による複数の降水イベントを取り上げて予報実験を行い、レーダー・アメダス解析雨量と比較することで、現実的な土壌水分量分布推定値の導入が降水短期予報の精度に与える影響につ

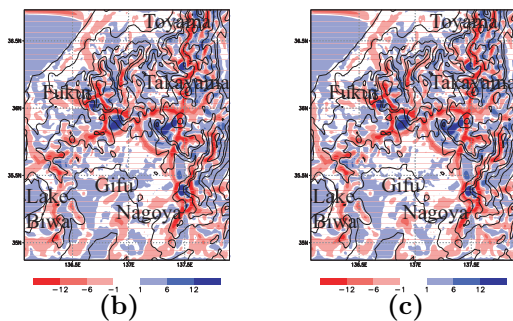
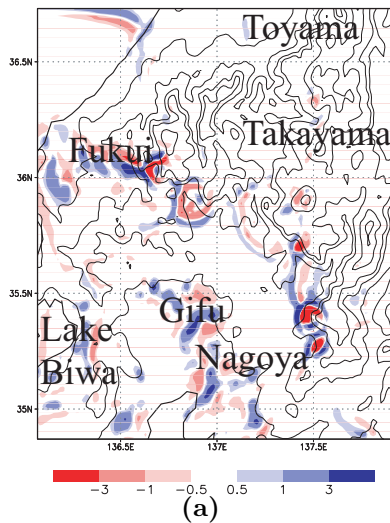


Fig. 18 Near surface horizontal divergence ( $10^4/s$ ) at 13LST (04UTC) (a) for WETD - ACTD, (b) for ACTD, (c) for WETD.

いてより定量的に検討していくことが必要となる。

### 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)及び京都大学防災研究所COE (Center Of Excellence) プログラムの補助により行われました。また、本研究で使用した高山サイトにおける観測データは産業技術総合研究所の三枝信子博士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

戎信宏, 西川敦, 近藤昭彦, 中北英一, 田中賢治 (2002) : 森林地における正規化植生指標と葉面積指数, 蒸発散の季節変化に関する研究, 第3回水文過程のリモートセンシングとその応用に関するワークショップ, pp59-65.  
 大泉三津夫 (2005) : 気象庁非静力学モデルへの陸面モデルの実装と予備実験, 2005年度気象学会秋季大会講演予稿集, pp. 254.  
 気象庁予報部 (2000) : 全球モデル開発の現状と展望 - 気象業務の基幹モデルとして -, 数値予報課

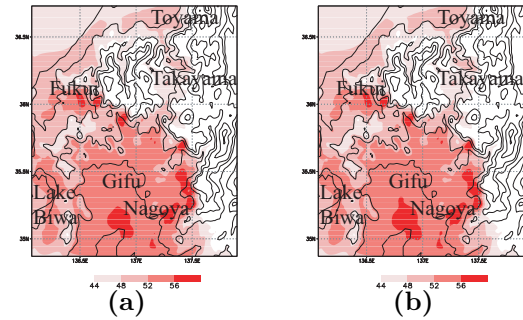


Fig. 19 Precipitable water ( $g/m^2$ ) at 13LST (04UTC) (a) for ACTD, (b) for WETD.

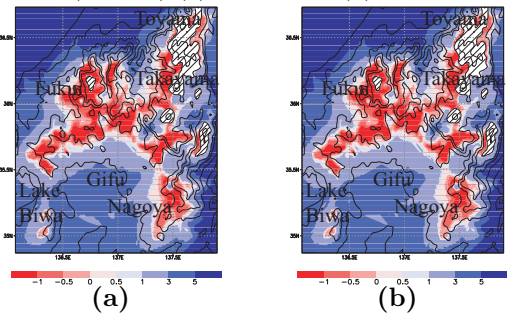


Fig. 20 Showalter Stability Index (SSI: K) at 13LST (04UTC) (a) for ACTD, (b) for WETD. SSI is undefined within the hatched area.

報告, 別冊第46号, pp.87.

熊谷幸浩, 齊藤和雄, 吉田優, 新野宏 (2003) : 気象庁非静力学モデルの陸上の地表面過程の改良, 2003年度気象学会秋季大会講演予稿集, pp.57.

小池俊雄, 中村佳照, 開発一郎, Gombo Davaa, 松浦直人, 玉川勝徳, 藤井秀幸 (2004) : 改良型高性能マイクロ波放射計 (AMSR-E) による土壌水分・植生水分観測手法の開発, 水工学論文集, Vol.48, pp217-222.

相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一 (2004) : 非静力学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

相馬一義, 田中賢治, 中北英一, 池淵周一 (2006) : 夏季の山地域における対流性降水に土壌水分量の違いが与える影響, 土木学会水工学論文集, 第50巻, (CD-ROM).

広田知良, 福本昌人, 渡辺力 (2001) : 地中熱流量と水体・森林貯熱量, 地表面フラックス測定法, 第5章, 気象研究ノート, 第199号, pp.141-152.

Japan Meteorological Agency (2002) : Outline of the operational numerical weather prediction at the

- Japan Meteorological Agency.
- Saigusa,N., Yamamoto,S., Murayama,S., Kondo,H., and Nishimura,N. (2002) : Gross primary production and net ecosystem production of a cool-temperate deciduous forest estimated by the eddy covariance method, *Agricultural and Forest Meteorology*, 112, pp203-215.
- 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
- 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.
- Xue,M., Droegemeier,K.K., Wong,V., Shapiro,A. and Brewster,K. (1995) : Advanced Regional Prediction System(ARPS) Version 4.0 User's Guide

## Estimation of Soil Moisture Distribution and Investigation of its Effect on a Heat Thunderstorm in Summer Time in Japan

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

\* Kyoto University Pioneering Research Unit for Next Generation

### Synopsis

In this study, distribution and day-to-day variation of soil moisture in Japan is estimated by using land surface model (LSM) called SiBUC. The datasets for the forcing data of LSM are created by using the Radar-AMeDAS Precipitation and other operational meteorological data provided by JMA (e. g. AMeDAS, surface weather observation and upper air observation). The estimation is carried out for 25 months from August 1999. The domain extends throughout Honshu and the grid size is about 5km. The time series and spatial distribution of estimated soil moisture is investigated and it is found that the day-to-day variation of soil moisture is significantly large even in summer season in Japan, which has very humid climate. Numerical simulations are carried out to investigate the effect of distribution and day-to-day variation of soil moisture on a heat thunderstorm observed on 15th Aug. 2001 over the central Japan by using estimated soil moisture. The first experiment called ACTD considers estimated soil wetness distribution on 15th August 2001. The second one called WETD considers homogeneously wet soil condition, which is chosen from Jun. to Aug. 2001. the comparison of the ACTD and WETD indicates that distribution of the realistic initial soil wetness can improve the accuracy of prediction of the summertime heat thunderstorm in Japan.

**Keywords :** Soil wetness distribution, short-term weather prediction, heat thunderstorm, numerical weather prediction model