

气候变化中下垫面作用的数值模拟

钱永甫

(南京大学大气科学系, 南京 210008)

提 要

本文利用一个三维数值模式, 对下垫面在气候变化中的作用进行了数值模拟, 共做了两个均一土壤下垫面试验和一个非均一土壤下垫面试验。结果表明, 东半球夏季季风气候区的基本气候特征, 主要是由海陆分布和大地形的影响所产生。但是, 细致的气候特征却受下垫面土壤物理性质和初始湿度的很大影响。而且, 通过环流系统的相互作用, 除对本地区天气气候产生影响外, 还会影响周围地区。非洲撒哈拉大沙漠的形成很可能是长期受到海陆分布及高原地形所造成的基本气候场作用的结果。

关键词: 气候变化; 下垫面作用; 数值模拟; 大气环流。

一、引 言

驱动大气运动的唯一能源是太阳辐射能。但是, 大气中能够直接吸收太阳辐射的气体对太阳辐射能的吸收量却很小, 因而直接加热大气的作用也很小。大气运动的能量主要由下垫面供给。下垫面, 不论是土壤还是水面, 对太阳辐射的吸收力极强。被吸收的辐射能加热地面, 造成了地气之间的温差, 地面则以辐射、感热和潜热的形式向大气输送能量, 以抵消长波辐射冷却和摩擦作用, 维持大气的运动。由此可见, 下垫面在气候形成中的作用是多么重要。

大气运动本身输送水汽, 从而引起降水。但是, 根据 Rasmusson^[1] 对美国中部和东部7月份水汽收支的计算, 认为该地区的凝结和降水主要是对流性的, 很少有大尺度上滑凝结和降水, 因而, 水汽主要从边界层顶输送入自由大气。这说明, 土壤湿度对本地降水有重要贡献。这从另一个方面显示了下垫面作用的重要性。

国外有关土壤湿度影响气候的数值试验已作过不少^[2]。结果表明, 土壤湿度和反照率的差异, 可以造成模拟结果的许多不同, 进一步阐明了下垫面特性在气候形成和变化中是不可忽视的因子。

本文利用土壤、海洋和大气耦合的三维模式, 对东半球夏季季风区的气候形成和变化进行了数值模拟, 讨论了均一土壤情况下, 土壤初始湿度对气候特性的影响。同时, 将土壤区分为不同类型后, 再进行数值模拟, 将其结果与均一土壤试验进行了对比, 从而揭示非均一土壤下垫面对气候变化的影响。在所有试验中, 海洋和陆地的差异均作了考虑。

二、模 式 简 介

本文所用的模式是作者已使用多年的 $P-\sigma$ 混合坐标系初始方程模式^[3]。模式在大气中分为 5 层, 第 1、2 层取 100 和 300hPa 等压面, 第 3—5 层采用 σ 坐标系, 其中第 5 层作为模式大气边界层, 气压厚度为 50hPa。模式采用平流形式的初始方程组, 以减小地形陡坡区内的计算误差^[4]。模式水平范围为 $25^{\circ}\text{S}—55^{\circ}\text{N}$, 5°W 向东至 175°W , 包括了东半球主要的季风气候区。模式采用 $5^{\circ}\times 5^{\circ}$ 格距的经纬度网格系统, 时间积分步长 15 分钟。为节省计算时间并考虑到敏感试验的准平衡态在第 5 个模式日时已基本达到, 故时间积分均到第 10 模式日终止^[4]。因此, 模拟结果的讨论和比较也主要是对第 10 模式日进行。

模式所用的初始场为 6 月纬向平均的 100、300、500、700hPa 和海平面气候场。模式中包含有各种非绝热物理过程, 计有大尺度和对流凝结加热, 太阳短波和地气长波辐射的加热或冷却作用、下垫面与大气之间热量、水汽和动量的交换过程以及大气内部的湍流交换作用等。太阳辐射包含有日变化。

