

# 绿洲附近荒漠大气逆湿的外场观测和数值模拟\*

张 强

赵 鸣

(中国科学院寒区与旱区环境与工程研究所,兰州,730000) (南京大学大气科学系,南京,210093)

## 摘 要

用 HEIFE 实验观测资料,给出了临近绿洲的荒漠大气比湿廓线的一些特性。并且用发展的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式模拟了绿洲及其临近荒漠大气的湿度廓线结构,再现了荒漠大气的逆湿,得到了荒漠大气比湿廓线几种典型形式及其表现规律,初步解释了荒漠大气逆湿形成的物理过程和机制。

**关键词:** HEIFE 实验,中尺度陆-气耦合模式,临近绿洲的荒漠,大气比湿廓线,大气逆湿。

## 1 引 言

临近绿洲的荒漠(沙漠和戈壁统称为荒漠)大气逆湿既是西部干旱区非均匀下垫面最主要的内边界层特征之一,也是 HEIFE 实验野外观测中得到的主要观测结论<sup>[1~3]</sup>。它集中地反映了绿洲对荒漠的影响。但由于 HEIFE 实验区地形很复杂,使得临近绿洲的荒漠大气比湿廓线结构和形态多样。单用观测资料来研究逆湿的规律和物理成因不够得力。

自 1990 年胡隐樵<sup>[4]</sup>和王介民等人首次在 HEIFE 计划的预实验中在绿洲附近的戈壁(甘肃省临泽县化音站)发现大气逆湿以来(后来又相继在沙漠上发现了大气逆湿<sup>[1]</sup>),对荒漠大气逆湿形成的原因已进行了不少研究<sup>[1,4,5]</sup>。最初的研究曾推测大气逆湿是绿洲的下游效应所引起<sup>[4]</sup>,但以后的研究中又出现了更多的看法<sup>[1]</sup>。可以说,对临近绿洲的荒漠大气逆湿形成机制,目前还没有一个令大多数学者较为信服的解释,因为总会有一些观测事实与之相悖。

桑建国<sup>[5]</sup>、苗曼倩<sup>[6]</sup>和程麟生等人曾针对黑河实验区进行过数值模拟实验,并且取得了一些很有意义的结果,其中个别研究<sup>[5]</sup>还再现了临近绿洲的荒漠大气逆湿。但对临近绿洲的荒漠大气逆湿规律和产生机制的研究还不够充分。本文试图用 HEIFE 实验资料和作者新发展的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式<sup>[7]</sup>结合起来研究这一问题。

## 2 模式与资料

HEIFE 实验的观测资料已有不少文章介绍<sup>[1~5]</sup>,这里不再重复。本节着重介绍模式。本文所用的二维中尺度土壤-植被-大气连续体数值模式<sup>[7]</sup>是作者在现有大气模式和

\* 初稿时间:1997 年 5 月 16 日;修改稿时间:1998 年 4 月 23 日。

资助课题:国家自然科学基金项目(编号 49705059 和 49835010)及国家重点基础研究发展规划项目“我国重大气候和天气灾害形成机理和预测理论的研究”(编号 G1998040904)。

陆面过程模式的基础上发展的,它实际上是一个中尺度大气模式与陆面过程模式的耦合模式。其中大气模式用的是 Pielke 的中尺度大气模式<sup>[8]</sup>经少量改动后的版本;陆面过程模式采用的是赵鸣新近建立的 SVA(Soil-Vegetation-Atmosphere)模式<sup>[9]</sup>经过作者修改后的版本。这一耦合模式的有关方程和参数化公式见附录,这里着重介绍模式的陆-气耦合特征和网格结构。

陆-气耦合的物理过程:大气模式随时给陆面过程模式输入大气风、温、湿、气压和辐射能量来驱动陆面过程;与此同时,陆面过程模式也通过近地层的湍流交换给大气模式提供感热、潜热和地表摩擦来强迫大气运动过程。陆面模式中的热量和水平衡方程是陆-气得以耦合的桥梁。

模式的水平网格点 24 个,其中中间 4 个格点为绿洲,两边各有一个格点为相当于半荒漠的过渡带,其余格点均为荒漠,水平格距为 3.5 km。在垂直方向上分三部分即大气、植被、土壤,大气部分为 22 层,原则为上疏下密,各层高度分别为 5, 15, 40, 70, 100, 150, 200, 250, 300, 380, 500, 750, 1000, 1250, 1500, 2000, 2500, 3000, 4000, 5000, 6400, 8000 m;植被部分为一层;土壤部分有表层和下层两层,表层土壤层厚度为 0.1 m,下层土壤层为 0.9 m。时间步长为 20 s。没有考虑地形影响。模式中的辐射强迫和陆面参数取 6 月下旬的,初始条件也取夏季的气候平均值。模式的侧边界用辐射边界条件,下边界用陆面过程模式代替。本文给出的结果是积分 24 h 后的输出值。

本文数值模拟和观测实验中所提到的时间均为 105°E 地方时。

### 3 荒漠大气逆湿的外场观测实验

我们曾对有降水和其它天气过程时临近绿洲的戈壁比湿廓线进行了研究<sup>[10,11]</sup>,发现此时荒漠大气的比湿廓线并不出现逆湿。因此,本文专门讨论晴天时的比湿廓线特征。

