

主要内容

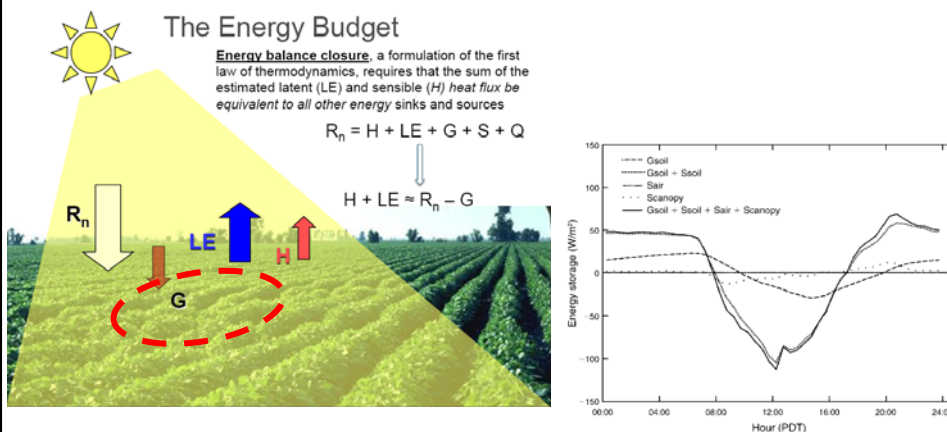
- 背景
- 观测与计算方法
- 应用
- 结论

一、背景

- 地表能量守恒是地气之间能量交换的一个重要约束条件。然而，近十几年的地表水热通量观测实验结果表明，涡动相关系统观测的湍流通量（包括感热与潜热通量）仅占地表可利用能量的70%~90%，而且几乎每个观测站都存在地表能量平衡不闭合的问题。
- 土壤热通量是地表能量平衡的重要分量，估计其大小是几乎所有的能量平衡分析中都要涉及的问题。
- 地表的土壤热通量在地表能量再分配过程中占有重要作用；正确估算土壤热通量可显著改善地表能量不平衡的问题。

一、背景

能量平衡的重要分量



能量储存项 (Gsoil, 土壤热流板测量通量; Ssoil, 土壤热储存; Sair, 空气中能量储存; Scanopy, 观测中能量热储存) (Oncley et al. 2007)

一、背景

- 土壤热通量是土壤表层与深层之间的热交换状况的反映，其大小以及正负转变直接决定土壤热量的收支，控制土壤水分的蒸发和呼吸，并影响植物根系的生长和呼吸以及对营养物质和水分的吸收。
- 单位时间、单位面积上的土壤热交换量，其大小与热流方向的温度梯度及土壤导热率成正比。

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z}$$

一、背景

- 地表土壤热通量(G_0)是指发生在地表(即0cm处)土壤的热量交换，通常 G_0 无法直接测量，一般是将土壤温度、湿度传感器和土壤热通量板埋设在土壤中某一深度处，根据观测的土壤温度、土壤含水量和土壤热通量值进行估算地表土壤热通量(G_0)。



二、观测与计算方法

获取地表土壤热通量主要分为观测和计算两大类。

➤ 观测方法主要包括：

- ✓ 实测土壤热通量和土壤热储存量的结合方法 (PlateCal)
- ✓ TCAV平均土壤热电偶方法

--2种方法本质上都是对土壤热流板观测值进行校正

➤ 计算方法：基于利用土壤温度与湿度廓线数据计算地表土壤热通量

- ✓ 热传导方程校正法 (TDEC) - (Yang et al., 2008)
- ✓ 谐波分析法 (HM) - (Heusinkveld et al., 2004)
- ✓ 热对流机制的方法 (ITCC) - (Gao, 2005)

