

陈长和
黄建国
程麟生
王介民
敖运安

复杂地形上大气边界层 和大气扩散的研究

气象出版社

复杂地形上大气边界层和 大气扩散的研究

陈长和 黄建国 程麟生
王介民 敖运安 编

气象出版社

(京) 新登字046号

内 容 简 介

此文集汇集了1987年国家自然科学基金会重点资助项目“复杂地形上的大气边界层和大气扩散的试验和数值模拟研究”的研究成果，共收集论文25篇。其内容涉及河谷城市大气边界层的观测分析、大气湍流扩散、复杂地形上大气边界层和大气扩散的数值模拟以及山谷城市大气环境容量等方面内容。

此文集可供气象、环保部门的科研人员参考，也可做为大学教师、研究生和本科生的教学参考书。

复杂地形上大气边界层和大气扩散的研究

陈长和 黄建国 程麟生 编

王介民 敖运安

责任编辑：王存忠 终审：顾仁俭

封面设计：牛涛 责任技编：岳景增 责任校对：白玲
气象出版社出版

(北京西郊白石桥路46号)

北京市昌平区环球科技印刷厂印刷

新华书店总店科技发行所发行 全国各地新华书店经销

开本：787×1092 1/16 印张：14 字数：349千字

1993年12月第一版 1993年12月第一次印刷

印数：1-1000 定价：8.95元

ISBN 7-5029-1544-3/P·0643

前 言

有许多城市和工业区位于山区，这些城市和工业区往往存在较严重的大气污染。这些地区复杂的地形和特殊的气象条件是导致大气污染的一个重要原因。为了在这些地区进行空气质量预测或制订空气污染治理方案，需要用适当的大气边界层模式和大气扩散模式进行定量计算。然而目前国内外对复杂地形上大气边界层和大气扩散的规律总的说来还缺乏足够的了解，有关的数值模式的研究也很不充分。因而复杂地形上大气边界层和大气扩散的研究既是一个学科前沿的课题，又有很重要的应用前景。

1987年中国国家自然科学基金委员会批准重点资助项目“复杂地形上大气边界层和大气扩散的试验和数值模拟研究”。于1988年开始执行，1991年完成。甘肃省科委、甘肃省环保局、兰州市环保局和兰州大学也资助了部分经费。

参加该项目研究的单位有兰州大学大气科学系、中国科学院兰州高原大气物理研究所、兰州干旱气象研究所、甘肃省环境中心监测站、甘肃省环境保护研究所、兰州市环境监测站、西北矿冶研究院等单位。

该项目的研究目标是：在山区复杂地形上进行一次外场观测试验，以取得完整配套的大气边界层和大气扩散观测试验资料；发展并提供适用于复杂地形条件的大气边界层和大气扩散模式；提供本地区大气环境容量计算结果。

外场观测试验在河谷城市兰州进行。兰州位于青藏高原东侧，城区位于黄河河谷盆地之中，东西长30km，南北最宽处为8km，四周山体高度在200—600m之间（见图附图）。这次观测试验的中心观测站兰州大学的位置为 $36^{\circ}06'N$ 、 $103^{\circ}51'E$ 。1989年元月10日至19日进行了一次预试验以后，1989年12月1日至15日进行了15天的外场观测试验。观测和监测项目见附表。

观测试验工作结束后，建立了观测资料数据库；对地形、城市人工热源、大气污染等因子影响下的大气边界层特征、湍流扩散特征以及声雷达资料应用于扩散等方面进行了有特色的分析研究工作；设计和发展了适用于复杂地形的边界层过程及大气扩散的三维中尺度模式，以及为计算大气环境容量而设计的三维边界层模式和扩散模式；最后，计算了大气环境容量并研究分析了大气污染治理对策。

本书是上述研究工作的总结，共收入论文25篇。其中部分内容已在有关刊物发表，为比较全面地反映本课题成果，也收入本书之内。

本书共分四部分，各部分负责编审者是：第一部分(I)陈长和，第二部分(II)王介民，第三部分(III)程麟生，第四部分(IV)黄建国、敖运安、陈长和。全书由陈长和统稿。

由于水平和条件的限制，我们的工作中还存在很多问题，敬请同行专家和读者给予指正。

在项目进行过程中，林海（国家自然科学基金委员会地学部）、吴仁铭（甘肃省环保局）、田炳申（甘肃省环保局）、朱正义（甘肃省气象局）、汤懋苍（兰州高原大气物理研究所）、常广义（甘肃省科委）、余雄厚（兰州市环保局）等诸位领导给予了热情的关怀和支持。丑纪范教授（北京气象学院）、陈家宜教授（北京大学）、李宗恺教授（南京大学）、桑建国副教授（北京大学）提出了宝贵的具有指导性的意见，韩品莲工程师（兰州大学）清绘了书中的大部分图，在此一并致谢。

观测和监测项目一览表

序号	观测项目	仪器	地点	观测时间
1	温风垂直廓线	TS-2A系留探空仪	兰州大学、西固水厂、皋兰气象站、南山(皋兰山)顶	间隔两小时测一次
2	声雷达探测	M-300单点声雷达	城区兰州市监测站、郊区皋兰县气象站	连续记录
3	地面流场	电接风向风速仪	城区18个观测点	连续记录
4	温风脉动	超声温风仪	兰州大学	间隔两小时
		双向风标或三轴温风仪	兰州大学、皋兰气象站、南山顶	间隔两小时
5	辐射量观测	直接辐射表、总辐射表、反射辐射表	皋兰县气象站、兰州大学	白天, 间隔 1 小时
		大气混浊度仪(MS-120光度表)	兰州大学、皋兰气象站、南山顶	白天, 间隔 1 小时
		长波辐射仪(PIR)	兰州大学	昼夜记录
6	烟雾层厚度	系留探空仪	在兰州大学施放、在南山顶观测	白天
7	单经纬仪测风	测风经纬仪	兰医二院、皮毛厂	白天
8	大气监测	SO ₂ : 大气采样器 TSP: KB-120空气采样器	城区19个监测点, 对照点为皋兰县气象站	昼夜监测10次
		硫酸盐化速率(碱片)	27个监测点	连续反应
9	SO ₂ 负荷量	COSPEC V 型相关光谱仪	车载流动监测	白天

