

文章编号: 1000-0534(2007)06-1123-18

珠穆朗玛峰北坡局地环流日变化的观测研究

邹捍¹⁻³, 周立波¹⁻², 马舒坡^{2, 4}, 李鹏^{2, 4},
李爱国¹⁻², 霍翠萍²

- (1. 中国科学院 大气物理研究所 LAPC, 北京 100029;
- 2. 中国科学院 大气物理研究所低层大气探测部, 北京 100029;
- 3. 中国科学院 青藏高原研究所, 北京 100085;
- 4. 中国科学院研究生院 北京 100049)

摘 要: 青藏高原地—气间的物质/能量交换是高原与全球大气系统相联系的重要纽带。陡峭的地形和强烈的地表差异在高原山区形成特殊的局地大气环流系统, 在地气交换中起着重要作用。为研究珠峰北坡的局地环流系统, 于 2006 年 5~6 月间在珠峰北坡绒布河谷实施强化观测实验 HEST2006, 对该地区的局地环流以及辐射和热力状况进行观测, 分析了该地区局地环流的日变化过程, 包括: (1) 地面风场的分布和变化; (2) 风场垂直结构; (3) 垂直运动及可能的驱动机制。研究表明, 该地区局地大气环流是由地形与地表状态调整的大气辐射加热和冷却所驱动, 包含多种不同的山地环流成分, 与典型山谷风环流不同, 具有很强的特殊性, 对地气间的交换有重要影响。

关键词: 喜马拉雅山; 珠峰北坡绒布河谷; 下行气流; 冰川风; 局地环流

中图分类号: P434⁺. 5 **文献标识码:** A

1 引言

青藏高原是东亚地区最重要的地理单元, 其地理特征形成了自身的特殊环境系统, 并通过热力和动力过程, 影响着东亚和全球的气候与环境过程^[1-5]。古气候研究表明: 青藏高原隆升的每一个阶段都和全球季风系统的发育密切相关^[6]。20 世纪 70 年代, 以叶笃正先生为代表的我国大气科学家首先对青藏高原的特殊天气及气候过程进行研究, 指出: 夏季青藏高原地—气系统是一个强大的热源(最大加热强度在 6 月, 大约 $869 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$), 对东亚地区和全球天气、气候系统有重要影响^[2]。之后, 一批批学者对该地区的特殊天气、气候过程及机制进行了观测、理论分析和数值模拟研究, 指出青藏高原是东亚和全球变化的关键区域, 对于东亚季风系统和 ENSO 系统等全球重要气候系统的形成和演变有重要作用^[7-10]。同时, 青藏高原也是全球气候和环境变化响应的敏感区^[11-13]。近年来的研究发现, 青藏高原在大气环境变化中占

有重要地位。例如, 中国科学家发现青藏高原大气臭氧低值, 并指出该臭氧低值的形成是青藏高原地面加热大气引起异常物质输送的结果^[8, 14-16]。90 年代, 作为国家攀登项目 B, 中国科学家执行了第二次青藏高原大气科学实验(TIPEX)^[1, 9], 对高原的地气物理过程、高原与大气环流、东亚季风、全球变化、灾害性天气等领域进行了研究。高原地气间的物质、能量交换过程是青藏高原与全球变化相联系的纽带。作为第二次青藏高原大气科学实验和 GAME-Tibet 的重要内容, 科学家们采用先进的观测手段, 对高原地气间的物质能量交换过程进行了观测, 并完成了大量理论和模拟研究^[17]。1998 年 5~8 月, 在青藏高原沿东西方向设立了 3 个大气边界层观测站(改则、当雄、昌都), 并与日本科学家合作在那曲设立了一个大气边界层观测站, 研究了上述地区的边界层和湍流输送特征。例如, Xu 等^[18]利用观测资料, 研究了季风爆发前后青藏高原湍流输送特征, 指出感热输送在季风爆发前占主导地位, 潜热输送在季风爆发后成为地面向大气

收稿日期: 2007-10-26
基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-231); 国家自然科学基金委重点项目(40533018); 中国科学院大气物理研究所前沿领域创新项目(8-070203)的共同资助
作者简介: 邹捍(1959—), 男, 北京人, 研究员, 博士生导师, 主要从事山地和极地天气、气候与环境研究. E-mail: zouhan@mail.iap.ac.cn

的主要热能输送形式。

喜马拉雅山区长 2500 km、高 6000 m、总面积达 $40\times 10^4\text{km}^2$ ，占青藏高原总面积的六分之一，是高原隆升和大型山地的典型代表，同时也是青藏高原特殊大气过程集中表现的典型区域。该地区地面大气与对流层大气间的交换过程直接影响着青藏高原与全球变化间的相互联系。高登义等^[19]和郜永祺等^[20]从珠峰地区大气以及河水采样中发现，1991 年中东石油大火造成的污染物质可以被输送到喜马拉雅山地区。由此可见，喜马拉雅山区与全球重要大气环境事件紧密相关，而喜马拉雅山区地面大气与对流层大气间的物质能量交换在上述联系中起着关键作用。由于交通和工作条件的恶劣，在喜马拉雅山区进行的大气观测研究为数不多。20 世纪 70 年代，我国科学工作者在第一次青藏高原大气科学实验时期，曾对珠峰北坡为代表的喜马拉雅山区大气一般气象特征进行了观测研究^[2]。以后，我国科学家在喜马拉雅山也曾进行过大气状况和边界层大气观测研究^[21-24]。但是，至今尚缺乏针对该地区低层大气环流特征和地面大气与对流层交换的系统研究。

按照山地气象学的基本理论^[25]，山区大气在太阳加热的驱动下，形成如下局地环流的日变化过程：夜间辐射冷却时，大气沿山体表面向下运动，称为山风，白天加热时，大气沿山体表面向上运动，称为谷风。很多观测试验均以不同的方式证明了上述山地环流日变化理论^[26-30]。然而，喜马拉雅山区海拔高、地形复杂、主山脊被冰雪覆盖，在强烈的太阳辐射加热下，形成众多复杂环流系统，可能明显区别于传统意义下的山地环流系统。20 世纪 60~70 年代，沈志宝等^[21]在珠峰北坡的绒布河谷观测，发现该地区下午存在明显的沿山谷下行气流，即珠峰北坡绒布冰川表面冷空气下泄，并称其为冰川风。2000—2004 年，中国科学院大气物理研究所与北京大学合作曾在珠峰北坡绒布河谷进行“珠峰环境监测”研究^[31-32]。他们指出：该地区下午存在一个明显的沿山谷下行气流，这一下行气流可以导致地面臭氧含量增加^[33]。可以看出，珠峰北坡地区的局地环流系统与经典山地气象学中描述的山谷风环流存在本质的区别。国外一些研究也指出，山地大气环流系统在物质输送和交换中起着重要作用^[34-36]。但是，由于研究目的不同，以及观测设备和实验条件的限制，在上述关于珠峰北坡环流系统的观测研究中，缺乏时间和空间的连续性，

无法完整的描述该地区局地环流的分布和变化特征。

为了正确认识以珠峰北坡绒布河谷为代表的青藏高原山地环流系统及其相关的大气物质/能量交换过程，2006 年 5~6 月在中国科学院和国家自然科学基金委员会的支持下，中国科学院大气物理研究所和中国科学院青藏高原研究所共同在珠峰北坡绒布河谷组织实施了 HEST2006 强化观测实验。本文将采用 HEST2006 实验中获得三维大气环流以及辐射和热力场观测资料，分析该地区局地环流日变化过程，包括：（1）地面风场的分布、变化和可能机制；（2）局地环流的垂直结构和变化特征；（3）大气垂直运动的分布和变化特征。同时，本文结合绒布河谷辐射和热力特征讨论了该地区局地环流的驱动机制。

2 场地与观测介绍

如图 1 所示，珠峰北坡分布着三条主要冰川，

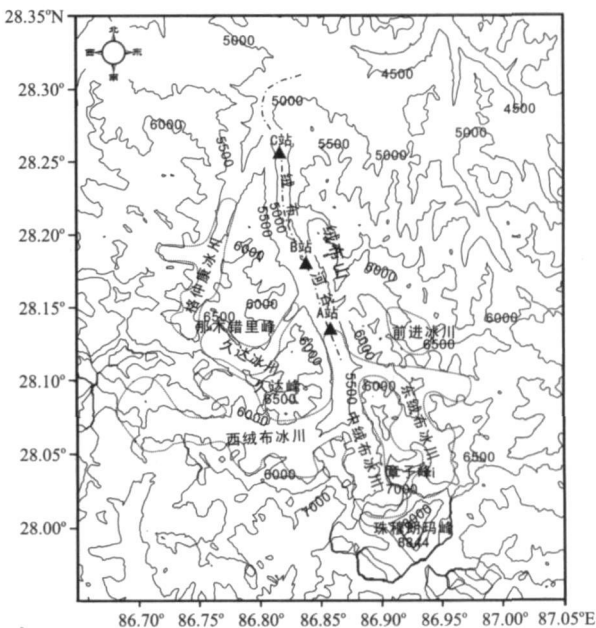


图 1 珠峰北坡地区地形和地表状态
图中实线、数字、文字为地形等高线、海拔高度和山峰名称，虚线和文字为冰川区域及名称，点实线为绒布河谷轴线，实三角形为观测站点

Fig. 1 Topography and surface covers of the Mt. Qomolangma region. The solid contours, numbers and texts denote the isoheights, heights above the sea level and mountain names, respectively, the dashed contours and texts for the glaciers and their names, the dot-dashed line for the axis of the Rongbuk valley, and the solid triangles for the observation sites

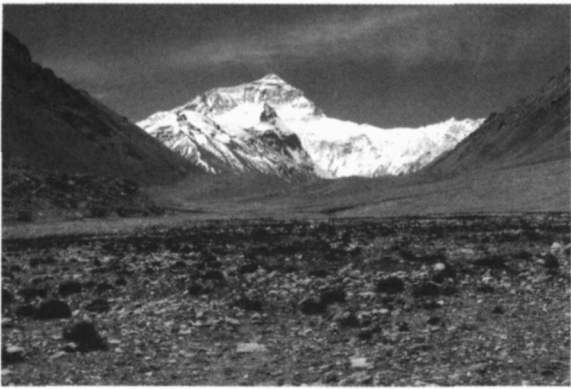


图 2 珠峰北坡绒布河谷地形和地表特征
拍摄位置在图 1 所示 B 站附近，方向由北向南
Fig. 2 Photograph on the northern slope of
Mt. Qomolangma, taken from north to south
at the observation site B

东绒布冰川、西绒布冰川和中绒布冰川，海拔 6000 m 以上为冰雪表面，6000 m 以下为冰碛物覆盖。中绒布和西绒布冰川首先在 5500 m 高度附近汇合，然后在 5200 m 高度附近与东绒布冰川汇合，向下形成基本为北偏西走向(大约偏西 20°)的绒布河谷。上述冰川的融水形成在扎嘎曲(河)沿河谷向北流去。绒布河谷在珠峰北偏西大约 35 km 的位置向东北转向。绒布河谷主区段谷底宽度大约为 1~1.5 km，谷底海拔高度大约为 4500~5200 m，深度约为 1000 m，河谷周围有数座 6500 m 左右的山峰。绒布河谷地表主要为冰碛物，不同尺寸石块、土壤以及少量低矮植物覆盖，在观测期间，呈现半干旱地表状态(图 2)。另外，在河谷中段西侧，有一条较小尺度的久达冰川河谷汇入绒布河谷，形成支流河谷。

