

2008年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析

I: 亚非副热带急流低频波

布和朝鲁^{1,2} 纪立人^{1,2} 施 宁³

1 中国科学院大气物理研究所灾害性气候研究与预测中心, 北京 100029

2 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

3 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘 要 在中期时间尺度上分析了2008年1月10~16日我国南方雨雪过程特征及其可能机理, 得到了以下结果: 1) 3个环流系统的演变过程相互匹配, 共同造成了此次雨雪过程, 它们分别为南支槽在我国南方地区的形成和加深、西太平洋副热带高压的北扩以及叶尼塞地区高压脊的东扩南侵; 2) 源自东北大西洋和西欧的Rossby波能量沿亚非副热带急流向下游传播, 导致南支槽在我国南方地区形成和加深; 3) 与西太平洋副热带高压北扩所对应的异常环流中心, 其实质为副热带急流扰动, 来自上游南支槽区的Rossby波能量频散是其形成维持的主要原因, 它也受来自贝加尔湖地区及热带西太平洋对流区的Rossby波能量的影响; 4) 亚非副热带纬向基本流制约着其一系列异常环流中心的纬向联系, 里海冷堆及异常中心的形成恰好对应着南支槽在我国南方地区的加深和西太平洋副热带高压的北扩。

关键词 副热带急流 Rossby波 南支槽 西太平洋副热带高压

文章编号 1006-9585 (2008) 04-0419-15 **中图分类号** P448 **文献标识码** A

On the Medium-Range Process of the Rainy, Snowy and Cold Weather of South China in Early 2008

Part I: Low-Frequency Waves Embedded in the Asian-African Subtropical Jet

Bueh Cholaw^{1,2}, JI Li-Ren^{1,2}, and SHI Ning³

1 *Center for Disastrous Climate Research and Prediction, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

3 *Department of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044*

Abstract The characteristics and possible mechanism of the snowy and rainy weather process of South China from January 10 to January 16 in 2008 are studied on the medium-range time scale. It is shown that: 1) The snowy and rainy weather is primarily caused by the formation and deepening of the southern branch trough of westlies over South China, the northward expansion of the western Pacific subtropical high, and the eastward expansion and southward invasion of the Yenisey high, in which the collaboration of these three evolution process is crucial; 2) Rossby wave energy originated from the northeast Atlantic propagates along the Asian-African subtropical jet and fi-

收稿日期 2008-03-20 收到, 2008-04-10 收到修定稿

资助项目 中国科学院大气物理研究所创新基金领域前沿项目 IAP07120 和国家重点基础研究规划项目 2006CB403601

作者简介 布和朝鲁, 男, 1968 年出生, 博士, 研究员, 主要从事中高纬度大气动力学研究。E-mail: bueh@lasg.iap.ac.cn

nally leads to the formation and deepening of the southern branch trough over South China. 3) The nature of the anomaly center corresponding to the northward expansion of the western Pacific subtropical high is a low-frequency disturbance of the subtropical jet. It is primarily maintained by the Rossby wave energy coming from the upstream southern trough. In addition, Rossby wave packets from Lake Baikal as well as the tropical western Pacific also play an important role for its formation and maintenance. 4) The zonal basic flow of Asian-African subtropical band determines the zonal phase-relationship of several anomaly centers embedded in the subtropical westerly band. The formation of the anomaly center associated with the cold dome at the Caspian Sea exactly corresponds to the deepening of southern branch trough over South China and the northward expansion of the western Pacific subtropical high.

Key words subtropical jet, Rossby wave, southern branch trough, western Pacific subtropical high

1 引言

2008 年 1 月 10 日以后, 我国天气形势发生了显著的变化, 即从去冬以来的晴暖、少雨天气转变为低温、雨雪和冰冻天气。尤其是我国南方出现了建国以来罕见的持续低温、雨雪、冰冻天气。此次灾害性天气不仅对春运交通造成了严重影响, 并且危害到了电力、通讯、农业等行业, 对人民的生命财产造成了巨大的损失。我国气象工作者难以预测这次持续 20 多天的南方低温雨雪事件, 对其中期及延伸预报十分困难。THORPEX 国际合作计划^[1]将提高 2 周以内的中期时间尺度上的高影响天气过程的预报作为其主要目标, 而这次低温雨雪事件也再次突出了研究中后期及延伸过程的理论和实际意义。我国气象工作者对这次持续性低温雨雪冰冻事件进行了讨论和总结, 并指出了若干重要环流特征: 1) 在欧亚大陆上空, 纬向气流分裂成南北两支, 分别位于副热带和高纬度地区; 2) 较强的亚洲冷高压系统持续滞留并形成了一个东北—西南走向的斜槽 (或横槽); 3) 副热带急流扰动活跃; 4) 西太平洋副热带高压偏北。在这次气象灾害事件中, 接连出现了 4 次强烈灾害天气过程, 分别在 1 月 10~16 日、1 月 17~23 日、1 月 24~29 日以及 1 月 31 日~2 月 2 日。除了后两次过程较为相似以外, 其他过程的中期特征有明显的差异。因此, 我们在系列文章“2008 年初我国南方雨雪低温天气的中期过程分析 I、II、III”中分别对以上 4 次天气过程进行分析。

本文在中期时间尺度上, 着重探讨第一次过程 (1 月 10~16 日) 的中期演变特征, 并试图回

答以下几个问题: 1) 沿亚洲副热带急流传播的低频 Rossby 波如何影响这次雨雪过程? 2) 亚洲冷高压系统的演变如何影响这次天气过程? 3) 西太平洋副高异常的性质及成因是什么?

2 资料和方法

本文所用数据为 1979~2008 年的 NCEP/NCAR 逐日再分析资料^[2], 其水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 垂直方向分为 17 层, 气象要素包括位势高度、海平面气压、流函数、风场和温度; 由 NOAA 提供的 1979 年 1 月 1 日~2008 年 2 月 29 日 OLR (Outgoing Long-wave Radiation) 资料; 降水资料取自中国气象局国家气象中心提供的全球逐日降水资料, 时间为 2008 年 1 月 1 日~2 月 29 日。

本文利用 Takaya 和 Nakamura^[3, 4]推导出的三维波作用通量 (简称 T-N 通量) 描述准定常 Rossby 波的能量频散特征。该通量在 WKB 近似假定下与波位相无关, 且与定常 Rossby 波列的局地群速度方向一致。波作用通量 (W) 在对数气压坐标中的公式为

$$W = \frac{p}{2000|U|} \times \left[\begin{aligned} &u(v'^2 - \Psi'v'_x) + v(-u'v' + \Psi'u'_x) \\ &u(-u'v' + \Psi'u'_x) + v(u'^2 + \Psi'u'_y) \\ &\frac{f_0 R_a}{N^2 H_0} [u(v'T' - \Psi'T'_x) + v(-u'T' - \Psi'T'_y)] \end{aligned} \right], \quad (1)$$

其中, Ψ' 为准地转扰动流函数, u' 和 v' 为扰动准地转风, $U = (u, v)$ 为基本流场, p 为气压 (单位: hPa), R_a 为干气体常数, H_0 为标高, N^2 为 Brunt-Väisälä 频率, T' 为扰动温度。该通量公式