目 录

前言

I 河谷城市大气边界层的观测分析

- 兰州城市烟雾层的辐射效应及其对混合层发展的影响……陈长和 王海啸 黄建国 秦广言 (1)
河谷城市冬季低空风温场观测研究……付培健 张镭 张文煜 黄建国 陈长和 (12)
兰州市区与郊区冬季边界层的声雷达探测比较……袁九毅 冯广泓 陈长和 (18)
兰州市风场特征分析……陈榛妹 王世红 (23)
河谷城市污染大气辐射特征的分析研究……马耀明 王介民 陈长和 黄建国 (28)
城市空地表面热量平衡的探讨……李昕 王世红 秦铭德 (36)

II 大气湍流扩散的研究

- 复杂地形城市大气湍流结构特征及其在大气扩散研究中的应用……王介民 邱琪 贾立 (42)
山谷城市的近地层大气湍流谱特征……王介民 (49)
一种用声雷达估算大气扩散参数的方法……许吟隆 袁九毅 陈长和 (57)
一个适用于高架源的大气随机扩散模式……高会旺 陈长和 (65)
河谷城市上空不同高度空气污染物的浓度变化特征……王式功 杨德保 陈长和 黄建国 (72)
大气手工间断监测与自动监测对比试验研究……曹曼琳 王庆梅 张英俊 朱学义 杨成林 (78)

III 复杂地形上大气边界层和大气扩散的数值模拟

- 适用于复杂地形和边界层过程的中尺度数值模式和模拟……程麟生 (83)
采用隐式立方样条计算平流过程的数值模式及理想实验……肖锋 程麟生 (98)
复杂地形上行星边界层和空气污染的三维数值模拟……张中锋 程麟生 (108)
复杂地形上边界层结构的三维数值模拟……龙学著 邱崇践 余金香 陈长和 (119)
复杂地形上大气扩散的三维数值模式……龙学著 余金香 陈长和 (129)
大气边界层特征参数的计算方法和数值估计……张永宁 (138)
山谷城市冬季白天边界层的数值试验……高峰 黄建国 陈长和 (149)

IV 兰州城区大气环境容量研究

- 兰州冬季大气污染与天气形势的统计分析……杨德保 王式功 黄建国 (159)
兰州城区大气污染源调查分析……祁斌 王剑锋 曹曼琳 (166)
兰州城区冬季大气污染现状分析……敖运安 罗威琳 金素文 曹曼琳 (173)
用相关光谱仪遥测技术研究河谷城市SO₂污染特征……金素文 张煦 (185)
兰州城区冬季SO₂大气环境容量研究……龙学著 余金香 黄建国 陈长和 (193)
兰州市区大气污染治理对策的分析研究……李淑霞 余雄厚 (205)
ABLAD资料数据库……张文煜 王剑峰 (212)

兰州城市烟雾层的辐射效应及其对混合层发展的影响*

陈长和 王海啸 黄建国 秦广言
(兰州大学大气科学系)
王介民
(中国科学院兰州高原大气物理研究所)

摘 要

1989年12月,我们在兰州进行了一次辐射和大气边界层观测。资料分析表明,兰州城市烟雾层的存在,使到达地面的太阳辐射受到很大削弱。用二流近似辐射模式进行计算,在烟雾层大气溶胶光学厚度为实测平均值时,烟雾层内平均加热率达到 $4.8^{\circ}\text{C}/\text{d}$,烟雾层上部最大加热率 达到 $5.7^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。还建立了一个简化模式以计算烟雾层的长波辐射效应,计算表明,长波辐射效应相对较小。城乡温度廓线对比表明,城市存在辐射效应的影响。位温廓线的演变显示了烟雾层影响下城市混合层发展特点。数值模拟表明,在空气污染严重时,气溶胶粒子辐射效应可使混合层发展高度大幅度降低。

关键词: 城市烟雾层, 短波加热, 长波冷却, 混合层

一、引 言

近年来,大气气溶胶对全球和局地气候的影响日益受到关注。火山爆发产生的大量气溶胶粒子能够在平流层停留较长时间,削弱了到达地面的太阳辐射,从而影响全球气候^[1]。局地城市化和工业化增加的大气污染物排放,一方面危害生态环境,另一方面将改变城市局地气候。已有一些文献指出^{[2],[3]},在受烟尘污染的城市,到达地面的太阳辐射可被严重削弱,这显然会改变地面和气溶胶粒子所在气层的热量收支,从而影响低层大气的温度分布和边界层的发展。本文拟从观测资料和理论计算两方面就这个问题进行分析。

表1 观测点和观测项目

观测点 (经纬度)	观测项目 (仪器型号)	观测频数
兰州大学 ($36^{\circ}03'N$ 、 $103^{\circ}53'E$)	直接辐射(MS-52)、总辐射(MS-11)、反射辐射(MS-11)、地面长波(PIR)、大气长波(PIR)、大气混浊度(MS-120光度表)、风温廓线(TS-2A系留探空仪)	辐射观测白天每小时一次,晚上只测长波辐射,风温廓线两小时一次
南山顶 ($36^{\circ}03'N$ 、 $103^{\circ}53'E$)	大气混浊度(光度表MS-120)	
皋兰县气象站 ($36^{\circ}21'N$ 、 $103^{\circ}56'E$)	直接辐射(TBS-1-1)、总辐射(TBQ-4-1)、反射辐射(TBQ-4-1)、大气混浊度(MS-120光度表)、风温廓线(TS-2A系留探空仪)	

* 兰州大学大气科学系冯广泓、王世红、张镭、张文煜、苗玉芝、汪洋、白延林、山西师范大学任建美同志和兰州高度大气物理所的部分同志参加了外场观测。

本文所用资料取自1989年12月1-15日在兰州地区进行的一次外场观测，观测点和观测项目见表1。

表1中兰州大学测点（简称兰州）接近城市中心，海拔高度1530m，南山顶测点高出城市620m，皋兰县气象站（简称皋兰）位于较开阔的农村，海拔高度1668m。观测仪器经过检定和室外比对。整个观测期间天气以晴为主，有时多云，没有明显的天气过程。

