

水田・湖面における熱収支の季節変化

—— 琵琶湖プロジェクトより ——

田中 賢治・石岡 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、琵琶湖プロジェクトの常設熱収支観測システムで得られたデータを解析・処理し、湖面と水田の1年分のデータセットを1時間単位で作成した。さらに、2次物理量である熱フラックス各成分も算定し、湖面・水田における熱収支および水収支の日変化、季節変化について評価・検討した。

次に湖面、水田に関する陸面過程モデルを用いて数値シミュレーションを実行し、モデルパラメータの決定や感度分析を行った。観測値とモデル計算値を比較して、これらの陸面過程スキームが日変化、季節変化とも比較的良好に再現できることを確認した。

キーワード：琵琶湖プロジェクト、熱収支、水収支、水体モデル、水田モデル

1. 序論

琵琶湖プロジェクトは「琵琶湖流域の水・熱循環過程解明に向けた総合研究と衛星同期共同観測」を骨子としたオープンなプロジェクトであり、1989年以来様々な関係機関のサポートを受けながら継続し続けてきた。本プロジェクトは全国の各分野からの水文研究者が一同に会して議論し、衛星リモートセンシングやGISなどの最新の技術を駆使した共同観測・解析を行うことにより、水文学の新たな方向や飛躍をもたらすことを最も基本的な目的としている(中北・砂田(1998), 中北(2000))。

これまでは短期集中型のスポット的な検証観測が主体であったが、水・熱循環の季節変化、年々変化、さらには衛星データのオペレーショナルな運用、長期地点観測情報の面代表性の定量的な明確化等を目指して、1998年度より水田、森林の2地点、1999年度からは都市、湖面の2地点で常設熱収支観測システムの運用が始まり、現在も観測を継続している(宮崎他, 2001)。

本研究では、琵琶湖プロジェクトの湖面および水田の常設熱収支観測システムから得られた膨大な量のデータを解析・処理して、1時間単位で1年分のデータセットを作成する。このデータセットはプロジェクト内外の水文・気象研究者で共有すべく琵琶湖プロジェクトデータベースとして整備され、1次元プロセス研究やモデル開発、大気境界層研究、衛星データや気象モデルの検証等、様々な形で利用される。本研究では、2次物理量である熱フラックス各成分も算定し、湖面および水田における熱収支の日変化、季節変化の特性を評価・検討する。

次に、本データセットを用いて陸面過程モデルの感度分析やパラメータ値の設定を行い、長期間の数値シミュレーションを実施する。湖面に対してはSiBUC(田中ら,1994,1998)の水体モデルを、水田に対しては水田用に開発されつつあるP-SiB2(林, 2000)を使用する。観測値とモデル計算値を比較することにより、両モデルが熱収支の日変化から季節変化まで比較的良好に再現できることを確認する。

Table 1 Symbols and their definitions in data analysis

symbol	definition	value & unit
λ	latent heat of vaporization	2.44×10^6 (Jkg ⁻¹)
ρ	density of air	1.20 (kgm ⁻³)
C_p	specific heat of air	1.01×10^3 (Jkg ⁻¹ K ⁻¹)
C_w	specific heat of water	4.18×10^6 (Jkg ⁻¹ K ⁻¹)
σ	Stephan-Boltsman's const.	5.6698×10^{-8} (Wm ⁻² K ⁻⁴)
C_H	Bulk transfer coef. for heat	2.78×10^{-3}
C_E	Bulk transfer coef. for water vapor	2.78×10^{-3}
u_3	wind speed at 1.5m	ms ⁻¹
R_n	net radiation flux	Wm ⁻²
H	sensible heat flux	Wm ⁻²
λE	latent heat flux	Wm ⁻²
B_o	Bowen ratio	
G	heat storage (total)	Wm ⁻²
G_w	heat storage (water)	Wm ⁻²
G_g	heat storage (soil)	Wm ⁻²
D_w	depth of water	m
T_w	water temperature (current value)	K
T_{wb}	water temperature (last value)	K
T_{sfc}	surface temperature	K

2. データセットの作成

本章では琵琶湖プロジェクトの湖面および水田における常設観測機器の設置状況やデータの取得状況などについて述べた後に、データ処理法について説明する。なお、本章で用いる記号の説明を Table 1 に示す。

2.1 湖面の観測



Photo 1 : Observation system at lake

湖面の観測では、滋賀県衛生環境センターの協力を得て、水質自動測定局である北湖湖心局 (N 局) を観測プラットフォームとしている。湖底から係留さ

れているこのブイは最大径 6m、水面上 8m の浮体構造物であり、琵琶湖上で長浜市と今津町のほぼ中央、竹生島の南南西 3.5km に位置する (Photo 1 参照)。湖面常設観測は 1999 年 7 月に開始した。

Table 2 Observed items at lake surface

symbol	definition	sensor height
$T_{a2,1}$	air temp.	1.5,8.0m
$RH_{2,1}$	relative humidity	1.5,8.0m
$u_{3,2,1}$	wind speed	1.5,3.5,10.0m
w_{dir}	wind direction	10m
p	pressure	5.5m
$T_{w1,2,3,4}$	water temp.	0,0.05,0.5,1m
T_{sfc}	lake surface temp.	
$S \downarrow$	short-wave(down)	5.5m
$S \uparrow$	short-wave(up)	5.5m
R_n	net radiation	5.5m
D_w	water depth	
D_{dir}	direction of buoy	

気象要素、放射要素、水温プロファイルに加え、ブイ自体の状態をモニターするために、水位計と方位センサーを取り付けている (Table 2 参照)。

放射収支計には受感部をテフロンコーティングして、ポリエチレンドームをもたないものを採用した。なお、ブイの影響を考慮して風速計は2方向(北側と西側)に設置している。電源は26.4Wの太陽電池パネル、チャージコントローラー、60Ahのバッテリーで構成されている。

2.2 湖面データの整理

本研究では'99/7/25~'00/7/24のデータを用いて解析を行った。データ回収やセンサー取替えなどのため数時間の欠測はあるものの、大きな欠測はなく、ほぼ1年分のデータセットが取得されている。

(1) データ処理方法

水深の大きな湖では、地表面とは違って入射光のほとんどが表面を透過し、水体全体で吸収するため貯留熱の日周変動を計測することは難しい(温度変化が小さいため)。そのため、フラックス算定の際にポーエン比熱収支法を用いることができない。本研究では、潜熱、顕熱を水面と1.5mにおける気温、比湿(気温、湿度、気圧の関数、式(1))を用いてバルク法で求め(式(2)、(3))、貯熱項は熱収支の残差から求めた(式(4))。

$$q_{sfc} = f(T_{sfc}, p) \quad q_{a2} = f(T_{a2}, RH_2, p) \quad (1)$$

$$H = \rho \times C_p \times C_H \times u_3 \times (T_{sfc} - T_{a2}) \quad (2)$$

$$\lambda E = \lambda \times \rho \times C_E \times u_3 \times (q_{sfc} - q_{a2}) \quad (3)$$

$$G = R_n - \lambda E - H \quad (4)$$

(2) バルク係数の決定方法

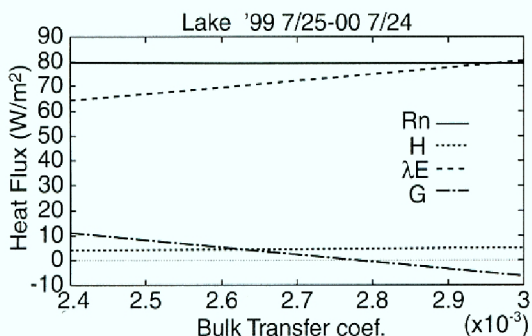


Fig. 1 Energy budget and Bulk Coefficient

バルク法(式(2)、(3))では、潜熱、顕熱はバルク輸送係数(C_H, C_E)に比例する。本研究では、第一近似として、琵琶湖における貯留熱が1年間でバランスする、すなわち春から夏にかけての吸収量が秋から冬にかけての放出量に釣り合うと仮定して、バルク係数を決定することにした。まずバルク係数を 1.20×10^{-3} に固定して計算したところ、1年間の収支で G が大きな値を示した。これは $H, \lambda E$ を

過小評価していることを意味している。そこでバルク輸送係数を 2.010^{-3} から 3.0×10^{-3} と変化させてフラックスを計算した。横軸にバルク係数、縦軸に熱収支各項の1年間の収支をプロットしたものがFig. 1である。ここで、純放射(R_n)は観測値なのでバルク係数に依存しない。また $H, \lambda E$ はバルク係数に比例する。その残差で G は計算される。一見して H は一定のように見えるのは、 λE などと比べて H の絶対値が小さいためである。 G が0となるようにバルク係数を 2.75×10^{-3} とした。

2.3 水田の観測



Photo2 : Observation system at paddy

水田の観測システムは滋賀県伊香郡高月町井ノ口(N35.49, E136.23)に位置する。集中田と呼ばれるこの水田は小森和正氏の所有する約100m×30mの区画であり、1991年より毎年琵琶湖プロジェクトの集中観測地点として位置付けられてきた。水田常設観測システムは1998年7月より運用を開始した。

システムは2系統に分かれており、プロフィール関係はGrant、放射、地中関係はCampbellのロガーでデータを収録している(Photo 2参照)。電源としてそれぞれ11.1W, 14.5Wの太陽電池パネル、18.0Ah, 13.5Ahのバッテリーを使用する。また、気温湿度計シェルターにはそれぞれ2.5Wの太陽電池パネルとファンを取り付け、日照時にのみファンが回転する。

