

乱流渦相関法を用いた有明海干潟上の地表面フラックス直接観測

成松 明*・田中健路**・森本剣太郎***・滝川 清****

干潟地表面・海水面・大気との熱交換過程は、干潟の物質循環を制御する上で重要な役割を担うとされている。本研究では、干潟域の熱収支を高精度で定量化することを目的として、熊本港北側干潟域で乱流渦相関法によるエネルギーフラックス観測を実施した。干潟域では、日射による加熱の他に、潮汐による干出・冠水のサイクルが、大気側への顕熱・潜熱輸送の日変化を支配する。干出時刻が正午前後の場合、干潟土壌温度が1時間に 5°C 以上上昇し、これに伴い夏季では 400Wm^{-2} を超える潜熱フラックスを観測した。夜間には地表面温度や海水温度が上空気温に対して高くなり、夜間でも正の潜熱・顕熱フラックスを観測した。

1. はじめに

干潟上の土壌表面・海水・大気間の熱交換過程は、上空の大気循環や海水流動およびそれに伴う底泥移動に少なからず影響を与え、干潟に棲む生物への活動に影響を与えると考えられてきている。

田中ら(2004)は、熊本港干潟上で風速・気温などの気象要素を観測し、バルク法によって大気側への顕熱フラックス・潜熱フラックスを算出した。その結果、日変化では顕熱フラックスと潜熱フラックスの和が正味放射フラックスの半分に満たない結果となるなど、定量的には十分な解明には至らず、乱流渦相関法による直接フラックス観測の必要性を提言した。

沿岸域の大気境界層観測は、主に海陸風循環と沿岸境界層 (Coastal Boundary Layer) の発達機構との関連性から行われている (Kruit ら, 2004; Lange ら, 2004; Plant ら, 2004 など) が、干潟域に着目した乱流フラックス観測例は見られない。

本研究では、干潟上の土壌表面・海水・大気間の熱収支を高精度に把握することを目的として、熊本港北側干潟域に設置している有明海干潟環境観測塔で乱流渦相関法によるエネルギーフラックス直接観測を実施した。

2. 観測概要

干潟域の大気・海水・土壌の熱・物質循環メカニズム解明を目的として、2003年3月に熊本港北東端から北へ170 mの干潟域(図-1)に干潟環境観測塔(以下、観測塔と略す、写真-1)を設置した。観測塔の構造等は田中ら(2004)に記されている。

2004年7月16日に、観測塔頂上に設置していたプロペ

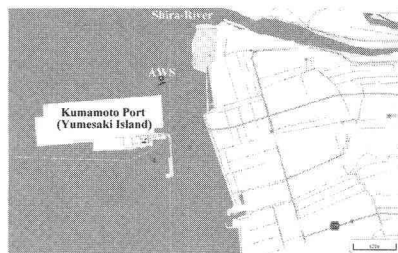


図-1 有明海干潟環境観測塔位置図



写真-1 有明海干潟環境観測塔

ラ式風向風速計 (W655-E1S2, 小松製作所製) を取り外し、乱流フラックス観測用の機器である、超音波式風速温度計 (model 81000, YOUNG 製) と赤外線式 $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ ガスアナライザ (LI-7500, Li-Cor 製) を設置した (写真-2)。

地中側への熱移動を把握することを目的として、T型熱電対 (銅・コンスタンタン) を用いて、地中温度を10深度 (地下1 cm~90 cm) および水温2点の計測を行っている。水温計測は、干潟底面より約10 cmと30 cm真上に設置しており、干出時には水温を表さないことに注意が必要である。

上記以外の気温・湿度・気圧・降水量の気象要素および放射フラックス・水位に関しては田中ら(2004)のシステムを継続使用している。

超音波風速温度計と赤外線ガスアナライザからなる乱

* 正 会 員 工 務 国土交通省九州地方整備局延岡河川国道事務所

** 正 会 員 博(理) 熊本大学助手 工学部環境システム工学科

*** 正 会 員 工 博 熊本大学大学院自然科学研究科

**** フェロー 工 博 熊本大学教授 沿岸域環境科学教育研究センター

流観測システムと熱電対による地中温度・水温観測のデータ回収装置として、CR5000 (Campbell 製) を使用している。サンプリング間隔は10Hzで、風速3成分・音仮温度 (超音波風速計で測定される気温)・水蒸気密度・CO₂密度・気圧の各サンプルデータ、地温・水温は10分平均値データをコンパクトフラッシュカード (容量1 GB) に収め、月に1回カードを交換することでデータ回収を行っている。

