

2005年10月青藏高原特大暴雪成因分析

康志明¹ 罗金秀² 郭文华¹ 杨克明¹

(1. 国家气象中心,北京 100081; 2. 西藏自治区气象台)

提 要: 利用常规观测资料、NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的每6小时分析等资料,对2005年10月青藏高原特大暴雪(115.3mm)过程进行了天气动力学分析。结果表明:在青藏高原特定地形的作用下,山脊坡引起中低层气流下沉,抬升上升气流与高层冷空气形成不稳定大气层结、高层强辐散的抽吸效应对特大暴雪发生起了重要作用;特大暴雪的水汽源于孟加拉湾和南海,主要以两条通道输入青藏高原上空;高原上空Z-螺旋度“下正上负”垂直结构和湿位涡异常区均与强暴雪有密切的关系。

关键词: 特大暴雪 诊断分析 垂直环流 螺旋度

Causality Analysis of Snowstorm in Xizang Plateau in Autumn of 2005

Kang Zhiming¹ Luo Jinxiu² Guo Wenhua¹ Yang Keming¹

(1. National Meteorological Center, Beijing 100081; 2. Xizang Autonomous Region Observatory)

Abstract: Based on the observation data and NCEP ($1^{\circ}\times 1^{\circ}$)6 h reanalysis data, the synoptic dynamic analysis of the snowstorm process in Xizang Plateau in October 2005 was made. The result shows that several factors have play important roles in the snowstorm process as follows: the instable atmospheric stratification formed by the co-action of upward moist airflow and downward cold airflow at the up-level, the pumping effect of the divergence at upper level and the specific terrain of Xizang Plateau. Bay of Bengal and South China sea are the sources of the vapor of the snowstorm. The vapor is transported to the Xizang Plateau through two passages. The vertical profile of helicity, with positive and negative helicities respectively in the low and upper level over snowstorm area, and the exceptional area of moist potential vorticity are both closely related to the snowstorm.

Key Words: snowstorm diagnostic analysis vertical circulation helicity

引 言

青藏高原(以下简称高原)从北向南依次坐落着东西走向的唐古拉山、念青唐古拉山、冈底斯山和喜马拉雅山脉,平均海拔在 4000m 以上,是世界上最高大的地形。多年来,气象学者致力于研究高原地形对邻区乃至全球环流系统和天气气候的影响,并取得一些重要成果^[1-4]。

高原上也常会发生旱涝、雪灾、大风和霜冻等灾害性天气。2005 年 10 月 19—23 日,西藏中东部出现了一次大范围的降雪(雨)天气过程,其中日喀则南部的聂拉木及帕里、那曲中东部、昌都地区北部和雅鲁藏布江沿江的东部普降大到暴雪,一些地区降了特大暴雪。降雪量一般为 8~15mm,其中聂拉木最大达 115.3mm,19 日 08 时至 22 日 08 时 3 天日降雪量分别为 28.4mm、62mm 和 22.1mm,6 小时最大达 17mm。这次降雪范围大、强度强、时间早,是历史上罕见的特大暴雪个例之一。有研究指出^[5]:藏北一次 ≥ 3 mm 的降雪过程即可成灾。因本次降雪时间早,积雪溶化快,未造成明显的灾害。

关于高原上的降水有人研究过青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征^[6]及高原大气边界层内的对流现象^[7],并分析了西藏汛期雨型与全国夏季雨带的关系^[8];有人模拟高原东北部大到暴雪的中尺度切变线发生、发展和演变结构^[9],用湿位涡理论^[10]、热量和水汽收支方程^[11]对高原暴雪过程进行了诊断分析等。但多注重于夏季降水,对于高原腹地的雪灾成因研究甚少,且认识也不统一。因此,深入研究高原雪灾发生的规律和预报方法很有必要,对于预防雪灾、保护牧民生命财产具有重要的实际意义。

本文利用常规观测资料和 NCEP $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的每 6 小时分析资料,计算本次青藏高原特大暴雪过程中涡度、散度、螺旋度、湿位涡等物理参数,着重分析特大暴雪发生时这些物