在一般的均匀下垫面上,大气边界层下部的水汽几乎全部来源于地表和植被的蒸散,因此水汽总是向上输送,比湿廓线也总是从下向上递减。如果边界层下部大气的比湿廓线出现从下向上的递增即逆湿,这说明该区域大气边界层下部的水分来源除地表和植被的蒸散而外还有周围地区水汽的水平输送。而且,野外观测也仅在临近绿洲的荒漠大气中发现逆湿<sup>[1,4]</sup>,在远离绿洲的荒漠大气中从未发现逆湿<sup>[12]</sup>,这一事实可以进一步肯定造成荒漠大气逆湿的水汽直接来源于其临近绿洲的水平输送。

不过,绿洲是相对稳定维持的,但为什么在其临近荒漠大气中有时能观测到逆湿,而有时却观测不到逆湿?这其中绿洲与其临近荒漠之间水汽的交换过程和交换方式无疑起着决定性的作用。绿洲与其临近荒漠之间大气水分输送的方式既可以有水平平流输送,也可以有水平湍流输送。水平平流输送可以靠背景场气流和局地环流分别完成,也可由两者共同来完成。水平湍流输送在以往的研究中常常不被重视,但已有研究证实<sup>[13]</sup>,在大气边界层底部,在许多情况下水平湍流几乎可以达到与垂直湍流同样量级。

表 1 对黑河实验(HEIFE)中化音站夏季晴天时的湿度梯度观测资料进行了统计。结果表明:化音站夜间有 41.5% 的时次为逆湿,有 58.5% 的时次为非逆湿。白天,有 91.4% 的时次为逆湿,仅有少量的时次为非逆湿。这一统计结果表明,无论白天还是夜间晴天时临近绿洲的荒漠大气既可以是逆湿又可以是非逆湿。不过值得注意的是夜间逆湿相对较

少而白天逆湿出现的概率要大得多,似乎白天更有利于逆湿的形成。这暗示太阳加热与逆湿形成有某种联系,而在上述几种水汽输送方式中,与太阳加热可以直接联系在一起的有局地热力环流输送和水平湍流输送,因为局地热力环流产生于地表对太阳加热的不均匀响应,湍流运动主要产生于太阳对地表加热提供的浮力能。

表 1 HEIFE 实验化音(戈壁)站夏季晴天近地层温度廓线和湿度廓线的分布概率

	温度递减率( $^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ )		4~2m 之间相对湿度差(%)	
	方差贡献	累积方差贡献	方差贡献	累积方差贡献
白天:07~21	稳定 19.8%	不稳定 80.2%	非逆湿 8.6%	逆湿 91.4%
夜间:22~06	强稳定 65.6%	弱稳定 33.4%	非逆湿 58.5%	逆湿 41.5%

对 HEIFE 实验区而言,可能出现的局地热力环流有绿洲与荒漠之间由于下垫面热力性质差异产生的局地环流,也有祁连山产生的山谷风。但以前的观测<sup>[14]</sup>表明,HEIFE 实验各观测站风向的日变化似乎与祁连山产生的山谷风不一致。这说明可能由于祁连山顶常年积雪,所产生的山谷风较弱或不占主导。

同时,由于逆湿的形成一般与水平平流的关系很大,因此很自然地联想到它与背景流场风向的关系。由于 HEIFE 实验区的绿洲和荒漠的分布十分复杂,并不是在任何时候都能肯定荒漠观测站是在绿洲上游还是下游。但根据文献<sup>[14]</sup>中的粗略划分,戈壁内的化音站在风向为  $170^{\circ}\sim 315^{\circ}$  的扇形区内基本处于临泽绿洲的上游,而在其它风向时化音站均基本处于绿洲的下游。我们对黑河实验化音站整个夏季晴天时的风向资料进行了统计(图 1)。从该图能够看到:在夜间,化音站处于绿洲上游风向区间的累积频率为 58%,而处于绿洲下游风向区间的累积频率则为 42%。白天,化音站处于绿洲上游风向区间的累积频率为 24%,而处于绿洲下游风向区间的累积频率则为 76%。夜间,该站处于绿洲下游的频率与表 1 中给出的夜间逆湿出现的频率吻合得较好,同样该站处于绿洲上游的频率与表 1 中给出的夜间非逆湿出现的频率吻合得较好。这一结论初步印证了在夜间逆湿与风

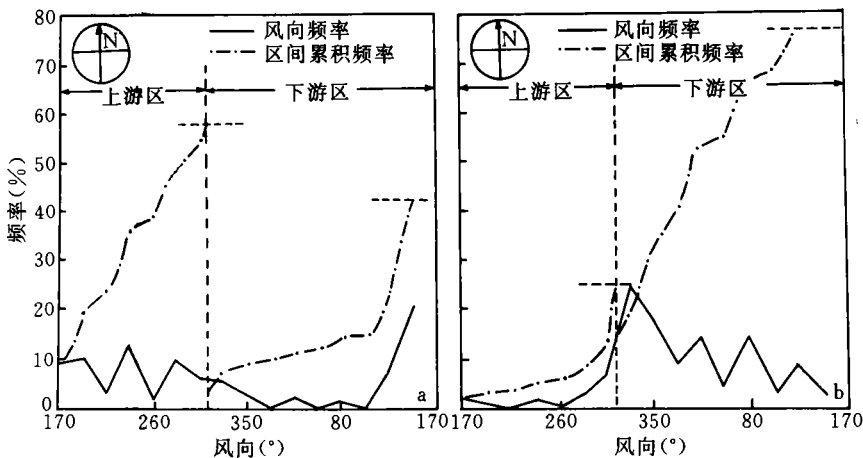


图 1 HEIFE 实验化音站(戈壁)夏季晴天的风向概率分布

(a. 夜间; b. 白天)