兰州市地处青藏高原东侧黄河河谷盆地内，冬季天气稳定，风力很微弱，工业排放和居民取暖燃煤排放烟尘在盆地上空形成烟雾层。1989年观测期间，在南山顶（距兰州大学测点水平距离3km）进行了烟雾层顶高度的观测。其方法是，当兰州大学测点施放系留探空仪时，南山顶的观测者用望远镜观察携带探空仪的红色气艇，一般情况下烟雾层顶界线分明，当气艇冲出烟雾层顶时，其清晰度会有一个跃变。这时根据地面接收的探空仪信号就可确定气艇所处高度，此高度就认为是烟雾层顶的高度。观测表明，兰州城市烟雾层顶高度在500—800m之间，平均高度600m。混合层高度一般低于烟雾层顶。

二、城市烟雾层的辐射效应

1. 烟雾层辐射效应的观测

大气浑浊度是表示大气中气溶胶粒子含量的大气光学参数，通常是通过测量不受气体吸收影响波长的太阳光束的消光，并减去由Rayleigh散射造成的已知光学厚度来实现。Angstrom (1964) 提出大气气溶胶光学厚度随波长的变化可写为：

$$\tau_{D\lambda} = \beta\lambda^{-\alpha} \quad (1)$$

式中 λ 是波长(μm)， β 为Angstrom浑浊度系数， α 为反映气溶胶颗粒大小的波长指数。

将南山顶高度（距城市地面620m）以上大气称为上层大气，山顶高度以下大气层厚度与烟雾层平均厚度相当，称为烟雾层大气。由1989年12月1-15日三个测点晴天的大气浑浊度资料，可以给出兰州整层大气、上层大气、烟雾层大气以及皋兰整层大气的平均 β 值和 α 值（表2），其中烟雾层 β 与 α 值可根据兰州大学和南山顶测点的 β 与 α 值，由公式[5]计算出。由表2可见，冬季兰州整层大气的平均浑浊度系数高达0.466，比皋兰大一倍。兰州烟雾层大气浑浊度系数为0.357，比兰州上层大气大2.3倍。由表2还可知，兰州烟雾层大气波长指数为0.913，上层大气为1.412，可见兰州烟雾层大气气溶胶主要由较大粒子组成，上层大气气溶胶主要由较小粒子组成。表2还给出了波长为0.55 μm 处大气气溶胶的光学厚度。兰州整

表2 兰州、皋兰大气层 α 值和 β 值以及波长0.55 μm 处的大气气溶胶光学厚度

	α	β	$\tau_{D,0.55}$
兰州整层大气	1.051	0.466	0.87
兰州上层大气	1.412	0.109	0.26
兰州烟雾层大气	0.913	0.357	0.61
皋兰整层大气	1.175	0.232	0.47

层大气气溶胶光学厚度为0.87，比北京光学厚度值最大的春季要大近一倍[6]，比塔克拉玛干沙漠地区晴空条件下气溶胶光学厚度大一倍多[7]。兰州烟雾层大气光学厚度值占整层大气的70%，反映出烟雾层气溶胶集中的特点。图1给出了光学厚度的日变化情况。由图可见，

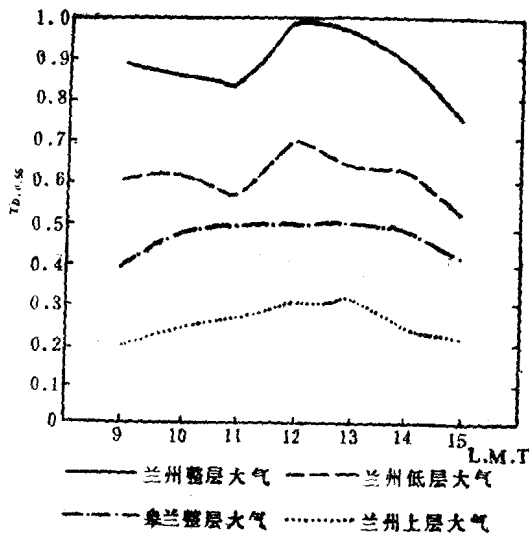


图1 波长0.55 μm 处气溶胶光学厚度随时间变化

减量的17.4%，水汽吸收量占削减量的11.9%，气溶胶消光占削减量的70.7%。由于兰州地区冬季干燥，观测期间天气晴好，水汽吸收量小， O_3 和气体分子对太阳辐射的削减相对恒定。因此可认为兰州、皋兰的直接辐射差异主要是烟雾层大气气溶胶消光造成的。

表3 兰州、皋兰冬季太阳光垂直面上的直接辐射 S 、地面的直接辐射 S' 、散射辐射 D 和总辐射 Q

单位: W m^{-2}

地方时	9时	10时	11时	12时	13时	14时	15时	平均
S_L	148.1	233.1	260.2	275.5	267.5	236.1	142.0	
S_G	496.1	605.0	606.3	675.7	634.1	578.2	414.3	
S'_L	43.7	97.0	128.1	143.6	133.5	101.1	44.5	98.8
S'_G	144.3	248.4	295.5	348.1	313.3	244.8	128.0	246.1
D_L	111.0	156.6	182.4	192.6	181.4	147.1	106.0	153.9
D_G	87.6	110.2	133.8	121.6	107.7	84.2	81.4	103.8
Q_L	154.7	253.6	310.5	336.2	314.9	248.2	150.5	252.7
Q_G	231.6	358.6	429.3	470.3	421.0	329.0	209.4	349.9

注: 下标 L 、 G 分别表示兰州和皋兰测点。

正午到达地面的散射辐射因气溶胶的散射作用而使兰州比皋兰多 71.0 W m^{-2} ，部分地补偿了气溶胶对直接辐射的削减。但由两地总辐射的差值仍可看出，中午兰州地面得到的太阳总辐射比皋兰要小28.5%。表明城市烟雾层使总辐射受到很大削弱。