理参数的特征,以认识暴雪形成的动力学机理,为实时预报业务提供使用这些物理参数的参考依据,提高高原上暴雪预报的准确率。

1 环流形势演变特征和影响天气系统

10 月中旬初,这次特大暴雪过程的两槽两脊经向环流形势即已建立,两长波槽分别位于 $0 \sim 40^{\circ}\text{E}$ 、 $70 \sim 120^{\circ}\text{E}$,长波脊在 $40 \sim 70^{\circ}\text{E}$ 和 120°E 以东地区,稳定少变。西太平洋副高受 0520 号台风鸿雁和东亚槽的影响断裂成两环,东环在 140°E 以东,西环呈带状分布在印度半岛至我国云贵高原到江南中部以南地区,较常年明显偏西、偏强。其北侧 500hPa 的西南气流将孟加拉湾和南海的水汽输入降雪区上空。高纬冷空气沿乌拉尔山阻高前部东北气流向西移动,13 日 08 时在巴尔喀什湖附近形成一低涡,并伴随着阻高减弱东移也开始减弱成低槽向东移动,17 日进入西藏阿里西部,18 日到阿里东部(图 1)。此时,0520 号台风鸿雁已在日本国南部转向,东亚槽也减弱北缩,致使两环副高合并增强,同时受低槽影响,副高西脊点退至 95°E 附近,非常有利于水汽向雪区输送。至此,500hPa 上低槽、西南暖湿气流和副高是本次特大暴雪过程的主要影响系统。副高阻挡了低槽东移,使之在阿里东部停滞 5 天之久,与此同时,乌拉尔山阻高东移至中西伯利亚与阿拉伯半岛阻高连体,脊轴顺呈东北西南向,引导高纬冷空气从蒙古国西部流向阿里西部,

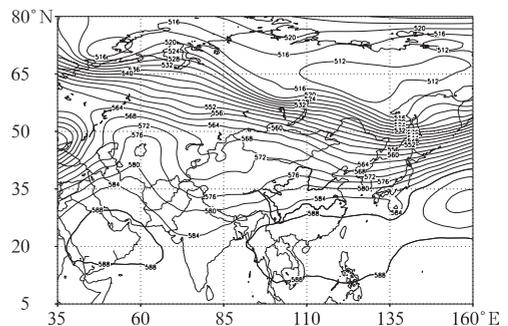


图 1 2005 年 10 月 18 日 08 时 500hPa 形势图

有利于低槽维持,冷暖空气较长时间得以在青藏高原中东部交汇,产生强降雪。23日20时以后,低槽移出高原,降雪结束。

2 特大暴雪天气动力学诊断分析

2.1 垂直环流特征

图2给出了聂拉木特大暴雪时段19—21日沿 28.2°N 、 85.6°E 暴雪区纬向、经向垂直环流,图2a中约在 $75\sim 88^{\circ}\text{E}$ 600hPa以下(高原大地形除外)盛行一支下沉气流,在 $83\sim 86^{\circ}\text{E}$ 沿喜马拉雅山西侧东高西低的山脊坡往

西流,反映了特定地形的作用,使聂拉木成为强降水多发地段。西流的下沉气流与600hPa以上倾斜上升的西南气流在中层构成一弱反气旋环流,对应一下沉运动区,区中有大于 $0.2\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $0.8\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 两个中心,强中心在聂拉木上空700hPa附近;与西南气流相配合在600~200hPa层有一上升运动区,小于 $-0.3\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 和 $-0.2\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 两中心分别位于450hPa和聂拉木上空300hPa上,西南气流沿着下沉的东北气流向上爬升,与高层冷空气形成了下暖湿、上干冷的大气不稳定层结,有利强降雪产生,聂拉木日降雪量为28.4mm。

