

# 半干旱地区吉林通榆“干旱化和有序人类活动”长期观测实验\*

刘辉志<sup>1)</sup> 董文杰<sup>2)</sup> 符淙斌<sup>3)</sup> 石立庆<sup>1)</sup>

1) (中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

2) (国家气象中心, 北京 100081)

3) (中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 全球变化东亚区域研究中心, 北京 100029)

**摘 要** 简单介绍了吉林通榆“干旱化和有序人类活动”长期观测实验, 该实验站同时也是国际协同加强观测计划 (CEOP) 的地面观测站。分析了 2002 年 10 月~2003 年 3 月 (CEOP-EOP3) 非生长季观测到的近地面层微气象及能量通量资料。结果表明, 在非生长季, 半干旱地区农田和退化草地下垫面近地面层能量收支基本一致; 感热通量占主要地位, 占净辐射通量的 70% 左右; 潜热通量及地热流都很小, 通常小于  $30 \text{ W m}^{-2}$ 。土壤温度日变化主要集中在地表以下 20 cm 土壤层, 20 cm 以下土壤温度日变化很小, 但存在明显的季节变化。在非生长季, 土壤表层 10 cm 厚度内, 草地下垫面土壤体含水量比农田大; 20 cm 以下深度土壤体含水量的日变化很小, 同样存在季节变化。

**关键词:** 干旱化; 有序人类活动; 观测实验; 地气界面; 湍流通量

**文章编号** 1006-9895 (2004) 02-0378-12 **中图分类号** P412.4 **文献标识码** A

## 1 引言

我国北方干旱化问题, 进入 20 世纪 90 年代末期变得非常严峻, 特别是从 1998~2000 年连续几年的干旱, 已经严重影响了北方地区的工农业生产及人民的日常生活, 也给当地经济带来了巨大损失。符淙斌等<sup>[1]</sup> 2000 年 5 月至 6 月, 在对我国东北西部和内蒙古东部干旱化问题进行调研和考察后指出, 不合理的人类活动对生态环境的破坏是加剧北方干旱化的一个主要因素。不合理的人类活动是怎样加剧北方干旱化的, 其影响机理是什么, 人类活动作用下 (主要是土地利用) 植被—大气—水文过程如何相互作用, 这些是研究北方干旱化的发展及其形成机理必须要回答的重要科学问题。叶笃正等<sup>[2]</sup> 首次提出有序人类活动的概念, 并指出通过组织有序人类活动, 采取自然规律的生态治理, 有望在一定程度上实现干旱化过程的控制和生态环境的改善。开展“干旱化和有序人类活动”相互作用机理的研究, 可以为我国北方干旱化趋势预测提供科学的依据。正是在这背景下, 在国家基础研究发展规划项目“我国生存环境演变和北方干旱化趋势预测”的支持下, 中国科学院大气物理研究所在吉林通榆建立了“干旱化和有序人类活动”长期观测实验站 (以下简称通榆观测站)。该站于 2002 年 10 月正

2004-02-12 收到, 2004-04-14 收到修改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目 G1999043408 资助

式建成, 并开始连续观测, 这是目前在我国除中国科学院碳循环重大项目 ([www.chinaflux.org](http://www.chinaflux.org)) 外, 为数不多的对地气界面物质和能量交换过程进行长期监测的野外实验站。本长期观测实验, 与过去在我国进行陆面过程大气边界层观测实验 HEIFE<sup>[3]</sup> 及 IMGRASS<sup>[4]</sup> 最大的区别在于, 首先改变了过去仅在加强期 (一般在夏季) 进行湍流通量的加强观测, 而采取一年四季连续的观测地气间通量交换, 研究地气通量交换过程的日、月、季及年变化, 为气候模式中半干旱地区陆面过程参数化的改进提供了可靠的验证数据。另外结合生态过程, 研究人类活动下不同下垫面水热交换特征, 试图探讨气候变化和人类活动在北方干旱化中所起的相对作用。国家基础研究发展规划项目“我国重大气候灾害形成机理和预测理论研究”开展的我国西北干旱区陆气相互作用野外观测实验<sup>[5]</sup>, 取得了丰硕成果, 获得了宝贵的有关西北极端干旱区陆气相互作用的资料; 不过该实验也只是每年 (2000~2003 年) 夏季进行为期 1~2 个月的加强期观测, 没有连续观测其季节变化; 同时它代表的是干旱区的陆气相互作用特征。本实验选择在通榆半干旱区, 该实验区处于生态脆弱带, 其生态环境对人类活动可能比较敏感。另外半干旱区地气相互作用的研究, 目前我国开展不太多, 对其地气能量和物质交换过程进行长期的监测, 才刚刚开始。

通榆观测站的建立, 旨在通过在吉林西部选择不同下垫面进行人类活动、地气交换及生态过程的长期定位观测, 获得地气界面物质和通量交换过程日、月季及年变化特征, 分析不同土地利用对区域能量和水分循环的影响, 为北方干旱化趋势预测、影响评估和对策研究提供第一手科学观测资料, 同时也可有序人类活动的开展及生态效应评估提供实验平台。另外观测资料可以用来验证和改进目前气候和天气预报模式中半干旱地区陆面过程的参数化方案。通榆观测站同时也已经纳入国际计划 CEOP 的观测网<sup>[6]</sup>, 是 CEOP 计划亚洲季风比较研究 (CAMP) 的一个地面观测基准站 ([www.ceop.net](http://www.ceop.net))。本观测项目的实施, 可为全球水资源及气候变化研究提供资料和协同分析, 这是该计划 (CEOP) 目前我国建立的一个唯一由我国自己独立投资, 自己设计承建的地面观测基准站。通过 CEOP 国际计划和数据共享获得以通榆站为中心的 250 km×250 km 范围内约 20 种关于大气和陆面特征的卫星遥感数据, 这对于研究区域能量和水分循环, 预测我国北方干旱化趋势有重要作用。