2. 烟雾层的短波加热率

烟雾层大气中含有大量的气溶胶粒子，太阳辐射被多次散射，二流近似累加法为解决辐射在这类特殊介质中的传输问题提供了一种简便求解方法。

兰州上层大气和皋兰整层大气的日变化幅度不大，而兰州低层大气和整层太气的消光厚度变化情况一致，具有明显的日变化。

城市烟雾层的存在，影响了到达地面的太阳辐射通量。表3给出了兰州和皋兰的地面辐射通量值。可以看出，兰州冬季正午到达地面的直接辐射 S' 比皋兰小 204.5 W m^{-2} ，亦即到达兰州地面的直接辐射比皋兰小58.9%。考虑到太阳直接辐射在大气中传输主要受分子散射、臭氧吸收、水汽吸收以及气溶胶的吸收和散射作用，利用兰州1989年12月1—15日的探空曲线，求出兰州上空的平均含水量，由此可计算水汽对太阳辐射的削减。经计算，在12时（地方时，下同）兰州上空气溶胶散射和臭氧的吸收量占太阳直接辐射总削减

根据二流近似假定，散射光的辐射传输方程可以简化为[8]：

$$\frac{dF^+(\tau)}{d\tau} = r_1 F^+ - r_2 F^- - \pi S_{0.1} \omega_0 \beta_0 e^{-\tau/\mu_0} \quad (2)$$

$$-\frac{dF^-(\tau)}{d\tau} = -r_2 F^+ + r_1 F^- - \pi S_{0.1} \omega_0 (1 - \beta_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (3)$$

F^+ 、 F^- 是向上和向下的太阳散射光辐照度； $\mu = \sin\varphi$ ， φ 为太阳仰角； ω_0 为散射比，即散射系数与消光系数之比； β_0 为太阳直接辐射向上散射与全部散射的比率； τ 为大气光学厚度； $S_{0.1}$ 是大气上边界太阳分光常数； r_1 、 r_2 为只与气层辐射性质有关的常数。

把大气分成许多光学厚度为 $\Delta\tau$ 的薄层，并认为每个薄层内散射吸收特性（如 r_1 、 r_2 、 ω_0 、 β_0 等）不随高度变化，给定边界条件后，(2)、(3)式就可化为两个常微分方程求出每层透射率和反射率。这里边界条件为 $F^+(\Delta\tau) = F^-(0) = 0$ ，即把薄层外没有散射光进入薄层做为边界条件。

求出每个薄层的透射率和反射率之后，薄层之间的多次散射，可利用累加法求出每一新的结合层的透射量和反射量[9]。

把兰州上空大气分为烟雾层和上层大气，利用实测的浑浊度资料，将兰州烟雾层中气溶胶粒子含量分为三种情况：轻污染(L)、平均污染(A)和重污染(H)，三种状况对应于波长 $0.55\mu\text{m}$ 处的光学厚度分别为0.2、0.6和0.9，假定烟雾层内的消光系数随高度线性变化，上层大气消光系数随高度均匀分布(图2(a))。

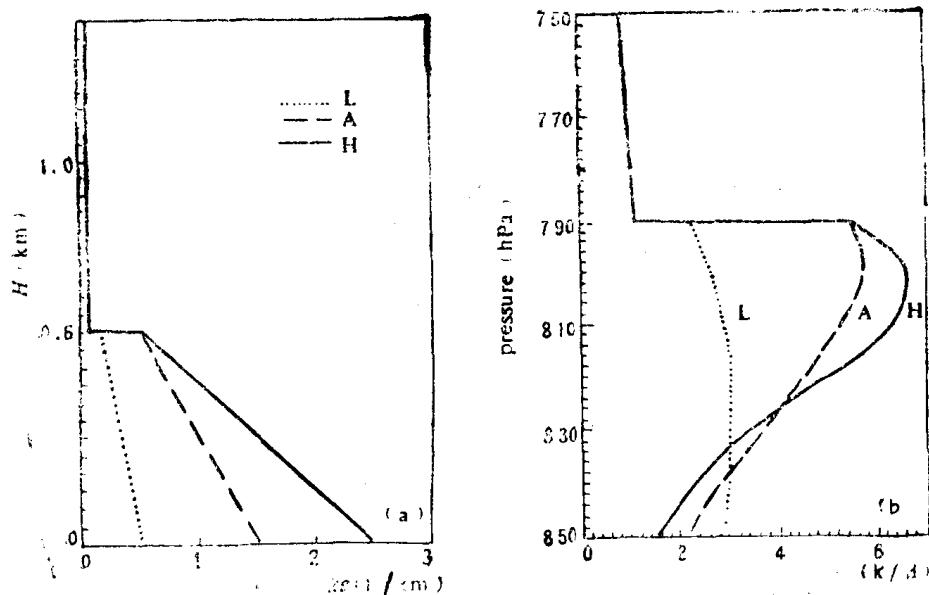


图2 (a) 三种污染状况下烟雾层内消光系数分布，(b) 三种污染状况下的辐射加热率

兰州冬季烟雾层中气溶胶粒子多为工业尘埃和燃煤烟尘，按Twitty等(1971)的研究，气溶胶复折射指数取 $n = 1.8 - 0.5i$ 。气溶胶粒子谱取Twitty等[10]所给的形式。

辐射模式中除考虑气溶胶的散射和吸收外，还包括水汽吸收和空气分子的散射， O_3 的吸收在计算高度范围内不考虑，仅考虑平流层 O_3 对太阳能的削减。

吸收加热率公式为

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = \frac{g}{c_p} \frac{\Delta F}{\Delta p} \quad (4)$$

其中 ΔF 为气层净辐射通量之差， Δp 为气层气压差。日加热率根据兰州冬季的太阳高度角，由(4)式从日出到日落积分求出。

首先计算了兰州冬季平均状况下的水汽加热率。在不考虑大气中气溶胶时，对于兰州冬季这样含水量极微的大气，水汽加热率是比较小的，整层平均加热率不足 $1^\circ\text{C}/\text{d}$ 。