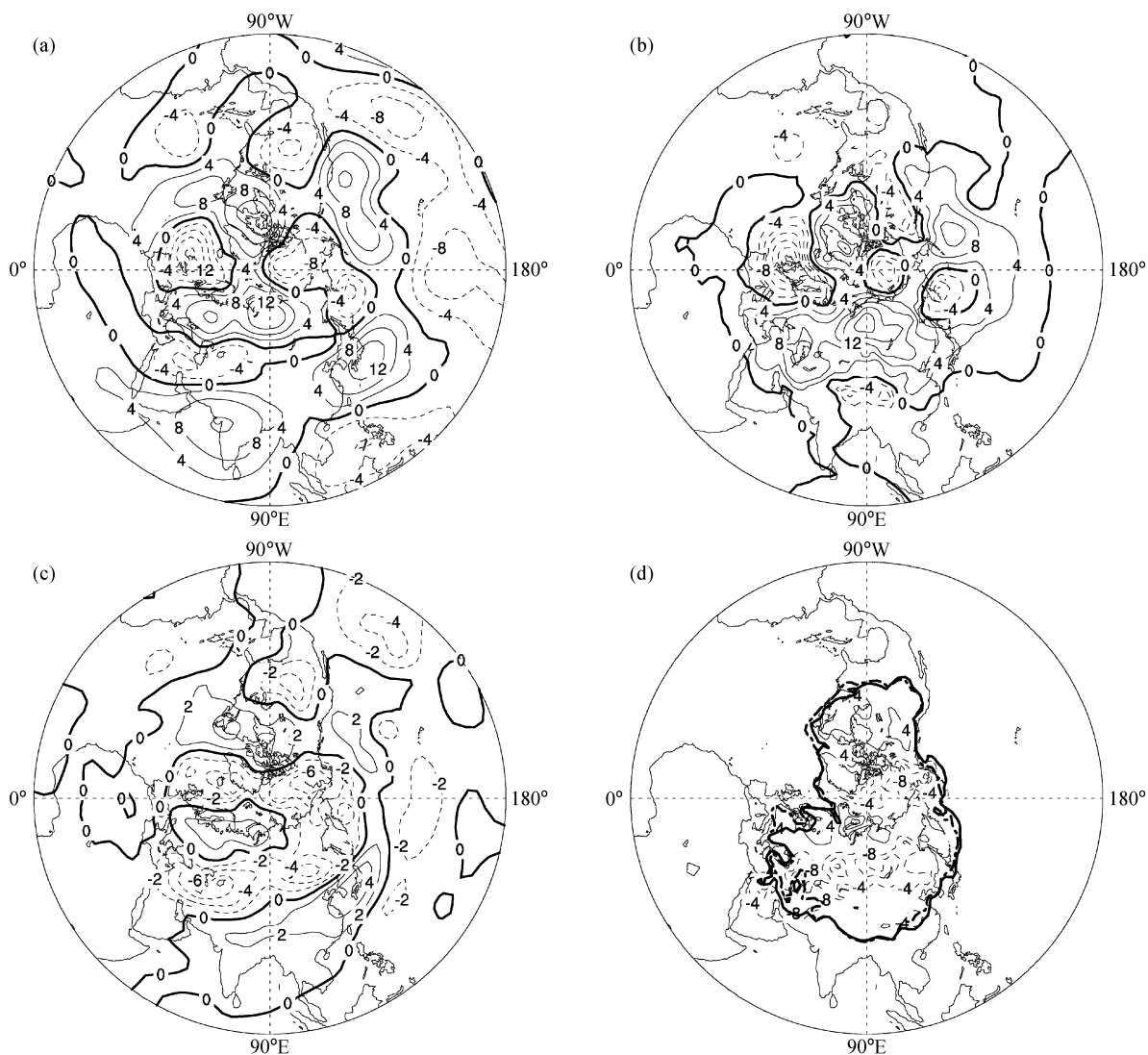


图1 2008年1月10~16日平均的(a) 500 hPa流函数距平(相对于多年平均, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)、(b) 海平面气压距平(单位: hPa)、(c) 500 hPa温度距平(单位: $^{\circ}\text{C}$)和(d) 地表面温度距平(单位: $^{\circ}\text{C}$)。(a)~(c)粗实线为零线,(d)粗实线代表2008年1月10~16日平均的地表温度场的零线,粗虚线则为其多年平均场的零线

Fig. 1 Mean anomalies of 500 hPa streamfunction (units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), relative to the multi-year mean field, (b) sea level pressure anomalies (units: hPa), (c) 500 hPa temperature anomalies (units: $^{\circ}\text{C}$), (d) surface temperature anomalies (units: $^{\circ}\text{C}$) during 10–16 Jan 2008. Thick solid lines in (a) — (c) indicate zero lines. The thick solid line represents the zero line of the total surface temperature field during 10–16 Jan 16, 2008 and the thick dashed line stands for its multi-year climate-mean counterpart in (d)

的基本流场中包含了纬向不均匀的纬向和经向风场, 特别适合应用于蜿蜒曲折的中高纬度背景环流。

文中给出了两类波作用通量, 它们的差别在于基本流场的选取及相应的准地转扰动。第一类波作用通量的计算以1月10~16日多年(1979~2008年)气候平均场作为基本流场, 并从2008年1月10~16日平均场减去上述基本流场, 得到其

准地转扰动场。第二类波作用通量的计算则针对这次过程所对应的低频扰动能量在缓变背景流下的频散过程。对于1月10~16日的天气过程, 以31天滑动平均的逐日场作为基本流场, 并从逐日低通滤波气象场中减去上述基本流场, 得到其准地转扰动场。前者用于刻画能量传播的总体特征, 后者便于描写能量传播的时间演变。

本文还利用250 hPa瞬变涡动高度场的波包

函数 (Envelope function) 来表征与天气过程相联的斜压扰动强度^[5]。

3 环流异常特征

就中期过程而言, 欧亚地区上空维持几个稳定的系统是关键, 它们维系着入侵我国南方的冷空气源地和路径以及稳定的水汽输送。图 1a 清楚地表征了这几个系统的发展和维持, 它们分别是乌拉尔山及以西地区 (记为 UR) 的正异常中心 [为简便起见, 以后流函数距平中心 (或环流) 称之为异常中心 (或异常环流)], 叶尼塞河中下游 (YN) 正异常中心, 里海地区 (CA) 的负异常中心和西太平洋 (WP) 的正异常中心。UR 的正异常中心标志着乌拉尔阻塞型环流的形成, 它引导冷空气南下补充里海地区的冷堆。此外, 乌拉尔阻塞型环流的东扩可形成 YN 地区的高压脊并引导冷空气直接入侵我国, 这与图 1c 中贝加尔湖区中心强度达到 -6°C 的气温距平相对应。CA 负异常中心反映的是持续稳定的横槽和相伴随的深厚的冷堆, 该处 500 hPa 的气温距平达到 -6°C (图 1c)。后面看到, CA 负异常中心还是 Rossby 波能量传播的一个中继站。至于 WP 正异常中心, 它的出现使得我国东部维持“东高西低”的异常环流形势, 加强南方的暖湿气流输送。与此对应, 在我国南方及以东地区, 对流层中层温度偏高 $+4^{\circ}\text{C}$ 。实际上, 在对流层低层 850 hPa 上 (图略) 可以清楚的看到副高的北上和加强, 并在其西—西北方形成很强的风速切变和辐合区。

该阶段 500 hPa 流函数平均图上可以看出, 南支槽维持在我国南部地区, 其槽线在高原的东侧。该南支槽在距平图 (图 1a) 上并没有表现出负异常环流, 而是表现为夹在印度地区正异常中心和 WP 正异常中心之间的相对较低的正异常环流, 也即它相对于其气候状态并没有发生槽的加深。这从另一个方面说明, 印度地区正异常中心和 WP 正异常中心的出现导致了南支槽的涡度增强, 并维持在我国南方地区, 有利于其槽前的正涡度平流增强, 进而有利于我国南方降水。下面的分析中将看到, 在我国南方地区南支槽的加强、移动及其伴随的降水过程具有较强的中期及瞬变特性。

图 1b 和 1d 给出了这一时段海平面气压和地面气温场的异常特征。从海平面气压场上可以看出, 西伯利亚高压偏强偏西, 其异常中心位于叶尼塞河地区, 强度达到 20 hPa 左右。与之对应, 地面气温在西伯利亚地区异常偏冷。值得注意的是, 这次过程的平均地面温度的 0°C 线 (图 1d, 粗实线) 与其气候平均位置 (图 1d, 粗虚线) 相比, 并无太大差异, 只是在长江中下游地区略微偏南 3 个纬度左右。因此, 我国南方的低温过程在这次过程中并不十分明显。

需要指出, 上述环流形势, 不仅在这次过程中存在, 在随后的阶段中, 仍不同程度的存在, 因而从中期以至延伸时间尺度上加以理解都是十分关键的。

4 Rossby 波传播特征

图 2c 和 2d 上的矢量场概括了这一时期对流层中上层 Rossby 波能量频散的平均特征。波能量的频散特征是通过第一类波作用通量的计算给出 (详见第 2 节)。首先引人注目的是源自东北大西洋上空向东转并向东南直至伊朗高原 (30°N) 的矢量分布。其间交替出现的波作用通量辐合 (浅阴影) 和辐散 (深阴影) 表明, 能量“堆积”使系统发展维持, 得到补充 (例如斜压发展) 再进一步向下游频散。例如欧洲中北部的高度正异常中心, 其西侧辐合, 东南侧辐散, 成为能量向东南传播的“中继站”。值得注意的是里海—伊朗高原上空的辐散—辐合区, 能量频散注入高原上空后折而向东, 而后大致沿着 $25^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 传播一直到达印度。虽然, 矢量及其散度场数值较小, 但其间联系仍清晰可见。至于 WP 的正异常中心, 除了来自西侧的 Rossby 波能量频散外, 由 UR 地区向东南进入 WP 地区的能量频散过程也很明显。此外, 还可看到来自菲律宾以东向北的弱波作用通量。可以说, 该中心的发展维持与 3 个方向的波能量注入有关。在图 2c 和 2d 中, 波能量频散特征基本一致, 不同的是 WP 正异常中心的强度。WP 中心的最强振幅在对流层高层, 这从另一个侧面上说明该异常中心的形成和维持可能较大程度上取决于副热带急流上的波动。