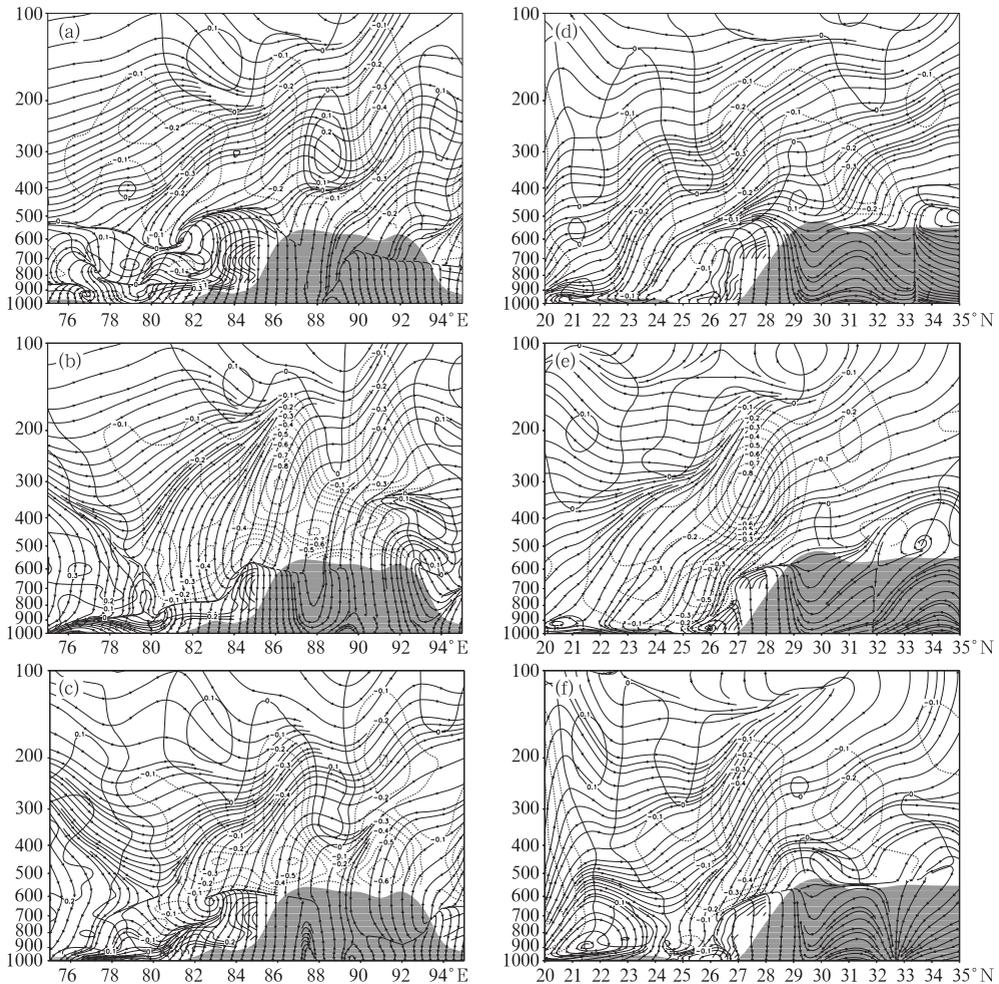


图2 2005年10月19日08时—21日08时沿 28.2°N 纬向(a,b,c)和沿 85.6°E 经向(d,e,f)垂直环流和垂直速度(单位: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)

20 日 08 时,随着高空低槽东移,槽前西南气流加强(图 2b)并与 300~200hPa 附近的高空急流汇合,在 80~88°E 形成较强的上升支,并在 92°E 以东 200hPa 以下层下沉;600hPa 以下仍为下沉区,以上至 200hPa 有范围大、强度强的上升运动区在聂拉木上空,350hPa 上强中心值小于 $-0.9\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,致使其日降雪量高达 62mm。21 日 08 时,高空槽东移有所减弱,槽前西南气流也减弱,其斜升角度变小(图 2c),造成垂直上升运动区范围缩小,原在 350hPa 上强中心减为 $-0.6\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 并移到聂拉木东侧 450hPa 上。600hPa 以下层仍为下沉气流,其西移同高空低槽后部偏北气流汇合,形成一西北东南向下沉运动区。聂拉木降雪则有所减弱,但日降雪量还达 22.1mm。此后,高空低槽东移出境,聂拉木上空受偏北气流控制,持续 3 天的暴雪逐渐停止。但那曲和昌都一些地区还有中到大雪(雨)。

从经向垂直环流(图 2d)可见,19 日 08 时,来自低纬中低层的西南气流从 20~26°E 上升并向北流,在 300hPa 以上也与高空急流汇合,一部分从 26°N 以北 600hPa 以下层下沉,在低层建立一反气旋环流,相伴有下沉运动区。较强上升运动区出现在 200hPa 以下,有两个大值中心分别位于 23°N 550hPa 上以及 27°N 300hPa 上,即聂拉木南侧约 100km 高空。这样,上升支和下沉支在暴雪区上空形成不稳定层结,有利于强降水发生。20 日 08 时,强盛的西南气流加强了上升运动,在其与高空急流汇合带附近产生很强的上升运动(图 2e),小于 $-0.8\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ 强中心位于 450hPa 上,并与下沉运动中心构成垂直速度偶,在下沉运动区西侧 700hPa 上还有一上升运动中心,中心值小于 $-0.5\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$,可能是中低层暖湿气流沿冷空气垫或迎风坡爬升所致,极有利于强降水产生。21 日 08 时,20~29°N 600hPa 以下为下沉气流,