通榆观测站目前已经运行了一年多, 获得近一年多连续的地气界面能量和物质通量观测资料。除仪器故障和下雨及太阳能供电故障造成的资料缺失外, 总有效资料长度达到全年的 75% 以上。2002 年 10 月 1 日至 2003 年 3 月 30 日 (CEOP-EOP3) 6 个月的观测资料经质量控制和整理后, 已经提交给 CEOP 数据中心, 2 年后将向全球学者开放。本文主要分析在 CEOP-EOP3 期间获得的地气界面水汽和能量通量资料的变化特征, 有关在夏季生长季通量变化特征及其季节变化特征, 将另文发表。

## 2 实验场地及观测仪器

通榆观测实验站位于吉林省白城市通榆县新华乡的行政地域内。实验站地理位置为 (44°25'N, 122°52'E), 处在白城至双辽沙丘覆盖的冲积平原区, 平均海拔高度为 184 m, 实验区地形非常平坦。实验区以新华乡为中心, 分别针对半干旱区农业和退化

草地生态系统建立了2个观测点,2点空间距离在5 km左右。其中:

(1) 农田下垫面位于新华镇北2 km,周围近2 km范围无障碍物,2 km外有零星田间林网,上风向开阔,地形平坦。主要作物为高粱和玉米,生长季为每年5~10月,10月初收割完毕。冬、春季农田为裸土覆盖,无作物,农田下垫面土壤主要为沙土和淡黑钙土。

(2) 退化草地下垫面位于新华镇南3 km左右,一大片因过牧而退化的草地面积近3 km×4 km,草地周围已经开垦了不少农田,其中含有已经开垦但2002年开始弃耕的农田。退化草地上的草在夏季一般在10 cm以下,冬春季在5 cm以下,属严重退化的草地。退化草地下垫面土壤主要有盐碱土、草甸土和淡黑钙土。选取退化草地与农田作对比,可以比较不同土地利用对地气间水和能量交换过程的影响。

实验观测主要在近地面层进行,观测项目包括平均场和湍流场两部分,主要观测近地面层基本气象要素、土壤温度、土壤湿度以及近地面层的物质和能量通量。2个观测站观测项目一致,观测也完全同步进行。在两个观测点各建立一个20 m近地面层气象观测塔,塔上0~20 m共安装了5层(2、4、8、12、17 m)风速(Met one, 034A-C)、温度和湿度传感器(Vaisal, HMP45C-L)以及1层风向传感器(17 m, Metone, 014A-L)。地面观测包括地表温度(红外测温计, APOGEE, IRTSO-P)、气压和雨量;辐射观测包括向上、向下太阳辐射(CM21, Kipp&ZONEN)及向上、向下长波辐射(CG4, Kipp&ZONEN);辐射仪器在农田和退化草地下垫面分别安装于2.0 m和3.0 m高度上。同时还测量0~80 cm 6层土壤(2、5、10、20、50、80 cm)温度(STP01-L50, 107-L)以及0~80 cm 5层土壤(5、10、20、40、80 cm)体积含水量(CS616-L)。采用热流量板测土壤热通量,每个观测站测地表以下5 cm及10 cm处2层的土壤热通量(HFP01SC-L50)。所有平均场采样频率为2秒一次,10 min给出一组平均值,平均值存在CR23X采样器中。湍流观测仪器由超声风速温度仪(CSAT3)、湿度和CO<sub>2</sub>脉动仪(LI-COR, CS7500)组成(图1),测量动量、热量、水汽和CO<sub>2</sub>湍流通量。湍流仪器在农田和退化草地下垫面分别安装于距地面2.0 m及3.0 m高度上,采样频率为10 Hz;采用CR5000采集器采样,用1G PCMCIA卡储存,每20天换卡,所有仪器采用两组128 W太阳能电池供电。

在草地的生态实验观测场上,距离气象塔500 m左右的下风向建立永久样条(100 m×100 m)1个,围栏内外相互对照,研究放牧对草场作物量等的影响。生态测量主要内容包括:物种多样性,地下、地上生物量,植被高度、盖度,叶面积指数,植被冠层,土培有机质,土壤容量,凋落物的分解,N、P、K等主要元素的季节和年际变化的长期观测,主要植物的水分关系,水势、光合、吸呼,以及室内土壤植物实验的培养和测定。另外还有人类活动和经济等统计数据,有关生态及人类活动等数据,本文不作分析。

下面我们主要分析CEOP-EOP3期间地气近地面层微气象及通量观测数据(2002年10月至2003年3月30日),在这期间农田下垫面无作物(非生长季),地表为裸土覆盖。平均场、湍流场及辐射资料每个样本取样时间长度均为30 min,湍流资料的选取要求每个样本内风向变化小于45°。CO<sub>2</sub>通量根据文献[7]进行了水汽及感热通量影响的订正,CO<sub>2</sub>通量负号表示由于光合作用等地表吸收大气中的CO<sub>2</sub>,正号表示地

