

夏季我国干旱、半干旱区陆面过程 能量平衡及其局地大气环流^{*}

布和朝鲁 纪立人 P4 A

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

崔茂常

(中国科学院海洋研究所, 青岛 266071)

摘 要 利用 NCEP 资料分析得出, 夏季我国干旱、半干旱区在整个欧亚大陆上是陆面感热通量最强的地方, 与此对应的陆面潜热通量则最弱。陆面所接收的太阳短波辐射主要以感热和长波辐射的能量形式释放。该区降水量很少, 降水量的年际变率也很弱; 因此, 该区的陆面热量通量都显出很弱的年际变率; 然而, 这些通量的年代际变率信号则比较显著。我国干旱、半干旱区大气环流的热力过程与其陆面过程特征密切相关。该区对流层大气的辐射冷却很强, 达 -3 K d^{-1} 。由于缺乏水汽和上升运动, 大尺度凝结加热率、深对流加热率, 浅对流加热率都非常弱。因此, 600 hPa 以上的大气以绝热下沉加热来平衡辐射冷却; 600 hPa 以下, 陆面感热引起的垂直扩散加热率非常强, 多达 8 K d^{-1} 。它除了平衡辐射冷却以外还制造对流层低层的对流运动, 以绝热上升冷却来平衡多余的垂直扩散加热。总之, 我国干旱、半干旱区的陆面过程特征决定了该区大气运动的特殊垂直结构, 即对流层低层对流上升运动及其上层的下沉运动。我国干旱、半干旱区陆面能量平衡及其局地大气环流的年代际变率, 是全球气候系统年代际变率的必然结果。

关键词: 陆面过程; 能量平衡; 年代际变率; 大气环流

1 引言

我国干旱、半干旱区具有非常强的蒸发能力和非常低的降水量以及土壤湿度。在全球变暖的气候背景下, 不合理的土地利用等破坏生态系统的人类行为, 将进一步恶化该区域的能量和水循环。我国西北、华北西部地处干旱、半干旱气候区, 并且近百年来有明显的干旱化趋势^[1]。干旱、半干旱气候区生态系统的保护及优化, 需要深入了解其陆面过程能量平衡的气候特征及年际和年代际变率。

地形作用是我国干旱、半干旱区气候特征形成的主要原因。实际上, 我国干旱、半干旱区基本上对应于我国非季风区(见图 1)。由于青藏高原、秦岭和大兴安岭等的阻挡, 亚洲夏季风的向北水汽输送很难达到我国干旱、半干旱区, 因此形成干旱。青藏高原大地形的动力作用使得大气运动在高原北侧形成绕流, 而我国西北地区正处于新疆

2000-10-18 收到, 2001-03-23 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040904, 中国科学院重点项目 KZCX2-203 及国家自然科学基金资助项目 49875020 和 40105006 联合资助

脊的前部,西北气流和下沉运动盛行,导致干旱和少雨雪。青藏高原北侧的侧边界摩擦作用是我国西北干旱区负涡度环流形成的重要原因之一,青藏高原的感热气泵作用引起的补偿性下沉气流是干旱的另一个原因^[2,3]。

本文利用较长时间的数据资料,详细分析我国干旱、半干旱区陆面感热、潜热以及净长波辐射和太阳短波辐射气候特征及其变率,并探讨与此陆面过程有关的局地大气环流的气候特征。

2 资料

本工作利用 NCEP/NCAR (1958~1999 年)再分析资料及 Xie 和 Arkin^[4]降水资料 (1979~1999 年),详细分析了我国干旱、半干旱区夏季陆面能量平衡的气候特征及其变率。

NCEP/NCAR (1958~1999 年)再分析资料的陆面能量通量,包括感热通量、潜热通量以及净辐射通量等都是同化模式的输出结果。不同同化模式的输出差异有时很大。刘新^[5]比较了本文所用 NCEP/NCAR 再分析资料和 ECMWF 资料的陆面能量通量数据,得出 NCEP/NCAR 再分析资料数据的可信度比较好,各种参数之间的协调性和一致性也相当好。因此,作为研究利用,本文的资料也就比较好。

3 陆面过程的能量平衡及其变率

干旱、半干旱区的划分是根据其年降水量确定的,年降水量少于 200 mm 的地区为干旱区,而大于 200 mm 却少于 400 mm 的地区为半干旱区。图 1 是根据 Xie 和 Arkin^[4]的降水资料制作的亚洲干旱、半干旱区的年降水量分布。我国干旱、半干旱区基本处于非季风区,包括西北地区和华北西部。我们选取图 1 中方框所示地区 (82.5~105°E, 35~45°N) 为我国干旱、半干旱区的典型区域,研究其陆面过程的能量平衡状况。

图 2 给出了夏季典型区域的陆面热通量的年际变化曲线 (NCEP/NCAR 再分析资料)。从图 2a 看出,感热通量的年际变率大多时段是较弱的,最大的年际变率是从