観測項目、センサー設置高度をTable 3に示す。ただし、光量子センサーは1999年6月に追加した。一般的な熱収支観測に加えて、特に水田観測用の項目として水温と水位を計測している。なお、水田観測システムは夏場の水管理を意識した観測となっているため、雨量計は転倒ます式で冬期の降水(降雪)を適切に評価できていない。またPhoto 3のような積雪時、特に融解した水が土壌と積雪層の間に存在するような複雑な状態、において貯留熱の観測や評価が困難である。

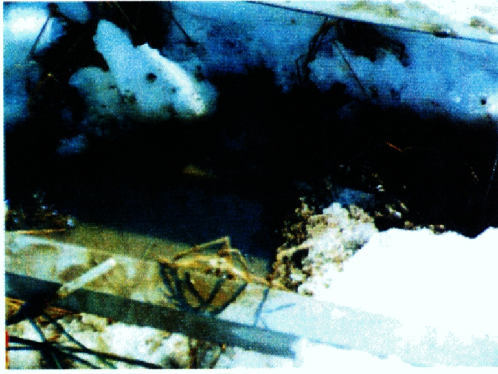


Photo 3 : paddy field with snowpack

Table 3 Observed items at paddy field

symbol	definition	sensor height
$T_{a3,2,1}$	air temp.	1.11,2.64,5.07m
$RH_{3,2,1}$	humidity	1.11,2.64,5.07m
$u_{3,2,1}$	wind speed	1.16,2.66,5.23m
w_{dir}	wind direction	5.23m
p	pressure	2.10m
T_g	soil temp.	-1,-10,-20cm
T_w	water temp.	1cm
$S \downarrow$	short-wave(down)	1.95m
$S \uparrow$	short-wave(up)	1.95m
$L \downarrow$	long-wave(down)	1.95m
$L \uparrow$	long-wave(up)	1.95m
$PAR \downarrow$	PAR(down)	1.95m
$PAR \uparrow$	PAR(up)	1.95m
R_n	net radiation	1.95m
G_g	soil heat flux	-1cm
$rain$	precipitation	
TDR	soil moisture	-5,-20cm
D_w	water depth	

PAR: photosynthetically active radiation

2.4 水田データの整理

本研究では'99/8/9~'00/8/17のデータを用いて解析を行った。代かき、田植えなどの期間('00/3/26~'00/5/15)には観測機器をすべて撤収していたため全項目が欠測となる。一般の農家の水田を借りているため、毎年この期間の欠測は避けられない。

水田では水体は非常に薄く水の層の貯留熱(G_w)を水温の変化から計算し(式(5)), 水体のすぐ下の土壌部分の貯留熱(G_g)を実際に熱流板で計測した。なお、式(5)中で T_{wb} は1ステップ前の値であり、3600は1時間単位でデータ処理を行ったためである。水田では水体が存在する場合には、水による貯

留熱(G_w)と土壌部分の貯留熱(G_g)の合計が貯留熱(G)となる(式(6))。このように水田では貯留熱を計測できるので、フラックスの算定にはボーエン比熱収支法を用いた(式(8),(9))。

ただし、2000年5月は土壌部分の貯留熱と土壌水分量が計測されていなかったが、水温は計測できていた。田植え直後のこの時期(湛水灌漑期)は水深が深く、土壌部分の貯留熱が水の層の貯留熱に比べて小さいと仮定して貯留熱を計算した。

$$G_w = (T_w - T_{wb}) \cdot D_w \times C_w / 3600 \quad (5)$$

$$G = G_w + G_g \quad (6)$$

$$q_{a3} = f(T_{a3}, RH_3, p), \quad q_{a2} = f(T_{a2}, RH_2, p) \quad (7)$$

$$B_o = \frac{C_p \cdot (T_{a3} - T_{a1})}{\lambda \cdot (q_{a3} - q_{a1})} \quad (8)$$

$$H = \frac{B_o \cdot (R_n - G)}{1 + B_o}, \quad \lambda E = \frac{(R_n - G)}{1 + B_o} \quad (9)$$

3. データセットの考察

本章では、第2章で作成したデータセットの考察を行う。湖面については年間のグラフで主に季節変化を、また良く晴れた日を季節別に選出し日変化を考察した。水田については主に夏場の良く晴れた日を選出して稲の生長および人為的操作による水深変化に着目しつつ考察を行った。

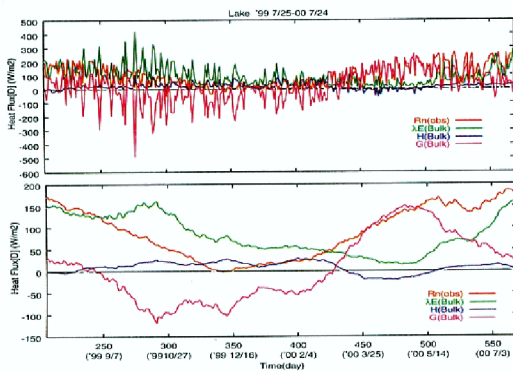
3.1 湖面の考察

(1) 年間の熱収支

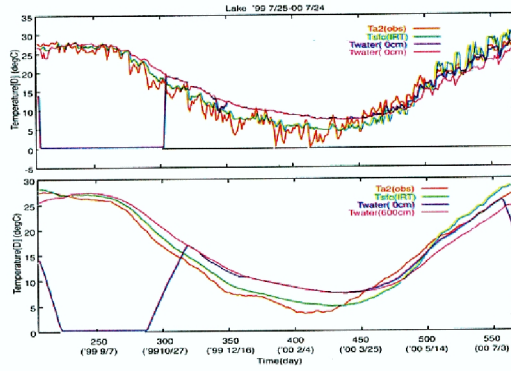
Table 4 Energy budget at lake(Wm^{-2})

period	R_n	G	H	λE
'99/7/25~31	116.0	15.1	-8.9	110.0
'99/8/1~31	133.3	8.8	-2.6	127.2
'99/9/1~30	92.6	-35.2	5.8	122.0
'99/10/1~31	57.7	-108.6	18.8	147.6
'99/11/1~30	21.7	-72.9	12.5	82.0
'99/12/1~31	-1.3	-86.2	20.1	64.8
'00/1/1~31	10.0	-50.5	9.9	50.5
'00/2/1~29	17.1	-59.8	25.7	51.2
'00/3/1~31	63.4	42.4	-8.6	29.6
'00/4/1~30	110.0	94.0	-12.3	28.4
'00/5/1~31	147.0	127.6	-10.1	29.6
'00/6/1~30	112.8	64.8	0.8	47.2
'00/7/1~24	182.9	91.9	-1.4	92.4
average	77.9	0.1	4.7	73.2

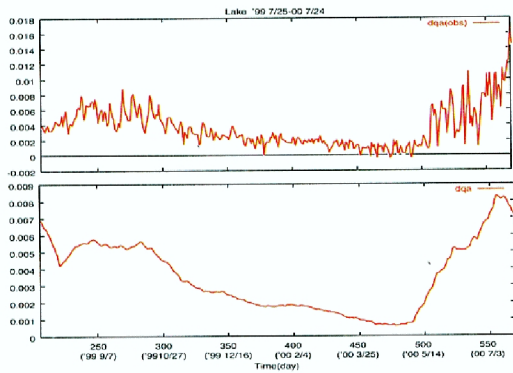
年間の熱収支を月別にTable 4に示した。月別に G を見ると夏場に取り込んだエネルギーを秋口から冬にかけて放出していることが良く分かる。また G は1年間で貯留熱が0に近づくようにパルク係数を調整したので、その場合一年間で得たエネルギーが H に約6%、 λE に約94%配分されることが分かった。



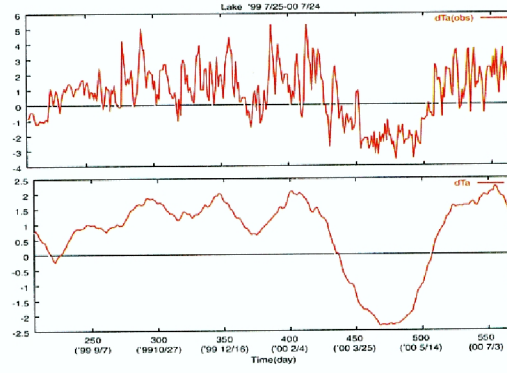
(a) Energy budget



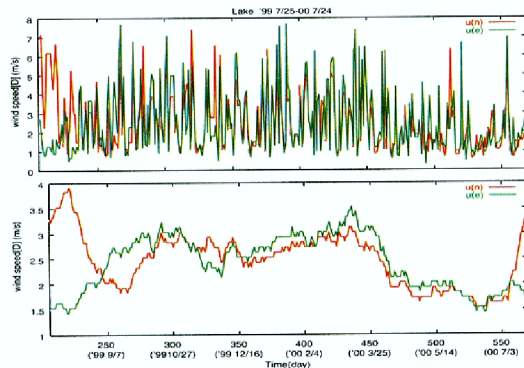
(b) Air and water temperatures



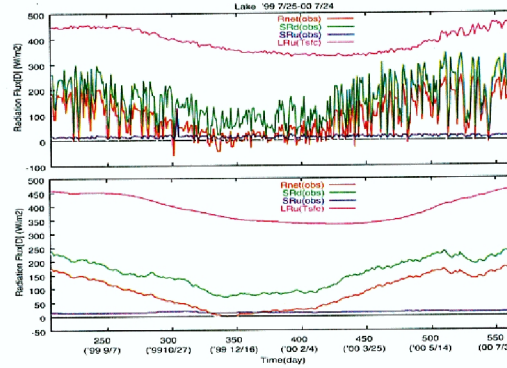
(c) Specific humidity difference between surface and 1.5m



