

现代青藏高原气候变化的几个特征*

朱文琴 陈隆勋

(中国气象科学研究院, 北京 100081)

周自江

(中国国家气象中心, 北京 100081)

摘要 收集了 1951~1998 年青藏高原及其邻近地区 217 个地面测站的逐月气温, 最高、最低气温以及降水等要素的观测值, 探讨现代青藏高原的气候变化特征. 结果表明: (1) 青藏高原自 20 世纪 50 年代变冷至 60 年代, 之后又开始变暖直至 90 年代. 始于 1935 年的拉萨资料表明此站以 40 年代气温为最暖, 之后变冷到 60 年代, 60 年代以后又开始增暖直到 90 年代, 拉萨 90 年代仍未达到 40 年代暖期气温. (2) 20 世纪 60 年代以来青藏高原东侧和东南侧在 3000 m 以下存在一个变冷带, 85°~95°E 间自南到北存在一个强变暖带. 变冷带和变暖带之间十分不连续, 存在着正、负交替的变化, 因而增暖不是随高度呈线性增加的. (3) 20 世纪 60 年代以来, 高原自西南向东北以及 3000 m 以下东南地区存在一个降水减少带, 高原中心地区及 3000 m 以上西部为变暖而降水减少, 北部及南部为变暖而降水增加, 3000 m 以下东南地区为变冷而降水减少.

关键词 中国气候变化 温度和降水 最高气温和最低气温 年平均气温距平

现代青藏高原的气候变化已有许多研究^[1~3]. 总的说来, 已发现以下主要特征: (1) 青藏高原自 20 世纪 60 年代以来气温有变暖倾向, 某些变暖地区降水又明显减少, 形成变暖变干而造成环境恶化^[4,5]; (2) 高原的变暖程度存在随高度增加而增加的倾向^[6]; (3) 高原气候变化常比中国各地气候变化早, 因而高原是中国以至世界气候变化的启动区^[7].

以上结果表明, 在中国气候变化研究中, 青藏高原气候变化的研究是十分重要的. 收集较完全的器测时期资料, 做进一步研究是十分必要的. 为此, 我们收集了 1930~1950 和 1951~1997 年的逐月平均资料. 1930~1950 年资料取自资料汇编^[1], 资料较好的测站只有 4 个. 1951 年以后资料则有气温、最高和最低气温、降水、各层地温、云量、蒸发量和雪等 10 余种要素. 本文只讨论前 4 种要素.

1 资料和方法

如上所述, 1950 年以前资料, 经挑选只有 4 个站, 1951 年以后资料共取 217 个站, 测站分布见图 1. 其中海拔 2000 m 以下, 2000~3000, 3000~4000 和 4000 m 以上测站分别有 83, 52, 54 和 28 个. 海拔 3000 m 以上的测站共有 82 个, 其中 1961 年以后建站的有 21 个站. 由图 1 可见, 大部分测站在 90°E 以东地区, 以西只有 12 个站, 但已收集了已有的西部所有测站. 所用的方法主要是分析线性倾向, 在分析中, 相关系数通过显著水平 $\alpha = 0.05$ 检验的, 对于气温有

2001-02-12 收稿, 2001-07-18 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划(G1998040904-2)和中国科学院(KZ951-A1-204, KZ95T-06)资助项目

1) 中国科学院地球物理研究所和中央气象局联合编印. 中国气温资料和中国降水资料汇编. 1954

122 个站, 对于降水有 108 个站.

