

冬季东亚大槽强度年际变化及其与中国气候联系的再分析^{*1}

黄小梅 管兆勇 戴竹君 梅海霞

HUANG Xiaomei GUAN Zhaoyong DAI Zhujun MEI Haixia

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室, 大气科学学院, 南京, 210044

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, 210044, China

2012-11-03 收稿, 2013-02-28 改回.

黄小梅, 管兆勇, 戴竹君, 梅海霞. 2013. 冬季东亚大槽强度年际变化及其与中国气候联系的再分析. 气象学报, 71(3): 416-428

Huang Xiaomei, Guan Zhaoyong, Dai Zhujun, Mei Haixia. 2013. A further look at the interannual variations of East Asian trough intensity and their impacts on winter climate of China. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(3): 416-428

Abstract Using the NCEP/NCAR reanalysis data and the observational precipitation and temperature data at the 160 stations of China, the interannual variations of the intensity of East Asian trough (EAT) along with their impacts on winter climate of China have been investigated. A new East Asian trough intensity index (I_{EAT}) at 500 hPa in boreal winter has been defined. The results show that the new index depicts the changes of intensity of EAT very well. This index integrates both the geopotential height values of the trough area and the zonal pressure gradient in the western flank of the trough, making the I_{EAT} index a good indicator of the averaged meridional wind between the ridge of geopotential height over Asian continent and the trough system over the western North Pacific in the middle troposphere. It is found that the intensity of EAT was relatively weaker before 1980's. The I_{EAT} changes with periodicities of 2–3 years and quasi-4 years. The variation of EAT intensity in winter may relate to the eastward propagation of the Rossby wave energy along the Asian jet from the Mediterranean region to East Asia. The disturbances in the westerlies have an equivalent barotropic structure. The I_{EAT} has significant correlations with both the rainfall and temperatures in regions east of the Tibet Plateau. When the index is positive (negative), EAT is stronger (weaker), inducing the total winter precipitation in most part of East China to be less (more) than normal. Simultaneously, the winter time mean temperature over central China is to be higher (lower) than normal. It is found that the higher surface air temperatures in central China in strong EAT winters are resulted mostly from the diabatic heating anomalies and anomalous dynamic heating due to air subsidence. These results are helpful to better understand why and how the winter climate of China along with the EAT intensity change.

Key words East Asian trough index, Interannual variability, Precipitation, Temperature, Winter

摘要 利用美国国家环境预报中心/大气研究中心(NCEP/NCAR)再分析资料以及中国气象局整编的160站逐月降水和气温资料,定义了一个北半球冬季500 hPa东亚大槽强度指数(I_{EAT}),分析了该指数所反映的冬季东亚大槽强度的年际变化规律及其与同期中国冬季降水、气温的关系。结果表明: I_{EAT} 反映了对流层中层冬季亚洲大陆高压脊与西北太平洋上空的低压槽系统的平均经向风强度,且能够较好地反映冬季东亚大槽的强度。东亚大槽的强度在20世纪80年代之前相对较弱,并存在2—3年和准4年的变化周期。冬季东亚大槽强弱变化可能与源自地中海地区的罗斯贝波动能量沿亚洲急流东传有关,且

* 资助课题:国家自然科学基金项目(41175062),江苏省青蓝工程创新团队项目和江苏高校优势学科建设工程资助项目(PAPD)。

作者简介:黄小梅,主要研究方向为气候动力学。E-mail:hxmlovely@163.com

通讯作者:管兆勇,主要从事气候动力学研究。E-mail:guanzy@nuist.edu.cn

这种西风带中的扰动具有准正压结构。 I_{EAT} 与青藏高原以东地区的冬季降水和气温相关显著。当 I_{EAT} 为正(负),东亚大槽偏强(弱),对应着中国华中地区以及华东大部分地区冬季总降水量偏少(多),且华中地区冬季平均气温偏高(低)。进一步研究发现,在东亚大槽偏强年,华中地区冬季平均气温异常升高主要是由于异常非绝热加热和下沉运动导致的异常动力增温所致。这些研究结果有助于更好地理解由于东亚大槽强度的变化而导致的中国冬季气候变化特征及其原因。

关键词 东亚大槽指数, 年际变化, 降水, 气温, 冬季

中图法分类号 P462.4

1 引言

东亚大槽是东亚地区对流层中层的重要环流系统,其变化影响着东亚冬季风活动。中国处于东亚季风区内,气候变化受东亚冬季风影响严重(朱艳峰,2008)。冬季风时期,东亚大槽的存在有利于引导极地和 high 纬度地区的冷空气向东南方向移动,对处于大槽后部的中国天气气候产生重大影响。

东亚大槽的强度和位置变化影响着中国大部分地区春季旱涝以及东部地区秋冬旱涝。研究表明,华北地区春季降水多时,东亚大槽偏东偏弱(陆日宇,2001);西北东部春季严重雨涝(干旱)发生时,其强度偏弱(强),且位置偏东(西)(孙安健等,2003);它的异常减弱和乌拉尔山地区高度场的明显降低是造成山东省春季降水异常偏多的主要原因(高留喜等,2003);由于东亚大槽稳定维持在日本东北部,配合高原上空稳定的高压脊,中国大陆长期处于槽后西北气流控制下,冷空气活动频繁,从而造成2008/2009年秋冬季中国东部地区严重干旱的发生(陶诗言等,2009);类似地,2011年春季,由于东亚大槽和贝加尔湖高压较常年明显偏强,使中国大部分地区处于高压脊的控制之下而降水偏少,从而造成了全中国范围的严重干旱(王素萍等,2011)。

东亚大槽不仅影响着中国降水变化,还对中国东北地区春季气温及中国北部和东部地区冬季气温产生重要影响。研究表明,春季东亚大槽偏强年对应东北低温,而偏弱年则对应东北高温(王冀等,2003);其强度变化对黑龙江省的气温影响明显,当大槽强度偏强时,对应同期的黑龙江省气温偏低,反之亦然(宋丽华等,2011)。冬季,东亚大槽及贝加尔湖高压脊为影响华北地区冬季气温的主要系统(申红艳等,2010),由于它的强度偏弱、亚洲极涡面积指数偏小从而造成了黑龙江省2006年冬季气候持续偏暖(董秀丽等,2008);当东亚大槽和乌拉尔山高压脊同时加强时,陕西省气温下降。反之,当二者同时

减弱时,陕西气温会逐渐上升(白爱娟等,2003);山东省冷冬年,东亚大槽偏西加深,西伯利亚高压加强,亚洲地区维持稳定的经向环流,而暖冬年则呈相反特征(于群等,2004);东亚大槽的变化还会对亚洲中高纬度地区的环流结构、锋区位置、偏北冷空气气流路径及中国强冷空气事件的爆发特性产生重要影响(李峰等,2006);此外,它对中国东部地区的最低气温也有较大影响。东亚大槽在中国东部地区最低气温的典型冷年较典型暖年偏深(周伟东等,2010)。

由于东亚大槽强度的变化对中国气候具有显著影响,长期以来,气象工作者对它进行了许多研究。研究的主要方法之一即是通过定义东亚大槽强度指数用以反映东亚冬季风强度以及分析东亚大槽强度的长期变动规律。孙柏民等(1996)用区域(30° — 45° N, 125° — 145° E)平均的500 hPa位势高度值作为东亚冬季风强弱的指标。崔晓鹏等(1999)采用类似指标,但将区域变更为(35° — 40° N, 110° — 130° E),当指数值越大时,东亚大槽越弱,对应冬季风也越弱;反之,指数值越小,表示冬季风越强。基于观测资料,穆明权等(2000)对大气环流年代际变化研究时采用了区域(30° — 50° N, 120° — 150° E)平均500 hPa高度距平来表示东亚大槽强度。王冀等(2003)参照东亚大槽的位置,选定区域(40° — 50° N, 110° — 130° E),对高度场进行标准化,求得区域平均,再经过标准化求得东亚大槽强度。最近,Wang等(2009)采用1957—2001年区域(25° — 50° N, 100° — 180° E)500 hPa位势高度场经验正交函数(EOF)分析所得第1特征向量相应的时间系数来表示东亚大槽的强度。这些基于不同角度所定义的东亚大槽强度指数可以较好地反映冬季东亚地区大气环流的异常,用以分析东亚大槽强度的时间变化规律。许多研究(崔晓鹏等,1999;高辉,2007;杨桂英等,1994;曾红玲等,2002)发现东亚大槽强度既具有明显的年际和年代际变化,同时其变化也存在一定的阶段性和长期趋势。但是,由于不同学者在研究中采用的强度指数