图2(b)为对应于三种污染状况下的日加热率。由图可见，烟雾层中气溶胶粒子因吸收太阳辐射引起的加热作用是显著的。由图还可以看出，在所给气溶胶粒子分布情况下，加热主要发生在烟雾层的中上部。表4列出了烟雾层中不同污染状况的平均日加热率。在平均污染状况时，气溶胶引起的加热率比水汽加热率大5倍。烟雾层上部最大加热率达到 $5.7^\circ\text{C}/\text{d}$ ，在严重污染时则可达 $6.7^\circ\text{C}/\text{d}$ 。

3. 烟雾层的长波辐射效应

烟雾层长波辐射效应使气层冷却并增加到达地面的长波逆辐射，下面来计算这种效应。

若不考虑散射作用，长波通量散度可写为

$$\frac{\partial F_N}{\partial z} = \int_0^z \frac{\partial \varepsilon(z, \xi)}{\partial z} \cdot \frac{\partial B}{\partial \xi} d\xi + \int_z^\infty \frac{\partial \varepsilon(z, \xi)}{\partial z} \cdot \frac{\partial B}{\partial \xi} d\xi \quad (5)$$

这里 $\varepsilon(z, \xi)$ 是大气层厚度为 $|z - \xi|$ 的发射率， B 是源函数，即 σT^4 ， σ 是Stefan-Boltzman常数， z 是大气层顶，此高度向下通量为零。(5)式的求解需要知道大气中各种物质的发射率。清洁大气中水汽、 CO_2 和 O_3 是主要的红外吸收体，但 O_3 吸收只在平流层起作用，

表4 烟雾层内气溶胶和水汽的平均加热率 ($^\circ\text{C}/\text{d}$)、
冷却率 ($^\circ\text{C}/8$ 小时) 和长波逆辐射 (Wm^{-2})

		短波辐射			长波辐射			L^1
		$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)$	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_a$	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{tot}$	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_v$	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_a$	$\left(\frac{\Delta T}{\Delta t}\right)_{tot}$	
清洁大气		0.81	0	0.81	-0.31	0	-0.31	294.1
有烟雾层	I	0.81	2.9	3.71	-0.31	-0.25	-0.56	317.4
	A	0.81	4.8	5.61	-0.31	-0.70	-1.01	339.1
	H	0.81	5.3	6.11	-0.31	-1.13	-1.44	359.6

注：下标 v 、 a 和 tot 分别表示水汽、气溶胶和总量。

故可略去，只考虑水汽和 CO_2 的冷却作用。水汽发射率采用Rodgers(1967)[11]的水汽发射率改进方案[12]。气溶胶引起的红外冷却大部分限于 $8-14\mu\text{m}$ 波长的大气窗区[9]、[13]，此波段内，气溶胶粒子的比辐射率可用下式求出[14]

$$\varepsilon_a(\Delta z_a) = \sum_{\Delta \lambda} \alpha \cdot [1 - \exp(-\beta_{a, \lambda} \cdot \Delta z_a)] \quad (8\mu\text{m} \leq \lambda \leq 14\mu\text{m}) \quad (6)$$

系数 α 在波长间隔内表示为 $\alpha = \frac{\pi B_\lambda(T)}{\sigma T^4}$ ， $B_\lambda(T)$ 是Planck函数， $\beta_{a, \lambda}$ 是波长间隔 $\Delta \lambda$ 的平均体积吸收系数， Δz_a 为气溶胶层的厚度。

气溶胶在长波段的辐射问题基于以下原因可以简化处理：气溶胶粒子在 $8-14\mu\text{m}$ 内有强

烈的吸收，此波段外吸收较少，而大气与之相反，在8—14 μm 吸收很少[15]。如果略去 CO_2 和水汽在窗区的微弱吸收作用，那么水汽、 CO_2 和气溶胶的吸收在整个红外谱段基本上不重叠，因而可以认为总比辐射率就等于各种物质的比辐射率之和。

首先计算兰州整层大气向下的长波辐射通量，并与实测值做一比较。以1989年12月3日为例，假定烟雾层内气溶胶数量随高度均匀分布，温度廓线由系留探空仪资料获得。图3给出了长波逆辐射计算值与实测值的比较。由图可见，烟雾层条件下的长波向下辐射计算值和实测的辐射值相当接近，最大相对误差不超过6%，说明在水汽含量较少的地区，由上述简化模式计算城市气溶胶的长波辐射效应是可行的。不考虑烟雾层气溶胶粒子的长波辐射作用（清洁大气）时，计算值比实测值显著偏小。

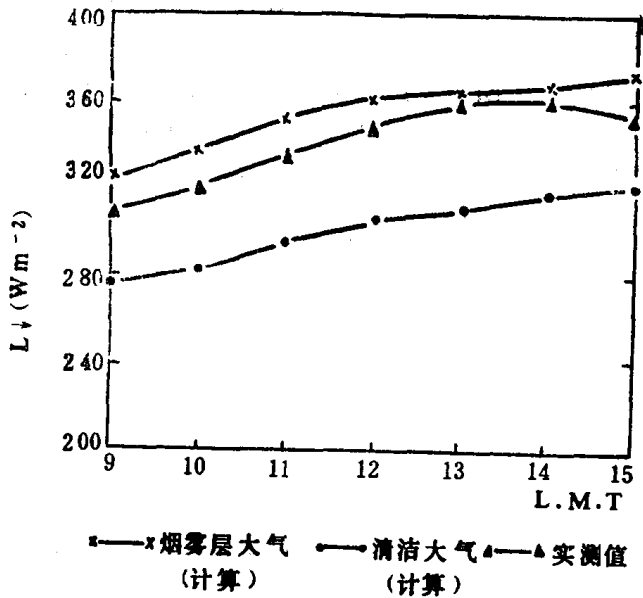


图3 长波逆辐射计算值和实测值的比较
层大气增加了向下长波辐射和气层冷却率。

白天8小时，对于平均污染状况(A)，烟雾层的总冷却率为 -1.01°C ，远小于烟雾层

例，假定烟雾层内气溶胶数量随高度均匀分布，温度廓线由系留探空仪资料获得。图3给出了长波逆辐射计算值与实测值的比较。由图可见，烟雾层条件下的长波向下辐射计算值和实测的辐射值相当接近，最大相对误差不超过6%，说明在水汽含量较少的地区，由上述简化模式计算城市气溶胶的长波辐射效应是可行的。不考虑烟雾层气溶胶粒子的长波辐射作用（清洁大气）时，计算值比实测值显著偏小。