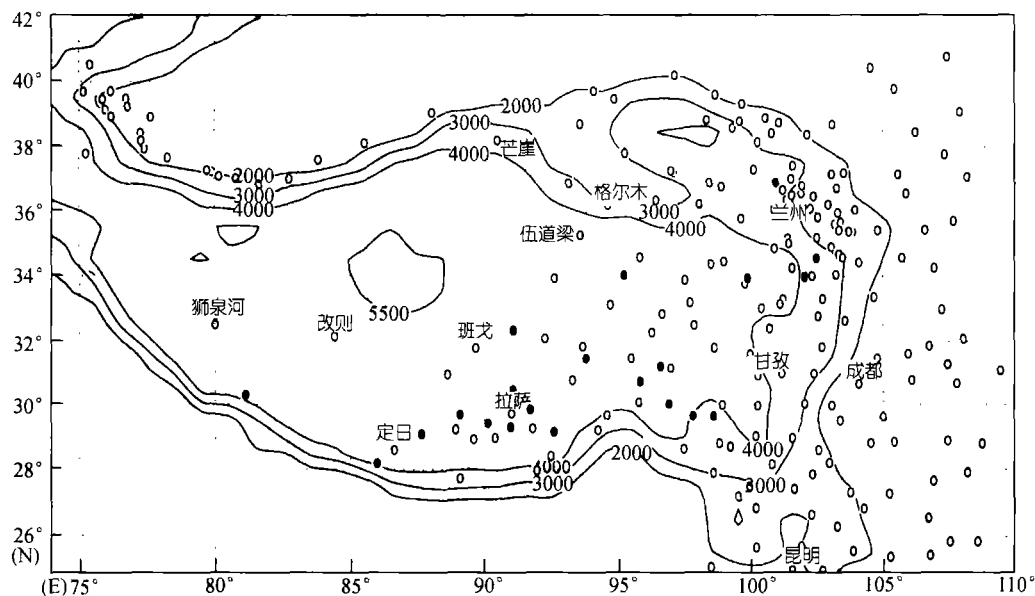


图 1 本文所用观测站分布图, 黑点为 1961 年后开始建的测站

2 年平均气温的变化特征

为了了解青藏高原及邻近地区各测站的年际变化, 我们选了几个有代表性的测站作了年际变化曲线(图 2). 拉萨(3650 m)是高原中观测年代最长的惟一测站, 20 世纪 30~40 年代最暖(40 年代年平均气温为 8.55°C), 随后变冷, 1963 年最冷, 随后开始变暖直到 90 年代, 1991~1998 年平均气温为 8.30°C . 可见, 20 世纪 90 年代气温尚未回暖到 40 年代水平. 伍道梁(4614 m)1956~1960 年气温为 -5.65°C , 而 1991~1998 年为 -5.28°C , 变暖 0.37°C . 拉萨自 20 世纪 40 年代到 50 年代气温下降 0.70°C , 由此估计伍道梁站 90 年代气温不可能超过 40 年代. 甘孜站(3394 m)20 世纪 50 年代气温(5.91°C)比 90 年代(5.63°C)暖 0.28°C . 3000~4000 m 之间的其他测站(如昌都等)也是如此. 因此, 可以得到一个结论: 海拔 3000 m 以上的青藏高原地区, 20 世纪以 40 年代为第 1 个暖期, 气温最高, 随后, 变冷到 1963 年, 开始回暖, 90 年代气温只达到 50 年代水平, 尚未达到 40 年代最暖期. 这个特征和中国其他地区是相同的^[8].

图 2 中还列出了青藏高原邻近地的昆明和成都的气温变化曲线, 昆明和成都均表明: 20 世纪 40 年代气温最高, 随后变冷, 但成都 90 年代中最冷, 而昆明到 70 年代初最冷, 随后回暖, 90 年代平均气温均未达到 40 年代水平. 成都甚至未达到 20 世纪 60 年代水平.

为了研究青藏高原各地区的平均气温变化, 我们以 90°E 和 35°N 为界划分北西、北东、南西和南东 4 区, 作了区域平均曲线, 由于东区测站最多, 又做了东区平均(图 3). 可见, 3000 m 以上各区自 20 世纪 50 年代以后气温均一致下降, 到 60 年代之后回暖, 回暖以北西和南西区最明显, 90 年代气温均未达到 50 年代水平, 东部地区回暖不如西部明显.