对应着下沉运动区(图 2f),24~29°N、600~200hPa 仍为上升运动区,但中心明显减弱(小于 $-0.4\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$)并下移至 400hPa 附近,在中层另一个中心减弱消失,降雪量减小。

2.2 涡度和散度场分析

从 19 日 08 时至 21 日 08 时沿 28.2°N 暴雪区纬向涡度垂直分布图中(图略)可知,在高空低槽前部,80~95°E 中高层均为正涡度区,在聂拉木暴雪区东侧约 100km 的 500hPa 上有一大于 $4\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 极值中心,在 81~87°E 山脊坡的下沉气流 600hPa 以下为中心小于 $-4\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 负涡度区,约在 350hPa 以上也为负涡度区。20 日 08 时,伴随槽前西南气流加强,涡度场发生了较大变化,75~86°E 整层基本上是强正涡度区,原在 500~200hPa 层上的强正涡度区分裂东移至暴雪区上空 600~250hPa 层间,有大于 $8\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 中心相配合(图 3a),其 200hPa 以上为小于 $-2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ 负涡度区,另一负涡度区仍在 600hPa 以下山脊坡上空。中高层强正涡度促使上升运动加强,引发了最强的降雪。21 日 08 时,涡度场的垂直结构变化不大(图略),但正涡度区伸展高度明显降低,强度减弱,降雪量亦减弱。

由沿 85.6°E 经向涡度场垂直分布可看出(图略),19 日 08 时,暴雪区中层是弱正涡度区,中心值大于 $2\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$,中层以下山坡脊上空是负涡度区,以上是范围较大的强负涡度区,表征高空辐散抽吸作用对暴雪的发生起了重要作用。24 小时后,暴雪区上空 600~300hPa 层是正涡度区,在聂拉木东侧约 100km 的 300hPa 上正中心值显著加强,大于 $6\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ (图 3b),表明旋转运动加强有利于强降雪产生。21 日 08 时,随着高空槽向东移动,正涡度大值区北移,暴雪区上空正涡度有所减弱(图略),但高、低层负涡度却变化不大。说明动力条件仍有利于降雪,但

朝着不利方面演变。

从 19 日 08 时至 21 日 08 时纬向散度垂直分布图上可见,在暴雪区 700~300hPa 层间为带状辐合区,负散度中心小于 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,该层以上和以下都为正辐散区,以 200hPa 上中心大于 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 最强,反映了高层辐散气流的抽吸作用。然后,高层正散度区加强东移并向下扩展到 400hPa 上(图 3c),大于 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和大于 $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 两个强中心分别位于 200hPa 和 350hPa 上,它下面 400~600hPa 之间是负散度区,小于 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的中心在 600hPa 上。揭示了聂拉木低空强辐合、高空强辐散是造成特大暴雪的动力机制。此后,这种散度场垂直结构维持,但高层正散度强度显著减弱,降雪强度也减小。

从同时次经向散度垂直分布图上可看

出,暴雪区上空散度呈正负相间分布,山脊坡 750hPa 以下是正散度区,以上至 250hPa 是负散度区,小于 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 中心位于 300hPa 上,250hPa 以上有大于 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 正散度区。最强降雪时段,无辐散层从 250hPa 下降到 350hPa 附近(图 3c),此高度比平原地区(约在 600hPa 附近)高得多,其上层为中心值大于 $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐散区,以下是中心值小于 $-3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合区,两中心轴线向北倾斜,说明高层气流流出更快,地形坡上空散度变化微弱。此后,无辐散层下降到 500hPa 附近,其以下是中心小于 $-3.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 负散度区,以上是多个中心的正散度区,尽管高层辐散较强,但地形高度(约在 700hPa)上空至 500hPa 辐合抬升的空间较小,故降雪量减小。