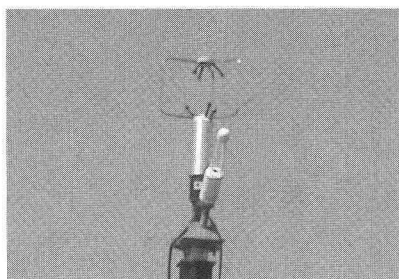


写真-2 観測塔頂上に設置した超音波式風速温度計 (model-81000, YOUNG) と赤外線式ガスアナライザ (LI-7500, Li-COR)

3. 地表面フラックス算出法

(1) 顕熱・潜熱フラックス

乱流渦相関法によれば、顕熱フラックス (H)、潜熱フラックス (IE) は、鉛直風速 (w)・気温 (T)・比湿 (q) を用いて次式で定義される。

$$H = (\rho_a C_{pd} + \rho_v C_{pv}) \overline{w'T'} \quad (1)$$

$$IE = \rho_a l \overline{w'q'} \quad (2)$$

ここで、記号 $\overline{\quad}$ は平均値、 s' は s の平均値に対する変動量を表す。 ρ_a 、 ρ_d 、 ρ_v はそれぞれ空気全体、乾燥空気、水蒸気の気体密度であり、 C_{pd} ($=1,005 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 C_{pv} ($=1,838 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) はそれぞれ乾燥空気と水蒸気の定圧比熱である。 λ ($=2.508 \times 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$) は水の蒸発潜熱である。

乱流観測システムでは、最長約45日の連続データ (1項目あたり最大約3,900万サンプル) を収録することができる。取得された連続データを30分毎 (18,000サンプル) の時系列データセットに分割する。図-3に30分間の風速・気温・水蒸気密度等の時系列データの例を示す。

フラックスを計算するための時系列データを生成するために各種変換や補正を行う必要がある。まず、主流方向を第1軸とした直交座標系への座標変換を行う。次に、超音波風速温度計で測定される温度の横風補正を行う。超音波風速温度計で測定される温度は、水蒸気の影響が含まれているため (音仮温度)、次式で補正を行う。

$$T = T_{sv}(1 - 0.514q) \quad (3)$$

$T_{sv}(K)$ は横風補正を行った後の音仮温度で、 q は比湿 (kg kg^{-1}) であり、LI-7500で計測される水蒸気密度を比湿に変換して用いた。尚、空気密度の変動に伴う潜熱 (水蒸気) フラックスの補正 (Webb 補正, Webb ら, 1980) は、式 (2) に含まれている。

(2) 正味放射フラックス

放射フラックス (Rn) は、4成分放射計によって測定された上下方向の長波放射 (LW) と短波放射 (SW) の収支より次式で計算する。

$$Rn = SW^{\downarrow} - SW^{\uparrow} + LW^{\downarrow} - LW^{\uparrow} \quad (4)$$