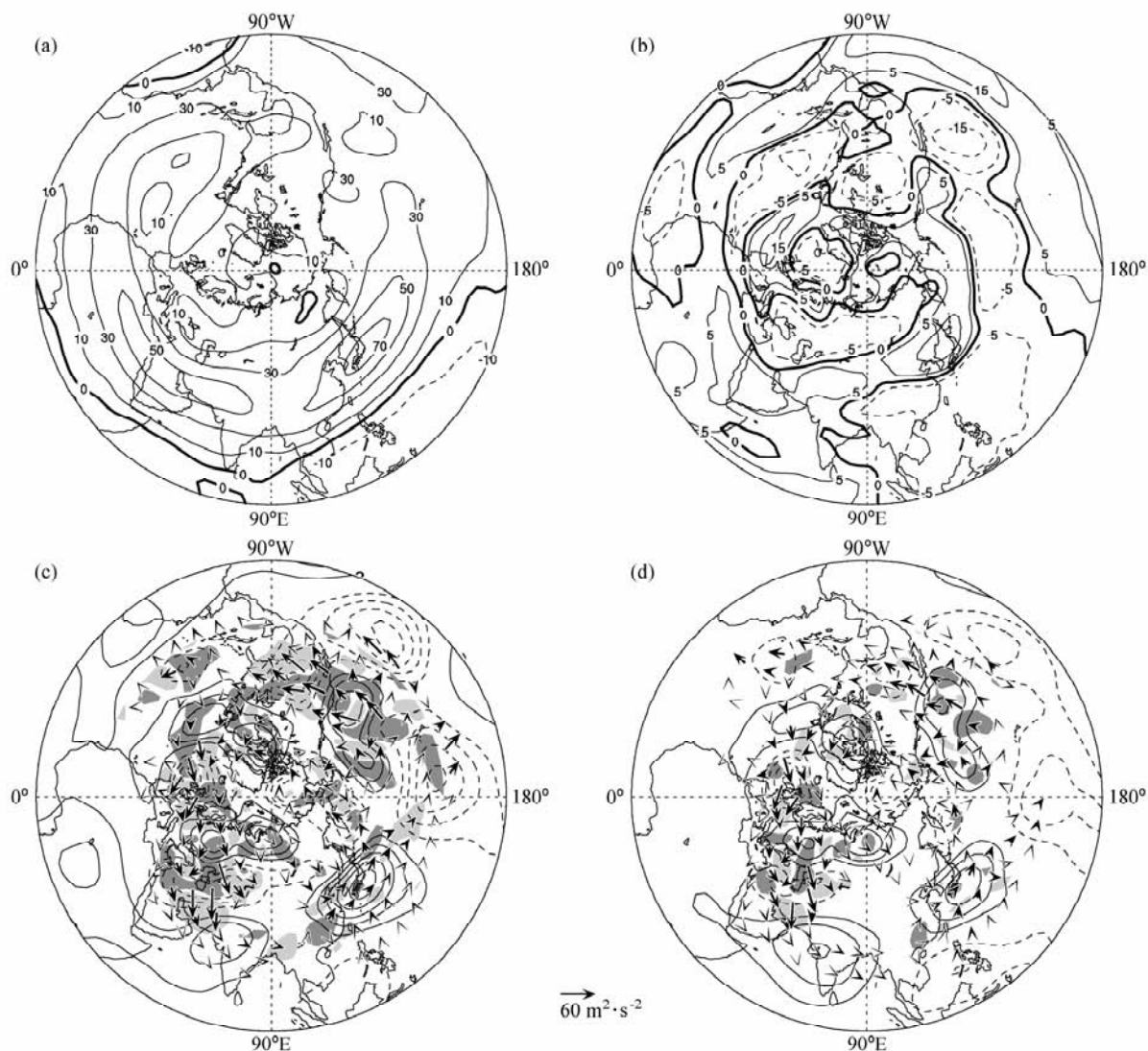


图 2 2008 年 1 月 10~16 日平均的 (a) 200 hPa 纬向风速 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、(b) 200 hPa 纬向风速距平 (相对于多年平均)、(c) 300 hPa 流函数距平 (等值线, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) 和对应的波作用通量 (箭头, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), (d) 同 (c) 但为 500 hPa。(c) 和(d)等值线间隔均为 $4 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 零线已略去, 深(浅)阴影区为波作用通量散度大于(小于) 3×10^{-6} (-3×10^{-6}) $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$ 的区域

Fig. 2 (a) Mean 200 hPa zonal wind (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 200 hPa zonal wind anomaly relative to its multi-year mean field; (c) 300 hPa streamfunction anomaly (contour, units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) and its corresponding wave activity flux (arrow, units: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$); (d) As in (c), but for the 500 hPa during 10–16 Jan 2008. In (c) and (d), isolines are drawn for every $4 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, and zero lines are omitted. Dark (light) shading represents the region where the divergence of wave activity flux is more (less) than 3×10^{-6} (-3×10^{-6}) $\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$

上述欧亚地区 Rossby 波能量的频散路径不是偶然的, 它与这一时期气候平均的高空基流, 特别是急流的分布密切相关。图 2a 和 2b 分别为这一时段 200 hPa 平均纬向风及与气候平均纬向风对应的异常图。从图 2a 可看到 3 个显著的急流中心, 它们分别是: 北大西洋 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的中心; 非洲至中东 $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中心; 东亚 $70 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

以上的中心。波传播理论指出^[7], Rossby 波能量的频散路径 (波射线指向) 易于从静止波数 K_s 较小的区域折向较大的区域。 K_s 则是由基流的分布决定的, 而急流区往往是 K_s 的极大值区。波能量频散通常由波源出发, 折向急流区, 然后沿着急流轴传播 (即 “急流波导”)。图 2c 中 Rossby 波能量从欧亚中高纬度向北非至西太平洋上急流频

散的特征与理论十分吻合。下面着重讨论有关非洲—中东急流的情况,因为波能量沿着这支急流向东传播是本次过程最具特色和关键的一次影响。

UR 正异常中心的发展维持成为波源,即波作用通量的辐散区,波矢量几乎与急流(图 2a 和 2c)等风速线垂直,向南直指非洲—中东急流中心,其间并得到里海横槽区能量的补充,最后波通量止于急流轴的南侧,伊朗高原成为波能量堆积区。然后, Rossby 波能量折向东,沿着急流轴向东传播。这个稳定的能量传输过程导致里海区负异常中心和横槽的维持,并作为中继,向南向东频散 Rossby 波能量,进而影响东亚地区。

上述 T-N 通量分布刻画了 Rossby 波能量的频散源地,环流系统之间的联系及其维持和发展,但未指明系统位相(距平符号)之间的关联。下面准静止波数的计算可能给我们一些启发:

$$\begin{cases} K_s = \left(\frac{\beta_*}{\bar{U}}\right)^{1/2}, \\ \beta_* = \beta - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2}, \end{cases} \quad (2)$$

其中 K_s 是静止 Rossby 波总波数, $K_s = k^2 + l^2$, k 、 l 分别为纬向和经向波数, $\bar{U}$ 是平均纬向风。由图 2a 取 $\bar{U} = 40 \sim 50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $\frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2} \approx 3.37 \times 10^{11} \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 从而有 $K_s \approx 1 \times 10^{-6} \sim 2 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, 相当总波数为 $7 \sim 7.5$ 。假定 $k^2 = l^2$, 即波动纬向、经向尺度相当,则可求得纬向波数为 $5 \sim 5.4$, 或其纬向波长为 $67^\circ \sim 72^\circ$ (经度)。对比图 2c, 东半球沿 30°N 的正、负异常中心,其平均波长为 70° , 即 5 波,这与理论结果相当吻合。

上述结果的意义在于,一定强度和纬度的纬向基流(急流)可制约着相当的静止波数和系统间的纬向联系。因此,上游地区,例如里海地区一个稳定和发展的负异常(槽),可能对应着 WP 地区稳定的正异常。前者实际起了锚作用,制约了下游一系列稳定异常中心的位相。

综上所述,里海地区的负异常中心(冷堆)是上游 Rossby 波能量向下游频散的一个“中继站”。Rossby 波从此沿着非洲—中东急流向下游频散,进而影响东亚。同时,从贝加尔湖区激发出的 Rossby 波则向东南指向东亚急流中心。在这两支 Rossby 波列的共同作用下, WP 正异常中心

得以维持和加强。尽管印度西北部和 WP 地区两个正异常中心之间, Rossby 波链接(图 2c)并不十分明显,但在下面的中期演变分析中将清晰地看到,南支槽的加强与上述两个正异常中心密切相关, Rossby 波能量沿急流传播是它们之间的纽带。