设 $T_0 = 278\text{K}$ ，温度随高度以递减率 $\gamma = 0.6\text{K}/100\text{m}$ 变化，则对应于图2(b)的三种污染状况的烟雾层产生的向下长波逆辐射和冷却率如表4所示。可见烟雾

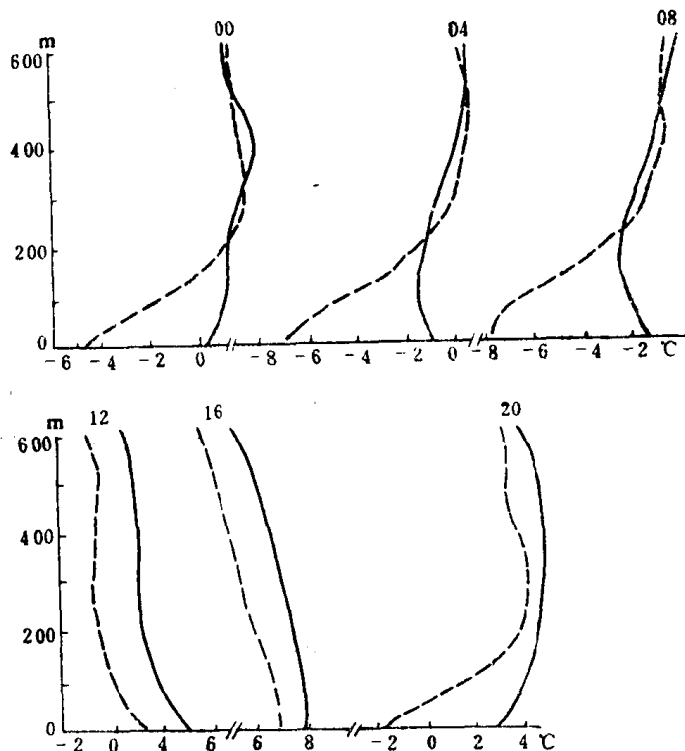


图4 1989年12月1—15日兰州（实线）、皋兰（虚线）平均温度廓线

吸收短波辐射引起的气层加热数值（见表4）。烟雾层的长波逆辐射增加量在白天时段里与气溶胶对到达地面短波射量的削减量相比也是很小的。

4. 烟雾层影响下的边界层温度变化特征

由以上计算可见烟雾层气溶胶辐射效应十分显著。观测期间，兰州地区通常为微风或静风，因此城市气溶胶的辐射效应能够在边界层温度的局地变化过程中有所反映。

图4是兰州和皋兰平均温度廓线的对比。08时至16时廓线表示了白天温度演变情况。08时城市热岛效应很明显，热岛效应影响高度可达200m，此高度之下兰州温度高于皋兰，并随高度呈等温或递减。08时以后，皋兰地面得到的太阳辐射通量比兰州要大，近地层升温快，兰州城市热岛效应影响减小，温度层结趋于接近。10时开始，200m以上兰州温度升温明显比皋兰快，说明兰州烟雾层大气有加热作用，在12时以后，市区高于郊区约2℃。

对1989年12月1—15日的温度廓线观测资料进行逐时平均，以各高度处08时和16时温差表示白天增温值，如图5。可见200m以下兰州增温明显小于皋兰，而在低层大气中上部（300—

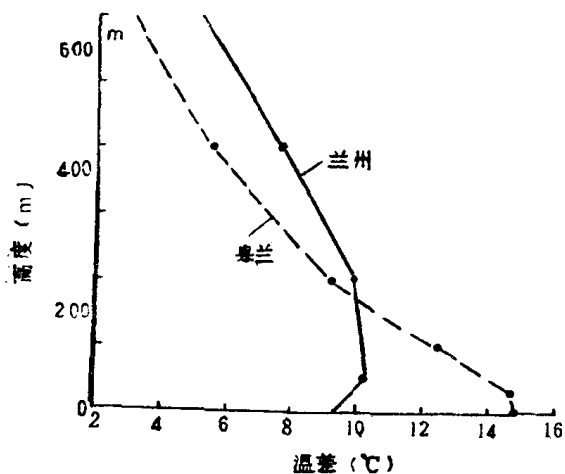


图5 随高度而变化

600m),兰州增温比皋兰约大2℃,这一结果表明在烟雾层笼罩下,到达城市地面的太阳辐射被削弱,近地层空气增温减小,但低层大气上部则由于直接吸收太阳辐射而增温较农村大。由图5可知,兰州上空500m处白天8小时内温度升高6.3℃,由于兰州冬季午后混合层的最大高度通常小于400m,因而可以认为500m高度上的升温主要是气溶胶吸收太阳辐射所致。这一升温值与前述平均污染情况下的相同高度的气溶胶加热率6.0℃/d相接近。