由于青藏高原大部分台站自 20 世纪 60 年代开始回暖, 并且 60 年代后测站也开始大量增加, 为了讨论年平均气温变暖强度分布, 我们计算了 1961~1995 年年平均气温线性倾向值.

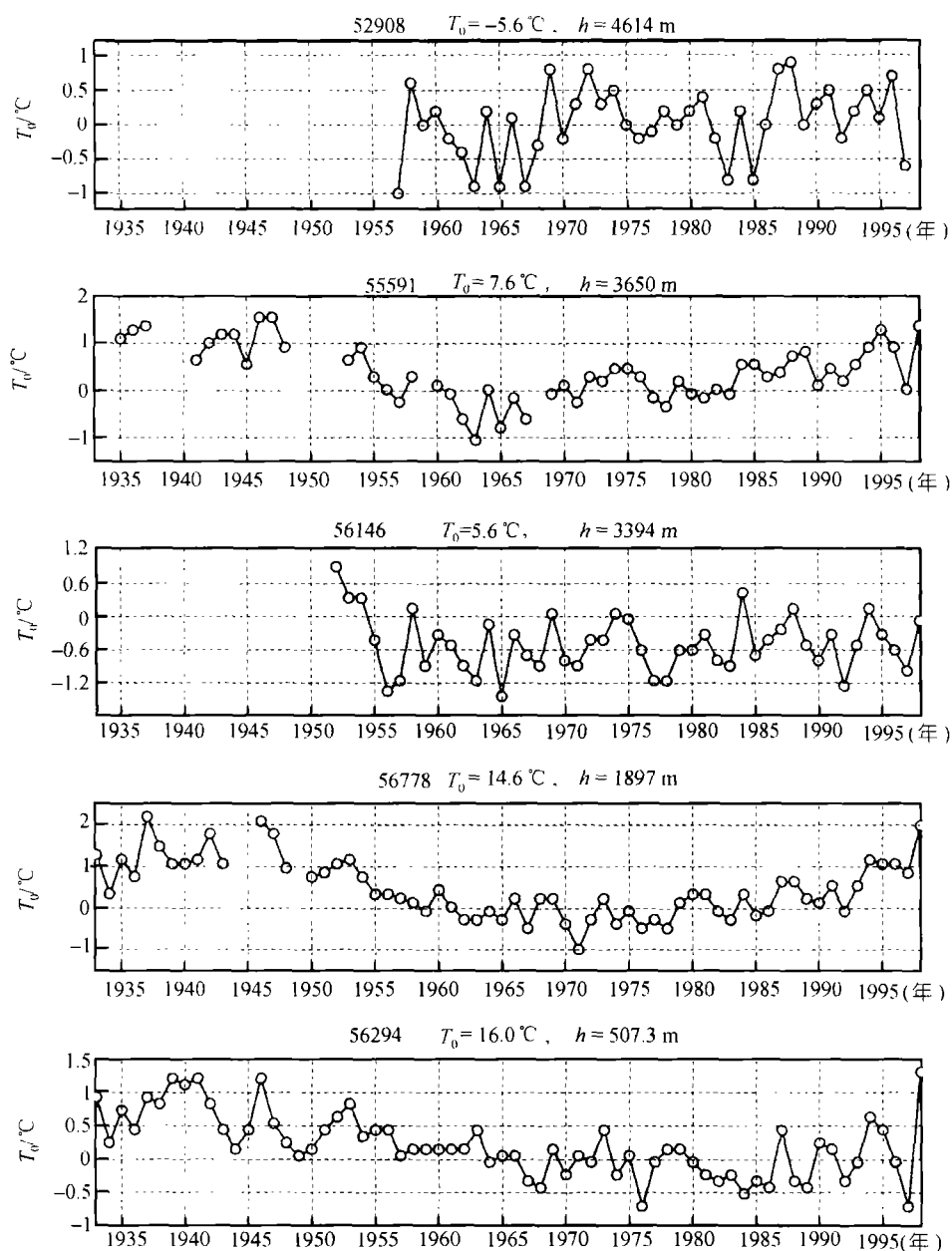


图2 伍道梁(52908)、拉萨(55591)、甘孜(56146)、昆明(56778)和成都(56294)的年平均气温距平变化曲线

T_0 为 30 年(1961~1990)的年平均气温平均值, h 为测站的海拔高度

由图 4(a)可见, 3000 m 以上的高原中部地区($85^\circ \sim 95^\circ \text{E}$), 自北向南存在一个最大变暖带, 有 3 个变暖中心. 北部中心位于 37°N , 90.5°E , 变暖最大为茫崖(3138 m)站, 中心值每 10 年达到 0.8°C , 