5 中期演变过程及其成因

5.1 能量频散

图 3 给出了这一时段对流层中上层 Rossby 波能量频散过程的中期演变特征。这里通过第二类波作用通量的计算方法,给出逐日的波能量频散特征(详见第 2 节),其总体频散特征与图 2a 基本一致。这次雨雪过程开始之前,即 1 月 8 日(图 3a),里海地区存在着负异常(相对于 31 天滑动平均场上的距平)中心,它对应着横槽,自北非西部频散而来的 Rossby 波能量在此辐合,有利于 CA 负异常中心的维持加强。1 月 10~12 日(图 3b 和 3c),东北大西洋负异常环流有所增强, Rossby 波能量从该负异常环流处折向东南指向非洲—中东急流(图 2a),再沿着副热带急流向下游频散,并在其下游地区出现了正负相间的异常环流。需要指出的是, Rossby 波能量频散在我国南方地区形成较强的负异常中心,与南支槽的加深对应。它是这次我国南方地区雨雪过程的关键环流系统。波作用通量在此区域明显辐合,这应当与副热带急流在这里有所减弱有关(图 2a)。图 4 则给出了 300 hPa $25 \sim 35^\circ \text{N}$ 平均的时间—经度剖面,可以看出在北非—WP 一带的异常环流呈现出静止波特征。下游异常中心的增强通常伴随着上游异常中心的减弱,这对应着 Rossby 波能量在副热带急流中向下游频散。其中,位于 $100 \sim 120^\circ \text{E}$ 的负异常中心与南支槽活动加强对应,在 1 月 12 日之后便开始减弱。因此,1 月 12 日之后来自上游 Rossby 波的能量注入主要是抵消其摩擦耗散。在该阶段中,里海负异常中心逐渐向东北方向伸展并减弱, Rossby 波能量从此处向副热带急流区频散,这有助于印度及北侧正异常环流的增强和维持。类似,1 月 10~12 日 Rossby 波能量从贝加尔湖区处向东亚急流区频散,与沿着副热带急流向东频散的 Rossby 波能量在 WP 区辐合,进而

导致 WP 正异常中心的发展和维持。1 月 14 日 (图 3d), 沿着副热带急流向下游频散的 Rossby 波能量的强度有所减弱; 而贝加尔湖处也不再向东亚急流处频散波能量。与此对应, 南支槽与 WP 正异常中心的强度均有所减弱。在 500 hPa (图 3e~3h) 上, Rossby 波能量的频散特征基本与对流层上层一致。但在 1 月 10 日时 (图 3f) 并无 Rossby 波能量从印度正异常中心向我国南方地区频散, 只是在 1 月 12 日之后 (图 3g、3h)

Rossby 波能量才从高原的南侧向下游频散, 加强了南支槽, 进而影响 WP 正异常中心。

至于 YN 正异常中心的发展变化图 3 中比较清楚: 1 月 10 日格陵兰—巴伦支海已出现正异常, 随后加强并向东南方向扩展, 到 1 月 12 日 YN 地区及以东形成一个正异常中心。1 月 14 日得到来自上游 Rossby 波能量的补充, 该中心继续增强并南扩。由图 3a、3b、3f 和 3h 可见, YN 正异常中心的发展变化也受来自鄂霍次克海—堪察加半岛

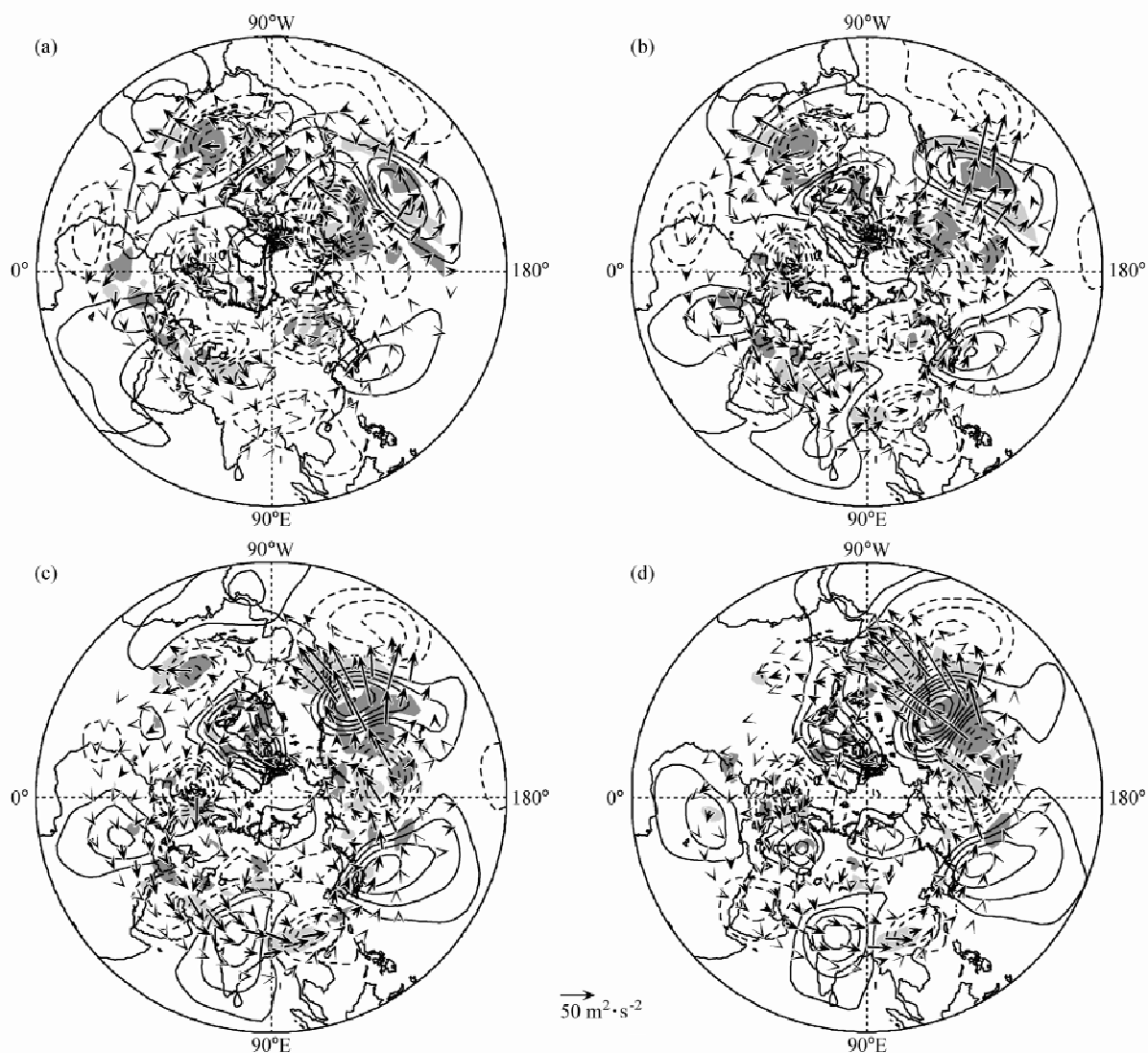


图 3 2008 年 1 月 (a) 8 日、(b) 10 日、(c) 12 日和 (d) 14 日 300 hPa 流函数距平 (等值线, 单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) 及对应的波作用通量 (箭头), (e) ~ (h) 同 (a) ~ (d) 但为 500 hPa。 (a) ~ (d) 和 (e) ~ (h) 中等值线间隔分别为 4×10^6 和 $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 零线已略去, 阴影区的意义与图 2c 相同

Fig. 3 300 hPa streamfunction anomalies (contours, units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) and the corresponding wave activity fluxes (arrows) on (a) 8 Jan, (b) 10 Jan, (c) 12 Jan and (d) 14 Jan 2008. (e) — (h) are the same (a) — (d), but for 500 hPa. Isolines are drawn for every 4×10^6 and $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ in (a) — (d) and (e) — (h), respectively. Zero lines are omitted. Shading convention is the same as in Fig. 2c