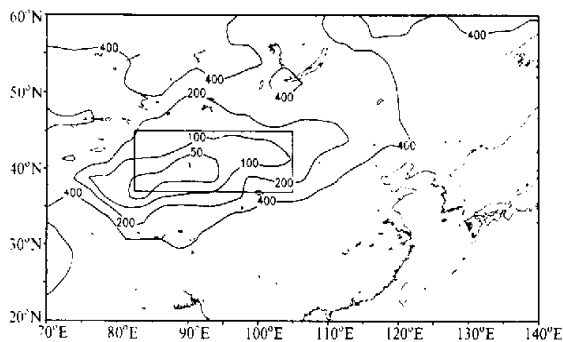


图 1 亚洲干旱、半干旱区的年降水量 (多年平均) 分布 (单位: mm)

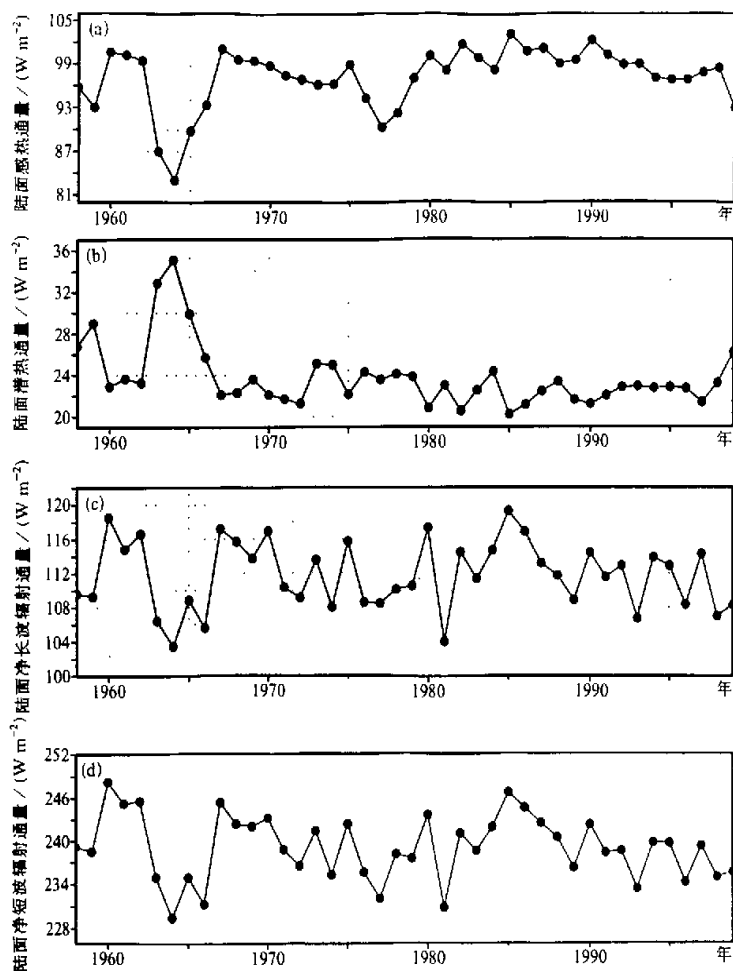


图2 夏季区域 (82.5°E 、 $35^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$) 平均的陆面 (a) 感热通量、(b) 潜热通量、(c) 净长波辐射通量和 (d) 净短波辐射通量随时间变化曲线

1962 年到 1963 年的 14 W m^{-2} 左右, 正是年代际变化的转换时期。值得注意的是, 感热通量的年代际变化很显著, 从 20 世纪 50 年代到 60 年代初为高值, 此后到 60 年代后期为低值, 从 60 年代后期到 70 年代中期为高值, 从 70 年代中期到 80 年代初为低值, 然后是高值。作一个简单的比较, 1965 年的弱感热通量和 1985 年的强感热通量之间相差达 20 W m^{-2} 。从图 2b 看到, 我国干旱、半干旱区的陆面潜热通量的变化曲线基本与感热通量反位相, 这是很容易理解的。同时, 与感热通量相似, 年代际变率比较明显, 尽管没有感热通量清楚。与图 2a 和图 2b 比较, 图 2c 和图 2d 给出的陆面净长波辐射通量和净短波辐射通量, 也显出较显著的年代际变率特征。

陆面能量的平衡是陆面感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和净短波辐射通量之

间的平衡。换言之, 陆面接收到的太阳短波辐射通量一部分传输到陆面以下的土壤中, 其余的以感热通量、潜热通量、净长波辐射通量和净短波辐射通量的形式释放和转换。因此, 陆面感热通量和潜热通量的年代际变率趋势和时段, 基本与净长波辐射通量和净短波辐射通量的年代际变率吻合。