二、观测与计算方法

观测方法

- 实测土壤热通量和热储存量的结合方法 (Combination of Heat Flux Plate Measurements and Calorimetry, PlateCal)

$$G = -\lambda_s \frac{\partial T}{\partial z}$$

式中， G 、 z 分别代表土壤热通量 (W m^{-2}) 和土壤深度 (m) (二者均向下为正)； T 为土壤温度 (K)， t 为时间 (s)， λ_s 代表土壤热传导率。

$$G_0 = G_{20,obs} + \int_{z=0}^{z=0.2m} \frac{\partial \rho_s c_s T(z)}{\partial t} dz$$

$G_{20,obs}$ 代表 0.2 m 处 2 块土壤热流板观测值的平均值，同理可得其它层土壤热通量

二、观测与计算方法

- TCAV平均土壤热电偶法 (TCAV Averaging Soil Thermocouple Probe, TCAV)

通过TCAV平均土壤热电偶观测 z_r 之上的平均土壤温度计算土壤热储存, 结合 z_r 处实测土壤热通量, 得到地表土壤热通量 G_0 的方法简称TCAV法。热流量板埋置深度 z_r 为0.08 m, TCAV的2个探头分别埋置于0.02和0.06 m, G_0 的计算公式为:

$$G_0 = G_{8,obs} + \frac{\rho_s c_s \Delta T}{\Delta t} \Delta z$$

$G_{8,obs}$ 代表0.08 m处2块土壤热流板观测值的平均值; ΔT 、 Δt 分别代表TCAV平均热电偶观测得到的平均土壤温度及其时间分辨率30 min; Δz 代表 z_r 之上土层厚度0.08 m。

二、观测与计算方法

- 自校正土壤热通量

主要是荷兰Hukseflux公司研发的新型HFP01SC自校正热通量板, 厚5mm、直径80mm的圆盘。其热传导系数 $\lambda_m = 0.8 \text{ W/m/k}$ 。与其它型号的热通量板不同, HFP01SC的圆盘上表面贴着一个薄膜加热器, 用于产生一个已知大小的热通量 $\varphi (\text{W/m}^2)$, 并通过测量探头对 φ 的响应来实现HFP01SC的自校正功能。

在理想条件下, 即土壤与热通量板之间接触良好且 $\lambda_m = \lambda$ 时, 将有 $\varphi/2$ 的热通量向下流过热通量板到板下的土壤中。另外, $\varphi/2$ 的热通量将向上流入板上方的土壤中。实际上, 土壤和通量板的热传导系数往往不一致, 因此流过热通量板的实际通量为 φ_h 。实际通量与理想通量的比率, 即 $\varphi_h / (\varphi/2)$, 定义为热通量板的校正系数。

$$\frac{G_r}{G_m} = \frac{\varphi_h}{\varphi/2}$$

其中, $G_r (\text{W/m}^2)$ 为实际土壤热通量; $G_m (\text{W/m}^2)$ 为热通量板测量得到的土壤热通量。

二、观测与计算方法

计算方法

- 热传导方程校正法 (Thermal Diffusion Equation and Correction, TDEC)

Yang等发展了一种根据土壤温湿梯度数据计算土壤热通量的温度预报校正方法TDEC, 假定深处(如1m)土壤热通量可忽略, 即 $G_{100} \approx 0$, 则 G_0 计算公式为:

$$G_0 = \frac{1}{\Delta t} \sum_0^z [\rho_s c_s(z, t + \Delta t) T(z, t + \Delta t) - \rho_s c_s(z, t) T(z, t)] \Delta z$$

式中, Δt 代表土壤温度湿度数据时间分辨率30 min, Δz 代表温度节点之间的土层厚度, 同理可得其它各层土壤热通量。

<http://dam.itpcas.ac.cn/>

二、观测与计算方法

- 谐波分析法 (Harmonic analysis Method, HM)

对于质地均一的土壤, 如果土壤含水量不随深度变化或其变化对土壤热特性参数土壤热扩散率 κ 和土壤热传导率 λ_s 的影响可以忽略, 则可以把这两个参数当成是常数。

$$G_{z,t} = \rho_s c_s \kappa \sum_{n=1}^M \left[A_{0n} \sqrt{\frac{n\omega}{\kappa}} \exp(-Bz) \sin \left(n\omega t + \Phi_{0n} + \frac{\pi}{4} - Bz \right) \right]$$