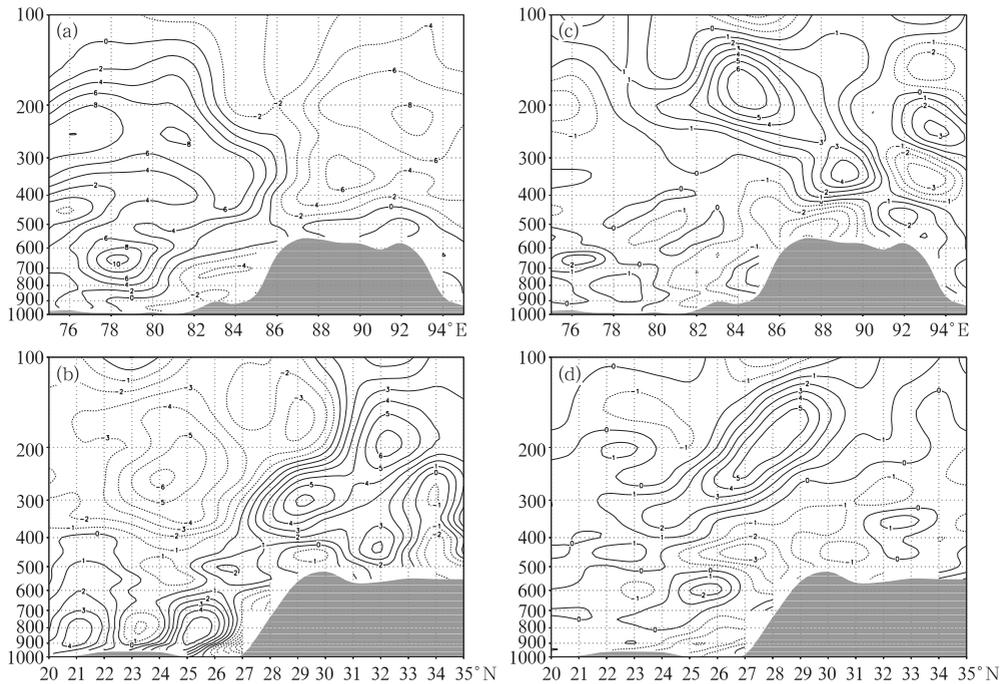


图 3 2005 年 10 月 20 日 08 时沿 28.2°N 纬向和沿 85.6°E 经向辐度(a,b) 以及散度(c,d)垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})

2.3 螺旋度分析

螺旋度定义为风速矢量和相对涡度点乘

的体积分:

$$H = \iiint_{\tau} \mathbf{V} \cdot (\nabla \wedge \mathbf{V}) d\tau$$

近年常用于研究大气中一些与速度场相关的有旋系统及暴雨系统的结构特征,其大小反映了旋转与沿旋转轴方向运动的强弱程度。

根据 Woodall 的观点,定义局地螺旋度为:

$$\begin{aligned}
 h &= \mathbf{V} \cdot (\nabla \Delta \mathbf{V}) \\
 &= (u\mathbf{i} + v\mathbf{j} + w\mathbf{k}) \cdot (\zeta_i\mathbf{i} + \zeta_j\mathbf{j} + \zeta_k\mathbf{k}) \\
 &= u\zeta_i + v\zeta_j + w\zeta_k
 \end{aligned}$$

它表示单位体积中所包含的螺旋度,故又称作螺旋度密度。式中右端三项各自有不同的意义,分别与 (x, y, z) 方向的风速和涡度的分量联系在一起,称之为 x -螺旋度, y -螺旋度, z -螺旋度。有研究发现^[12-13]: x -螺旋度与暴雨无明显对应关系, y -螺旋度强度弱,而 z -螺旋度($h_z = w\zeta_k$)的演变对低涡暴雨有较好预报指示意义。本节只讨论 z -螺旋度。

由 19 日 08 时沿 28.2°N 暴雪区纬向 z -螺旋度垂直分布(图略)显示,在暴雪区上空的東西向 4 个纬距 400hPa 以下层有一正 z -螺旋度,以上是负值区,正值中心位于暴雪区东侧 550hPa 附近,强度大于 $3 \times 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 负值中心在 250hPa 附近,中心值为 $-9 \times 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ 。在经向垂直图(图略)上,400hPa 以下层为一正 z -螺旋度区,以上是负值区,正负中心分别在 800hPa 和 250hPa,但由于地形的影响,正 z -螺旋度中心比平原地区(通常在 700hPa 附近)高 2~3km。在暴雪区上空对流层中下层(高原大地形除外)和上层均呈“下正上负”的垂直结构。