20 世纪 60 年代平均气温为 1.08°C , 而 90 年代平均气温(1991~1998 年)为 3.67°C , 升温达 2.59°C . 中部变暖中心位于 32°N , 90°E , 升温最大为班戈站(4700 m), 中心值每 10 年达到 0.6°C , 20 世纪 60 年代平均气温为 -1.96°C , 而 90 年代气温达到 -0.64°C , 升温 1.32°C . 南部变

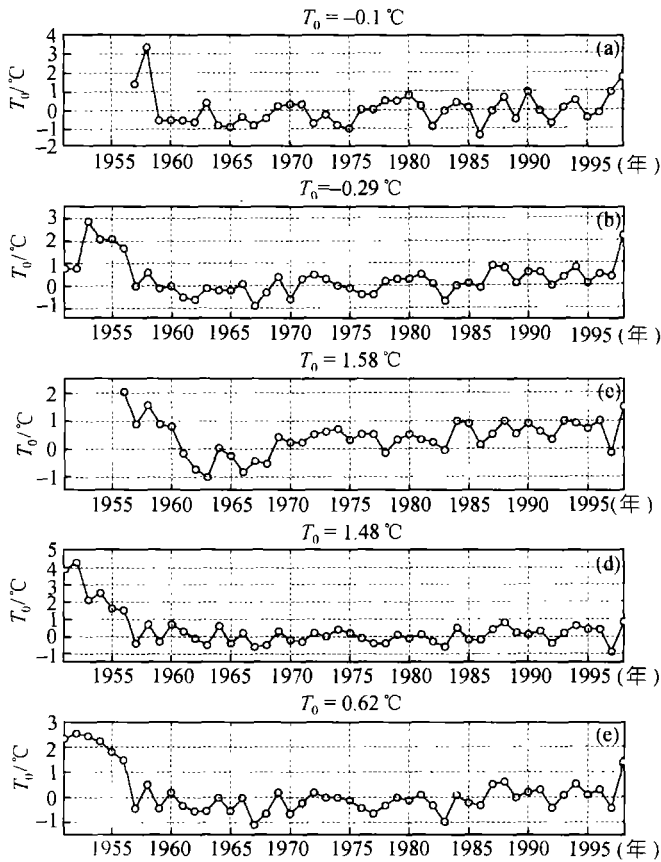


图 3 青藏高原 3000 m 以上的西北(a)、东北(b)、西南(c)、东南(d)和东区(e)年平均气温距平变化曲线

变冷带邻近的高原东南侧存在一个范围较小的变暖带, 在 3000 m 附近形成一个变暖随高度增加而增加的地区, 但上述变暖中心与高原中部的强变暖带是独立的, 有明显的间断隔离. 高原东北也是如此.

