

青藏高原潜热感热、地形高度与我国 冬、夏季温度的可能影响^{*}

吴凌云 余志豪

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 利用改进后的大气环流谱模式(简称 SF-A GCM)进行长时间积分,分别在青藏高原冬季感热、潜热减少,夏季感热、潜热增加和地形减半等三种情况下,求出其相应的我国温度情况。结果表明:夏季感热、潜热增加,相应次年我国冬季普遍温度升高;冬季感热潜热减少,相应次年夏季青藏高原地区温度升高,我国中东部区温度降低,只有东部沿海的温度有少量增加,降低最多地区在黄河中游。青藏高原地形高度减半,冬季青藏高原地区温度增加,0 线沿青藏高原穿过黄河和长江的中上游,我国的东部地区温度均降低,降低最大处是在渤海和黄海附近的地区;夏季我国普遍温度都降低,青藏高原的西部温度降低最为显著。此外,在淮河附近也有较大降温。

关键词 青藏高原 地形高度 感热 潜热 温度

分类号 P461.3

引 言

青藏高原地处中低纬度,是世界上最高大、地形复杂的高原,平均海拔在 4000 米以上,耸立在对流层的中部。其特殊的地理位置及地形高度,使其在东亚大气环流乃至全球大气环流的形成及维持中起着至关重要的作用,它直接影响中国大范围 and 长期的干旱、洪涝等天气气候的形成和演变。近百年来众多学者对青藏高原的地形和热力状况做了广泛的研究。

早在 1968 年, Flohn^[1]就指出青藏高原在大尺度南亚季风中形成的重要性。后来, Manabe^[2]和 Hahn^[3]利用 GFDL 大气环流模式,通过有山和无山的对比实验,发现地形有利于南亚(地面)季风低压的维持和热带湿空气向亚洲大陆的北推。刘晓东^[4]和吴池胜等^[5]也分别对青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响等方面作了研究。吕克利等^[6]和赵强等^[7]分别从动力学角度分析了青藏高原地形效应对波动的影响。另外一些工作者也从不同角度对青藏高原地形效应进行了试验研究,并得出一些有价值的结论:例如王允宽等^[8]认为高原地形效应会促使热带气旋填塞,消亡。刘晓东等^[9]认为近 30 年青藏高原及其相邻地区的地面气候变暖与海拔高度密切相关。

收稿日期: 2000—01—15; 修改稿日期: 2001—03—21

* 本文获国家攀登(B)项目:《青藏高原地气系统物理过程观测和理论研究》的资助

在地形高度与我国降水关系方面一些学者也做过研究。例如,纪立人^[10]通过有无青藏高原地形的对比试验,发现高原对我国降水区的分布有重要影响,即若无青藏高原,该地区降水将减少,长江流域和中纬度地区也都干旱少雨。郁淑华^[11]在研究四川盆地西部突发性暴雨时指出,地形对暴雨区的范围、强度、位置影响较大。在地形高度减半情况下,50mm 预报降水区缩小,中心强度减弱 23%,在无地形高度情况下,预报降水区明显减弱,缩小且西移,中心强度减弱,已无 50mm 区,中心强度减弱了 60% 以上。吴池胜等^[5]认为青藏高原隆起所引起的降水量增加和减少主要分别位于高原的东南侧和孟加拉湾的东岸附近。此外,我国华南沿海西北地区的降水也明显减少。王咏青等^[13]指出,青藏高原的存在使其东北侧干旱形成加速。孙冬联等^[13]认为无地形时,降水都集中在热带洋面上,最强降水位于南半球热带西太平洋上,有地形时,孟加拉湾、中国半岛和南海的强降水都消失。