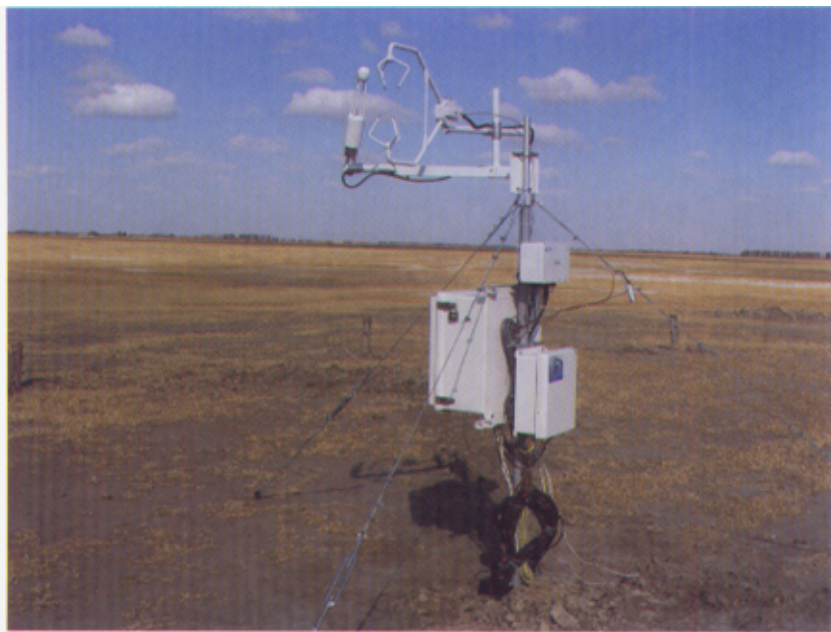


图1 退化草地下垫面湍流观测系统

表（土壤及作物）向大气释放  $\text{CO}_2$ 。

### 3 结果分析

通榆观测站 2 个观测点所在的退化草地和农田下垫面的空间距离为 5 km 左右，观测期间 2 个观测点总是处在同一天气系统控制下。图 2 给出了非生长季日平均气压和日降雨量的逐日变化。在非生长季（2002 年 10 月～2003 年 3 月，干季），2 个观测点观测到气压日变化一致，但降雨（降雨不包括降雪，降雪量没有观测）有差别。在冬春季实验区降雨量很少，观测到的只有 4 次主要降雨过程，最大日降雨量不到 5 mm。该观测站雨季主要集中在每年 6 月至 9 月。从图 2c 可以发现，在雨季 2 个不同下垫面测得的日降雨量有时候相差较大，最大可以相差一倍（7 月 17 日、27 日）；但有些日降雨量基本一致（7 月 3 日、8 日）。这也反映出降雨空间的分布是很不均匀的，具有很强的局地特征。地表植被影响局地的降水分布；降水尤其是对流性降水，受下垫面不同生态系统影响较大；即使在同一天气过程控制下，不同植被下垫面的降雨分布有时候是不相同的，甚至相差很大。

在非生长季（CEOP-EOP3），实验区主导风基本为西北和西南风，风向日变化不大（图 3），2 个观测点风向日变化一致。干季风场主要由天气过程控制；实验区地形平坦，无局地环流。图 4 给出 2002 年 10 月～2003 年 3 月退化草地 2 m 高度风及 1.5 m