为了更好地计算地气之间的交换过程, 模式在地面以下取了两个土壤层, 以代替原来取固定厚度 40cm 的一个土壤层。第一土壤层的温度具有明显日变化, 第二土壤层的温度则代表年变化, 且对第一土壤层温度起张弛调节作用。土壤模式层的厚度根据土壤导热率和日变化或年变化周期确定。土壤模式层中的温度和湿度根据热量平衡和水份守恒原理预报, 地表的温度和湿度则根据地表热量和水份无堆积的原理计算, 这样就建立了大气降水、地表水份蒸发和土壤湿度之间的联系, 使土壤湿度与大气状态之间有反馈作用, 而不象原来模式中固定地表湿度后不再变化。有关土壤温度和湿度的计算模式, 请参见文献 [5] 和 [6]。

本文还对模式中积云对流参数化方案略作改动。原来模式中当有大尺度饱和层存在

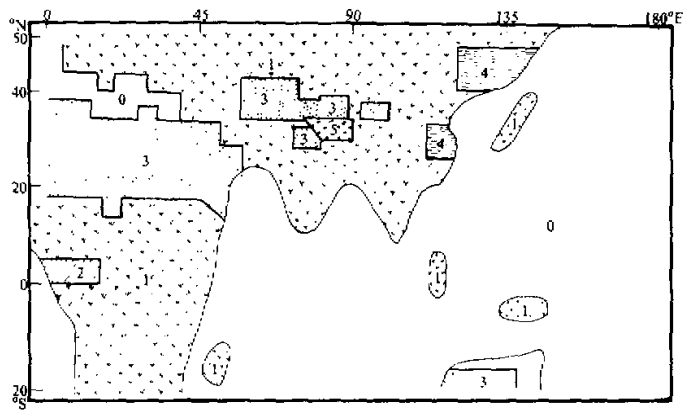


图 1 模式海陆分布与土壤种类

0: 海洋, 1: 粘土牧草地, 2: 热带雨林, 3: 沙漠, 4: 沼泽, 5: 高原雪面。

表 1 土壤物理特性一览表

土 壤 种 类	0	1	2	3	4	5
$\rho_c C_p$	1.00	0.56	0.31	0.30	1.00	0.20
K	2.0	0.012	0.0028	0.002	0.0015	0.0027
ε	0.96	0.95	0.95	0.80	0.94	0.90
C_D	0.0015	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
W_m	—	15.0	20.0	12.0	—	—
W_s	1.00	0.30	0.50	0.00	0.75	1.00

时，积云对流的底部被限制在饱和层以上，因而减小了积云对流降水量。本文将这一限制条件去掉，即不管气柱中是否有饱和层存在，积云底均取在条件性不稳定层的最下一层上。这样就较多地增加了积云对流降水量，减小了大尺度降水，使模拟结果更符合夏季降水特点。

本文所用模式与原模式的最大差别是在陆地上引入了五类土壤，即粘土牧草地、热带雨林、沙漠、沼泽和青藏高原(以下简称高原)雪面。图 1 是模式海陆与土壤分布。土壤物理特性见表 1。表中 $\rho_c C_p$ 是土壤密度和比热之积， K 是土壤的导温或导湿系数， ε 是地面的比辐射率， C_D 是拖曳系数， w_m 是土壤的最大含水长度(本文用 cm 表示)， w_s 为土壤初始湿润度。地表反照率 α_s 是地表湿润度的函数，在时间积分中是变化的，故表中未列出。但在地面高度高于 1500m 的高原上， α_s 取固定的值，即当地形高度 z_s 大于 3000m 时， $\alpha_s = 0.4$ ，在雪面上， $\alpha_s = 0.45$ ，当 z_s 介于 1500m 和 3000m 之间时， α_s 用内插值。表 1 中单位均用 $\text{cm} \cdot \text{g} \cdot \text{s}$ 制。

三、数值试验方案

共做了三个试验，方案如下：

(1) 均一下垫面试验 1(控制试验)：称为 U3W，在 U3W 试验中，大陆上只取第一类土壤，即粘土牧草地，地表初始湿度取 30%。在 $z_s \geq 1500\text{m}$ 的高原上， α_s 值按上节所述方法固定，在其它地方， α_s 取为地表湿润度 η 的函数，即 $\alpha_s = 0.4 - 2\eta$ ，且令 α_s 值不超过 0.1—0.4 的范围。由于 η 随时间变化，故反照率 α_s 也变化。

