

青藏高原改则地区近地层通量观测研究^{*}

李家伦 洪钟祥 罗卫东 李爱国 赵翼浚

(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)

摘 要 本研究利用首次对西藏西部改则地区大气边界层的湍流观测资料, 分析了近地层动量、感热、潜热通量的变化情况, 并对该地区能量收支进行了计算。最后, 利用脉动资料计算了 C_D 和 C_H 值。

关键词 青藏高原 近地层 湍流通量 能量平衡

1 引言

青藏高原对亚洲乃至全球气候均有重大的影响, 特别是对我国以及东亚地区的灾害性天气的形成有重要作用^[1]。测量和研究高原地—气物理过程, 将有助于改进全球气候模式和区域天气、气候模式在该地区的参数化方案。分析高原近地层能量收支变化, 即分析热量、水汽和动量的湍流通量是这一研究的重要方面。第一次青藏高原大气科学实验和研究, 在高原近地面热量平衡、高原低涡及对我国东部降水影响, 高原动力和热力作用对大气环流和气候影响等方面取得了许多有意义的成果^[2]。但由于当时科技水平的限制, 对高原一些重要物理过程的观测和研究不够深入, 如对能量平衡过程缺少观测和研究, 对高原热源影响程度、高原西部大气状态及 C_D 系数值大小等, 尚存在着不同的看法。

随着测量技术的不断提高, 湍流通量的直接测量技术——涡旋相关方法的实际应用有了很大的发展, 但由于青藏高原艰苦的自然环境条件, 至今只在交通相对方便的地区进行过湍流的直接测量^[3]。在自然条件相当恶劣, 交通十分落后的高原西部改则地区, 还没有进行湍流实验研究。第二次青藏高原大气科学考察试验是首次在改则地区设立一个大气边界层物理过程观测站, 其中除常规的近地层微气象观测外, 还包括风、温、湿的脉动量观测, 这对了解高原这一地区边界层物理过程、近地层能量收支和大气湍流结构有很大的意义。同时, 改则地区位于青藏高原西部, 是我国东部天气过程的上游, 正确了解该地区的湍流通量交换过程对于预测预报我国灾害性天气将会起到重要作用。为此, 本研究将对观测期该地区湍流通量及能量收支状况进行分析讨论。

2 第二次青藏高原大气科学实验简述

为了完成国家攀登 B 项目“青藏高原地—气系统物理过程及对全球气候和中国灾害

1998-09-28 收到, 1998-10-15 收到修改稿

^{*} 本研究获得国家攀登 B 项目“青藏高原地—气系统物理过程及对全球气候和中国灾害性天气影响的观测和理论研究”、1998 年度中国科学院大气物理研究所所长择优基金和中国科学院“百人计划”基金的资助

性天气影响的观测和理论研究”, 中国气象科学研究院、中国科学院大气物理研究所、北京大学地球物理系、国家海洋环境预报中心及青海、西藏和四川气象局等有关部门于 1998 年 5 月至 8 月在青藏高原地区实施了气象观测计划, 即第二次青藏高原大气科学试验 (简称 TIPEX)。试验内容包括地面天气系统观测, 探空及卫星遥感观测和在改则、当雄、昌都三地区的边界层物理过程、地表水热平衡及土壤温湿观测。

本研究只详细介绍改则大气边界层物理观测的情况。

3 改则观测站实验场地及观测方法

3.1 观测点

本次实验于 1998 年 6 月 6 日~7 月 17 日在西藏西部的改则 (84.48°E , 32.13°N) 进行 (见图 1), 其中湍流量的观测时间为 6 月 8 日~7 月 14 日。该地海拔高度为 4 430 m。属高原亚寒带和寒带季风干旱气候^[4]。下垫面发育着以高原针带草和荒漠沙生针带草为主要植被的高寒山区荒漠土和半荒漠草原土, 土层含砂砾量高, 植被稀疏、短小, 一般只有几厘米高。