本文采用资料来源于 3 个观测站，在图中标记为“A 站”、“B 站”、“C 站”，位于绒布河谷中央轴线附近。A 站位于 28°07′927″N，86°51′298″E，海拔高度 5171 m，距离珠峰主峰 18 km；B 站位于 28°10′098″N，86°50′406″E，海拔高度 5050 m，距离 A 站 4 m；C 站位于 28°14′695″N，86°49′064″E，海拔高度 4765 m，距离 B 站 9 km。根据上述地形资料，我们计算的河谷坡度为 B 站到 A 站 30.0‰，C 站到 B 站 31.6‰，C 站到 A 站 31.2‰。

在 A、C 站我们采用了自动地面气象站，对 10 min 间隔的平均风向、风速、气温、湿度、太阳总辐射、净辐射通量和地表土壤温度进行观测。风向风速的观测高度为 2.5 m，其它参数为 1.5 m。在 B 站，采用了两层超声风速仪，对 2.5 m 和 8 m 高度

的三维风速进行观测；使用风廓线仪对 120~2500 m 高度内每 30 min 的三维风速分布和变化进行观测；并使用辐射计对太阳短波总辐射通量和净辐射通量进行观测。观测资料有效期间为 2006 年 5 月 29 日~6 月 29 日。

3 绒布河谷的辐射和热力条件

我们采用 HEST2006 观测实验获得的太阳短波总辐射、净辐射、地面气温和地表土壤温度，对珠峰北坡绒布河谷的辐射和热力状况进行分析。由图 1 可见，B 站所处的地理位置代表着绒布河谷主区间的一般地形和地表特征，并且在该站使用了两对长波和短波辐射计观测向上和向下的长短波辐射，不同于自动气象站使用的便携辐射表。因此，我们采用 B 站的观测资料作为代表，研究绒布河谷的辐射与热力特征。图 3 和图 4 分别给出了以 B 站为代表的绒布河谷平均短波总辐射通量、净辐射通量、气温、地表土壤温度的日变化。

从图 3 可以看到，清晨 05:00(地方时，下同)，总辐射通量开始缓慢上升，07:10 达到 71.5 W·m⁻²。之后，总辐射在 07:50~08:00 之间由 78.8 W·m⁻²大幅跃升 487.5 W·m⁻²，08:10 达到 616.9 W·m⁻²。这一变化过程充分反映了复杂地形条件对太阳辐射的影响。日出之后，河谷东侧山体将太阳辐射遮蔽，使之不能到达位于谷底的观测站点，但当太阳逐步上升照射到西侧山体的时候，该侧山体将太阳辐射反射到观测站点。随着反射面积的不断增大，观测站接收到逐渐增大的太阳辐射。当太阳上升到足够的高度角时，观测站接收

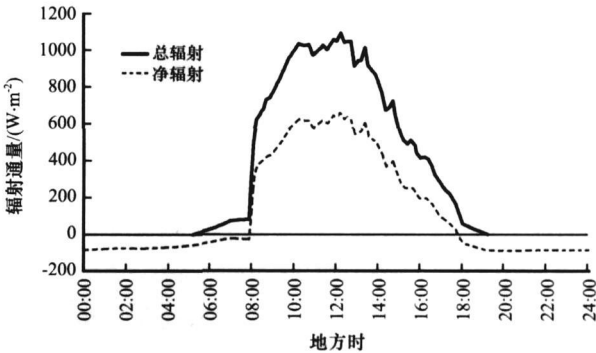


图 3 珠峰北坡绒布河谷 B 站太阳总辐射
通量和净辐射通量日变化(单位: W·m⁻²)

Fig. 3 The diurnal variation of solar radiation and
net radiation fluxes measured at observation site
B of Rongbuk valley on the northern slope of
Mt. Qomolangma. Unit: W·m⁻²

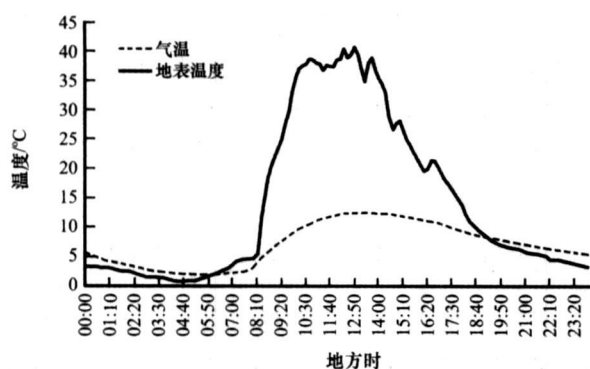


图4 珠峰北坡绒布河谷B站地表土壤温度和地面气温日变化(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 4 The diurnal variation of soil surface temperature and surface air temperature, measured at observation site B of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma. Unit: $^{\circ}\text{C}$

到直接的太阳辐射,总辐射通量急剧跃升。在这个急剧跃升之后,总辐射通量基本按照正弦曲线的方式变化,最大值为12:10的 $1086.4\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。在18:00~19:00之间,缓慢的总辐射下降也反映出日落时东侧山体的反射作用。但是,由于在观测站点附近,西侧山体的坡度远远小于东侧山体,在日落之前没有观测到总辐射通量陡然下降的现象。总辐射通量日变化中的波动是由观测期间云对太阳辐射遮蔽而形成。考察期间的天气记录表明,这一期间晴天日数远远多于阴雨天。因此,上述平均总辐射通量的日变化基本可以代表该地区春季的太阳辐射特征。图3中净辐射通量在日落以后到午夜前后基本维持在 $-80\sim-90\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 左右,午夜以后逐渐减弱,日出时大约为 $-60\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。之后,随着太阳总辐射的变化而变化,早上日出时经历了与总辐射通量一样的缓慢上升和陡然跃变过程,在12:10达到最大值 $661.5\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。之后,净辐射通量不断下降,在日落前的17:50转变为负值,完成地面加热到冷却的转变。该地区日间平均净辐射通量为 $420.3\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,夜间为 $-69.0\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$,其日变化振幅达到 $750.9\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。这一净辐射日变化反映出该地区地面日间的强烈加热和夜间的均匀冷却过程。

从图4显示的地表土壤温度日变化可看出,在早上08:00净辐射通量跃升,20 min以后,08:20地表温度开始大幅度上升,从 11.0°C 变化到10:40的 38.6°C ,并于12:50达到最大值 40.6°C 。随太阳高度角的降低,太阳短波辐射和净辐射通量减少,

地表温度在19:00前后降低到 10°C 以下。随着河谷地面的进一步均匀冷却,地表温度逐步下降,在04:30达到最小值 0.8°C 。由于强烈的太阳辐射加热,观测期间平均地表温度在日间可以达到 40°C 以上,夜间维持在 0°C 以上,昼夜温差可达 39.8°C 。我们使用滑动相关研究了地表温度相对于净辐射通量变化的滞后相关。结果表明,地表温度相对于净辐射通量的变化滞后大约40~50 min,相关系数达到0.95。从图4显示的地面气温日变化可以看出,随着08:00净辐射量的陡然跃升,地面气温由 2.8°C 上升至 4.1°C ,之后继续上升至13:30的最大值 12.5°C 。此后,随着地面加热的减弱和夜间冷却的增强,地面温度平缓下降,在05:50达到最小值 1.9°C 。在08:00前后,地面温度的上升对于地面加热的响应较为明显,但是在19:00前后地面加热到冷却的转变过程中,地面温度没有明显的响应,继续平缓下降。与地表土壤温度不同,午后地面大气并没有在强烈的地面加热作用下达到很高的温度。这可能与后面将要讨论的沿山谷下行的气流有关:该地区午后至后半夜的强烈下行气流将较低温度的大气从高海拔山体表面输入绒布河谷,从而造成该地区地面大气温度不能很好地响应局部的加热过程。

4 绒布河谷地面风场的日变化

为研究绒布河谷地面风场的分布和变化特征,我们对河谷中心轴线附近3个站点的地面风观测数据进行了分析。将A、C站地面气象站和B站2.5 m高度超声风速仪的观测资料进行整理,得到2006年5月29日~6月29日平均风场日变化,时间间隔为10 min。为了清晰地表达沿河谷的气流,我们将地面风按照每个站点的河谷走向投影为轴向风和法向风,即沿河谷轴线和正交于河谷轴线的分量。向河谷下游方向(偏北)的轴向风为正,反之为负;向轴向风正方向右侧(偏东)的法向风为正,左侧为负。

4.1 绒布河谷的轴向风

使用上述风向分解资料,对地面风沿绒布河谷走向的分量进行分析。图5给出了该河谷中3个站点以及3个站点平均的地面轴向风日变化过程。

4.1.1 轴向风的日变化

首先,利用图5给出的3个站平均轴向风日

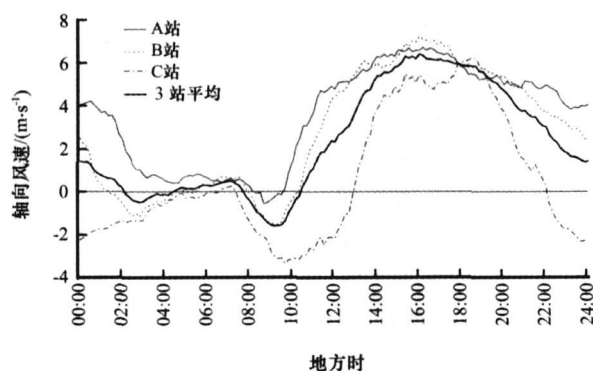


图5 珠峰北坡绒布河谷中A站、B站、C站以及平均沿河谷下行走向的轴向风日变化

Fig. 5 The diurnal variations of axial flows along the Rongbuk valley, down from Mt. Qomolangma, at observation sites A, B, C, and average at the three sites

变化,研究珠峰北坡绒布河谷中气流的日变化过程。可以看出,该地区地面风场的日变化主要包括三个阶段:

(1) 02:00~07:30的静风阶段(5 h 30 min),开始为弱上行气流,而后为下行,整个河谷中轴向风速 $<0.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,平均风速接近 $0.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(2) 07:30~10:20的偏北风阶段(2 h 50 min),整个河谷为较弱的上行偏北气流,最大风速为 $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (09:10),平均风速为 $1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(3) 10:20至次日02:00的强偏南风阶段(15 h 40 min),整个河谷盛行强烈的下行偏南气流,最大风速为 $6.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (16:00),平均风速为 $3.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

由此可见,无论从最大风速、平均风速和持续时间上看,珠峰北坡绒布河谷的轴向风日变化是由强烈的下行偏南气流为主导的。这一珠峰北坡绒布河谷轴向气流的日变化过程与经典山地气象学理论和其它山地的观测结果相去甚远(见前言部分的讨论)。因此,本研究以一个月观测期间、10 min间隔密度、3个站点的观测结果确认了喜马拉雅山区地面环流的特殊性。

结合第三章中介绍的绒布河谷辐射和热力条件,我们对绒布河谷轴向风日变化的控制机制进行简单讨论。

(1) 午夜以后至清晨,由于长时间的地表辐射冷却过程,地表土壤温度和地面气温均处于最低阶段,河谷中大气处于平衡状态。因此,河谷中只有微弱的扰动气流存在。

(2) 07:30以后,河谷中太阳辐射增加,特别是08:00前后由于地形作用的太阳辐射和地面的加热的强烈增加,使得地面大气被加热,密度降低的空气向山谷上游运动,形成地面上行气流。在本文中,我们将这一上行气流称为“上行谷底风”。