定义方法不同,它们所反映的东亚大槽强度变化规律也有所差异。

综上所述,尽管对于东亚大槽的长期变动规律以及它与中国气候的联系已经有一些研究成果,但是,目前人们所采用的东亚大槽强度指数大多是基于固定区域 500 hPa 平均位势高度或高度距平值来定义的,并根据前述定义的强度指数来研究其长期变动规律。在分析东亚大槽的变动与中国降水和气温的联系时,大多数研究只是单纯地分析某种极端气候事件发生时东亚大槽强度及位置的变动,较少采用指数定义的方式来定量地反映槽的强弱进而研究其与中国气候的联系。由于槽的深浅不仅取决于区域平均的位势高度数值,而且取决于纬向压力梯度的大小,因此,前述定义的指数在反映东亚大槽这个时常移动的大气环流系统变化规律时存在不足。如何更加准确地定义东亚大槽强度指数,进而研究它的长期变动规律及其与中国气候的联系,是需要进一步解决的问题。

本文将根据冬季海-陆间 500 hPa 上纬向压力梯度的大小定义一个能够较好地反映冬季东亚大槽强度的指数。并根据该指数讨论冬季东亚大槽强度的年际变化规律以及它与中国冬季降水、气温变化的联系,进而分析产生这种区域性气候异常的环流特征。所得结果可为中国冬季天气气候预测提供线索。

2 资料与方法

分析采用的资料包括:中国国家气候中心提供的全中国 160 站逐月气温和降水量资料;美国国家环境预报中心/大气研究中心(NCEP/NCAR)的逐月再分析资料(Kalnay, et al, 1996),主要是 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的全球范围网格点的 1000—100 hPa 的 12 层位势高度场、风场、气温、垂直速度场,以及海平面气压场;NCEP/NCAR 全球范围日平均地面通量再分析资料,变量包括:到达地面的短波辐射通量、地面向外长波辐射通量、地面净感热通量以及地面净潜热通量(高斯格点分布)。上述资料时间跨度均为 1951 年 1 月—2011 年 12 月。文中资料均已进行了冬季(12 月至次年 2 月)平均。

主要运用 Morlet 小波分析、功率谱分析、相关分析、合成分析、以及差值 t 检验(施能等, 1993)等方法。 t 检验用于检验合成分析的结果差异是否显

著。

文中将采用热流量方程计算整层大气的动力加热和非绝热加热

$$\langle \frac{\partial T}{\partial t} \rangle = - \langle \mathbf{v} \cdot \nabla T \rangle - \langle \omega (\frac{\partial T}{\partial p} - \frac{RT}{c_p p}) \rangle + \langle \frac{Q_1}{c_p} \rangle \quad (1)$$

$$\langle Q_1 \rangle = \langle LP_r + LC - LE \rangle + Q_s + \langle Q_R \rangle \quad (2)$$

$$\langle Q_2 \rangle = \langle LP_r + LC - LE \rangle - LE_s \quad (3)$$

$$\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle = \langle Q_R \rangle + \langle Q_s + LE_s \rangle \quad (4)$$

式中,以 $\langle \rangle$ 表示对整层大气进行垂直积分,即 $\langle \rangle = \frac{1}{p_s - p_t} \int_{p_t}^{p_s} (\) dp$, p_s 、 p_t 分别为地面气压和 100 hPa 等压面气压。式(1)右端第 1 和第 2 项为由运动引起的动力加热率,第 3 项为非绝热加热率。式(2)—(4)中, L 为凝结潜热, P_r 为降水量, C 为气柱中水汽凝结所致的液态水生成量, E 为气柱中水滴的蒸发量, Q_s 为地面感热输送, Q_R 为辐射加热(冷却), E_s 为地面潜热输送。 $\langle Q_1 \rangle$ 为非绝热加热率, $\langle Q_2 \rangle$ 为因水汽相变而产生的加热率。

3 东亚大槽强度指数的定义

3.1 强度指数定义

在 500 hPa 位势高度场上,冬季北半球中高纬度地区 70° — 100° E 范围内有一个稳定的高压脊存在,而东亚沿海的大槽则位于 120° — 160° E(图 1a)。由于反映东亚大槽结构的因子之一是位势高度场(Φ)的纬向梯度大小,因此,本文定义冬季东亚大槽强度指数为

$$I_{\text{EAT}} = - \frac{\Phi_{\lambda_2} - \Phi_{\lambda_1}}{\lambda_2 - \lambda_1} \quad (5)$$

式中,右侧分子部分为 45° N 纬圈上, 120° — 160° E 最小位势高度值 Φ_{λ_2} 与 70° — 100° E 最大位势高度值 Φ_{λ_1} 之差,分母部分为最小位势高度所在经度 λ_2 与最大位势高度所在经度 λ_1 之差。由于 Φ_{λ_2} 总是小于 Φ_{λ_1} , 所以,计算结果均为负值。为了更直观地表现东亚大槽的强弱, I_{EAT} 取为纬向位势高度梯度的负数。

依据地转风关系可得, λ_2 与 λ_1 之间的平均经向地转风关系式为

$$\bar{v}_g = - \frac{1}{f a \cos \varphi} I_{\text{EAT}} \quad (6)$$

式中, f 为科里奥利力, a 为地球半径, φ 为纬度。

按定义可知, I_{EAT} 实际上反映了 λ_2 与 λ_1 之间在 45°N 处的平均经向地转风。因此, I_{EAT} 是反映东亚大槽强弱变化规律的动力学指数。从标准化处理后的冬季平均 500 hPa 等压面上 λ_2 与 λ_1 的平均经向地转风 \bar{v}_g 和平均实际经向风 \bar{v} 随时间的变化曲线(图 1b)可见, 二者随时间演变的一致性较高, 说明, I_{EAT} 是东亚大槽的经向风强度指数, 其值越大(小), 东亚大槽强度越强(弱), 对应高低压之间平均经向风也越强(弱)。

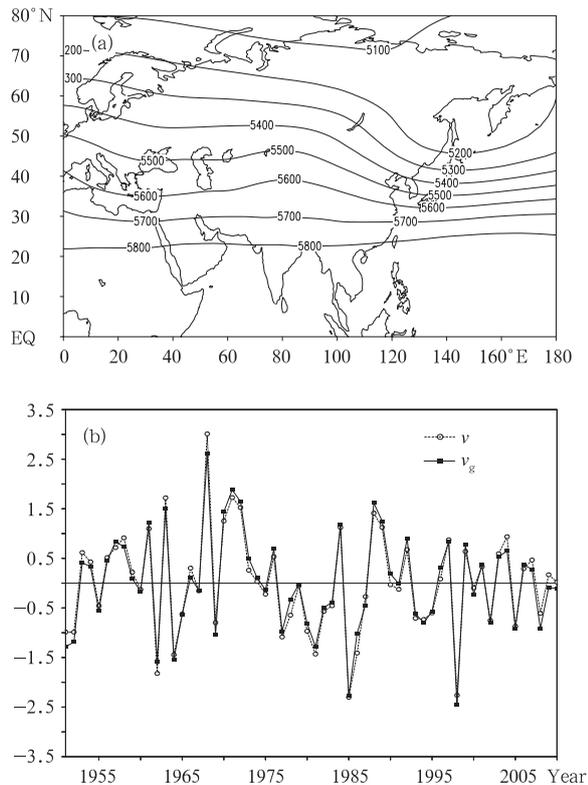


图 1 1951/1952—2010/2011 年冬季
(a) 500 hPa 平均位势高度场(单位: gpm)
和(b) 标准化处理后的冬季平均
500 hPa 位势高度上经度 λ_2 与 λ_1 之间
的平均经向地转风 \bar{v}_g 和平均
实际经向风 \bar{v} 随时间的变化曲线

Fig. 1 (a) Mean climatology of the winter time geopotential height (unit: gpm) at 500 hPa for the period of 1951/1952–2010/2011, and (b) normalized time-series of both geostrophic and observational meridional winds (\bar{v}_g and \bar{v} , respectively; units: m/s) averaged over the region $[\lambda_2, \lambda_1]$ at 500 hPa