图 3 给出多年平均的陆面感热通量和潜热通量及其标准差的空间分布。从图 3a 可

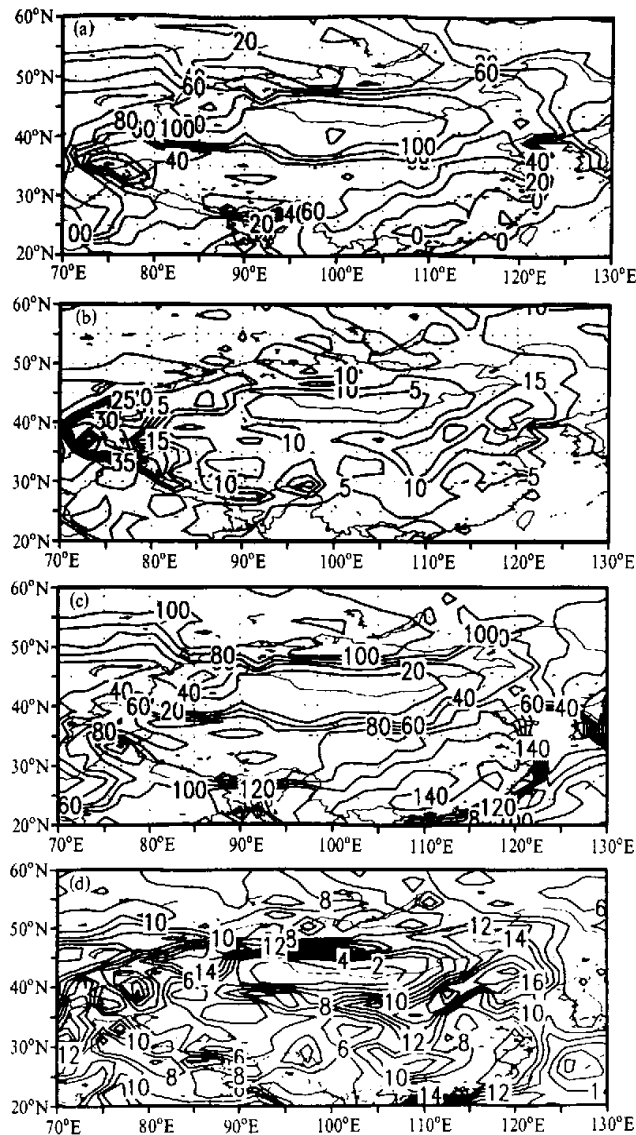


图 3 多年平均的夏季陆面 (a) 感热通量、(b) 感热通量年标准差、(c) 潜热通量和 (d) 潜热通量年标准差的空间分布 (单位: W m^{-2})

看出, 夏季我国干旱、半干旱区在整个欧亚大陆上是感热最强的地方, 大部分地区超过 100 W m^{-2} 。与此对应, 其陆面潜热 (图 3c) 则在整个欧亚大陆上最弱, 大部分地区少于 40 W m^{-2} 。由于干旱、半干旱区的年降水量不超过 400 mm , 蒸发潜热很弱, 陆面所接收的太阳短波辐射主要以感热和长波辐射的能量形式释放。尽管夏季我国干旱、半干旱区的陆面感热通量很强, 但其标准差 (图 3b) 则非常弱, 大部分地区少于 10 W m^{-2} , 说明其年际变率非常弱。从图 3d 上看到, 我们所选取的典型区域内陆面潜热通量的标准差也较弱。而典型区域的南部和东南部陆面感热通量的标准差则比较强, 主要是因为这些地区受亚洲夏季风的影响, 年际变率较强。与周围地区比较, 整个干旱、半干旱区的潜热通量标准差则相当弱, 这从一个侧面上反映出水汽源的严重不足。也正因为如此, 该区陆面感热通量和净辐射通量的年际变率也相应地弱。干旱、半干旱区净辐射通量的弱年际变率在图 4 上显得更加清楚。

为了给出夏季我国干旱、半干旱区陆面能量的年代际变率, 我们选取了 1964 年和 1985 年作为年代际变率不同位相的突出代表加以研究 (图 5)。

1985 年干旱、半干旱区陆面感热通量 (图 5a) 为正距平, 而陆面潜热通量 (图 5c) 为负距平, 说明夏季降水量显著减少导致潜热通量的减少和感热通量的增加。1964 年的情况 (图 5b 和 5d) 则恰恰相反, 夏季降水量显著增加导致潜热通量的增加和感热通量的减少。值得注意的是, 在图 5 上我国干旱、半干旱区的上游地区, 即天山、帕米尔高原及其西部和下游地区 (华北和东北) 的陆面通量异常更为显著, 而且距平符号与干旱、半干旱区的相同。因此, 我国干旱、半干旱区陆面能量异常的形成, 与其上下游地区的环流和降水以及陆面能量平衡密切相关。赵声蓉^[6]指出, 我国华北和西北地区的夏季降水异常, 与中高纬向东传播的欧亚型波列以及西太平洋副高有关的向北波列密切相联。这与本文研究的我国干旱、半干旱区陆面通量的异常状况基本吻合。总之, 我国干旱、半干旱区的夏季降水量和陆面通量的年代际变率, 与中高纬大气环流乃至全球大气环流的年代际变率有密切的关系。

4 陆面能量平衡与局地大气环流

陆气界面的能量和物质交换是陆-气相互作用的主要特征。而物质交换指的是降雨、降雪和水汽的蒸发、蒸腾。我国干旱、半干旱区年降水量很少, 因此这一地区陆气之间的物质交换并不显著。而干旱、半干旱区的大气运动状况则很大程度上与陆面感热通量有关。