(d) Air temperature difference between surface and 1.5m



(e) Wind speed(north and west)



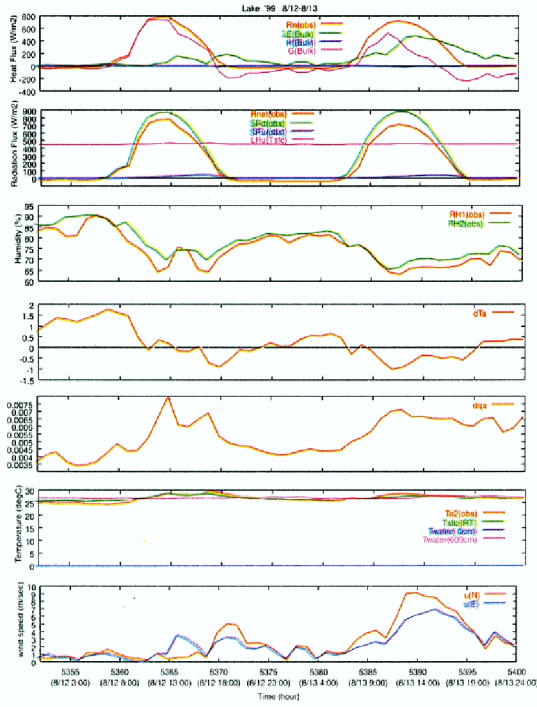
(f) Radiation budget at lake

Fig. 2 Seasonal variation at lake surface

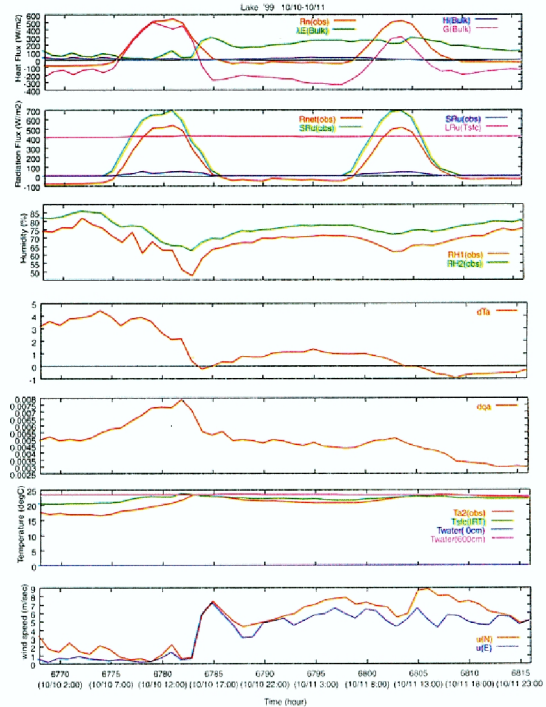
なお、モニーオープンコフの相似則により大気安定度を考慮したバルク係数を用いてフラックスを算定した場合、1年間のエネルギー配分は顕熱に8.6%、潜熱に57.8%、貯留熱に33.6%となった。すなわち、貯留熱(G)は1年間の収支でバランスせず、純放射の約3分の1が蓄熱されたことになっている。河川水の流入・流出に伴う熱の移流や琵琶湖内の対流により、蓄熱されたエネルギーが琵琶湖内で循環していることも考えられるため、観測地点で必ずしも熱収支の貯留項(1年平均)はゼロになる必要はない

が、約3分の1が蓄熱となることは考えにくい。滋賀県が測定している水温プロファイルデータを用いて蓄熱項を差としてではなく、直接計算することや、さらに長期間のデータを用いて、蓄熱項を精度良く評価していくことが今後の課題である。

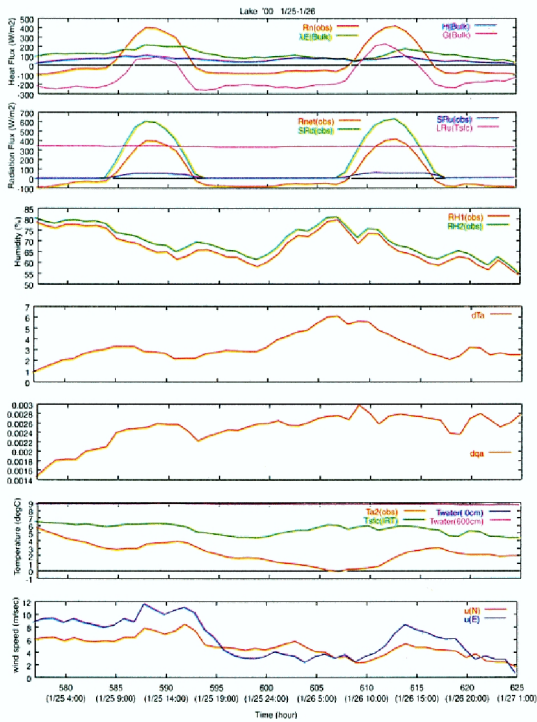
年間のグラフ(Fig. 2)は縦軸に各要素の値、横軸に1999年7月25日から2000年7月24日までを表示している。各図の上図は日平均値の時系列であり、下図は季節変化をより明確にするために前後15日間ずつの移動平均をとったグラフである。Fig.



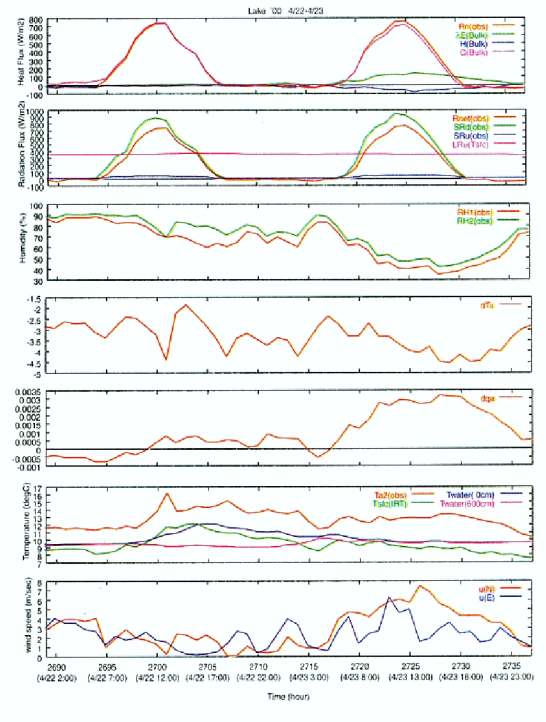
(a) Summer(1999/8/12,13)



(b) Autumn(1999/10/10,11)



(c) Winter(2000/1/25,26)



(d) Spring(2000/4/22,23)

Fig. 3 Diurnal variation of energy budget, radiation budget, relative humidity, air temp. diff., humidity diff., water temp., wind speed

2(a) は熱収支のグラフであるが、 G (水体の貯留熱)は熱収支式(式(4))から得られるので、 $H, \lambda E$ が増減することで変動する。 λE は10月7日(280)ごろ最高値で、4月24日(480)ごろ最低値になっている。

このことを Fig. 2(c), (e)に着目して考察する。 dqa (水面と水上の比湿の差)は7月19日(200)から10月27日(300)にかけてと、6月13日(530)から7月23日(570)にかけて高く、2月24日(420)から

5月14日(500)かけて低い値を指している。また u_3 (水面上1.5mの風速)は8月8日(220)ごろと7月23日(570)ごろに高く、4月4日(460)から7月13日(560)にかけて低くなっている。 λE は dqa と u_3 に依存し、7月19日(200)から10月27日(300)にかけて高く、3月15日(440)から5月14日(500)にかけて最も低い値をとっている。

Fig. 2(b) は気温と水温のグラフである。 H に関わる項として dTa があるが、これは t_{a2} (水上1.5mの気温)と t_{sfc} (放射温度計による水面の温度)の差によって与えられる。 t_{a2} が t_{sfc} よりも大きくなると H は負で、小さくなると正で通常表示される。しかし5月4日(490)あたりから、 t_{sfc} は大きくなり過ぎている。これは何かのトラブルで放射温度計の向きが変わり、観測機器を設置しているブイ自体の温度を計測していたことが後に判明した。そこでこの期間は t_{sfc} のかわりに t_w (水温計による表面付近の温度)を用いてバルク式を立てている。そのため5月24日(510)あたりで t_{sfc} は t_{a2} を大きく上回っているが、 H が負に表示されても問題はない。また、このグラフにおいて水温は気温の最高値および最低値に約1ヶ月ほど遅れていることが分かる。

H は10月27日(300)から3月5日(430)にかけて高く、4月19日(475)ごろ最低値になっている。このことは Fig. 2(d), (e) に着目して考察する。 dTa (水面と水上の気温の差)は10月27日(300)から3月5日(430)にかけてと6月3日(520)から7月13日(560)にかけて高く、3月25日(450)から5月14日(500)にかけて低い。

一方 Fig. 2(f) は放射収支に関するグラフである。11月26日(330)から2月4日(400)にかけて太陽放射量はほぼ等しい時期である。一方、冬期は太陽高度依存によりアルベドが高くなるので12月6日(340)頃の方が2月4日(400)頃よりも上向き長波放射量が大きく R_n は小さくなっているのである。

(2) 季節別のグラフから見た考察

Fig. 3(a)~(d) はそれぞれ、夏、秋、冬、春の晴天日における湖面のデータであり、それぞれ上から熱収支、放射収支、相対湿度、気温差、比湿差、気温・水温、風速を示している。