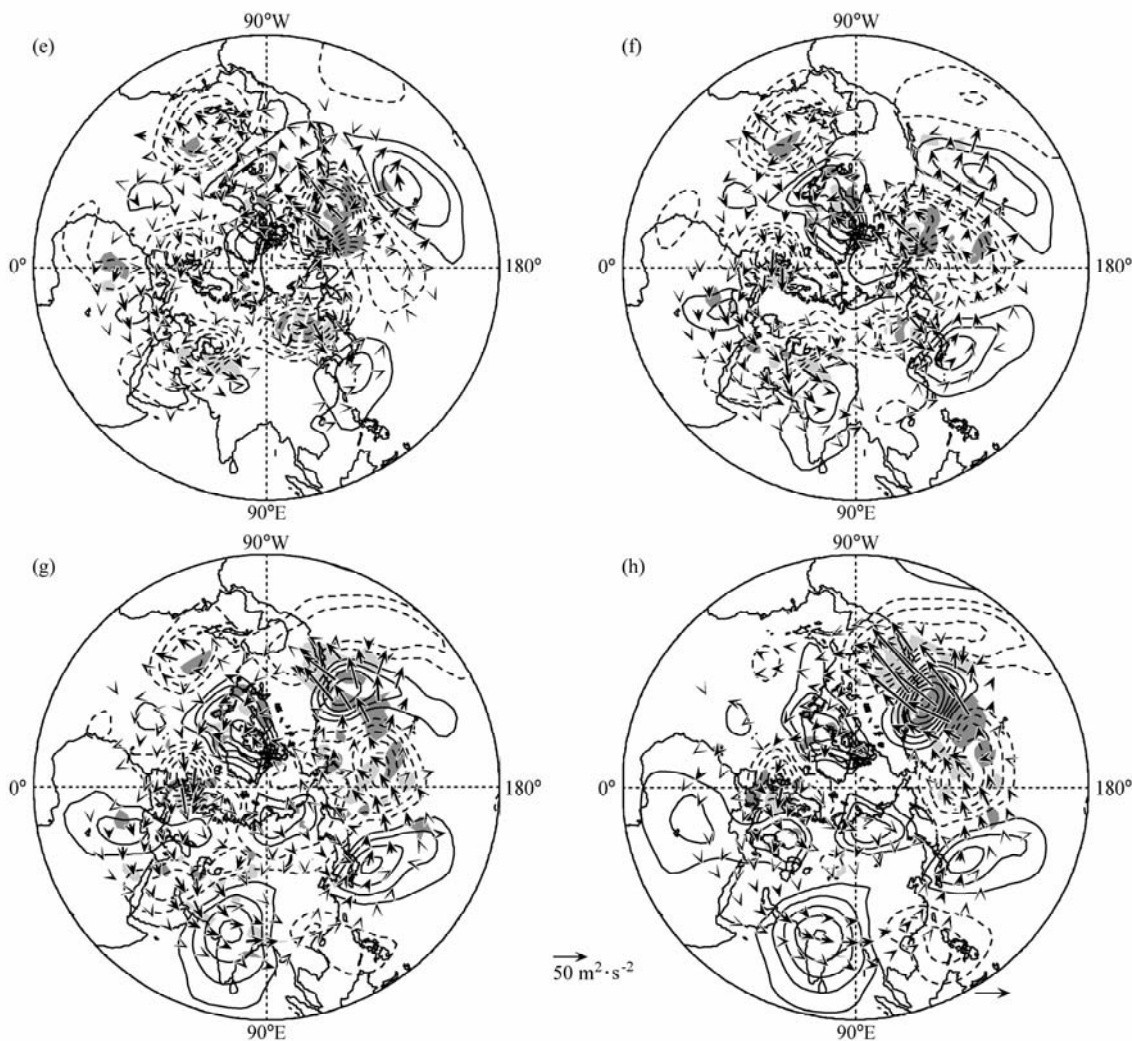
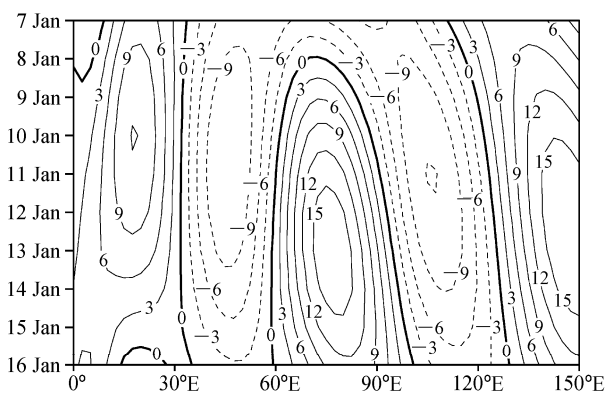


图 3 (续) Fig. 3 (Continued)

图 4 25~35°N 纬度平均的 300 hPa 流函数距平 (单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) 时间-经度剖面Fig. 4 Time-longitude cross section of 25—35°N mean 300 hPa streamfunction anomalies (units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)

地区的 Rossby 波能量的影响。由图 2c 和 2d 可知, YN 异常环流区为波作用通量的强辐散区, 这表明该中心维持和发展的过程另有成因, 它应当受其他强迫过程的影响。由于篇幅关系, 本文不再详细讨论。

综上所述可以看出, Rossby 波能量沿着副热带急流向下游频散, 加强了南支槽的强度。南支槽的加深和 YN 异常中心的增强和南扩在这次雨雪天气过程中起了关键的作用。此外, WP 异常中心的维持和加强也有重要作用, 至于其形成过程及成因, 将在下一节中探讨。

5.2 西太平洋副热带高压

从图 1a 中可看出, 在 WP 正异常中心的南部存在着一负异常中心, 它们的出现似乎完全与西

太平洋副高系统的北移所对应。另外, 热带西太平洋地区的对流活动在这一时期非常活跃, 应有利于西太平洋副高的北移^[7, 8]。但是在这次过程中, 它是否也是 WP 正异常中心形成和维持的主要原因, 还需要探讨。

图 5 给出了 2008 年 1 月 10~16 日 500 hPa 流函数及其气候平均和异常场。由图 5a 和 5b 可见, 流函数场与位势高度场一样, 也能较好的描述副热带高压系统, 气候平均的流函数零线与副热带高压的北界基本吻合。这次过程中, 西太平洋副高脊线和流函数零线的所处纬度与其气候平均位置并没有明显差异, 但其中心位置偏西, 靠近菲律宾 (图 5a 和 5b)。由图 5c 可见, 流函数正距平区不仅包括流函数零线 (图 5a) 以南地区, 还包括流函数零线以北的我国东部地区和日本, 其中心在日本南侧 30°N 左右。因此, 该异常中心反映的不仅仅是西太平洋副高的异常, 更主要的是副热带急流低频扰动。在热带西太平洋地区, 存在较强的负 OLR 距平, 对流活动增强 (图 5d)。这是总体情况, 为说明问题, 还需要考察此期间环流异常的对流活动各自的演变及其相互作用。

图 6 给出 500 hPa 流函数和 OLR 异常场的演变过程。1 月 8 日 (图 6a 和 6e), WP 正异常中心已经形成, 菲律宾以东地区 (约 140°) 有较弱的

OLR 负距平。由图 3a 和 3e 可知, 这时的 WP 正异常中心主要由自贝湖向东南及沿副热带急流向东的波能量频散所致, 并没有来自南边对流活动加强区的波能量通量。1 月 10 日 (图 6b 和 6f), WP 异常中心显著增强并有所北移, 强度约达 $2 \times 10^7 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。对该中心发展的主要影响仍来自贝加尔湖和我国南方槽区的波能量频散 (图 3b 和 3f)。这时 OLR 负距平中心加强, 并向西移到 130°E 附近。1 月 12 日, OLR 负距平中心西移到菲律宾 (图 6g), 并可看到由菲律宾附近指向 WP 异常中心的波作用通量 (图 3c 和 3g)。可见, 这时来自西侧、西北侧及南侧的 Rossby 波能量在 WP 地区汇合, 维持该地区较强的正异常中心。之后, 该中心逐渐减弱 (图 6d), 主要由来自西侧和南侧的 Rossby 波能量维系 (图 3d 和 3h)。

这次过程中, 原来在菲律宾以东地区的 OLR 负距平区逐渐向西移动 (图 6e~6h)。与 WP 异常中心所对应, 西太平洋副高脊线南侧的东风距平在菲律宾一带形成气流辐合, 从而有利于对流发展, 并随着东风距平的加强, 使 OLR 负距平区向西移动。

综上所述, 这次过程中: 1) WP 异常中心的出现与西太平洋副高在其北侧加强和扩展所对应, 并表现为副热带急流扰动; 2) 来自贝加尔湖一带

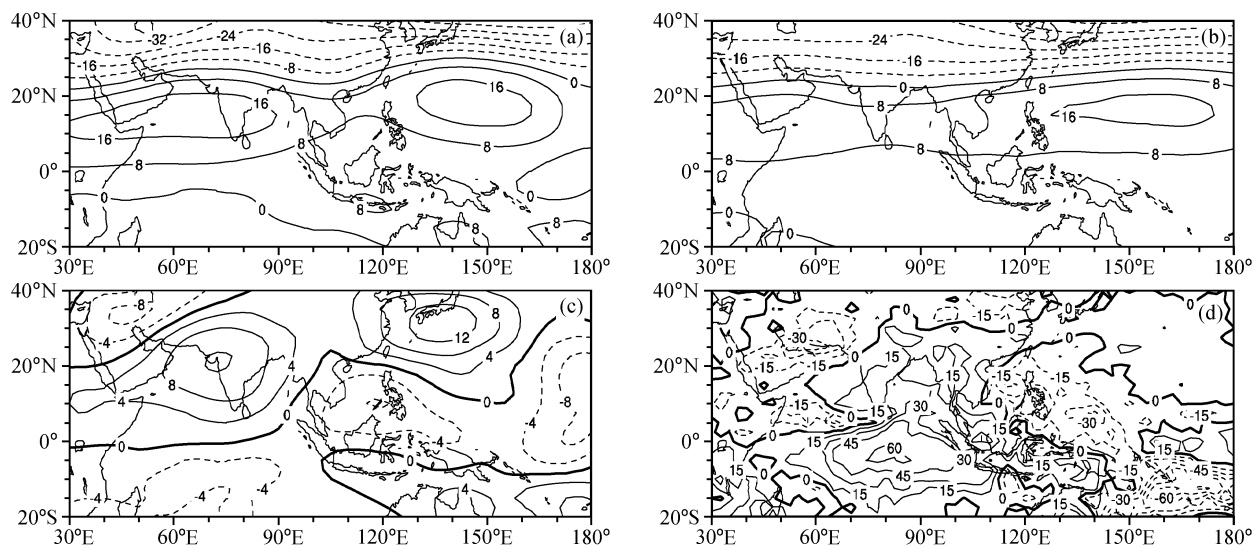


图 5 (a) 2008 年 1 月 10~16 日平均的 500 hPa 流函数场 (单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), (b) 同 (a) 但为多年平均流函数场, (c) 流函数距平场, (d) 同 (c) 但为 OLR 距平场 (单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 5 (a) Mean 500 hPa streamfunction field (units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) (b) the same as (a), but for multi-year mean streamfunction field; (c) streamfunction anomalies; (d) the same as (c), but for OLR anomalies (units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