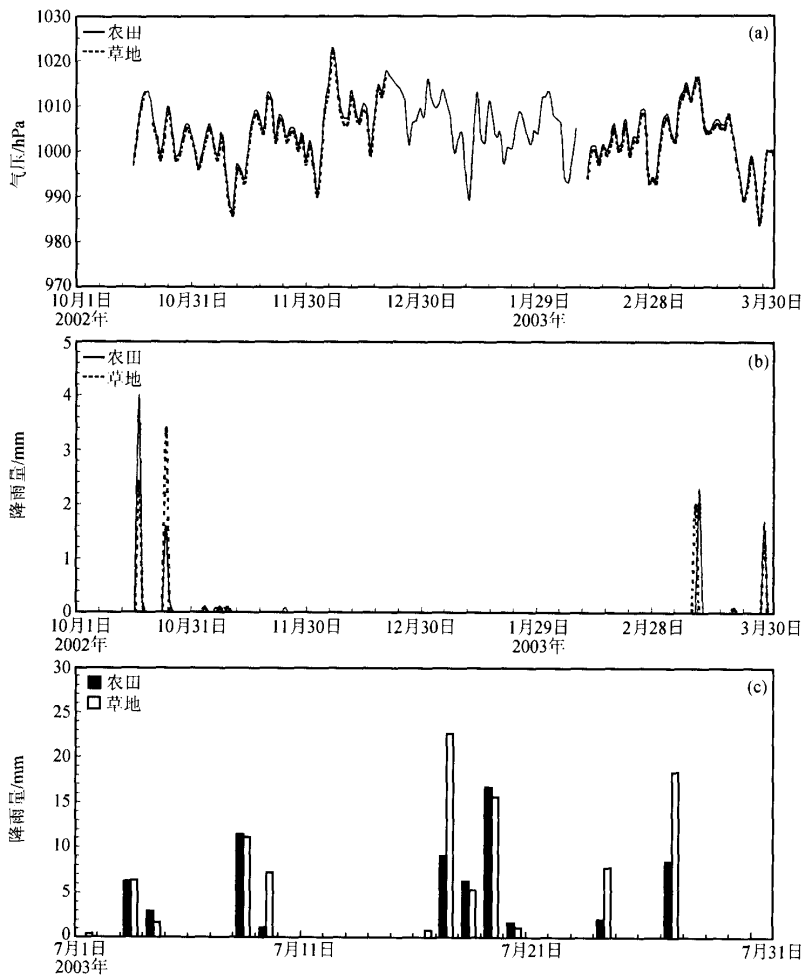


图2 日降雨量及日平均气压的逐日变化

(a) 日平均气压；(b) 2002年10月1日~2003年3月30日降雨量；(c) 2003年7月1日~31日降雨量

高度上温度和湿度日变化。农田下垫面基本气象要素中风速、温度和湿度日变化与退化草地相同(图略)。可以发现,在干季,空气湿度通常小于 $2.5\text{ g kg}^{-1}$ ,从10月开始,温度和湿度开始下降,到第2年2月底开始上升,温度与湿度变化有较好的一致性。温度、湿度除了有明显的日变化外,还存在季节变化。风速冬春季较大,存在明显日变化,一般最大风速出现在白天。

通榆观测站处在半干旱区,在干季空气非常干燥,所以潜热通量通常很小。在非生长季(干季),农田下垫面是裸土覆盖,2种不同下垫面近地面层能量收支基本一致。图5给出草地近地面层能量在非生长季(干季)的典型日变化特征(农田近地面能量

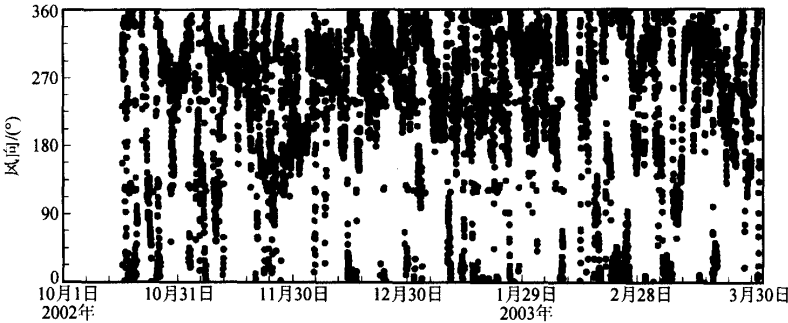


图 3 风向 (30 min) 的逐日变化 (草地)

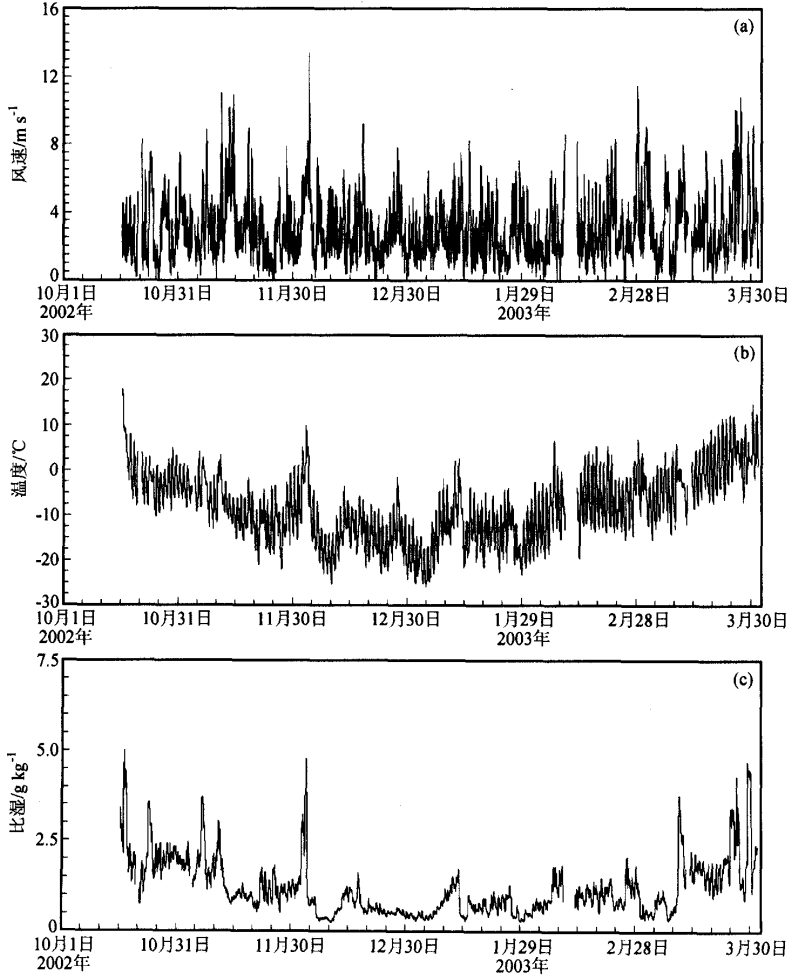


图 4 风速 (a)、温度 (b) 和湿度 (c) (30 min) 的逐日变化 (草地)