无论是白天还是夜晚，烟雾层长波辐射效应均存在。但根据前面计算结果，白天的长波辐射效应较短波辐射效应弱。

三、烟雾层辐射效应对混合层发展的影响

1. 烟雾层影响下混合层发展的特征

图6是兰州和皋兰同一天的位温廓线，表明了城市污染大气和农村较为清洁大气的混合

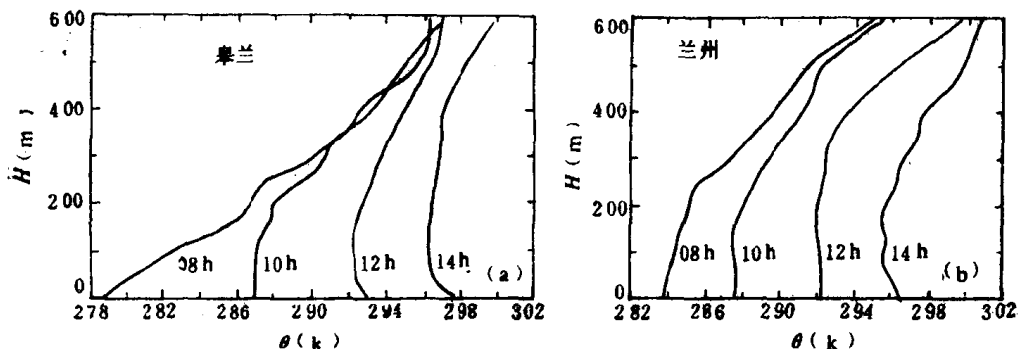


图6 城乡地区混合层发展的比较（1989年12月4日）

层的发展过程。兰州早晨240m以下有近绝热递减率的城市边界层存在，因而上午混合层发展高度高于农村。但午后最大混合层高度低于农村。表5中列出观测期间白天混合层内的平均增温值，兰州比皋兰低4.7℃。由图7还可以看到，兰州混合层内增温的同时，混合层以上的覆盖逆温层中也有较大增温，表明烟雾层上部有短波加热作用。由于西北黄土高原上空冬季气溶胶含量较高，皋兰农村气溶胶平均光学厚度(0.55μm处)为0.47，由此引起的气溶

表5 兰州和皋兰不同高度上8时至14时增温平均值(℃)

测 点	混合层内增温	500m高度增温
兰 州	10.6	6.6
皋 兰	15.3	3.9

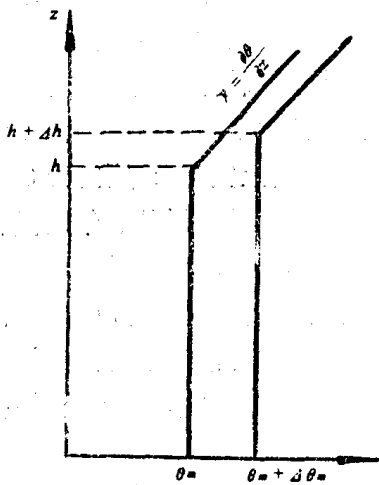


图7 覆盖逆温层加热和混合层发展

$$\frac{\partial \theta_m}{\partial t} = (\overline{W' \theta'_0} - \overline{W' \theta'_h}) / h + R_m^m \quad (8)$$

$$\frac{\partial \theta_i}{\partial t} = -W_v(h) \frac{\partial \theta_i}{\partial z} + R_i^i \quad (9)$$

式中 h 是混合层高度， γ 是覆盖逆温层位温递减率， θ_m 和 θ_i 分别为混合层和逆温层位温， R_m^m 和 R_i^i 分别是气溶胶粒子吸收太阳辐射对混合层和逆温层的加热率， $W_v(h)$ 为大尺度垂直运动速度， $\overline{W' \theta'_0}$ 和 $\overline{W' \theta'_h}$ 分别是地表和混合层顶端湍流热通量。

兰州冬季干燥少雨，Oke(1987)[2]总结得到，在干燥时期，城市地表湍流热通量为地面净辐射的65%。若把城市释放的人工热源也考虑为地面湍流热通量的一部分，得到

$$ec_p(\overline{W' \theta'})_0 = 0.65Q_* + Q_r \quad (10)$$

Q_* 是地面净辐射， Q_r 是人工热源产生的热通量，兰州城区平均为 20 W m^{-2} 。

Holtslag等(1983)[16]在分析资料的基础上，对地面净辐射用常规气象资料进行参数化，得到

$$Q_* = \frac{(1-\gamma)K^1 + C_1 T^0 - \sigma T^4 + C_2 N}{1 + C_3} \quad (11)$$

其中 C_1 、 C_2 、 C_3 均为经验常数,分别取 $C_1 = 5.31 \times 10^{-6} \text{W m}^{-2} \text{k}^{-6}$, $C_2 = 60 \text{W m}^{-2}$, $C_3 = 0.12$; σ 为Stefen-Boltzman常数; N 为总云量,无云时 $N = 0$; γ 为地面反射率,本文取城市平均值0.15[2]; K^1 为到达地面的太阳短波辐射,本文用二流近似法计算, T 为百叶箱高度气温。

混合层顶部的夹卷热通量按Tennekes的公式参数化[17],即

$$-(W'\theta')_h = 0.2 (W'\theta')_0 \quad (12)$$

计算烟雾层内混合层和覆盖逆温层加热率 R_m^* 和 R_d^* 时,假定气溶胶消光系数随高度线性减小,光学厚度仍分为 L (轻)、 A (平均)、 H (重)三种情况,在个例模拟时则根据实测大气浑浊度资料求出光学厚度。

有众多因子制约混合层发展过程,大尺度垂直运动是其中的一个重要因子,这里我们选择天气系统影响不大的1989年12月15日做为检验模式的个例。假定 $W_r(h) = 0$,并以早上8时的位温廓线作为初始值。模拟结果如图8所示。可见模拟结果与实测混合层高度和位温基本相符。14时模拟混合层高度略有偏高,原因是本地区在午后常出现局地下沉气流[18],降低了混合层高度。图中还可看到,若不存在烟雾层影响,则混合层发展高度可以增加。

图9表示烟雾层不同污染状况对混合层发展的影响。由于一部分短波辐射能量加热了覆盖逆温层,地面和混合层中能量收入减小,导致混合层大气温度明显降低,呈现“反热岛”效应。模拟结果还表明,由于受地表湍流热通量减小和覆盖逆温层短波加热的双重影响,重污染状况下混合层的最大发展高度比轻污染状况下降了590m,降低幅度很大。混合层发展受到抑制,意味着城市大气扩散能力的减弱。因而可以认为在烟雾层大气中气溶胶粒子浓度和混合层高度之间存在负反馈过程,即气溶胶粒子浓度增加,则混合层高度降低,大气扩散能力减弱,从而更有利于气溶胶粒子的积累。

