

于乐江,胡敦欣. 青藏高原春季积雪在南海夏季风爆发过程中的作用. 地球物理学报, 2008, 51(6):1682~1694

Yu L J, Hu D X. Role of snow depth in spring of Tibetan Plateau in onset of South China Sea summer monsoon. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, 51(6):1682~1694

# 青藏高原春季积雪在南海夏季风爆发过程中的作用

于乐江<sup>1,2,3,4</sup>, 胡敦欣<sup>1,2\*</sup>

1 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071

2 中国科学院海洋环流与波动重点实验室, 青岛 266071

3 中国科学院研究生院, 北京 100049

4 中国极地研究中心, 上海 200136

**摘 要** 本文应用欧洲中期预报中心(ECMWF, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts—ERA-40)资料和美国国家环境预测中心和大气研究中心(NCEP/NCAR, National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research)资料,研究了青藏高原雪深变化对南海夏季风爆发的影响和 ENSO 对青藏高原降雪的影响. 结果表明:(1) ECMWF 的雪深资料是可信的,可以用来研究青藏高原雪深变化对南海夏季风爆发的影响;(2) 青藏高原的积雪异常影响到 500 hPa 以上的温度异常和印度洋与大陆间的气温对比,一方面使上层的南亚高压移动速度发生变化,另一方面也影响到低层大气的运动和东西向风异常,在青藏高原少雪年,东印度洋产生西风异常和一个气旋对,而在青藏高原多雪年,东印度洋产生东风异常和一个反气旋对;(3) ENSO 与青藏高原春季积雪关系密切. 东太平洋 SST 正异常时,东印度洋和南海气压偏高,从而导致该区海陆经向压强梯度增强和西风异常. 另外,此时青藏高原北部气压偏高,北风偏强,副热带锋面增强,同时,印度洋的 SST 偏高,为青藏高原降雪提供了水汽保障,这些都有利于青藏高原的降雪.

**关键词** 青藏高原, 积雪厚度, 南海夏季风, 厄尔尼诺

**文章编号** 0001-5733(2008)06-1682-13

**中图分类号** P732

**收稿日期** 2008-04-28, 2008-06-10 收修定稿

## Role of snow depth in spring of Tibetan Plateau in onset of South China Sea summer monsoon

YU Le-Jiang<sup>1,2,3,4</sup>, HU Dun-Xin<sup>1,2\*</sup>

1 Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China

2 Key Laboratory of Ocean Circulation and Wave, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China

3 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

4 Polar Research Institute of China, Shanghai 200136, China

**Abstract** The role of snow depth of Tibetan Plateau in the onset of South China Sea summer monsoon and the influence of ENSO on snow depth of Tibetan Plateau are investigated with use of data from ECMWF reanalysis and NCEP/NCAR reanalysis. The results are as follows: (1) The snow depth data from ECMWF reanalysis are tested and reliable, and can be used to study the influence of snow depth of Tibetan Plateau on the onset of South China Sea summer monsoon; (2) Anomaly of snow depth of Tibetan Plateau causes anomaly in air temperature and its contrast between the Indian Ocean and the continent resulting in easterly wind anomaly over

**基金项目** 973 项目(2007CB411802, 2006CB403603)资助.

**作者简介** 于乐江,男,主要从事海气相互作用研究. E-mail: yulejiang@pric.gov.cn

**\* 通讯作者** 胡敦欣,男,主要从事海洋环流和海气相互作用研究. E-mail: dxhu@ms.qdio.ac.cn

500 hPa and hence as well as in the atmospheric circulation in the lower layer. For the year of negative anomaly of snow depth a westerly wind anomaly with a cyclone pair takes place, while for positive anomaly of snow depth an easterly anomaly occurs with an anticyclone pair; (3) While positive anomaly of SST occurs in the eastern Pacific Ocean, positive anomaly of air pressure also takes place over the eastern Indian Ocean and the South China Sea, causing stronger meridional pressure gradient between the ocean and continent and then westerly wind anomaly. At the same time, the atmospheric pressure increases in the northern Tibetan Plateau, northerly wind gets stronger, and subtropical front strengthens. All of these are favorable for snowfall over Tibetan Plateau.

**Keywords** Tibetan Plateau, Snow depth, South China Sea summer monsoon, ENSO

## 1 引 言

积雪具有很强的季节变化,是陆面变化最快的物理量,同时,它还具有明显的年际变化,对气候变化非常敏感;它的存在依赖于温度、降水和太阳辐射,一旦降到地面,它会对天气和气候的变化有明显的反馈作用.积雪具有高反射率、低热传导率等特点,可以通过改变表面的能量平衡、水循环和大气环流,影响局地的,乃至全球的气候<sup>[1~9]</sup>.

Blanford<sup>[10]</sup>认为,喜马拉雅山积雪的厚度和面积可以影响到印度平原天气和气候,喜马拉雅山西北部雪盖面积的增加可以导致西印度平原降水量的减少. Dey 等人<sup>[11~13]</sup>使用美国国家海洋大气管理局(NOAA)卫星测得的雪盖数据研究发现,5月底喜马拉雅山的积雪深度与印度夏季降水量呈负相关.很多人把喜马拉雅山的积雪与印度夏季风的关系扩展到欧洲冬季雪盖与印度夏季风的关系<sup>[14~22]</sup>.尽管1966年NOAA已经有了每周一次的雪盖数据,但是1972年以前的早期观测低估了雪盖的分布<sup>[23]</sup>.包含1967~1971年的数据研究表明,欧洲冬季雪盖异常与印度夏季降水具有很高的相关系数<sup>[14,15]</sup>.但是, Yasunari<sup>[24]</sup>研究表明,不包括1967~1971年的数据,欧洲雪盖与印度季风降水具有更高的相关系数.很多人通过模式研究了欧洲雪盖对亚洲季风影响可能的物理机制<sup>[4,25~28]</sup>. Bamzai 和 Shukla<sup>[22]</sup>认为,喜马拉雅山的雪盖和随后的季风降水不存在显著相关,而冬季雪盖和随后的夏季降水之间存在负相关的惟一一个区域是西欧.

东亚季风不同于南亚季风<sup>[29]</sup>.很多研究表明,青藏高原积雪与中国降水的关系是比较复杂的,这可能与东亚季风本身的复杂性有关.陈烈庭和阎志新<sup>[30]</sup>根据1957~1974年的数据研究认为,青藏高

原中部冬季积雪异常与随后5、6月份中国南方降水存在正相关.青藏高原或者欧洲积雪与中国降水的关系以及冬季积雪对夏季大气环流的影响很多人都做过研究<sup>[30~34]</sup>.陈乾金等人<sup>[35]</sup>研究了青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风的关系,指出青藏高原冬季雪盖异常影响冬季风的异常,进而通过Hadley环流影响到信风的变化和副高的活动,最后影响到夏季风. Zhang 等<sup>[36]</sup>使用了1962~1993年春季(3~4月)观测站点的雪深数据和NCEP-NCAR再分析资料,研究了青藏高原春季雪深的年代际变化及其对东亚夏季风的影响,发现青藏高原春季雪深在20世纪70年代后期存在显著增加的趋势,而且这种增加伴随着降水的增加和地表温度的降低,同时导致了长江流域夏季降水的增加和东南沿海和中印半岛降水的减少.

南海季风属于热带季风,是东亚季风的一个组成部分. Tao 和 Chen<sup>[29]</sup>认为亚洲夏季风最早爆发于南海,南海夏季风于5月中旬爆发,然后向东西方向推进.南海夏季风爆发的三个基本条件是:(1)西太平洋副热带高压脊撤出南海;(2)孟加拉湾热带地区强西风向东伸展并控制南海大部分地区;(3)南海地区对流的发展<sup>[37]</sup>.南海夏季风的建立标志着我国东部夏季雨季的开始.南海夏季风爆发晚的年份,我国夏季雨带位置多偏南,主要降雨中心位于长江流域;爆发早的年份,雨带位置多偏北,位于黄淮至华北地区<sup>[38]</sup>.因此,研究南海夏季风爆发早晚对于预报中国夏季降水强度和分布有着重要的意义.