高原的热力状况也是众多学者热衷研究的方面。Flohn^[1]在探讨南亚高压形成的物理原因时就指出,高原感热加热对南亚高压和南亚季风环流的形成有重要意义。陈隆勋^[14]认为青藏高原大气从 10 月到次年 3 月为冷源,而 3~9 月为热源;罗会邦等^[15]认为冬半年青藏高原东部大气是一个冷源。青藏高原东部大气热源和水汽汇存在着明显准双周振荡。叶月珍等^[16]认为高原热力状况分布异常与四川盆地汛期降水分布有关。黄荣辉^[17]认为夏季青藏高原热源增强,我国北方槽加深,我国东北与日本北部将产生冷夏,并且鄂霍茨克海高压加强,阿拉斯加西部产生槽,北美地区的高压要加强,副热带高压将减弱。叶笃正^[18](1988)简要归纳了青藏高原热源研究情况,并指出高原加热不仅影响了季风的北半球副热带环流,也影响着全球大气环流。但是,到目前为止,高原加热的多种计算方法还有一定的分歧,尤其是其中的感、潜热的计算方法。在青藏高原上,感、潜热计算结果与高原的降雪积雪关系密切,为此本文利用较接近实际的“含雪-气相互作用”的大气环流模式^[19],来讨论感、潜热变化对我国气温分布可能影响的敏感试验。

1 模式简介和试验方案设计

本文采用的模式^[20](简称 SF-A GCM)是在经林元弼修改过的澳大利亚 9 层模式(简称为 AU-A GCM)的基础上对其下垫面物理过程做了一些改进。下垫面物理过程的改进多取自 CCM 2 的 BATS 方案,但做了一些简化。在 SF-GCM 中,把积雪改成作为模式的一个预报量,实现了雪-气间可以相互作用,使得高原的积雪时、空分布,以及由此所确定的感、潜热,都比较接近实际。有关 AU-GCM 和 SF-GCM, Simmonds^[21]和林元弼^[22-23]及李海盛^[24],张东^[25]已做了很多工作。

模式全球水平网格为 48×40 , 纬度采用高斯纬度,水平分辨率大致为 7.5 经度 \times 4.5 纬度。包括完整的物理过程,近地层参数化采用 Monin-O buhov 理论,考虑网格扩散过程。辐射过程包括长波辐射及短波辐射,并计算了气体和云对辐射的吸收,积云对流参数化采用了 S Manabe 的对流调整方案。模式地形采用谱模式,时间方案采用半隐式时间积分方案,积分步长为 30 分钟。

将高原地区 ($27 \sim 40^{\circ} \text{N}$, $75 \sim 105^{\circ} \text{E}$) 海拔超过 2000 米的地区作为高原试验区,并将 AU-A GCM 的模式初始场作为模式第一年一月一日积分结果。所谓模式初始场是指模式由等温、

李海盛 青藏高原积雪与东亚大气环流影响的数值试验: [硕士学位论文], 南京: 南京大学大气科学系, 1997
张东 青藏高原积雪对东亚夏季气候影响的数值模拟: [硕士学位论文], 南京: 南京大学大气科学系, 1999

海平面取常压, 静止的干大气开始, 在固定一月份海温、海冰、陆雪、云量和臭氧等条件强迫下, 无季节循环运行到稳定态时的气象场。而 SF-A GCM 是以 AU-A GCM 的模式首年第 200 天的场作为初始场, 地表参数按气候值给出。本文将做三组试验即控制试验、感热、潜热试验和地形试验。控制试验是取 SF-A GCM 积分到第 12 年的 6 月 1 日为初始场开始, 积分 10 个月, 把得出的 12、1、2 月结果加以平均作为冬季的结果; 夏季结果是将 SF-A GCM 积分到第 12 年的 12 月 1 日为初始场积分 9 个月, 并将 6、7、8 月加以平均。感热、潜热试验分感热、潜热增加试验和减少试验。感热、潜热增加试验是取 SF-A GCM 积分到第 12 年的 6 月 1 日为初始场, 并将其中高原试验区内的感热、潜热 $\times 1.5$, 在不改变扩大 1.5 倍的感、潜热和把太阳高原角固定在 6 月 1 日的情况下积分 6 个月, 这样做的目的是使其它物理量场与改变后的感热、潜热相适应。这种积分 6 个月后的适应场, 仍反回取作 6 月 1 日为场, 并作为夏季感、潜热增加试验的初场。然后再积分 10 个月, 把其中的 12、1、2 月结果加以平均, 作为感、潜热增加的试验结果, 即当年冬季的响应场, 并简称为增加试验。相类似的, 感热、潜热减少试验是取 SF-A GCM 积分到第 12 年的 12 月 1 日为初始场, 将高原试验区内的感热、潜热 $\times 0.5$, 在不改变缩小 0.5 倍的感、潜热和把太阳高度角固定在 12 月 1 日的情况下积分 6 个月, 然后再取积分 6 个月后的适应场作为初始场, 同样积分 9 个月, 再把 6、7、8 月的结果平均, 简称为减少试验。地形试验冬季结果是取 SF-A GCM 积分到第 12 年的 6 月 1 日为初始场, 将高原试验区内的地形高度 $\times 0.5$, 其它做法同控制实验。地形试验夏季结果是取 SF-A GCM 积分到第 12 年的 12 月 1 日为初始场, 将高原试验区内的地形高度 $\times 0.5$, 其它做法同控制实验。所以, 在本文中感、潜热试验其实就是初场的影响结果, 而地形试验是地形外强迫始终影响试验积分的全过程。