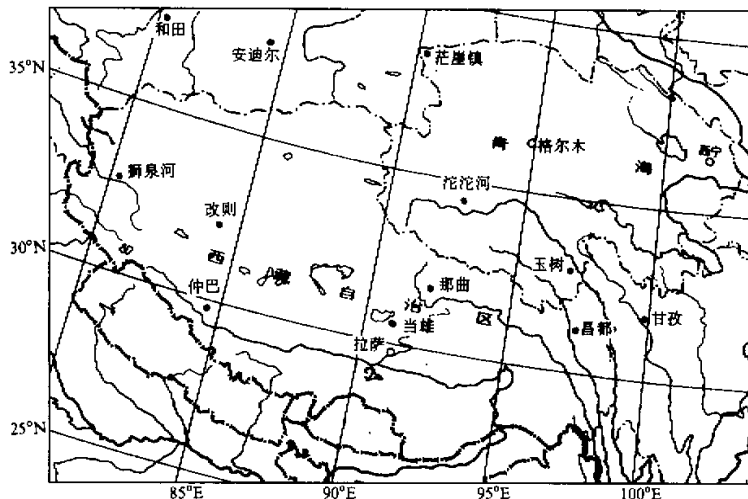


图 1 改则在青藏高原的地理位置示意图

本次观测点设在一块东西长约 15 km, 南北宽约 5~7 km 的山谷里, 山谷内地势平坦。在观测塔的南面及西南面 2.5~3.5 km 处为相对高度 100~200 m 的山体, 在距塔 5~7 km 的北面及西北面为相对高度 100 m 以内的山体, 在塔的北面约偏东方向有一很深的山谷。在塔的东偏东北方向的 3~4 km 处为相对高度 50~70 m 的山峰。其中在塔东南偏东方向 1.3 km 处有一座相对高度为 30~40 m 的孤立山丘, 面积大约为 0.4 km^2 。

3.2 观测仪器及观测方法

观测场仪器有平均场观测仪和湍流场观测仪, 其中观测三维风速和温度脉动值的是

中国科学院大气物理研究所研制的 UAT-I 型超声风速温度仪。观测平均场是将风、温、湿传感器架设在高为 20 m 的观测塔上, 共 7 层 (观测高度分别为 0.5、1.0、2.0、5.0、10.0、15.0 和 20 m)。在 2 m 和 15 m 处分别架设有超声及钨铼丝脉动温度仪, 湿度脉动传感器只架设在 2 m 处, 其中 7 月 6 日~7 月 14 日在 5 m 处还架设了一层超声及温度脉动仪。辐射观测仪有各波段的总辐射及反射辐射; 向上、向下的长波辐射, 架设高度为 1.5 m。地热流观测设在土壤 1 cm、10 cm 深处, 地温观测在土壤 0~80 cm 共设 7 层 (0、1、5、10、20、50、80 cm)。对云、地表状况等进行定时摄像或照相。湍流量的采样频率为 10 Hz, 平均场为每 30 s 采样一次, 24 小时连续同步采样 (每天要切换两次电源, 正常情况下只需 1 min)。原始数据文件存入计算机。可以随时完成对数据的涡旋相关计算, 输出风、温、湿的各种统计量、稳定度参数及湍流通量, 便于现场检查和分析结果, 确保观测数据准确性。图 2 为观测站内仪器布置情况。

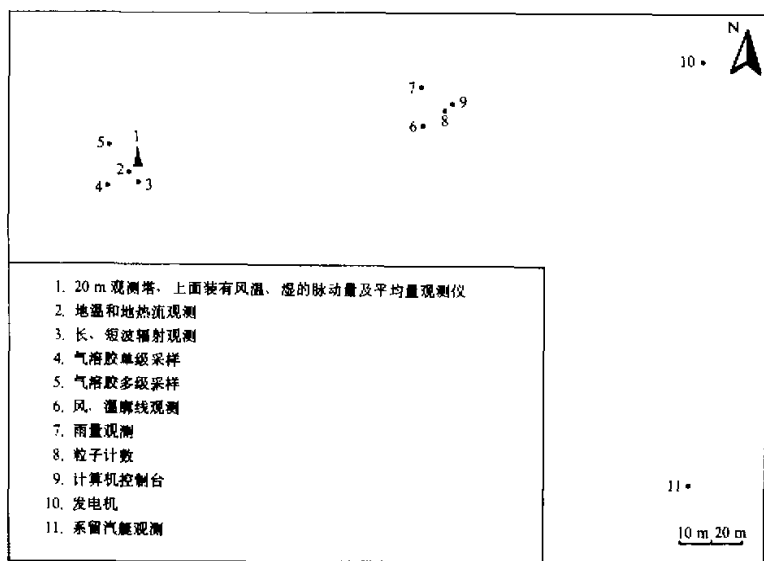


图 2 改测大气边界层观测站仪器布置平面示意图

4 观测仪器的可靠性

为了保证青藏高原大气科学试验各站观测资料的可靠性及各站观测资料的可比性, 在试验准备阶段、试验期间及实验后, 对仪器和观测资料实施了全程质量保证/质量控制(QA/QC)。