图 6 给出我国干旱、半干旱区大气的非绝热加热率以及辐射冷却情况。这一地区可降水量非常少, 水汽输送也非常弱, 因此在整层大气柱里的大尺度凝结加热、深对流加热和浅对流加热 (图 6b) 都非常弱。例如, 深对流加热率的最大值为 0.36 , 出现在 $\sigma=0.5$ 层。相比之下, 短波辐射加热率、长波辐射加热率和垂直扩散加热率非常强。从图 6a 上可看出, 垂直扩散加热率在最低层达到其最大值, 接近 8 K d^{-1} , 且随高度衰减, $\sigma=0.7$ 层基本变为零。陆面感热通量引起的垂直扩散加热对对流层低层的大气运动状况起决定性的作用, 因为其他的非绝热加热都比它弱得多, 例如太阳短波辐射加热整层都低于 1 K d^{-1} 。我国干旱、半干旱区大气的另一个特点是辐射冷却在整个对流层

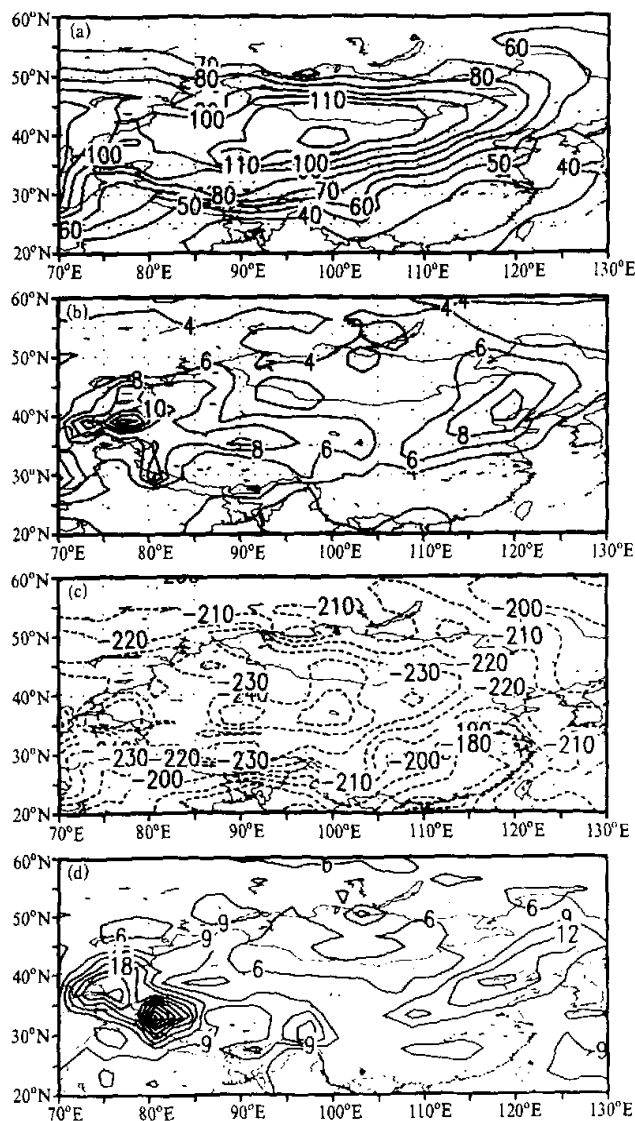


图4 多年平均的夏季陆面 (a) 长波辐射通量, (b) 长波辐射通量年标准差, (c) 短波辐射通量和 (d) 短波辐射通量年标准差的空间分布 (单位: W m^{-2})

大气中都非常显著 (图 6c), 在 $\sigma=0.98$ 层上达 -0.14 K d^{-1} , 而在对流层顶附近则接近于零。

为了考察我国干旱、半干旱区大气非绝热物理过程的年代际变率, 在图 7 中比较了 1964 年和 1985 年的短波辐射加热率、长波辐射加热率和垂直扩散加热率以及辐射冷却