3.2 与其他定义的比较

本文所定义的冬季东亚大槽强度指数(I_{EAT})与前人采用不同方法所定义的几种具有代表性的东亚大槽强度指数冬季平均值的相关系数可部分表征 I_{EAT} 与其他指数的差别。目前, 已有的东亚大槽强度指数可分为动力学指数和“静力学”指数两大类。采用动力方法定义的指数如: 中国国家气候中心提供的逐月东亚大槽强度 CQ 指数, 其定义方法为沿槽线在 $35^\circ\text{--}55^\circ\text{N}$ 范围内每隔 5 个纬度所读的高度值之和减去最大高度值与最小高度值之差(杨桂英等, 1994), CQ 值越大(小), 槽强度越弱(强)。而另一类东亚大槽强度指数则大多是使用“静力学”方法定义的, 如: I_{sun} 为孙柏民等(1996)采用区域平均 500 hPa 位势高度值所定义的能够反映东亚大槽强度的东亚冬季风强度指数。当指数值越大, 东亚大槽越弱, 对应冬季风也越弱。反之, 则冬季风越强; I_{mu} 为穆明全等(2000)采用区域平均 500 hPa 位势高度距平值所定义的东亚大槽强度指数, 指数值越大(小), 槽强度越弱(强)。 I_{cui} 为崔晓鹏(1999)采用类似孙柏民等(1996)的方法, 但变更了计算的区域范围而定义的东亚大槽强度指数, 指数值越大(小), 槽强度越弱(强)。 I_{wang} 为王冀等(2003)选定固定区域对高度场进行标准化, 求得区域平均, 再经过标准化求得东亚大槽强度指数, 指数值越大(小), 槽强度越弱(强)。

I_{EAT} 与已有的大部分东亚大槽强度指数冬季平均值在不同时间段具有较好的相关关系。但相关系数数值并不大, 且该指数与另一部分东亚大槽强度指数(如 I_{cui} 和 I_{wang})的相关性较差(表 1), 表明 I_{EAT} 与其他东亚大槽强度指数确有较大差别。这种差别主要因各指数采用的定义方法不同所引起。目前大部分已有的东亚大槽强度指数均是采用 500 hPa 区域平均的位势高度或者高度距平值来定义的。这样由于各研究中选取的计算区域不同, 则会造成不同学者所定义的大槽强度指数存在较大差异。本文所定义的 I_{EAT} 是从动力学角度出发, 依据冬季 500 hPa 位势高度场上高低压之间的平均经向风强度来表征槽的强度。 I_{EAT} 不仅可以反映东亚沿岸地区对流层中层局地的位势高度变化, 同时还能反映出纬向高低压之间的位势高度差异大小。与其他已有指数相比, I_{EAT} 能更好地反映大槽强度的实际变化。因为当东亚大槽与上游的高压脊区的位势高度同步

涨落时,如果仅考虑东亚大槽所在区域的局地位势高度异常,并不能较好地反映大槽实际的强弱变化。例如:当东亚区域局地的位势高度为负异常,而其上游的高压脊区位势高度也为负异常,此时的东亚大槽并不一定是加强的。

表1 I_{EAT} 与各东亚大槽强度指数冬季平均值的相关系数

Table 1 The correlation of the I_{EAT} with the other intensity indices of the East Asian trough

指数	1951/1952— 2010/2011	1951/1952— 1978/1979	1979/1980— 2010/2011
CQ	-0.39*	-0.33	-0.52*
I_{sun}	-0.40*	-0.45	-0.45*
I_{mu}	-0.42*	-0.47	-0.51*
I_{cui}	-0.14	-0.22	-0.23
I_{wang}	-0.16	-0.17	-0.30

注:“*”表示通过99%置信水平的检验。

需要说明的是, I_{EAT} 与东亚冬季风强度指数存在一定联系但也有所差异,它并不能完全表征东亚冬季风的强弱。因为冬季风强度不仅与500 hPa位势变化有关,还与对流层低层特别是地面高压系统有关。因此, I_{EAT} 只能部分表示冬季风强度。表2给出了 I_{EAT} 与冬季风指数在不同时段的相关系数。考虑到目前东亚冬季风指数较多,这里仅选取了具有代表性的4种指数进行分析。表2显示, I_{EAT} 与冬季风指数 I_{sun} (孙柏民等, 1996)和 I_{shi} (施能, 1996)关系较好,这是因为 I_{sun} 就是采用500 hPa东亚大槽的强度来定义的冬季风指数。而 I_{shi} 则是反映了海陆间的海平面气压差,这种定义方法与本文定义新指数的方法有类似之处。但是,新指数与采用东亚地区低层风定义的冬季风指数 I_{ji} (Ji, et al, 1997)以及采用高层东亚急流强度定义的冬季风指数 I_{jhun} (Jhun, et al, 2004)的相关系数不是很高。这也说明了新指数反映的东亚大槽强度与冬季风强度并不相同。

表2 I_{EAT} 与已有的4种冬季风强度指数的相关系数

Table 2 The correlation of the I_{EAT} with the intensity indices of the East Asian winter monsoon

指数	1951/1952— 2010/2011	1951/1952— 1978/1979	1979/1980— 2010/2011
I_{sun}	-0.40*	-0.45	-0.45*
I_{shi}	0.41*	0.47	0.31
I_{ji}	-0.25	-0.30	-0.24
I_{jhun}	0.29	0.25	0.34

注:“*”表示通过99%置信水平的检验。

3.3 已有指数对中国冬季气候区域性异常的反映能力

陶诗言等(2009)的研究表明,造成2008/2009年秋冬季中国东部严重干旱的主要环流成因是:东亚大槽长期稳定维持在日本东北部,而青藏高原上空为稳定的高压脊,使得中国大陆长时间处于东亚大槽槽后西北气流控制之下。贺哲等(2009)对2008/2009冬季河南地区的干旱个案研究指出,由于中国新疆北部到印度北部的高压脊和东亚大槽的发展比历史同期更加强盛,使中国大陆上空的西北气流也较强,并能够得以长期维持,从而导致了此次干旱。同时他们的研究还指出,此次严重干旱发生时位于中国华中地区的河南省冬季平均气温异常偏高。

通过分析发现,采用目前普遍使用的中国国家气候中心提供的东亚大槽强度指数CQ的冬季平均值表示的2008/2009年冬季东亚大槽强度却是偏弱的,这与已有的研究结论有较大差异。同时,给出的CQ冬季平均值与同期中国降水 and 气温的相关系数分布(图2),并不能反映东亚大槽强度与中国东部地区降水及与华中地区气温的相互关系。为了进一步分析其他已有东亚大槽指数与中国冬季气候异常的关系,分别计算了表1中列出的采用“静力学”方法定义的东亚大槽强度指数 I_{sun} 、 I_{mu} 、 I_{cui} 、 I_{wang} 与同期中国冬季降水相关系数分布及气温相关分布(图略),可知,4个指数与中国东部地区降水均有较好的正相关,但它们与气温的相关并不一致。4个指数中的两个指数与中国华中地区的冬季气温相关较差,另外两个指数所反映出的规律是当东亚大槽偏强时,易造成中国大部分地区气温异常偏低。这与已有对于干旱个案研究所得的结论不同。因此,总的来说,已有的东亚大槽强度指数对中国中东部地区冬季降水和气温的区域性异常反映能力存在差异。

4 东亚大槽强度年际变化特征与典型年份选取

4.1 年代际变化及长期趋势

为了反映1951/1952—2010/2011年冬季东亚大槽强度的长期演变特征,给出了标准化处理后的1951/1952—2010/2011年 I_{EAT} 的时间序列、线性拟合值及11年滑动平均曲线(图3)。 I_{EAT} 为正值时,

表示纬向压力梯度大,东亚大槽强度偏强。反之,当 I_{EAT} 为负值时,对应东亚大槽强度偏弱。由图 3 可见, I_{EAT} 在 20 世纪 80 年代初以前负位相居多,1980 年以后平均强度较 1980 年前增强,结合 11 年滑动

平均曲线可以发现该指数具有一定的年代际变化。1951—2010 年 I_{EAT} 呈现出由弱到强的总体变化趋势,但增速较小,线性趋势系数仅为 0.05/(10 a)。