(3) 10:20以后,经过两个多小时的地面加热以及加热作用的垂直上传,绒布河谷地区的低层大气整层被加热,海拔6000 m以上与绒布冰川同高度的大气达到了相对高的温度,而冰川表面的大气,由于冰雪冷却的作用保持着相对低的温度。这一冰川表面大气与相邻大气间的温度差造成冰川表面大气沿河谷下泄,形成下行“冰川风”。值得注意的是,在(2)中讨论的“上行谷底风”依然存在于6000 m高度以下没有冰雪覆盖的河谷中。“冰川风”在下行过程中必须克服“上行谷底风”的阻力,与其共同形成相对减弱的偏南下行气流。16:00左右,地面加热和“上行谷底风”减弱,而位于较高海拔的大气依然处于较高的温度,“冰川风”依然强盛,沿山谷的下行气流由“冰川风”主导,形成了该时间段下行气流速度最大值。之后,随着地面加热的减弱以及垂直上传热量的减小,冰川表面空气与邻近大气温度差降低,“冰川风”逐渐减弱,河谷中的下行气流也同时减弱。日落以后19:00前后,河谷地面对大气的加热作用演变为冷却作用,地面被冷却的大气形成偏南“下行谷底风”,与减弱的“冰川风”共同维持着沿河谷的下行气流。随着与冰川同海拔高度大气的继续冷却,冰川表面大气与相邻大气达到相近的温度,冰川表面向绒布河谷的下泄流停止。此时,在地面深度冷却中,冰川高度以下河谷中的“下行谷底风”依然维持着沿河谷的下行气流,直至后半夜整个河谷大气的静风期间。

上述分析指出了一个重要事实,在珠峰北坡绒布河谷中的轴向风日变化中,包含着上行和下行“谷底风”以及“冰川风”的共同作用,而不是单一的“冰川风”^[21]。在该河谷轴向风日变化中占主导的下行气流,事实上是“冰川风”与“谷底风”矛盾与演化的产物。我们将上述由“冰川风”、“上行谷底风”和“下行谷底风”共同形成的偏南下行气流称为“下行复合气流”。

4.1.2 轴向风的分布

A站距离绒布冰川最近,远离河谷主体。在图5显示的A站轴向风日变化中可以看到,该站上午的“上行谷底风”最弱,持续时间仅为1 h 10 min(08:10~09:20),平均风速只有 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。相

反, 该站由“冰川风”激发的“下行复合气流”开始最早(09:40), 整个下行气流的维持时间最长, 为 17 h 30 min(至次日 03:10), 且平均风速最大, 为 $4.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速在 $6.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (16:30)。

B 站位于绒布河谷的主区间, 其轴向风日变化与 3 站平均的结果非常接近。“上行谷底风”的持续时间比 A 站长, 比 C 站短, 为 2 h 10 min(08:00 ~ 10:10), 平均风速比 A 站大, 比 C 站小, 为 $0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。“下行复合气流”的持续时间和平均风速同样介于 A 站和 C 站之间, 分别为 15 h (10:20 ~ 次日 01:20)和 $4.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 其最大风速为 $7.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (16:00)。

C 站位于绒布河谷主体的末端, 临近河谷向东北方向的转折。这里早上的“上行谷底风”是 3 个测站中最强烈的, 其持续时间为 5 h 20 min(07:30 ~ 12:50), 平均风速为 $2.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。冰川风对该站的影响最弱, 因此“下行复合气流”也最弱, 其持续时间为 9 h (13:00 ~ 22:00), 平均风速为 $4.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速达 $6.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (18:40)。另外, 在 C 站的地面轴向风日变化中还可以看到, 在主导下行气流之后, 存在一个从 22:10 至次日 06:30 的上行气流, 持续时间为 8 h 20 min, 平均风速为 $1.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速达 $2.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (23:40)。这一上行气流可以影响到 B 站(见图 5 中 B 站的轴向风日变化)。由图 1 所示的绒布河谷地形可以看到, C 站面向西北方向正对一个由 4700 m 上升到 5500 m 以上的山坡, 整个山坡表面的空气在夜间的冷却过程中不断下沉, 向东南进入绒布河谷, 形成轴向风的上行气流。事实上, 这一上行气流可以影响到上游 9 km 的 B 站, 形成该站静风期间的上行气流扰动, 但未对河谷上游的 A 站产生影响(见图 5 中 B 站和 C 站轴向风日变化曲线)。

为方便比较, 我们将上述数据列于表 1。由表 1 可以看出, 在珠峰北坡绒布河谷的轴向风日变化中, 偏北“上行谷底风”沿河谷向上游方向逐渐减

弱, 表现在起始时间推迟, 终止时间提前, 持续时间缩短, 平均风速降低; 而主导偏南下行气流沿河谷向上游方向逐渐增强, 表现为起始时间提前, 终止时间推迟, 持续时间延长, 平均风速升高。这一结果表明, 绒布河谷的“上行谷底风”可能起源于河谷中下游地区, 而下行气流则可能起源于河谷上游。

4.1.3 轴向风的传播

由“上行谷底风”和“下行复合气流”的起风时间, 我们可以研究地面轴向气流在珠峰北坡绒布河谷中的传播规律, 从而进一步认识该地区地面环流的驱动机制。

从表 1 中偏北“上行谷底风”的起始时间可以看出, 在研究的绒布河谷主要区段中(大约 13 km), “上行谷底风”的启动是由河谷下游开始的, 并在短短的 40 min 内完成整个区段的起风。根据各站的起风时间以及各站点间的距离, 我们计算了“上行谷底风”在珠峰北坡绒布河谷中的传播速度。河谷下游 C 站至 B 站的传播速度为 $5.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 河谷上游 B 站至 A 站的传播速度为 $6.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 整个河谷平均 C 站至 A 站的传播速度为 $5.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。可以看出, 绒布河谷中“上行谷底风”沿河谷向上游方向的传播速度明显大于河谷各站的风速。例如, “上行谷底风”在下游河谷 C 站至 B 站的传播速度最低, 但是仍然大于位于 C 站的风速最大值 $3.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (09:40)。另外, 在 B 站至 A 站的上游河谷, “上行谷底风”已经减弱(B 站和 A 站平均风速为 $0.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 远小于 C 站和 B 站的平均风速 $1.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), 但 B 站至 A 站的传播速度却大于 C 站至 B 站的下游地区。基于“上行谷底风”机制的讨论, 它是由太阳辐射加热造成的谷底大气密度降低并沿河谷上行, 因此, B 站至 A 站较为宽阔的谷底(见图 1)为太阳辐射加热提供了更加良好的地形条件, 从而形成相对下游河谷更为强盛的“上行谷底风”。

上述有关“上行谷底风”起风时间和传播过程的

表 1 珠峰北坡绒布河谷地面轴向风日变化的分布特征

“上行谷底风”					“下行复合气流”			
站点	起始时间	终止时间	持续时间	平均风速 /($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)	起始时间	终止时间	持续时间	平均风速 /($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)
A	08:10	09:20	1 h 10 min	0.2	09:40	03:10	17 h 30 min	4.7
B	08:00	10:10	2 h 10 min	0.9	10:20	01:20	15 h	4.5
C	07:30	12:50	5 h 20 min	2.2	13:00	22:00	9 h	4.0

分析表明, 太阳辐射对整个绒布河谷底的加热是“上行谷底风”形成的主要机制, 下游到上游的起风时间顺序所表达的沿河谷向上游传播, 也对“上行谷底风”的形成有一定影响。

使用同样的方法, 我们分析了绒布河谷中“下行复合气流”的启动传播过程。从表 1 中“下行复合气流”的起风时间和各站相对距离, 计算得到“下行复合气流”在绒布河谷中向下游的传播速度, 从 A 站到 B 站的上游河谷为 $1.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 从 B 站到 C 站的下游河谷为 $0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 从 A 站到 C 站的整个河谷区段为 $1.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。从起风的时间看, “下行复合气流”是由上游河谷开始, 不断向下游河谷传播的。从起风的传播速度看, “下行复合气流”向绒布河谷下游传播的速度小于相应河谷区段的平均风速, 上游河谷的传播速度远大于下游河谷的传播速度。这一结果说明, “下行复合气流”起风的驱动力来源于绒布河谷主区段上游的绒布冰川地区, 冰川表面形成的下泄流(即冰川风)在向河谷下游的传播中不断受到“上行谷底风”的阻力, 其启动能量向下游的传播速度不断减慢。

4.2 绒布河谷中的法向风

在资料处理中, 我们将各站正交于河谷轴线的风分量称为法向风, 偏东方向为正, 反之为负。图 6 给出了观测期间绒布河谷 3 个观测站以及 3 站点平均法向风的日变化。

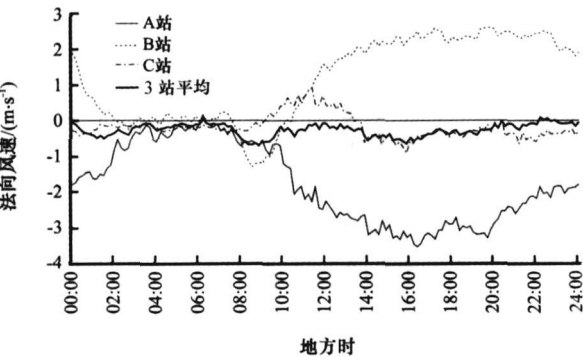


图 6 珠峰北坡绒布河谷中 A 站、B 站、C 站及 3 站平均向东跨河谷的法向风日变化

Fig. 6 The diurnal variations of normal flows across the Rongbuk valley, approximately to the east at observation sites A, B, C, and average at the three sites of Rongbuk valley on the northern slop of Mt. Qomolangma

从 3 个站点平均法向风日变化可以看出, 珠峰北坡绒布河谷中的地面法向风为非常微弱的偏东风, 没有明显的日变化规律, 平均风速 $0.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速 $0.7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (08:50)。这一微弱的法

向风说明该山谷地形对风向的限制非常明显, 在河谷谷底的地面气流基本沿山谷走向运动和变化。

如图 1 所示, 珠穆朗玛峰北坡东侧的东绒布冰川发源于珠峰和章子峰之间的北坳地区(海拔 7028 m), 向北延伸下降, 形成东绒布支流河谷, 在绒布河谷东侧汇入该河谷主区段, 海拔 6000 ~ 6500 m 以上为冰雪覆盖, 以下为裸露沙石构成的冰碛物覆盖。A 站位于东绒布支流河谷与绒布河谷主区段衔接处以北的下游处, 因此受到该河谷支流中地面风系统的影响, 其法向风呈现出较为明显的日变化。图 6 所示的 A 站法向风日变化主要分为两个阶段: (1)02: 10 ~ 09: 40, 该站的法向气流为微弱的偏东风, 平均风速为 $0.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速为 $0.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (09: 20); (2)09: 50 至次日 02: 00 的 16 h 10 min 内, 该站的法向气流为较强的偏东风, 平均风速达到 $2.4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速达到 $3.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (16: 20)。结合绒布河谷的辐射和热力条件日变化, 与轴向风的讨论相同, 我们可以给出对 A 站法向风日变化的讨论。后半夜, 河谷支流大气在深度冷却之后基本达到热力平衡, 但由于东绒布河谷中的冰雪表面的面积相对较大, 谷底坡度相对整个绒布河谷主区段较大, 狭窄河谷中的冷空气始终向下游移动, 造成 A 站的法向风受到微弱偏东气流的影响。由于该河谷的海拔高度较高, 大气加热开始之后, 冰川附近的大气温度升高, 使得冰雪表面的冷空气开始沿河谷下泄, 形成“冰川风”, 而相对面积较小的裸露沙石谷底又不足以形成足够强的“上行谷底风”来阻止这一下泄气流。因此, 东绒布支流河谷产生较强下行气流, 在与绒布河谷衔接处以北 3 ~ 4 km 的 A 站形成偏东气流。之后, 在“冰川风”和较弱的“谷底风”的共同作用下, 东绒布支流河谷中的下行气流得以维持至午夜以后, 这一下行气流在 A 站表现为法向风的偏东风。