在试验准备阶段, 对试验中所用的全部传感器及其相关的二次仪表进行了标定, 并给出了每个传感器的标定曲线和其在数据处理系统的相应修正系数。为进一步验证仪器的可靠性及资料的可比性, 1997 年 8 月, 各有关单位在河北固城对试验中各站所用的

仪器进行了对比观测、对比观测实验部分结果见表1。从表中可以看到、在改则站使用的仪器，其精度与美国和日本的同类仪器相近。

进入改则观测场地后，在正式观测前，对梯度观测的各层仪器在现场同一高度上再次进行对比观测。此外，每天利用特殊编制的专用软件对各种数据进行整理、计算和比较、验证数据的合理性及可靠性，及时发现观测中的各种问题，以确保仪器的精度和可靠性。

观测试验完成后，又对部分仪器进行了再标定。

5 观测结果分析

5.1 观测期天气状况

由于该地区属于寒带和亚寒带干旱气候，在观测前期，天气以晴为主，中午前后有对流云发展。在观测后期，除伴有对流的晴天外，也出现多云、阴天天气。在本次观测实验中，第一次出现降水现象是6月16日15时10分，6月28日15时至18时也出现过降水现象。第一次出现可定量观测降水时间是6月29日22时至次日凌晨3时，降水量为2 mm，此后，6月30日（降水量：2 mm）、7月2、6、7日（2 mm）、8日（1 mm）、14、15日（5.5 mm）、17日（4 mm）有降水。7月18日中午前后出现了雷雨、大风和冰雹天气，降水量较大，地面已有积水，但雨量计已撤掉。空气中的水汽含量，在雨季前较小，在雨季开始后较大。

在观测期，风向以偏西风为主（WSW、W、WNW），频率达35%以上，在7月份，偏东风的频率上升。观测期平均风速在10时（北京时，当地地方时比北京时晚2小时22分，下同）左右最小，在21时（北京时）左右最大。

观测期气压、2 m 高气温和比湿逐日变化见图3。总云量（8次观测累计量）低云量（8次观测累计量）逐日变化见图4。在图3、图4中，6月13、18、30日和7月初、7、8、15日各天由于个别仪器故障或雷电天气导致资料不全，未能计入。

5.2 辐射观测结果

我们分别对太阳总辐射、地面反辐射及向下、向上的长波辐射进行了观测。结果发现，当地的总辐射较大，个别时段瞬时值可以超过太阳常数（1370 W·m⁻²），在本次观测中，共有15天观测到这种情况，出现时段主要在14时、15时（北京时），个别时段总辐射瞬时值达1500 W·m⁻²以上的有6天（6月10、16日、7月1、2、7和14日），有两天（7月2、7日）出现了瞬时总辐射大于1600 W·m⁻²的现象，其中7月7日最大瞬时值达到1645 W·m⁻² [2.38 cal/(cm²·min)]，比袁福茂^[5]观测到的

表1 改则观测仪器与日本、美国同类观测仪器观测结果对比

观测项目		高原用仪器 UAT-1	日本产仪器 DAT-300	美国产 仪器
风速	平均偏差	-0.06	0.02	-0.06
	均方差	0.12	0.28	0.12
风向	平均偏差	-1.8	-1.8	-3.2
	均方差	4.7	2.9	4.8
温度	平均偏差	0.6	0.5	0.6
	均方差	1.1	0.6	1.2
σ_u	平均偏差	-0.05	-0.01	0.01
	均方差	0.09	0.02	0.04
σ_v	平均偏差	-0.03	-0.02	0.02
	均方差	0.05	0.05	0.03
σ_w	平均偏差	-0.03	-0.02	-0.02
	均方差	0.05	0.04	0.03
σ_t	平均偏差	-0.02	-0.02	0.0
	均方差	0.04	0.04	0.03
$\overline{w'T'}$	平均偏差	-0.006	-0.005	
	均方差	0.015	0.013	
$\overline{u'w'}$	平均偏差	0.02	0.00	
	均方差	0.04	0.01	