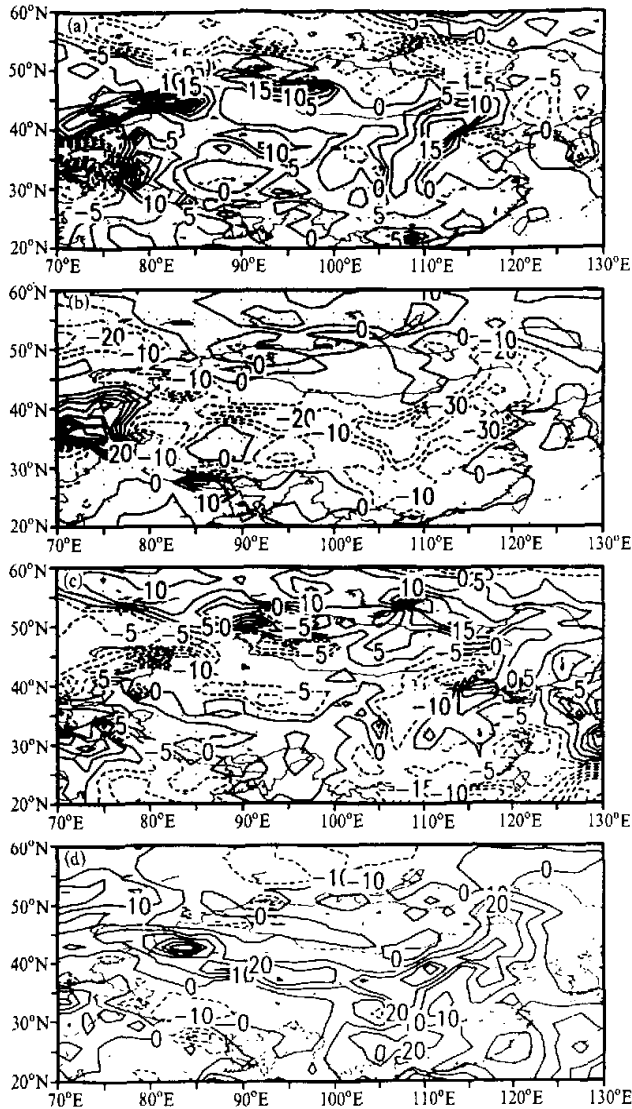


图5 1985年(a)和1964年(b)夏季陆面感热通量异常以及1985年(c)和1964年(d)夏季陆面潜热通量异常的空间分布(单位: W m^{-2})

情况。前面已经提到, 与水汽有关的非绝热加热率微不足道, 这里不予讨论。

比较图 7a 和 7b, 最主要的差别在于 $\sigma=0.7$ 层以下的垂直扩散加热率, 1985 年的加热率明显高于 1964 年, 最低层相差达 1.5 K d^{-1} 。另一个差别在于辐射冷却, $\sigma=0.9$ 和 $\sigma=0.7$ 层之间夏季长波辐射加热率 1964 年大于 1985 年, 因而辐射冷却也强些, 但

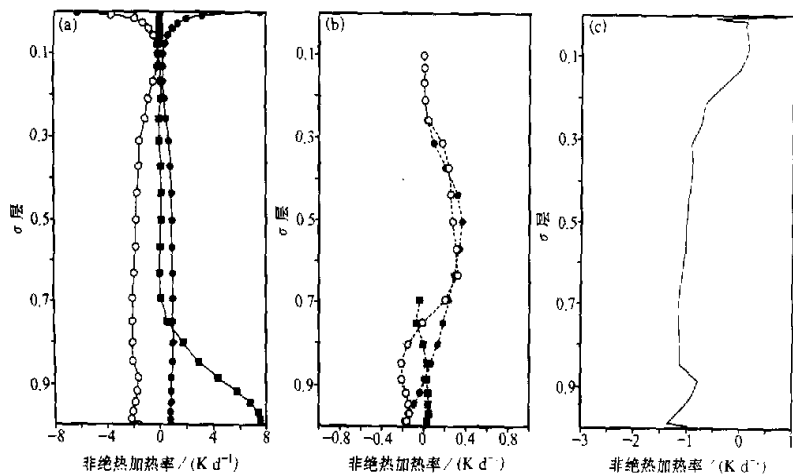


图6 我国夏季干旱、半干旱区典型区域多年平均大气非绝热加热率及辐射冷却的垂直廓线
(a) 短波辐射加热率 (实心圆)、长波辐射加热率 (空心圆) 和垂直扩散加热率 (实心方框);
(b) 深对流加热率 (实心圆)、大尺度凝结加热率 (空心圆) 和浅对流加热率 (实心方框); (c) 辐射冷却

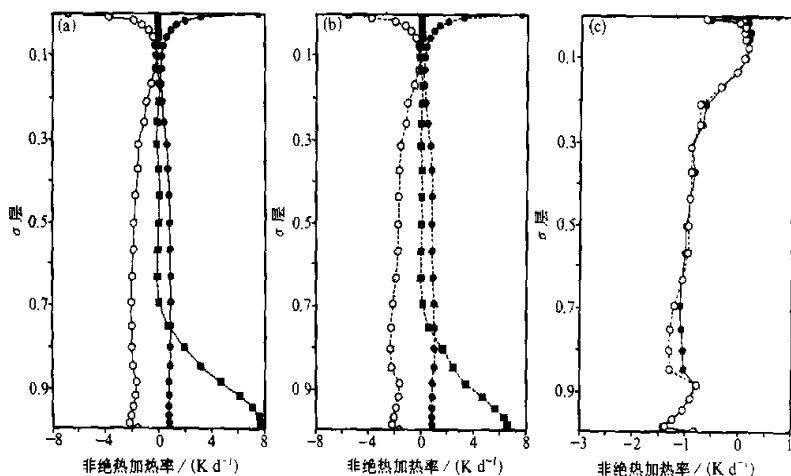


图7 我国夏季干旱、半干旱区典型区域大气的非绝热加热率及辐射冷却的垂直廓线
(a) 1985年的短波辐射加热率 (实心圆)、长波辐射加热率 (空心圆) 和垂直扩散加热率 (实心方框);
(b) 同 (a), 但为 1964 年; (c) 1985 年 (实心圆) 和 1964 年 (空心圆) 的辐射冷却

其差异最多不超过 0.3 K d^{-1} 。

如前所述, 干旱、半干旱区大气对流层低层的垂直扩散加热率非常强, 其他的非绝热加热不能够加以平衡。因此该区的大气运动只有以绝热冷却的方式抵消其余的垂直扩散加热。图 8a 给出了沿 40°N p 速度 (乘以 -1.0) 的经度-高度剖面图。在图 8a 上, 清