(3) 地中熱流フラックス

干潟底面の地中熱流量は、底面付近の地中温度の水平勾配が鉛直勾配に比べて十分に小さいと仮定し、鉛直1次元の熱伝導方程式より、次式で与えることができる。

$$G_0 = \int_0^{\infty} C_g \frac{\partial T_g(z)}{\partial t} dz \quad (5)$$

ただし、 z 座標は干潟底面を0、鉛直下向きを正として

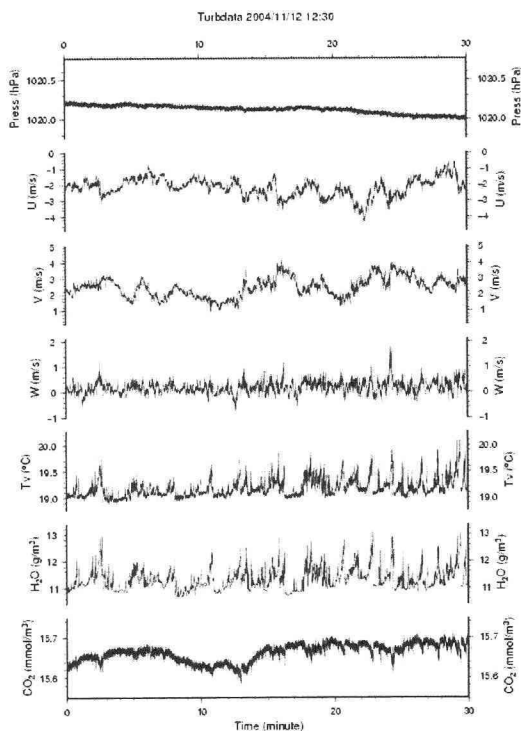


図-2 乱流観測で取得された生データの時系列の例。上から気圧・風速3成分・音仮温度・水蒸気密度CO₂密度

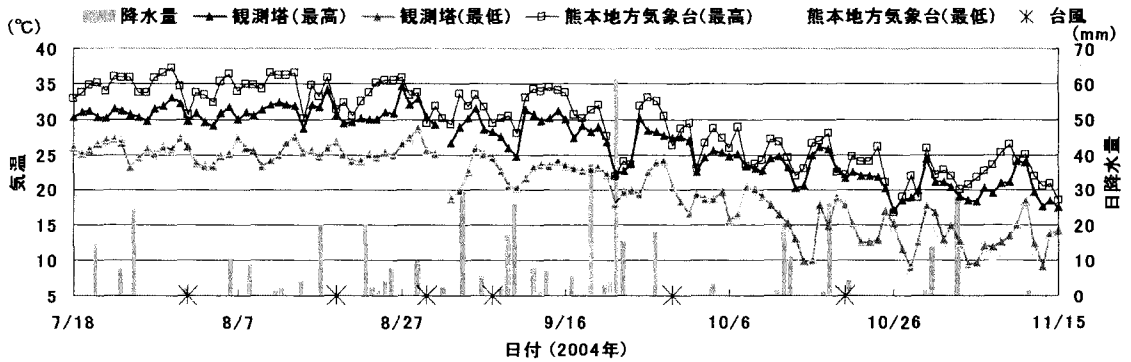


図-3 観測塔と熊本地方気象台で観測された日最高・最低気温（数値は縦軸左側）と観測塔の日降水量

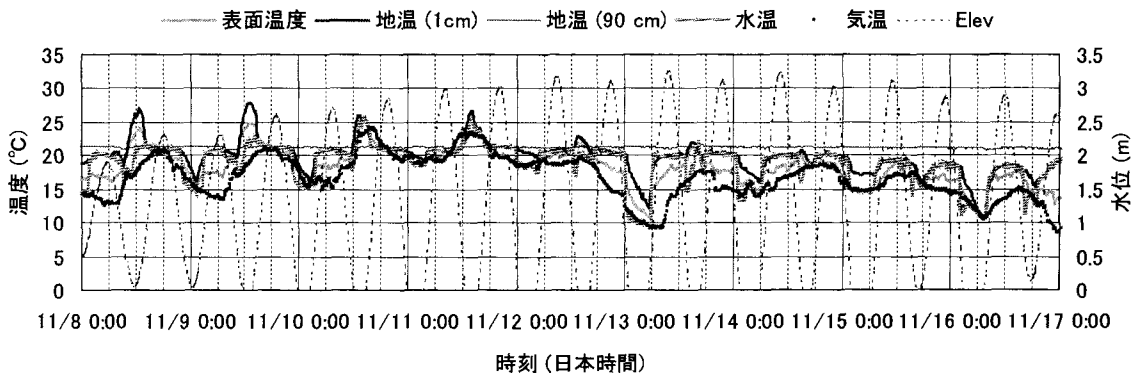


図-4 観測塔で観測された表面温度、地中温度(1 cm, 90 cm)、水温・気温および水位の日変化

いる。 C_s は土壌（水分を含む）の体積熱容量であり、 2.5 MJm^{-3} と仮定した。

4. 観測結果

(1) 気象要素

観測塔で観測された干潟上の気象要素の例として、図-3に日最高気温・日最低気温と日降水量の経日変化を示す。比較のため、有明海沿岸より約10 km 内陸側に位置する熊本地方気象台（北緯31度48.8分，東経130度42.4分，標高38 m）の日最高気温と日最低気温を同じ図に示している。横軸上の*印は、台風が接近・上陸した日を示す。夏季の日最低気温は、内陸側の気象台と熊本港干潟上との差は $\pm 1^\circ\text{C}$ 以内であるが、台風などの擾乱による影響のある日を除き、干潟上の夏季の日最高気温は内陸のそれと比べて 5°C 小さく、日最高気温の差が日較差の差となっているのがわかる。