关于南海夏季风爆发早晚的原因有很多研究.不少研究<sup>[39~41]</sup>指出,El Nino年南海夏季风爆发较晚,La Nina年爆发较早.谢安等<sup>[42]</sup>指出,冬春季西太平洋海面水温距平(SSTA)的演变特征对南海夏季风爆发的早晚具有一定的指示意义;西太平洋副热带高压的位置对南海夏季风的爆发有重要的影

响,西太平洋副热带高压偏东有利于南海夏季风的爆发,偏西不利于南海夏季风的爆发<sup>[43]</sup>. 温之平和梁肇宁等<sup>[44,45]</sup>用统计的方法研究了去除和没有去除 ENSO 信号的情况下,印度洋海温的分布对南海夏季风爆发的影响. 青藏高原的感热建立的早晚对南海夏季风爆发也有重要影响<sup>[46]</sup>. 陈乾金等<sup>[35]</sup>的统计研究结果指出,冬季青藏高原积雪偏多(少)与南海夏季风爆发偏晚(早)有密切关系,但没有对其机理过程进行分析研究,而且用的地面观测资料测站有限和时间序列较短,覆盖面较小. 总之,专门研究青藏高原春季积雪对南海夏季风爆发的影响的文章尚未见发表. 关于造成青藏高原冬春季积雪厚薄的原因,目前为止,尚不很清楚. 刘华强等<sup>[47]</sup>认为,东亚冬季风的减弱、高原南侧冬春季西风的增强及西风扰动活跃是造成青藏高原冬春积雪显著增多的原因. 但是这些现象又是什么原因造成的,与 ENSO 的关系又是什么? 议论各异. 本文旨在利用 ECMWF 40 余年的同化资料,在前人研究的基础上,进一步探讨青藏高原春季积雪厚度变化的原因及其对南海夏季风爆发的影响.

## 2 所用的数据和分析方法

过去不少学者在研究气候变化时都利用雪盖资料. 但是,雪盖并不能完全反映降雪的多少,所以,也有学者利用雪深资料做研究. 如, Wu 和 Qian<sup>[48]</sup>用的是青藏高原 60 个站点 39 年的雪深数据研究了青藏高原春季积雪与中国东部降水的关系. 然而,这些站点大部分分布在青藏高原的东部和东南部,西部

和中部的站点很少,代表性较差. 因此,本文采用 ECMWF 的春季雪水当量数据,并将其换算成积雪深度,时间从 1958~1998 年,空间分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ,这个数据同化了 1987~2002 年基于 SSM/I 亮度温度数据反演雪深资料和 1966~1990 年前苏联的雪深数据<sup>[49]</sup>. 为了验证其可靠性,本文还使用了世界数据中心冰川(冰雪)冻土学科中心中国科学院寒区旱区环境与工程研究所遥感室的气象站日雪深观测数据,最长时间为 1958~1999 年.

本文利用 ECMWF 再分析资料(雪深、气温、土壤中的含水量、位势高度、速度和向外长波辐射(OLR, Outgoing Longwave Radiation))对青藏高原 3 月份的雪深做了相关分析和合成分析,并使用 NCEP/NCAR 再分析资料(500 hPa 风速和位势高度,100~1000 hPa 三维风速,1000 hPa 气温和绝对湿度),通过合成分析,研究在冬季,ENSO 事件如何影响青藏高原春季积雪. 合成分析通过 t 检验进行了验证.

## 3 数据的基本验证

柏延臣等人<sup>[50]</sup>给出了青藏高原附近的积雪深度分布图(1988-02-21~1988-02-25). 本文用 ECMWF 的数据/0.2(0.2 是冬季雪的密度)分布图(图 1)与他们的图 1 对比,主要趋势和雪深一致:雪深大值主要分布在兴都库什山、帕米尔高原、喜马拉雅山西部、念青唐古拉山、唐古拉山东坡、他念他翁山以及横断山西部等地区;藏北高原及柴达木盆地则雪深很小或无雪.

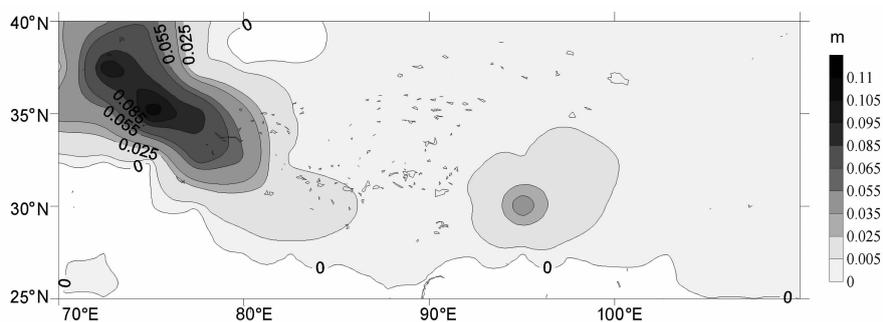


图 1 1988-02-21~1988-02-25 ECMWF 雪水当量的分布,雪深等于雪水当量除以 0.2

Fig. 1 Mean water equivalent of Tibetan Plateau from 21<sup>st</sup> Feb 1988 to 25<sup>th</sup> Feb 1988, snow depth equals water equivalent divided by 0.2

我们除了与遥感图进行对比以外,还与中国科学院寒区旱区环境与工程研究所提供的气象站的数据(<http://wcdg.g. westgis. ac. cn/chinese/>

DATABASE/Snow/snowfielddata. htm)进行对比,把 3 月站点的数据与 ECMWF 的数据(站点附近的数据插值获得)做相关分析,结果如下:五道梁从

1958~1999年,相关系数0.45,置信度超过99%;达日从1958~1999年,相关系数0.56,置信度超过了99.9%;大柴旦从1958~1999年,相关系数0.62,置信度超过99.9%;杂多从1958~1999年,相关系数0.44,置信度超过99%;久治从1963~1999年,相关系数为0.43,置信度超过99%;白马从1966~1999年,相关系数0.60,置信度超过99.9%。从以上结果可以看出,这套同化的雪深数据的长时间变化是可信的。

为了和前人的结果作比较,本文取11月~3月的雪深之和做EOF分析,表1列出了前8个特征向量的方差和累计方差所占的比例。由表1可见,前两个特征向量占总方差的66.7%,其中第一个特征向量占52.8%。柯长青和李培基<sup>[51]</sup>的第一、二模态方差分别占总方差的44.7%和14.7%。从图2可以看出,第一特征向量场全区为正号,极大值的分布与图1的分布是一致的,这样的分布可能与青藏高原的水汽通道关系密切。时间系数总体来说是递增的过程,这表明从1958~2001年,青藏高原冬季的积雪深度是增加趋势,而且在1970年附近存在一个跃变。积雪的分布与柏延臣<sup>[50]</sup>的结果是一致的。第二个特征向量的空间分布是东西部相反

的变化趋势与整个青藏高原积雪的变化趋势一样。这两个模态的空间分布与柯长青和李培基<sup>[51]</sup>利用微波积雪深度数据和站点数据所作EOF结果是一致的,这也证明了这套数据的合理性。另外,把第一模态的时间系数与1月Nino3指数作相关,相关系数是0.33,置信度超过95%,这说明青藏高原冬季积雪与ENSO有关<sup>[52]</sup>,但是相关系数不高,说明影响积雪的因素很多。下一节主要研究影响青藏高原春季积雪的因素。

表1 8个特征向量占总方差的百分比(%)

Table 1 Squared covariance fractions (SCF) of the first eight modes (%)

模态	1	2	3	4	5	6	7	8
方差	52.8	13.9	7.9	7.1	4.8	3.2	1.9	1.1
累计方差	52.8	66.7	74.6	81.7	86.5	89.7	91.6	92.7

通过以上三方面的验证,说明这套数据是可信的,而且陈栋等<sup>[53]</sup>把美国冰雪中心(NSIDC)北半球冰雪覆盖周资料和欧洲ECMWF的ERA-40积雪深度再分析资料进行对比分析验证,结果也表明ECMWF资料接近于观测事实,是可用的。