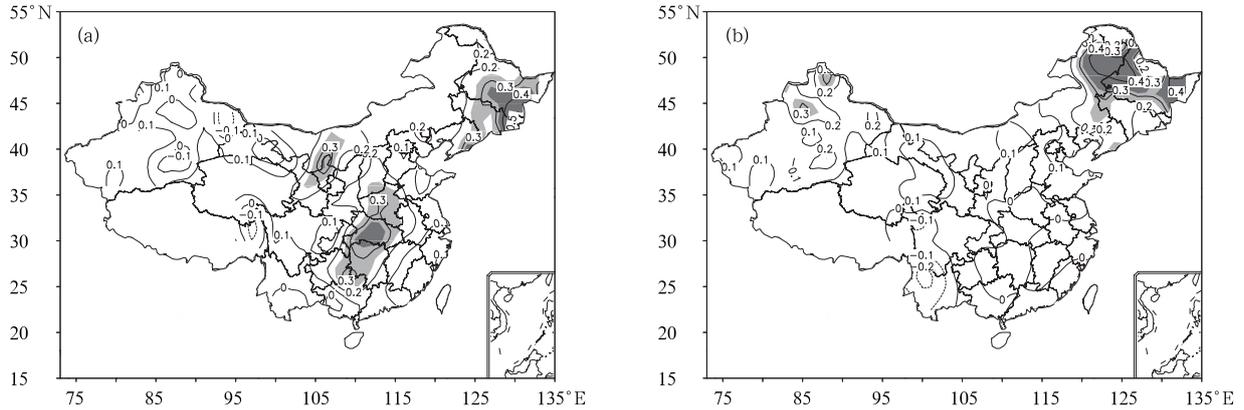


图 2 1951/1952—2010/2011 年冬季 CQ 指数与中国 160 站冬季降水(a)和气温(b)的相关系数分布
(深(浅)阴影区表示通过 99%(95%)的显著性检验)

Fig. 2 Simultaneous correlation of the CQ index with the winter precipitation (a) and temperature (b) at the 160 stations over China during 1951/1952 – 2010/2011
(Correlation significant at the 99% (95%) confidence level are shaded with dark (light) grey)

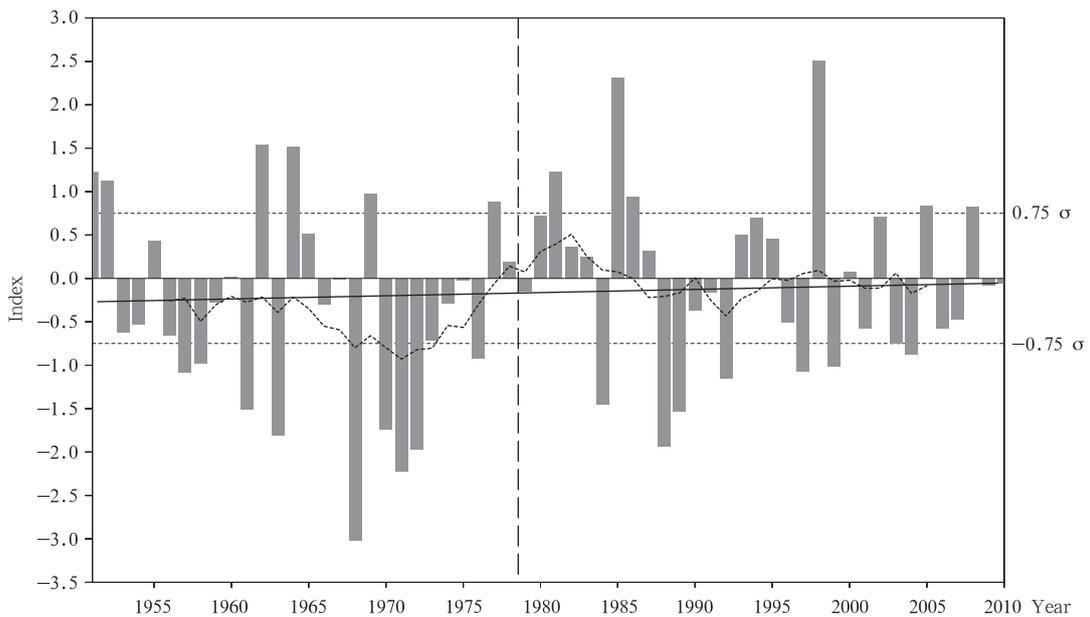


图 3 1951/1952—2010/2011 年 I_{EAT} 的标准化序列(柱状)、线性趋势(粗实线)、11 年滑动平均结果(虚线)
(图中 1951—1978 年数值采用 1979—2010 年均值和标准差进行处理得到)

Fig. 3 Time-series of the I_{EAT} index for 1951/1952 – 2010/2011
(The linear trends in I_{EAT} are displayed with the slanted heavy solid line and the 11 year moving average with a dotted curve; Note that the I_{EAT} time-series is normalized for the period of 1979 – 2010, whereas before 1979 it is just divided by one standard deviation of 1979 – 2010)

4.2 年际变化

为了了解冬季东亚大槽强度的周期变化特征,可分析冬季东亚大槽强度指数 I_{EAT} 时间序列的功率谱。图 4a 表明:冬季东亚大槽强度变化存在显著的 2—3 年和准 4 年周期。 I_{EAT} 时间序列的 Morlet 小波分析(Torrence, et al, 1998)结果(图 4b)显示,冬季东亚大槽强度在 20 世纪 60 年代存在显著的 2—3 年周期,80 年代中期和 90 年代末存在显著的准 2 年周期,而准 4 年周期在 80 年代中期和 90 年代末也比较显著。

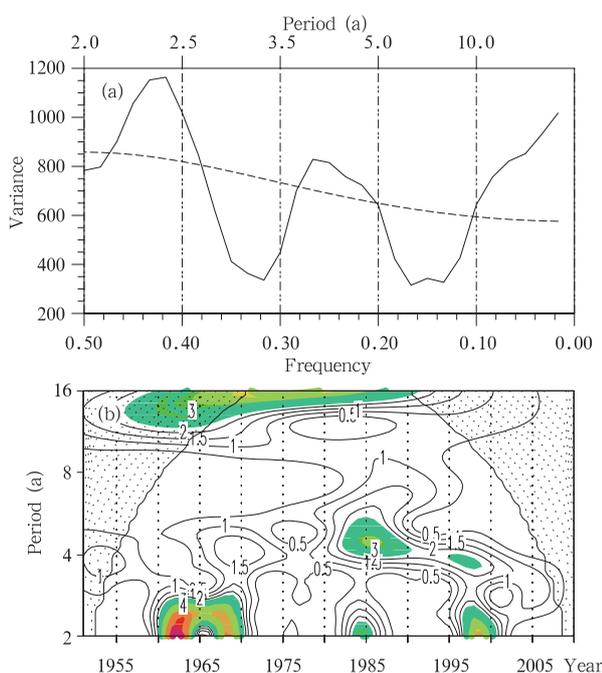


图 4 1951/1952—2010/2011 年 I_{EAT}

序列的功率谱(实线)分析结果

(a, 虚线表示 95% 信度的红噪声检验标准值)

和 Morlet 小波分析结果(b, 阴影部分表示在 90% 置信度统计下显著, 点阴影区是小波变换受边界影响的区域)

Fig. 4 Power spectrum analysis (a, solid line) with red noise test (dashed curve) at the 95% confidence level, and the Morlet wavelet transform analysis (b) for the time series of the I_{EAT} from 1951/1952—2010/2011

((In (b), areas where the values are significant at the 90% confidence level are shaded

Dotted areas represent the cone of influence)

4.3 东亚大槽强弱典型年份的选取

考虑到 NCEP 资料自 1979 年以后更为可靠(Kalnay, et al, 1996), 这里计算得到 1979—2010 年 I_{EAT} 的标准差为 32.15。如图 3 所示, 以 0.75 倍标准差为标准, 对 1951—2010 年 I_{EAT} 强弱年进行划分, 由 I_{EAT} 的逐年变化(图 3)得到 12 个冬季东亚大