9月から10月にかけて季節進行する中で、干潟上での気温の日較差が徐々に増大し、熊本地方気象台と熊本港干潟域との日最高気温差が徐々に縮小している。

(2) 地中温度

地中温度と気温・水温・水位の日変化例を図-4に示す。図-4の表面温度 $T_{\text{stc}}(^{\circ}\text{C})$ は、4成分放射フラックス観測より測定される上下方向の長波放射フラックスより、次式で計算して求めた。

$$T_{\text{stc}} = \left[\left(LW^{\downarrow} + (1 - \varepsilon) LW^{\uparrow} \right) / \varepsilon \sigma \right]^{1/4} - 273.15 \quad (6)$$

ここで、 ε は射出率（ $=0.95$ ）であり、 σ はステファン・ボルツマン定数（ $=5.67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ ）である。表面温度は、冠水時には観測塔周辺の海水面温度を表し、干出時には干潟の土壌表面温度を表す。

干潟土壌表層は、干出時刻に応じて温度上昇率が複雑に変化する。11月9日，10日には正午ごろに干潮を迎えるが，干潮時の1時間に表面温度・地温共に1時間に 5°C 以上の上昇している。夜間の冠水時には水温と表層土壌温度はほぼ同じ値で変動する。夜間に干出すると，海水温で保温された状態から，干潟土壌表面が外気に触れることで，地表面から大気への熱輸送が行われ，表層の土壌温度が $5^\circ\text{C} \sim 10^\circ\text{C}$ 減少している様子が見られた。