楚地看到夏季青藏高原强大感热所对应的上升运动和其周围的下沉运动中心。青藏高原北侧和西北侧的上升运动是夏季青藏高原强大感热驱动的热力环流, 其经度位置与高原主体上升运动的位置一致, 在 400 hPa 的上升运动中心也和高原主体上升运动中心一致^[2]。图 8a 有两个下沉支, 高原西北侧的下沉支对应着伊朗、阿富汗及其北侧, 高原北侧和东北侧下沉运动则对应我国干旱、半干旱区。值得注意的是, 两个下沉支的垂直结构是不一样的。高原西北侧的下沉运动基本上达到近地层, 而我国干旱、半干旱区对流层低层的上升运动能达到 600 hPa。

为什么在我国干旱、半干旱区对流层大气的上层为下沉运动, 下层为上升运动呢? 我国干旱、半干旱区的陆面感热以及对流层低层的垂直扩散加热率是非常强的(图 2a 和 6a), 而辐射冷却等非绝热加热过程不能够平衡垂直扩散加热, 因此只以绝热冷却的方式来加以平衡, 主要是绝热上升冷却(图 8a 和 8c)和冷平流过程(图 8d)。但是垂直扩散加热的影响只能达到 700 hPa, 考虑过流过程^[7]才能达到 600 hPa 左右。辐射冷却的年际变率和年代际变率也都在 600 hPa 以下的大气中发生(图 7c)。

在 600 hPa 以上的大气中辐射冷却起决定性的作用, 因此主要以绝热下沉加热来平衡。图 9 和 10 给出了 1964 年和 1985 年的垂直速度和水平速度的垂直剖面图。陆面感热非常强的 1985 年夏季, 我国干旱、半干旱区对流层低层上升对流和上层下沉运动更加显著, 而陆面感热比较弱的 1964 年夏季对流层低层上升和上层下沉运动的这种结构明显减弱。总之, 我国干旱、半干旱区的陆面过程特征决定了该区大气运动的特殊垂直结构, 即低层上升对流以及上层的下沉运动。

在夏季, 东亚急流的气候位置正好在我国干旱、半干旱区上空。从图 8b、9b 和 10b 的对比中我们可以看到, 东亚急流中心的東西摆动是我国干旱、半干旱区大气环流年际变率的重要特征。东亚急流处在南亚高压的北侧, 其东西摆动和年代际变率与南亚高压的东西摆动和年代际变率是一致的。因此, 我们有理由认为, 我国干旱、半干旱区陆面能量平衡及其局地大气环流的年代际变率, 是全球气候系统年代际变率的必然结果。

5 小结

在夏季, 我国干旱、半干旱区在整个欧亚大陆上是陆面感热最强的地方, 与此对应的陆面潜热则最弱。由于干旱、半干旱区的年降水量不超过 400 mm, 蒸发潜热很弱, 陆面所接收的太阳短波辐射主要以感热和长波辐射的能量形式释放和转换。

西北气流的控制使该地区盛行下沉运动, 降水量很少, 降水量的年际变率也很弱。进而, 该区的陆面物理参数, 特别是感热通量显出很弱的年际变率。然而, 其年代际变率的信号则比较显著。

我国干旱、半干旱区大气环流的热力过程与其陆面过程特征密切相关。该区对流层大气的辐射冷却很强, 达 -3 K d^{-1} 。由于缺乏水汽和上升运动, 大尺度凝结加热率、深对流加热率、浅对流加热率都很弱。因此, 600 hPa 以上的大气以绝热下沉加热来平衡辐射冷却。在 600 hPa 以下, 陆面感热引起的垂直扩散加热率非常强, 多达 8 K d^{-1} 。它除了平衡辐射冷却以外还制造对流层低层的对流运动, 以此绝热上升冷却来平衡多余