Fig. 3(a) では、 λE について8月13日は昼過ぎから大きくなっている。これはちょうどそのころから風が強くなっているためである。次に Fig. 3(b) では、10月10日の夕方あたりから風が強く吹いていることが分かる。そのため λE はそのころから大きな値を保ちつづけている。

Fig. 3(c) の熱収支のグラフを見ると夜間に大きく G が負になっている。気温のグラフを見れば常に

水温が最も高く dTa (水面と水上の気温差) が大きくなりそれに伴って H も大きくなる。また冬場において特に G の負が大きいのには夏場に蓄積したエネルギーを使って蒸発していることを意味している。

最後に Fig. 3(d) であるが、先ほど気温と水温の季節変化の位相についてふれたように、3月や4月は陸面との比熱の違いから最も気温と水温に差の出る時期である。そのため夜間において G が正になることもある。例えば4月22日の明け方などは風が弱くなっており λE も小さく、 H が負で出ている分、 G は正になっている。

3.2 水田の考察

(1) 年間の熱収支

Table 5 Energy budget at paddy (Wm^{-2})

period	R_n	G	H	λE
'99/8/9~31	119.0	0.83	15.44	102.7
'99/9/1~30	97.30	1.51	15.55	80.23
'99/10/1~31	70.68	-8.08	14.20	64.58
'99/11/1~30	35.93	-9.58	7.14	38.37
'99/12/1~31	22.16	-12.20	2.25	32.11
'00/1/1~31	28.91	-8.25	3.09	34.06
'00/2/1~29	24.86	-10.00	0.35	34.52
'00/3/1~25	67.36	-2.34	5.90	63.76
'00/5/16~31	140.4	-2.72	16.86	126.2
'00/6/1~30	109.2	9.12	11.52	88.60
'00/7/1~31	150.6	7.15	12.68	130.8
'00/8/1~17	172.1	5.92	21.01	145.2
average	78.63	-3.042	9.564	72.10

1年間の熱収支を Table 5 に月別に示した。 G が0にならず負になっているが、これは現在の観測システムでは冬期の積雪のあるとき正確に G が計測できないということと、ボーエン比を求める際に雪の融解熱を考慮していないことに原因がある。しかしながら、およそ90%が λE に、10%が H に配分されることが分かる。

年間のグラフ (Fig. 4) は縦軸に各要素の値、横軸に1999年8月9日から2000年8月17日までを表示している。各図の上図は日平均値の時系列であり、下図は季節変化をより明確にするために前後15日間ずつの移動平均をとったグラフである。

まず熱収支のグラフ Fig. 4(a) について考察を行う。5月14日(500)から8月17日(228)にかけて R_n は大きくなっているのに対して、 G は小さくなっている。これは稲が生長したことにより太陽放射が地表面に届きにくくなっているからである。次にボーエン比のグラフ Fig. 4(b) を見ると8月28日(240)あたりから急激に大きくなっていることが分かる。これはそれまで稲がしっかり育って、太陽放射が直接は地表面に届きにくくなっていて、その

エネルギーを稲の蒸散に用いていたため λE が大きかったが、稲刈り終了後はすぐに太陽放射が地表面に達して直接暖め、その上の空気を暖めることとなり H が大きくなる。そのため相対的に稲刈り後ボーエン比が大きくなったと考えられる。

一方、Fig. 4(c) は降水量のグラフで、1年中降水があり土壌が湿っているのが常にボーエン比は小さな値をとっている。ただし、移動平均のグラフで4月14日(470)ごろに大きくなっているのは移動平均を出す際に欠測期間を欠測の前後で線形内挿したためである。

3.3 月別のグラフから見た考察

Fig. 5(a)~(c) はそれぞれ、5~7月の晴天日における水田のデータであり、それぞれ上から熱収支、放射収支、NDVI、地温・水温、水位、雨、相対湿度を示している。Fig. 5(a)の気温のグラフから5月25日の方が5月24日比べて水温上昇が大きく G が大きくなりそうだが、熱収支のグラフを見た場合それほどでもない。これは水深のグラフから分かるように5月24日の方が水深が大きいため水の層全体としては得られた G に差はでないからである。

次にFig. 5(b)と(c)を見比べて考察を行う。まず、放射に関するグラフから6月6日と7月10日の放射状況は非常に似ていることが分かる。それを踏まえて熱収支のグラフを見る。 G について6月6日は7月10日に比べて大きいですが、これは水温のグラフがほぼ同じなので水深の差がそのまま表れていると解釈される。7月10日の水深が急激に低下しているのは人為的操作によるものである。

3.4 湖面・水田の季節変化

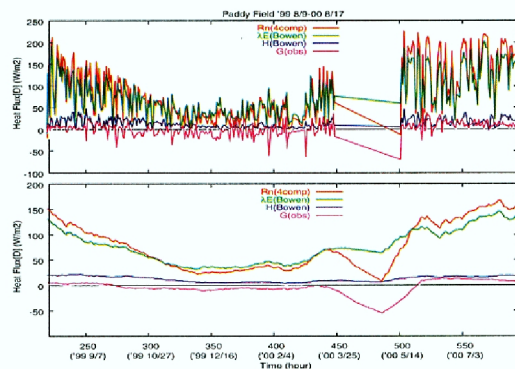
Fig. 6は気温および比湿の日変化の月平均をプロットしたものであり、横軸に比湿、縦軸に気温を表示している。なお、湖面(上図)は1999年8月から2000年7月、水田(下図)は1999年9月から2000年8月までのデータを使用している。1つの線が0時を起点として1日を表している。(ただし、水田に関して5月は15日間、8月は17日間のデータである。)

1日の気温変化は、湖面に比べ水田が大きい。このことは水体と陸地との熱容量の差が原因している。また、水田のグラフが下方に長いのは早朝の放射冷却の影響である。

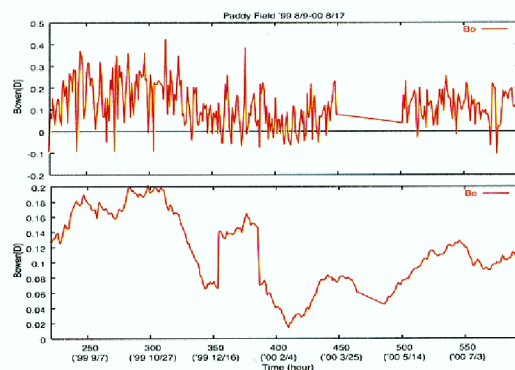
次に湖面の10月のグラフは午前中に気温が上昇し、比湿が低下していることが分かる。このことは、地形が盆地であるためということが予想される。通常、盆地では早朝は冷気層が形成されており太陽が

出ると盆地周辺の斜面が熱せられて斜面上昇風が発生し、その補償流として、盆地の上空では沈降流が生じる。その際の上空の乾いた空気が降りてくる効果が考えられるが、同時に気温上昇にともなった大気境界層の上昇による上空の乾いた空気との混合の効果も考えられる。実際には横方向の移流などを大気陸面過程モデルと絡めて議論する必要がある。

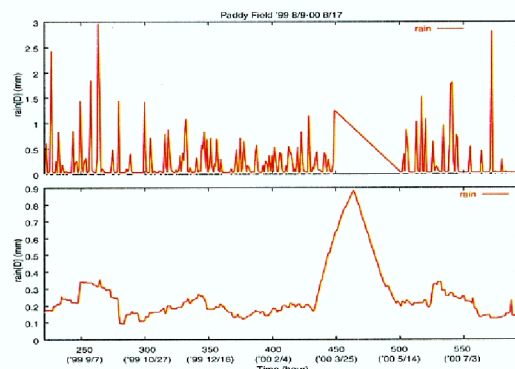
また、2月の日変化が最も小さいが、このことは純放射量が少ない時期であることと共に曇りの日が多かったためである。