向的关系即绿洲的下游效应能够产生逆湿。但这种统计反映的仅是必要条件,而非充分条件。要确定出逆湿与风向的必然联系必须对逆湿和风向(分上游和下游两种情况)一一对应地去统计它们之间的相关关系。另外,在白天,下游风向的统计频率远小于逆湿出现频率。这至少暗示白天上游荒漠也可以出现逆湿,这说明白天逆湿的成因还存在除背景风场输送之外更多的原因。

基于上述认识,特别精选出一些在 HEIFE 中设置的两个荒漠站中恰好一个在绿洲的上游而另一在绿洲的下游时观测的典型的晴天资料,并把它们分成白天和夜间两大类分别进行统计分析。结果表明:夜间,绿洲下游荒漠大气 100% 为逆湿,而上游荒漠大气 100% 为非逆湿。白天,绿洲下游荒漠大气 100% 为逆湿,上游荒漠大气 92% 为逆湿,有少量非逆湿出现。但仔细分析发现非逆湿基本出现在刚日升或将要日落时(大气层结稳定或近中性时),如把这种情况排除在外,白天上游荒漠大气 99% 为逆湿。还有极少的非逆湿当属观测误差问题,因为白天的上游逆湿是很弱的。图 2 给出了 1990 年 8 月 18 日 HEIFE 区 3 个实验站的比湿廓线就是一个典型的晴天个例。

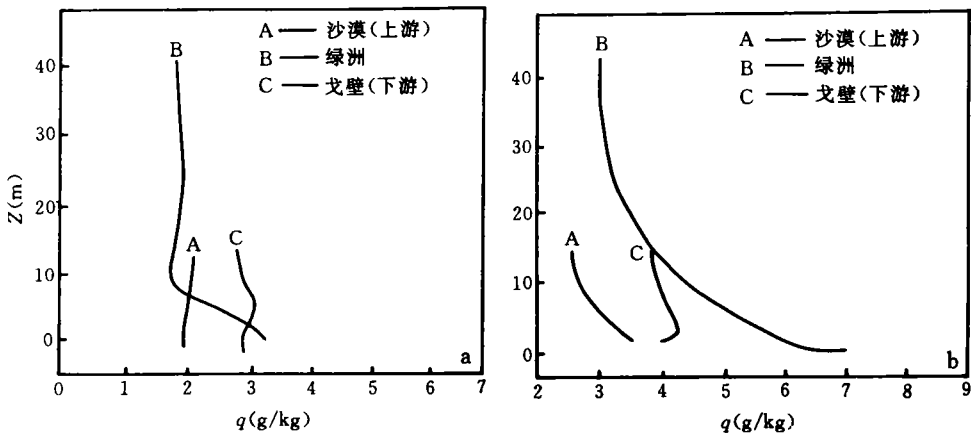


图 2 1990 年 8 月 18 日(晴天)黑河实验观测的绿洲与其上、下游荒漠比湿廓线  
(a. 白天 12 时; b. 夜间 0 时)

分析观测结果,可以推论:白天,不仅应该有背景场输送,而且由于局地热力环流和湍流活动相对活跃,还应该水平湍流输送和局地热力环流的输送。祁连山的山谷风一方面如前分析对 HEIFE 实验区的影响不明显,另一方面实验区的几个站都在祁连山的同一侧,山谷风对本站风向的影响基本一致,相对绿洲与荒漠之间的环流而言还可以把它划归背景场气流,因此局地热力环流主要指绿洲与荒漠之间的环流。这种局地热力环流和水平湍流输送对绿洲上游和下游同时有作用,所以在上游和下游荒漠都会出现逆湿。但由于刚日升或将要日落前,大气层结相对稳定或近中性,局地热力环流和湍流运动均未发展起来,水汽水平输送以背景场为主,因此此时上游荒漠并不出现逆湿。夜间局地热力环流和湍流活动不明显,从绿洲到荒漠的水汽主要靠背景场的气流输送,所以仅在绿洲下游出现逆湿。

#### 4 荒漠大气逆湿的数值模拟实验

如图 2 所示塔站观测的比湿廓线高度是很有限的(不超过 40 m),而探空观测的精度又不足以表现出逆湿这一细微的现象。所以,靠现有观测资料难于对比湿的空间结构有较深层认识。在这一节将用数值模式来进一步研究荒漠大气逆湿特征。为了突出绿洲与荒漠相互作用这种具有普遍意义的问题,在模拟中没有考虑祁连山山谷风的作用。

为了便于与观测结果比较,参照图 2,图 3 是数值模拟的结果。图 3 是模拟的夏季晴天时白天(12 时)(a)和夜间(0 时)(b)绿洲与其上、下游荒漠比湿廓线。很显然,绿洲大气湿度廓线较简单,白天和夜间湿度廓线都是向上递减的。而荒漠大气的湿度廓线比较复杂,且变化多端。白天,无论绿洲的上游还是下游荒漠比湿廓线都在 30~70 m 高处出现一逆湿层,逆湿层以下或以上仍为湿度递减状态,在靠近地表仍有水汽向上输送,但下游逆湿比上游的强一些。夜间,绿洲上游荒漠的湿度廓线整层为向上递减;而绿洲下游荒漠的湿度廓线则从地表到大约 70 m 的厚度内却向上递增即为逆湿,逆湿直达地表。总的来看,夜间由于大气逆湿有稳定的维持机制,逆湿较强;白天由于强的湍流交换具有破坏逆湿维持的物理机制,大气逆湿要弱得多。

