

- 4 陆松年, 杨春亮, 蒋明媚, 等. 前寒武纪大陆地壳演化示踪. 北京: 地质出版社, 1996
- 5 刘武旭, Thirlwall M F. 中国冀东麻粒岩相片麻岩的 35.6 亿年年龄. 科学通报, 1992, 37(7): 631~ 632
- 6 Jahn B M, Auvary B, et al. 3.5 Ga old amphibolite from eastern Hebei Province, China: field occurrence, petrography, Sm-Nd isochron age and REE geochemistry. Precambrian Res, 1987, 34(): 311~ 346
- 7 伍家善, 耿元生, 沈其韩, 等. 华北陆台早前寒武纪重大地质事件. 北京: 地质出版社, 1991
- 8 孙大中, 胡维兴. 中条山前寒武纪年代构造格架和年代地壳结构. 北京: 地质出版社. 1993
- 9 白瑾. 五台山早前寒武纪地质. 天津: 天津科学技术出版社, 1986
- 10 李曙光, Hart S R, 郭安林, 等. 河南中部登封群全岩 Sm-Nd 同位素年龄及其构造意义. 科学通报, 1987, 32(22): 1 728~ 1 731
- 11 常向阳, 朱柄权, 等. 晋北太古代地幔异常高  $\epsilon_{Nd}(T)$  值及其可能解释. 科学通报, 1994, 39(12): 1 110
- 12 乔广生. 冀东地区早太古代 Sm-Nd 同位素测定. 地质科学, 1987(1): 86~ 91
- 13 张其春, 董宜宝, 袁海华. 吕梁山区五台群顶部地层的 Sm-Nd 年龄——兼论岩浆源区地幔的特殊性, 成都地质学院学报, 1988, 15(1): 76~ 85
- 14 张宗清, 沈其韩, 耿元生, 等. 赤城伙房村和崇礼上新营变质岩的地球化学特征、年龄及其区域地壳形成时间. 岩石学报, 1996, 12(2): 315~ 328
- 15 沈保丰, 骆辉, 李双保, 等. 华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿. 北京: 地质出版社, 1994
- 16 张福勤, 欧阳自远. 前寒武纪大陆地壳构造——大陆壳体并合构造模式. 地质地球化学, 1995(5): 90~ 105
- 17 李曙光, 张宗清. 华北太古代上地幔钕同位素组成、演化及对该区岩石圈地幔不均一性的制约. 地球化学, 1990(4): 277~ 285
- 18 Jacobsen S B, Wasserburg G J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites (⑤), Earth and Planetary Science Letters, 1984, 67(2): 137~ 150
- 19 张福勤, 欧阳自远, 林文祝, 等. 行星地球的星子堆积模型: 小行星带的例证. 地质地球化学, 1995(5): 26~ 33

(1997\_12\_22 收稿, 1998\_05\_22 收修改稿)

## 藏南暴雪过程的水汽图像

朱福康 郑新江<sup>④</sup> 罗敬宁<sup>④</sup> 李曾中

( 中国气象科学研究院, 北京 100081; ④中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081)

**摘要** 1995 年 11 月中旬藏南地区发生了 1 次暴雪天气过程, 其主要影响系统是孟加拉湾风暴的北上. 利用 GMS-5 卫星水汽图像资料讨论了青藏高原对孟加拉湾风暴移动路径及其云系分布的影响. 由此估计青藏高原的机械阻挡作用可影响到 300hPa 高空.

**关键词** 暴雪过程 水汽图像 孟加拉湾风暴 青藏高原作用

青藏高原气象学问题一直是气象学研究的热点. 由于青藏高原冬季大量积雪以后, 会影响高原上的热源强度, 因此青藏高原上的积雪状况又是青藏高原气象学研究的一个问题. 叶笃正等人<sup>[1]</sup>曾提出可用冬季高原上的积雪情况作为我国长期预报的一个指标. 本文利用崭新的 GMS-5 卫星水汽图像资料, 通过藏南暴雪过程的个例分析, 企图进一步说明青藏高原对天气系统的影响.

### 1 1995 年 11 月中旬藏南地区的暴雪过程

雪灾主要是指由于降雪很多、积雪过厚和雪盖维持时间过长对农牧林业造成的一种灾害.