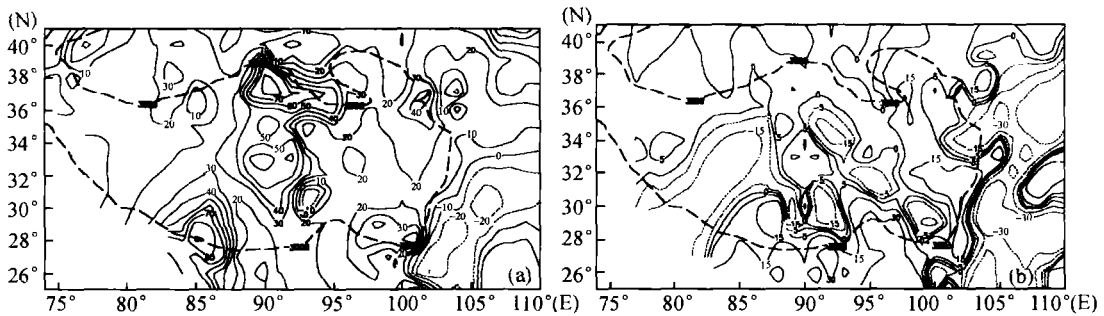


图 4 青藏高原及邻近地区 1961~1995 年平均气温(a)线性倾向(0.001℃/a)和年降水量(b)的线性倾向(0.1 mm/a)分布图(图中长虚线是海拔 3000 m 等高线)

表 1 是年平均气温的线性倾向统计平均值与海拔高度的关系. 表 1 中第 1 行的数据是气温

暖中心位于 28.5° N, 85.5° E, 升温最大测站为定日站(4300 m), 20 世纪 60 年代为 0.84℃, 90 年代为 3.01℃, 升温 2.17℃. 3 个中心以北部中心升温最强, 其次为南部中心. 北部变暖区中心带位于昆仑山东段北侧及青海柴达木盆地. 从茫崖(3138 m)向南以及从格尔木(2809 m)向西南到伍道梁(4614 m), 高度虽然升高, 但变暖值是减小的. 格尔木和伍道梁, 20 世纪 60 年代气温分别是 3.62 和 -5.87℃, 而 90 年代气温分别是 5.50 和 -5.29℃, 因而增温分别为 1.88 和 0.58℃, 从格尔木到伍道梁, 高度虽然升高, 但变暖值明显减小. 南部变暖带位于喜马拉雅山中段北侧. 由于国外资料缺少, 我们还不能判断从印度、尼泊尔到喜马拉雅山变暖是否加强.

从图 4(a)还可以看到, 高原 3000 m 以下的东和东南侧存在一个明显的变冷带, 这个变冷带, 一般认为是人类活动的结果^[8]. 与此

线性倾向统计平均值($^{\circ}\text{C}/\text{a}$)、第 2 行数据是参加统计的测站数。从表 1 中结果来看, 高原东部(90°E 以东)和南部(35°N 以南), 在海拔 4000 m 以下, 气温变暖倾向是随海拔高度增加而增加。高原西部(90°E 以西)和北部(35°N 以北), 在海拔高度由 1000 m 升至 3000 m 时, 温度倾向值也随之增大, 而 3000 m 升至 4000 m 时, 在高原的北侧和西侧, 变暖是随高度增加而减小的。4000 m 以上高原的东北部变暖也是随高度增加而减小的。由此看来, 高原变暖分布是十分复杂的, 并不能单纯用变暖随高度增加而增加来作结论。

表 1 1961~1995 年平均气温线性倾向统计平均值($^{\circ}\text{C}/\text{a}$)随高度的分布

海拔高度/km	90°E 以东	35°N 以南	90°E 以西	35°N 以北
0~1	-0.004 ^{a)} 16	-0.004 16	0.014 1	0.014 1
1~2	0.012 26	0.002 8	0.006 16	0.012 34
2~3	0.015 36	0.008 20	0.044 4	0.028 20
3~4	0.018 28	0.016 19	0.021 6	0.022 15
≥ 4	0.017 19	0.020 27	0.026 9	0.016 1

a) 表示线性倾向的年平均值

为了检验青藏高原变暖与年最高平均气温和最低平均气温变化的关系, 我们作了此二要素的线性倾向值分布(图 5(a), (b)), 可以看到, 两个要素在高原中部自北向南都存在强变暖中心, 但以最低气温变暖最为明显, 并与年平均气温在中部的 3 个变暖中心对应, 但各有不同特点。在南部, 气温变暖中心的增暖比最高气温增暖强 1 倍。在中部气温变暖中心对应的几乎是最低气温变暖, 而最高气温变暖非常微弱。在北部气温变暖中心, 与其对应的以最低气温变暖最明显, 但最低和最高气温变暖中心分为两个中心, 一个在柴达木盆地西侧, 另一个在其南侧。从分析来看, 高原 3 个变暖中心均以最低气温变暖最明显。对高原东和东南侧的气温变冷中心, 最高气温比最低气温变冷强度大, 但二者差值不是太大。