(2) 均一下垫面试验 2：称为 U1W，它与 U3W 的差别仅在于地表初湿取 10%。

(3) 非均一下垫面试验：称为 NUS，此试验中土壤各类物理参数按表 1 所列的选取。

表 2 是三个试验的简要说明，其中土壤种类不包括洋面。

表 2 数值试验方案说明

试 验 各 称	代 号	土 壤 种 类	土 壤 初 湿
均一下垫面试验 1	U3W	1	30%
均一下垫面试验 2	U1W	1	10%
非均一下垫面试验	NUS	1—5	按表 1 选取

由以上试验方案可知, U3W 与 U1W 只有土壤初湿的差别, 而 U3W 和 NUS 的差别表现在陆地上多了四类土壤, 特别是沙漠, 面积大湿度小, 但是, 即使在 NUS 中, 土壤面积最大的仍是第一类, 即粘土牧草地.

四、数值试验结果的分析 and 比较

我们主要讨论 U3W 和 NUS 的结果.

1. 控制试验 U3W 的模拟结果

由于 U3W 中只有一种土壤, 模拟结果主要受海陆分布、高原地形和土壤初湿三者的共同影响. 我们先看气压形势图. 图 2 是第 10 模式日的海平面气压(a)和 500hPa 高度场(b)的形势分布. 由图 2 可见, 东半球的夏季风区形势基本上模拟出来了. 如海平面图上强大的高原低压、西太平洋高压等. 但撒哈拉沙漠区内气压偏高, 非洲低压带不够宽

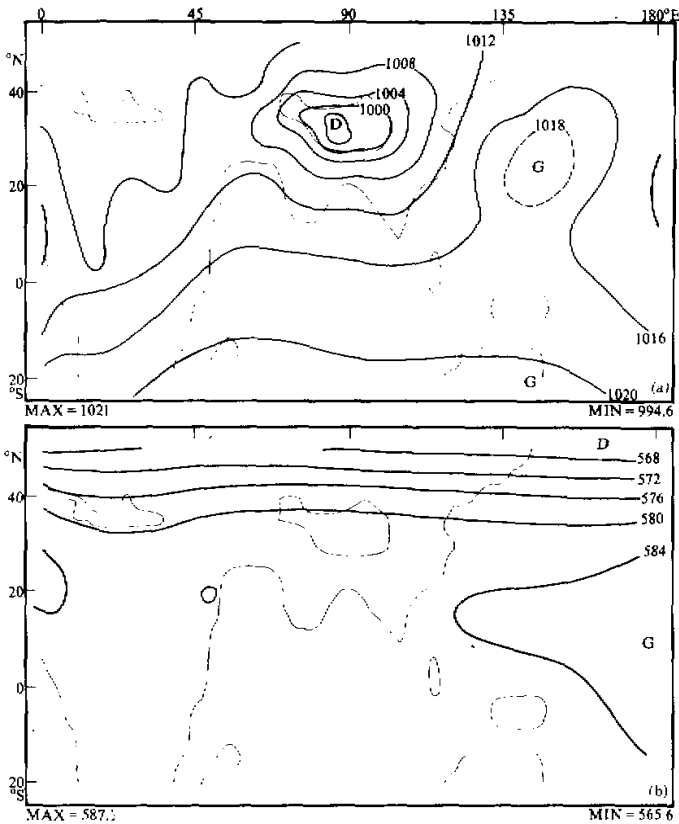


图2 第10模式日 U3W 海平面气压(a)和 500hPa 高度(b)

阔, 显然是因为 U3W 中未区分出沙漠下垫面之故, 在 500hPa 上, 副热带高压不够强大, 尤其是伊朗高压很弱, 与实况偏离较大。

300hPa 和边界层内风矢场的基本气候特征也较好地模拟出来了(图略), 例如, 在 300hPa 上沿 20°N 是高压带, 有三个反气旋中心, 高压带南北缘的东风和西风急流模拟得颇为成功, 在边界层内, 太平洋反气旋环流, 青藏高原地区的气旋性环流以及越赤道气流都模拟得较好, 但北非撒哈拉沙漠区的环流很弱, 辐合线不明显, 印度西南季风也偏弱。