变化相同,图略)。在半干旱地区干季(冬春季)感热通量  $H$  占主导地位,占净辐射  $R_n$  的 70%;潜热通量通常小于  $30 \text{ W m}^{-2}$ ,地热流也通常小于  $30 \text{ W m}^{-2}$ 。在干季净辐射  $R_n$  最大值为  $300 \text{ W m}^{-2}$  左右,感热通量  $H$  最大值为  $180 \text{ W m}^{-2}$ 。从图 5 可以发现,净辐射也存在季节变化,从 10 月开始下降,第 2 年 2 月底开始上升。在冬季净辐射最大不到  $200 \text{ W m}^{-2}$ ,能量不平衡程度比春季好些。干季近地面层能量闭合因子  $(H+LE)/(R_n-G)$  在 0.75 左右。近地面层能量不平衡现象,已经在国际上诸多陆气相互作用观测实验中观测到<sup>[8~10]</sup>,其原因目前尚未有定论,主要可能与涡动相关法测量通量通常偏小有关,同时平流及大气有组织的结构对能量输送的作用也不可忽略。不过在非生长季,近地面层大气中有组织的结构一般不存在,可能与涡动测量误差有关,同时在干季,空气水汽含量很少,准确测量潜热通量存在困难。另外地表热通量观测的误差也可能是造成能量不平衡的主要原因。目前国际上尚没有统一的准确测量地表热通量的方法。Heusinkveld 等<sup>[11]</sup>根据在以色列沙漠上的实验,指出通常在土壤 5 cm 下测量土壤热通量,由于准确订正这层土壤的能量储存非常困难,因而通常得到的地表热通量误差很大,尤其当土壤垂直分布不均匀时。他们指出应该在尽可能靠近地表的地方,例如在地表 1 mm 处观测土壤热通量,这样可以大大改进近地面层的能量平衡。不过实际观测中在地表 1 mm 处观测土壤热通量是无法做到的,因为热流量板厚度已超过 1 mm,同时在大风条件下,表层土壤移动通常超过 1 mm,所以在实际实验中无法操作。通榆实验区农田和退化草地土壤垂直分布不均匀,如何准确得到地表热通量,将是下一步能量平衡问题研究的重点。

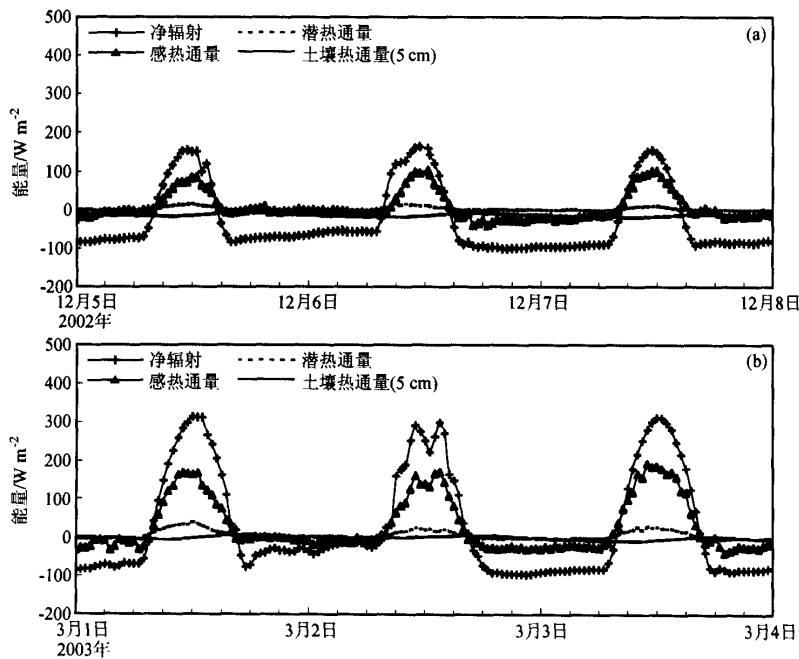


图 5 近地面层能量收支典型日变化(草地, 30 min)

(a) 2002 年 12 月 5 日~2002 年 12 月 10 日; (b) 2003 年 2 月 28 日~2003 年 3 月 5 日

太阳辐射及长波辐射典型日变化见图 6。太阳总辐射从 10 月进入冬季开始下降, 到第 2 年 2 月底开始上升, 季节变化特征与温度、湿度相同。冬季太阳总辐射最小不到  $500 \text{ W m}^{-2}$ , 只有夏季的一半(夏季太阳总辐射最大值可超过  $1\,000 \text{ W m}^{-2}$ )。冬季温度日较差小于夏季, 长波辐射日变化幅度较小。地表反照率与地表植被覆盖状况有关, 存在季节变化。在非生长季, 两种不同下垫面地表反照率差别不大, 农田平均为 0.30, 草地为 0.31, 接近沙地的地表反照率。