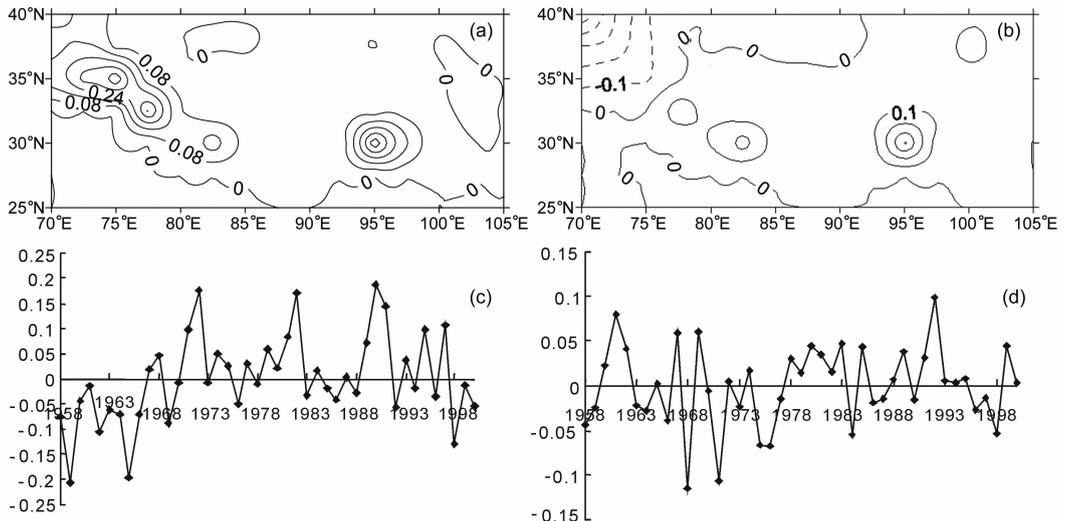


图2 青藏高原11月到第二年3月(1958/1959~2000/2001)EOF分解的结果

(a) ECMWF数据第一模态的空间分布;(b) ECMWF数据第二模态的空间分布;

(c),(d) ECMWF数据第一、二模态的时间系数。

Fig. 2 EOF modes and related time coefficients of snow depth of Tibetan Plateau in winter (Nov, Dec, Jan, Feb and Mar)

(a) EOF spatial pattern of snow depth of the 1<sup>st</sup> mode using ECMWF data; (b) EOF spatial pattern

of snow depth of the 2<sup>nd</sup> mode using ECMWF data; (c) Time coefficient of the 1<sup>st</sup> mode

using ECMWF data; (d) Time coefficient of the 2<sup>nd</sup> mode using ECMWF data.

### 4 ENSO 对春季青藏高原积雪的作用

从图 3 可以看出青藏高原(27.5°N~35°N, 80°E~100°E)的积雪从前一年的 10 月开始增加,当年 3 月积雪达到最深,4 月积雪开始融化,之后雪量迅速减少.春季青藏高原的积雪主要受什么影响? 本文做了 3 月青藏高原积雪深度与 1、2、3 月 Nino3 区域(5°N~5°S, 150°W~90°W) SST 的相关分析,相关系数分别是 0.30、0.324 和 0.35,置信度分别超过 95%、95%和 98%. 由 3 月份青藏高原积雪深度与 2 月 SST 做相关(图 4)可以看出,太平洋是一个成熟的厄尔尼诺形态,印度洋整个都是正相关,冬季其他月份的 SST 与 3 月青藏高原积雪做相关,形态也类似 2 月的结果. 以上的分析表明,ENSO 年青藏

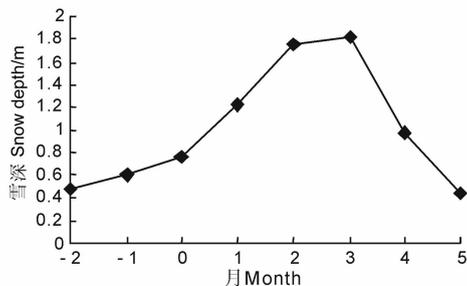


图 3 1958~1998 年青藏高原(27.5°N~35°N, 80°E~100°E)气候态的月积雪深度  
纵坐标是积雪深度,横坐标符号是指前一年,正数是当年.

Fig. 3 Climatology of snow depth of Tibetan Plateau (27.5°N~35°N, 80°E~100°E) from 1958 to 1998  
Horizontal coordinate is in month, positive (negative) sign represents present (prior) year.

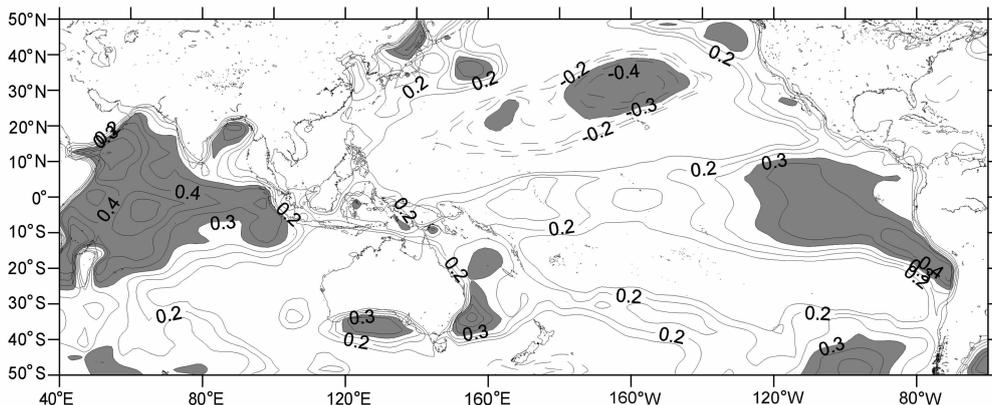


图 4 3 月青藏高原积雪深度与 2 月 SST 相关分布  
阴影区为置信度超过 95%.

Fig. 4 Correlation coefficients between snow depth of Tibetan Plateau in March and SST in February  
Regions with over 95% confidence level are shaded.

高原春季的积雪增加. Shaman 和 Tziperman<sup>[52]</sup> 使用 10 年卫星数据,从驻波遥相关的角度分析认为,厄尔尼诺期间东太平洋较高的海表面温度可以导致冬季青藏高原降雪增多. 本文拟从印度洋这个角度直接分析厄尔尼诺如何影响青藏高原春季的积雪. 文章选取 1948~2002 年期间 1~3 月 Nino3 指数大于一个标准差的年份为厄尔尼诺年,小于一个负标准差为拉尼娜年,这样 1958、1966、1973、1983、1987、1992 年和 1998 年是厄尔尼诺年,1950、1956、1968、1971、1974、1976、1985、1989 年和 2000 年是拉尼娜年.

本文将厄尔尼诺年数据减去拉尼娜年数据做合成分析. 图 5 是厄尔尼诺年减去拉尼娜年 500 hPa 高度场和风场的合成结果. 图 5b 显示,10°N~20°N

之间的西风气流经过北印度洋之后一部分在孟加拉湾北上与青藏高原北部的反气旋北风在青藏高原的东部相遇,产生降雪;另一部分经过南海到达我国东部沿海,引起降水. 图 5a 中青藏高原的北部是一个高压,南部是一个狭长的低压槽,从阿拉伯海一直延伸到我国东部,西太平洋副高控制着南海和西太平洋. 整个东印度洋也被高压所控制,高压与青藏高原南部的低压槽之间的经向压强梯度,也有利于青藏高原南部西风的加强. 图 6a 是纬向风在 90°E~100°E 平均的纬度-高度图,可以看出青藏高原以南是西风,青藏高原上层是东风,这与图 5b 的西风 and 反气旋相对应. 图 6b 是经向风在 90°E~100°E 平均的纬度-高度图,从图上可以看出,青藏高原以南是南风,这一趋势一直到 400 hPa 高度,以上是北风,这

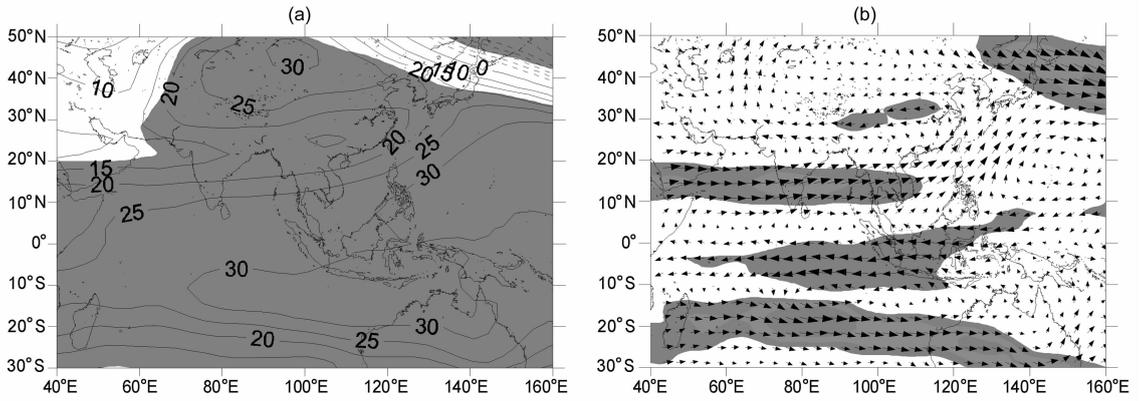


图 5 厄尔尼诺年减去拉尼娜年 1~3 月平均的 500 hPa 高度场(a)(单位:gpm)和风场(b)(单位:m/s) 阴影区为置信度超过 90%。

Fig. 5 Composite maps of potential height (a) and wind field (b) for JFM at 500 hPa based on El Nino minus La Nina event years of JFM, using the Nino3 record ( $\pm$  standard deviation) El Nino years are 1958, 1966, 1973, 1983, 1987, 1992, and 1998; La Nina years are 1950, 1956, 1968, 1971, 1974, 1976, 1958, 1989, and 2000. Regions with over 90% confidence level are shaded.