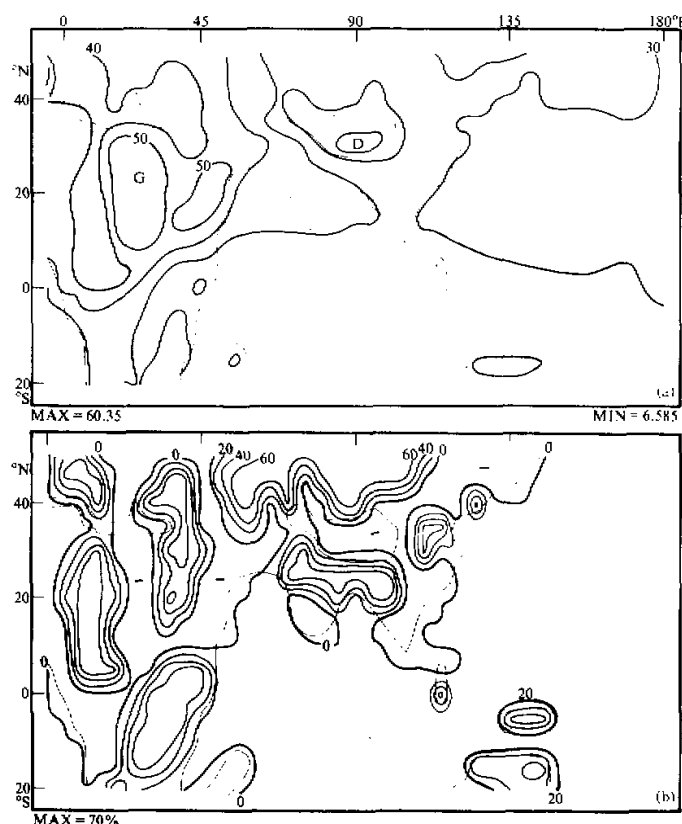


图3 U3W 地表温度 T_s (a) 和地表湿润度 η 的变化(b)

图3是U3W地表温度 T_s 和湿润度 η 的变化。从图3a可以看出, 在北非有两个高温中心, 在高原上是一个低温中心, 海洋上温度分布均匀, 等温线的走向与海岸线较平行, 反映了海陆之间的热力差异。从北非高温区看出, 即使沙漠不存在且地表和土壤潮湿, 在撒哈拉及其周围地区, 也会出现干热的沙漠气候状态。从图3b中可以看得很清楚, 与北非高温中心相对应的变湿是负的, 即土壤湿度减小, 减小值在10%左右, 最多可减小19.3%。在北非高温区周围, 地表温度较低($<40^{\circ}\text{C}$), 在变湿图上, 这些地方湿度

是增加的。地表湿度增加最大的区域在中南非洲东海岸、青藏高原南北两侧、黄河下游以及地中海周围。由以上分析可知,地温和土壤湿度的变化受大气环流形势所制约,虽然我们用了均一的下垫面特征,但由于地气之间的相互作用,在一定的时间积分后,地温和土壤湿度可产生很大的非均一性。

由土壤湿度和温度的预报方程可知,它们与大气中降水有密切关系。图 4 是 U3W 第 9—10 模式日的总降水量(cm)。可以看出,降水分布与实况比较接近,如赤道辐合带内是降水大区,高原南侧、印度西南端和中南半岛降水都较多。将图 4 与图 3 比较可以看出,降水大的地方,土壤是变湿的,反之则是变干的。地表温度的分布与降水相关也很好,降水多的地方,地温低,反之则高。