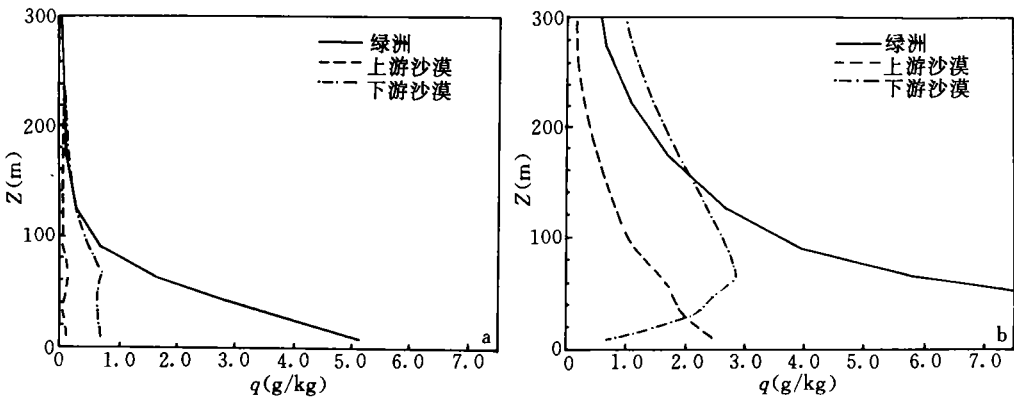


图 3 模拟的夏季绿洲及距其 17.5 km 处上、下游荒漠比湿廓线  
(a. 白天 12 时; b. 夜间 0 时)

比较图 3 与图 2 表明,模拟的比湿廓线在量级和形态上都与黑河实验观测很接近,这说明本文使用的模式对大气湿度特征的模拟基本上是成功和可靠的。至于逆湿层出现高度的不一致,则主要与模式的垂直网格分辨率有关。观测的绿洲白天大气湿度廓线之所以比模拟的要更曲折一些,这主要是由于实际的绿洲植被分布要比模式给定的复杂得多,在实际绿洲内可能还有次尺度下垫面分布不均匀引起的大气变性存在<sup>[14]</sup>。但这基本不影响对主要问题的讨论。

在图 4 中给出了模拟的夏季晴天时绿洲上游半荒漠和荒漠大气白天(12 时)(a)与夜间(0 时)(b)的比湿廓线。半荒漠是绿洲与荒漠之间的过渡带。夜间,所有格点上湿度廓线均没有逆湿出现,且除半荒漠大气比湿廓线的湿度较大而外,其余廓线湿度较小且相互较接近。在白天,除半荒漠处大气廓线为非逆湿外,其余格点上比湿廓线全为逆湿,且几乎重合。

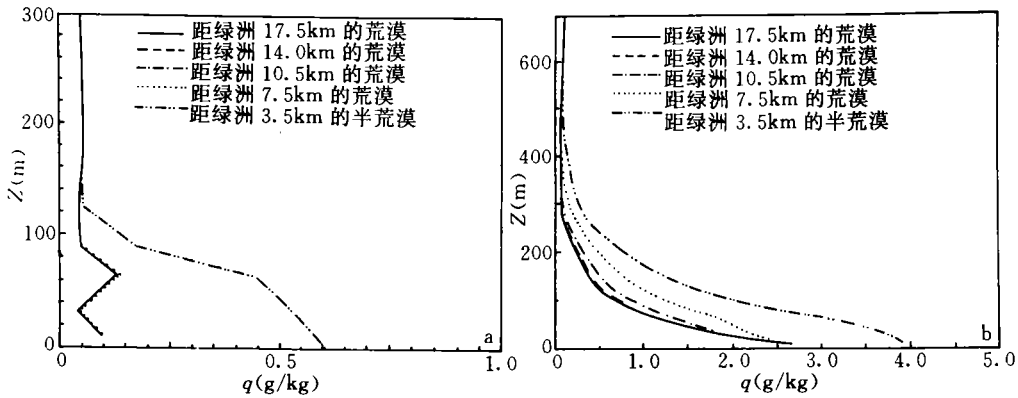


图4 模拟的夏季晴天绿洲上游半荒漠和荒漠大气的比湿廓线

(a. 白天12时; b. 夜间0时)

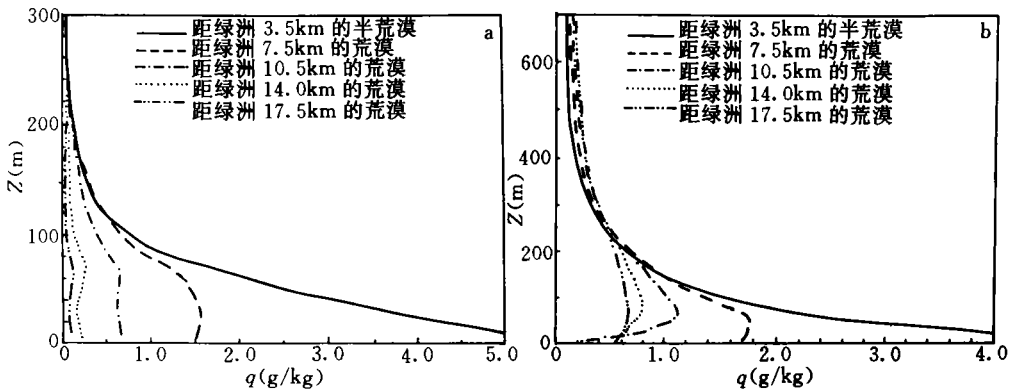


图5 模拟的夏季晴天绿洲下游半荒漠和荒漠大气的比湿廓线

(a. 白天12时; b. 夜间0时)