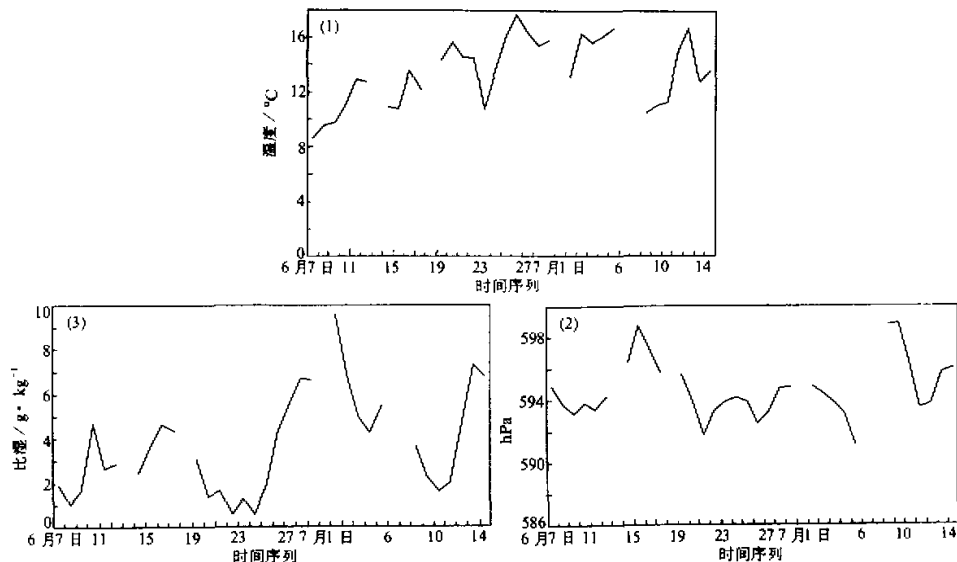


图3 观测期各要素逐日变化特征

(1) 温度; (2) 气压; (3) 比湿

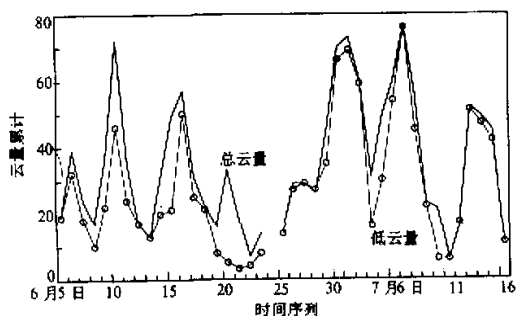


图4 观测期总云量(实线)和低云量(虚线)逐日累计变化

$2.31 \text{ cal}/(\text{cm}^2 \cdot \text{min})$ 还大。出现瞬时值大于太阳常数时间最长是6月16日和7月14日两天, 每天共计有15 min左右, 主要出现在13时到16时之间(北京时)。出现这种情况的原因是云的散射作用, 当太阳球体未被云遮挡, 同时, 如果云的散射辐射到达辐射仪上也很大, 就易出现太阳总辐射超过太阳常数情况。在30 min平均后, 最大总辐射出现在6月26日, 达到 $1200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

改则地区是荒漠和半荒漠下垫面, 因此地面反射辐射很强。观测期平均反照率达到0.31, 此值比文献[5]给出的草原荒漠反照率和稀疏草地反照率大, 接近文献[5]中的戈壁荒漠反照率。原因除观测地点有别外, 与我们在建站过程中破坏了部分下垫面植被也有一定关系。图5为观测期平均反照率日变化情况。从图中可以看出, 地表反照率随太阳高度角增高而减小, 随太阳高度角降低而增大。

地面长波辐射是辐射平衡中的主要支出项, 在改则地区, 由于太阳辐射强烈, 下垫面属半荒漠型, 白天地表升温快, 地温高。在观测期, 地表温度30 min平均值一般都在 40°C 以上, 有5天超过 50°C , 主要在15~16时(北京时)。因此, 地面长波辐射强度很大, 平均最大值可达 $680 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 观测期平均也可达 $600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。