同样, B 站的法向风受到来源于长达冰川支流河谷地面风的影响, 呈现出与 A 站风向有所差异的日变化过程。从图 6 可以看出, B 站的法向风日变化分为三个阶段: (1)02: 00 ~ 07: 30 的静风期间, 平均风速接近 $0.0\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速为 $0.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (07: 10); (2)07: 40 ~ 10: 00 的偏东气流, 平均风速为 $0.8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速为 $1.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (08: 30); (3)10: 10 至次日 01: 50 的较强偏西气流, 平均风速为 $1.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 最大风速为 $2.6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (17: 10)。如果假设 B 站的偏东风为上行气流, 偏西风为下行气流, 该站的法向风日变化非常接近于

前面讨论的3站平均轴向风日变化。从图1给出的地形和地表状态分布可以看出, 久达冰川起源于6500 m左右的久达峰和那木错里峰附近, 沿缓坡向东北延伸, 在绒布河谷西侧与之衔接。相对于东绒布支流河谷而言, 久达支流河谷海拔高度较低, 冰川面积较小, 拥有较长的沙石表面谷底。因此可以认为, 久达冰川支流河谷中, “冰川风”和上、下行“谷底风”的耦合与相互作用所形成的轴向气流日变化与绒布河谷主区段非常接近, 从而在B站法向风分量中体现出上述日变化, 其偏东气流为久达支流河谷“上行谷底风”的影响, 而偏西风则为该支流河谷的“下行复合气流”所致。

C站位于较为狭窄的绒布河谷中, 在上游区域没有其它明显的支流河谷。因此, 该站法向风日变化较弱, 平均风速不足 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大风速仅为 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (11:20)。

上述3个站地面风法向分量的日变化分别代表了东侧支流河谷、西侧支流河谷环流系统对绒布河谷地面风的影响, 以及没有支流河谷影响下的绒布河谷法向风。综上所述, 珠峰北坡绒布河谷中地面风法向分量的日变化主要来源于该河谷两侧支流河谷中地面风系统的影响。通过上述讨论, 还可以看到, 珠峰北坡地区的每一条冰川河谷中都存在着“冰川风”和“谷底风”的共同形成的主导“下行复合气流”, 其强度和变化规律决定于该河谷中海拔高度、坡度、冰川/裸土面积比例等地形和地面状态因素。因此, 可以认为, 这种以“下行复合气流”为主的地面风日变化应该是整个喜马拉雅山脉北坡局地大气环流的主要特征。

4.3 小结

通过对珠峰北坡绒布河谷主区段上、中、下游地面风的轴向和法向分量的分析和讨论, 我们认为该河谷中地面环流日变化具有如下特征:

(1) 绒布河谷中地面风的日变化主要由静风、上午沿山谷向上游的较弱上行气流、中午至午夜以后的沿山谷向下游的较强下行气流3部分组成, 其中强下行气流在持续时间和强度上占主导地位。

(2) 在绒布河谷地面风日变化中, 上午较弱的上行气流以“上行谷底风”为主, 其启动机制以谷底大气辐射加热和上行风能量传播为主。

(3) 中午至午夜以后的较强下行气流是由“冰川风”克服“上行谷底风”阻力形成动能下传启动的, 由“冰川风”和“下行谷底风”共同维持的, 因此被称为“下行复合气流”。

(4) 绒布河谷中地面环流受到河谷走向的强烈限制, 但是支流河谷中的环流系统可以影响绒布河谷主区段的地面环流。

HEST2006观测实验的地面风研究, 以长时间、高时空密度观测数据证实了喜马拉雅山北坡存在盛行偏南下行气流。该气流是“冰川风”、“下行谷底风”和“上行谷底风”耦合而成, 即“下行复合气流”, 不是单一的“冰川风”。

5 绒布河谷风场垂直分布的日变化

由第3节的分析可知, B站的地面轴向风基本代表着绒布河谷主区段的平均状况, 而法向风则受到久达冰川支流河谷环流系统的影响。在HEST2006实验中, 我们采用Vaisala公司的风廓线仪, 在B站对珠峰北坡绒布河谷风场垂直分布进行了观测, 其有效高度为绒布河谷地面以上120~2500 m, 垂直分辨率为60 m。使用与地面风场分析同样的方法, 垂直分布的风场分解为相互正交的轴向和法向分量。在B站, 指向 335° 的轴向气流速度为正值, 反向为负; 指向 65° 的法向气流速度为正, 反向为负。将观测期间2006年5月29日~6月29日的风廓线仪逐日资料加以平均, 可以获得时间间隔30 min的珠峰北坡绒布河谷轴向和法向风垂直分布的日变化。在平均过程中, 采用了内插和外延技术处理, 得到高度范围100~2500 m, 垂直分辨率50 m, 时间间隔30 min的轴向和法向风垂直分布的日变化。为了更加准确地描述该地区近地面环流的垂直分布特征, 在分析中同时采用了由超声风速仪观测的距地面2.5 m和8 m高度的风场资料。

5.1 绒布河谷轴向风垂直分布

在第3节中, 我们已经对地面风的变化规律和可能机制进行了研究, 这里仅对不同高度上局地环流的差异进行分析。由图7显示的地面以上2.5 m和8 m轴向风速日变化过程可以看出, 8 m高度的轴向风速通常 $> 2.5 \text{ m}$ 高度。例如: (1) 02:00~08:00为静风期间, 2.5 m和8 m高度平均风速分别为 0.1 和 $0.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大风速为 1.0 和 $1.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (03:00)。(2) 上午08:30~10:30为“上行谷底风”, 2.5 m和8 m高度的平均风速分别为 1.0 和 $1.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大风速为 1.5 和 $1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (09:30)。(3) 10:00至次日01:30为“下行复合气流”, 2.5 m和8 m高度的平均风速分别为 4.6 和 $6.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 最大风速为 7.0 和 $9.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

(16:00)。另外还可以看到, 2.5 m 和 8 m 高度轴向风日变化的位相完全一致, “上行谷底风”和“下行复合气流”起止时间, 以及最大风速发生的时间相同。因此, 可以认为在上述高度观测到的轴向风的属性完全一致, 都是上、下行“谷底风”和“冰川风”共同作用的结果, 低层风速较弱的现象反映出地面摩擦对轴向风动能的消耗。

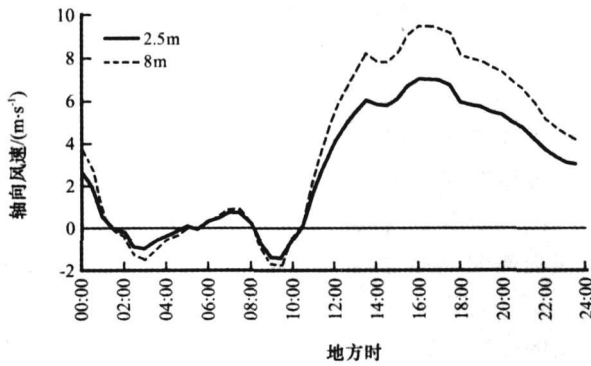


图 7 珠峰北坡绒布河谷 B 站近地面轴向风日变化
Fig. 7 The diurnal variations of near surface axial flows at 2.5 m and 8 m at site B of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

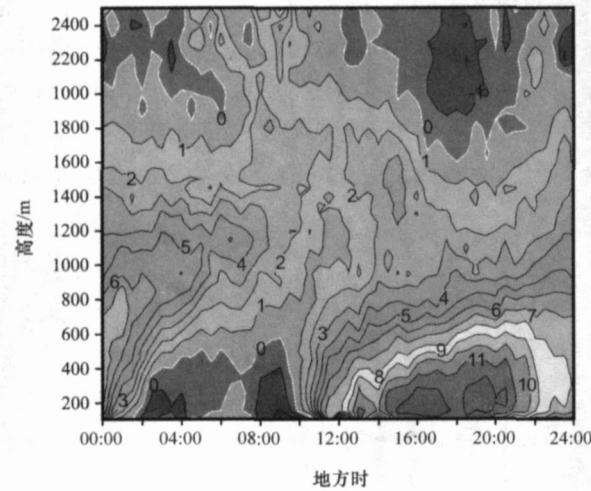


图 8 珠峰北坡绒布河谷 100 ~ 2500 m 高度 B 站轴向风垂直分布

Fig. 8 The diurnal variations of axial flows in 100 ~ 2500 m altitudes at site B of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

图 8 给出了风廓线仪观测得到的 100 ~ 2500 m 高度间每 50 m 间隔中轴向风的日变化过程。可以看出, 绒布河谷大气中轴向风的日变化结构大体与地面风相匹配, 但有很多明显差异和特征。结合上述近地面轴向风的讨论, 我们对轴向风的垂直结构

进行如下分析。

5.1.1 轴向风平静期间

后半夜到清晨, 大约 02:00 ~ 07:00, 轴向风相对平静, 只有在后半夜受到河谷下游上传的微弱上行气流, 最大值高度 100 m, 最大风速 $1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (04:00)。

5.1.2 “上行谷底风”

早晨 07:00 前后, “上行谷底风”在 150 ~ 400 m 的高度中启动, 07:30 前后 100 m 高度的轴向风也转为上行气流。结合关于地面轴向风的讨论, 这一上行气流经历了 30 min 才传至近地面高度, 08:00 前后地面上行气流启动。“上行谷底风”在 09:00 达到风速最大值 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 位于 100 m 高度, 该气流的最高高度低于 550 m。可以看出, 这一局地加热和沿山谷上行能量形成的“上行谷底风”较为浅薄和微弱。启动时间由 150 m 逐渐下传说明沿山谷上行的能量传播对“上行谷底风”启动的触发, 以及地面对气流启动的粘滞作用。

5.1.3 “下行复合气流”

上午 09:30, 550 ~ 400 m 高度的上行气流转变为下行气流; 10:00, 350 ~ 150 m 高度的上行气流转向; 10:30, 100 m 高度的轴向风转为上行气流, 与近地面气流的转向时间相近。这一有高层到低层的下行气流启动过程, 证实了前面讨论过的“下行复合气流”启动机制, 即下行气流的启动必须克服“上行谷底风”和地面摩擦的阻力逐渐完成。

在图中可以看到, “下行复合气流”自形成以后逐步加强, 体现在风速和厚度的增加。例如: 其最大风速中心由 13:00 的 150 m 高度 $11.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 加强并升高为 16:00 的 200 m 高度 $12.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 以及 19:00 的 250 m 高度 $12.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速等值线由 13:00 的 600 m 高度上升至 16:00 的 750 m, 以及 19:00 的 900 m 高度。如果将绒布河谷内 1000 m 以下的轴向风进行平均, 我们可以研究“下行复合气流”平均发展过程。可以看出, “下行复合气流”在 09:30 启动以后, 经历了一个较长时间的加强过程(大约 10 h), 平均风速在 19:30 达到最大值 $9.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 之后, 持续减弱, 02:00 平均风速降为 $3.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。与图 7 所示的近地面轴向风日变化相比较, 可以看到地面轴向风的加强过程(10:00 ~ 16:00, 大约 6 h)远远短于其上空河谷大气中的轴向风。这一结果同样可以归结于地面摩擦能耗的作用。

由上述资料分析看到, 绒布河谷中的“下行复

合气流”存在两个强度相近的极大值,第一风速极大值 $12.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 发生在 16:00 的 200 m 高度,第二风速极大值 $12.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 发生在 19:00 的 250 m 高度。这一双峰结构与近地面轴向风日变化不同,在近地面轴向风中没有发现上述第二风速极大值。