青藏高原上绝大多数雪灾都发生在10月至次年4月份. 藏南地区因受低纬系统的影响, 雪灾多出现在11月至次年2月份<sup>[2]</sup>. 1995年11月9~12日西藏、青海南部及四川西北部出现了中到大雪天气, 藏南地区还下了暴雪. 其中帕里气象站( $27^{\circ}44'N$ ,  $89^{\circ}05'E$ , 海拔高度4300m)从9日上午(0320UTC)到11日清晨前(10日1940UTC)一直下降雪, 长达40多小时, 总降雪量多达87.9 mm(图1). 这样强的暴雪过程在历史上也是罕见的. 季良达等人<sup>1)</sup>曾分析过这次过程, 指出这次暴雪过程的水汽源来自孟加拉湾.

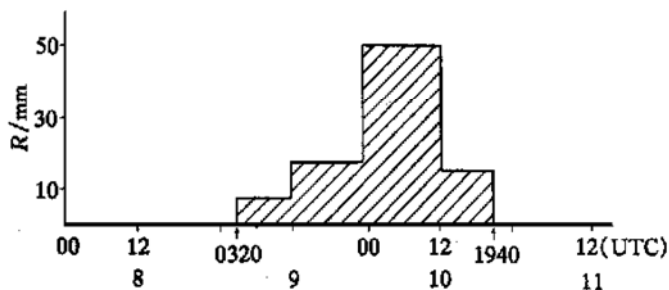


图1 1995年11月8~11日西藏帕里气象站  
12个小时降雪量的分布

## 2 水汽图像

自1995年6月23日日本静止气象卫星GMS-5投入业务以来, 每个小时都能接收到一张水汽图像, 为天气监测和分析研究提供了另一种崭新的资料.

GMS-5上水汽通道的光谱带宽为 $6.5\sim 7.0\mu\text{m}$ , 几乎与美国GOES卫星上的水汽通道一样. Weldon等人<sup>[3]</sup>曾提供了一本工具书, 对水汽图像在天气分析和天气预报中的释用作过综合介绍. 简单的说, 卫星水汽通道测得的净辐射温度对对流层中、上部大气中的水汽分布非常敏感, 反演的最大权重函数在400 hPa附近, 而对对流层低层的水汽特征往往不清楚. 在黑白水汽图像上最亮区由高而冷的云顶产生, 而最暗区往往是深厚干燥的气层.

本文对原水汽图像还进行了均衡化处理, 即对出现频率较高的灰度值区进行增强, 对出现频率较低的灰度值区进行压缩. 所得的图像可以突出重要的信息<sup>[4]</sup>. 在此基础上将低亮温度值区分为三档:  $-41.2\sim -49.4^{\circ}\text{C}$ (白区)、

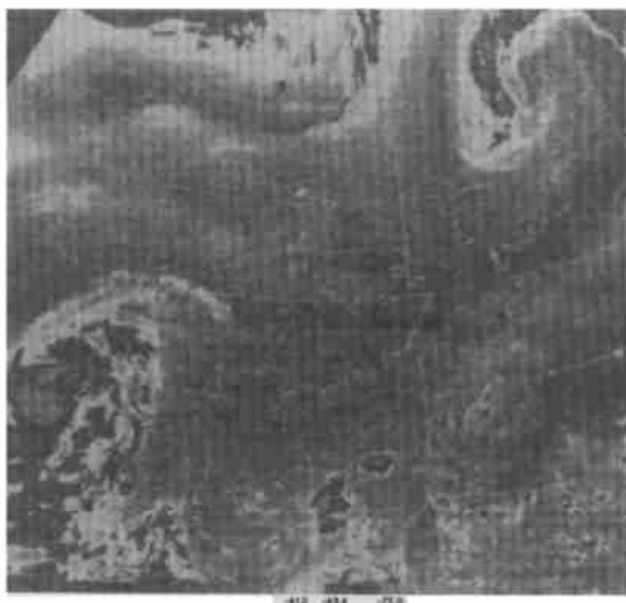


图2 1995年11月8日1434 UTC的水汽图像

$-49.4\sim -75.0^{\circ}\text{C}$ (黑区)和低于 $-75.0^{\circ}\text{C}$ (灰区). 图2是1995年11月8日1434UTC的水汽图像. 由图可见, 灰区呈圆形, 基本上对应于风暴中心圆形密蔽云区; 黑区纹理比较清楚, 基本上对应于风暴浓密的螺旋云带, 由发展旺盛的对流云单体组成; 白区边缘呈羽毛状, 基本上对应于风暴螺旋云带向四周射出的卷云羽. 因此用这种方法处理后, 可以明显地把孟加拉湾风暴中心的强对流区和风暴外围的卷云区清楚地分辨出来. 11月8日孟加拉湾风暴虽位于孟加拉湾海面上, 但其外围卷云区(白区)已侵入青藏高原上空.