大气逆辐射在观测期平均最低值小于 $240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，最高值可达到 $380 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，观测期内平均变化在 $290 \sim 340 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。与其他辐射项相比，变化缓慢。

图 6 为观测期有效辐射（指地表向上的长波辐射与向下的大气逆辐射之和）、总辐射和净辐射平均日变化图。从图中可以看出，由于地表反射辐射和长波辐射较强，虽然太阳辐射很强，但净辐射却不大，最大值出现在 14:30（北京时），仅为 $453 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，比一般情况下要小。

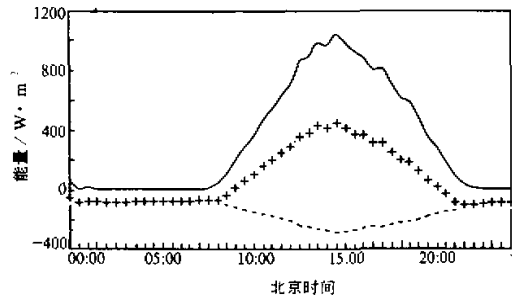


图 6 观测期改则地区辐射能量日变化
——总辐射，----有效辐射，++++净辐射

观测期 1 cm 处地热流在北京时 14 时左右超过 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日平均为 $18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，方向向下。

10 cm 处的地热流日变化不大，向下的地热流有大于 $15 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的情况，向上的地热流有大于 $6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的情况。但整个观测期平均为 $3.44 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。这比章基嘉等^[2]报道的用地温计算的该层次 5 月份的地热流要小近 2 倍，但方向一致。

图 7 为观测期各时段平均后，两层地热流的日变化结果。

5.4 感热通量观测结果

以前获得该地区的感热通量都用平均地温和气温来计算。本次观测有超声风速脉动仪和钨铼丝温度脉动仪。因此，利用涡旋相关方法，可以方便地求得感热通

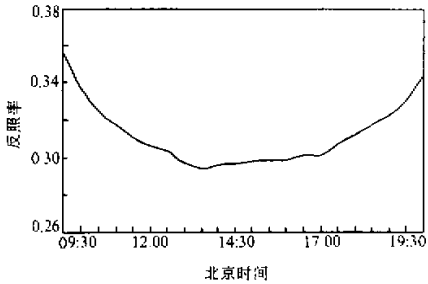


图 5 观测期改则地区地表平均反照率日变化

5.3 地热流

1 cm 处地热流变化较大，其变化趋势与一般情况相同，即上午太阳辐射加热地面，地温升高，地热流逐渐增加，且方向向下，最大瞬时值出现在 14~15 时（北京时），然后地热流逐渐减小，到了夜间，方向反向。在观测期间，其瞬时值有时可以大于 $150 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ （如 6 月 17、18、19、20 和 26 日）。平均后 1 cm 处地热流一般在 $120 \sim 130 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右，大于 $140 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的只出现一次（6 月

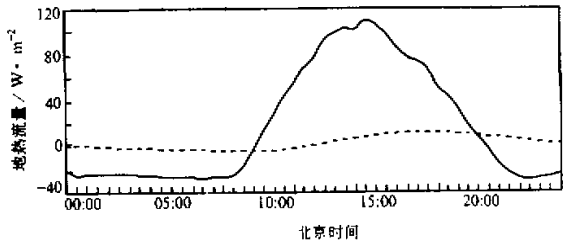


图 7 观测期改则地区地热流日变化
——1 cm，----10 cm

量。计算结果表明,感热通量的变化情况与常见情况相一致,上午,感热通量逐渐增大,中午前后达到最大,然后开始减小,到了晚上感热通量向下。在观测期,感热通量最强时,主要出现在 15 时(北京时)左右,可以达到 $250 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,一般在 $200 \sim 240 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间。