在第 3.1.1 节中关于地面轴向风的讨论中,我们认为“下行复合气流”在启动之后,直至地面辐射冷却开始,始终是由“冰川风”克服“上行谷底风”阻力维持的。16:00 前后,位于冰川海拔高度的大气温度在河谷地面热量的不断上传中达到最大,“冰川风”达到最强盛的时期,而此时随着太阳高度角降低,地面加热效率减弱造成接近地面的“上行谷底风”减弱。因此,16:00 前后的“下行复合气流”速度达到最大值,并反映在近地面风场和轴向风垂直结构的变化中。18:00~19:00,地面冷却开始,接近地面的“上行谷底风”转变为“下行谷底风”,由于这一冷却过程的垂直上传尚未达到冰川所在的海拔高度,下行的“冰川风”依然存在,两者叠加形成了此时的下行风速极大值。这一风速极大值高度较前一个极大值高,因此未在近地面环流日变化中体现出来。由第 6 节的分析可以看到,轴向风第二极大值的时候,地面大气垂直向上的运动达到极大值,将接近河谷表面的下行气流动能向上传播,造成近地面轴向风减速,该极大值仅反映在其上空的环流日变化中。

如前所述,图 7 显示的近地面“下行复合气流”在午夜以后 01:30 左右终止,转为微弱的上行偏北气流。图 8 显示的“下行复合气流”垂直结构中,01:30 该气流在 100 m 高度首先停止,之后较高层次的下行气流逐渐停止。例如,在清晨 05:00 左右,500 m 高度上的下行气流才彻底消失。这一随高度逐渐滞后的下行气流终止时间,也证实了午夜前后垂直运动作用下由低向高的动能传输以及地面摩擦对该轴向气流的制动效应。

通过对绒布河谷轴向风垂直分布的研究,我们发现该河谷中轴向风的日变化与前面分析的地面轴向风一样,具有静风、“上行谷底风”和“下行复合气流”三个主要期间,其中“上行谷底风”较为浅薄和微弱,“下行复合气流”在持续时间、强度和厚度等方面占有绝对优势。绒布河谷中的“下行复合气流”经历了较长的发展增强过程(09:30~19:30),平均风速和厚度不断增加,最大风速中心位置不断升高,其最大风速超过 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大高度 250 m。在此之后,“下行复合气流”进入衰减期,清晨

05:00 左右该气流在绒布河谷中最终消失。该气流的第二风速极大值体现出“冰川风”和下行谷底风的耦合,这种垂直向上的动能传输现象在以前讨论的地面轴向风中并未有所表现。总之,绒布河谷轴向风垂直结构的日变化过程进一步验证了在地形、地表状态影响下的地面加热和冷却过程对该地区局地环流的驱动作用,以及地面摩擦对环流的影响。

5.2 绒布河谷法向风垂直分布

如前所述,绒布河谷主区段中部 B 站的法向风指向 65° (东偏北)。本节中,我们使用近地面超声风速仪和风廓线仪获得的法向风垂直分布,研究珠峰北坡绒布河谷中法向风垂直分布的日变化过程。

图 9 给出了近地面 2.5 m 和 8 m 高度上超声风速仪观测的 B 站法向风日变化。可以看出,2.5 m 和 8 m 高度上的法向风日变化位相一致,但是 8 m 高度的强度 > 2.5 m 高度:(1)02:30~07:30 为静风期间,2.5 m 和 8 m 平均风速均接近 $0.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (2)08:00~10:00 为偏东风,2.5 m 和 8 m 平均风速均为 $0.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大风速为 $1.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (09:00); (3)10:30 至次日 02:00 为偏西风,2.5 m 和 8 m 高度平均风速分别为 1.9 和 $2.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,最大风速为 2.6 和 $3.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (20:00)。这一日变化过程曾在 4.2 节中进行过讨论, B 站法向分量中的偏东气流可以认为是久达冰川支流河谷中“上行谷底风”的影响,而偏西气流则为该支流河谷“下行复合气流”的作用。地面摩擦导致了高、低层间风速的差异。

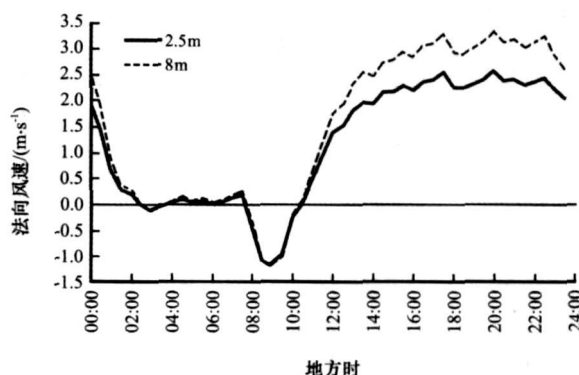


图 9 珠峰北坡绒布河谷 B 站近地面法向风日变化
Fig. 9 The diurnal variations of near surface normal flows at 2.5 m and 8 m at site B of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

图 10 显示了风廓线仪观测到的 B 站法向风垂直分布的日变化。从图中可以看出,山谷中 1000 m 以下的法向风风速以及日变化较弱,风速在 0.0

~2.0 m · s⁻¹左右。只有在较低的层次, 300 m 以下可以看到相对明显的日变化。01: 00 ~ 10: 00 为微弱的偏东风, 最大风速 < 3.0 m · s⁻¹; 其余时间为弱偏西气流, > 2.0 m · s⁻¹。参考近地面法向风观测结果和分析讨论, 可以看出, 绒布河谷中的法向风主要来源于河谷西南侧久达冰川支流河谷局地环流的影响, 但是这一影响非常微弱, 只表现在绒布河谷低层法向风的变化中。从图 10 中还可以看出, 观测实验期间绒布河谷上空分布着较强的西风气流, 风速维持在 3.0 ~ 4.0 m · s⁻¹ 以上, 清晨 05: 00 前后 2500 m 高度上的西风风速达到 10.0 m · s⁻¹ 以上。但是由于绒布河谷地形对外界法向气流的屏蔽效应, 河谷上空的西风动能未能影响到河谷中微弱的法向环流。

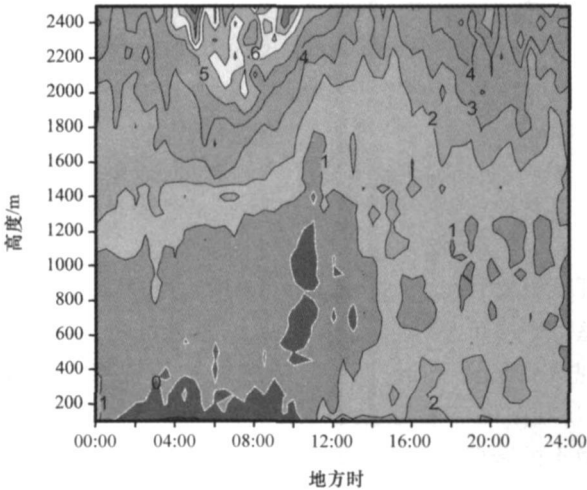


图 10 珠峰北坡绒布河谷 100 ~ 2500 m 高度中法向风垂直分布

Fig. 10 The diurnal variations of normal flows in 100 ~ 2500 m altitudes at site B of Rongbuk valley on the northern slop of Mt. Qomolangma

由以上讨论可以认为, 喜马拉雅山脉北坡南北走向河谷中的局地环流系统可以受到支流河谷中风的影响, 但其影响强度和范围非常有限; 由于地形的屏蔽效应, 河谷上空的较大尺度环流系统也不能对绒布河谷中的法向气流产生重要影响。

5.3 小结

通过对珠峰北坡绒布河谷局地环流垂直分布的分析和讨论, 我们可以看到:

(1) 绒布河谷局地环流的垂直结构日变化与地面环流一样, 包含一个凌晨至上午的静风期间, 一个上午微弱并浅薄的“上行谷底风”和一个在持续时间、强度、厚度等方面占主导的“下行复合气

流”。
(2) “下行复合气流”几乎充满了整个河谷, 最大风速强度达到 12 m · s⁻¹左右, 位于 200 ~ 250 m 的高度。10: 30 以后该气流的强度不断加强, 厚度增大, 最大风速中心高度抬升。
(3) 绒布河谷两侧支流河谷中的环流系统可以影响到主河谷中的局地环流, 但是该影响的强度较弱, 空间范围较小。
(4) 由于喜马拉雅山北坡河谷的屏蔽效应, 河谷以外较大尺度环流系统对河谷内局地环流系统影响较小。
(5) 地面摩擦可以造成近地面环流与其上层环流间的明显差异。

因此, 我们认为, 喜马拉雅山北坡河谷中的局地环流系统主要由地形和地表状态调整后的大气辐射平衡过程决定, 由沿河谷轴线的上、下行“谷底风”与“冰川风”复合而成, 河谷外部因素对其影响比较微弱。例如, 支流河谷中的环流系统及河谷上空的大尺度环流均不能对河谷中的环流结构和变化过程造成明显的影响。

6 绒布河谷垂直运动的日变化

如前言所述, 喜马拉雅山区大气的垂直运动在物质和能量交换过程中起着非常重要作用。为了研究珠峰北坡绒布河谷中的大气垂直运动, 我们使用三维超声风速仪和风廓线仪对该河谷中部的大气垂直速度进行了观测。在本节中, 我们将针对绒布河谷中大气的垂直运动及其驱动机制和相关的能量交换进行分析和讨论。

6.1 近地面垂直运动

图 11 给出了超声风速仪观测到的近地面 2.5 m 和 8 m 高度垂直运动日变化。可以看出, 在近地面大气环流日变化中, 上升运动占主导地位, 2.5 m 和 8 m 高度的垂直运动全天为垂直向上运动, 平均风速分别达到 4.0 和 17.0 cm · s⁻¹, 最大风速 9.0 cm · s⁻¹ (22: 30) 和 28 cm · s⁻¹ (20: 00)。2.5 m 高度的垂直向上运动明显弱于 8 m 高度。同时可以看出, 在绒布河谷近地面大气的垂直运动中, 存在较为简单的日变化, 在凌晨 03: 30 到上午 10: 00 前后, 近地面上升运动较弱; 10: 00 左右, 随着地面加热和局地环流的急剧增强, 近地面上升运动快速加强, 至 14: 30 达到较高的上升速度, 2.5 m 为 5.0 cm · s⁻¹, 8 m 为 25 cm · s⁻¹; 之后, 近地面的上升运动维持在较高的水平, 2.5 m 高度的垂

直速度在 16:00~23:00 之间呈明显上升趋势; 午夜 00:00 到凌晨 03:30, 近地面向上升运动急剧减弱, 2.5 m 高度的垂直速度由 $8.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 降低到 $3.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 8 m 高度的垂直速度由 $24.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 降低到 $7.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。分析表明, 喜马拉雅山北坡河谷中近地面垂直运动与我们通常认识的垂直运动日变化有明显差异: (1) 绒布河谷近地面环流中存在全天的上升运动; (2) 上升运动在地面辐射加热增强的时候急剧加强, 但在地面冷却过程中依然保持上升趋势, 在夜晚达到最大值。对比上述距地面 2.5 m 和 8 m 高度上的垂直运动, 还可以看到, 8 m 高度上的垂直向上运动远远 $> 2.5 \text{ m}$ 高度。

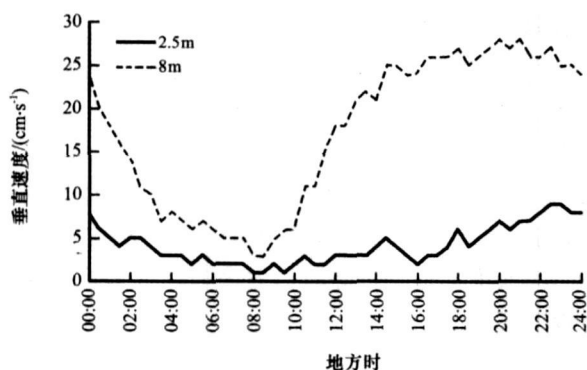


图 11 珠峰北坡绒布河谷 B 站近地面垂直运动日变化
Fig. 11 The diurnal variations of near surface vertical flows at 2.5 m and 8 m at site B of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