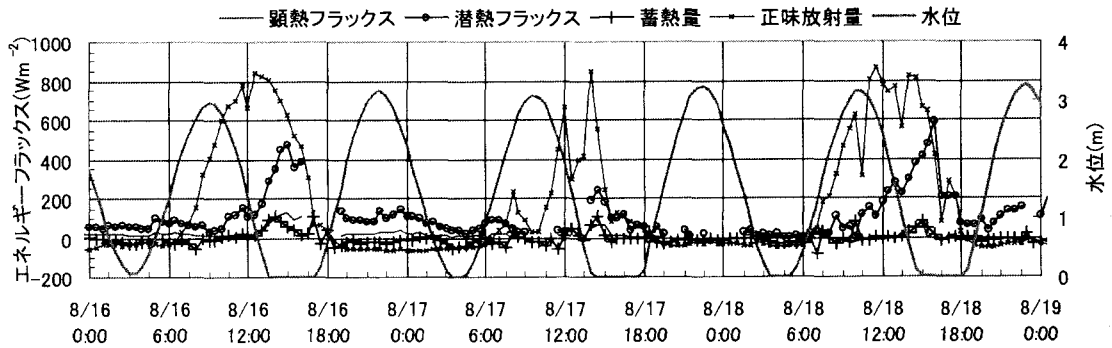


図-5 地表面エネルギーフラックスの日変化 夏季の事例

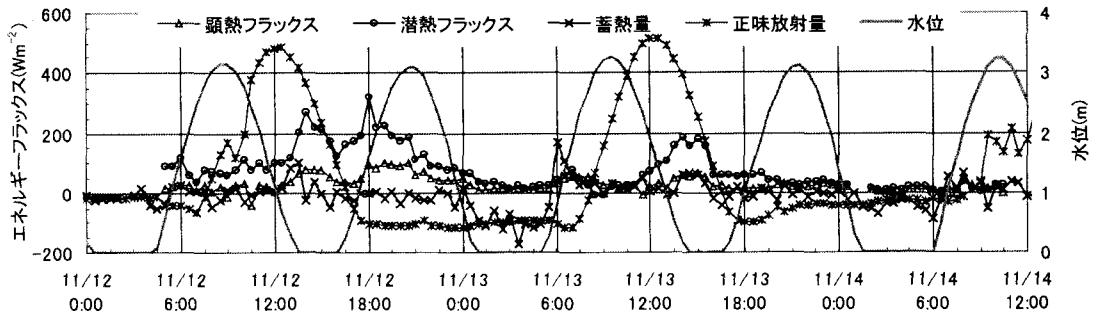


図-6 地表面エネルギーフラックスの日変化 秋季の事例

(3) 地表面エネルギーフラックス

2004年夏季と秋季における地表面エネルギーフラックスの日変化の観測事例を図-5、図-6にそれぞれ示す。

大気側への顕熱フラックス・潜熱フラックスの日変化は、日射に加えて干出開始時刻によって支配される。午前中の正味放射フラックスの増加に対する顕熱・潜熱フラックスの増加はほとんど見られず、観測塔周辺が干出するのと共に、干潟土壌が直接日射加熱を受け、潜熱フラックス・顕熱フラックスが増加するというパターンが見られた。また、顕熱フラックスと潜熱フラックスと比べると、潜熱フラックスの方が顕熱フラックスと比べて3～5倍大きい値で変化している。

8月16日・8月18日には、昼間の干出時に 500 Wm^{-2} を超える潜熱フラックスを観測し、8月16日の夜間から17日の明け方にかけて 100 Wm^{-2} 以上の正の潜熱フラックスを観測している。11月12日～13日の事例では、13時以降の干潟干出時に潜熱フラックスが最大 250 Wm^{-2} を超え、夜間も正の潜熱フラックスが観測されていることが分かる。11月12日夕方から13日未明にかけて 100 Wm^{-2} 以上の潜熱フラックスを観測しており、顕熱フラックスも 50 Wm 以上の正の値を観測している。図-4の気温変化を見ると、11月12日夕方から夜にかけて気温が 10°C 前後下がっており、夜間でも海面温度と気温との

差が昼間の干出時と同程度の差が生じていたことによるものと考えられる。

図-5、図-6で示している期間における、日変化規模の地表面エネルギー収支は、昼間の干出時に限定すれば、陸面上の地表面エネルギーバランス

$$Rn - G = H + IE \dots \dots \dots (7)$$

を比較的良好に満足している。ところが、日中の冠水時には、正味放射フラックスが増大しているにもかかわらず、顕熱フラックス・潜熱フラックスは干出するまでは 100 Wm^{-2} 以下であり、海水への貯熱などの効果が相応にあると考えられる。ただし、陸域地表面で渦相関法によって顕熱フラックス・潜熱フラックスを測定した場合、(7)式の等式が成立せずに、本来大気側に輸送されるべき左辺のエネルギーに対し、直接測定された右辺の値が10%～30%小さくなるという問題が、森林や草地・裸地面などの観測で多数指摘されている(Tanakaら2003など)。従って、海水への貯熱をエネルギー残差($Rn - G - H - IE$)としてそのまま与えると貯熱量を過大評価する可能性がある。

2004年7月～11月までのエネルギーフラックスの日平均値を図-7に示す。9月16日～10月16日などの空白期間はカードトラブルなどによりデータ欠測となった期間

である。潜熱フラックスの日平均値は、7月から8月にかけて 100 Wm^{-2} を超え、蒸発量に換算すると 3.5 mm d^{-1} を超える量となる。顕熱フラックスの日平均は $10 \sim 40 \text{ Wm}^{-2}$ であり、潜熱フラックスの1/3以下である。夏から秋にかけて、正味放射が 50 Wm^{-2} 前後まで減少しているが、正味放射の減少と比べて、潜熱フラックスの減少は緩やかである。図-7によれば日平均のエネルギーフラックスは、夏季には $Rn - G > H + IE$ となる日が大半であるが、秋季には $Rn - G = H + IE$ あるいは $Rn - G < H + IE$ となる日が出てくる。