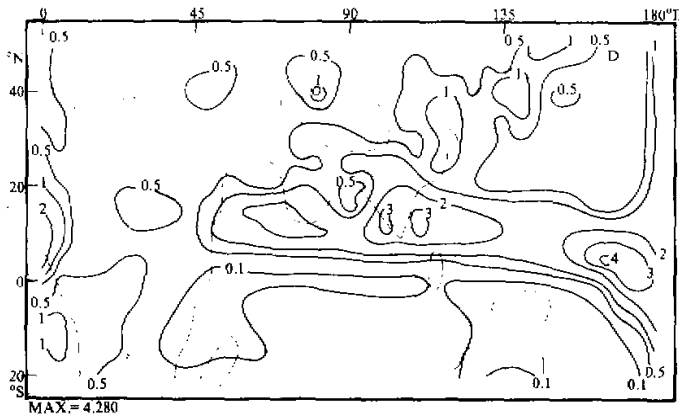


图 4 U3W 第 9—10 模式日总降水量(cm)。

现在讨论 U3W 中垂直经圈环流。我们分析了沿东经 30° 、 60° 、 80° 、 90° 和 120° 的经圈环流后发现,在 60°E 以西, 15°N 以南是一个季风环流圈,但范围较窄, $10^\circ\text{—}15^\circ\text{N}$ 是上升支, 5°S 以南是下沉支。越向东,季风环流越北移,范围增大,上升支出现在青藏高原地区南坡上,大气低层向高原辐合的气流层薄,气流强,在 80°E 处可达 5m/s ,在 90°E 处达 9.4m/s 。相反,高层向高原外辐散的气流深厚但比较弱,高原北侧的环流圈与南面的季风环流圈反向。到了 120°E , 15°N 以南是季风环流圈, $20^\circ\text{—}30^\circ\text{N}$ 间为副热带高压区内的下沉运动,它与 $40^\circ\text{—}45^\circ\text{N}$ 间的上升运动构成了一个垂直环流圈。这些特征基本上与气候情况一致,且与王谦谦等的模拟结果也相似^[7]。至于纬圈环流,模拟结果也较符合实况(图略)。

2. 非均一下垫面(NUS)试验的模拟结果

在 NUS 中,加入了初始土壤湿度为零的沙漠、地表饱和的高原雪面、初始湿度为 75% 的沼泽以及初始湿度为 50% 的热带雨林。模式下垫面情况更为复杂。不过,高原雪面、沼泽和热带雨林所占的面积远小于沙漠。因此,比较 NUS 和 U3W 两个试验的差

别, 可以看出沙漠在气候形成和变化中的重要作用。

NUS 试验第 10 模式日的海平面气压和 500hPa 高度场更符合气候实况. NUS 主要的改进是在非洲撒哈拉沙漠一带, 在那里出现了宽广的低压, 南亚的两个低压槽也更明显. 500hPa 伊朗高压和太平洋副热带高压更为强盛. 为了突出 NUS 和 U3W 间的差别, 此处给出两者的差值图, 见图 5.