根据第 1 节关于绒布河谷地形和地表特征的描述及第 2 节关于该河谷辐射与热力状况的讨论, 我们认为, 影响该河谷近地面大气垂直运动的主要因素有三点: (1) 观测期间日间强烈太阳辐射对裸露沙石地表的加热和夜间地表冷却可以激发出近地面大气上升/下沉运动; (2) 由于河谷谷底的坡度, 沿谷底的轴向气流中包含较强的垂直运动分量; (3) 河谷两侧山坡上的加热/冷却过程可以激发出沿山坡的上/下行气流, 在河谷中央近地面形成辐散/辐合, 从而在河谷中央诱导出近地面补偿性下沉/上升运动。

为了研究以上三种主要因素对绒布河谷近地面大气垂直运动的影响, 我们根据河谷谷底的平均坡度计算出轴向气流的垂直分量, 并从观测的垂直运动中减去这一轴向气流的垂直分量。图 12 和 13 给出了 2.5 m 和 8 m 高度上的垂直运动观测值、轴向气流垂直分量, 以及观测值减去轴向气流垂直分量的“剩余垂直运动”。

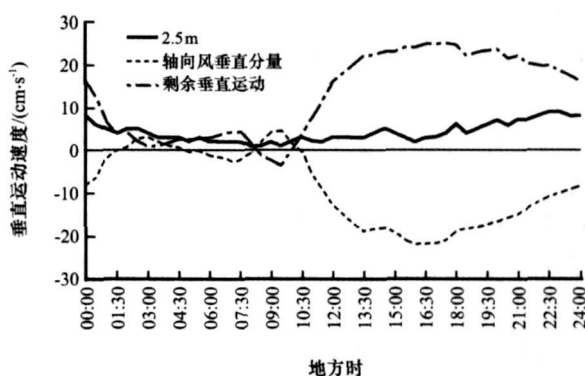


图 12 珠峰北坡绒布河谷 2.5 m 高度垂直运动观测值、轴向气流垂直分量、以及观测值减去轴向气流垂直分量获得的“剩余垂直运动”

Fig. 12 The diurnal variations of observed vertical motion, vertical component in axial flow and residual vertical motion, i.e. removal of vertical component in axial flow from observed vertical motion at 2.5 m altitudes of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

从图 12 所示的 2.5 m 高度上垂直运动可以看出, 在“下行复合气流”时期, 轴向风带来了很强的下沉气流, 在 16:00 前后达到下沉气流速度的极大值 $22.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这一轴向风带来的下沉气流与观测到的垂直运动之间存在很好的关系。例如: (1) 轴向风带来的下沉气流在 13:00~14:30 有一个微小的减弱过程, 实测垂直上升运动此时有一个相对应的增加; (2) 14:30~16:00, 在轴向风下沉气流发展到最大值的过程中, 实测上升气流减小到午后的极小值。因此, 轴向风垂直分量明显影响着绒布河谷中实测的垂直运动。从实测大气垂直运动中减去由轴向风垂直分量, 我们得到绒布河谷中近地面大气的“剩余垂直运动”。从“剩余垂直运动”的日变化可以看出, 2.5 m 高度上的垂直上升运动从 10:00 左右的静止发展到 13:30 的 $21.8 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 可以归结于正午之前到午后强烈太阳辐射加热作用 (见第 2 节图 4)。但是, 值得注意的是, “剩余垂直运动”上升速度的最大值出现在下午 17:30 ($25.0 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$), 并不是地表土壤温度和地面气温最高的 13:00~14:00。这一结果恰好证实了上述关于河谷中央大气垂直运动影响因素的讨论。强烈的太阳辐射不仅加热了河谷底部, 同时加热了河谷两侧山体, 产生沿两侧山体的上行气流。沿两侧山坡的上行气流需要河谷中央的下沉气流补偿, 从而形成物质守恒的环流系统。这一由两侧山坡上行气流诱导

出的河谷中央下沉运动也压制了河谷中央由地面加热产生的上升运动。因此, 只有在 16:00~17:00, 太阳辐射加热在两侧山体相对减弱, 而在谷底中央依然强盛, 谷底中央的热力上升运动占主导, “剩余垂直运动”出现最大值。18:00~19:00 之后, 地面加热转变为地面冷却, 土壤温度和大气温度降低, 绒布河谷中心的热力抬升驱动转变为冷却下沉驱动, 但是此时, 无论是实测垂直运动还是“剩余垂直运动”都处于上升运动阶段。从上述讨论的三种影响绒布河谷垂直运动的因素分析, 此时的轴向风垂直分量和地面冷却带来的垂直均为下沉运动, 只有两侧山体下行气流诱导的河谷中央补偿性环流为上升运动。因此, 18:00~19:00 之后的绒布河谷近地面上升运动应为占据主导地位的补偿性上升环流为主。

图 13 显示了绒布河谷中心轴线附近距地面 8 m 高度上垂直运动速度、轴向风垂直分量和“剩余垂直运动”。可以看出, 8 m 高度上的三种垂直运动的周期和位相均与 2.5 m 高度相接近, 但是强度却远远> 2.5 m 高度。例如, 观测到的 8 m 高度上垂直上升运动最大速度为 $28\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (20:00), 而 2.5 m 高度仅为 $9.0\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (22:30); 由绒布河谷“下行复合气流”导致的垂直下沉运动最大速度, 在 8 m 高度为 $29.6\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (16:00), 而在 2.5 m 高度仅为 $21.9\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (16:00); “剩余垂直运动”最

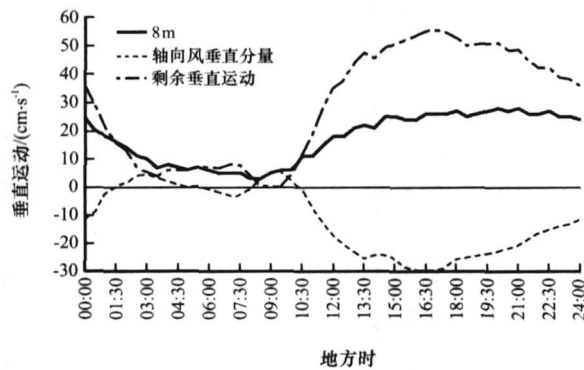


图 13 珠峰北坡绒布河谷 8 m 高度垂直运动观测值、轴向气流垂直分量、以及观测值减去轴向气流垂直分量获得的“剩余垂直运动”

Fig. 13 The diurnal variations of observed vertical motion, vertical component in axial flow and residual vertical motion, i.e. removal of vertical component in axial flow from observed vertical motion, at 8 m altitudes of Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma

大上升速度, 在 8 m 高度为 $55.5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (16:30), 在 2.5 m 仅为 $17.0\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (17:30)。如前所述, 由于地面摩擦阻力, 8 m 高度的“下行复合气流”远远> 2.5 m 高度, 因此所导致的垂直下沉运动也是 8 m 高度远远> 2.5 m 高度。同样, 地面摩擦阻力将使得两侧山体表面加热/冷却造成的上/下行气流高层大于低层, 因此, 河谷中心 8 m 高度的补偿垂直下沉/上升运动将强于 2.5 m 高度。尽管下午河谷中心 8 m 高度的补偿下沉运动> 2.5 m, 但是 8 m 高度“剩余垂直运动”上升速度还是远远> 2.5 m。这一现象说明 8 m 左右高度上的热力上升运动远远> 2.5 m 高度, 由此推断, 近地面的大气加热作用也是 8 m 高度> 2.5 m。

由此来看, 珠峰北坡绒布河谷近地面垂直运动具有强烈的特殊性, 主要特征为一直维持到午夜的上升运动。与前面讨论的轴向风和法向风一样, 该垂直运动也是由地形和地表状态调整下的加热和冷却过程驱动的, 由不同的环流系统复合而成。组成绒布河谷近地面垂直运动的环流包括: (1)河谷中央地面的加热/冷却造成的上升/下沉运动; (2)沿河谷轴向风中“下行复合气流”的垂直分量; (3)两侧山体加热/冷却造成的上/下行气流在河谷中央诱导出的补偿性下沉/上升气流。从近地面不同高度上垂直运动的对比可以看出, 由于地面摩擦和热力作用的影响, 8 m 高度上的垂直运动强度远远> 2.5 m 高度。

6.2 垂直运动的垂直分布

图 14 给出了 2006 年 5 月 29 日~6 月 29 日风廓线仪在珠峰北坡绒布河谷 B 站点处观测到的垂直运动平均日变化。可以看出, 100 m 高度以上的大气垂直运动与近地面不同。在绒布河谷近地面垂直运动日变化中, 全天为上升运动, 而在 100~1500 m 高度中, 只有在午夜至凌晨存在明显的上升运动, 其余时间均为下沉运动。绒布河谷垂直运动的日变化分为如下几个阶段: (1)凌晨 04:00 到上午 10:00 前后, 河谷中的垂直运动比较微弱, 风速在 $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下。此时, 在 800 m 左右的高度上有微弱的上升气流, 而在较低的层次上为下沉气流; (2)10:00~20:00 前后的近 10 h 中, 绒布河谷谷底直到 1500 m 高度中, 垂直运动以下沉为主。较强的下沉气流(速度> $35\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$)发生在 15:00~18:00 的 200 m 左右高度中, 最大中心强度为 $41\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$, 位于 15:30 的 150 m 高度。与此同时, 在 1000~1500 m 高度中也存在着较强的下沉气

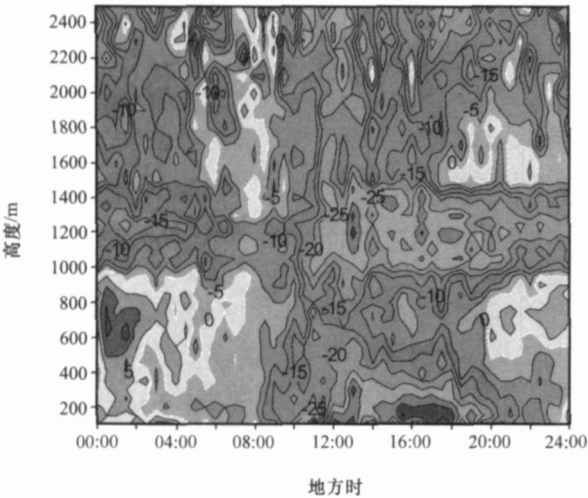


图 14 珠峰北坡绒布河谷 100~2500 m 高度垂直运动垂直分布

Fig. 14 The diurnal variation of vertical motion in 100~2500 m altitudes of Rongbuk valley on the northern slop of Mt. Qomolangma

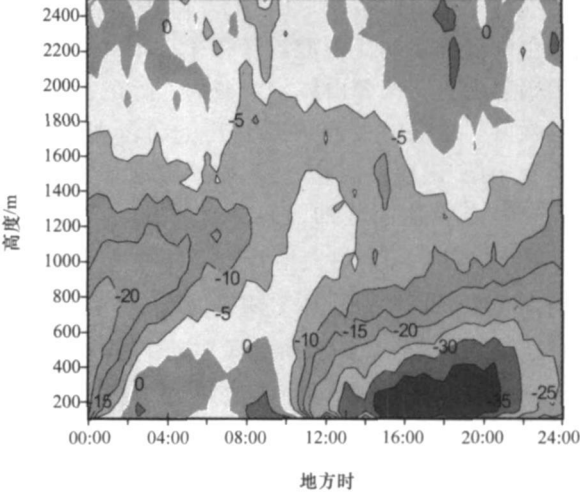


图 15 珠峰北坡绒布河谷 100~2500 m 高度轴向风垂直分量的垂直分布

Fig. 15 The diurnal variation of vertical component in axial flow in 100~2500 m altitudes of Rongbuk valley on the northern slop of Mt. Qomolangma