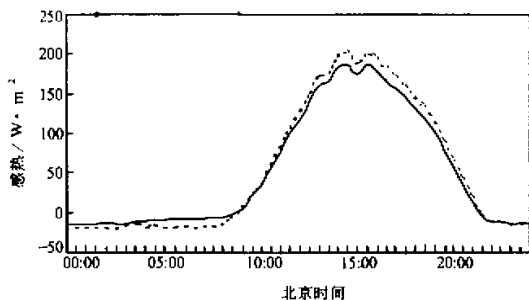


图 8 观测期两种仪器测量感热通量结果的比较
——超声测量, ——钨铼丝测量

利用超声温度脉动仪及钨铼丝温度脉动仪计算的感热通量也非常一致。图 8 即为观测期两种观测仪器在 2 m 处的观测结果的对比。该图也可以看作是涡旋相关法计算感热通量的检验。

将 13 天每天观测时间在 20 小时以上的感热通量求日平均发现,感热通量在观测期每日平均的变化在 $40 \sim 80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间,与文献[2]

给出的 5 月份在该地区的范围 ($>63 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$) 相近,但略为偏小。整个观测期间感热通量日平均为 $53 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,比李栋梁等^[5]计算的 6 月份平均在 $80 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上要小。

5.5 潜热通量的观测结果

因没有合适的测量仪器,以前对该地区潜热通量估算多采用剩余法。这次采用了美国 AIR 公司生产的 AIR-HA-IPX 湿度脉动仪对该地区的湿度脉动进行直接观测,观测时间为 6 月 13 日~20 日,6 月 25 日~7 月 12 日。利用涡旋相关方法,可以比较精确地求得潜热通量。

改则地区属寒带季风干旱气候,总的来说,空气湿度较小。观测表明,就其日变化看,从深夜到第二天早晨空气湿度相对较大,其他时段空气湿度很小,尤其是在中午前后。但在降水前后和观测期后期(6 月 29 日开始是该地区的雨季),空气湿度相对较大,因此观测期湿度变化很大。计算结果发现,潜热通量变化也很大。一般情况下,潜热通量小于 $100 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,但在空气湿度较大时,如降水前后,潜热通量也有超过 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的情况(如 6 月 19 日,7 月 1、2 和 12 日的部分时次)。

图 9 为 6 月 14、18 日(降水后第 2 天)、6 月 26 日(降水前第 4 天)和 7 月 9 日(降水后第 1 天)4 天实测的潜热通量日变化情况,这 4 天的天气状况均为晴间有云。从图中可以看出,潜热通量变化是很大的。值得指出的是,潜热通量在白天最大。这可能与该地区白天垂直速度脉动大有关。也可能与白天土壤的不饱和度更大,更容易蒸发有关。

对于 9 天每天观测时间在 20 小时以上的日次求平均发现,潜热通量变化从每天 $4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (6 月 25 日)到每天 $48 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (7 月 9 日)。整个观测期潜热通量日平均为 $28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,比文献[2]给出的 7 月份的范围 $31 \sim 47 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 略为偏小。