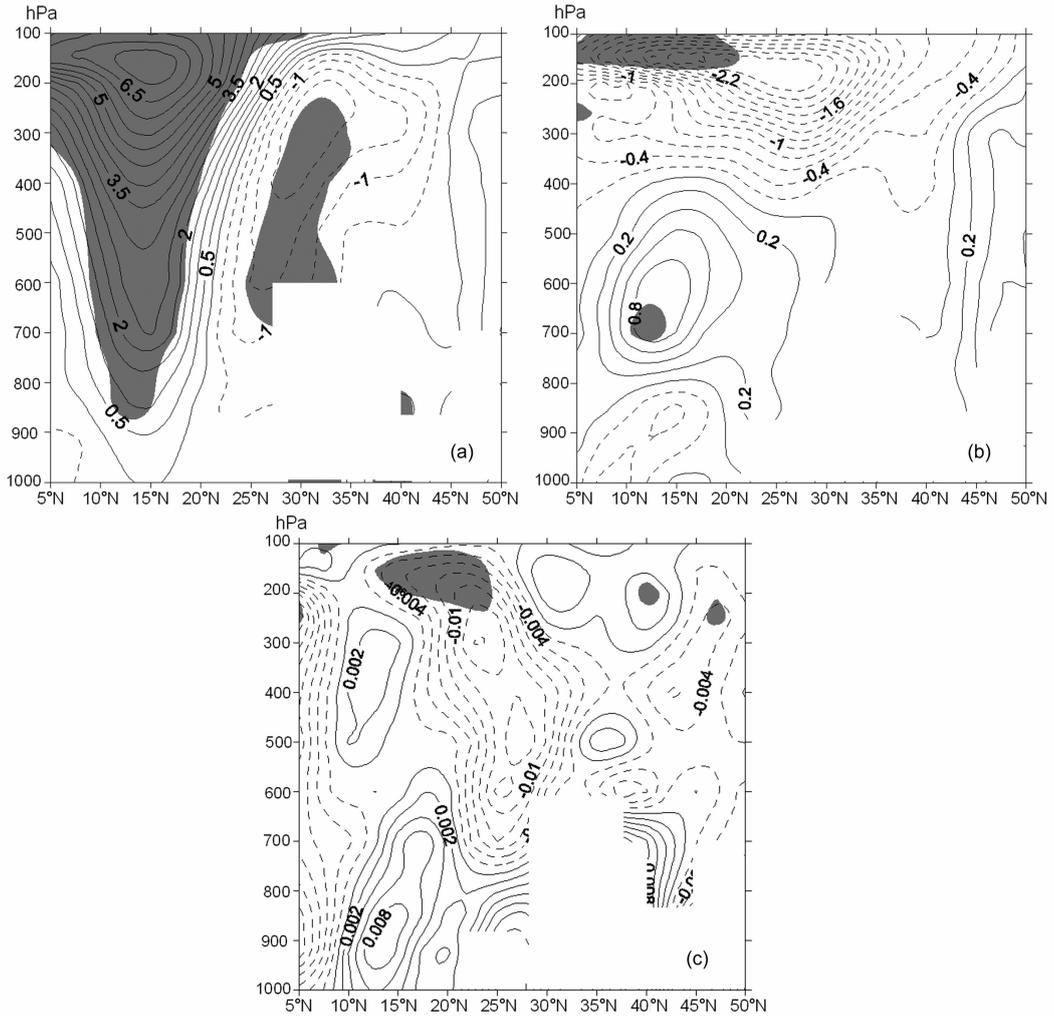


图 6 厄尔尼诺年减拉尼娜年 90°E~100°E 平均的纬度-高度剖面图

(a) 纬向速度(m/s); (b) 经向速度(m/s); (c) 垂直速度(Pa/s). 阴影区为置信度超过 90%。

Fig. 6 Same as Fig. 5 but the latitude-vertical profiles along 90°E~100°E for Jan-Mar

(a) Zonal wind (m/s); (b) Meridional wind (m/s); (c) Vertical wind (Pa/s). Regions with over 90% confidence level are shaded.

种气旋性环流有利于把印度洋的水汽输送到青藏高原. 图 6c 是垂向速度在  $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$  平均的纬度-高度图, 青藏高原上面是上升运动, 这有利于降雪. 导致青藏高原春季厄尔尼诺年积雪增加的另一个因素是由于印度洋 SST 的增加导致的北印度洋中低层湿度的增加. 通过合成分析可以看出, 北印度洋中低层的绝对湿度是增加的(图略). 我们做 3 月青藏高原积雪深度与冬季 1000 hPa 气温相关后发现, 青藏高原 3 月积雪多时, 青藏高原北部  $40^{\circ}\text{N}$  以北是气温正异常, 青藏高原上空是气温负异常, 印度洋是气温正异常. 做厄尔尼诺年减去拉尼娜年的气温合成分析, 结果是类似的(图略). 厄尔尼诺年冬季, 印度洋偏高的 SST 有利于青藏高原的降雪.

ENSO 促进冬春季青藏高原积雪增加的机理是这样的: 在厄尔尼诺年冬季, 东印度洋和南海地区出现气压正异常, 这将增加副热带的经向气压梯度, 增加了副热带西风的强度和副热带的锋面强度. 这时青藏高原北部压强偏高, 北风偏强, 有利于冷空气的南下. 同时, 印度洋 SST 正异常为青藏高原降雪提供了充足的水汽. 青藏高原局地的积雪-气温的反馈作用有利于其上层气旋性环流的形成, 这也有利于青藏高原降雪. 在冬季拉尼娜年, 情况则与上述相反.

## 5 青藏高原春季积雪对南海夏季风爆发的影响

关于南海夏季风爆发不同的学者有不同的定义. Wang 等人<sup>[54]</sup>利用南海区域候平均 850 hPa 的纬向风出现西风来定义季风爆发, 这不仅简单, 而且与南海区域降水有一定的相关性. 因此, 本文应用戴

念军和谢安等人<sup>[55]</sup>定义的指数: 在南海( $5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ ,  $105^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ ) 850 hPa 平均纬向风由东风转为西风且持续至少 2 候. 由图 3 得知, 青藏高原的积雪 3 月份达到最大值. 因此, 我们选择 3 月份青藏高原积雪作为对南海夏季风爆发影响的关键参量. 从图 7 可以看出, 青藏高原大部分是正相关, 只有东南部和北部小部分是负相关. 图 8 是青藏高原( $27.5^{\circ}\text{N}\sim 37.5^{\circ}\text{N}$ ,  $80^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 区域 3 月积雪深度和南海夏季风爆发日期的年际变化曲线. 这两者之间的相关系数为 0.38, 置信度超过了 98%, 这说明 3 月青藏高原的积雪越深, 南海夏季风爆发时间越晚. 由于青藏高原的积雪具有递增的趋势, 本文主要研究在年际的时间尺度上青藏高原春季积雪对当年南海夏季风爆发的影响, 所以在选取多雪年和少雪年进行合成分析的时候, 要去掉变化的趋势. 本文选择青藏高原雪深正距平大于一个标准差的年是青藏高原多雪年, 负距平小于一个标准差的年是青藏高原少雪年. 分析结果显示, 3 月份多雪年是: 1970、1973、1979、1980、1981、1983、1988; 3 月份少雪年是: 1960、1966、1969、1972、1984、1985、1989、1999.