(a) Energy Budget

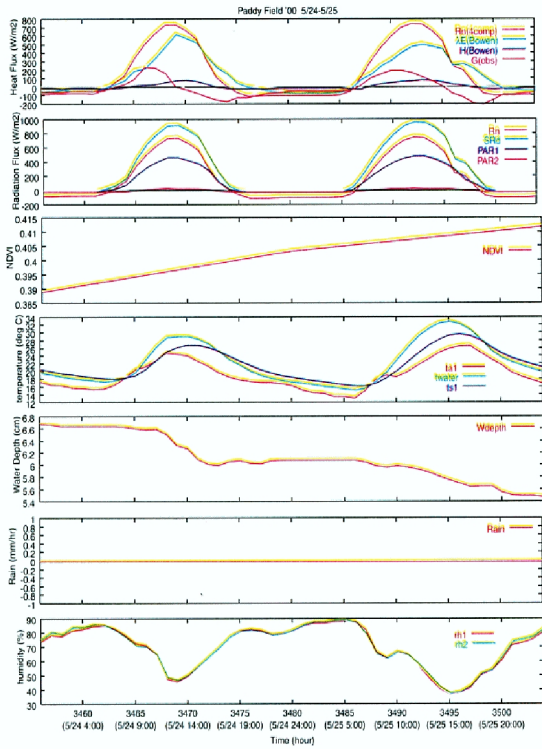


(b) Bowen ratio

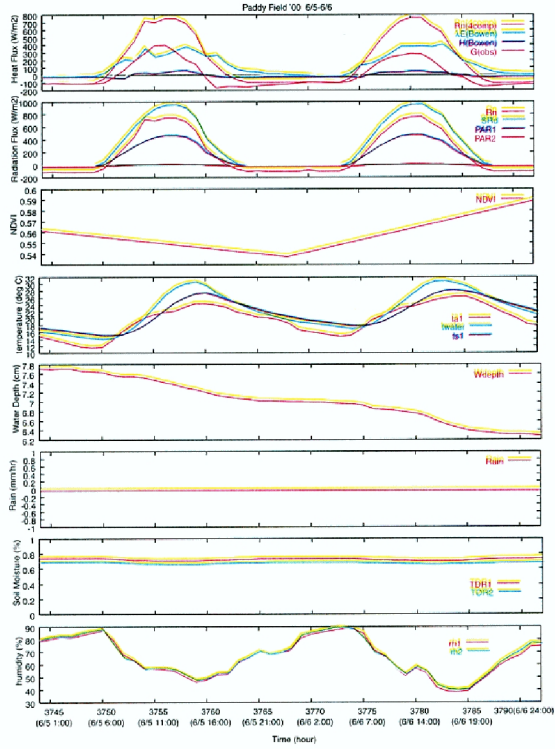


(c) Precipitation

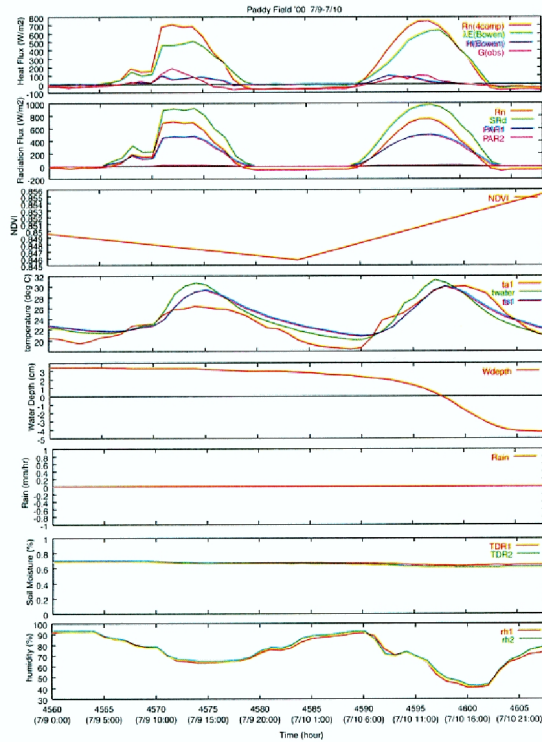
Fig. 4 Seasonal variation at paddy field



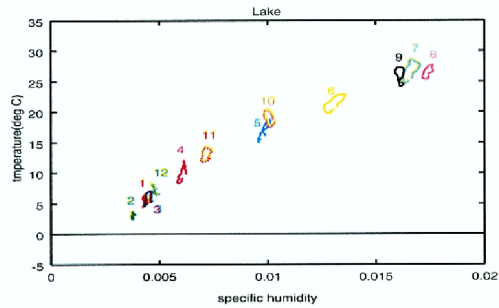
(a) 2000/5/24,25



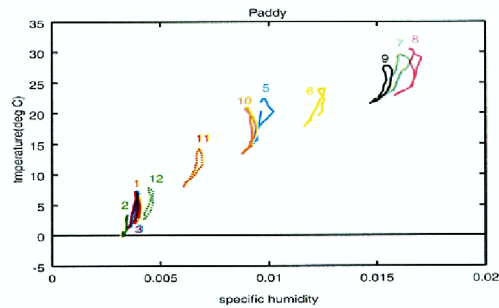
(b) 2000/6/5,6



(c) 2000/7/9,10



(a) Lake



(b) Paddy field

Fig. 5 Diurnal variation of energy budget, radiation budget, NDVI, soil and water temperature, water depth, rainfall, relative humidity at paddy field

Fig. 6 Diurnal and seasonal variation of air temperature and specific humidity over lake and paddy

4. 数値モデル

4.1 SiBUCの水体モデル

本研究で使用した水体モデルは陸面過程モデルSiBUC(田中ら(1994),(1998))の中の水体のモデルである。このモデルは強制復元モデルによって表現され、予報変数は2つだけである。1つは水体表面の温度、もう1つは水体の深い部分の温度である。表面の温度は水温の日変化を、深い部分の温度は水温の季節変化を決定する要素である。

ほとんどの短波放射は水体の深いところまで透過して吸収され、ほんの一部分が水体の表面付近に吸収される。このため、水体では表面温度の日変化が小さくなる。その吸収されたエネルギーは貯留され季節変化に応じて消費される。水体はたくさんのエネルギーを夏場に吸収し、秋から冬にかけて潜熱として放出する。

そのため、水体における温度の支配方程式は植生地の場合のものとは少し異なる。本モデルでは、表面付近を透過し深層に蓄熱される割合を透過因子(β)と呼び、表面温度の予報方程式(式(10))において、純放射(Rn_{wb})から吸収された短波放射の一部を差し引いている。以下に水体の水温に関する支配方程式を示す。なお、水体モデルで使用する記号の説明をTable 6に示す。

$$C_{wb} \frac{\partial T_{wb}}{\partial t} = Rn_{wb} - \beta F_{s,wb} - H_{wb} - \lambda E_{wb} - \omega C_{wb}(T_{wb} - T_{dw}) \quad (10)$$

$$C_{dw} \frac{\partial T_{dw}}{\partial t} = Rn_{wb} - H_{wb} - \lambda E_{wb} \quad (11)$$

$$C_{wb} = C_w Z_s + 0.5 \sqrt{k_w C_w 86400 / \pi} \quad (12)$$

$$C_{dw} = \sqrt{365} C_{wb} \quad (13)$$

比熱や熱伝導率等の物理定数以外に水体モデルでは、水体の条件や熱収支特性に関わるパラメータとして、 Z_s (有効水深)、 β (透過因子)、 r_{awm} (空気力学抵抗の最小値)を用いる。それぞれのパラメータの特性に関しては第5章で詳しく述べる。

水温の季節変化の位相や振幅は水体の深さによって決まる。水深の効果モデルに反映するために、SiBUCの水体モデルでは有効水深(Z_s)の項を熱容量の計算に加えている(式(12))。 Z_s は水体の実際の深さを意味するものではなく、温度の振幅や位相をコントロールするパラメータである。

また本モデルではアルベドの入射角依存性を考慮しており、太陽光の入射角のコサイン(μ)を用いて、アルベド(α)は次式で与えられる。

$$\alpha = \alpha_1 \mu^{\alpha_2} \quad (14)$$

4.2 水田モデル(P-SiB2)

(1) SiB2の概要

SiB2はより現実的な陸面水文過程を表現するために、SiB(Sellers et al., 1986)を改善して作られた陸面過程モデルである。従来のSiBには次の2つの大きな問題点があった。

- キャノピーの蒸散抵抗に経験式が使われている。
- 季節変化するパラメータを前もって規定している。

この問題点を改善するために、SiB2には次の二点の大きな変更が加えられた。

- キャノピーの現実的な二酸化炭素と水蒸気の伝達過程を表現する新しい光合成・気孔抵抗モデルの導入
- 植生の季節的変化を考慮するための人工衛星データの利用

SiB2モデルの詳細についてはSellers et al.(1995)を参照されたい。

しかし、オリジナルのSiB2では湛水時に水田での熱フラックスと温度の日変化を適切に再現できない場合があるので、新たに土壌層の上に水層を加えた水田モデル(P-SiB2)が開発された(林, 2000)。なお、水田モデルで使用する記号の説明をTable 7に示す。

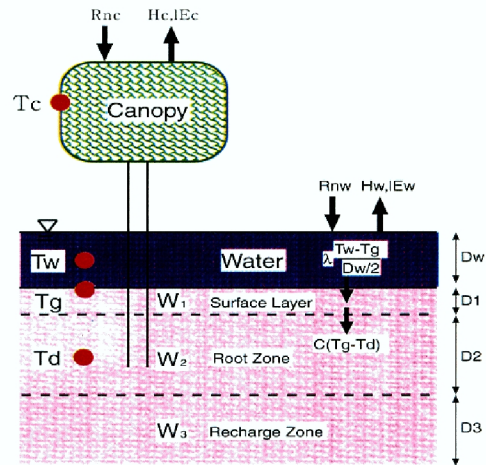


Fig. 7 Schematic image of P-SiB2(heat budget)

(2) 熱収支式

水田の水は濁っているので、上からの短波・長波放射は水体で完全に吸収されると仮定している。また、水田耕作期への適用を想定しているため、雪はないと仮定した。したがって改良後のキャノピー層・水層・土壌表層・土壌深層の熱収支式は式(15),(16),(17),(18)のようになる。ただし、 $\lambda_w \frac{T_w - T_g}{D_w / 2}$ は水体と土壌表層間の熱伝導の項である。

Table 6 List of variables and parameters in the water body model

symbol	definition	unit
C_{wb}	heat capacity of surface layer	$Jm^{-3}K^{-1}$
C_{dw}	heat capacity of deep layer	$Jm^{-3}K^{-1}$
T_{wb}	temperature of surface layer	K
T_{dw}	temperature of deep layer	K
Rn_{wb}	net radiation flux	Wm^{-2}
H_{wb}	sensible heat flux	Wm^{-2}
λE_{wb}	latent heat flux	Wm^{-2}
$F_{s,wb}$	absorbed short-wave radiation	Wm^{-2}
β	transmittancy for short-wave radiation	
Z_s	effective depth of surface layer	m
C_w	specific heat of water (4.18×10^6)	$Jkg^{-1}K^{-1}$
k_w	heat conductivity	$Wm^{-1}K^{-1}$
ω	$2\pi/86400$	s^{-1}

Table 7 List of variables and parameters in the paddy field model(P-SiB2)

symbol	definition	unit
$T_i(i = c, w, g, d)$	temperature	K
D_w	depth of water	m
$W_j(j = 1, 2, 3)$	soil wetness($=\theta_j/\theta_s$)	
$\theta_j(j = 1, 2, 3)$	volumetric soil water content	m^3m^{-3}
$C_i(i = c, w, g, d)$	heat capacity	$Jm^{-2}K^{-1}$
$Rn_i(i = c, w, g, d)$	net radiation flux	Wm^{-2}
$H_i(i = c, w, g, d)$	sensible heat flux	Wm^{-2}
$\lambda E_i(i = c, w, g, d)$	latent heat flux	Wm^{-2}
E_{wi}	evaporation from water layer	$kgm^{-2}s^{-1}$
E_{ct}	transpiration from canopy	$kgm^{-2}s^{-1}$
M	total water storage	m
S	saturated value of total soil moisture	m
D_d	canopy through rainfall	m/sec
D_c	drainage from canopy	m/sec
R_o	surface runoff	m/sec
Q_3	baseflow from bottom of 3rd layer	m/sec
W_{in}	water irrigation rate	m/sec
W_{out}	water drain rate	m/sec
$D_j(j = 1, 2, 3)$	depth of soil layer	m
θ_s	porosity	m^3m^{-3}
λ_w	heat conductivity of water layer	$Wm^{-1}K^{-1}$
ρ_w	density of water	kgm^{-3}
τ_d	day length($=86400$ sec)	sec
Δt	time increment of numerical simulation	sec

The subscript c, w, g, d refers to canopy, water, surface soil, deep soil, respectively.