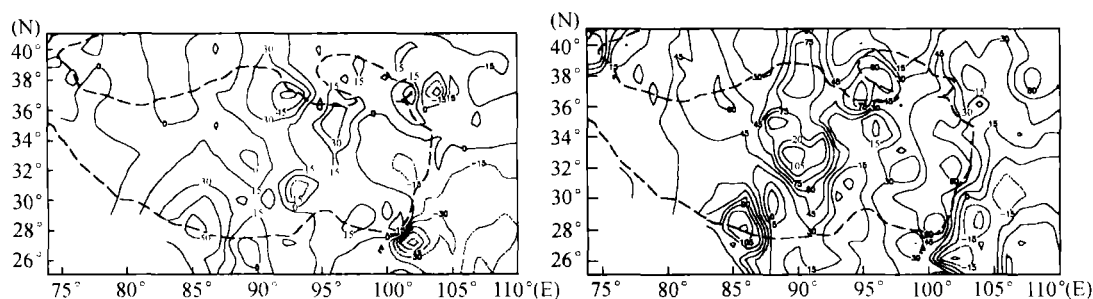


图 5 青藏高原及邻近地区最高平均气温(a)和最低平均气温(b)的 1961~1995 年线性倾向($0.001^{\circ}\text{C}/\text{a}$)分布

3 年平均气温四季变化特征

由图 6 可见, 青藏高原中部四季均存在一个相对强的变暖中心, 其中在南部变暖中心和中部变暖中心均以冬季变暖最强, 夏季最弱。而北部的变暖中心虽然仍以冬季最强, 但其他 3 个

季节仍十分明显. 特别是冬季, 北部中心分裂为两个中心, 以东侧的柴达木盆地变暖中心最强. 对高原东侧和东南侧, 四季均存在变冷中心, 但以春季变冷最强. 而与变冷对应的高原东南边缘的变暖中心则以夏季最强.