2 夏季青藏高原感、潜热增加对我国冬季气温的影响

感、潜热增加试验就是使青藏高原感、潜热增加成 1.5 倍, 来对比分析我国冬季气温与控制试验结果的差异。文中的冬季就是取 12、1、2 月的平均。

2.1 气温

图 1(a) 是控制试验的冬季地面大气温度场, 图 1(d) 是感热、潜热增加试验与控制试验的冬季温度差值场。

从图 1(a) 可看出, 我国冬季温度分布的基本特征为南暖北冷, 等温线大体上与纬圈相平行。华南大陆沿海与 16 等温线相平行, 0 线大体沿着淮河流域。西部青藏高原有一冷温度槽或中心, 这是由于地形所致。从华中伸向东南沿海的冷槽, 反映了冬季我国冷空气活动影响的主要路径和区域。这些主要特征与文献^[26]所示的我国多年一月份平均气温分布图基本一致。但两者间也有一些次要的差别, 例如控制试验模拟结果中, 黄海的暖脊未伸向松辽平原, 相伴的大兴安岭和长白山区的冷槽也未模拟出来。华北平原西侧太行山脉的冷槽也未反映出来。也就是说比青藏高原次一级的地形对温度分布的影响, 模式均无能力模拟出来。图 1(d) 表明当夏季青藏高原的感热、潜热增加, 影响最大的是我国东北和华北北部地区, 以及长江以南广大地区, 都是增温区, 最大增温靠近华南沿海可达 5.64。增温较弱的地区为黄淮华北南部及沿黄河地区, 其中黄河中游地区甚至没有什么增温。这表明增加试验, 我国冬季几乎都是增温, 只是沿黄河两侧地区增温较小。