1) 季良达等. 利用水汽图研究高原大雪的水汽源, 1997

### 3 孟加拉湾风暴

1995年11月中旬藏南地区暴雪过程形成的主要天气系统是孟加拉湾风暴的北上。根据泰国每日天气公报,这次孟加拉湾风暴于11月8日在孟加拉湾海面上形成,然后在副热带高压西缘的偏南气流的引导下,进入印度次大陆,北上影响青藏高原地区。图3是根据每小时一张水汽图像,依据强对流云区的几何中心定出来的风暴路径图。图中所填的数字,前两位数表示日期,后两位数表示时间(UTC)。

由图3可见,孟加拉湾风暴于11月9日0100UTC在印度次大陆登陆,登陆后风暴继续向北移动。移到喜马拉雅山脉南麓后在高空西风带牵行下立即东折,这个东折是比较突然的。东折后沿山坡继续东移。最后于10日0400UTC左右消失。由此可见,青藏高原地形对北上孟加拉湾风暴的移动路径影响较大。即使强盛的孟加拉湾风暴,其中心也不能直接侵入高原,只能沿山脉折向东移。

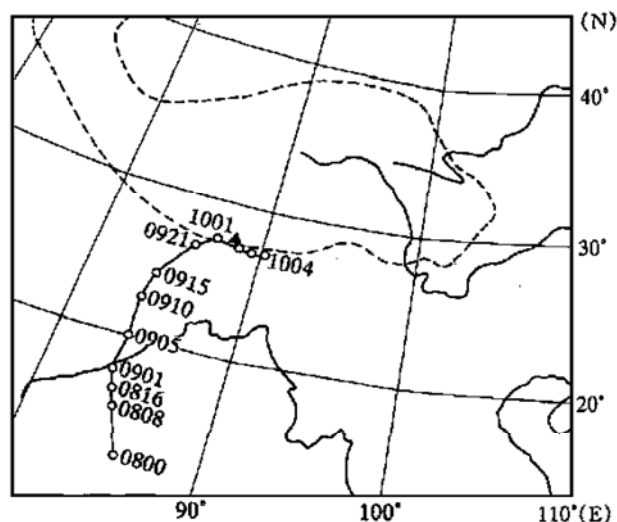


图3 孟加拉湾风暴路径图  
数字表示日期和时间,▲代表帕里站

### 4 青藏高原的阻挡作用

从水汽图像上可以见到,当孟加拉湾风暴远在孟加拉湾海面上时(8日0832UTC),风暴外围的卷云区(白区)已开始进入青藏高原上空(图略)。从图2上就可以看到风暴外围的卷云区在高原上向北向东推进,以后一直笼罩在青藏高原上空。拉萨气象台<sup>1)</sup>曾对此总结过,认为转向北上的孟加拉湾风暴,当风暴中心移到20°N以北时,其前部的云带就能伸到高原上。这说明青藏高原对卷云的向北推进没有阻挡作用。

登陆后的孟加拉湾风暴,其强度明显减弱,强对流的核心部分(灰区)逐渐消失。当风暴北上靠近喜马拉雅山脉以前,其强度虽然减弱,但风暴中心的圆形云系结构仍然清楚可辨(图4(a))。可是当风暴中心接近喜马拉雅山脉南麓时,由于北面受阻圆形云系结构变形为橄榄形,云系向东西两侧伸展(图4(b))。10日0136UTC孟加拉湾风暴位置移到最北,风暴中心已到达高原边缘(图3)。这一时段也是帕里气象站降雪量达到最大的时段(图1)。然后风暴中心沿喜马拉雅山脉南坡折向东移,直至消失。值得注意的是,当风暴中心东移时,风暴中的对流云系(黑区)受青藏高原的阻挡,沿喜马拉雅山脉南坡仍维持一条窄长的强对流云带(图4(c))。

上述说明,卷云无阻挡地可以北上青藏高原,而风暴中心及其强对流云系受青藏高原的阻挡只能维持在喜马拉雅山的南坡。因此,青藏高原对大气的机械阻挡作用有其一定的高度限制。根据青藏高原的海拔高度(平均为4 km)和卷云云底高度(一般离地4.5~10 km)<sup>[5]</sup>,可推算青藏高原上卷云云底的海拔高度至少在9 km以上,而300 hPa标准等压面的高度约为