南亚高压又被称为青藏高压, 是夏季一个重要的行星尺度环流系统, 冬季它的位置在印尼地区, 随着季节的转化, 它的位置向西北方向移动, 到印度季风爆发以后它位于青藏高原上, 陈烈庭和阎志新<sup>[56]</sup>认为南亚高压向西北移动的快慢与青藏高原积雪有关, 孙国武<sup>[57]</sup>讨论了南亚高压的季节变化, 认为 5 月南亚高压移动到中南半岛上空, 海陆热力影响是主要的, 而 6 月南亚高压移到高原上空, 高原热力影响是主要的. 下面通过对青藏高原积雪多少年进行合成分析, 来研究青藏高原积雪对南亚高压季节性

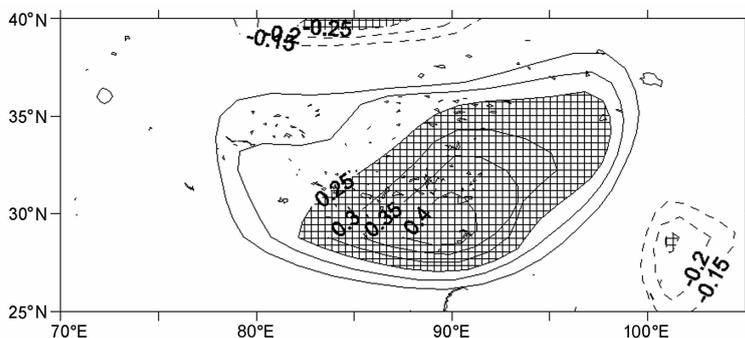


图 7 青藏高原 3 月积雪深度与南海夏季风爆发时间的相关分布  
方格的区域是置信度超过 95% 的区域.

Fig. 7 Correlation coefficients between snow depth over Tibetan Plateau in March and the onset date of South China Sea summer monsoon  
Regions with over 95% confidence level are shaded.

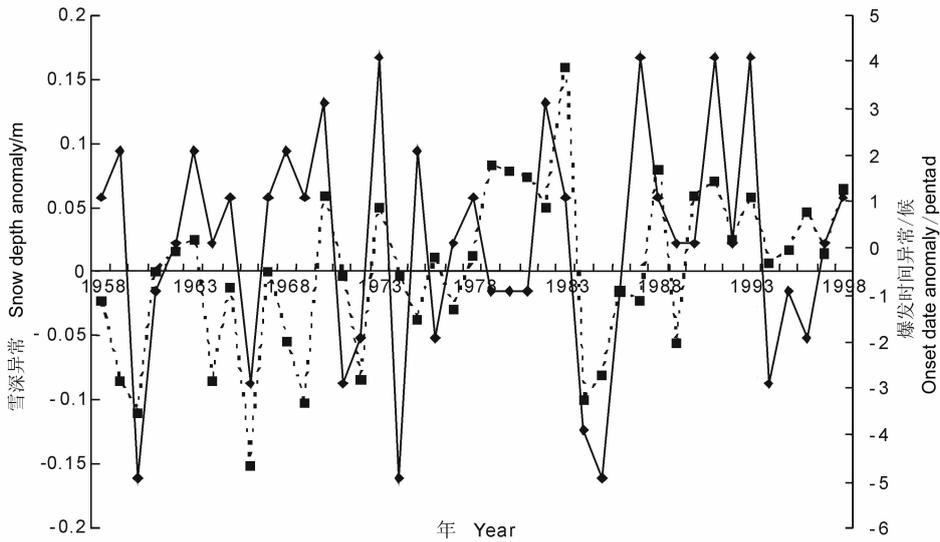


图8 南海夏季风爆发时间候距平(实线)与当年3月青藏高原积雪深度距平(虚线)的时间序列

Fig. 8 Time series of anomaly in pentad of South China Sea summer monsoon onset (solid line) and snow depth anomaly of Tibetan Plateau in March (dashed line)

移动的影响. 从图 9 可以看出在少雪年, 4 月在南海中部、中南半岛的东部出现了一个闭合高压中心, 这时候, 高空南海地区是东风, 低空是西风, 南海夏季风可能已经爆发. 5 月这个中心扩展到孟加拉湾、中南半岛和南海, 6 月到了青藏高原上空; 而多雪年, 在 6 月才出现闭合高压中心. 因为上层的高度场必定对应着下层的风场. 如果查看 4 月 850 hPa 异常风场, 则由图 10 可以看出, 在青藏高原少雪年, 孟加拉湾和东印度洋存在着两个气旋性环流, 有纬向西风进入南海, 西太平洋副热带高压已经撤出南海, 这个风场形势对应于 200 hPa 的气压场的闭合高压, 有利于南海夏季风爆发; 而在青藏高原多雪年, 孟加拉湾和东印度洋存在两个反气旋性环流, 进入南海的是东风, 西太平洋副热带高压仍然控制着南海, 不利于南海夏季风爆发. 为什么会存在这样的差异? 让我们考察一下青藏高原积雪多少年海陆之间的热力差异有何区别. 通常情况下, 印度洋赤道地区上层气温的变化比较少, 海陆之间的温差主要由青藏高原上层的气温所决定. 图 11 表明在青藏高原多雪年, 在南海夏季风爆发之前, 在 150~500 hPa 的高度上, 青藏高原与赤道印度洋之间的海陆温差是负的异常, 而且大部分通过了 90% 的置信度验证; 在青藏高原少雪年, 海陆温差是正的异常. 根据热成风原理, 上层正(负)的海陆温差有利于上层东(西)风的加强. 因此海陆之间的温差影响到上层南

亚高压的建立和季节的转换. 青藏高原 3 月的积雪如何影响到上层的气温, 并使之持续到 5 月的呢? Shinoda 等<sup>[58]</sup>认为积雪通过四种方式影响到其上层的大气: (1) 通过影响反照率来影响地面获得的太阳辐射; (2) 积雪可以减少大气和地面之间的热交换; (3) 积雪融化消耗热量; (4) 积雪融化成水影响地面的增温. 这第四种效应因为使土壤中水分增加, 从而具有一定的持续影响, 被 Yasunari 等<sup>[8]</sup>称之为积雪-水文效应. 也就是说积雪存在时, 反照率对气温的影响起着主要的作用, 随着积雪的融化, 积雪的水文效应起着主要的作用. 我们的研究表明, 积雪的异常导致的土壤湿度的异常能持续到南海夏季风的爆发. 图 12 反映了青藏高原积雪异常对土壤含水量的影响(这里只取了表层, 但是这种趋势一直维持到土壤底层 2.89 m). 在青藏高原多雪年, 青藏高原中、南部(影响南海夏季风爆发的关键区域)湿度的正异常一直可以持续到 5 月南海夏季风的爆发; 在青藏高原少雪年, 土壤湿度的负异常更加明显. 这里可以看出土壤湿度对青藏高原多少雪年的响应程度有差别, 这可能是一个非线性的响应过程. 土壤湿度的不同可以通过蒸发作用, 影响到地面的温度和感热的释放, 影响到气温的差异, 从而影响到高、低层大气环流的季节的转换和南海夏季风的爆发. 这些结论与 Yasunari 等<sup>[8]</sup>、Douville 和 Royer<sup>[59]</sup>、Tanaka 等<sup>[60]</sup>得到的结论是类似的.