2.2 高度场

图 1(b) 和图 1(c) 是控制试验的 500hPa 流线和高度场图, 由图可知冬季我国大陆为西风

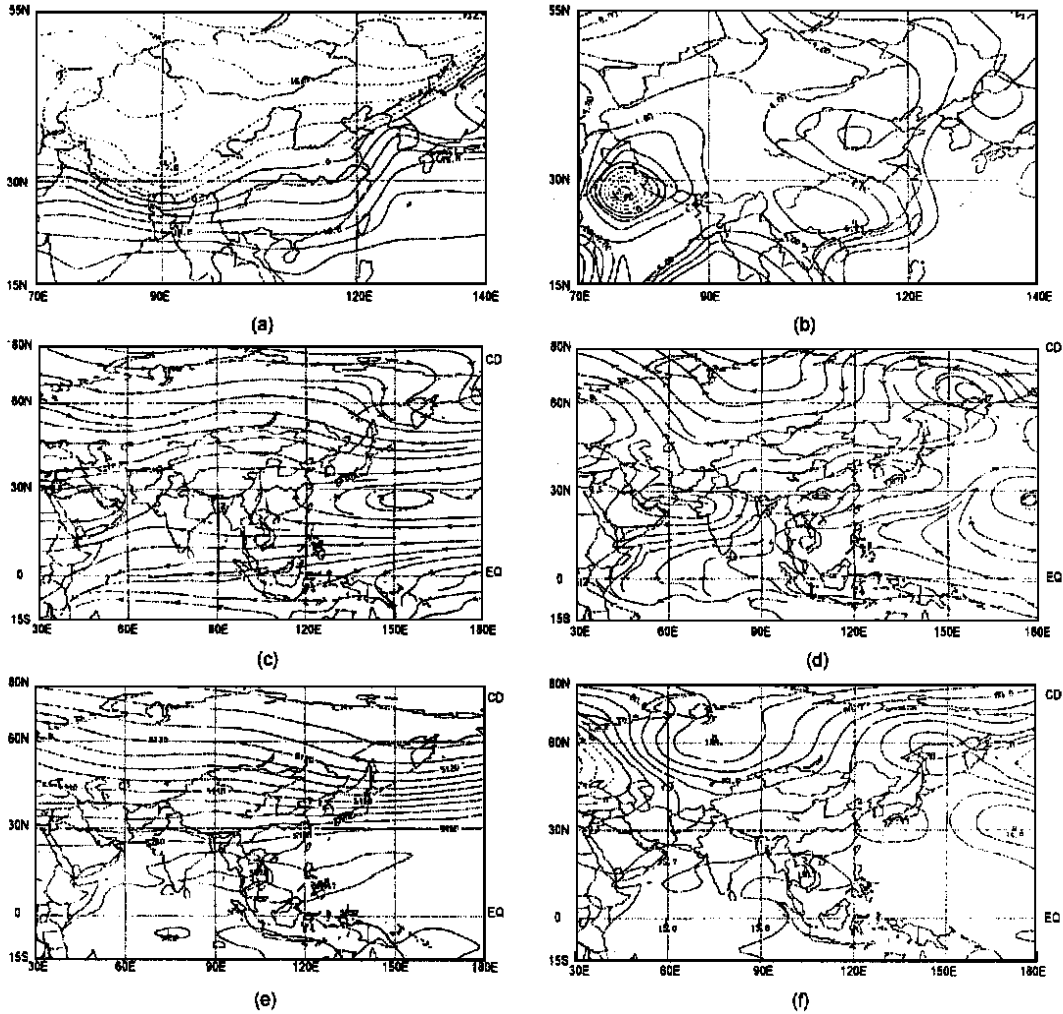


图1 感热、潜热增加试验。(a)控制试验的冬季地面大气温度场 (b)控制试验的冬季500hPa流线的冬季500hPa高度场 (c)控制试验的冬季500hPa高度场 (d)夏季感热、潜热增加试验与控制试验的冬季温度差值场 (e)夏季感热、潜热增加试验与控制试验冬季500hPa流线差值图 (f)夏季感热、潜热增加试验与控制试验冬季500hPa高度场差值图

Fig 1 Test about sensible heat and latent heat increasing (a)Mean ground air temperature in winter about controlling test (b)500hPa flow in winter about controlling test (c)500hPa height in winter about controlling test (d)The difference of air temperature in winter between sensible heat and latent heat is increased in summer and result of controlling test (e)The difference of 500hPa flow in winter between heat and latent heat is increased in summer and result of controlling test (f)The difference of 500hPa height in winter between heat and latent heat is increased in summer and result of controlling test

基本气流所控制,从青藏高原经新疆伸向贝加尔湖地区为高压脊,从勘察加半岛经日本至我国东部沿海为一低压槽,即是冬季平均的东亚大槽。副高脊线大致在10°N以南的西太平洋和南海地区。图1(e)和图1(f)是感、潜热增加试验的流线和高度场与控制试验的差值图,总的来讲,差值在中高纬大,赤道热带地区小。在东亚大槽北部的俄罗斯远东沿海地区为负差值,大槽南部黄海-日本南部为正差值中心。因此影响我国冷空气活动的沿海东亚大槽变平变浅,使我国东南部和华南地区气温变暖。在沿黄河两侧增温相对较小,对应着500hPa上环流由偏南气流转成偏北气流。在日界线附近出现一个高度差值正中心和流场差值反气旋性环流,有利于西