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - lE_c \quad (15)$$

$$C_w D_w \frac{\partial T_w}{\partial t} = Rn_w - H_w - lE_w - \lambda_w \frac{T_w - T_g}{D_w/2} \quad (16)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = \lambda_w \frac{T_w - T_g}{D_w/2} - \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) \quad (17)$$

$$C_d \frac{\partial T_d}{\partial t} = \frac{2\pi C_d}{\tau_d} (T_g - T_d) \quad (18)$$

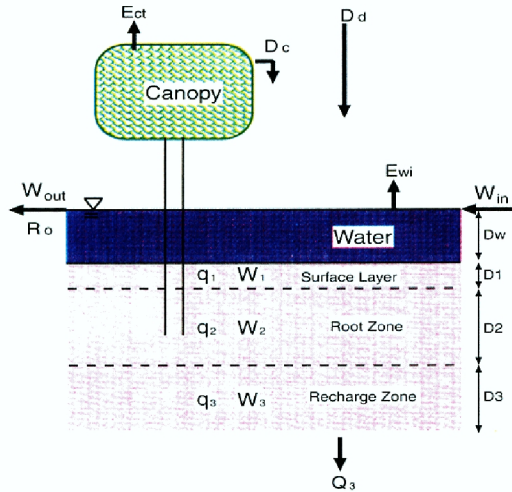


Fig. 8 Schematic image of P-SiB2(water budget)

(3) 水深と人為的操作

まず水深を計算するために、水体と土壌内に含まれる水の総貯水量 (M) を導入する。 M は式 (19) で表す。

$$M = D_w + \theta_s W_1 D_1 + \theta_s W_2 D_2 + \theta_s W_3 D_3 + (D_d + D_c - E_{wi}/\rho_w - E_{ct}/\rho_w - R_o - Q_3 + W_{in} - W_{out}) \Delta t \quad (19)$$

ただし、水層が存在していない場合 ($D_w = 0$) は水面からの蒸発 E_{wi} ではなく、地表面からの蒸発 $E_{gi} + E_{gs}$ を用いる (E_{gi} : 地面の上の水たまりからの蒸発, E_{gs} : 土壌表層からの土壌水の蒸発)。

土壌が完全に飽和した時の土壌層内の総貯水量 (S) は式 (20) で表せる。

$$S = \theta_s D_1 + \theta_s D_2 + \theta_s D_3 \quad (20)$$

ここで、 $M > S$ ならば土壌が飽和して、さらに水体が存在すると考え、水深 D_w は式 (21) で計算される水深を次ステップの計算に使用する。

$$D_w = M - S \quad (M > S) \quad (21)$$

(4) 水深操作ルール化に必要なパラメータ

水田では概略して、田植え→湛水灌漑→中干し→間断灌漑→落水という流れで水が管理されていると考える。モデル内でこれらの水管理を再現するために、以下の五つの操作日に関するパラメータを設定する。

- 田植え開始日 (T_1)
- 中干し開始日 (T_2)
- 中干し期間 (T_3)
- 間断灌漑時における乾燥期間 (T_4)
- 落水日 (T_5)

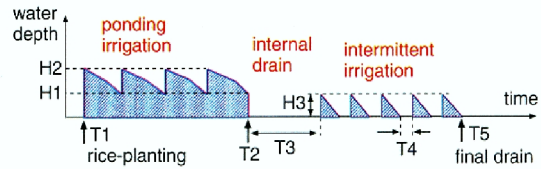


Fig. 9 Growing stage of rice and water operation rule

パラメータと水深の関係を Fig. 9 に示す。湛水時にはある程度の水深まで減少すると取水して、ある水深まで水を補うという作業がされていると考えられる。この取水開始を始める水深と、その時に目標とする水深をパラメータ H_1, H_2 とする。

- H_1 : 湛水時に取水を開始する水深
- H_2 : 湛水時における取水の目標水深
- H_3 : 間断灌漑時における取水の目標水深

水深操作に関わるパラメータは観測データを詳細に解析して決定される。すなわち、土壌水分データと水深データから総貯水量 (M) を計算し、総貯水量の変化から降雨データ (P)、蒸発散量 (E) (ポエン比熱収支法で計算) を差し引いたものが人為的操作量 ($W_{in} - W_{out}$) と最下層からの浸透量 (Q_3) と考える。

$$M^{t+1} - M^t = P - E - Q_3 + W_{in} - W_{out}$$

$$W_{in} - W_{out} = M^{t+1} - M^t - (P - E - Q_3) \quad (22)$$

人為的操作量は浸透量よりもはるかに大きいので、人為的操作が行われているかどうかを判断し、操作日や水深に関するパラメータを決定する。水が張っており、かつ晴天で人為的操作が行われなかったと思われる日を選定し、減水深が蒸発散量と Q_3 の和であると考えて Q_3 を推定する。

Q_3, W_{in}, W_{out} などの値を実測データから推定すると日々異なる値をとる。しかし、これらの値は水田の土壌の性質や圃場整備状況、水田のバルブ施設の性能などによるものであり、毎日変化するとは

Table 8 List of parameters in the water operation rule

Symbol	definition	unit	1999	2000
W_{in}	water irrigation rate	mm/hour	4.5	4.5
W_{out}	water drainage rate	mm/hour	1.4	1.4
H_1	low water level during ponding irrigation	mm	10	20
H_2	high water level during ponding irrigation	mm	30	30
H_3	high water level during intermittent irrigation	mm	30	40
T_1	rice-planting date	mndyhr	051510	no data
T_2	internal drain start date	mndyhr	070411	070314
T_3	period of internal drain	day	10	3
T_4	drain period during intermittent irrigation	day	3	3
T_5	final drain date	mndyhr	081811	no data

Table 9 List of parameter set for sensitivity analysis

No.	Z_s	β	r_{awm}	No.	Z_s	β	r_{awm}	No.	Z_s	β	r_{awm}
A-1	0.03	0.50	50.0	B-1	0.30	0.10	50.0	C-1	0.30	0.50	10.0
A-2	0.10	0.50	50.0	B-2	0.30	0.30	50.0	C-2	0.30	0.50	30.0
A-3	0.30	0.50	50.0	B-3	0.30	0.50	50.0	C-3	0.30	0.50	50.0
A-4	1.00	0.50	50.0	B-4	0.30	0.70	50.0	C-4	0.30	0.50	70.0
A-5	3.00	0.50	50.0	B-5	0.30	0.90	50.0	C-5	0.30	0.50	90.0

考えにくいので、得られた値の平均値を使用することにした（日々のばらつきは観測誤差と考える）。

示す。

(1) 有効水深 (Z_s)

5. 数値シミュレーションと考察

5.1 水体モデルの考察

SiBUCにおける水体モデルでは、有効水深 (Z_s)、透過因子 (β)、空気力学抵抗の最小値 (r_{awm}) という3つのパラメーターを与えている。本章ではこれらのパラメータの特性を理解するためにパラメータ値に対するモデル出力の変化を見る感度分析を行う。

琵琶湖プロジェクトで得た1年分(1999年7月25日~2000年7月24日)の湖面の観測データを気象強制力として、1年間のシミュレーションを行った。様々なパラメーター値の組み合わせで計算を実行するが、全ての場合に対して同一の初期条件を与える。ただし、パラメータ値により1年間の収支が閉じない(温度が初期値と同じ値にもどらない)ことがあるので、同一の気象強制力を10年分繰り返し与え、9年間の助走ランを行い、1年周期でほぼ安定したと考えられる最後の1年間(10年目)のシミュレーション結果を本章の考察の対象とした。感度分析で使用した各パラメータセットを Table 9 に

Table 10 Sensitivity of heat budget to Z_s

Z_s (m)	H (Wm^{-2})	LE (Wm^{-2})	G (abs)
0.03	-7.3	96.4	32.1
0.10	-6.9	94.2	43.6
0.30	-6.4	91.9	66.6
1.00	-4.5	88.9	130.1
3.00	3.2	80.7	272.5

Table 11 Observed heat budget at different lake

Lake	depth	H	LE	G (abs)
Kasumigaura	3m	18	66	21
Nojiri	21m	23	51	61
Towada	80m	31	53	111