槽异常偏强年和 16 个冬季东亚大槽异常偏弱年(表 3), 这些东亚大槽强弱年份被用于下面的环流分析。

表 3 冬季东亚大槽典型强、弱年份

Table 3 Typical years of strong and weak East Asian trough in the boreal winter

年型	年份							
偏强年	1951	1952	1962	1964	1969	1977	1981	1985
	1986	1998	2005	2008				
偏弱年	1957	1958	1961	1963	1968	1970	1971	1972
	1976	1984	1988	1989	1992	1997	1999	2004

注: 表中所示冬季表示该年的 12 月至次年 2 月, 1951 代表 1951/1952 年冬季, 其余类推。

5 东亚大槽强度与中国冬季气候的联系

5.1 冬季降水

为分析冬季东亚大槽强度与同期中国降水相互关系的区域特征, 计算了 1951/1952—2010/2011 年冬季 I_{EAT} 与同期中国 160 站冬季降水的相关(图 5), 可见, I_{EAT} 与中国冬季降水在大部分地区都呈负相关, 只有在中国西南极少数地区呈现正相关。显著负相关区域主要位于 105°E 以东、 25° — 40°N , 包括中国华中、华东大部分地区以及西北地区东部、华北和华南的部分地区。这些显著相关区的相关系数约为 -0.3 — -0.4 (均通过了 95% 显著性检验)。说明冬季东亚大槽偏强(弱)易造成中国东部地区冬季降水偏少(多), 且在华中地区和华东部分地区表现最为明显。以上分析表明, 东亚大槽强度与中国东部地区同期冬季降水有密切的关系, 而且, 当大槽偏强时, 会造成中国东部地区降水偏少。这与已有的研究结论一致(陶诗言等, 2009; 贺哲等, 2009), 但与采用 CQ 指数计算的结果存在非常大的不同(图 2)。

5.2 冬季气温

目前文献中极少见到东亚大槽强度指数与中国冬季气温的相关关系研究。计算表明, 1951/1952—2010/2011 年 I_{EAT} 与中国 160 站中大部分站点的冬季气温存在明显的正相关(图 6)。正相关区域主要位于 $(25^{\circ}$ — $35^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}$ — $115^{\circ}\text{E})$, 即中国华中大部分地区 and 陕西南部部分地区, 且在华中地区, 相关系数超过 0.4(通过 99% 信度的显著性检验)。此外, 在新疆西北部也有较小的显著相关区(通过 95% 信度的显著性检验), 表明冬季东亚大槽典型偏强(弱)年, 易造成中国华中大部分地区冬季平均气温偏高(低)。

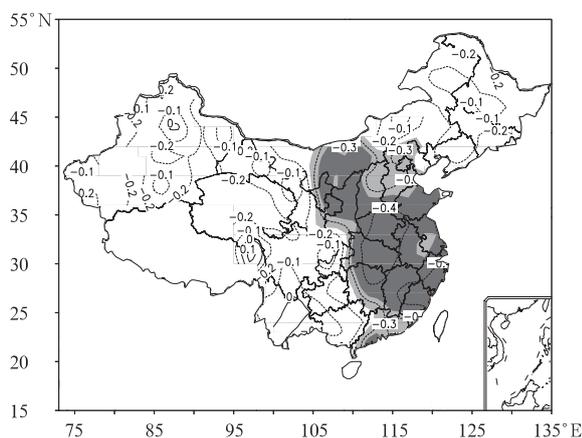


图5 1951/1952—2010/2011年冬季 I_{EAT} 与中国160站冬季降水的相关系数分布 (深(浅)阴影区表示通过99%(95%)的显著性检验)

Fig. 5 Simultaneous correlation of the I_{EAT} with the winter precipitation at the 160 stations over China during 1951/1952 - 2010/2011 (Correlations at the 99% (95%) confidence level are shaded with dark (light) grey)

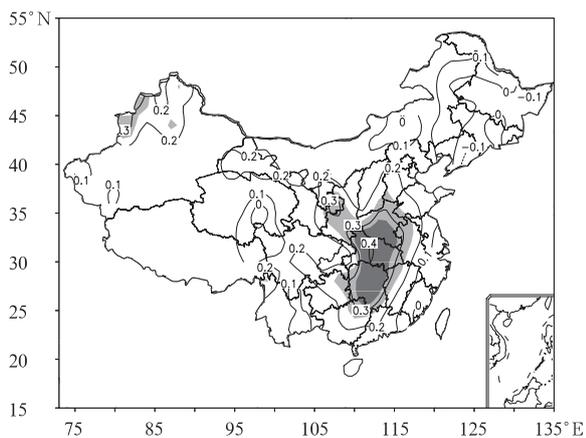


图6 1951/1952—2010/2011年冬季 I_{EAT} 与中国160站冬季气温的相关系数分布 (深(浅)阴影区表示通过99%(95%)的显著性检验)

Fig. 6 As in Fig. 5 but for the winter temperature

6 冬季东亚大槽典型强/弱年东亚区域环流特征

6.1 水平与垂直环流

为了进一步分析 I_{EAT} 表征的东亚大槽强度变化造成中国区域性降水和气温异常的具体环流成因,给出了1951/1952—2010/2011年冬季平均海平面气压场(图7a)、500 hPa位势高度场(图7b)、200

hPa位势高度场(图7c)以及根据 I_{EAT} 所划分的东亚大槽典型强、弱年相应高度层次要素的合成差值场(图7d、e、f)。从多年平均的海平面气压分布(图7a)中可见,冬季海平面气压场上,亚洲大陆受一强大的冷高压(蒙古高压)控制,而在阿留申群岛地区则存在一个强大的阿留申低压系统。500 hPa高度上,青藏高原北部为高压脊区,而东亚沿岸则为东亚大槽所在地区。200 hPa多年平均的位势高度场环流分布与500 hPa多年平均高度场的形势大致相同。典型东亚大槽强、弱年冬季海平面气压合成差值场(图7d)显示,地面蒙古冷高压控制区域存在强的正异常,阿留申区域为强的负异常。说明在东亚大槽典型偏强年,地面蒙古冷高压显著增强,阿留申低压也明显加强,使高低压之间的压力梯度加大,偏北风增强,有利于引导中高纬度的冷空气南下,进而影响中国地区冬季气候。值得注意的是,在中国中西部和南部广大地区呈现出大范围的气压正异常分布,呈“L型高压”特征(陈其恭等,1959;刘立忠,1985)。这种异常的海平面气压分布形势不利于来自孟加拉湾和中国南海地区的低层水汽向中国中东部地区输送。这可能是造成东亚大槽典型偏强年中国华中和华东大部分地区冬季降水偏少以及华中地区气温异常偏高的重要原因。

东亚大槽的变化可受到北极涛动(AO)(Gong, et al, 2001; 胡秀玲等,2005; 帅嘉冰等,2010; 杨辉等,2008)、ENSO(Li, 1990; Wang, et al, 2002)及欧亚大陆积雪(陈海山等,1999; Clark, et al, 2000; Watanabe, et al, 1999)等因素的影响,但这里仅讨论东亚大槽强弱变化与罗斯贝波列传播的联系。从合成的东亚大槽典型强、弱年冬季东亚区域500 hPa高度差值场(图7e)可见,在乌拉尔山以东至中国青藏高原一带地区存在显著的正距平区,而在欧洲西部的地中海地区及东亚沿岸鄂霍次克海至日本海地区为显著负距平区。说明位于青藏高原北部至贝加尔湖地区的高压脊和东亚大槽均明显偏强,欧亚环流经向度加大。此外,在地中海地区附近的对流层中层,有较强的波作用量通量(Takaya, et al, 1997, 2001)沿南北两支西风东传至日本海和鄂霍次克海附近区域(图7e)。表明东亚大槽的强弱变化可能与沿亚洲急流和南支西风东传的波列有关,扰动能量源自地中海地区。