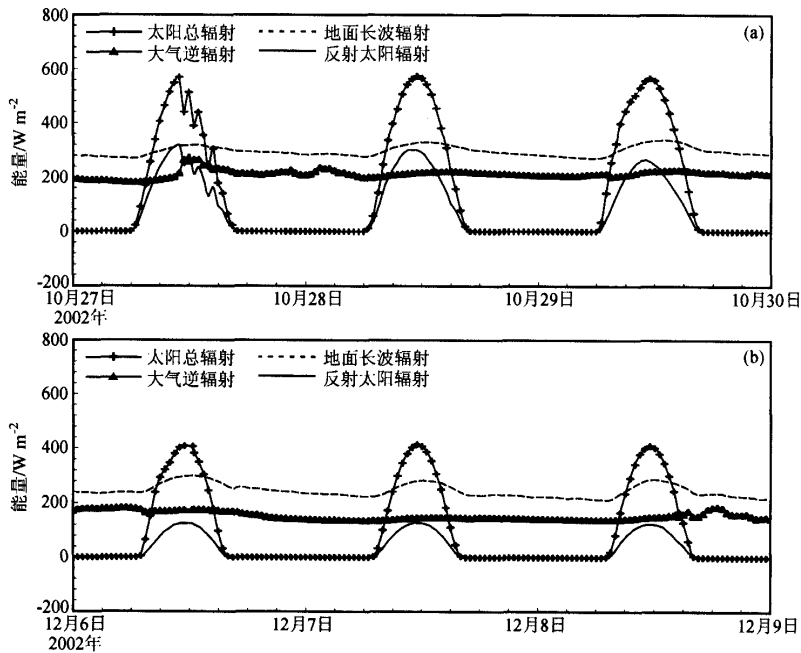


图 6 辐射分量日变化(草地, 30 min)

土壤温度、湿度变化是研究地气相互作用的重要参数。在干季(非生长季), 退化草地和农田下垫面, 土壤温度日变化显著主要集中在  $0\sim 20 \text{ cm}$  土壤层。 $20 \text{ cm}$  以下的土壤温度日变化很小, 但存在明显季节变化特征。从图 7 可以发现  $80$  和  $50 \text{ cm}$  土壤温度日变化很小, 在冬季开始下降, 到春季慢慢上升。图 8 给出 2002 年 12 月 22~25 日 3 天草地与农田  $20 \text{ cm}$  以上土壤温度日变化。表层土壤温度日变振幅大于深层土壤,  $2$ 、 $5$  及  $10 \text{ cm}$  土壤温度日变化基本同位相; 冬季  $2 \text{ cm}$  最低温度达  $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$  以下。冬季  $20 \text{ cm}$  以下土壤温度随土壤深度递增, 两种不同下垫面土壤温度变化基本一致, 但农田下垫面表层土壤温度日变化振幅比退化草地大, 这反映退化草地土壤下垫面热容量比农田下垫面大, 这也与土壤特性不同有关。从雨季土壤体积含水量变化可以发现, 草地土壤雨水渗透深度远小于农田。

土壤体积含水量日变化见图 9。由于测量土壤体积含水量的传感器只有 7 个, 在退化草地下垫面只有 2 层 ( $5$  和  $10 \text{ cm}$ )。2003 年 4 月以后增加 TDR 传感器, 每个观测点



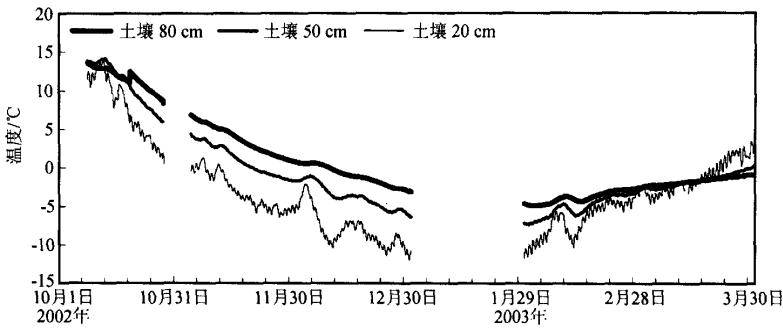


图7 土壤温度逐日变化(草地, 30 min)

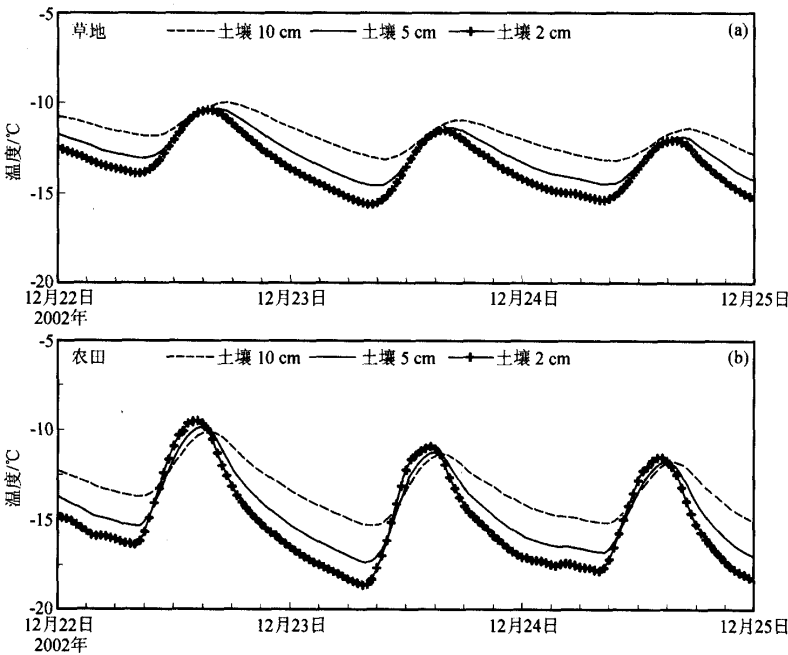


图8 0~20 cm 土壤温度日变化(30 min)  
(a) 草地; (b) 农田

土壤体积含水量增至6层(0~160 cm), 分别安装在地表以下5、10、20、40、80及160 cm。非生长季, 农田下垫面土壤体积含水量均小于25%, 冬季农田下垫面80与40 cm 土壤体积含水量相差不大, 春季解冻后0~80 cm 土壤体积含水量逐渐升高, 但20~40 cm 厚度层的土壤体积含水量在春季(3月中下旬)增大的速率大于表层和深层土壤。退化草地下垫面5和10 cm 土壤体积含水量比农田下垫面相同深度大, 而且其日变化的幅度较农田下垫面大一些。土壤体积含水量与土壤的组成成分有关, 在雨季与