在图5中给出了模拟的夏季晴天时绿洲下游半荒漠和荒漠大气白天(12时)(a)与夜间(0时)(b)的比湿廓线。此时,除半荒漠处大气比湿廓线同样没有出现逆湿外,荒漠格点上无论白天还是夜间大气均为逆湿,且逆湿出现的高度也随距离略有变化。同时距绿洲越远廓线的湿度很明显地变得越来越小,在较远处临近格点间的廓线相互越来越接近,这说明绿洲对下游荒漠的影响也越来越小。

图4和图5除了发现与观测同样的规律而外,还表明,无论绿洲上游还是下游,半荒漠大气比湿廓线特征与荒漠处的是完全不同的。而且荒漠大气逆湿层出现的强度和高度随水平空间有所变化。绿洲对不同距离处的荒漠大气的影晌程度是明显不同的。遗憾的是没有相应的观测资料来证实半荒漠处的大气比湿廓线的模拟结果。

从模拟结果看,绿洲附近的荒漠仅出现3种形式的大气比湿廓线。图6a中给出了这3种比湿廓线的典型个例(第I、II和III类)。该图中整层向上递减的第I类湿度廓线仅出

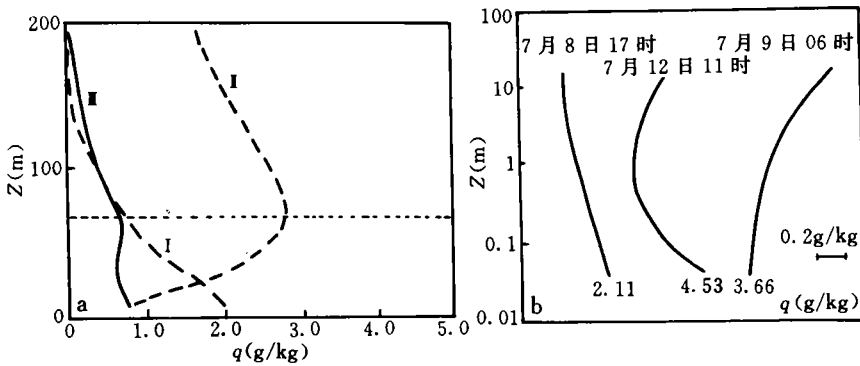


图 6 3 类典型湿度廓线形式

(a. 模拟; b. 观测(引自文献[15]))

现在夜间上游荒漠,逆湿层直达地表的第Ⅱ类湿度廓线仅出现在夜间下游荒漠;逆湿层达不到地表的第Ⅲ类湿度廓线出现在白天上游和下游荒漠上。有意思的是以往的研究<sup>[15]</sup>通过对 HEIFE 观测资料的分析也得到了 3 种典型的比湿廓线形式(如图 6b 所示)。只是那时对这 3 种典型的比湿廓线的表现规律不尽清楚。图 6a 和图 6b 的差别可能主要是由于图 6b 中观测高度不够高引起,如对图 6a 从虚线以上截去便会发现与图 6b 的对应还相当好。

通过上面对模拟结果的分析断定荒漠大气出现的逆湿廓线有两种,第一种是只出现在夜间下游荒漠的逆湿,我们称其为触地逆湿;第二种是在白天上游和下游荒漠都可出现的逆湿,我们称其为离地逆湿。且正如第 3 节所讨论的那样,夜间逆湿即触地逆湿是由背景场对绿洲内湿润空气向下游荒漠的平流输送引起的,因此逆湿只能出现在下游。而且,由于夜间蒸发力很小<sup>[14]</sup>,逆湿可直达地表。这与一般的夜间湿度内边界层的形成过程类似<sup>[16]</sup>。

白天,绿洲与附近荒漠之间水汽交换过程与夜间有很大不同。对于白天绿洲与荒漠之间由于下垫面热力不均匀产生的局地环流不仅已有研究<sup>[17]</sup>由观测资料推测出了一个物理模型(见图 7a),而且苗曼倩等人的工作<sup>[6]</sup>也很好模拟了该局地环流的结构(见图 7b),所以本文的模拟和观测分析对此不再重复。仅在图 8 中给出了模拟的白天绿洲中心和其上、下游 10.5 km 处荒漠的垂直速度,它在一定程度上反映了这种热力环流的存在。

这表明,白天临近绿洲的荒漠大气逆湿与背景流场的平流输送和绿洲与荒漠之间下垫面热力不均匀产生的局地热力环流输送都有关。正是由于迭加效果,下游的逆湿往往要比上游的强一些。可惜的是第 3 节提到的水平湍流输送无法用一阶闭合模式来表现。

由于白天荒漠地表有很强的蒸发率<sup>[14]</sup>,逆湿不能到达地面,所以表现为离地逆湿。另外,与观测结果一样,模拟的白天的逆湿普遍要比夜间的弱得多。

绿洲与其附近相当于半荒漠的过渡带之间虽然也应存在上述的各种水汽水平输送,但半荒漠过渡区大气并不出现逆湿。其原因一方面是由于热力对比不太强使得局地热力环流较弱,另一方面可能是半荒漠过渡带蒸散较大使得平流输送的贡献相对下降,可能不