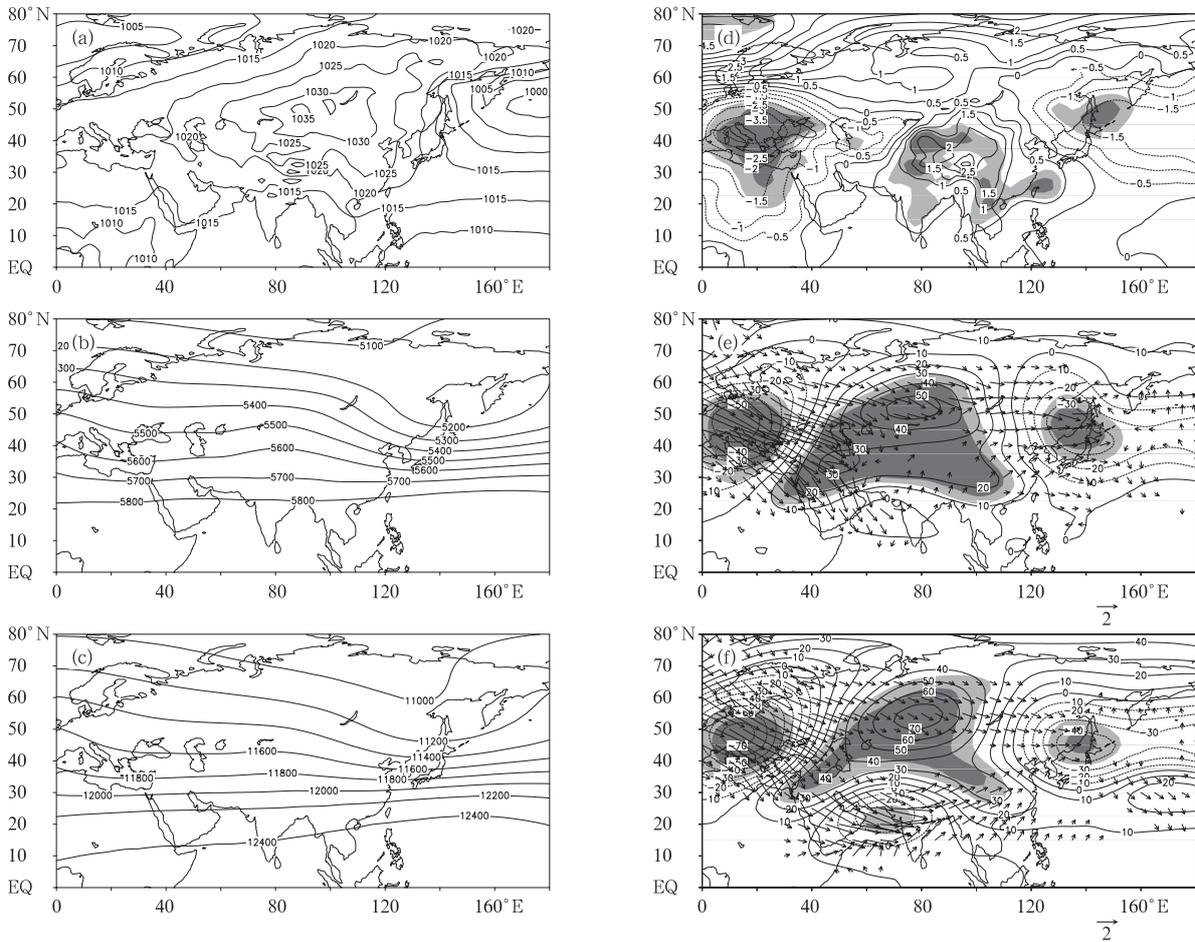


图7 1951/1952—2010/2011年冬季平均场(a,b,c)和东亚大槽典型强、弱年冬季合成差值场(d,e,f,强年减弱年)
 (a,d. 海平面气压场,单位:hPa;b,e. 500 hPa位势高度场,单位:gpm;
 c,f. 200 hPa位势高度场,单位:gpm; 箭头表示相应高度层的波作用量
 通量水平分量;深(浅)阴影区表示通过99%(95%)的显著性检验)

Fig. 7 Averaged climatology over the period of 1951/1952 – 2010/2011 for sea level pressure (unit: hPa)(a),
 geopotential height at 500 hPa (unit: gpm)(b) and geopotential height at 200 hPa (unit: gpm)(c),
 and the composited difference of sea level pressure (d), geopotential height at 500 hPa (e),
 and geopotential height at 200 hPa (f) between strong and weak EAT years
 (arrows are for the T – N wave activity fluxes at the corresponding altitudes,
 the dark (light) grey shaded are for the anomalous values significant at the 99% (95%) confidence level using a *t*-test)

长时间中高层冬季平均的位势高度扰动在垂直方向上呈准正压结构。从合成的东亚大槽强弱年的200 hPa高度异常场(图7f)可见,位于乌拉尔山以东至中国青藏高原地区上的正距平和东亚沿岸鄂霍次克海至日本海地区的负距平分布形势与500 hPa高度大致相同,且其中心异常强度更强。表明在中国中西部上空的高压和亚洲东岸地区的低压都是深厚系统。此外,容易发现在200 hPa高度层上源自地中海区域的扰动能量沿南北两条路径东传,北支能量沿中高纬度平均西风气流东传,而南支能量则

沿亚洲急流东传至东亚沿岸地区,使东亚大槽强度异常得以维持。

根据前述所得东亚大槽典型强、弱年中国冬季气候的区域性异常分布状况,选取包括中国中华和华东大部分地区在内的区域(25°—35°N, 110°—120°E)作为关键区,进一步分析产生该区域气候异常的垂直环流特征。从东亚大槽典型强、弱年冬季(25°—35°N)平均的纬向环流距平合成差值垂直剖面(图8a)可见,在(60°—70°E)地区上空青藏高原东侧的纬向环流圈控制的上升气流位于高原东侧,而

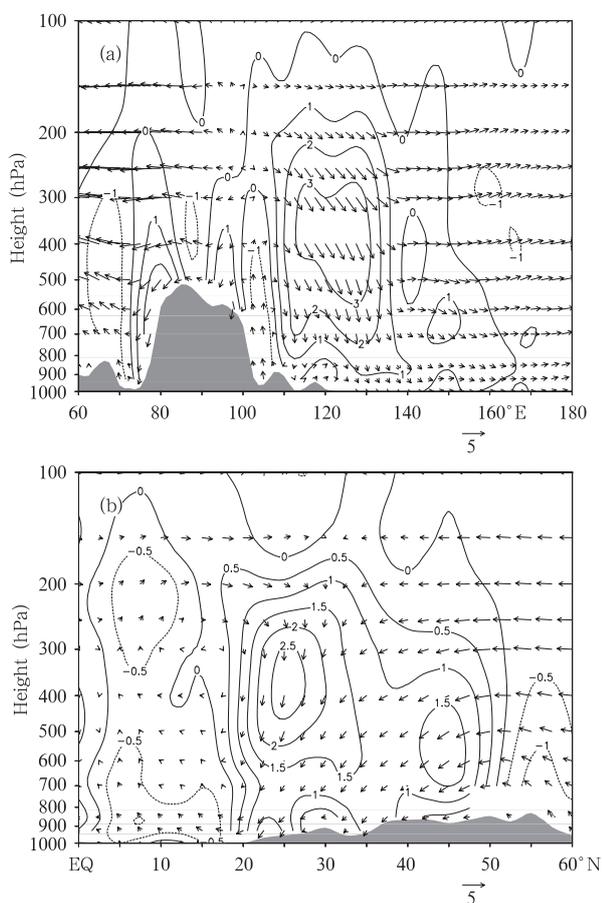


图8 东亚大槽典型强、弱年冬季
(a) 25°—35°N 平均的纬向环流距平和
(b) 110°—120°E 平均的经向环流距平
合成差值垂直剖面(强年减弱年)

(箭头的水平分量为异常的纬向风(u')或经向风(v'),
单位:m/s,异常垂直速度 ω 已放大100倍,单位:Pa/s)

Fig. 8 Differences of the composite quantities between strong and weak years of the winter East Asia trough intensity (strong minus weak) as shown in (a) for the vertical-zonal cross section of the zonal circulation anomalies averaged over (25°—35°N), and in (b) for the vertical-meridional cross section of the anomalous meridional circulation averaged over (110°—120°E) (The arrows are composed of the anomalous zonal wind u' in (a) or meridional wind v' in (b) and the vertical velocity (ω), with the value of the anomalous vertical velocity (ω) multiplied by 100)

强的异常下沉运动则位于 110°—120°E,最大下沉速度距平中心位于 500—300 hPa 高度附近,中心垂直速度距平达到 3 Pa/s。且东亚大槽典型强、弱年冬季 110°—120°E 平均的经向环流距平合成差值垂直剖面(图 8b)显示,在 25°—35°N 存在明显的北风