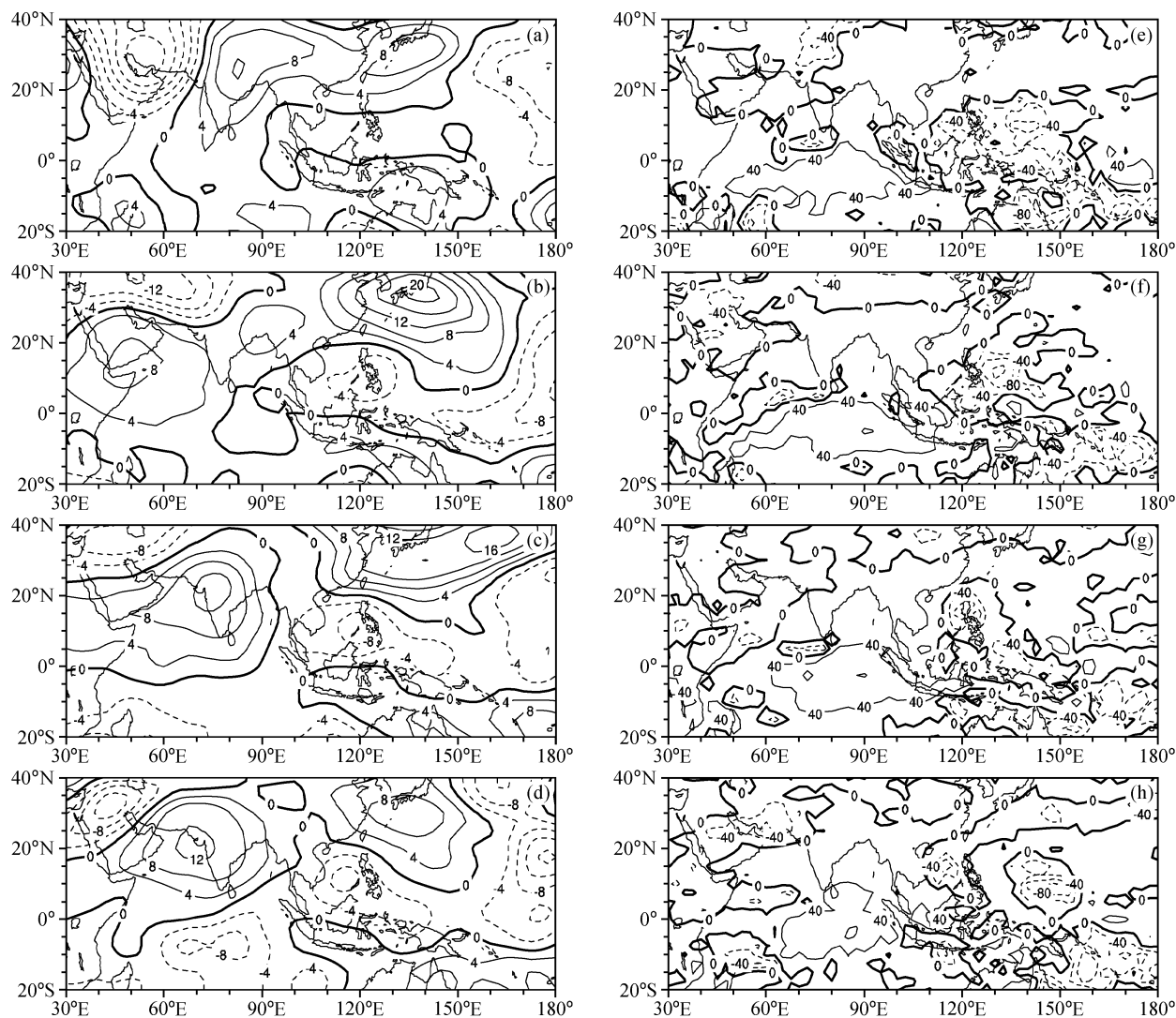


图6 2008年1月(a)8日、(b)10日、(c)12日和(d)14日500 hPa流函数距平场(相对于其多年平均场,单位: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), (e) ~ (h)同(a) ~ (d)但为OLR距平(单位: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

Fig. 6 500 hPa streamfunction anomalies (units: $10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), relative to the multi-year mean field, on (a) 8 Jan, (b) 10 Jan, (c) 12 Jan and (d) 14 Jan 2008. (e) — (h) are the same as (a) — (d), but for OLR anomalies (units: $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)

及副热带急流区的 Rossby 波能量频散使该异常中心形成和加强。之后, 来自热带西太平洋对流活动加强区的 Rossby 波能量频散变得明显, 而来自贝加尔湖地区的波能量减弱消失; 3) 能量频散过程和最强距平中心的高度都说明, WP 异常中心形成和维持最主要的原因是沿亚洲副热带急流频散的 Rossby 波能量注入。

5.3 降水与低温过程

图7给出这次过程的逐日降水量及对应的250 hPa斜压波波包函数异常(相对于其31天滑动平均值)。斜压波波包函数表示瞬变天气扰动的强

度, 定性地表明瞬变斜压过程引起的降水情况。图8给出850 hPa位势高度和风异常场。

1月8日我国没有出现强降水(图7a)。在我国东南地区 and 新疆、西藏西部有弱降水, 与斜压波波包函数正距平(强度约20 m)区对应(图7e)。1月10日江淮流域出现了大范围降水(图7b), 局部地区日降水量达5 mm。YN地区高压脊前的冷空气在脊前斜槽的引导下, 与南支槽与西太平洋副高之间的暖湿气流汇合, 并在淮流域形成切变线(图8b和8f)。斜压波波包函数在我国东南部地区维持正异常(图7f), 对应着瞬变斜