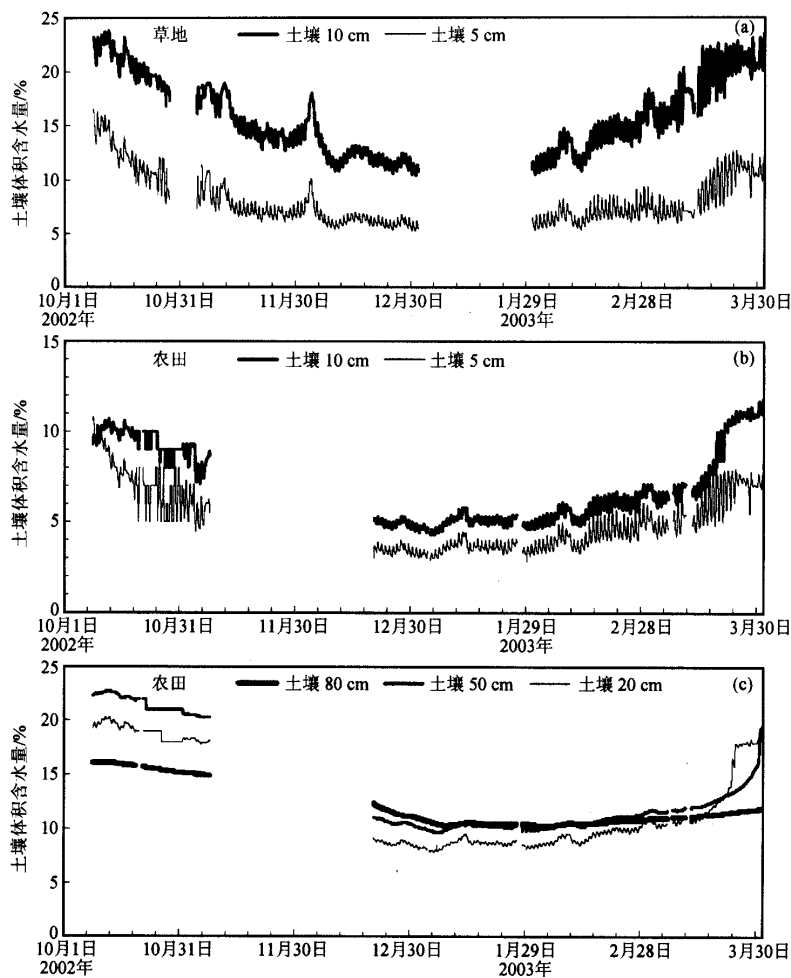
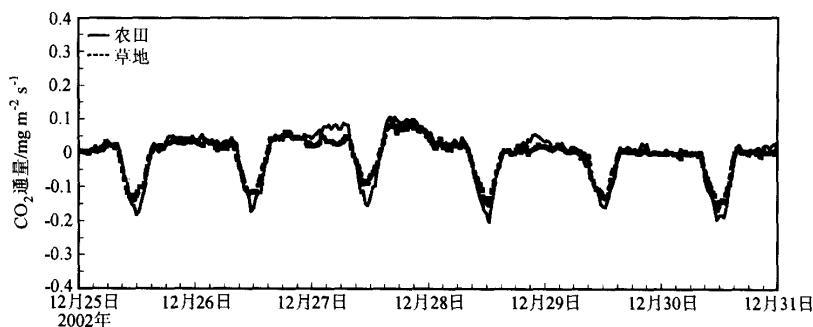


图9 土壤体积含水量逐日变化(30 min)  
(a) 草地; (b) 农田(土壤: 5 和 10 cm); (c) 农田(土壤: 20、40 和 80 cm)

降雨过程有关。

干季 CO<sub>2</sub> 通量典型日变化见图 10。由于非生长季 2 种下垫面差别不是很明显, CO<sub>2</sub> 通量日变化特征基本相同。白天由于光合作用吸收 CO<sub>2</sub> 通量最大值在 0.15 mg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>, 夜间土壤呼吸等释放到大气中的 CO<sub>2</sub> 通量通常小于 0.05 mg m<sup>-2</sup> s<sup>-1</sup>。与水稻下垫面生长季相比<sup>[12]</sup>, 相差一个量级。冬春季实验区地表基本为裸土, 退化草地退化很严重, CO<sub>2</sub> 通量在非生长季很小, 夜间的值更小。土壤释放到大气中的 CO<sub>2</sub> 通量与土壤的温度及湿度有关, 同时也与近地面层气象条件有关。

图 10 CO<sub>2</sub> 通量典型日变化 (30 min)