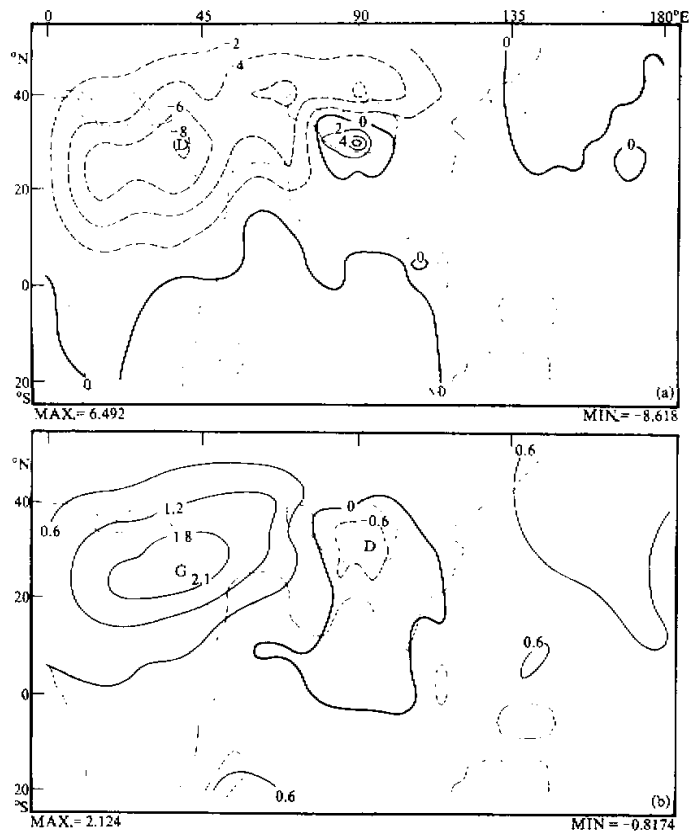


图 5 NUS-U3W 的海平面气压(a)和 500hPa 高度场(b)的差值分布

由图 5 可见, 在海平面气压场上, NUS 的气压值普遍降低, 尤其是在欧亚非大陆上. 负变压中心出现在 30°N 、 40°E 以及高原北侧和西北侧, 正是沙漠所在地. 在青藏高原及其南面, 气压有所升高, 但范围小, 与高原雪面影响有关. 在 500hPa 上, 最明显变化也发生在沙漠区上空, 整个北非和西亚的高度均升高, 而高原上高度略有下降.

NUS 流场模拟结果也比 U3W 的更接近实际. 从 NUS 和 U3W 的风矢差值图(略)可以看出, 在 300hPa 上, 以北非为中心的广大大陆地区上空, 反气旋环流大为加强, 尤其是在印度和 $5-20^{\circ}\text{N}$ 间的非洲上空, 在其南面, 越赤道的反气旋气流也加强了.

在边界层内, 撒哈拉沙漠上空的气旋性差值环流很明显, 且有很强的辐合. 在高原及其以北地区, 气旋性环流也加强, 印度西海岸的风矢量明显并呈西南风气流型. 以上的差别说明, 非均一下垫面加强了季风气候特征, 看来, 季风的形成除了主要受海陆及地形分布的影响外, 还在较大程度上受到陆地上不同性质下垫面的影响.

不同下垫面的引入, 使 NUS 中土壤温湿场分布与 U3W 中的大不相同. 图 6a 是两个试验地表温度的差值. 可以看出, 在沙漠地区地表温度普遍上升, 最大上升可达 45°C . 在其南面则温度下降, 最多可下降 8.7°C . 这是由于沙漠地区地表温度分布发生了变化之故. 图 6b 是地表湿润度的差异. 在大陆上地表湿度普遍下降, 不仅沙漠地区, 由于初值不同造成湿度差异外, 就是那些初始湿度相同的土壤中(第 1 类土壤, 见图 1), 湿度也是变小的. 这说明干燥的沙漠土壤可使非沙漠下垫面土壤沙漠化. 土壤湿度增加的地方是高原、赤道非洲西部和东部沿海一带, 其原因除初始湿度不同外, 主要受降水变化的影响.