太平洋副高东撤。在 60°N 附近的西风带,从乌拉尔山以西地区至俄罗斯远东沿海地区,高度场差值中心自西向东为负、正、负,有利于出现两槽一脊形势,并使得巴湖西侧的脊西撤增强,脊前的偏北气流使沿黄河两侧地区增温相对较弱。

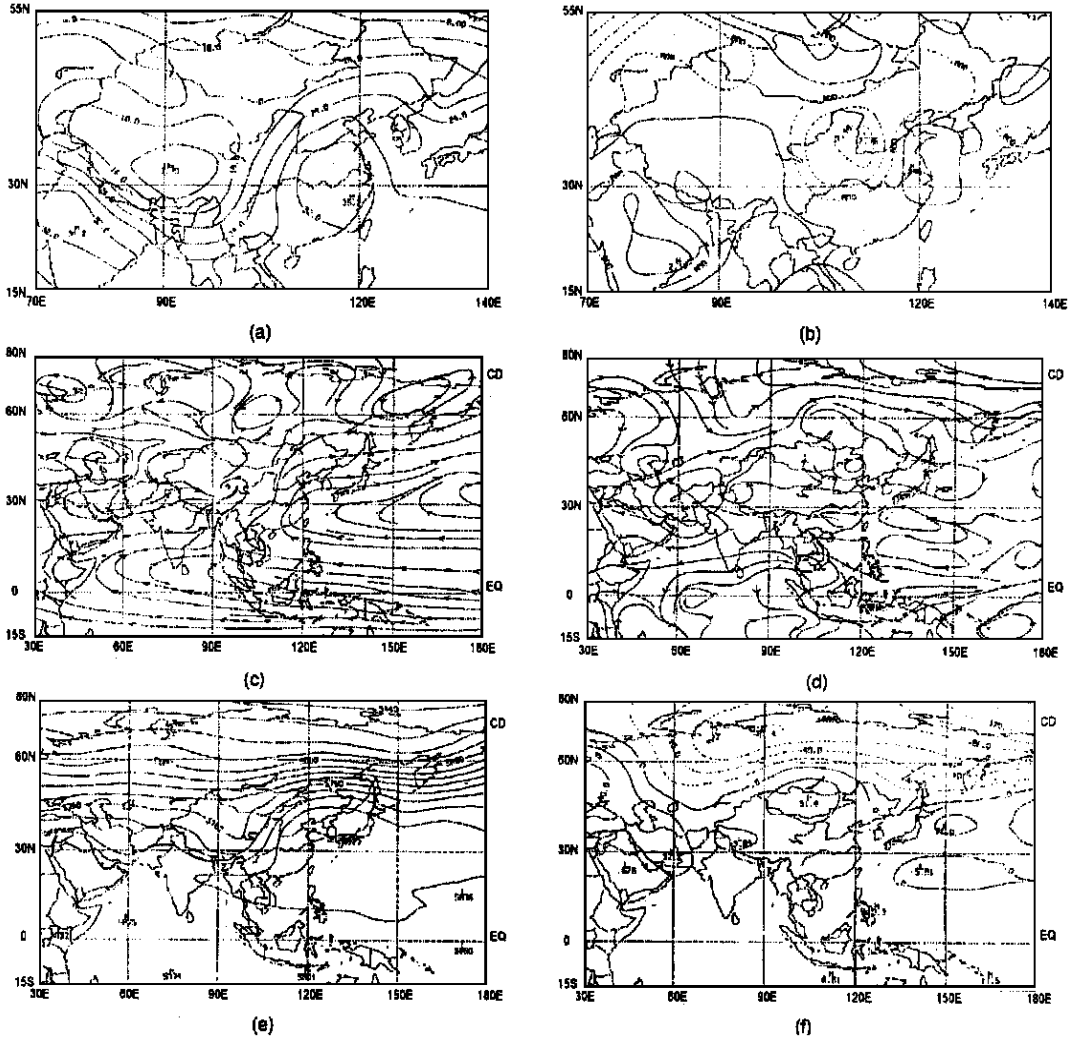


图 2 感热、潜热减少试验。(a)控制试验的夏季地面大气温度场 (b)控制试验的夏季 500hPa 流线 (c)控制试验的夏季 500hPa 高度场 (d)冬季感热潜热增加试验与控制试验的夏季温度差值场 (e)冬季感、潜热增加试验与控制试验夏季 500hPa 流线差值图 (f)冬季感、潜热增加试验与控制试验夏季 500hPa 高度场差值图

Fig 2 Test about sensible heat and latent heat decreasing (a) can ground air temperature in summer about controlling test (b) 500hPa flow in summer about controlling test (c) 500hPa height in summer about controlling test (d) The difference of air temperature in summer between heat and latent heat is decreased in winter and result of controlling test (e) The difference of 500hPa flow in summer between heat and latent heat is decreased in winter and result of controlling test (f) The difference of 500hPa height in summer between sensible heat and latent heat is decreased in winter and result of controlling test