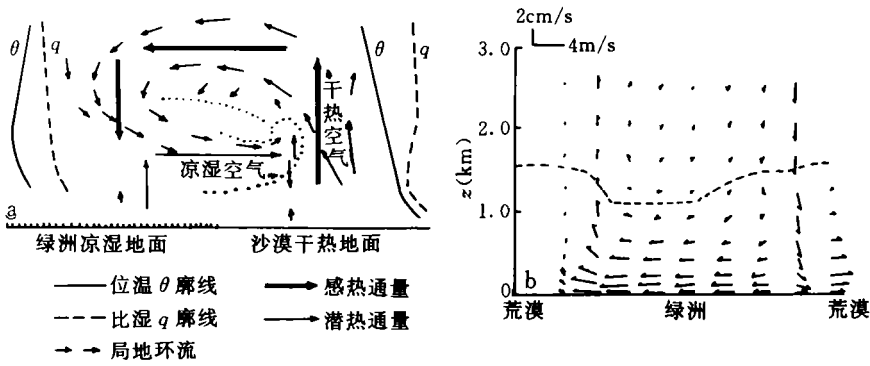


图7 荒漠与绿洲之间的局地环流  
 (a. 理论推测(引自文献[17]); b. 模拟(引自文献[6])

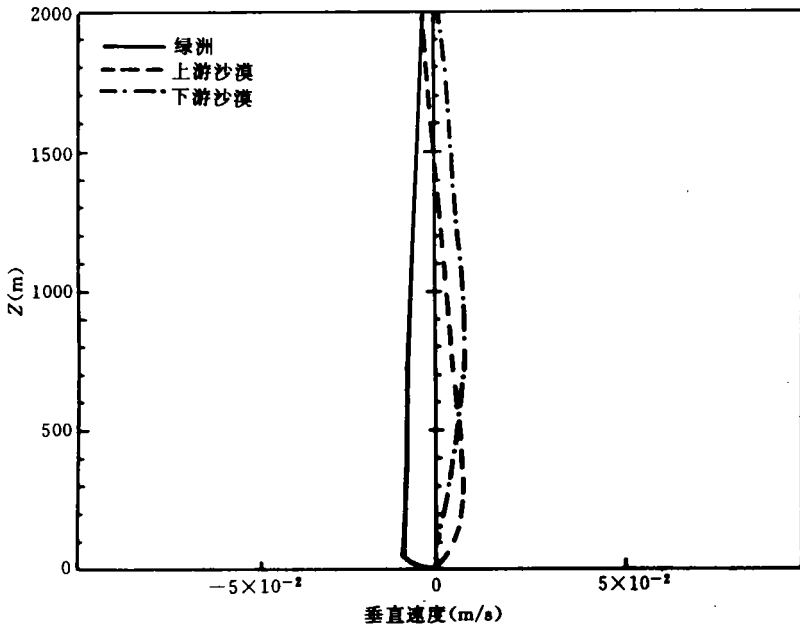


图8 模拟的白天绿洲中心和其上、下游 10.5 km 处荒漠的垂直速度

足于造成逆湿。

进而可以推测：白天，临近绿洲的荒漠地表向大气输送水汽，它与从绿洲水平输送来的水汽一起影响大气中水分的分布结构。夜间，临近绿洲的荒漠大气源源不断地接收自绿洲平流来的水汽，并一直向下输送至地表，有一部分可能相变后被表层土壤吸收。临近绿洲的荒漠地表这种白天“出”夜间“入”的水分“呼吸”过程正是临近绿洲的荒漠水分循环的特别之处。

绿洲上、下游荒漠大气的逆湿是绿洲与荒漠相互作用的直接结果之一。它对形成绿洲与荒漠之间的过渡带以及保护绿洲的生态环境稳定，具有相当重要的作用<sup>[16]</sup>。



## 5 结论与讨论

用发展的二维中尺度土壤-植被-大气连续体耦合数值模式模拟了临近绿洲的荒漠大气逆湿。并通过与 HEIFE 实验的观测资料的比较表明,模式对非均匀下垫面大气湿度的模拟基本上是成功的。

数值模拟和观测结果相结合得出,有降水和其它天气过程时的荒漠大气不出现逆湿,远离绿洲的荒漠大气不出现逆湿,绿洲和荒漠之间的半荒漠地带大气也不出现逆湿,仅在晴天临近绿洲的荒漠大气出现逆湿。而且,晴天大气逆湿的出现有一定的规律,白天,无论绿洲上游还是下游荒漠大气基本为逆湿,且下游大气的逆湿程度明显比上游大气的强。夜间,绿洲上游荒漠大气基本上为非逆湿,而仅下游荒漠大气为逆湿。由于白天荒漠大气剧烈的湍流混合具有破坏逆湿维持的机制,所以白天的逆湿总比夜间的弱得多。

临近绿洲的荒漠共有两种逆湿型,第一种逆湿型为出现在夜间的下游荒漠的触地逆湿;第二种逆湿型为出现在白天的上、下游荒漠的离地逆湿。前者是背景流场对绿洲湿润空气的平流输送造成的;而后一种逆湿在上游荒漠完全是局地热力环流和水平湍流输送的结果,而在下游荒漠则是由背景流场与局地热力环流和水平湍流输送的迭加。正是由于迭加效果下游的逆湿要比上游强一些。

绿洲与荒漠之间的半荒漠过渡带大气比湿廓线特征与荒漠大气的是完全不同的。荒漠大气逆湿层出现的强度和高度也随水平空间有所变化。说明绿洲对不同距离处的荒漠大气的影响程度是明显不同的。

本模式的模拟结果与观测基本一致,但荒漠大气逆湿出现的高度与观测资料不大吻合,这是由于模式的垂直分辨率太粗的缘故。本模式的初始气象场不是实测场,且观测资料与模拟实验的日期不完全吻合,所以模拟结果与观测值在定量上出现某些差异也是正常的。