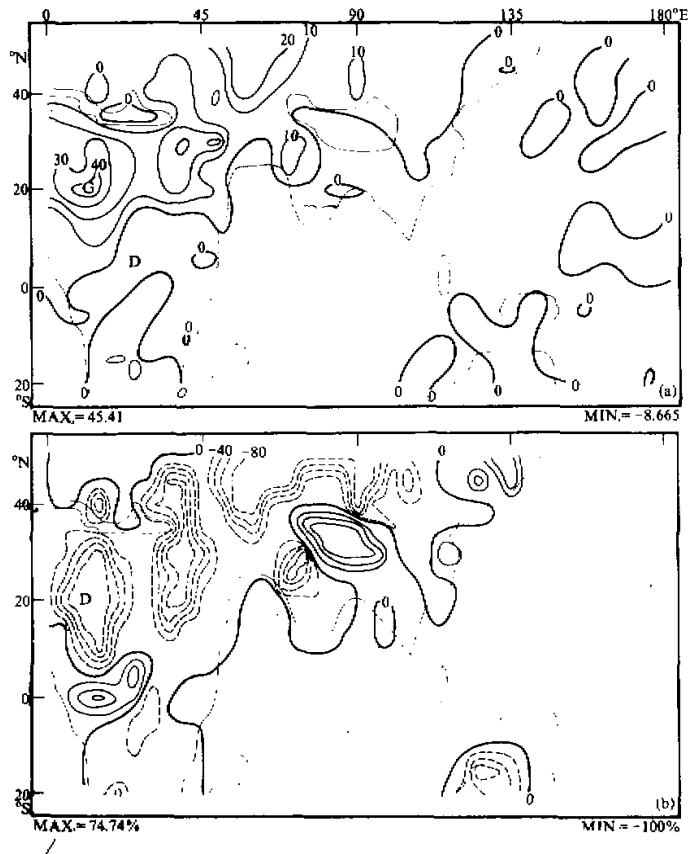


图 6 NUS-U3W 试验地表温度(a)和湿度(b)之差值

图 7 是 NUS 试验第 9—10 模式日的总降水量(cm). 与图 4 相比可知, 它们虽然大致分布相同, 但在细节上仍有不少差别. 从降水量的数值看, 整个模式区域都有所变化, 一般是大陆上降水减少而海洋上略有增加. 在 60°E , 15°N 小块地区附近降水也减少, 使印度洋上的雨带不能伸入东非, 与实况相符更好. 在非洲大陆上 20°N 以南至赤道以北, 出现了横贯东西的多雨带, 实况中也是存在的. 印度西海岸的降水也增加了. 这说明, 在非均一下垫面情况下, 降水分布的形势变得更为复杂.

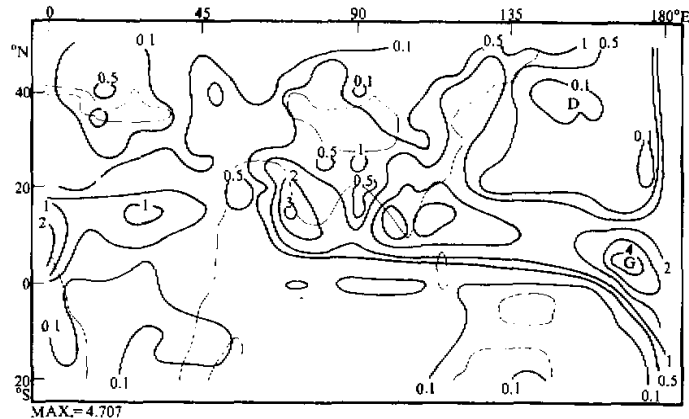


图 7 NUS 试验第 9—10 模式日总降水量(cm)

下面来看非均一下垫面对经圈环流的影响. 我们分析了 NUS—U3W 试验沿东经 30° 、 60° 、 80° 、 90° 和 120° 的差值经圈环流. 为节省篇幅, 这些图也都略去了. 从经圈环流的差别可以看出, 在 30°E 处, 沙漠的引入增强了 25° — 30°N 处的下沉运动和 20°N 以南至 5°N 的上升运动, 从而加强了季风环流圈. 在 60°E 处情况相反. 在 80°E 和 90°E 处, 高原及其南侧的上升运动都增加了. 在 120°E 处, 25°N 以南至 5°N 的上升运动大为加强. 以上所指出的经圈环流变化与降水变化是一致的, 表明非均一下垫面有利于季风气候的形成.

3. 均一下垫面试验 2(U1W) 的模拟结果

当均一下垫面试验中土壤初始湿度从 30% 降为 10% 时, 模拟结果也产生了许多差别. 为节省篇幅, 此处略举一二.

首先, 对于海平面气压来说, 土壤湿度的减小使非洲地区的低压变宽, 与实况较接近. 但在 500hPa 上, 太平洋副高一直西伸到高原地区与伊朗高压相连, 而在非洲上空出现高压带的断裂. 其次, 也是最重要的一点, 是地表湿润度的变化大不相同. 在 U1W 中, 大陆上绝大部分土壤湿度下降, 下降值普遍在 5% 左右. 只有少数面积不大的地区, 土壤湿度是上升的, 这些地区在 U3W 中也是增湿区. 此外, U1W 和 U3W 在土壤温度和降水分布上也都有不少差异. 可见, 即使在同一土壤下垫面的情况下, 初始湿度的大小对于气候的形成与变化也会带来不同的影响. 气候状态对下垫面特征是敏感的.