异常和下沉运动异常,最大下沉速度距平中心位于 400—300 hPa,中心垂直速度距平为 2.5 Pa/s。表明在东亚大槽典型偏强年,在关键区内,对流层整层存在强的下沉运动异常。

综上所述,在东亚大槽典型偏强年冬季,地面蒙古冷高压和阿留申低压异常偏强,高低压之间的压力梯度加大,近地面偏北风增强,有利于引导高纬度地区的强冷空气南下,给中国东北及华北地区可能带来降温天气,不利于中国中东部地区降水的发生。500 hPa 青藏高原北部至贝加尔湖地区的高压脊和亚洲东岸的大槽明显偏强,且这种高度场异常在对流层高层 200 hPa 表现更加明显。在东亚大槽典型偏强年,中国中东部关键区受增强的深厚高压系统控制,整层存在强的下沉运动异常,这种大尺度的垂直下沉运动异常一定程度上抑制了水汽抬升凝结过程,不利于降水的发生,导致该地区降水异常偏少。同时这种强烈的下沉运动异常也可能是造成中国华中地区冬季平均气温偏高的重要原因。

6.2 水汽输送

降水的多少与近地面附近的水汽辐合存在密切相关,在此分别合成了东亚大槽典型强、弱年冬季 850 hPa 水汽通量距平的流函数及其辐散分量分布(图略)。从东亚大槽典型强年冬季 850 hPa 水汽通量距平的流函数及其辐散分量分布可见,中国中东部为强的水汽辐散区,不利于该地区降水的发生,这可能是造成华中和华东大部分地区降水偏少的重要原因。而在东亚大槽典型偏弱年,孟加拉湾与中国南海的水汽通过异常反气旋性距平环流的外围气流输送到中国中东部地区,水汽的辐合也在该地区异常加强,辐合带呈东—西走向。这为华中和华东地区降水提供了充足的水汽条件,有利于这些地区降水的发生。

7 冬季东亚大槽典型强、弱年加热场异常特征

为了对华中及其附近地区在东亚大槽加强时的温度异常升高(图 6)现象进行解释,这里分析了加热场异常情况。

7.1 地面热量通量

大气环流的直接能量来自于下垫面的加热、水

汽相变的潜热加热和大气对辐射的少量吸收,在此给出了冬季东亚大槽典型强、弱年到达地面的太阳短波辐射通量、地面向外长波辐射通量、地面净感热通量以及地面净潜热通量冬季平均的合成差值(图9)。要说明的是,尽管 NCEP 资料集提供的这些参数均为模式输出物理量,但同化资料仍可部分反映气候变量的内在联系(蔡佳熙等,2009)。

冬季东亚大槽典型强年,到达地面的太阳短波辐射通量在中国大部分地区均为正异常(图9a,在中国中东部地区通过了99%信度水平的 t 检验)。华中地区和华东大部分地区地表的冬季平均太阳短波辐射量异常增强,这可能是造成华中地区气温异常偏高的重要原因之一。地面向外长波辐射通量和感热通量(图9b、c)在华中地区南部为正异常,这些都有利于东亚大槽强(弱)年华中及其附近地区的地表气温异常升高(降低)。

7.2 整层加热场

除地表直接的加热作用以外,大气对流层整层的加热对地表气温异常的形成和维持亦可起重要作用。采用文献(Guan, et al, 2003; Rodwell, et al, 1996)曾使用的方法计算了整层垂直积分大气加热场(式(1)–(3),图略)。由加热场分布可知,冬季东亚大槽典型强年,华中地区西部整层积分因下沉运动而导致的动力增温显著,且整层非绝热加热垂直积分在华中到华东大部分地区均为正异常。注意到整层水平温度平流为较弱的负异常,抵消了部分由于非绝热增温和垂直温度平流引起的异常增温。在冬季东亚大槽典型偏弱年,加热场异常配置则刚好相反。因此,在东亚大槽典型强年,华中地区冬季地面气温的正异常(图6)可主要归结为异常非绝热加热和下沉运动导致的非绝热增温所致。

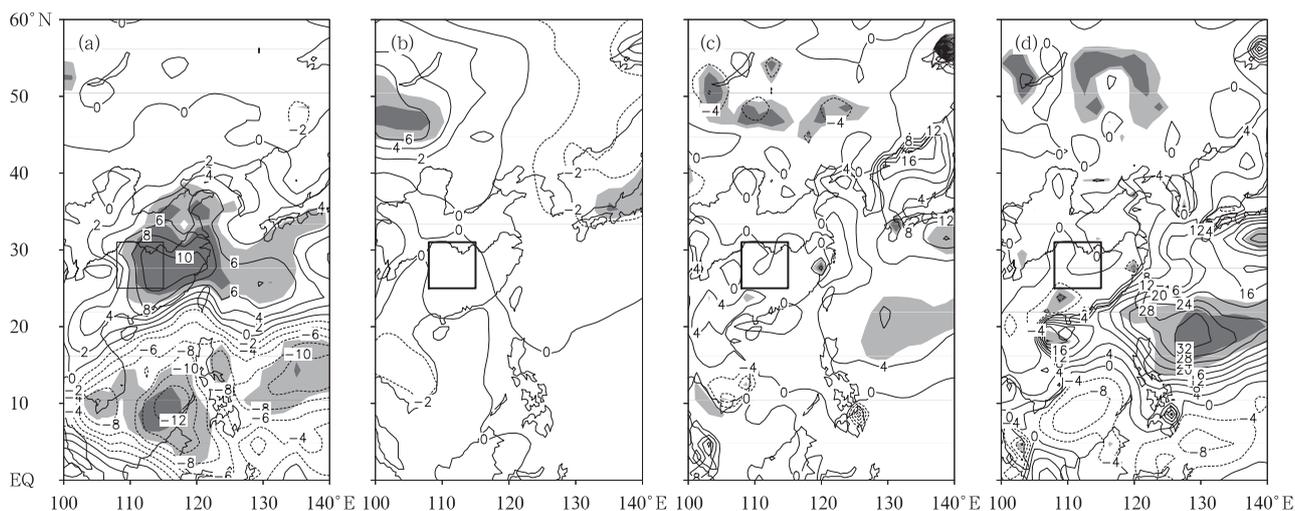


图9 东亚大槽典型强年与典型弱年冬季平均的到达地面的太阳短波辐射通量(a)、地面向外长波辐射通量(b)、地面净感热通量(c)以及地面净潜热通量(d)的合成差值(单位: W/m^2 ; 图中方框为华中地区; 深(浅)阴影区表示通过99%(95%)的显著性检验; 图a、b中等值线的间隔为 $2 W/m^2$, 图c、d中等值线的间隔为 $4 W/m^2$)

Fig. 9 Differences of the composite quantities (in W/m^2) between strong and weak years of the winter East Asian trough intensity (strong minus weak) as shown in (a) for the anomalous downward solar shortwave radiation fluxes, (b) for the ground upward radiation fluxes, (c) for the ground net sensible heat fluxes, and (d) for the ground net latent heat fluxes (The boxes in the figures represent the regions of central China. Areas where the values are significant at the 99% and 95% confidence levels are shaded with dark and light grey, respectively. Contour intervals are 2 in (a) and (b), whereas 4 in (c) and (d))

8 结论与讨论

(1) 基于 500 hPa 的纬向压力梯度所定义的 I_{EAT} 能够较好地反映冬季东亚大槽强度变化, I_{EAT} 实际上代表了对流层中层冬季亚洲大陆冷高压与大陆东岸低压系统间的平均经向风强度, 与目前已有的几种东亚大槽强度指数不同。与原有东亚大槽强度指数 CQ 相比, 它能更好地反映冬季青藏高原以东的区域性降水和气温异常, 与其他几种“静力学”方法定义的已有东亚大槽强度指数(大多是针对固定区域 500 hPa 平均位势高度或距平而定义的)相比, 它能更好地反映华中地区冬季气温异常变化。

(2) I_{EAT} 变化反映出冬季东亚大槽强度具有明显的年际变化特征, 它的强度存在显著的 2—3 年和准 4 年变化周期; 1951/1952—2010/2011 年东亚大槽强度总体呈现由弱到强的变化趋势, 且存在一定的年代际变化。