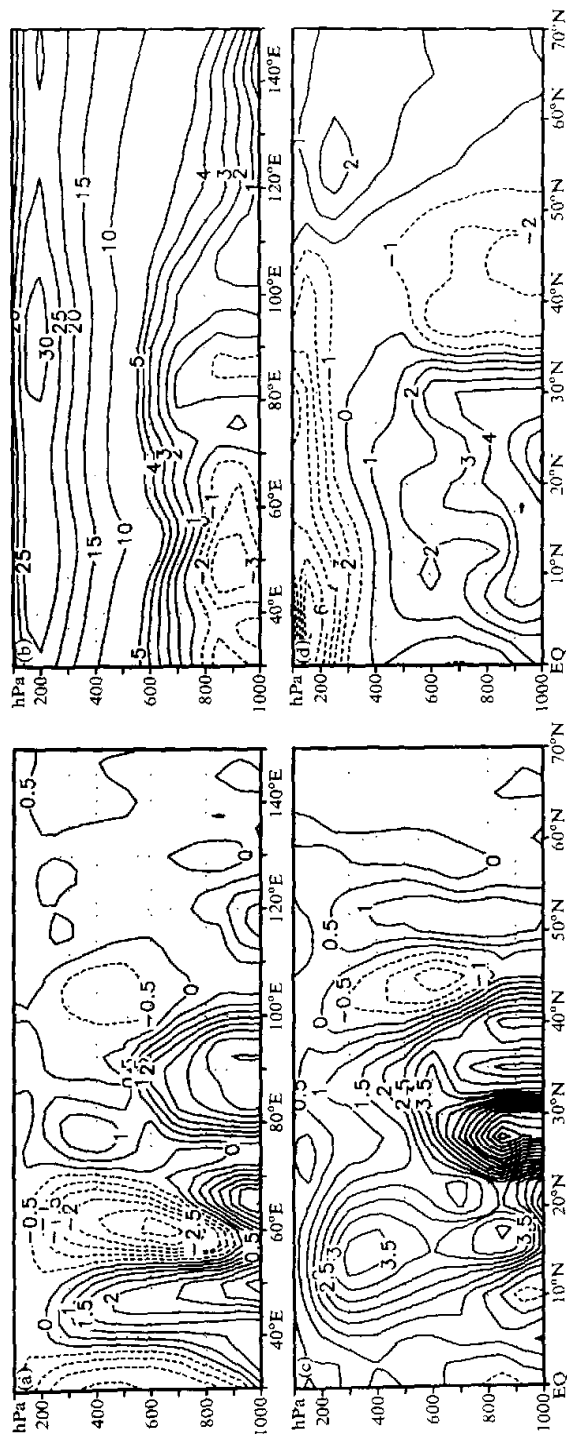


图8 我国夏季干旱、半干旱区多年平均的大气 p 速度 (乘以 -1.0 , 单位: hPa h^{-1}),
纬向和经向风速 (单位为 m s^{-1}) 垂直剖面图
(a) 沿 40°N 的 p 速度; (b) 沿 40°N 的纬向风速; (c) 沿 95°E 的 p 速度; (d) 沿 95°E 的经向风速