#### 4 小结

本文分析了 2002 年 10 月~2003 年 3 月 (CEOP-EOP3) 非生长季观测到的近地面层微气象及能量通量资料。在非生长季, 半干旱地区农田和退化草地下垫面近地面层能量收支基本一致, 感热通量占主要地位, 占净辐射通量的 70% 左右; 潜热通量及地热流都很小, 通常小于  $30 \text{ W m}^{-2}$ 。土壤温度日变化主要集中在地表以下 20 cm 土壤层, 20 cm 以下土壤温度日变化很小, 但存在季节变化。草地下垫面 0~10 cm 表层土壤体积含水量大于农田相同深度的土壤体积含水量; 20 cm 以下土壤体积含水量日变化幅度很小, 同样存在季节变化。土壤体积含水量在生长季与降雨过程有关。

吉林通榆“干旱化和有序人类活动”长期观测实验, 取得近一年多的连续观测资料。初步分析表明资料质量是可靠的, 为深入研究半干旱地区的陆气相互作用提供了资料保证。本实验站也是 CEOP 国际计划的地面观测基准站, 通过与遥感资料的结合, 可以研究如何从单点的观测结果上升到面平均通量。通榆长期观测实验的连续观测资料, 可以验证不同半干旱地区陆气相互作用参数化方案的表现, 对于改进半干旱地区陆气相互作用参数化方案有重要作用。月平均通量的结果可以与气候模式的输出结果相比较, 观测资料也可以用来验证气候模式的结果。

#### 参 考 文 献

- 1 符淙斌、温刚, 中国北方干旱化的几个问题, 气候与环境研究, 2002, 7 (1), 22~29.
- 2 叶笃正、符淙斌、季劲钧、董文杰等, 有序人类活动与生存环境, 地球科学进展, 2001, 16 (4), 453~460.
- 3 胡隐樵、高由禧, 黑河实验 (HEIFE) ——对于旱区陆面过程的一些新认识, 气象学报, 1994, 52 (3), 285~296.
- 4 吕达仁、陈佐忠、陈家宜等, 内蒙古半干旱草地土壤—植被—大气相互作用 (IMGRASS) 综合研究, 地学前缘, 2002, 9 (2), 295~306.
- 5 张强、卫国安、黄荣辉, 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数, 中国科学, 2001, 31 (9), 783~792.
- 6 Bosilovich, M. G., and R. lawford, Coordinated Enhanced Observation Period (CEOP) international workshop, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2002, 83 (10), 1495~1499.
- 7 Webb, E. K., G. I. Pearman, and R. Lenning, Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1980, 106, 85~100.

- 8 Bernhofer, C., and V. Roland, Energy balance closure gaps—A methodical problem of eddy covariance measurements? Proceeding of the conference ICB-ICUC99, Sydney, Australia, 8~12 Nov., 1999, 99~203.
- 9 Shin Miyazaki, Osukamoto, Ichiro Kaihostu, Tadashi Miyamoto, and Tetsuzo Yasunari, The energy imbalances observed in Tibetan Plateau and Monogolian Plateau, Proceedings of the Second Session of international Workshop on TIPEX-GAME/Tibet, Kunming, China, 20~22, July, 2000, 1~3.
- 10 Kim, J., and T. J. Choi, On measuring and modeling surface energy partitioning on the Tibetan Plateau, Proceedings of the 5th International Study Conference On GEWEX in Asia and GAME, Nagoya, Japan, 3~5, Oct., 2001, 18~25.
- 11 Heusinkveld, B. G., A. F. G. Jacobs, A. A. M. Holtslag, and S. M. Berkowicz, Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux, *Agri. and Forest. Meteor.*, 2004, **122**, 21~27.
- 12 Gao Zhiqiu, Bian Lingen, and Zhou Xiuji, Measurements of turbulent transfer in the near-surface layer over a rice paddy in China, *J. Geophys. Res.*, 2003, **108**, D13, 4387~4399.

## The Long-Term Field Experiment on Aridification and the Ordered Human Activity in Semi-Arid Area at Tongyu, Northeast China

Liu Huizhi<sup>1)</sup>, Dong Wenjie<sup>2)</sup>, Fu Congbin<sup>3)</sup>, and Shi Liqing<sup>1)</sup>

- 1) (*State key Laboratory of Atmospheric Boundary layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)
- 2) (*National Meteorological Center, Beijing 100081*)
- 3) (*Key Laboratory of Regional Climate-Environment for Temperate East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, START Regional Center for Temperate East Asia, Beijing 100029*)

**Abstract** A brief introduction has been given about the long-term field experiment on aridification and the ordered human activity in semi-arid area at Tongyu, Northeast China. This observation station is also one of the reference sites of Coordinate Enhanced Observation Period (CEOP). The micrometeorology and energy flux data collected during CEOP-EOP3 from October, 2002 to March 2003 has been analyzed. During the period, there is no vegetation on the cropland surface. The surface energy budget over cropland and degraded—grassland is almost the same. The sensible heat flux is almost 70% or so of the net radiation flux. The latent heat flux and the surface soil heat flux are almost less than  $30 \text{ W m}^{-2}$ . The diurnal variation of the soil temperature is just in the upper 20 cm layer soil. The soil temperature below 20 cm has very little diurnal variation, but has seasonal variation. The volumetric soil water content in the upper 10cm over degraded grassland surface is larger than that over the cropland surface. The volumetric soil water content below 20 cm also has seasonal variation.

**Key words:** aridification; the ordered human activity; field experiment; turbulent flux between; land surface and the atmosphere