3 冬季青藏高原感、潜热减少对我夏季气温的影响

感、潜热减少试验就是使冬季青藏高原感、潜热减少成 0.5 倍,来对比分析我国夏季气温与控制试验结果的差异。文中的夏季就是取 6、7、8 月的平均。



3.1 气温

图 2(a) 是控制试验的夏季地面大气温场, 图 2(d) 是感热、潜热减少试验与控制试验的夏季温度差值场。

从图 2(a) 可看出, 我国夏季气温分布的基本特征为东暖西冷, 等温线成波形状, 并且西低东高, 西部受地形影响, 在青藏高原处有一闭合的冷温度中心。而在东部, 长江中下游和江南地区有一闭合的暖中心。这些主要特征与文献^[26]所示的我国多年七月份平均气温分布图基本一致, 西部冷中心 7.7 偏低一些。但两者间也有一些次要的差别, 例如, 内蒙中西部地区的暖中心并未模拟出来, 从华北平原伸向松辽平原的暖脊偏东。与冬季相似, 相伴的大兴安岭和长白山区的冷槽以及华北平原西侧太行山脉的冷槽都未反映出来。这再一次说明比青藏高原次一级的地形对温度分布的影响, 模式均无能力模拟出来。从图 2(d) 可看出, 青藏高原冬季感热、潜热减少, 影响最大的是我国长江中上游至黄河河套地区以及延伸到华北、东北地区, 最大降温在河套东侧可达 2.76, 使西部低温地区向河套地区扩展, 而东部高温中心范围缩小, 而中心温度在长江中下游及山东半岛反而增强。降温较弱的是我国华南沿海和东北北部地区。此外, 在青藏高原有小量增温。

3.2 高度场

图 2(b) 是控制试验夏季的 500hPa 流线, 图 2(c) 是控制试验夏季 500hPa 高度场。由图可知, 夏季在青藏高原有辐合的低压气流, 从黄海经渤海至我国东北地区为高压脊, 我国东部地区普遍被偏南风气流所控制。副高脊线在 30°N 以北的东海地区。副高的高度场中心在朝、日两国的南部海面, 强度达 592 位势十米。副高的高压脊伸向我国东部, 相应地带为高温中心。在图 2(b) 和 2(c) 上, 热带太平洋的西南季风都比较明显。只是印度洋西南季风汇入的季风低压移到了青藏高原东侧, 西南季风越赤道转向偏离了赤道, 以及热带太平洋信风向西扩展到了中南半岛。在高度场上, 副高脊西伸到孟加拉湾, 印度季风低压不明显。所有这些, 与平均情况有些出入。