## 参考文献

- 1 Hu Yinqiao, Yang Xueli, Zhang Qiang. The characters of energy budget on the Gobi and desert surface in Hexi region. ACTA Meteor Sin. 1992, 26, 82-91
- 2 张强, 胡隐樵. 黑河地区绿洲内农田微气象特征. 高原气象. 1992, 11: 361~370
- 3 胡隐樵, 高由喜. 对于干旱地区陆面过程的一些新认识. 气象学报. 1994, 52(3): 285~296
- 4 胡隐樵, 奇跃进, 杨选利. 河西戈壁(化音)小气候和能量平衡特征的初步分析. 高原气象. 1990, 9(2): 113~119
- 5 桑建国, 吴熠丹, 刘志辉. 非均匀下垫面大气边界层的数值模拟. 高原气象. 1992, 11: 400~410
- 6 苗曼倩, 季劲钧. 荒漠绿洲边界层结构的数值模拟. 大气科学. 1993, 17(1): 77~86
- 7 张强, 赵鸣. 中国西北地区荒漠绿洲大气内边界层的数值模拟. 干旱区地理. 1997, 20(4): 17~26
- 8 Pielke R A. A three dimensional numerical model of the breezes over South Florida. H D Dissertation. the Pennsylvania State University, 1973. pp135
- 9 赵鸣, 江静. 一个引入近地层的土壤-植被-大气相互作用模式. 大气科学. 1995, 19(4): 405~414
- 10 张强, 赵鸣, 刘志权. 河西戈壁地区不同天气背景下微气象状况的初步分析. 南京大学学报. 1997, 33(1): 112~121
- 11 张强, 胡隐樵, 赵鸣. 降水强迫对戈壁局地气候系统水、热输送的影响. 气象学报. 1997, 55(4): 492~498
- 12 佺抗, 胡隐樵. 远离绿洲的沙漠近地层观测实验. 高原气象. 1994, 13(3): 282~290
- 13 张强, 胡隐樵. 局地相似性理论在近地层大气中的一个应用. 气象学报. 1994, 52(2): 212~222

- 14 张强, 胡隐樵. 河西地区非均匀下垫面边界层大气的变性过程. 高原气象, 1996, 15 (3): 282~292
- 15 胡隐樵, 王俊勤. 临近绿洲的沙漠上近地层内水汽输送特征. 高原气象, 1993, 12: 125~132
- 16 张强. 西部干旱环境与与绿洲的相互作用及与大气环流的关系. 见: 刘晓东编. 中国西部区域气候变化及其相关问题研究. 兰州: 兰州大学出版社, 1995. p50~56
- 17 胡隐樵. 黑河实验 (HEIFE) 能量平衡和水汽输送研究进展. 地球科学进展, 1994, 9 (4): 30~34
- 18 Deardoff J. Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer. Bound Layer Meteor. 1974, 7: 81-106

## FIELD EXPERIMENT AND NUMERICAL SIMULATION OF INVERSE HUMIDITY OF ATMOSPHERE OVER DESERT NEAR OASIS

Zhang Qiang

*(Institute of Environment and Engineering of Cold and Arid Region, C. A. S., Lanzhou, 730000)*

Zhao Ming

*(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing Univeristy, Nanjing, 210093)*

### Abstract

The characteristics of specific humidity profile of atmosphere over desert near oasis, observed in HEIFE, are given. And the structure of specific humidity profiles of atmosphere over oasis and desert near it is simulated by a developed mesoscale numerical model of soil-plant-atmosphere continuum. In the simulation, inverse humidity of atmosphere over desert near oasis is shown numerically, patterns of three kinds of typical specific humidity profile and law of presence of them are obtained, and the mechanism and physical process, forming the inverse humidity of atmosphere, are explained.

**Key words:** HEIFE experiment, Mesoscale coupling model of land-atmosphere, Desert near oasis, Specific humidity profile of atmosphere, Inverse humidity of atmosphere.

## 附录 A: 模式的方程和参数化公式

## A.1 大气模式

二维中尺度模式的大气控制方程组为

$$\frac{du}{dt} = fv - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (K_z^u \frac{\partial u}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial u}{\partial x}) \quad (\text{A1})$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu + fU_g + \frac{\partial}{\partial z} (K_z^v \frac{\partial v}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial v}{\partial x}) \quad (\text{A2})$$

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (K_z^\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial \theta}{\partial x}) \quad (\text{A3})$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} (K_z^q \frac{\partial q}{\partial z}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_H \frac{\partial q}{\partial x}) \quad (\text{A4})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{A5})$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta} \quad (\text{A6})$$

$$\pi = c_p \left( \frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \quad (\text{A7})$$

这里引入了算子  $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}$ 。

同时包含稳定边界层和对流边界层的湍流交换系数参数化方案为

$$K_z = \begin{cases} \left\{ K_z|_{z_i} + (z_i - z)^2 / (z_i - h)^2 \{ K_z|_h - K_z|_{z_i} + (z - h) \left[ \frac{\partial K_z|_h}{\partial z} + 2((K_z|_h - K_z|_{z_i}) / (z_i - h)) \right] \} \right. & (z \geq z \geq h, \partial \theta / \partial z|_0 < 0) \\ K_z|_{z_i} & (z > Z_i, \frac{\partial \theta}{\partial z}|_0 < 0) \\ (z/h) K_z|_h & (z < h, \frac{\partial \theta}{\partial z}|_0 < 0) \\ 1.1(Ri_c - Ri)l^2\tau/Ri_c & (\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0, \frac{\partial \theta}{\partial z}|_0 > 0) \\ (1 - 18Ri)^{1/2}l^2\tau & (\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0, \frac{\partial \theta}{\partial z}|_0 > 0) \end{cases} \quad (\text{A8})$$