式中, n 、 ω ($\omega=2\pi/N$)、 N 分别代表波数、圆频率、总样本数; $M=N/2$ 代表最大谐波波数; A_{0n} 和 Φ_{0n} 分别代表地表土壤温度的振幅和位相, $B = \sqrt{n\omega/2\kappa}$, 当 $z=0, 0.15\text{m}$ 时, 分别可得地表及0.15m处土壤热通量。

二、观测与计算方法

- 耦合热传导—对流法 (Incorporation of Thermal Conduction and Convection, ITCC)

由HM法可知，公式推导的先决条件是假设土壤热扩散率不随深度改变，事实上 κ 随深度的增加而变化。同时考虑到土壤热扩散和热对流的存在。

$$G_0 = G_{zr} + \rho_s c_s \kappa \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_w c_w W \Delta T$$

其中， G_{zr} 代表参考深度处热流板观测土壤热通量， T 代表参考深度以上土壤平均温度， W 为液态水通量密度(向下为正)。

二、观测与计算方法

地表温度是获取地表土壤热通量的重要参数，用三种方法获取地表温度分别为：

- ✓ 根据四分量辐射仪测量的上、下行长波辐射计算地表温度 (Ts_CNR)

$$T_{s_CNR} = \left(\frac{R_{LW}^{\uparrow} - (1-\varepsilon)R_{LW}^{\downarrow}}{\varepsilon\sigma} \right)^{1/4}$$

R_{LW}^{\uparrow} , R_{LW}^{\downarrow} 分别代表向上和向下长波辐射, σ 为Stefan-Boltzmann常数 $5.67 \cdot 10^{-8}$ (W m⁻² K⁻⁴), ε 为比辐射率

- ✓ 根据红外温度计测量的辐射温度计算地表温度 (Ts_IRT)

$$T_{s_IRT} = \left(\frac{\sigma IRT^4 - (1-\varepsilon)R_{LW}^{\downarrow}}{\varepsilon\sigma} \right)^{1/4}$$

IRT代表红外温度计测量的辐射温度

- ✓ 土壤温度传感器实测的0cm地温 (Ts_0cm)

三、应用

- 馆陶观测站（115° 07'39"E, 36° 30'54"N）位于河北省馆陶县河寨村，海拔30 m。试验场为农田下垫面，包括玉米/小麦、棉花，其中玉米与小麦为轮作，棉花为一季。整个试验场较为平坦，均一，盛行风向为南风 and 北风。