图 2(e) 和图 2(f) 是感、潜热减少试验与控制试验的流线和高度场差值图。总的来讲, 差值在中高纬大, 在低纬和赤道地区小。但是在我国以南为正差值, 我国以北为负差值, 这与增加试验情况正好相反。在图 2(f) 中, 沿 150°E 附近洋面上 30°N 以北日本以东为正差值中心, 这使得西太平洋副高北移东撤, 使长江中下游的高温区缩小只剩长江中下游至山东半岛一小块地区, 同时有利于东亚季风发展。贝加尔湖和蒙古人民共和国的正差值中心以及东北北部负差值槽, 使图 2(c) 上副高伸向我国北方的脊, 与副高脱离成为西风脊。脊前冷空气活动可达河套、黄河流域, 同时也有利于东亚季风的发展。这在图 2(e) 的差值流场上也有反映, 如东北西部的反气旋性环流中心和日本南部东海的气旋性环流中心。所以, 减少试验即冬季高原感热、潜热的减少, 使夏季副高北移东撤, 蒙古高压脊前冷空气活动可达河套黄河流域, 东亚季风显著, 除华东沿海外, 长江以北均为降温区。

4 青藏高原地形对我国气温影响(图略)

4.1 冬季

从地形减半的冬季地面大气温度图中可看出, 气温影响最大的是我国东部地区, 最大降温在辽宁西部地区, 可达 1.94, 并且 0 等温线沿青藏高原穿过黄河、长江中下游, 在青藏高原处气温有所增加。

从地形减半试验与控制试验的夏季 500hPa 流线和高度场差值图可以看出, 差值在中纬度为增量, 在低纬和高纬为减量。在东亚大槽处为负中心, 因此造成我国西部变暖, 东部变冷。

4.2 夏季

从地形减半次年夏季温度图看出, 我国温度都普遍在降低, 形状也呈正弦波, 脊在 105 E, 青藏高原的西部温度降低最为显著, 可达 7.58 , 在淮河附近也有较大降温。

从地形减半试验与控制试验的夏季 500hPa 流线和高度场差值图可看出, 只有在青藏高原为正差中心, 其它为负差中心, 因此地形减半后, 青藏高原变暖, 东部变冷。

5 结 论

通过以上分析得出:

(1) 夏季感热、潜热增加, 我国冬季几乎都是增温, 只有黄河两侧地区增温较小。影响最小的是我国东北和华北北部地区, 以及长江以南广大地区, 最大增温靠近华南增沿海可达 5.64 。增温较弱地区为黄淮和华北部地区, 其中黄河中游地区甚至没有什么增温。

(2) 青藏高原冬季感热、潜热减少, 影响最大的是我国长江中上游至黄河河套地区以及延伸到华北、东北地区, 最大降温在河套东侧可达 2.76 , 使西部低温地区向河套地区扩展, 而东部高温中心范围缩小, 而中心温度在长江中下游及山东半岛反而增强。降温较弱的是我国华南沿海和东北北部地区。此外, 在青藏高原有小量增温。

(3) 青藏高原地形高度减半, 冬季青藏高原地区温度增加, 0 线沿青藏高原穿过黄河长江中上游, 我国的东部地区温度都在降低, 降低最大处是在渤海和黄河附近的城市。