这里,  $Ri$  为局地梯度 Richardson 数,  $\tau$  为局地风切变,  $l$  为局地混合长度,  $Ri_c$  为局地临界 Richardson 数,  $K_z|_h$  为近地层湍流交换系数,  $K_z|_{z_i}$  为边界层顶的湍流交换系数, 可取其为一很小的常数。边界层厚度  $Z_i$  采用 Deardoff 给出的预报方程<sup>[18]</sup>。

## A.2 陆面过程

土壤上层和下层的温度  $T_{g1}$  和  $T_{g2}$ 、土壤上层和土壤整层的含水量,  $w$  和  $S_{1w}$ 、以及近地层大气的位温和比湿  $\theta_s$  和  $q_s$  能用预报方程得到

$$\frac{\partial T_{g1}}{\partial t} = \frac{c_1 h_s}{\rho_s c_s d_1} - \frac{c_2 (T_{g1} - T_{g2})}{\tau_1} \quad (\text{A9})$$

$$\frac{\partial T_{g2}}{\partial t} = -c_3 \left[ \frac{T_{g2} - T_{g1}}{\tau_1} - c_4 (T_{g2} - T_{g3}) - Q_{sf} \right] \quad (\text{A10})$$

$$\frac{\partial S_{1w}}{\partial t} = G - R_s + T_w - \beta E_t \quad (\text{A11})$$

$$\frac{\partial S_{1w}}{\partial t} = G - R_s - R_g - E_t \quad (\text{A12})$$

$$\frac{\partial \theta_a}{\partial t} = \frac{H_g + H_t + 180c_p\rho(E_g + E_t) - H_a}{c_p\rho h} \quad (\text{A13})$$

$$\frac{\partial q_a}{\partial t} = \frac{E_g + E_t - E_a}{\rho h} \quad (\text{A14})$$

植被的状态参数叶面温度  $T_i$  一般用如下的热量平衡方程得到

$$R_{nf} - H_t - L_v(E_t + E_{wt}) = 0 \quad (\text{A15})$$

对这一方程目前只能用迭代方法来求解  $T_i$ 。

上面所涉及到的常数中  $c_1$  和  $c_2$  是与  $\pi$  成比例的常数;  $c_3$  是下层土壤的松弛率;  $c_4$  是地表温度对年平均值的倾向系数;  $\tau_1$  是加热周期;  $L_v$  是蒸发潜热;  $d_1$  是周期性加热影响到的土壤深度。同时,还涉及到许多物理变量,其中  $H_g, H_t$  和  $H_a$  分别是地表、植被叶面和近地层大气的感热通量;  $E_g, E_t, E_{wt}$  和  $E_a$  分别是地表、植被干叶、植被湿叶和近地面层的蒸发量;  $T_{g3}$  是固定的年平均温度;  $Q_{mf}$  是由于溶化或冻结引起的下层温度变化率;  $\rho_s c_s$  是下层土壤单位质量比热;  $h_s$  是地表层从上面得到的热量净收入;  $G$  是地表净利用水;  $R_s$  是地表径流;  $T_w$  是下层净进入上层土壤的水份;  $\beta$  是植被蒸腾从上层土壤提取的百分比;  $R_g$  是重力引起的水分渗漏; 土壤和植被接收到的净辐射  $R_{ng}$  和  $R_{nf}$  可分别根据辐射平衡得到<sup>[9]</sup>。

地表和近地层的湍流热通量  $H_g, E_g, H_t, E_t, E_a$  和  $H_a$  的计算主要参考了 Blackadar 及其学生的工作。

$$H_g = c_p\rho[(r_{th} + r_a)(\theta_g - \theta_a) - r_a(\theta_t - \theta_a)]/D_h \quad (\text{A16})$$

$$H_t = c_p\rho[(r_{gh} + r_a)(\theta_t - \theta_a) - r_a(\theta_g - \theta_a)]/D_h \quad (\text{A17})$$

$$E_g = \rho[(r_{tw} + r_a)(q_{sat}(\theta_g) - q_a) - r_a(q_{sat}(\theta_t) - q_a)]/D_w \quad (\text{A18})$$

$$E_t = \rho[(r_{gw} + r_a)(q_{sat}(\theta_t) - q_a) - r_a(q_{sat}(\theta_g) - q_a)]/D_w \quad (\text{A19})$$

$$H_a = -c_p\rho u_*\theta_* \quad (\text{A20})$$

$$E_a = -\rho u_*q_* \quad (\text{A21})$$

$$D_h = r_{gh}r_{th} + r_{th}r_a + r_ar_{gh} \quad (\text{A22})$$

$$D_w = r_{gw}r_{tw} + r_{tw}r_a + r_ar_{gw} \quad (\text{A23})$$

这里所涉及到的植被阻尼  $r_{th}$  和  $r_{tw}$ , 土壤阻尼  $r_{gh}$  和  $r_{gw}$ , 近地层大气阻尼  $r_a$  和  $r_a$ , 以及近地层湍流特征参数  $u_*$ 、 $\theta_*$  和  $q_*$  等参数的均有文献给出<sup>[9]</sup>。

## 更正

由于工作的疏漏,发表于1999年第5期“斜压切变基流中横波型扰动的特征波动 I: 谱点分析”一文资助课题增加国家重点基础研究专项经费资助(编号 G1998040907)。

《气象学报》编辑部