五、总 结

以上分析和讨论说明:

(1) 海陆分布和陆地上的高原地形是形成东半球夏季季风气候特征的主要因子。因为,无论在均一土壤下垫面试验(U3W 和 UIW)还是在非均一土壤下垫面试验(NUS)中,都可以模拟出季风区最基本的气候特征,如大气低层的太平洋高压、大陆低压、印度西南季风及越赤道气流等。在大气高层,则可模拟出青藏高压及其反气旋环流,垂直经圈环流也能较好地模拟出来。

(2) 在海陆分布和高原地形所确定的基本气候特征之上,由于下垫面土壤种类或初始湿度的不同,可以叠加更为详尽的气候特征。当下垫面均一时,土壤初始湿度起重要作用。由于 UIW 中土壤初湿小,其模拟结果更接近实况,尤其是在非洲及其它地方的沙漠区域内。当下垫面土壤种类更接近于实况,如在 NUS 中时,模拟的气候特征更为真实。因为土壤不同时,不仅初湿不同,其它许多物理参数也不同(表 1),这些参数在决定地表温度、湿度和地气之间的能量和物质交换中起重要作用。

(3) 在非均一下垫面试验(NUS)中,东半球夏季季风气候特征得到更明显的体现。模拟出的季风环流圈较强,与之有关的降水分布也更符合实况。看来,为了能更好地模拟气候及其变化,下垫面的作用必须较为细致地进行考虑,尤其是下垫面的初始湿度是最重要最活跃的一个因子。今后有必要作更多的模拟研究。

(4) 非洲撒哈拉大沙漠的形成,可能主要是由于现在的海陆分布及地形造成的基本环流场长期作用的结果。因为模拟试验(U3W、UIW)表明,在那些地区,即使初始情况下无沙漠,在时间积分过程中,土壤会逐渐变成高温低湿的沙漠性土壤。试验结果还表明,不同的土壤下垫面不仅对本地区的气候特征有明显影响,而且对其它地区的影响也很重要。

参 考 文 献

- [1] Rasmusson, E.M., 1968, Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part II: Large-scale water balance investigations, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 720—734.
- [2] Mintz, Y., 1984, 数值模拟气候对于地表边界层的敏感性,《全球气候》第六章, 182—234, Houghton 主编, 金 奎译, 气象出版社, 1986.
- [3] 钱永甫, 1985, A five-layer primitive equation model with topography, 高原气象, **4**, No.2 (增刊), 1—28.
- [4] 钱永甫、颜 宏、王谦谦、王安宇, 1988, 行星大气中地形效应的数值研究, 科学出版社.
- [5] 钱永甫, 1988, 地表热平衡温度的一种计算方法, 气象科学, **8**, No.4, 14—27.
- [6] 钱永甫、沈金妹, 1990, 青藏高原地表特征对短期数值预报效果的影响, 气象科学, **10**, 129—138.
- [7] 王谦谦、王安宇、李 慈, 1986, The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean summer circulation over East Asia, *Advan. Atmos. Sci.*, **3**, 72—85.

Numerical Simulations of the Effects of Underlying Surfaces on the Climate Change

Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210008)

Abstract

A three-dimensional model is used to simulate the effects of the underlying surfaces on the climate change. Two experiments with uniform and one with nonuniform underlying surfaces are carried out.

The results show that the basic properties of the climate in the monsoon areas of the Eastern Hemisphere are mainly determined by the land-sea contrast and the topography. However the detailed characteristics are strongly affected by the properties and the initial moisture of the underlying surface soil, which can affect the climate not only in the same area but also in the vicinities through the interactions of the circulations. The cause of formation of the Sahara desert is much likely the result of the longtime effect of the basic climate patterns induced by the land-sea distribution and the Tibetan Plateau topography.

Key words: Climate change; Underlying surface effect; Numerical modelling; Atmospheric general circulation.