观测站



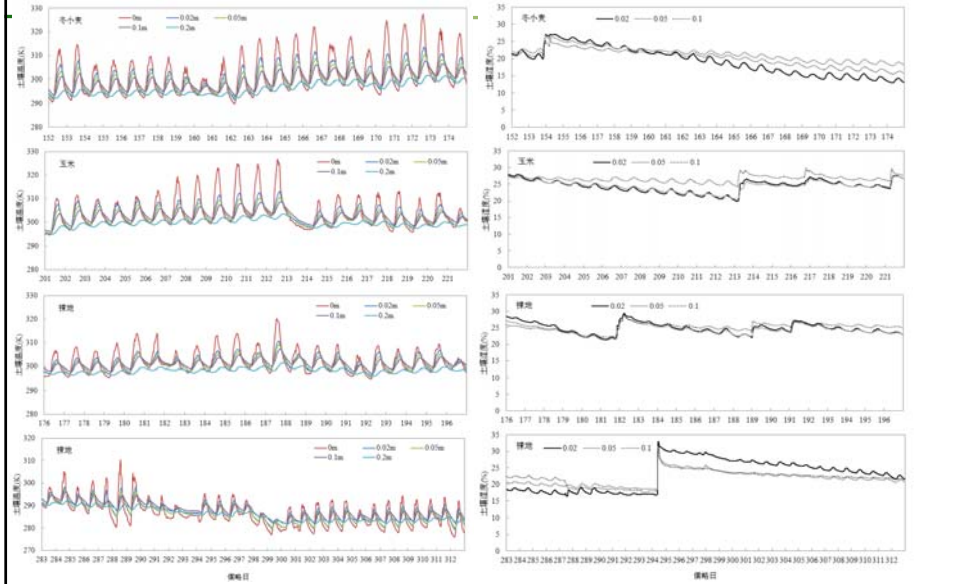
下垫面

三、应用

馆陶站土壤热通量与相关参数的观测仪器

传感器	架高/埋深(m)	型号
土壤温度传感器	0,0.02,0.05,0.1,0.2,0.4,0.6,0.8,1.0	Avalon: AV-10T
土壤湿度传感器	0.02,0.05,0.1,0.2,0.4,0.6,1	Decagon: ECh ₂ o-5
土壤热流板	0.02 (2块)、0.08 (2块)、0.15 (2块)、0.2 (2块)	Campbell: HFT3
TCAV平均土壤热电偶	0.02, 0.06	Campbell: TCAV
四分量辐射仪	14.3	Kipp&zonen: CNR1
红外温度传感器	15.7 (2个)	Avalon: IRTC-3

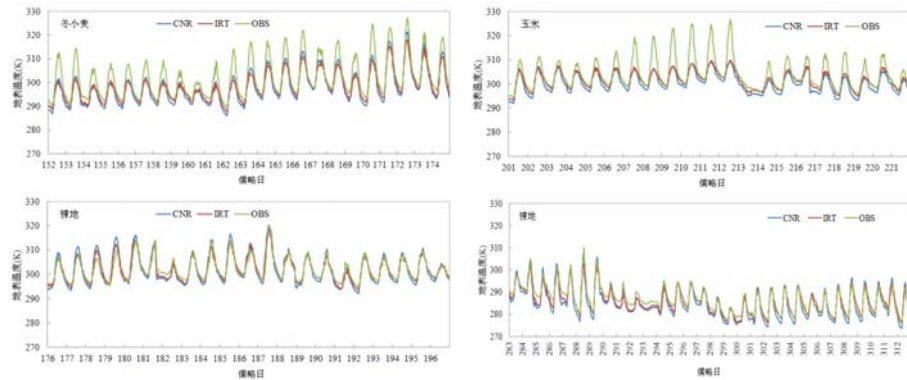
三、应用



2010年馆陶站不同下垫面条件下土壤温湿度随时间变化特征

三、应用

通过3种方式获取地表温度，分别为 T_{s_0cm} 、 T_{s_CNR} 、 T_{s_IRT} 。三者的位相在不同下垫面状况下保持一致，在地表裸露时期， T_{s_0cm} 的振幅与 T_{s_CNR} 和 T_{s_IRT} 的振幅基本一致，而在作物生长季， T_{s_0cm} 的振幅显著大于 T_{s_CNR} 和 T_{s_IRT} 。



2010年馆陶站不同下垫面条件下不同地表温度 T_{s_0cm} (OBS)、 T_{s_CNR} 、 T_{s_IRT} 随时间变化特征

三、应用

在馆陶站，冬小麦覆盖地表时期、地表裸露时期、玉米覆盖地表时期，TDEC方法计算的地表土壤热通量与PlateCal方法结果最接近，而HM方法计算结果与PlateCal方法计算结果差异较大，尤其在地表裸露时期。