流; (3)20:00 到午夜, 低层的下沉运动减弱, 在 500~1000 m 高度中出现较弱的上升运动; (4)午夜以后到 04:00 左右, 1000 m 以下整层为上升运动, 最大风速为 $17\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ (650 m 高度, 00:30 和 01:30), 1000~1500 m 高度中为较弱的下沉气流。

如前面在近地面垂直运动的讨论中一样, 可以认为珠峰北坡绒布河谷中心的垂直运动主要由如下分量组成: (1)该地区河谷谷底加热和冷却造成的上升和下沉运动; (2)沿河谷轴向风在谷底坡度的作用下产生的垂直分量; (3)在观测站的山谷截面中, 由于两侧山体加热/冷却造成的沿山体上升/下降气流在河谷中央诱导的补偿性下沉/上升气流。

使用 A 站到 C 站的平均河谷谷底坡度代表 B 站的坡度, 我们计算了由沿河谷走向轴向气流引起的垂直运动(图 15)。可以看出, 午夜以后 01:00~02:00 到上午 10:00 左右, 沿河谷的微弱上行气流在河谷低层引起了 $10\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下的上升运动。上午 10:00 以后, 随着“下行复合气流”的发展, 所带来的下沉运动也逐步发展, 在 14:00~21:00 之间最为强盛(强度在 $35\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上), 最大下沉速度 $40\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 位于 16:00 的 150 m 高度上。21:00 以后, 这一下沉运动随“下行复合气流”的减弱而减弱。与图 14 所示的实测垂直运动相比较可以看出, 在地面加热强烈的午后, “下行复合气流”导致的下沉运动在 100 m 以上的高度中, 明显抑制了由地面加热引起的上升运动, 使得实测垂直运动呈现明显

的下沉趋势。另外, 20:00 以后由于两侧山体冷却诱导出的河谷中心补偿性上升流在低层(100~500 m 高度)也受到“下行复合气流”所导致下沉运动的抑制, 形成较弱的下沉气流。

为了进一步分析绒布河谷中垂直运动的驱动机制, 我们用实测垂直运动(见图 14)减去“下行复合气流”垂直分量(见图 15), 得到“剩余垂直运动”(图 16)。这一剩余垂直运动中包含着河谷谷底加热/冷却造成的上升/下沉运动, 以及两侧山体加热/冷却导致的河谷中央下沉/上升补偿环流。可以看出, 在 02:00~08:00, 在绒布河谷较为平静的大气中, 低层“剩余垂直运动”呈现出微弱下沉趋势, 下沉速度在 $5\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右, 应该与此时大气的深度冷却有关。从 08:00~10:00 的时间里, 绒布河谷低层大气中出现速度 $>20\text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ 的下沉运动。研究绒布河谷的大气辐射特征可以发现, 此时绒布河谷的西侧山体在 05:00 日出之后, 已经经历了数小时的加热过程, 该加热过程造成的沿山体上行气流在河谷中央诱导出补偿性下沉运动。只有这一补偿性下沉运动抑制了地表加热带来的上升运动, 才能在 100 m 以上高度“剩余垂直运动”中形成较为明显的下沉运动。10:00 以后, 随着河谷谷底的加热增强, 谷底表面大气抬升形成上升运动, 与上述补偿性下沉气流抗衡, 在午后到 18:00 之间形成绒布河谷中较弱的上升“剩余垂直运动”, 上升速度最大值

19 cm · s⁻¹ 位于 15:00 的 500 m 高度。18:00 之后, 太阳辐射减弱, 绒布河谷谷底和两侧山体逐步冷却, 谷底加热上升运动减弱, 但两侧山体冷却形成的河谷中央补偿性上升气流取代了由山体加热造成的补偿性下沉气流, 在“剩余垂直运动”中占主导地位。在 20:30, 有一个上升运动速度极大值 33 cm · s⁻¹ 位于 450 m 高度上。之后, 随着山体冷却不断加深, 这一补偿性上升运动也不断加强, 使得“剩余垂直运动”在 00:30 的 650 m 高度上达到最大值 39 cm · s⁻¹。因此, 我们看到, 如果不考虑轴向风带来的垂直运动, 上升运动在绒布河谷垂直运动日变化中占主导地位, 只有凌晨到正午之前存在微弱的下沉气流, 其余时间均为上升气流所控制。这一上升“剩余垂直运动”是谷底地面加热/冷却造成的上升/下沉运动与两侧山体加热/冷却造成的河谷中心补偿性下沉/上升运动相互制约和协调的结果: 整个下午谷底加热上升气流稍强于两侧山体加热导致的补偿性下沉气流, 在绒布河谷中形成微弱的上升气流; 18:00 以后, 两侧山体冷却形成的补偿性上升气流远远大于谷底冷却形成的空气下沉运动, 形成较强的上升气流, 并随着山体的进一步冷却而不断加强, 在 00:30 的 650 m 高度形成 40 cm · s⁻¹ 上升运动最大值。

另外, 从图 16 所示的“剩余垂直运动”中还可以看到, 与观测到的垂直运动相同, 在 1000~1500 m 高度中存在较为明显的下沉运动, 其发生发展的

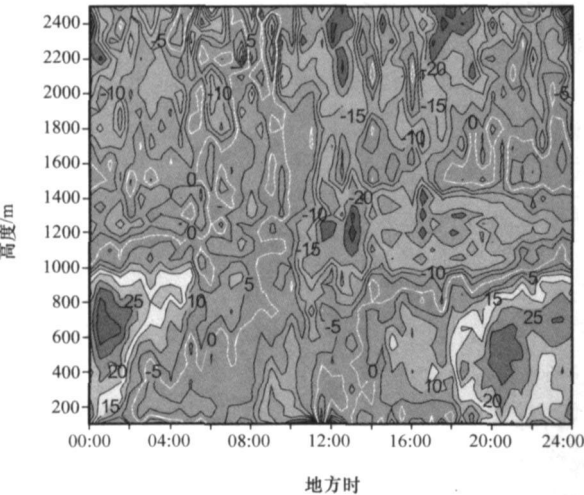


图 16 珠峰北坡绒布河谷 100~2500 m 高度“剩余垂直运动”的垂直分布

Fig. 16 The diurnal variation of residual vertical motion, i.e. removal of vertical component in axial flow from observed vertical motion in 100~2500 m altitude of Rongbuk valley on the northern slop of Mt. Everest

时间与轴向风的“下行复合气流”一致。由于这一垂直运动发生的位置远离绒布河谷谷底, 谷底地面加热和两侧山体加热引起的补偿性下沉气流很难影响到这个高度。因此, 我们认为这一下沉运动的驱动机制应该有别于谷底和两侧山体加热/冷却过程。从这一下沉运动发生发展的时间看, 它的形成应该与该时段河谷中盛行的“下行复合气流”密切相关。如前所述, 沿绒布河谷轴向的“下行复合气流”中心速度较大, 强度可以达到 12 m · s⁻¹ 以上, 气流速度沿上下两个方向减弱, 形成速度梯度。根据流体动力学的原理, 这一垂直方向流速梯度可以造成压力差, 从而使得“下行复合气流”周围的空气向该气流轴线方向辐合, 类似于积云对流中的“夹卷”过程。对于“下行复合气流”而言, 河谷谷底和两侧山体是固体表面, 没有大气物质的补充, 全部物质辐合发生在“下行复合气流”的上方, 从而造成明显的大气下沉运动。这一下沉运动的发生机制与前面谈到的轴向风垂直分量、谷底加热/冷却、两侧山体加热不同, 是由于大气运动的动力学因素所致, 因此这一下沉运动不仅出现在剩余垂直运动中, 也体现在观测到的垂直运动中(见图 14)。

通过比较图 14~16, 我们可以研究不同驱动因子对绒布河谷 100~2500 m 高度大气垂直运动的贡献:

- (1) 02:00~08:00, 绒布河谷中的大气在充分冷却以后处于相对平静阶段, 垂直运动接近静止。
- (2) 08:00~10:00, 西侧山体加热引起的河谷中央补偿性下沉气流压制了刚开始的谷底加热造成的上升运动以及“上行谷底风”带来的上升运动分量, 形成较弱的下沉运动。
- (3) 10:00~18:00, 谷底加热引起的上升运动抑制两侧山体加热产生的补偿性下沉运动, 形成较弱上升“剩余垂直运动”。但此时, 沿山谷轴线的“下行复合气流”发展并加强, 产生较强的下沉运动。这一轴向风产生的下沉运动抑制了上述上升“剩余垂直运动”, 使得河谷低层形成明显的下沉运动。
- (4) 18:00~02:00, 河谷两侧山体冷却形成的下行气流, 在河谷中央产生补偿性上升运动, 并随着冷却程度的加深不断加强。而这一时段中, 沿河谷轴向的“下行复合气流”以及伴随的下沉运动不断减弱。两者相互平衡协调的结果是, 河谷内观测到的垂直运动由下沉运动转变为上升运动。

另外,与沿河谷轴向“下行复合气流”的发生发展同时,由“下行复合气流”的动力学“夹卷”作用,在绒布河谷 1000~1500 m 高度大气中可以形成较为明显的下沉运动。

同时,在对实测垂直运动和“剩余垂直运动”的分析中,我们发现,除上午和中午的较短时间外,绒布河谷的垂直运动被限制在 1000 m 以下的河谷深度中,1500 m 高度以上大气的垂直运动与河谷中的垂直运动关联较小。

6.3 小结

通过对珠峰北坡近地面和 100 m 以上大气中垂直运动的分析,我们可以看到:

(1) 珠峰北坡绒布河谷近地面垂直运动以上升气流为主,较强的上升运动从中午开始一直维持到午夜前后。

(2) 8 m 高度上的上升运动远远> 2.5 m 高度,可能源于 2.5~8 m 间的大气加热效率和补偿性环流受到的摩擦阻力。

(3) 与近地面垂直运动不同,10:00~20:00 间,在珠峰北坡绒布河谷 100~1000 m 高度内发生发展出明显的下沉运动,之后逐渐减弱,午夜以后形成整层的上升气流。

(4) 沿河谷轴向“下行复合气流”的下沉分量,局地加热/冷却造成的上升/下沉运动,以及两侧山体加热/冷却在河谷中央诱导出的补偿性垂直运动,是珠峰北坡绒布河谷垂直运动主要组成部分。

(5) 在绒布河谷 1000~1500 m 高度中,沿河谷轴向“下行复合气流”的动力“夹卷”作用可以形成较为明显的下沉运动。

(6) 在河谷上空(1500 m 以上)大气垂直运动较弱,并且与河谷以内(1500 m 以下)大气垂直运动相关性较差。

7 总结

根据上述针对珠峰北坡局地环流观测资料的分析 and 讨论,我们可以得到对该地区局地大气环流的基本认识:珠峰北坡绒布河谷中的局地环流系统,是该地区地形和地表状态调整下的太阳辐射加热和地表冷却形成的热力驱动环流系统。这一环流系统明显区别于本文引言中提到的典型山地环流系统^[25-30]。其主要热力驱动机制如下:

(1) 河谷地面的加热和冷却。这一加热/冷却过程驱动靠近谷底的大气沿河谷上行/下行,从而形成上行/下行“谷底风”。与此同时,这一加热/冷

却过程可以造成低层大气的垂直上升/下沉运动。

(2) 冰川表面与邻近大气间的温度差异。随着珠峰北坡地区大气的不断加热,与冰川同高度的大气温度高于冰川表面的大气温度,形成较强的温度差异。这一温度差异导致冰川表面大气下行,形成“冰川风”。

(3) 河谷两侧山体的加热和冷却。河谷两侧山体的加热/冷却,使其表面大气沿山体上行/下行,引起河谷谷底大气辐散/辐合,形成河谷中心补偿性垂直下沉/上升气流。

以上述热力驱动环流为基础,大气动力因素也在绒布河谷局地大气环流系统的形成中起着重要作用:

(1) 沿绒布河谷轴向运动的“复合气流”,在倾斜的谷底地形作用下形成垂直运动分量,在该河谷大气垂直运动中占有重要地位。

(2) 由于水平气流速度的垂直差异,沿绒布河谷轴向运动的“复合气流”在河谷上边界附近形成“夹卷”下沉气流,在形成绒布河谷独立环流系统中起着重要作用。

在上述热力和动力驱动条件下,珠峰北坡局地环流系统日变化过程表现如下的特殊性:

(1) 午夜以后直到清晨,在河谷内大气充分冷却之后,绒布河谷局地环流系统处于相对静止的状态,沿河谷走向的轴向风和垂直于河谷走向的法向风趋于平静。但是,由两侧山体冷却形成的河谷中心补偿性上升运动,在整个河谷深度中发展最为旺盛。

(2) 08:00 以后,太阳辐射开始对绒布河谷地面加热,使得绒布河谷低层大气开始向上游移动,形成较弱“上行谷底风”。与此同时,河谷两侧山体的加热在谷底中央形成下沉补偿性环流。

(3) 10:00 以后,随着加热的不断增强,河谷上游冰川区域周围的大气被加热,与冰川表面大气形成强烈的温度差,驱动冰川表面大气向绒布河谷下泄,形成“冰川风”。这一沿河谷下行的“冰川风”不断加强,抑制由谷底加热形成的上行“谷底风”,最终形成沿河谷轴向的“下行复合气流”。与此同时,强烈的谷底地面加热形成垂直上升运动,抑制了两侧山体加热形成的河谷中央补偿性下沉气流,从而形成下午的上升“剩余垂直运动”。但是,沿河谷的“下行复合气流”中包含着强烈的下沉运动。这一下沉运动将地面加热引起的垂直上升运动压制到了 100 m 以下的高度,100 m 以上高度的垂直运动

由下沉运动主导。

(4) 18:00 以后, 绒布河谷中的地面加热转变为地面冷却过程。绒布河谷谷底的大气被冷却后, 向河谷下游运动, 形成下行“谷底风”, 与尚未减弱的“冰川风”形成 19:00 前后的“下行复合气流”的第二极大值。随着大气冷却过程不断向上传递, 冰川表面与周围大气间的温度差减小, “冰川风”停止, 使得“下行复合气流”速度降低。之后, 在整个夜晚的冷却过程中, 下行“谷底风”维持着“下行复合气流”。在绒布河谷地表冷却过程中, 两侧山体表面大气向谷底中央辐合, 形成补偿性上升运动。这一补偿性上升运动在绒布河谷大气中形成上升运动, 并随着冷却的加深而不断增强, 在午夜以后形成最大值。

(5) 伴随着沿绒布河谷“下行复合气流”的发生发展, 在该气流动力“夹卷”的作用下, 河谷上边界 1000~1500 m 高度内形成明显的下沉运动。

综上所述, 在使用地面气象站、超声波风速仪、风廓线雷达等设备对珠峰北坡绒布河谷局地大气环流进行一个月的观测之后, 我们分析了该地区局地大气的分布和日变化特征, 并结合相关辐射和热力状况的观测结果, 研究了这一环流系统的构成和可能驱动机制。可以看出, 珠峰北坡绒布河谷的局地大气环流系统具有很强的特殊性, 存在着明显区别于其它山地地区的大气环流结构特征, 主要表现为长持续时间(上午直至后半夜)和强风速($12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上)的沿河谷下行气流, 以及上午至后半夜的近地面对上升运动和 100 m 以上高度中的下沉运动。这一特殊局地环流系统的形成和发展, 主要是由该地区陡峭地形和复杂地表状态调整下的辐射加热和冷却过程所驱动, 同时伴有大气动力学的影响。

在上述资料研究和分析中, 我们可以看到, 由于地形的阻隔作用, 观测到的河谷中(1500 m 高度以下)三维大气运动与河谷上空(1500 m 高度以上)大气运动相关很小。这似乎表明喜马拉雅山北坡地面大气无法完成与其上空大气间的交换过程。但值得注意的是, 在绒布河谷局地环流系统中占有统治地位的、沿河谷轴向的“下行复合气流”起源于绒布河谷的冰川区域, 位于 6000 m 以上直至 8000 m 的高度。这一下行气流将大气物质和能量由 6000~8000 m 的高度, 沿倾斜的绒布河谷, 带向 5000 m 左右的低海拔地区。而上述地形阻隔作用使得绒布河谷像一条相对封闭的管道, 使得这种沿河谷的物

质能量传输可以长时间和长距离的进行下去。

参考文献

- [1] 杨鉴初, 陶诗言, 叶笃正. 西藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1960: 1—275
- [2] 叶笃正, 高由禧编著. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 213
- [3] 高由禧编著. 西藏气候[M]. 北京: 科学出版社, 1984: 1—97
- [4] 李崇银编著. 气候动力学引论[M]. 北京: 气象出版社, 1995: 449
- [5] 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德等编著. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展. 北京: 气象出版社, 1999
- [6] 孙鸿烈, 郑度编著. 青藏高原形成演化与发展[M]. 广东: 广州科技出版社, 1998: 141—147
- [7] Ding Yihui. Monsoons over China[M]. Kluwer Academic Publishers, 1991: 419
- [8] 周秀骥编著. 中国地区大气臭氧变化及其对气候环境的影响[M]. 北京: 气象出版社, 1995: 273
- [9] Wu Guoxiong, Zhu Baozhen, Gao Dengyi. The Impact of Tibetan Plateau on Local and Regional Climate[M]. From Atmospheric Circulation To Global Change. Celebration of the 80th Birthday of Professor Ye Duzheng. China Meteorological Press, 1996
- [10] 邹捍. 西部大开发进程中大气科学问题的思考[M]. 大气科学发展战略. 北京: 气象出版社, 2002
- [11] 叶笃正, 陈泮勤编著. 中国的全球变化预研究[M]. 北京: 地震出版社, 1992
- [12] 高登义, 周立波. 青藏高原环境气象学研究进展[J]. 地球物理学进展, 1999, 14(3): 17—28
- [13] 秦大河, 丁一汇, 王绍武等编著. 中国西部环境演变评估[M]. 北京: 科学出版社, 2002
- [14] Zhou Xiuji, Chao Luo. Ozone valley over Tibetan Plateau[J]. Acta Meteor Sin, 1994, 8(4): 505—506
- [15] Zou H. Seasonal variation and trends of TOMS ozone over Tibet[J]. Geophys Res Lett, 1996, 23(9): 1029—1032
- [16] Zou H, Gao Y. Vertical ozone profile over Tibet using Sage I and Sage II data[J]. Adv Atmos Sci, 1997, 14(4): 505—512
- [17] 周明煜等编著. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000
- [18] Xu Q, L Lu, Y Cheng. Measurements of turbulence transfer in the near-surface layer over the southeastern Tibetan Plateau[J]. Boundary-Layer Meteor, 2002, 102(2): 281—300
- [19] Gao Dengyi(高登义), Lv Weixiu(吕位秀), Gao Yongqi(郜永祺). Impacts of the Kuwait Oil Fires on the Mount Qomolangma Region[J]. Adv Atmos Sci, 1996, 13(2): 196—202
- [20] 郜永祺, 高登义. 1975 年以来珠峰北坡地区水环境变化研究[J]. 高原气象, 2007, 26(6): 1276—1279
- [21] 沈志宝, 高登义. 珠峰北坡局地环流和冰川风[R]. 1966—1968 年珠穆朗玛峰科学考察报告. 北京: 科学出版社, 1975: 21—36
- [22] 孙方林, 马耀明, 马伟强, 等. 珠峰地区大气边界层结构的一次观测研究[J]. 高原气象, 2006, 25(6): 1014—1019

- [23] 刘宇, 邹捍, 胡非. 青藏高原珠峰绒布河谷地区大气近地层观测研究[J]. 高原气象, 2004, 23(4): 512—517
- [24] 李茂善, 戴有学, 马耀明, 等. 珠峰地区大气边界层结构及近地层能量交换分析[J]. 高原气象, 2006, 25(5): 807—813
- [25] Stull Roland B. An Introduction to boundary Layer Meteorology[M]. Kluwer Academic Publishers, NY, 1988
- [26] Bosser J E, J D Sheaffer, E R Reiter. Aspects of regional-scale flows in mountain terrain[J]. J Appl Meteor, 1989, 28: 590—601
- [27] Egger J. Thermally forced flows theory, Atmospheric Processes over Complex Terrain[J]. Meteor Monogr, 1990, 45: 43—57
- [28] Egger J, S Bajrachaya, U Egger, et al. Diurnal winds in the Himalayan Kali Gandaki Valley. Part I: Observations[J]. Mon Wea Rev, 2000, 128(4): 1106—1122
- [29] Egger J, L Blacutt, F Ghezzi, et al. Diurnal circulation of the Bolivian Altiplano. Part I: Observations[J]. Mon Wea Rev, 2005, 133(4): 911—924
- [30] Whiteman C D. Mountain Meteorology, Fundamentals and Applications[M]. New York: Oxford University Press, 2000: 355
- [31] Guo Haiyan. “Qomolangma Environment 2000” Completed [J]. Bulletin of the Chinese Academy of Sciences, 2001a, 15(3): 74—75
- [32] Guo Haiyan. “Qomolangma Environment 2001” Completed [J]. Bulletin of the Chinese Academy of Sciences, 2001b, 16(4): 73—74
- [33] Zhu T, W Lin, Y Song, et al. Downward transport of ozone-rich air near Mt. Everest[J]. Geophys Res Lett, 2006, doi: 10.1029/2006G L027726
- [34] Gunter, Baumbach, Ulrich Vogt. Experimental determination of the effect of mountain-valley breeze circulation on air pollution in the vicinity of Freiburg[J]. Atmospheric Environment, 1999, 33(24—25): 4019—4027
- [35] Hindman E E, B P Upadhyay. Air pollution transport in the himalays of Nepal and Tibet during the 1995—1996 Dry Season[J]. Atmospheric Environment, 2002, 36(4): 727—739
- [36] Michael Lehning, Hans Richner, Gregory L Kok. Transport of air pollutants from the boundary layer to the free troposphere over complex terrain[J]. Physics and Chemistry of The Earth, 1998, 23(5—6): 667—672

Observation of Diurnal Circulation on the Northern Slope of Mt. Qomolangma

ZOU Han¹⁻³, ZHOU Li-bo¹⁻², MA Shu-po^{2, 4}, LI Peng^{2, 4},
LI Ai-guo¹⁻², HUO Cui-ping²

(1. LAPC Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029, China;

2. LAOR Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

3. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China;

4. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The energy/matter exchange between the surface air and the troposphere is the important connection of the Tibetan Plateau and the global atmospheric systems. The great inhomogeneity in the topography and surface cover of the Tibetan mountain systems induces complicated local atmospheric circulations, and the circulations influence the exchange processes between the surface air and the troposphere over these regions. To better understand the local circulations in the Tibetan mountains, authors conducted the observational campaign HEST2006, in the Rongbuk Valley on the northern slope of Mt. Qomolangma, during May 29 and June 30, 2006. In this study, the diurnal atmospheric circulation is analyzed, using the observed data, including the distribution and variation of surface wind, the vertical structure, the vertical motion, and the possible driving forces. It results in that the local circulation in this region is driven by the solar radiative heating and cooling with strong impacts of the topography and surface covers, and the local circulation is composed of various mountain circulation systems.

Key words: Mt. Himalayas; Rongbuk valley on the northern slope of Mt. Qomolangma; Downward air flow; Glacier wind; Local circulation