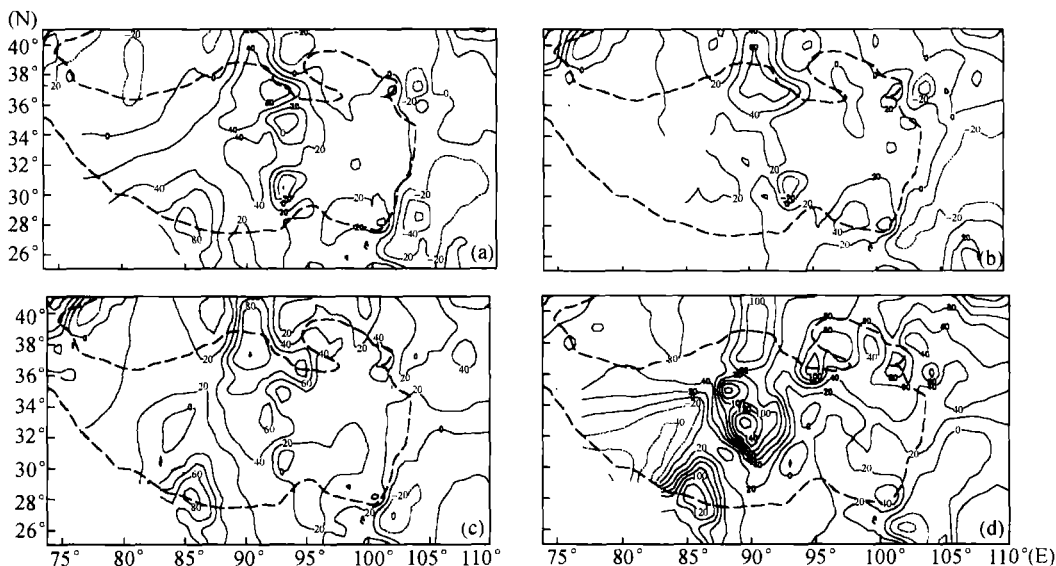


图 6 青藏高原及邻近地区 1961~1995 年春季(a)、夏季(b)、秋季(c)和冬季(d)平均气温线性倾向 ($0.001^{\circ}\text{C}/\text{a}$)分布

从以上分析来看, 青藏高原中部变暖区中, 北部中心和中南部中心有不同的特征. 首先中、南部两个中心均以最低气温变暖最明显并且以冬季变暖最明显, 这和 CO_2 倍增时模拟的气候变化理论相合. 而北部变暖中心, 四季变化均明显, 并且最低、最高气温变化也明显, 与 CO_2 倍增理论不相一致, 其形成机制需要进一步探讨.

4 年降水量的变化特征

从拉萨站资料来看, 20 世纪以 40 年代降水最多, 50 年代初期迅速减少, 60 年代以后有微弱减少, 变化幅度不大. 与年气温线性倾向(图 4(a))相比较, 青藏高原中部的 3 个强变暖中心都位于降水增加区, 但变暖区的范围比降水增加的区域大. 在甘肃省 36°N 以南地区和青海省托托河地区(34°N , 92°E)都是气温变暖而降水减少的, 形成了变暖变干而造成环境恶化. 南部变暖中心降水增加最大, 35 年来降水增加约 40 mm 以上, 但中部和北部变暖中心降水增加不大, 北部变暖中心降水只增加 7 mm. 此外, 还可见到: (1) 整个 36°N 以北地区均为降水增加区, 但增加不大, 这个地区为变暖降水增加; (2) 高原东南部($90^{\circ}\sim 98^{\circ}\text{E}$ 和 30°N 以南)均为降水增加区, 线性倾向值最大为 $3.0\text{ mm}/\text{a}$, 35 年增加约 100 mm, 该区为变暖降水增加; (3) 35°N 以南, $80^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$ 的高原西部为降水减少区, 这个地区为弱变暖但降水强减少; (4) 3000 m 以下高原以东和东南的气温变冷区为降水减少区, 该区为变冷降水减少.

从以上结果来看, 由于几个青藏高原地区主要变暖中心大部分和降水增加区相合, 所以除了高原西部地区外, 气温和降水变化应是正相关的. 这里要说明的是, 降水增加并不表示一定变湿, 由于气温增加而蒸发增加, 是否变湿尚要看降水能否超过蒸发.

由图 7 可见, 青藏高原地区夏季降水减少最大, 除了北部外, 全区线性倾向大部为负值。相反, 冬季降水增加最多, 除了高原中西部(85°E , 33°N)地区及东南部各有一个线性倾向负值区外, 其余地区均为正值区。这表明 35 年来, 夏季降水减少而冬季降水增加。