在高原大地形 4km 上空 $w > 0$ (图 2a), ζ_k 下正上负,故 $h_z = w\zeta_k$ 下正上负。隐含这次暴雪发生在中层辐合、高层辐散的强上升气流区中。最强降雪时段,西部正值区东移并中心向下伸展至 300hPa 附近(图 4a),强度最强,负中心明显东移并向高层扩展与正中心呈东北西南走向,强度也达最强,对应最大日雪量 62mm。此后,正负 z -螺旋度区均向下层伸展,范围缩小,强度减弱,表明垂直上升运动在减弱,但“下正上负”垂直结构仍很清楚。日降雪量为 22.1mm。表明螺旋

度的垂直结构可为降水提供有益的预报线索。经向 z -螺旋度垂直分布类似纬向,所不同的是经向 z -螺旋度负值较强,且与正值中心在暴雪区上空呈西北东南走向(图 4b),说明南部高层冷空气较强,向北向下层推进缓慢,主要东移,有利于降雪持续。

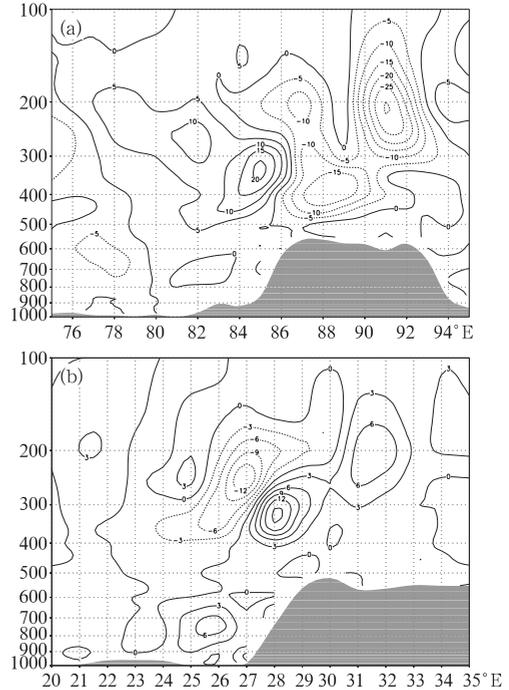


图 4 2005 年 10 月 20 日 08 时沿 28.2°N 纬向(a)和沿 85.6°E 经向(b) z -螺旋度垂直剖面
单位: $10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$

2.4 湿位涡分析

位涡作为一个综合反映大气动力学和热力学性质的物理量,无论在理论研究还是在实际天气分析预报中都有广泛的应用。有研究指出,位涡场比涡度场更能表示强降水落区和强度的变化,湿位涡的强迫异常区与暴雨落区及移动有很好的对应关系^[14]。为此,我们引入了湿位涡的分析方法。

湿位涡可表示为:

$$MPV = -g(fk + \nabla_p \times \mathbf{V}) \cdot \nabla_p \theta_e$$

与干空气的动力特征类似, $MPV > 0$, 大气为湿对称稳定, $MPV < 0$, 大气是湿对称不

稳定^[15]。

由于高原地势高,故计算了强降雪时段 10 月 19 日 08 时至 21 日 08 时 500hPa 湿位涡,发现本次特大暴雪过程中湿位涡异常区出现在 500hPa 上,较之平原地区出现在低层有所不同。对应着 500hPa 高原低槽前部有一支风速达 $10\sim 20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南气流(图 5a),从 $81\sim 86^\circ\text{E}$ 有一西北东南走向的湿位涡负大值区(图 5b),说明这里大气是对称不稳定的,区中有两个中心分别位于尼泊尔西部和印度东北部,印度东北部中心强,极值小于 -0.7PVU ,对应着暴雪区,最强暴雪中心分布在湿位涡高值中心东北方大约 120km 处,对降雪落区预报有指示意义。当 MPV 由负值转为正值,持续 3 天强降雪结束。