パラメーター Z_s を変えて1年分シミュレーションした結果が Fig. 10 である。このグラフは横軸に1999年7月25日から2000年7月24日までの1年間を表示している。どのグラフも Z_s を変えることで季節変化の振幅が変わっていることが分かる。

さらに、 Z_0 を大きくするにつれて日変化の振幅についても小さくなっていることが分かる。このことは水深が大きくなると水体の熱容量が大きくなることで説明できる。

Table 11 は水深の異なる3つの湖における熱収支量の年平均値(観測値)を比較したものである(近藤, 1994)。また Table 10 は、 Z_0 を深くしていった場合の熱収支量の年平均値(貯熱量については絶対値の年平均値 [Wm^{-2}]) を表示している。

Table 10 から、水深が深くなるにつれ貯熱量の絶対値が大きくなるのに対して λE の年平均値はそれほど影響を受けないことなど、水体の深さによる熱収支特性の違いをモデルでうまく表現できていることがわかる。

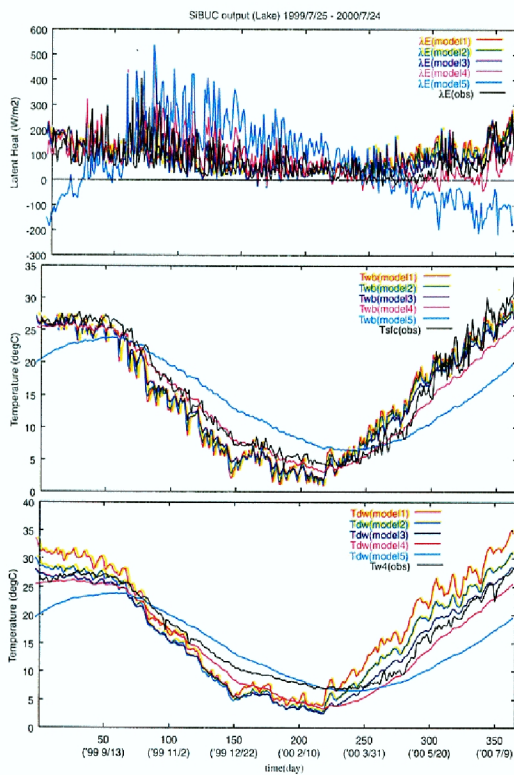


Fig. 10 Sensitivity of seasonal variation to Z_0

(2) 透過因子

パラメーター β (透過因子)を変えてシミュレーションした結果が Fig. 11 である。このグラフは横軸に1999年7月25日から1999年7月31日までを表示している。潜熱のグラフについてであるが、透過因子が大きくなるにつれ、表面水温の日変化の振幅が小さくなり、その結果 λE は日中小さく、夜間に大きくなるという特徴が現れている。

また表面付近の温度と水体の深い部分の温度についてのグラフを見ると、透過因子が大きくなるにつれて水体の深くまで温められる様子が分かる。さら

に、日平均の R_n はほぼ同じなので、表面水温の日平均値もほぼ等しく(短波放射収支は完全に一致するので)、水体の表面付近には熱が残りにくくなっていることも分かる。ここで、Table 12 は1日の中での λE , T_{wb} , T_{dw} の最高値と最低値の差(日較差)を平均した値である。

β	$\lambda E(\text{Wm}^{-2})$	$\Delta T_{wb}(^{\circ}\text{C})$	$\Delta T_{dw}(^{\circ}\text{C})$
0.10	172.1	2.651	0.309
0.30	159.7	2.180	0.320
0.50	148.8	1.724	0.331
0.70	139.8	1.316	0.342
0.90	133.7	1.044	0.354

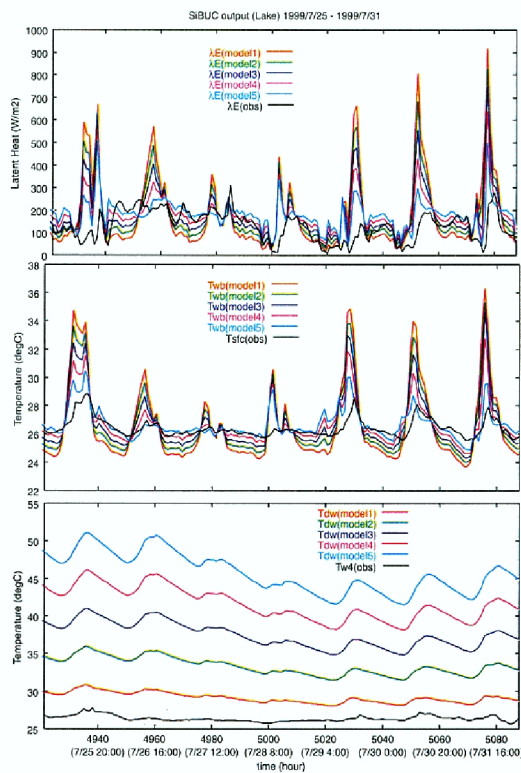


Fig. 11 Sensitivity of diurnal variation to β

(3) 空気力学抵抗の最小値

パラメーター r_{awm} (空気力学抵抗の最小値)を変えてシミュレーションした結果が Fig. 12 である。このグラフは横軸に1999年7月25日から1999年7月31日までの一週間を表示している。風速の強い時には通常 λE が大きくなり r_{awm} は小さくなる。そのため、風の強い日には r_{awm} の値が非常に小さくなり λE が実際よりも大きく出力される。 r_{awm} の値を変えることで λE の大きさが調整されていることが分かる。また、Table 13 は各要素を日平均値

で表示している。 lE が減少するにつれてその分、 H が増大していることが分かる。

Table 13 Sensitivity of heat budget to r_{awm}

r_{awm}	$H(Wm^{-2})$	$lE(Wm^{-2})$	$G(Wm^{-2})$
10(s/m)	-20.2	109.6	-4.0
30(s/m)	-15.4	103.6	-3.3
50(s/m)	-6.4	91.9	-2.1
70(s/m)	-0.5	83.6	-1.3
90(s/m)	3.2	77.8	-0.9

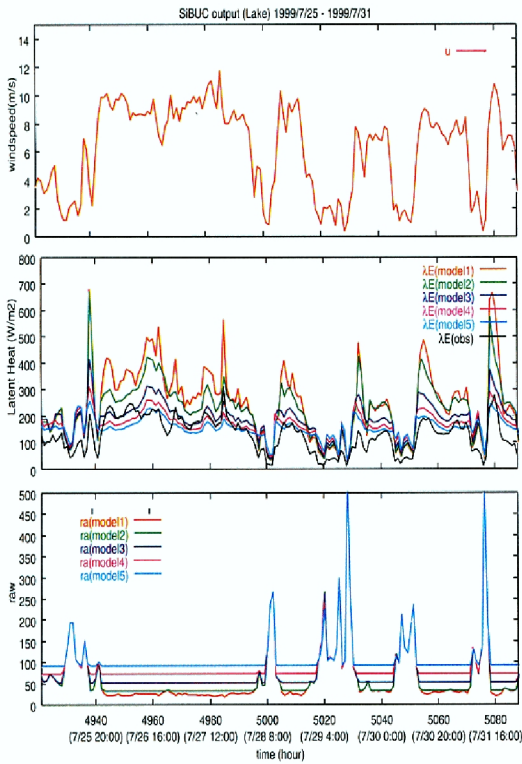


Fig. 12 Sensitivity of diurnal variation to r_{awm}

5.2 P-SiB2 モデルの考察

(1) 人為的水深操作のルール化についての考察

林 (2000) は水田の水管理の基本ルールをもとに、水田モデルの水深予報のためのルール化を行い、1999年の琵琶湖プロジェクトのデータを用いて水深操作に関わるパラメータを設定した。本研究では2000年のデータを用いて、林と同様にパラメータ設定を試みる。Fig. 13は横軸に2000年5月15日から2000年8月17日までの約3ヶ月を表示している。

まず、湛水時に取水を開始する水田の水深についてであるが5月16日(3300)~6月6日(3800)に

かけて定期的に降雨があるため水田管理者が意思を持って取水した日を特定するのが困難である。しかし、5月26日(3550)ごろに最も水田の水深が低くなっており、その日に降雨があったため湛水時に取水を開始する水深が20mm以下であったことがわかる。

一方、湛水時における取水の目標水深についてであるが、その期間中に定期的に降雨があったため取水していないと考えられる。降雨で水深が約50mm増した後、取水した様子がないので、当初の目標はクリアしていたものと考え30mmと設定した。

なお、データを見る限り明確な中干し期間を読み取ることができなかった(降雨のため)。

次に、間断灌溉時の取水の目標水深であるが、8月5日(5250)ごろ降雨の見られない時期に水深上昇があり、その上昇は明らかに人為的操作によるものなので40mmとした。このとき中3日ほどで連続して人為的操作が見られたので、間断灌溉時での排水終了から取水開始までの期間を3日とした。田植え開始日及び落水日は今回のシミュレーションには直接は関係しない。