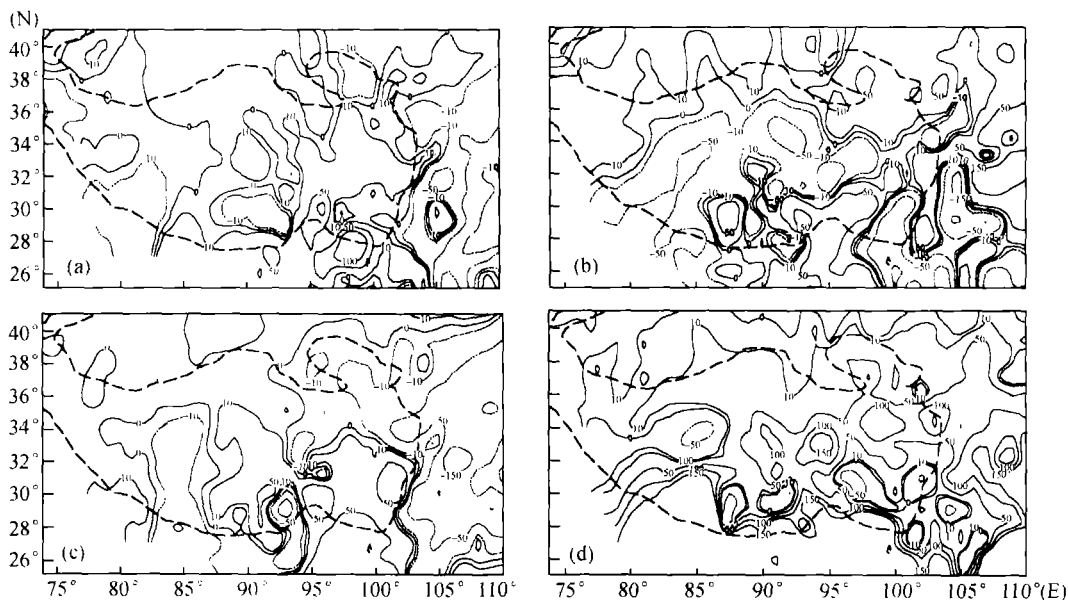


图 7 青藏高原及邻近地区 1961~1995 年春季(a)、夏季(b)、秋季(c)和冬季(d)降水量线性倾向(0.01 mm/a)分布图

5 结束语

(i) 20 世纪以来青藏高原地区以 40 年代为最强暖期, 之后气温下降到 60 年代中期, 随后变暖直到 90 年代, 但 90 年代年平均气温尚未达到 40 年代气温。这个结果和中国其他地区气候变化结果是一致的, 但其他地区第 2 次气温变暖发生于 70 年代而青藏高原发生于 60 年代中期。

(ii) 青藏高原最大变暖区发生在中部地区, 自北向南共有 3 个变暖中心, 以茫崖、班戈和定日 3 个测站为中心。高原 3000 m 以下的东和东南部周围地区为变冷区。中部强变暖区和周围变冷区之间为一个平缓的过渡带, 因而强变暖区和变冷区之间有一个不连续的间隔, 在这个间隔带并不是越高变暖越强。此外, 北部变暖中心在昆仑山北坡下部和柴达木盆地, 并不在顶部, 因而自昆仑山口以北地区, 高度越高, 变暖越弱。3 个变暖中心各有不同变化特征, 中、南变暖中心以冬季最强而且以最低温度变暖为特征, 而北部中心, 最高最低温度变暖同样明显且四季均有明显变暖。

(iii) 青藏高原自 20 世纪 60 年代起总体上降水是减少的, 但夏季减少最大而冬季降水反而是增加的。3 个变暖中心均对应降水增加区, 而周围变冷区对应降水减少区, 所以总体上二者是正相关的。

(iv) 甘肃省内 36°N 以南地区和青海省托托河地区(34°N , 92°E)都是气温变暖而降水减少、趋于干旱的地区。

参 考 文 献

- 1 孙鸿烈, 郑 度. 西藏高原形成演化和发展. 广州: 广东科学技术出版社, 1998
- 2 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979
- 3 戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990
- 4 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学, D 辑, 1996, 26(4): 354~358
- 5 施雅风, 郑本兴, 李世杰, 等. 青藏高原中东部最大冰期时代与气候环境演化. 冰川冻土, 1995, 17(2): 97~107
- 6 Cheng Guodong, Li Shuxun, Liu Xiaodong. Recent climatic warming over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and its influences on environment. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(Supp): 264~268
- 7 冯 松, 汤懋苍, 王冬梅. 青藏高原是我国气候变化启动区的新证据. 科学通报, 1998, 43(6): 633~636
- 8 Li Xiaowen. The cooling of Sichuan province in recent 40 years and its probable mechanisms. Acta Meteor Sinica, 1995, 9: 57~68