1) 西藏气象学会编. 西藏高原气象论文选编(1962~1979), 1979, 52~59

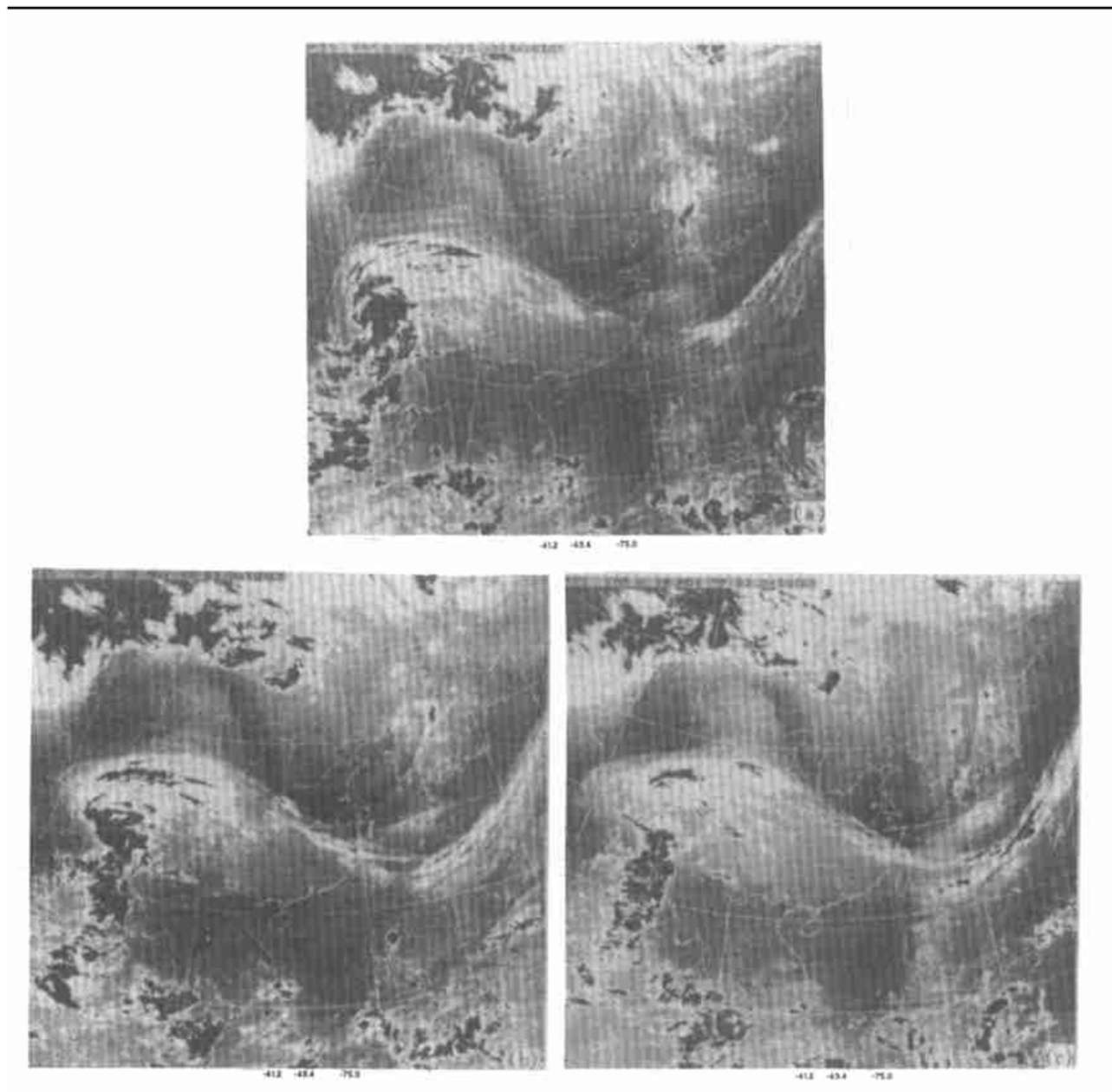


图4 藏南暴雪过程的水汽图像

(a) 1995年11月9日1934UTC; (b) 1995年11月9日2334UTC; (c) 1995年11月10日0334UTC

9 km, 所以由此估计青藏高原的机械阻挡作用可以影响到 300 hPa 高空.

致谢 本工作为国家“攀登”B 资助项目.

### 参 考 文 献

- 1 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 1~ 278
- 2 戴加洗主编. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990, 261~ 264
- 3 Weldon R B, Holmes S J. 水汽图像(中译本). 北京: 气象出版社, 1994. 1~ 213
- 4 日本遥感研究会编. 遥感精解(中译本). 北京: 测绘出版社, 1993. 186~ 187
- 5 《大气科学辞典》编委会. 大气科学辞典. 北京: 气象出版社, 1994. 346

(1997-11-03 收稿, 1998-05-08 收修改稿)