以上のように決定したパラメータ値をTable 8にまとめて示す。なお、参考までに、林(2000)が1999年度のデータをもとに推定したパラメータも同時に示す。

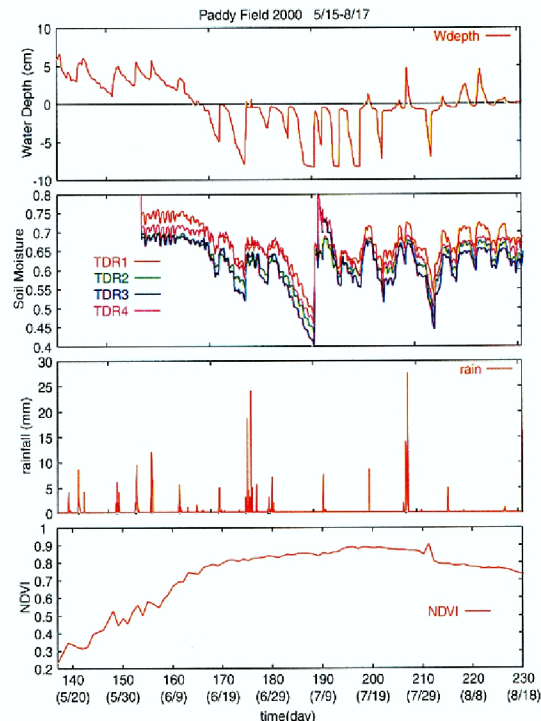


Fig. 13 Time series of water depth, soil moisture, rainfall, NDVI at paddy (2000 Summer)

(2) 観測値と SiB2 と P-SiB2 の比較および検証

Fig. 14 は 2000 年 7 月 11 日から 2000 年 7 月 14 日までの 4 日間を横軸に表示した熱収支のグラフであり、それぞれ、水田の水の層を考えていない計算 (オリジナルの SiB2), P-SiB2 の計算で水深に観測値を用いたもの、P-SiB2 の人為的水管理をルール化したもの (水深も予測する)、観測値を示している。

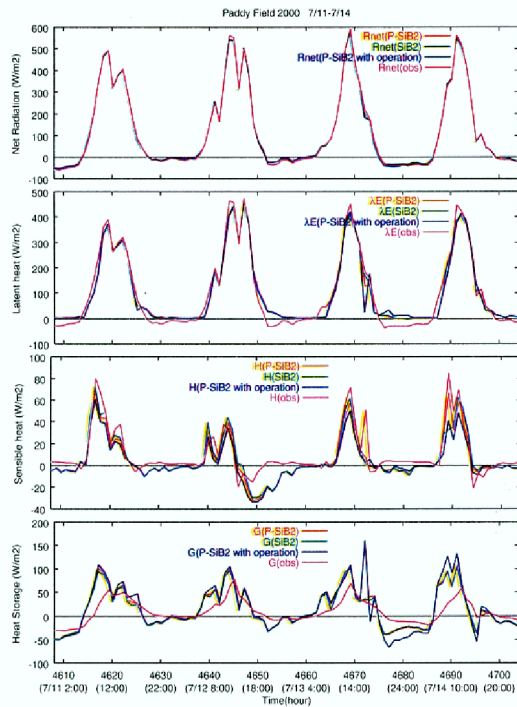


Fig. 14 Observed and simulated heat budget at paddy field from 11th to 14th July 2000

R_n 及び LE に関して観測値と P-SiB2 の結果、観測値と SiB2 の結果の相関係数はともに 0.90 を上回っていた。また、 H 及び G に関して観測値と P-SiB2 の結果、観測値と SiB2 の結果の相関係数はともに 0.70 を上回っていた。

しかし、水深に関するグラフ Fig. 13 及び Fig. 15 に着目した場合、P-SiB2 と比べて明らかに SiB2 は観測値を下回っている。水田に関する物理過程をより現実的に表現している P-SiB2 はパラメーター設定を慎重に行うことでより観測値に近づくことが可能である。SiB2 は P-SiB2 ほど水田の物理過程を表現できていないので、より土壤水分の低下があった場合に、今回ほどの好結果が得られるとは限らない。

また、Fig. 13 の人為的水深操作量と観測値の比較のグラフからも分かるように現段階では人為的操作量のルール化は十分になされていない。今後、人為的操作の評価方法についての議論が必要である。1999 年と 2000 年のデータからは同様な人為操作規

則を読み取ることが出来なかった。これは年毎に気象条件 (雨、気温、日照等) が異なること、また同様の条件であっても必ずしも操作する側が同様の操作をするとは限らないことが原因である。今後もデータを蓄積し、より現実の人為操作パターンを再現できるようなルール化 (あまり複雑にならない範囲で) を検討するとともに、操作の曖昧さについてもモデルに導入できるようなモデル構成を検討すべきである。

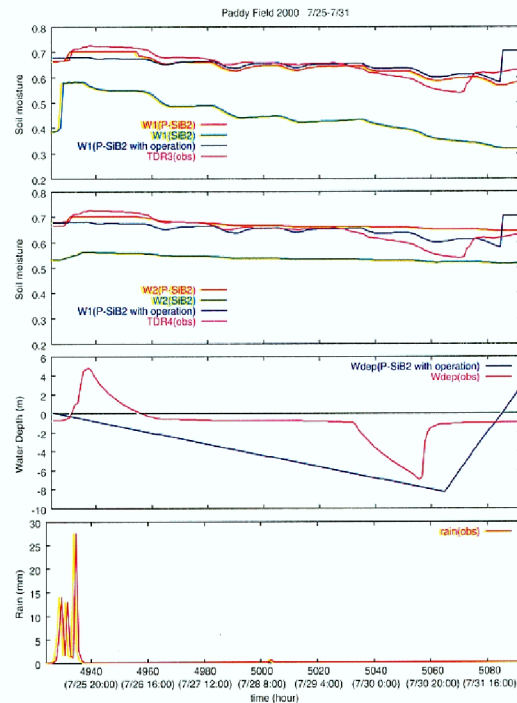


Fig. 15 Observed and simulated soil moisture, water depth, rain at paddy field from 25th to 31th July 2000

6. 結論

本研究では、琵琶湖プロジェクトで得られたデータをベースにしてデータセットを作成した。また、そのデータセットを用いて SiBUC の水体モデルと P-SiB2 の精度および感度分析を試みた。

- 第 2 章では、琵琶湖プロジェクトで得られるデータの観測方法および解析方法を湖面と水田についてそれぞれ述べた。
- 第 3 章では、作成したデータセットの考察を行った。課題としては、今までの水田の観測が夏場の水管理を意識したものであったため、冬場の雪を十分に観測できていなかったことが挙げられる。そのため、次の冬場の観測は転倒ます式雨量計から重量式雨量計に切り替えて観測するなどを予定している。今後は、融解熱を積

雪・融雪モデルを用いて間接的に評価していくため、入力に必要なデータを取得するために観測要素を増やす予定もある。また、水田における4月の欠測期間の熱収支をどのように評価していくのかも、今後の課題である。

- 第4章では、SiBUCの水田モデルとP-SiB2の概要について述べた。とくに水田の人為的操作のルール化について述べた。
- 第5章では、SiBUCおよびP-SiB2のさまざまなシミュレーション結果を掲載し、パラメータ設定による感度分析と観測値との比較を行った。今後の課題としては水深の人為的操作量を観測データのみから読み取ることは現段階では難しいので、2001年度の観測からは実際に水田管理者とコンタクトをとり、水深操作に関する情報を入手し、データとの比較から人為的操作量を見極める手法を確立する必要がある。

参考文献

- 1) 近藤純正 (1994) : 水面の熱収支, 水環境の気象学, 第7章, 朝倉書店, pp.160-184.
- 2) 田中賢治・池淵周一 (1994) : 都市域・水体をも考慮した蒸発散モデルの構築とその琵琶湖流域への適用, 京大防災研究所年報, 第37号B-2, pp.299-313.
- 3) 田中賢治・中北英一・池淵周一 (1998) : 琵琶湖プロジェクトの陸面過程モデリング, 水工学論文集, 第42巻, pp.79-84.
- 4) 中北英一・砂田憲吾 (1998) : 琵琶湖プロジェクトについて, 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, pp.1-12
- 5) 中北英一 (2000) : 琵琶湖プロジェクト-琵琶湖流域の水・熱循環過程解明の取り組み-, 水文・水資源学会誌, 第13巻6号, pp.429-438.
- 6) 林祐樹 (2000) : 陸面過程モデルSiB2をベースとした水田モデルの構築, 京都大学大学院修士論文.
- 7) 宮崎真・杉田倫明・安成哲三・鈴木力英・石川裕彦・田中賢治・山本晋 (2001) : 各種プロジェクトにおけるフラックス測定, 気象研究ノート, 第199号, 第9章, pp.201-234.
- 8) P.J.Sellers, Y.Mintz, Y.C.Sud and A.Dalcher (1986) : A simple biosphere model(SiB) for use within general circulation models. *J.Atmos.Sci.*, **43**, 505-531
- 9) P.J.Sellers, D.A.Randall, G.J.Collatz, J.A.Berry et al. (1995) : A Revised Land Surface Parameterization(SiB2) for Atmospheric GCMs.PartI: Model Formulation *J.Climate.*, **9**, 676-705.
- 10) P.J.Sellers, S.O.Los, C.J.Tucker, C.O.Justice et al. (1995) : A Revised Land Surface Parameterization(SiB2) for Atmospheric GCMs.PartII: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data *J.Climate.*, **9**, 706-737

Seasonal Variation of Energy Budget at Paddy Field and Lake Surface -from the Lake Biwa Project-

Kenji TANAKA, Kenji ISHIOKA, Eiichi NAKAKITA*, and Shuichi IKEBUCHI

*Faculty of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In this study, data from continuous flux measurement system in the Lake Biwa Project were processed and analyzed to produce the full-year dataset for the lake and paddy field with one hour time increment. Then, heat fluxes (2nd order product) were also calculated. The diurnal and seasonal variations of energy and water budget characteristics were expressed and discussed.

Also, numerical experiments by land-surface schemes for the lake surface and paddy field were carried out. Through the comparison of observed data and simulation results, these schemes were tested and validated to reproduce the diurnal and seasonal cycle relatively well.

Keywords : the Lake Biwa Project, energy budget, water budget, water body model, paddy field model