图 10 为观测期潜热通量各时段平均后的日变化情况,比较潜热通量、感热通量和

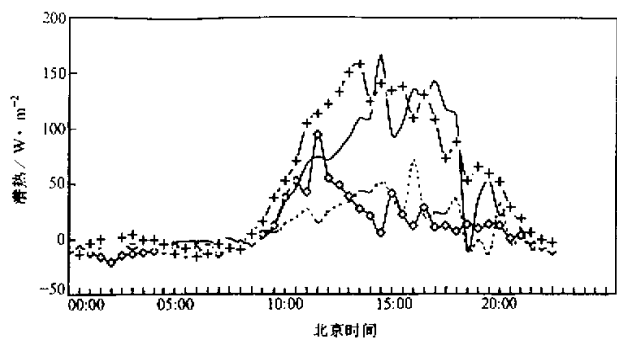


图9 改则地区潜热通量日变化个例
——6月14日, ——6月18日, —◇—6月26日, ++++7月9日

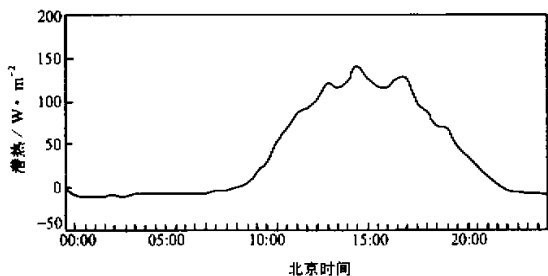


图10 观测期改则地区潜热通量日变化

夜间3时(北京时)左右,一个在晚上20时(北京时)左右,在白天9时(北京时)左右有一个极小值,这个极小值出现时间在大气由稳定状态向不稳定状态转换稍后的一段时间。

5.7 能量收支

一般情况下,能量平衡指该地区的地热流量、感热通量和潜热通量之和与净辐射相等。本次观测中,由于湿度脉动观测的时间相对较短,能量收支的计算以所有量都同步观测并且仪器正常的资料计算(共计18天)。图12为该期间的能量收支图。从图中可以看出,在观测期,该地区能量在白天是基本平衡的,而在夜间能量是不平衡的。净辐射能量扣除感热通量潜热通量和地热流后,剩余能量可能通过辐射通量散度方式传输。

青藏高原地面对大气的加热作用,对我国东部地区的天气气候有重要影响,因此对这个问题研究引起气象工作者的关注^[2,6]。图13即为整个观测期R-G(地面加热

地热流可以发现,对于中午前后,感热通量最大,其次是地热量,潜热通量最小。但就日平均而言,潜热通量比地热流所占比例要大。

5.6 动量通量的观测

图11为整个湍流观测期动量逐时平均后的日变化结果,图中负值表示动量向下转。从图中可以看出,动量变化存在两个极大值区,一个在

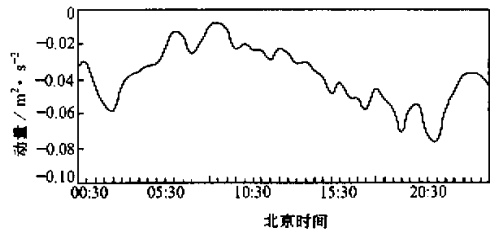


图11 观测期改则地区动量通量日变化

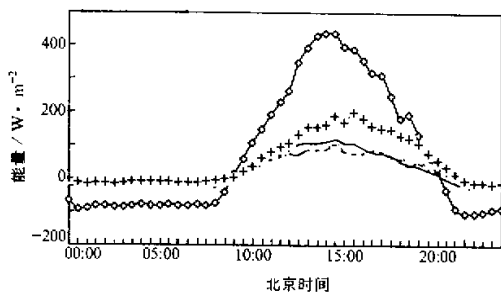


图 12 观测期能量收支图

—◇—净辐射, ———地热流, ++++感热, ----潜热

为直接的, 根据 Stull 的定义^[7], 本研究利用如下方法求 C_D 和 C_H 参数:

$$C_D = \frac{-\overline{u'w'}}{M^2} \quad \text{和} \quad C_H = -\frac{\overline{w'T'}}{M(T_a - T_g)},$$

式中, M 为平均风速 (取 10 m 高的风速), T_a 为气温, 本研究取 1.5 m 高的气温, T_g 为地表面温度, C_D 为拖曳系数, C_H 为热量总体输送系数, 一般情况下, 认为这两个系数相等。利用观测期脉动资料, 在稳定条件 ($z/L > 0.07$)、不稳定条件 ($z/L < -0.07$) 及中性条件 ($-0.07 \leq z/L \leq 0.07$) 下^[8], 计算 C_D 分别为 1.05×10^{-3} 、 3.0×10^{-3} 和 2.31×10^{-3} , 平均为 2.32×10^{-3} 。这一结果比李栋梁等^[9]给出的结果偏小, 也比叶笃正等^[10]给出的结果要小。同时, 利用平均场中性条件 (0.5 m 高风速大于 1.5 m/s, 0.5 m 与 20 m 两层计算得到的温度梯度递减率为 $0.05 \sim 0.3^\circ\text{C}/20\text{ m}$) 下的资料^[11], 计算得到 $z_0 = 2.63 \times 10^{-3}\text{ m}$, $C_D = 2.24 \times 10^{-3}$, 与用湍流方法计算结果非常一致。

利用运动学感热通量、平均风速和近地层温度、地表温度, 求得 C_H 分别为 2.15×10^{-3} (中性)、 1.59×10^{-3} (稳定)、 4.0×10^{-3} (不稳定), 平均为 3.01×10^{-3} , 这比 C_D 系数要大。这说明在特定条件下, C_H 和 C_D 是有差异的。