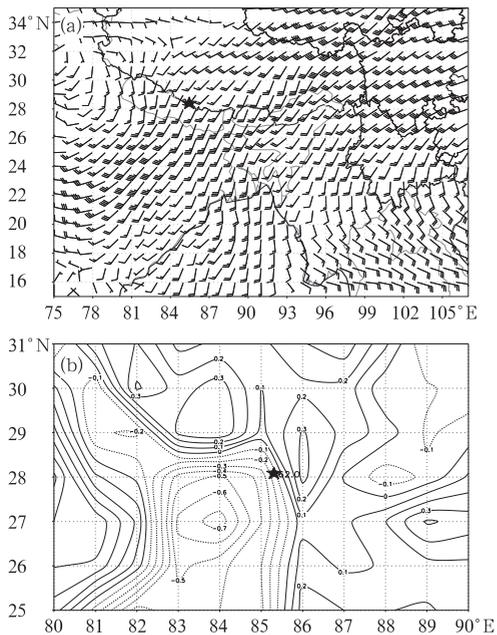


图 5 2005 年 10 月 20 日 08 时 500hPa 风场(a)和湿位涡(b,单位: $10^{-6}\text{K}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$)五星标注处为聂拉木站,62 为聂拉木站日降雪量

3 特大暴雪水汽条件分析

图 6a 是 20 日 08 时 $15\sim 34^\circ\text{N}$ 、 $75\sim 106^\circ\text{E}$ 区域 500hPa 水汽通量(矢量),如图所

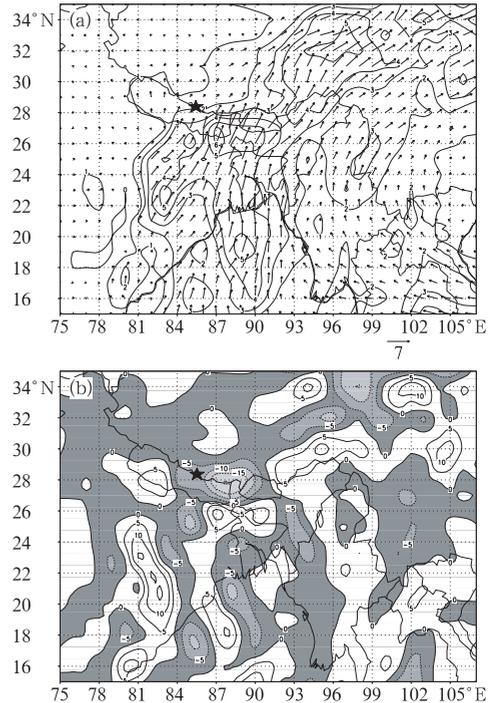


图 6 2005 年 10 月 20 日 08 时 500hPa 水汽通量,单位: $\text{g}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$,五星标注处为聂拉木站和水汽通量散度(b,阴影区表示辐合,单位: $10^{-8}\text{ghPa}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

示,在这次特大暴雪过程中水汽是由副高西南侧的偏南气流把孟加拉湾的水汽向北输送或是副高南侧的偏东气流将南海水汽向中南半岛一带运送,然后这两股水汽流在印度东部至缅甸一带上空汇集,并继续向北流入西藏高原上空。在 $82\sim 90^\circ\text{E}$ 、 28°N 以南到孟加拉湾有大于 $4\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 水汽通量区,其中在暴雪区东南方的尼泊尔东部有大于 $5\sim 6\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 水汽通量中心,表明主要源于孟加拉湾和南海的水汽经向输送至高原,致使该地区大气非常潮湿,为特大暴雪提供了丰沛的物质条件。从 500hPa 水汽通量散度图(图 6b)可知,这次强降雪过程有两条主要水汽通量辐合通道,一条从孟加拉湾向北经印度东部到西藏高原,另一条从南海南部经中南半岛向西北到高原。两支水汽辐合区($26\sim 28^\circ\text{N}$ 、 $84\sim 90^\circ\text{E}$)有 $-5\times 10^{-8}\sim -15\times 10^{-8}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}$

• hPa^{-1} 水汽通量散度中心与大到暴雪区相吻合。

经以上分析,本次青藏高原特大暴雪的物理过程可用综合图像(图7)表示:携带水汽的西南暖湿气流在地形作用下,沿高原西侧爬升,与高层南下冷空气形成不稳定大气层结,上升气流与高空急流耦合,高空强辐散的抽吸作用加强了辐合上升运动,强暴雪发生在 \approx 螺旋度呈“下正上负”的垂直结构下方和湿位涡异常区中心东北方。