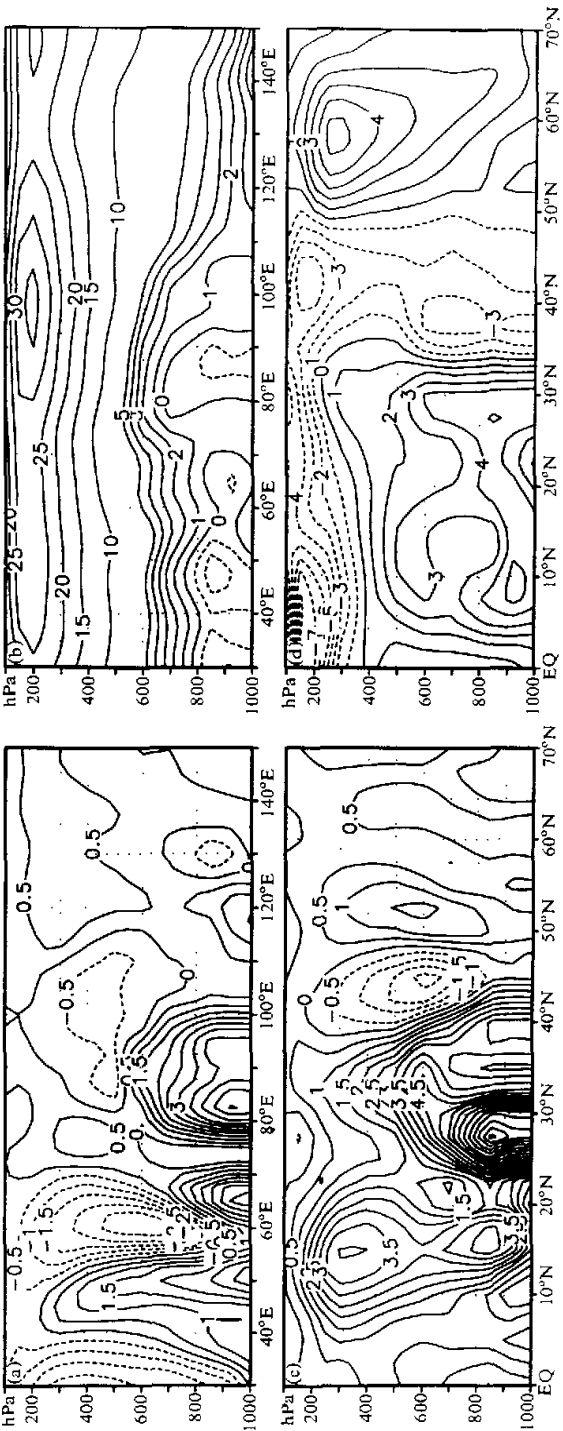


图 9 同图 8, 但为 1985 年

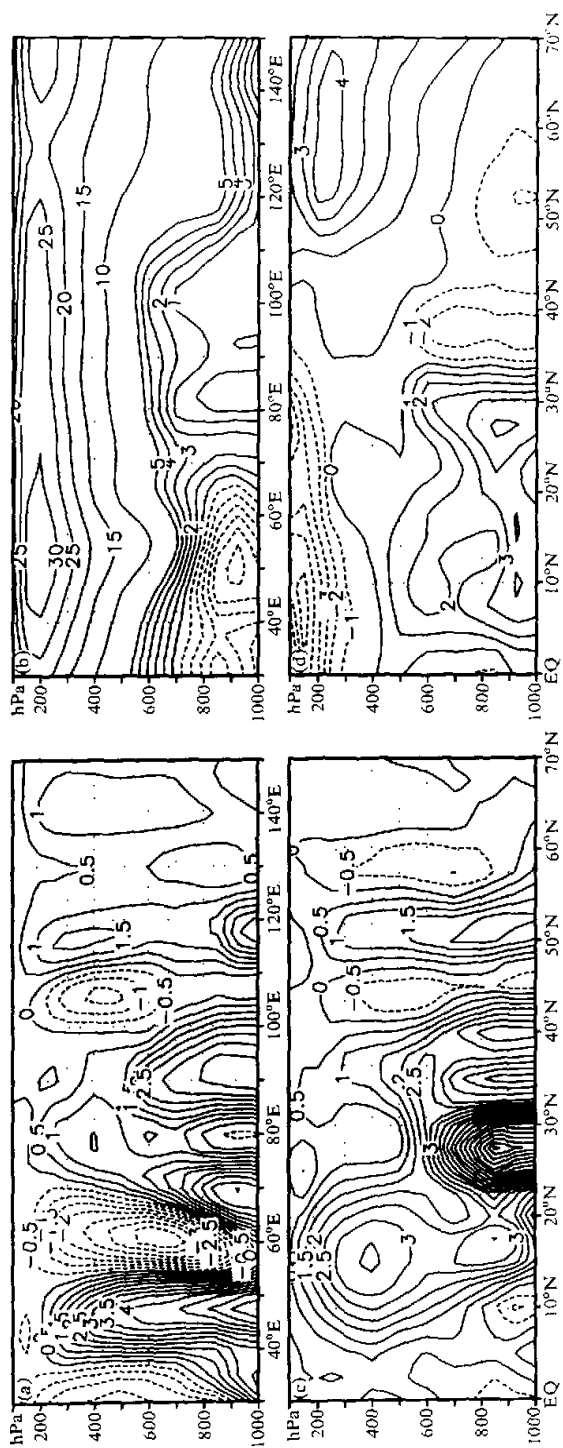


图 10 同图 8, 但为 1964 年

的垂直扩散加热。总之, 我国干旱、半干旱区的陆面过程特征决定了该区大气运动的特殊垂直结构, 即底层浅薄对流及其上层的强下沉运动。

我国干旱、半干旱区陆面能量平衡及其局地大气环流的年代际变率是全球气候系统年代际变率的必然结果。

参 考 文 献

- 1 叶笃正、黄荣辉, 长江和黄河流域的旱涝规律成因研究, 济南: 山东科学技术出版社, 1996.
- 2 Yanai, M., C. F. Li and Z. S. Song, Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1992, **70**, 319~351.
- 3 吴国雄、李伟平、郭华等, 青藏高原感热气泵和亚洲夏季风, 赵九章纪念文集, 叶笃正主编, 北京: 科学出版社, 1997, 116~126.
- 4 Xie, P. and P. A. Arkin, Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1997, **78**, 2539~2588.
- 5 刘新, 青藏高原热状况对亚洲大气环流系统的影响, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2000.
- 6 赵声蓉, 华北汛期旱涝及成因研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1998.
- 7 刘屹岷, 非绝热加热影响北半球夏季副热带高压形态变异的物理机理, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1998.

Energy Balance of Land Surface Process in the Arid and Semi-Arid Regions of China and Its Relation to the Regional Atmospheric Circulation in Summer

Bueh Cholaw and Ji Liren

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,

Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Cui Maochang

(Institute of Oceanography, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071)

Abstract The surface sensible heat flux of the arid and semi-arid regions of China is the strongest in Eurasian continent. The corresponding surface latent heat flux in this area, however, is very weak. In this area, the short wave radiation accepted by the surface is mainly released by sensible heat flux and long wave radiation. The annual precipitation here very deficient, thus its interannual variability is considerably weak. Consequently, the surface energy fluxes show much weak interannual variability. But the interdecadal variability of the surface sensible heat flux in this area is significant compared to the corresponding interannual variability. In the arid and semi-arid regions of China, the thermal process of the atmospheric circulation is closely related to its land surface process. The troposphere radiative cooling is strong and up to -3 K d^{-1} , whereas the large-scale condensation heating, deep and shallow convection heating is negligibly weak. As a consequence, the radiative cooling above 600 hPa layer is balanced by the adiabatic warming of descending motion. Below 600 hPa layer, quite differently, the vertical diffusion heating caused by surface sensible heat flux prevails and reaches about 8 K d^{-1} . It balances not only the radiative cooling but also the adiabatic cooling accompanying an upward rising motions. In other words, the land surface process in the arid and semi-arid region of China is responsible for the vertical structure of its regional atmospheric motion, i. e., the upper layer descending and lower layer rising motion. The interdecadal variability of surface energy balance and its related regional atmospheric circulation results from that of the global climate system.

Key words: land surface process; energy balance; interdecadal variability; atmospheric circulation