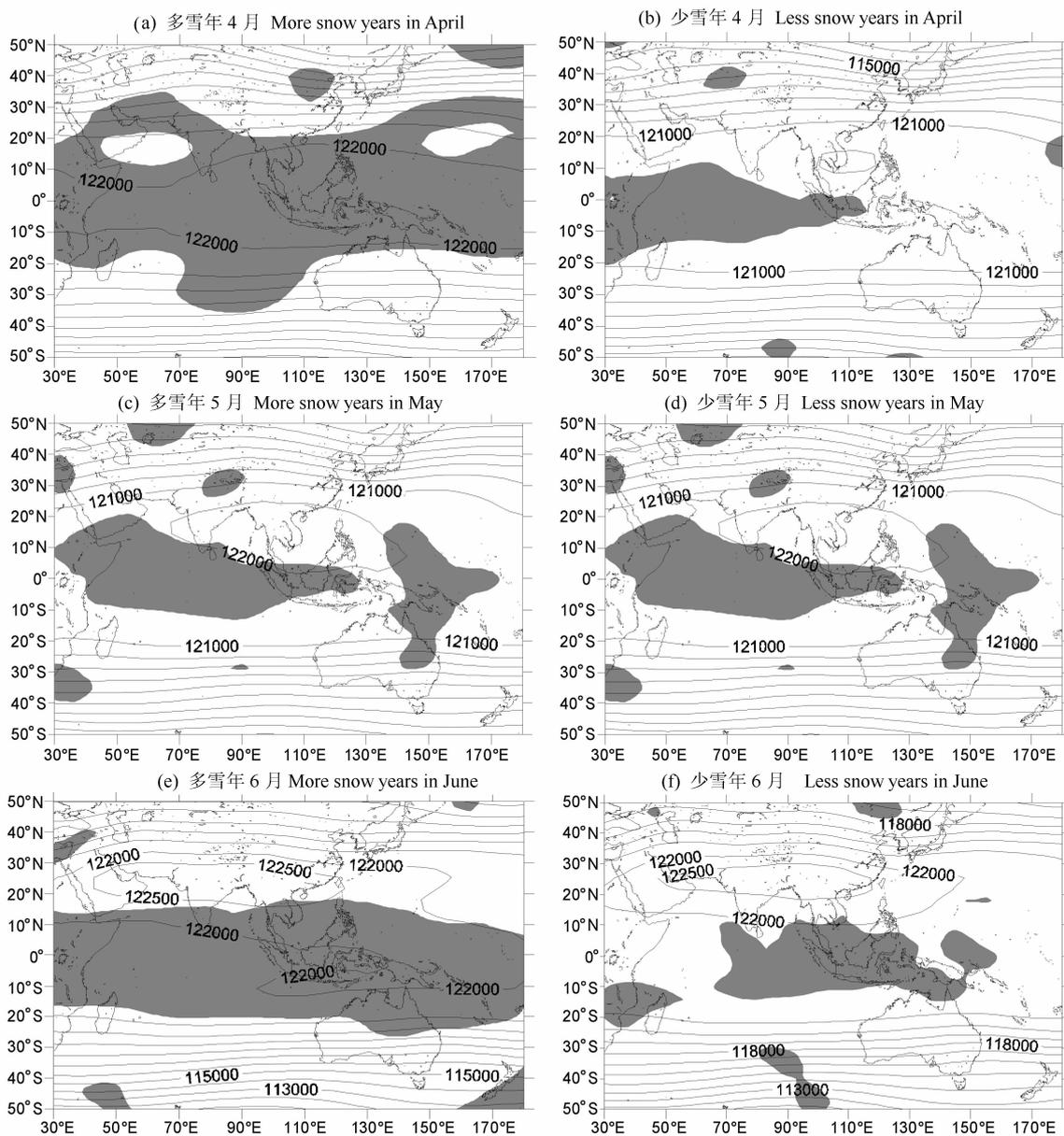


图 9 青藏高原多雪年和少雪年 200 hPa(4~6 月)位势高度(单位:gpm)合成图  
阴影为超过 90%置信度.

Fig. 9 Composite maps of potential height at 200 hPa  
Regions with over 90% confidence level are shaded.

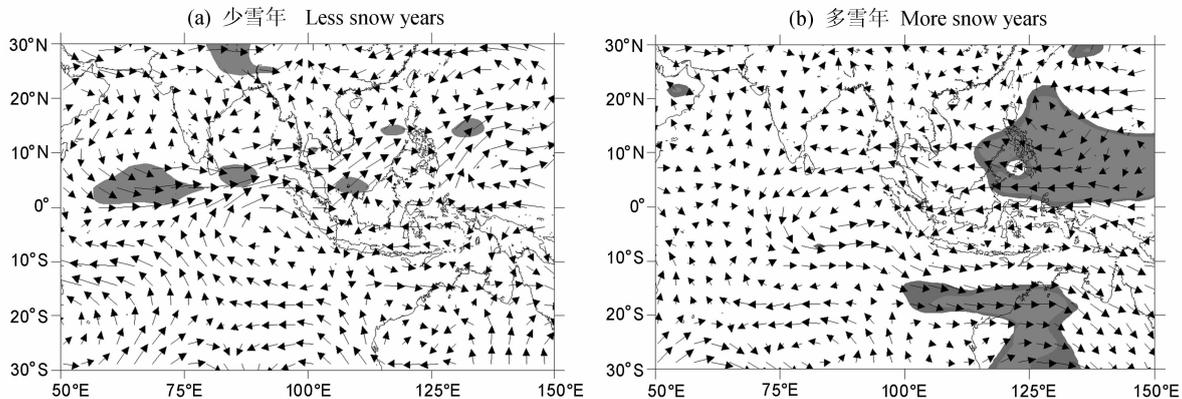


图 10 4 月份青藏高原少雪年和多雪年 850 hPa 异常风场合成  
阴影区域为置信度超过 90%的区域.

Fig. 10 Composite maps of 850 hPa anomalous wind field in April  
Regions with over 90% confidence level are shaded.

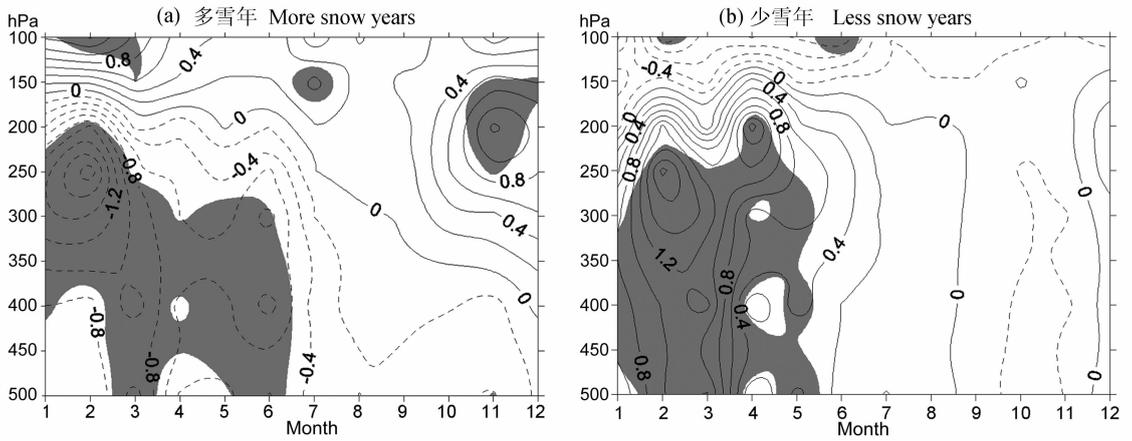


图 11 少雪年和多雪年 32.5°N 和赤道之间经向温度梯度异常(70°E~105°E 区域平均)  
 阴影区域为置信度超过 90%。

Fig. 11 Meridional temperature gradient anomaly between 32.5°N and equator (zonal mean from 70°E to 105°E)  
 Regions with over 90% confidence level are shaded.

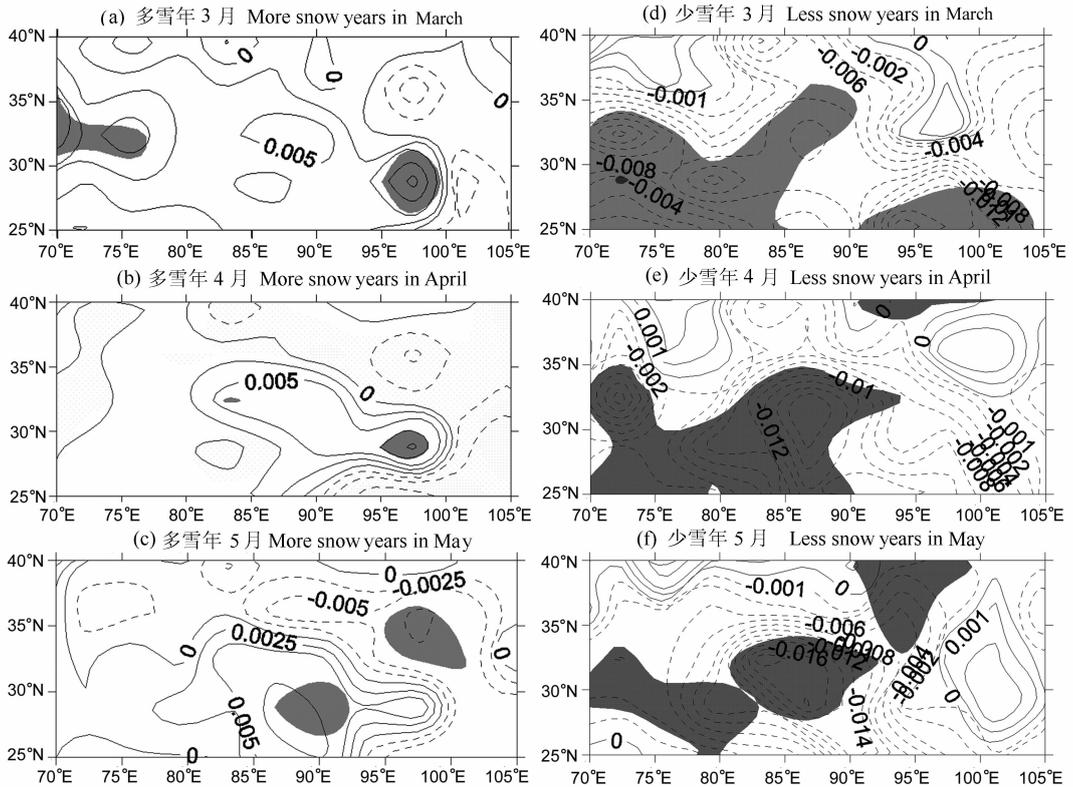


图 12 青藏高原春季少雪年和多雪年土壤表层(0.07 m 以上)水含量的异常分布(单位:体积比)  
 阴影区域为置信度超过 90%。

Fig. 12 Composite map of soil moisture anomaly (0.07 m-ground) (unit:  $m^3/m^3$ )  
 Regions with over 90% confidence level are shaded.