2010年馆陶站各种观测与计算地表土壤热通量的比较结果（以PlateCal方法结果为参照）

日期	方法	拟合式	R	RMSE ($W \cdot m^{-2}$)
6.1-6.23 (冬小麦)	TDEC	$y=0.93x$	0.99	7.03
	HM	$y=0.87x$	0.84	23.96
	TCAV	$y=0.75x$	0.90	16.55
	ITCC	$y=1.12x$	0.80	36.53
7.20-8.9 (玉米)	TDEC	$y=0.93x$	0.99	5.44
	HM	$y=0.70x$	0.83	18.48
	TCAV	$y=0.66x$	0.80	19.27
	ITCC	$y=0.98x$	0.79	29.91
6.25-7.15 (裸地)	TDEC	$y=0.93x$	0.96	9.93
	HM	$y=0.99x$	0.83	21.26
	TCAV	$y=0.74x$	0.76	19.98
	ITCC	$y=0.61x$	0.67	20.34
10.10-11.08 (裸地)	TDEC	$y=0.96x$	0.95	9.70
	HM	$y=1.30x$	0.83	26.55
	TCAV	$y=0.73x$	0.84	14.48
	ITCC	$y=0.82x$	0.78	20.00

三、应用

在馆陶站不同的下垫面时，PlateCal方法得到的土壤热通量与观测值之间相关系数均较高，TDEC方法计算结果次之，而HM方法计算结果相对较大。三种方法与观测值之间的均方差一般在 $10W m^{-2}$ 上下。综合来看，PlateCal方法最好，TDEC方法次之，HM方法差异较大。在各种下垫面状况下，PlateCal、TDEC、HM方法得到的15cm处土壤热通量都大于15cm处土壤热流板观测值。

馆陶站15cm处土壤热通量的比较结果

日期	方法	拟合式	R	RMSE ($W \cdot m^{-2}$)
6.1-6.23 (冬小麦)	PlateCal	$y=1.84x$	0.97	11.71
	TDEC	$y=1.33x$	0.91	8.29
	HM	$y=1.40x$	0.78	14.48
7.20-8.9 (玉米)	PlateCal	$y=1.70x$	0.96	9.11
	TDEC	$y=1.37x$	0.87	9.25
	HM	$y=1.25x$	0.85	8.87
6.25-7.15 (裸地)	PlateCal	$y=2.06x$	0.97	9.34
	TDEC	$y=1.42x$	0.80	9.03
	HM	$y=1.29x$	0.86	6.40
10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	$y=1.43x$	0.93	6.62
	TDEC	$y=1.18x$	0.68	12.16
	HM	$y=1.49x$	0.76	13.55

三、应用

馆陶站采用不同地表温度计算地表土壤热通量的比较结果（以 T_{s_0cm} 计算结果为参照）

不同下垫面时，PlateCal、TDEC方法采用不同地表温度计算的地表土壤热通量基本一致；HM方法采用不同地表温度计算的地表土壤热通量差异十分明显。PlateCal、TDEC方法计算地表土壤热通量，其结果受到多层土壤温度的影响，而HM方法将土壤温度看成正弦谐波，地表温度直接决定正弦谐波的振幅与位相，进而影响到地表土壤热通量的计算，因而对地表温度敏感。

日期	方法	地表温度	拟合式	R	RMSE ($W \cdot m^{-2}$)
6.1-6.23 (冬小麦)	PlateCal	Ts_CNR	$y=1.01x$	0.99	3.39
		Ts_IRT	$y=1.02x$	0.99	3.45
	TDEC	Ts_CNR	$y=1.02x$	0.98	3.42
		Ts_IRT	$y=1.03x$	0.97	4.41
	HM	Ts_CNR	$y=1.20x$	0.87	23.78
		Ts_IRT	$y=1.22x$	0.86	26.74
7.20-8.9 (玉米)	PlateCal	Ts_CNR	$y=1.02x$	0.98	4.40
		Ts_IRT	$y=1.03x$	0.98	5.81
	TDEC	Ts_CNR	$y=1.02x$	0.99	4.52
		Ts_IRT	$y=1.03x$	0.98	5.88
	HM	Ts_CNR	$y=1.21x$	0.88	27.79
		Ts_IRT	$y=1.23x$	0.86	30.16
6.25-7.15 (裸地)	PlateCal	Ts_CNR	$y=1.00x$	0.99	3.00
		Ts_IRT	$y=1.01x$	0.99	3.20
	TDEC	Ts_CNR	$y=1.00x$	0.99	3.02
		Ts_IRT	$y=1.01x$	0.99	3.32
	HM	Ts_CNR	$y=0.93x$	0.90	12.98
		Ts_IRT	$y=0.94x$	0.89	14.04
10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	Ts_CNR	$y=0.99x$	0.99	3.34
		Ts_IRT	$y=1.00x$	0.99	3.67
	TDEC	Ts_CNR	$y=1.00x$	0.99	3.48
		Ts_IRT	$y=1.01x$	0.98	4.25
	HM	Ts_CNR	$y=0.88x$	0.91	16.51
		Ts_IRT	$y=0.89x$	0.90	18.42