(3) 冬季东亚大槽强弱变化可能与沿亚洲急流和南支西风东传的波列有关, 此波列具有准正压结构, 而扰动能量可自地中海附近传播至东亚地区。

(4) 冬季东亚大槽强度变化对华中地区和华东大部分地区冬季总降水量具有明显的影响。当东亚大槽偏强(弱)时易造成这些地区冬季降水量偏少(多)。在东亚大槽典型偏强年, 地面蒙古冷高压和阿留申低压异常偏强, 高低压之间的压力梯度加强, 造成近地面偏北风增强。500 hPa 青藏高原北部的高压脊和亚洲东岸的大槽明显偏强, 且这种高度场异常在对流层高层表现得更加明显。中国中东部地区上空受增强的深厚高压系统控制, 整层存在强的下沉运动异常, 且该地区低层为强的水汽通量异常辐散区, 不利于产生降水。而在东亚大槽典型弱年, 形势相反。

(5) 冬季东亚大槽强度变化对华中地区冬季平均气温有较大影响。东亚大槽典型强(弱)年, 华中地区冬季平均气温偏高(低)。这种气温区域性异常与地面热量通量和整层大气加热场异常有密切联系。在东亚大槽典型强年, 到达华中地区地面的太阳短波辐射和地面向外长波辐射和感热通量异常增强, 整层气柱存在强的非绝热加热异常和下沉运动异常, 有利于造成该地区冬季平均气温偏高。而在东亚大槽典型弱年, 情况相反。

需要说明的是, 本文主要定义了一个指数并着

重分析了该指数变化与中国冬季气候的联系。本文所定义的东亚大槽强度指数仅是依据压力梯度与经向风关系进行的。东亚大槽的变化是复杂的, 其槽底到达的纬度、槽线倾斜程度、槽的断裂与否、槽线的弯曲状况都未予考虑。这些都需要进一步研究。

致谢: 中国气象局国家气候中心提供了中国 160 站逐月气温和降水资料; NCEP/NCAR 再分析资料取自 NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center(<http://www.cdc.noaa.gov>)。

参考文献

- 白爱娟, 方建刚. 2003. 近 50 a 陕西省冬季气候变化特征及其与北半球大气环流的关系. 气象科学, 23(2): 176-184
- 蔡佳熙, 管兆勇, 高庆九等. 2009. 近 50 年长江中下游地区夏季气温变化与东半球环流异常. 地理学报, 64(3): 289-302
- 陈海山, 孙照渤, 闵锦忠. 1999. 欧亚大陆冬季积雪异常与东亚冬季季风及中国冬季气温的关系. 南京气象学院学报, 22(4): 609-615
- 陈其恭, 邹进上, 陆菊中. 1959. 天气型法的长期天气预报. 气象学报, 30(4): 323-335
- 崔晓鹏, 孙照渤. 1999. 东亚冬季风强度指数及其变化的分析. 南京气象学院学报, 22(3): 321-325
- 董秀丽, 张健. 2008. 黑龙江省 2006 年冬季异常偏暖气候分析. 黑龙江气象, 25(1): 23-25
- 高辉. 2007. 东亚冬季风指数及其对东亚大气环流异常的表征. 气象学报, 65(2): 272-279
- 高留喜, 刘秦玉. 2003. 山东省春季旱年与涝年对应的大气环流. 青岛海洋大学学报(自然科学版), 33(4): 512-518
- 贺哲, 徐文明. 2009. 2008-2009 河南省冬季干旱成因及与 090222 连阴雨天气过程比较分析 // 第 26 届中国气象学会年会灾害天气事件的预警、预报及防灾减灾分会场论文集. 北京: 气象出版社, 872-878
- 胡秀玲, 刘宣飞. 2005. 东北地区冬季气温与北极涛动年代际关系研究. 南京气象学院学报, 28(5): 640-648
- 李峰, 矫梅燕, 丁一汇等. 2006. 北极区近 30 年环流的变化及对中国强冷事件的影响. 高原气象, 25(2): 209-219
- 刘立志. 1985. 南京地区贴地逆温的天气气候特征. 气象科学, 1(2): 69-76
- 陆日宇. 2001. 与华北地区春季降水量异常关联的大气环流异常. 气候与环境研究, 6(4): 400-408
- 穆明权, 李崇银. 2000. 大气环流的年代际变化 I: 观测资料的分析. 气候与环境研究, 5(3): 233-241
- 申红艳, 丁裕国, 张捷. 2010. 华北冬季气温年代际变化及大气环流分析. 气象科学, 30(3): 338-343
- 施能, 古文保. 1993. 大气环流异常分析中使用合成方法的一个问题. 气象, 19(9): 32-34
- 施能. 1996. 近 40 年东亚冬季风强度的多时间尺度变化特征及其与气候的关系. 应用气象学报, 7(2): 175-182

- 帅嘉冰, 郭品文, 庞子琴. 2010. 中国冬季降水与 AO 关系的年代际变化. 高原气象, 29(5): 1126-1136
- 宋丽华, 李永生, 张健. 2011. 2009 年冬季至 2010 年春季黑龙江省气温持续偏低成因. 气象与环境学报, 27(2): 15-18
- 孙安健, 郭艳君. 2003. 我国西北地区春季旱涝气候特征研究. 气候与环境研究, 8(1): 1-8
- 孙柏民, 孙淑清. 1996. 东亚冬季风异常及其影响的统计研究// 亚洲季风研究的新进展. 北京: 气象出版社, 108-114
- 陶诗言, 卫捷, 孙建华等. 2009. 2008/2009 年秋冬季我国东部严重干旱分析. 气象, 35(4): 3-10
- 王冀, 江志红, 张艳梅等. 2003. 东北地区春季气温异常环流背景分析. 气象科技, 33(2): 128-132
- 王素萍, 段海霞, 冯建英. 2011. 2011 年春季全国干旱状况及其影响与成因. 干旱气象, 29(2): 261-268
- 杨桂英, 章淹. 1994. 冬季东亚大槽异常与 El Niño 的关系. 应用气象学报, 5(1): 114-118
- 杨辉, 李崇银. 2008. 冬季北极涛动的影响分析. 气候与环境研究, 13(4): 395-404
- 于群, 周发琇. 2004. 山东冬季气温年际变化及大气环流特征. 山东气象, 24(4): 9-12
- 曾红玲, 高新全, 戴新刚. 2002. 近 20 年全球冬、夏季海平面气压场和 500 hPa 高度场年代际变化特征分析. 高原气象, 21(1): 66-73
- 周伟东, 孙国武, 董广涛等. 2010. 中国东部不同气候带近 60 年冬季最低气温变化特征及环流分析. 高原气象, 29(3): 680-687
- 朱艳峰. 2008. 一个适用于描述中国大陆冬季气温变化的东亚冬季风指数. 气象学报, 66(5): 781-788
- Clark M P, Serreze M C. 2000. Effects of variations in East Asian snow cover on modulating atmospheric circulation over the North Pacific Ocean. J Climate, 13(20): 3700-3710
- Gong D Y, Wang S W, Zhu J H. 2001. East Asian winter monsoon and Arctic Oscillation. Geophys Res Lett, 28(10): 2073-2076
- Guan Z Y, Yamagata T. 2003. The unusual summer of 1994 in East Asia: IOD teleconnections. Geophys Res Lett, 30(10), doi:10.1029/2002GL016831
- Jhun J G, Lee E J. 2004. A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. J Climate, 17(4): 711-726
- Ji L R, Sun S Q, Arpe K, et al. 1997. Model study on the interannual variability of Asian winter monsoon and its influence. Adv Atmos Sci, 14(1): 1-22
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. Bull Amer Meteor Soc, 77(3): 437-471
- Li C Y. 1990. Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events. Adv Atmos Sci, 7(1): 36-46
- Rodwell M J, Hoskins B J. 1996. Monsoons and the dynamics of deserts. Quart J Roy Meteor Soc, 122(534): 1385-1404
- Takaya K, Nakamura H. 1997. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. Geophys Res Lett, 24(23): 2985-2988
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. J Atmos Sci, 58(6): 608-627
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc, 79(1): 61-78
- Wang B, Zhang Q. 2002. Pacific-East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. J Climate, 15(2): 3252-3265
- Wang L, Chen W, Zhou W, et al. 2009. Interannual variations of East Asian trough axis at 500 hPa and its association with the East Asian winter monsoon pathway. J Climate, 22(3): 600-614
- Watanabe M, Nitta T. 1999. Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemispheric winter. J Climate, 12(2): 494-510