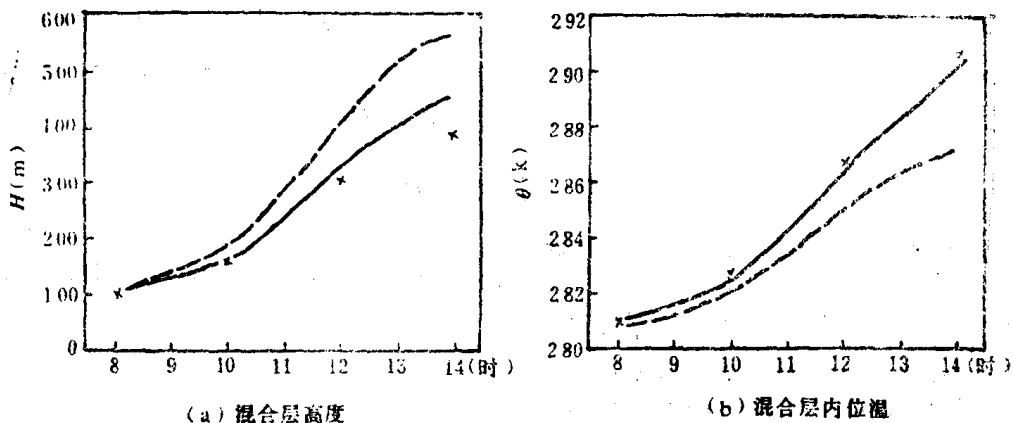


图8 1989年12月15日混合层高度和混合层内位温的实测值(x)、模拟值(—)、不考虑烟雾层短波加热率时的模拟值(-·-)

一般情况下,局地气象条件制约了大气污染物的扩散。然而,上述结果表明,在大气自净能力较差的地区,某些气象因子对大气污染物的浓度也是相当敏感的。

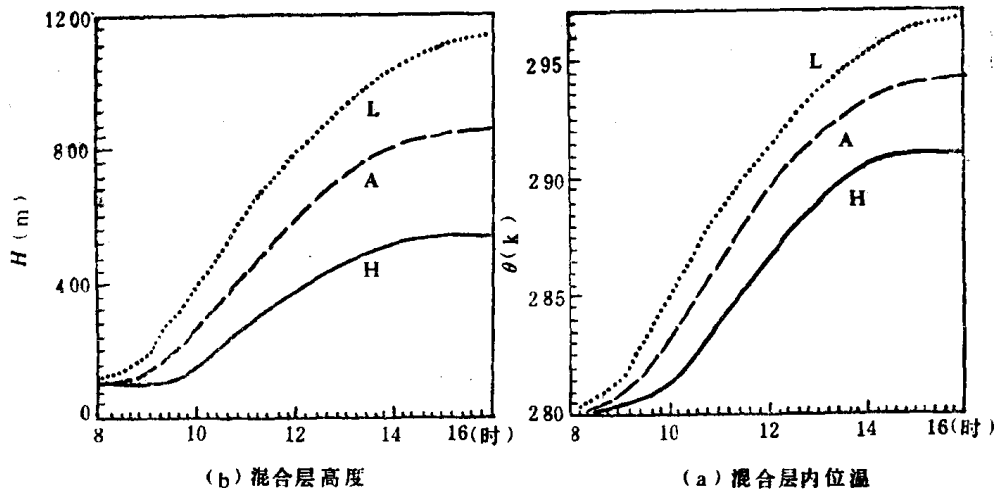


图9 烟雾层不同光学厚度对混合层高度和位温的影响

四、结 论

。观测表明,兰州冬季城市烟雾层的大气气溶胶具有浑浊度系数大,波长指数小等特点,其光学厚度(0.55 μm 处)平均值高达0.61。与附近农村地区相比,中午到达地面的太阳直接辐射减少58.9%,总辐射减少28.5%。

。用二流近似辐射模式计算了烟雾层的短波加热率,烟雾层气溶胶光学厚度为平均状况时,烟雾层内平均加热率为4.8 $^{\circ}\text{C}/\text{d}$,烟雾层上部最大加热率为5.7 $^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 。建立了一个简化的气溶胶长波辐射模式计算长波辐射效应,结果表明,白天烟雾层的长波冷却作用和对大气逆辐射的影响均相对较小。

3. 烟雾层影响下的边界层温度廓线与相对清洁的农村地区温度廓线分析比较,证实了烟雾层辐射效应的影响。

4. 城乡位温廓线演变显示了烟雾层内混合层发展的特点。数值模拟表明,兰州在空气污染严重时,由于烟雾层的辐射效应,可使午后最大混合层高度大幅度降低,并降低了混合层内位温。兰州城市烟雾层的气溶胶浓度对大气扩散能力有负反馈作用。

参 考 文 献

- [1] 金龙(1988), 气象学报, 46(3), 333—340.
- [2] Oke, T.R. (1987), Boundary Layer Climate, 2nd ed., Methuen Co., London, 280, 281, 284.
- [3] 沈志宝等(1984), 高原气象, 1, 74—83.
- [4] Angstrom (1964), Tellus, 16, 64—75.
- [5] 王尧奇等(1984), 高原气象, 1, 84—91.
- [6] 邱金恒等(1988), 气象学报, 46, 49—58.
- [7] 王栋梁、邱金恒(1988), 大气科学, 12, 75—81.
- [8] Meader, W.E. and Weaver, W.R. (1980), J. Atmos. Sci., 37, 630—643.
- [9] Paltridge, G.W. and Platt, C.M.R. (1976), Radiative Processes in Meteorology and Climatology, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 85—87.
- [10] Twitty, J.T. and Weinman, J.A. (1971), J. Appl. Met., 10, 725—731.
- [11] Rodgers, C.D. (1967), Quart. J. R. Met. Soc., 93, 43—53.
- [12] Welch, R. and Zdankowski, W. (1976), J. Appl. Met., 33, 2170—2184.
- [13] Grassl, H. (1973), Tellus, 25, 386—395.

- [14] Pielke, R.A. (1985), *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, Orlando, Florida, 209.
- [15] 刘长盛、刘文保 (1990), 大气辐射学, 南京大学出版社, 339.
- [16] Holtslag, A.A.M. and Velden, A.P.V. (1983), *J. Clim. and Appl. Met.*, 22, 517—529.
- [17] Tennekes, H. (1973), *J. Atmos. Sci.*, 30, 558—567.
- [18] 陈长和、黄建国等 (1983), 科学通报, 28, 546—549.