三、应用

采用增加10%土壤湿度计算地表土壤热通量与采用实际土壤湿度观测数据计算的地表土壤热通量相比有不同程度的增加，变化范围为11-14%，说明在冬小麦、玉米覆盖以及地表裸露时期，各种地表土壤热通量的观测与计算方法（PlateCal、TDEC、HM、TCAV、ITCC）均对土壤湿度敏感，各种观测与计算方法计算的地表土壤热通量随土壤湿度的增加而加大。

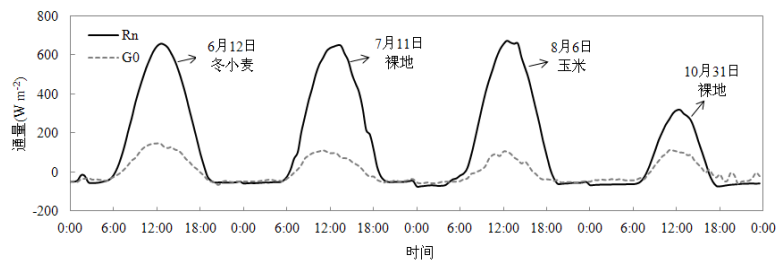
由于土壤湿度是影响土壤容积热容量大小的关键因素，土壤容积热容量在土壤能量传输与传导过程中占有重要作用，土壤湿度通过土壤容积热容量对地表土壤热通量的计算产生重要影响。

馆陶站采用增加10%土壤湿度、实际土壤湿度数据获取地表土壤热通量的比较

日期	方法	拟合式	R	RMSE ($W \cdot m^{-2}$)
6.1-6.23 (冬小麦)	PlateCal	$y=1.12x$	0.99	1.22
	TDEC	$y=1.11x$	0.99	1.90
	HM	$y=1.10x$	0.99	1.18
	TCAV	$y=1.12x$	0.99	0.60
	ITCC	$y=1.13x$	0.99	0.65
	7.20-8.9 (玉米)	PlateCal	$y=1.13x$	0.99
TDEC		$y=1.12x$	0.99	1.46
HM		$y=1.11x$	0.99	0.61
TCAV		$y=1.12x$	0.99	0.64
ITCC		$y=1.13x$	0.99	0.62
6.25-7.15 (裸地)		PlateCal	$y=1.12x$	0.99
	TDEC	$y=1.12x$	0.99	0.80
	HM	$y=1.11x$	0.99	0.71
	TCAV	$y=1.13x$	0.99	0.36
	ITCC	$y=1.13x$	0.99	0.27
	10.10-11.08 (裸地)	PlateCal	$y=1.12x$	0.99
TDEC		$y=1.12x$	0.99	1.20
HM		$y=1.13x$	0.99	1.10
TCAV		$y=1.13x$	0.99	0.77
ITCC		$y=1.13x$	0.98	0.84