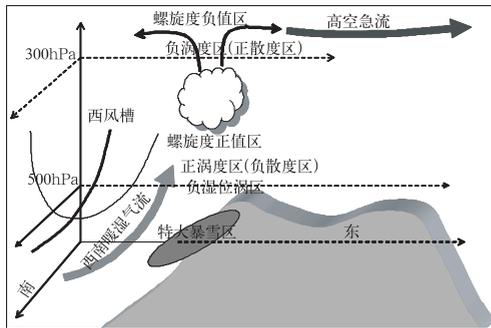


图7 青藏高原特大暴雪物理机制综合图像

4 结论

通过对2005年10月青藏高原特大暴雪过程的环流形势、影响系统和天气动力学诊断分析,可得到如下一些主要结论:

(1) 这次特大暴雪过程是产生在欧亚中低纬度呈两槽两脊经向环流形势下,500hPa上低槽、西南暖湿气流和西北太平洋副热带高压是主要的影响天气系统。

(2) 在青藏高原特定地形的作用下,中低层山脊坡造成气流下沉,暖湿西南气流沿其倾斜上升,与高层冷空气形成下暖湿、上干冷的大气不稳定层结;上升气流与高空急流汇合产生强上升运动,高原上无辐散层在高层,高层强辐散的抽吸作用对特大暴雪发生起了重要的作用。

(3) 高原上空 \approx 螺旋度呈“下正上负”垂直结构,其结构变化可为暴雪提供有益的预报线索,但正 \approx 螺旋度中心比平原地区高2

~3km。强暴雪区分布在湿位涡异常区中心东北方,对强降雪落区预报有指示意义。

(4) 本次特大暴雪的水汽主要源于孟加拉湾和南海,一条从孟加拉湾经印度东部向北输送到青藏高原,另一条从南海经中南半岛向西北输入青藏高原。

参考文献

- [1] 朱抱真. 大气热源、热汇和地形对西风带的定常扰动(一)[J]. 气象学报, 1957, 28(2): 141-156.
- [2] Flohn H. Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highland[M]. Atmos. Sci. Paper, 130. Colorado State Univ., Collins, 1968: 1-22.
- [3] 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 青藏高原隆升对春、夏亚洲大气环流的影响[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 837-845.
- [4] 钱云, 钱永浦. 青藏高原隆升影响夏季大气环流的敏感性试验[J]. 气象学报, 1996, 54(4): 474-483.
- [5] 普布卓玛. 青藏高原雪灾中期成因研究[J]. 西藏科技, 2000, 3: 58-64.
- [6] 周长艳, 李跃清, 李薇, 等. 青藏高原东部及临近地区水汽输送的气候特征[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 880-888.
- [7] 陈陟, 周明煜, 钱粉兰, 等. 我国西部高原大气边界层中的对流活动[J]. 应用气象学报, 2002, 13(2): 142-155.
- [8] 马艳鲜, 何晓红. 西藏地区汛期雨型划分与全国夏季雨带的关系[J]. 气象, 2005, 31(12): 28-31.
- [9] 王文, 程麟生. “96.1”高原暴雪过程横波型不稳定的数值研究[J]. 应用气象学报, 2000, 11(4): 392-399.
- [10] 董安祥, 罗琦, 周陆生. 青藏高原东部一次大雪过程的湿位涡分析[J]. 甘肃科学学报, 2001, 14(3): 43-46.
- [11] 刘建军, 程麟生. “97.12”高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. 气象, 2002, 28(6): 16-22.
- [12] 伍荣生. 大气动力学[M]. 北京: 气象出版社, 1990: 96-101.
- [13] Woodall G R. Qualitative forecasting of tornadic activity using storm-relative environmental helicity preprint[C]. 16th conference on severe local storm, 1990: 311-315.
- [14] 高守亭, 雷霆, 周玉淑, 等. 强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析[J]. 应用气象学报, 2002, 13(6): 662-669.
- [15] Bennets, D. A., B. J. Hoskins. conditional symmetric instability, a Possible Explanation for Frontal Rainbands[J]. Q. J. R. Meteorol. Soc. 1979, 105: 945-962.