(4) 青藏高原地形高度减半, 夏季我国整体温度都降低, 青藏高原的西部温度降低最为显著, 此外, 在淮河附近也有较大降温。

参 考 文 献

- 1 Flohn H. Contributions to a meteorology of the Tibetan High lands A mos Sci Paper, 130, Colorado State Univ, Ft Collins, 1968 1~ 122
- 2 Manabe S, T B Terpstra J A mos Sci, 1974, 31: 3~ 42
- 3 Hahn d G, S Manabe J A mos Sci, 1975, 32: 15151~ 541
- 4 刘晓东 青藏高原隆重升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响 高原气象, 1999, 18(3): 321~ 331
- 5 吴池胜, 王安宇 青藏高原隆升对亚洲夏季风形成作用的数值实验 高原气象, 1995, 14(4): 425-432
- 6 吕克利, 朱永春 大地形对 Rossby 波波射线的影响 气象学报, 1994, 52(4): 405~ 413
- 7 赵强, 刘式适 地形对热带大气超长尺度 Rossby 波动的影响 见: 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一), 1999 178~ 182
- 8 王允宽, 吴迪生, 曹勇生, 李勤 青藏高原地形对孟加拉湾热带气旋影响的对比研究 大气科学, 1996, 20(4): 445~ 451
- 9 刘晓东, 侯萍 青藏高原及邻地区近 30 年气候变暖与海拔高度的关系 高原气象, 1998, 17(3): 245~ 249
- 10 Ji L iren and S Tibadi Numerical experiments on the seasonal transition of the general circulation over A sia in Ssummer, 1979 ECMWF Tech M em. , 1983, (1): 60
- 11 郁淑华, 滕家谟, 何光碧 高原地形 对四川盆地西部突发性暴雨影响的数值试验 大气科学, 1998, 22(3): 379~ 383
- 12 王咏青, 卓嘎 青藏高原东北侧干旱的数值试验 南京气象学院学报, 1999, 22(2): 149~ 154

- 13 孙冬联, 朱抱真 地形在东亚夏季风环流中的作用 热带气象学报, 1991, 7(3): 268~ 274
- 14 陈隆勋 见: 全国热带夏季风学术会议文集 昆明: 云南人民出版社, 1982 246~ 258
- 15 罗会邦, 符春 冬半年高原地面感热输送与大气热源若干特征 见: 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一). 1999 1~ 8
- 16 叶月珍, 方之芳 高原热力状况与四川盆地汛期降水的联系 高原气象, 1999, 18(2): 162~ 170
- 17 黄荣辉 夏季青藏高原上空大气热源异常对北半球气环流异常的作用 气象学报, 1985, 43(2): 208~ 220
- 18 叶笃正 夏季青藏高原上空热力结构 对流活动和与之有关的大尺度环流现象 大气科学, 1988 年特刊: 1~ 12
- 19 余志豪, 李海盛 含雪-气相互作用的大气环流模式及其青藏高原积雪模拟 气象科学, 2000, 20(3): 289~ 297
- 20 林元弼 南京大学大气科学系大气环流实验 南京大学大气科学系, 1987. 1~ 14
- 21 Simmonds I A analysis of the "Spinap" of a general circulation model Jour. of Geoph. Res., 1985, 90: 5637~ 5666
- 22 林元弼, 梁建茵 一个全球谱模式模拟能力的初步分析 热带气象, 1990, 11: 372~ 377
- 23 林元弼, 孙力 七月份大气对中-东太平洋海温异常响应的数值实验 气象科学, 1987, 7(2): 1~ 13
- 24 李海盛, 余志豪 青藏高原冬季雪盖增大对夏季东亚大气环流影响的数值试验 热带气象学报, 1998, 14(1): 70~ 71
- 25 张东, 余志豪 青藏高原冬季积雪异常与夏季我国低温的关系 气象科学, 1999, 19(1): 1~ 8
- 26 盛承禹 中国气候总论 北京: 科学出版社, 1986 217~ 220, 222~ 224

THE RELATIONSHIP BETWEEN SENSIBLE HEAT AND HEIGHT OF QINGHAI-XIZANG PLATEAU AND TEMPERATURE IN WINTER AND SUMMER

Wu Lingyun Yu Zhiao

(Dept. of Atmos. Sci., Nanjing University 210093)

Abstract In this paper, an improved spectral general circulation model is used to simulate the sensible heat, latent heat and height variations of Qinghai-Xizang Plateau. The air temperature is studied and the results show that when the sensible heat and latent heat of Plateau in summer is increased, the air temperature becomes higher in winter; When sensible heat and latent heat in winter is decreased, the air temperature becomes lower over the areas of central and eastern part of China in summer, but higher over the eastern part adjoining ocean of China. When the Plateau height is lower than normal, the air temperature becomes higher in Plateau, but lower in eastern part of China in winter. While lower air temperature appears in summer, and in the Western part of Plateau it is more obvious.

Key words The Qinghai-Xizang Plateau Height Sensible heat Latent heat Air temperature