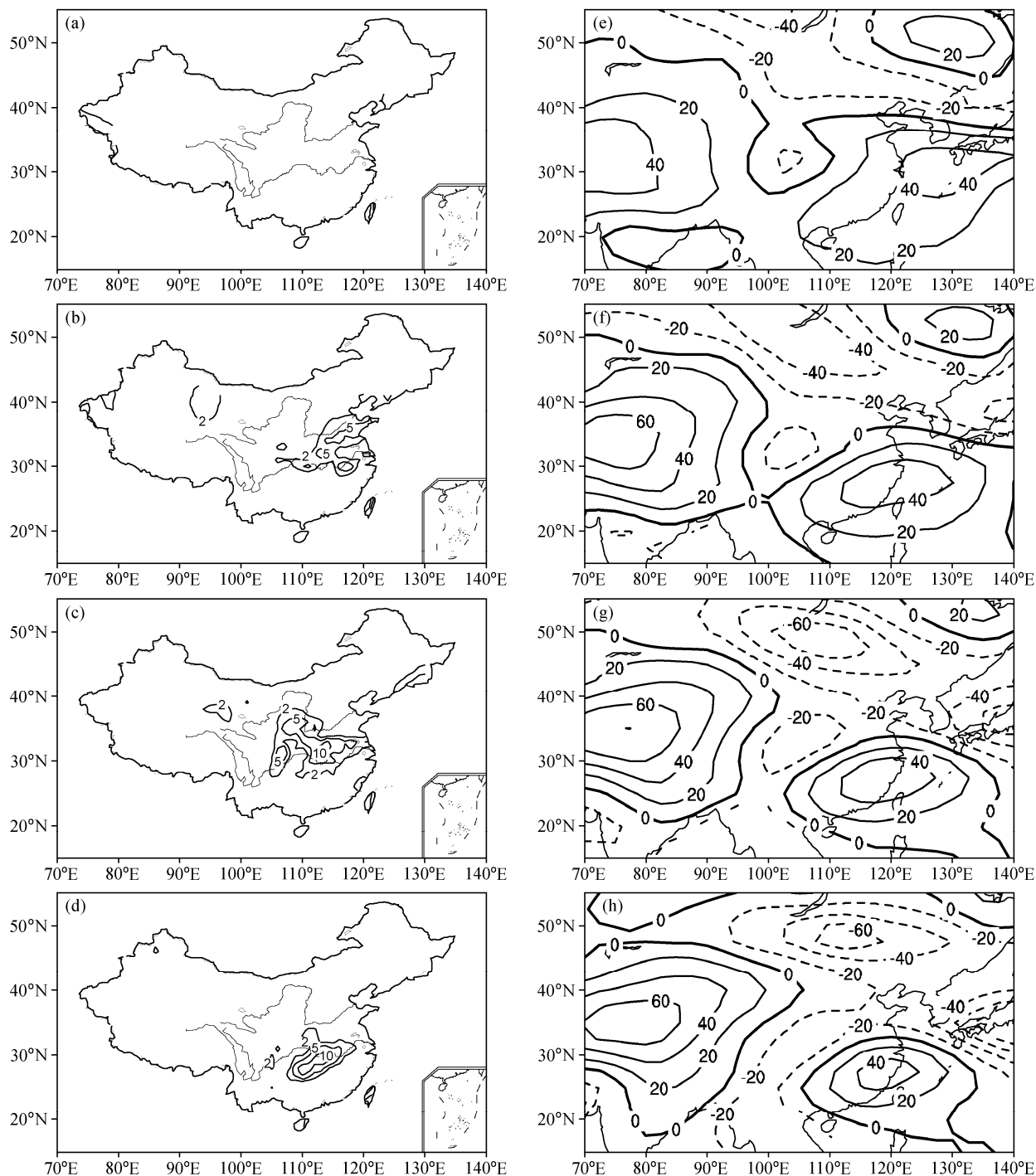


图7 2008年1月(a)8日、(b)10日、(c)12日和(d)14日降水量(单位: mm), (e)~(h)同(a)~(d)但为250 hPa斜压波波包函数相对于其31天滑动平均场的距平(单位: m)

Fig. 7 Daily precipitation (mm) on (a) 8 Jan, (b) 10 Jan, (c) 12 Jan and (d) 14 Jan 2008. In (e) — (h) are the same as (a) — (d), but for 250 hPa envelope function anomalies of transient eddies (m), relative to the corresponding 31-day running-mean field

压扰动的增强。1月12日YN区高压脊沿着高原的东侧向我国东部地区伸入(图8c),切变线南退至长江中下游地区(图8g)。我国的降水区域略向

西南方向移动,湖北省局部地区日降水量达到了10 mm(图7c)。1月14日南支槽和西太平洋副高均有所东移,叶尼塞河高压脊移至贝加尔湖附近

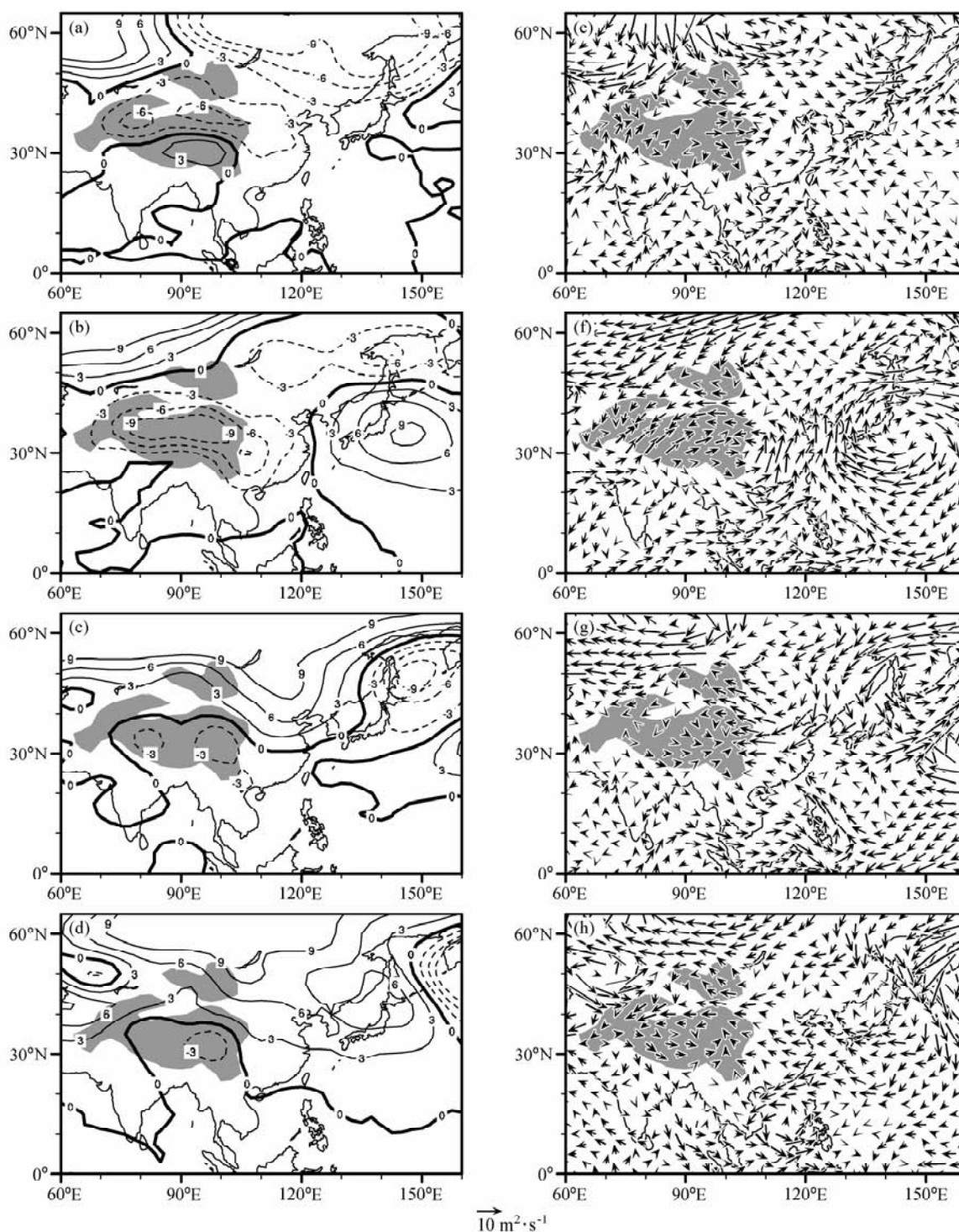


图8 同图6, 但 (a) ~ (d) 为 850 hPa 位势高度距平 (单位: gpm), (e) ~ (h) 为 850 hPa 风距平 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。阴影区代表 1 500 m 以上的地形

Fig. 8 As Fig. 6, but (a) — (d) for 850 hPa geopotential height anomalies (units: gpm) and (e) — (h) for 850 hPa wind anomalies (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$). Shading marks the region where topography is higher than 1 500 m