6 结语

通过对青藏高原改则地区大气湍流等重要气象要素的实际观测和分析计算, 得到以下几点结论:

强度) 的平均日变化情况。从图中可以看出, 白天地面对大气的加热作用是明显的, 尤其是在正午前后, 其热源强度可达 $300\text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上, 夜间热通量出现负值, 地面则是冷源。

5.8 C_D 系数和 C_H 系数的计算

大气将动量输送到地面是地气相互作用的一部分, 在一般的地气相互作用动力学模式中, 必须考虑下垫面摩擦对大气运动的阻滞作用, 这时, 用拖曳系数来表示是最

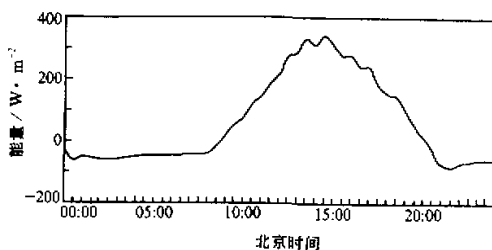


图 13 观测期改则地区地面热源日变化

(1) 辐射资料表明, 太阳总辐射很大, 瞬时值可以超过 $1370 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 地面长波辐射由于地表温度高, 其辐射值也很大, 但该地区净辐射却很小。

(2) 地热流在 1 cm 处日变化很大, 在北京时间 15 时左右达到最高值, 日平均为 $18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。在 10 cm 处的地热流日变化很小, 该处地热流日平均为 $3.44 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 方向向下。

(3) 感热通量在净辐射收支中所占的份额最大, 观测期内日平均最大值超过 $200 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。虽然潜热通量所占份额比感热通量要小, 日平均为 $28 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 但说明潜热通量在该地区也是重要的。

(4) 用涡旋相关方法计算的 C_D 系数为 2.32×10^{-3} , C_H 为 3.01×10^{-3} 。

(5) 该地区的能量在白天基本平衡, 而在夜间是不平衡的。

致谢: 参加观测的还有中国科学院大气物理研究所的张越, 青海省气象局的周平川、李辉、虎永发、周文利和邢希兴, 以及西藏阿里气象局的琼玛次仁、李培为本文的完成做了许多工作, 在此一并深表谢意。

参 考 文 献

- 1 Kuo, H. L. and Y. F. Qian, 1981, Influence of the Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2337~2356.
- 2 章基嘉、朱抱真、朱福康等, 1988, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社, 14~89.
- 3 祁永强、王介民、贾立等, 1996, 李燕京原五道梁地区湍流输送特征的研究, *高原气象*, **15**(2), 172~177.
- 4 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 1984, 西藏气候, 北京: 科学出版社, 149~168.
- 5 袁福茂, 1986, 青藏高原改则地区的辐射特征, *高原气象*, **4**(4), 36~49.
- 6 Feng Zhiqiang, Elmar R. Reiter and Chen Longxun, 1985, The atmospheric heat budget over the western part of the Tibetan Plateau during MONEX, 1979, *Advances in Atmospheric Sciences*, **2**(4), 455~468.
- 7 Stull, D. B. 1991, 边界层气象学导论, 杨长新译, 北京: 气象出版社, 278~289.
- 8 Golder, D., 1972, Relations among stability parameters in the surface layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, **3**, 47~58.
- 9 李林梁、章基嘉、吴洪宝, 1997, 夏季青藏高原下垫面感热异常的诊断研究, *高原气象*, **16**(4), 367~375.
- 10 叶笃正、高由禧等, 1979, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1~9.
- 11 胡隐樵、奇跃进、杨选利, 1990, 河西戈壁(化音)小气候和热量平衡特征初步分析, *高原气象*, **9**(2), 113~119.

A Study of Surface Fluxes in Gerze Area, Qinghai-Xizang Plateau

Li Jialun, Hong Zhongxiang, Luo Weidong, Li Aiguo and Zhao Yijun

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract By using the observational data in the Gerze area, located in the western part of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau, the variations of momentum flux, sensible flux, latent flux are analyzed. The energy budget of that area is calculated. And the coefficients of C_D and C_H are also estimated by using the eddy correlation method.

Key words Qinghai-Xizang Plateau surface layer flux energy budget