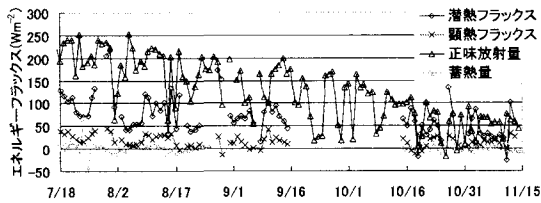


図-7 エネルギーフラックスの日平均値

5. 議 論

上述の結果から海水への貯熱の効果が正味放射に対してかなりの割合を占めることが予想される。海水への貯熱の効果を定量化するには、水平方向の移流・拡散効果のほか、水位変動に伴う質量変動を考慮する必要がある。簡単のため、断面2次元の熱移流拡散方程式

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{Q_{in}}{\rho_w c_w} \quad (8)$$

を考える。ただし Q_{in} は系外からの正味の加熱量、 K_x 、 K_z は水平および鉛直方向の拡散係数を表す。 ρ_w 、 c_w ($\sim 4.00 \times 10^3 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) は海水密度および比熱を表す。

移流の寄与について、スケールアナリシスを用いて考えていくと、岸沖方向の平均流速 $U \sim 0.2 \text{ ms}^{-1}$ 、汀線付近の水平方向の水温傾度 $\partial T / \partial x \sim 0.2 \text{ Kkm}^{-1}$ と与える。水深1mの時、単位面積あたりの岸沖方向の移流効果は約 160 Wm^{-2} のオーダーとなる。また、鉛直方向に温度勾配 $\partial T / \partial z \sim 0.1 \text{ K m}^{-1}$ を有するとき、鉛直流速を潮位変化率 $dh/dt \sim 1 \text{ m h}^{-1}$ で与えると、潮位変動に伴う単位面積あたりの海水貯熱の寄与は約 120 Wm^{-2} と見積もられる。有明海沿岸域のように潮位振幅が数m

に及ぶ海域では、鉛直方向の水位変動に伴う海水貯熱の寄与が、熱収支に重大な影響を与えうる。これらの熱量を適切に定量化するには水温の鉛直プロファイル精密観測・水温分布の広域観測を行う必要がある。

6. 結 語

潮汐を伴う干潟の干出・冠水のサイクルが加わることで、地表面エネルギーフラックス・土壌温度ともに複雑な時間変化を有する。正午頃に干出時間帯が掛かると、地面温度の上昇は最大となり、1時間に 5°C 以上の割合で上昇する。晴天日の昼間の冠水時には 500 Wm^{-2} 以上の放射加熱に対して、潜熱フラックス・顕熱フラックスは 100 Wm^{-2} を下回る量であるのに対し、干出後には、地表面温度の上昇とともに、潜熱フラックスが急速に増加し、夏季では 500 Wm^{-2} 以上、秋季では 250 Wm^{-2} 以上に達することが分かった。また、夜間には海水温や干潟土壌表面温度が上空気温に対して高い状態が続き、顕熱・潜熱ともに正のフラックスを観測した。

冠水時には、水位変動に伴う見かけ上の熱の貯留や移流効果などが支配的である可能性があり、その定量化が今後の重要な課題である。

参 考 文 献

- 田中健路・滝川清・成松明(2004): 有明海干潟上における大気—海面—陸面間の地表面エネルギーフラックスに関する観測, 海講論文集, 第51巻, pp. 1131-1135.
- 塚本修・文字信貴 編(2001): 気象研究ノート第199号, 日本気象学会, 242p.
- Kruit, R.J.W., Holtslag, A.A.M., and Tijn, A.B.C (2004). Scaling of the sea-breeze strength with observations in the neatherlands. Boundary-Layer Meteor., Vol. 112, pp. 369-380.
- Lange, B., Larsen, S., Hojstrup, J., and Barthelmie, R., (2004). The influence of thermal effects on the wind speed profile of the coastal marine boundary layer. Boundary-Layer Meteor., Vol. 112, pp. 587-617.
- Plant, R.S., and Atkinson B.W. (2002). Sea-breeze modification of the growth of a marine internal boundary layer. Boundary-Layer Meteor., Vol. 104, pp. 201-228.
- Tanaka K., Tamagawa, L., Ishikawa, H., Ma, Y., and Hu Z., (2003): Surface energy budget and closure of the eastern Tibetan Plateau during GAME-Tibet IOP 1998. J. Hydrol., Vol. 283, pp. 169-183.
- Webb, E.K., Pearman G.J. and Leuning R. (1980): Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transport. Quart. J. Royal Meteor. Soc., Vol. 106, pp. 85-100.