(图 8d), 长江流域附近仍维持着切变线, 但其东端变得不清楚, 强降水区也移至长江中游地区

(图 7d)。

由图 7e~h 可看出, 这次我国南方地区的降

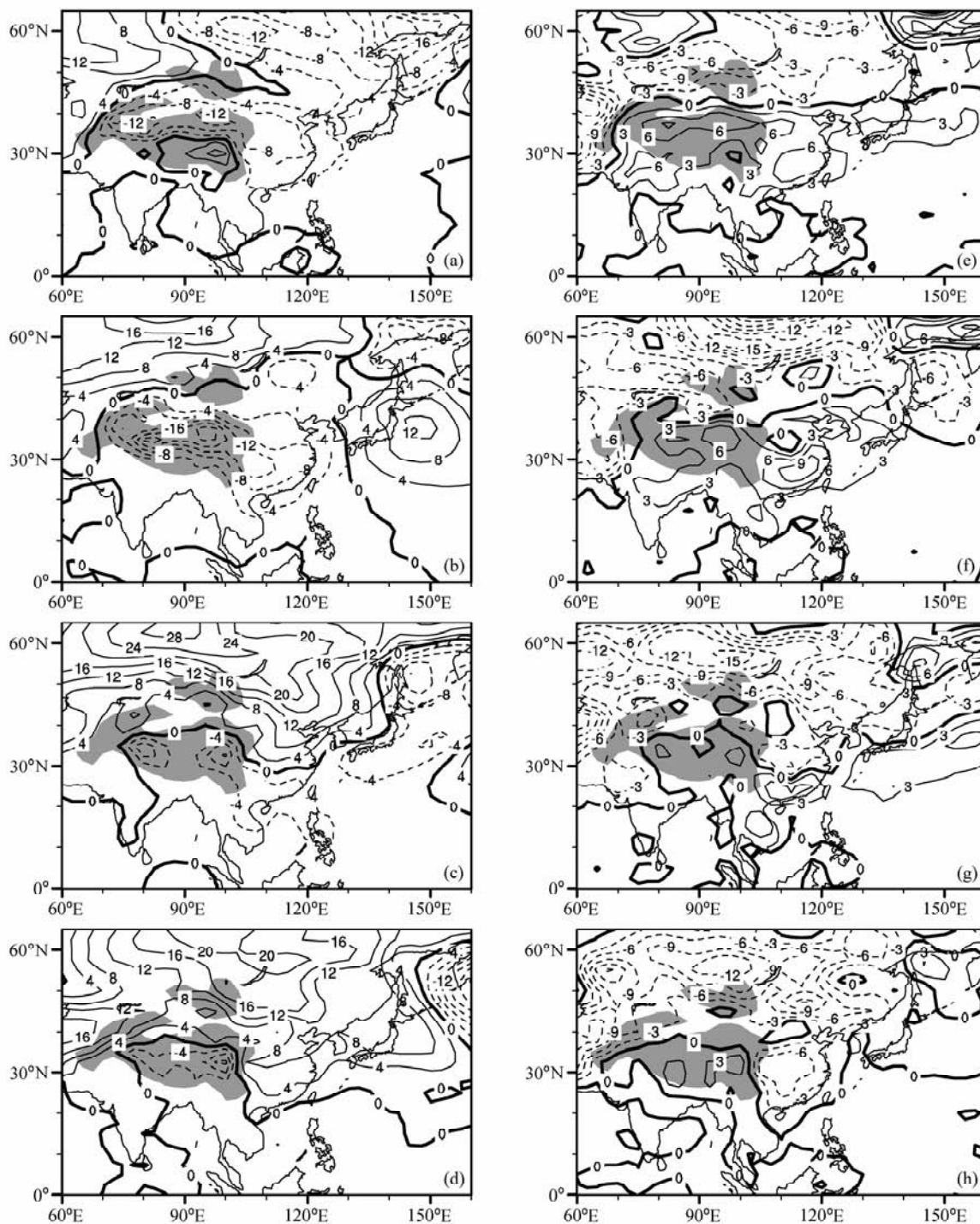


图9 2008年1月(a)8日、(b)10日、(c)12日和(d)14日海平面气压距平(单位:hPa), (e)~(h)同(a)~(d)但为地表温度距平(单位:°C)。粗实线为零线

Fig. 9 Daily sea level pressure anomalies (units: hPa) on (a) 8 Jan, (b) 10 Jan, (c) 12 Jan and (d) 14 Jan 2008. (e) — (h) as in Figs. (a) — (d), but for surface temperature anomalies (units: °C). Thick solid lines represent zero lines

水过程具有较强的瞬变斜压特性, 其主要与我国南方地区南支槽的减弱和向东移动有关, 它有较强的瞬变特性。如前所述, 在平均 500 hPa 环流

异常场上(图 1a), 我国南方地区看不到南支槽加深的明显痕迹, 这与该南支槽的瞬变移动性特征一致。

图 9 给出了海平面气压及地表气温异常的演变过程。此次过程的前期, UR 地区冷高压向东扩展, 形成 YN 地区冷高压 (图略)。此低温过程由 YN 冷高压向东扩展和沿高原向南伸入造成 (图 9a~9d), 与其 850 hPa 高压脊的演变一致 (图 8a~8d)。1 月 8 日冷高压偏西偏弱, 我国地表气温偏高, 局部出现 $+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的距平 (图 9e)。1 月 10 日 (图 9b) 亚洲北部高压增强并逐渐向东扩展到鄂霍茨克海。由于受南支槽和西太平洋副高的控制, 我国南方地区正温度距平进一步增强, 局部达到 $+9\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。1 月 12 日 (图 9c) 冷高压沿着高原东侧向我国东部地区伸入, 使长江以北地区气温逐步降低 (图 9g)。但在长江以南地区气温距平仍维持 $+3\sim+6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。由于冷高压系统的入侵, 1 月 14 日之后我国南方大部地区温度距平达到 $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 9d)。因此, 低温天气主要出现在这次过程的后半段, 整体上低温灾害并不明显。

总之, 亚洲冷高压东扩和南侵, 与南支槽和西太平洋副高间的偏南暖湿气流在我国长江流域附近汇合, 形成切变线, 造成了此次雨雪过程。与后面的几次强烈天气过程相比, 此次的低温天气并不严重。

6 结论和讨论

本文利用 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了 2008 年初我国南方第一次 (1 月 10~16 日) 雨雪过程的中期演变特征及其成因, 得出以下结论:

(1) 叶尼塞河中下游高压脊的发展东扩制约着入侵我国南方冷空气的源地和路径。在我国南方地区南支槽的形成和加深, 与西太平洋副高间的暖湿气流提供了稳定的水汽输送。在对流层低层, 冷空气与暖湿气流在我国长江流域附近汇合, 形成切变线, 造成了此次雨雪过程。低温天气出现在此次过程的后半段, 整体上并不严重。

(2) Rossby 波能量沿着亚非副热带急流向下游传播, 导致南支槽在我国南方地区形成和加深, 进而引起西太平洋副高北扩。WP 异常中心的实质为副热带急流扰动。

(3) 副热带纬向基本流制约着静止波数和异常环流间的纬向联系。里海冷堆及气旋式环流起着“锚”或“中继站”的作用, 制约下游一系列

稳定异常中心的位相, 对应着南支槽在我国南方地区加深和西太平洋副高北扩。

(4) 在不同时段, WP 异常中心的形成和维持还来自贝加尔湖一带及热带西太平洋对流区 Rossby 波能量频散的影响。

我们注意到, 这次过程中, 较大范围的强波源区出现在北太平洋—北美地区 (图 2c), 这可能与 La Niña 背景下的海气相互作用过程及其演变有关。Rossby 波能量从这里向下游地区传播, 通过北大西洋和欧洲, 影响到亚非地区。这一环半球尺度的现象已经超出中期过程范畴, 有待深入研究。

过去的研究^[8~10]指出, 夏季西太平洋暖池区对流活动异常所激发的准定常行星波及其经向传播, 是西太平洋副高偏北或北跳的一个重要原因。然而, 这一地区 Rossby 波呈现准经向频散的现象必须以对流层中低层强经向环流 (如夏季风环流) 为背景^[11]。在 2008 年 1 月 10~16 日的雨雪低温过程中, 出现了西太平洋副高北扩和热带西太平洋对流活动增强的形势, 与夏季西太平洋副高偏北的现象有些类似。但是, 把热带西太平洋对流活动的增强归纳为主要的, 或者唯一的原因, 可能不妥。由于对流层中低层冬季环流在该地区的经向性较弱, 很难形成 Rossby 波准经向频散的现象。实际上, 1 月 12 日之后南支槽加深, WP 异常中心达到最强盛, 它们之间的经向风也达到了足够强劲之后才出现了 Rossby 波从热带西太平洋对流区经向频散到 WP 异常中心的现象。沿副热带急流频散而来的 Rossby 波能量较强且贯穿整个过程, 它应当是西太平洋副高北扩的主要原因。这与陶诗言等^[12]指出的“夏季亚洲副热带急流准静止 Rossby 波可在东亚地区激发出一个长波脊, 引起西太平洋副高的西伸北跳”这一观点更为接近。此外, 来自叶尼塞河—贝加尔湖的能量注入, 也是不能忽视的, 尤其是在该过程的前半段。

致 谢 感谢中国中国科学院大气物理研究所赵思雄研究员和孙建华研究员对本文提出了建设性修改意见。

参考文献 (References)

- [1] Shapiro M A, Thorpe A J. A global atmospheric research

- programme for the beginning of the 21st century. *WMO Bull.*, 2004, **53** (3): 222~226
- [2] Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, **77** (3): 437~471
- [3] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24** (23): 2985~2988
- [4] Takaya K, Nakamura H. A formulation of a phase-Independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 2001, **58** (6): 608~627
- [5] Nakamura H, Nakamura M, Anderson J L. The role of high-and low-frequency dynamics in blocking formation. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125** (9): 2074~2093
- [6] Karoly DJ, Hoskins BJ. Three dimensional propagation of planetary waves. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, **60**: 109~123
- [7] Huang R. The East Asia / Pacific teleconnection pattern of summer circulation and climate anomaly in East Asia. *Acta Meteorological Sinica*, 1992, **6** (1): 25~37
- [8] 黄荣辉, 孙风英. 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季异常的影响. *大气科学*, 1994, **18** (2): 141~151
- Huang Ronghui, Sun Fengying. Impact of the convective activities over the western tropical Pacific warm pool on the intraseasonal variability of the east Asian summer monsoon. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1994, **18** (2): 141~151
- [9] Nitta T. Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 1987, **65** (3): 373~390
- [10] Huang R, Li W. Influence of heat source anomaly over the western tropical Pacific on the subtropical high over East Asia. Proceedings of International Conference on the General Circulation of East Asia. April 10-15, 1987. Chengdu, China
- [11] 布和朝鲁, 施宁, 纪立人, 等. 梅雨期 EAP 事件的中期演变特征与中高纬 Rossby 波活动. *科学通报*, 2008, **53** (1): 111~121
- Bueh Cholaw, Shi Ning, Ji Liren, et al. Features of the EAP events on the medium-range evolution process and the mid-and high-latitude Rossby wave activities. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2008, **53** (1): 111~121
- [12] 陶诗言, 卫捷. 再论西太平洋副热带高压的西伸北跳. *应用气象学报*, 2006, **17** (5): 513~525
- Tao Shiyen, Wei Jie. The westward, northward advance of the subtropical high over the west Pacific in summer. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2006, **17** (5): 513~525