三、应用

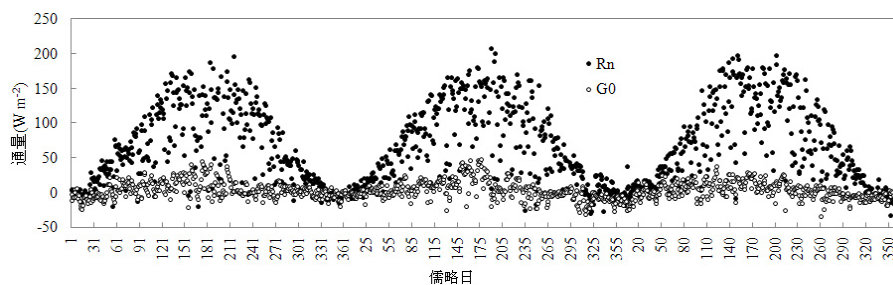
馆陶站冬小麦和玉米覆盖及地表裸露时期，地表土壤热通量日变化趋势与净辐射日变化趋势基本一致。太阳升起后，地表土壤热通量随着地表温度的升高而增加，于中午11:00-13:00达到峰值，地表土壤热通量到达峰值时间先于净辐射，之后随净辐射下降而下降，全天呈现明显的日变化趋势。



馆陶站晴天净辐射 (Rn)、地表土壤热通量(G0)日变化特征

三、应用

馆陶站日均净辐射具有明显的年变化特征，一般在 -30 W m^{-2} ~ 200 W m^{-2} 之间变化，在5-6月达到最大值；而日均土壤热通量一般在 -10 W m^{-2} ~ 50 W m^{-2} 之间变化，一般在5-6月达到最大值，冬季土壤热通量较小，土壤热通量在年际间没有明显的变化特征



2008-2010年馆陶站净辐射(Rn)、地表土壤热通量(G0)的季节变化特征

三、应用

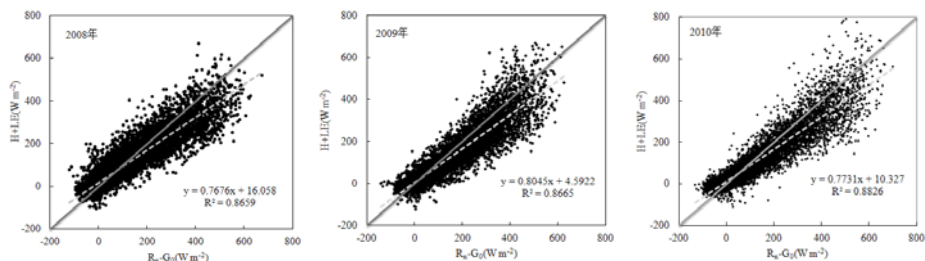
相对于2m处热流板观测值，采用地表土壤热通量能够不同程度地提高月、年的地表能量平衡闭合率。采用地表土壤热通量而非浅层土壤2cm处热流板观测值可将2010年各月能量平衡闭合率提高4%-11%。尤其在生长季的6、7、8、9、10月份，地表能量平衡闭合率的提高效果十分显著，而全年地表能量平衡闭合率提高8%。

2010年馆陶站在地表土壤热通量订正前后地表能量平衡闭合率的比较

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	全年
$(H+LE)/(Rn-G_0)$	0.77	0.78	0.78	0.77	0.79	0.91	0.90	0.94	0.96	0.95	0.82	0.80	0.88
$(H+LE)/(Rn-G_2)$	0.73	0.73	0.74	0.73	0.74	0.82	0.81	0.84	0.85	0.85	0.77	0.76	0.80

三、应用

结合2008-2010年涡动相关仪测量的感热、潜热通量，以及净辐射和地表土壤热通量（TDEC方法）计算了连续三年馆陶站的能量平衡闭合率，2008年、2009年、2010年馆陶站的能量平衡闭合率分别为0.91,0.87和0.91。



2008-2010年馆陶站能量平衡闭合率

四、结论

- 获取地表土壤热通量是研究中必不可少的一步。
- PlateCal和TDEC法分别为获取土壤热通量的最优观测与计算方法。
- PlateCal与TDEC法对地表土壤温度均不敏感，而HM法对地表土壤温度则比较敏感；各种地表土壤热通量的观测与计算方法均对土壤湿度敏感。
- 考虑热储存后，可将馆陶站2010年各月地表能量闭合率提高4%~11%，全年地表能量平衡闭合率提高8%。

谢谢！