总之,青藏高原春季积雪的异常,通过改变地面反照率和土壤湿度,来影响青藏高原上层气温的异常和海陆之间的热力差异,这种气温的异常影响到南亚高压移动的快慢,同时也影响到低层大气的环流和纬向风的异常,从而影响到南海夏季风爆发的

早晚。

## 6 结论与讨论

本文探讨了 ENSO 如何影响青藏高原春季积

雪以及青藏高原春季积雪如何影响南海夏季风的爆发。

(1) ECMWF 雪深数据的验证表明,这套数据可以用来做雪深研究,从而弥补了过去在研究与青藏高原春季积雪有关的气候问题时实测数据有限站点和分布不均匀的缺点。

(2) 通过 3 月份青藏高原春季积雪深度与太平洋 SST 的相关分析发现,青藏高原 3 月的积雪与 ENSO 有密切关系,当东太平洋 SST 为正异常时,东印度洋和南海的气压为正异常,造成区域海陆经向压强梯度增大,西风异常,副热带锋面增强。同时,青藏高原北部压强偏高,北风偏强,有利于冷空气的南下,加之印度洋 SST 偏高,湿度偏大,为青藏高原降雪提供了水汽保障。所以,ENSO 年冬季有利于青藏高原降雪,3 月份积雪深度增加。

(3) 青藏高原 3 月份积雪影响南海夏季风的过程与机理:青藏高原 3 月份的积雪异常会影响到其上空的温度异常和高层海陆间的温差,一方面使得南亚高压向西北移动的速度发生变化,另一方面影响到低层大气的运动。青藏高原 3 月积雪少的年份,东印度洋的异常风场是西风(有利于南海夏季风的爆发),而青藏高原积雪多的年份,东印度洋的异常风场是东风(不利于南海夏季风的爆发)。

影响青藏高原春季积雪多少的因素是多方面的,ENSO 只是其中一个重要的因素,此外,还有欧亚大陆中高纬度的影响。Barnett 等<sup>[4]</sup>曾认为,青藏高原冬春季的积雪可能是 ENSO 的一个激发因素。因此,青藏高原积雪与厄尔尼诺的关系应该是相互的,这种相互关系的作用过程还需要进一步研究。另外,在青藏高原春季积雪和南海夏季风爆发时间的正相关中,ENSO 到底起了多大的作用,也需要进一步研究。总之,加强青藏高原积雪、ENSO 和南海夏季风三者之间关系的研究对提高我国气候,特别是夏季降水预报的水平是非常重要的。

## 参考文献(References)

[1] Yeh T C, Wetherald R, Manabe S. A model study of the short-term climatic and hydrological effects of sudden snow cover removal. *Mon. Wea. Rev.*, 1983, **111**: 1013~1024

[2] Namias J. Some empirical evidence for the influence of snow cover on temperature and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**: 1542~1553

[3] Walsh J E, Tucek D R, Peterson M R. Seasonal snow cover and short-term climatic fluctuations over the United States. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**: 272~286

[4] Barnett T P, Dumenil L, Schlese V, et al. The effect of Eurasian snow cover on regional and global climate variations. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**: 661~685

[5] Groisman P Y, Karl T R, Knight R W. Observed impact of snow cover on the heat balance over the continental spring temperature. *Science*, 1993, **263**: 198~200

[6] Groisman P Y, Karl T R, Knight R W, et al. Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere. *J. Climate*, 1994, **7**: 1633~1656

[7] Aguado E. Radiation balances of melting snow covers at an open site in the central Sierra Nevada, California. *Water Resour. Res.*, 1985, **21**: 1649~1654

[8] Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—A study with the MRI GCM. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1991, **69**: 473~787

[9] Vernekar A D, Zhou J, Shukla J. The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J. Climate*, 1995, **8**: 248~266

[10] Blanford H F. On the connection of Himalayan snowfall with dry winds and seasons of drought in India. *Proc. Roy. Soc. London*, 1884, **37**: 3~22

[11] Dey B, Kumar O S, Bhanu R U. Himalayan winter snow cover area and summer monsoon rainfall over India. *J. Geophys. Res.*, 1983, **88**: 5471~5474

[12] Dey B, Kathuria S N, Kumar O B. Himalayan summer snow cover and withdrawal of the Indian summer monsoon. *J. Appl. Meteor.*, 1985, **23**: 171~173

[13] Dey B, Kathuria S N. Himalayan snow cover area and onset of summer monsoon over Kerala, India. *Mausam*, 1986, **37**: 193~196

[14] Hahn D J, Shukla J. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall. *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**: 2461~2462

[15] Dey B, Kumar O S, Bhanu R U. An apparent relationship between Eurasian snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon. *J. Appl. Meteor.*, 1982, **21**: 1929~1932

[16] Dickson R R. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall—An extension of the Hahn-Shukla results. *J. Appl. Meteor.*, 1984, **23**: 171~173

[17] Ropelewski C F, Robock A, Matson M. Comments on “An apparent relationship between Eurasian spring snow cover and the advance period of the Indian summer monsoon. *J. Appl. Meteor.*, 1984, **23**: 341~342

[18] Khandekar M L. Eurasian snow cover, Indian monsoon and El Nino/Southern Oscillation—A synthesis. *Atmos.-Ocean*, 1991, **29**: 636~647

[19] Yang S. ENSO-snow-monsoon associations and seasonal-interannual predictions. *Int. J. Climatol.*, 1996, **16**: 125~134

[20] Parthasarathy B, Yang S. Relationships between regional

- Indian summer monsoon rainfall and Eurasian snow cover. *Adv. Atmos. Sci.*, 1995, **12**: 143~150
- [21] Sankar R M, Lau K M, Yang S. On the relationship between Eurasian snow cover and the Asian summer monsoon. *Int. J. Climatol.*, 1996, **16**: 605~616
- [22] Bamzai A S, Shukla J. Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: An observational study. *J. Climate*, 1999, **12**: 3117~3132
- [23] Ropelewski J E, Janowiak M, Halpert S. The analysis and display of real time surface climate data. *Mon. Wea. Rev.*, 1985, **113**: 1101~1106
- [24] Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. Local and remote responses to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—A study with the MRI GCM. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 1991, **69**: 473~487
- [25] Zwiers F W. Simulation of the Asian summer monsoon with CCC GCM-1. *J. Climate*, 1993, **6**: 470~786
- [26] Vernekar A D, Zhou J, Shukla J. The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J. Climate*, 1995, **8**: 248~266
- [27] Ose T. The comparison of the simulated response to the regional snow mass anomalies over Tibet, Eastern Europe, and Siberia. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1996, **74**: 845~866
- [29] Tao S Y, Chen L X. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China. In: Chang C P, Krishnamurti T N eds. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 1987. 60~92
- [30] 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析. 中长期水文气象预报文集(2). 北京: 水文电力出版社, 1981. 138~141
- Chen L T, Yan Z X. Statistical analyses on impacts of snow cover over the Tibetan Plateau during winter and spring on the premonsoon In: *Collected Papers on Long-term Hydrologic and Meteorological Forecasts (2)* (in Chinese). Beijing: Water Conservancy and Power Press, 1981. 138~141
- [31] 徐国昌, 李 珊, 洪 波. 青藏高原雪盖异常对我国环流和降水的影响. *应用气象学报*, 1994, **5**: 62~67
- Xu G C, Li S, Hong B. The influence of the abnormal snow cover over the Qinghai-Tibet Plateau on precipitation. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1994, **5**: 62~67
- [32] Yang S, Xu L Z. Linkage between Eurasian winter snow cover and regional Chinese summer rainfall. *Int. J. Climatol.*, 1994, **14**: 739~750
- [33] 翟盘茂, 周琴芳. 北半球雪盖变化与我国夏季降水. *应用气象学报*, 1997, **2**: 230~235
- Zhai P M, Zhou Q F. The change of northern hemisphere snow cover and its impact on summer rainfalls in China. *Quarterly Journal of Applied Meteorology* (in Chinese), 1997, **2**: 230~235
- [34] 吴统文, 钱正安, 李培基等. 青藏高原多、少雪年后期西北干旱区降水的对比分析. *高原气象*, 1998, **4**: 364~372
- Wu T W, Qian Z G, Li P J, et al. Some comparative analyses of precipitation over northwest China drought area after the Qinghai-Xizang Plateau heavy-and light-snow years. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1998, **4**: 364~372
- [35] 陈乾金, 高 波, 张 强. 青藏高原冬季雪盖异常与冬夏季风变异及其相互联系的物理诊断研究. *大气科学*, 2000, **24**(4): 477~492
- Chen Q J, Gao B, Zhang Q. Studies on relation of snow cover over the Tibetan Plateau in winter to the winter-summer monsoon change. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(4): 477~492
- [36] Zhang Y S, Li L, Wang B. Decadal Change of the Spring Snow Depth over the Tibetan Plateau: The Associated Circulation and Influence on the East Asian Summer Monsoon. *J. Climate*, 2003, **17**: 2780~2793
- [37] 梁建茵, 吴尚森. 南海西南季风爆发日期及其影响因子. *大气科学*, 2002, **26**(6): 829~844
- Liang J Y, Wu S S. A study of southwest monsoon onset date over the South China Sea and its impact factors. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**(6): 829~844
- [38] 何 敏, 宋文玲. 南海夏季风对中国夏季降水的影响及预测. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999. 112~116
- He M, Song W L. The influence of South China Sea summer monsoon on Chinese summer rainfall and its forecast. The onset and evolution of South China Sea summer monsoon and its interaction with ocean. Beijing: Meteorological Press, 1999. 112~116
- [39] 阎俊岳. 南海西南季风爆发的气候特征. *气象学报*, 1997, **55**: 174~186
- Yan J Y. Climatological characteristics on the onset of the South China Sea southwest monsoon. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1997, **55**: 174~186
- [40] 陈隆勋, 刘洪庆, 王 文等. 南海及其临近地区夏季风爆发的特征及其机制的初步研究. *气象学报*, 1999, **57**(1): 16~29
- Chen L X, Liu H Q, Wang W, et al. Preliminary study on the characteristics and mechanism of summer monsoon onset over South China Sea and region adjacent to it. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57**(1): 16~29
- [41] 刘 霞, 谢 安. 南海夏季风爆发的气候特征. *热带气象学报*, 1998, **14**: 28~37
- Liu X, Xie A. The climatic characteristics of summer monsoon onset over South China Sea. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 1998, **14**: 28~37
- [42] 谢 安, 毛江玉, 叶 谦. 海温纬向梯度与南海夏季风爆发. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1999. 48~51
- Xie A, Mao J Y, Ye Q. The zonal gradient of sea surface temperature and the onset South China Sea summer monsoon. The onset and evolution of South China Sea

- summer monsoon and its interaction with ocean. Beijing: Meteorological Press, 1999. 48~51
- [43] 何金海, 徐海明, 周兵等. 关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论. 气候与环境研究, 2000, **5**(4): 333~344
- He J H, Xu H M, Zhou B, et al. Large scale features of SCS summer monsoon onset and its possible mechanism. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2000, **5**(4): 333~344
- [44] 梁肇宁, 温之平, 吴丽姬. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系 I. 耦合分析. 大气科学, 2006, **30**(4): 619~634
- Liang Z N, Wen Z P, Wu L J. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of South China Sea summer monsoon. I. coupling analysis. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30**(4): 619~634
- [45] 温之平, 梁肇宁, 吴丽姬. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系 II. 机理分析. 大气科学, 2006, **30**(6): 1138~1146
- Wen Z P, Liang Z N, Wu L J. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of the South China Sea summer monsoon II. Analysis of mechanisms. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2006, **30**(6): 1138~1146
- [46] 孙颖, 丁一汇. 青藏高原热源异常对 1999 年东亚夏季风异常活动的影响. 大气科学, 2002, **26**(6): 817~828
- Sun Y, Ding Y H. Influence of anomalous heat sources over the Tibetan Plateau on the anomalous activities of the 1999 East Asian Summer Monsoon. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**(6): 817~828
- [47] 刘华强, 孙照渤, 朱伟军. 青藏高原积雪与亚洲季风环流年代际变化的关系. 南京气象学院学报, 2003, **26**(6): 733~739
- Liu H Q, Sun Z B, Zhu W J. Interdecadal relation between snow cover the Tibetan Plateau and Asian monsoon circulation. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 2003, **26**(6): 733~739
- [48] Wu T W, Qian Z G. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: an observational investigation. *J. Climate*, 2003, **16**: 2038~2051
- [49] Kallberg P, Simmons A, Uppala S, et al. ERA-40 Project Report Series No. 2004, 173
- [50] 柏延臣, 冯学智, 李新等. 基于被动微波遥感的青藏高原雪深反演及其结果评价. 遥感学报, 2001, **5**: 161~165
- Bo Y C, Feng X Z, Li X, et al. The retrieval of snow depth in Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau from passive microwave remote sensing data and its results assessment. *Journal of Remote Sensing* (in Chinese), 2001, **5**: 161~165
- [51] 柯长青, 李培基. 用 EOF 方法研究青藏高原积雪深度分布与变化. 冰川冻土, 1998, **20**: 64~67
- Ke C Q, Li P J. Research on the characteristics of distribution and variation of snow cover on the Tibetan Plateau by using EOF analysis. *Journal of Glaciology and Geocryology* (in Chinese), 1998, **20**: 64~67
- [52] Shaman J, Tziperman E. The effect of ENSO on Tibetan Plateau snow depth: a stationary wave teleconnection mechanism and implications for the South Asian monsoons. *J. Climate*, 2005, **18**: 2067~2079
- [53] 陈栋, 陈忠明, 张驹等. 利用 NSIDC 雪盖资料和 ERA-40 资料对比分析青藏高原积雪的时空分布特征. 四川气象, 2006, **26**(3): 4~7
- Chen D, Chen Z M, Zhang J, et al. The comparative analyses of spatial and temporal distribution of snow over Tibetan Plateau by using NSIDC snow cover data and ERA-40 reanalysis data. *Journal of Sichuan Meteorology* (in Chinese), 2006, **26**(3): 4~7
- [54] Wang B, Lin H, Zhang Y S, et al. Definition of South China sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon. *J. Climate*, 2004, **17**: 699~710
- [55] 戴念军, 谢安, 张勇. 南海夏季风活动的年际和年代际特征. 气候与环境研究, 2000, **5**(4): 363~374
- Dai N J, Xie A, Zhang Y. Interannual and interdecadal variations of summer monsoon activities over South China Sea. *Climatic and Environmental Research*, 2000, **5**(4): 363~374
- [56] 陈烈庭, 阎志新. 青藏高原冬春季异常雪盖影响初夏季风的统计分析. 中国长期水文气象预报文集第二集. 北京: 水力电力出版社, 1981. 151~161
- Chen L T, Yan Z X. Statistical analyses on impacts of snow cover over the Tibetan Plateau during winter and spring on the premonsoon In: Collected Papers on Long-term Hydrologic and Meteorological Forecasts (2) (in Chinese). Beijing: Water Conservancy and Power Press, 1981. 151~161
- [57] 孙国武. 南亚高压季节性变化研究, 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 152~158
- Sun G W. The study of the seasonal change of the South Asian High. In: Proceeding of the Qinghai-Xizang Plateau Meteorology Studies (2). Beijing: Science Press, 1984. 152~158
- [58] Shinoda T, Morinaga Y, Yasunari T. The forefront of monsoon researches. *Kisho Kenkyu Notes* (in Japanese), 2003, **204**: 69~114
- [59] Douville H, Royer J F. Sensitivity of the Asian summer monsoon to an anomalous Eurasian snow cover within the Meteo-France GCM. *Climate Dynamics*, 1996, **12**: 449~466
- [60] Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 2001, **79**: 505~517