

# 中小尺度过山气流的动力问题研究<sup>\*</sup>

李艺苑<sup>1,2</sup> 王东海<sup>3\*\*</sup> 王 斌<sup>1</sup>

1 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;

2 中国科学院研究生院地球科学学院, 北京 100049; 3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

**摘要** 中小尺度地形的强迫抬升和屏障作用对大气运动有显著影响. 概述性地回顾了在不同大气条件下气流经过各种中小尺度理想地形所产生的垂直传播的过山波和水平传播的背风波等现象的线性和非线性理论研究进展. 分类归纳了中小尺度过山气流的各种数值实验和外场观测实验, 总结了包括气流分离、重力波破碎、水跃、强下坡风、转子等在内的非线性现象及其可能联系. 回顾线性理论、外场观测及数值模拟的研究表明, 线性理论能刻画中小尺度过山气流的部分特征, 高时空分辨率的数值模式能模拟各种非线性现象. 文中指出, 在理论分析中要进一步加强理想大气条件和实际天气系统特征的结合, 定量地研究气流过山时地形的动力作用; 在探究过山气流各种非线性现象成因和演变规律的同时, 应该更多地研究这些动力现象在实际暴雨中的作用, 从而改进暴雨预报. 同时, 在大气环流模式次网格地形波参数化方案中考虑非线性山脉波动阻力将会有更好的模拟效果.

**关键词** 中小尺度地形 过山气流 山脉波动 动力问题 线性和非线性理论

地形对大气运动有显著的影响, 主要表现为热力和动力两个方面(图1). 不同的海拔高度会引起狭管(channeling)、强迫抬升(forced ascents)和屏障(barrier)3种动力作用<sup>[1]</sup>. 海洋、平原和山地不同的热容量以及摩擦系数也会形成各种热力、动力影响. 我国地形复杂且覆盖面积大, 山区局地强对流天气(暴雨等)发生频繁又难于预报, 中小尺度地形对大气的动力影响, 尤其是迎风坡的强迫抬升引起的山脉波动和屏障作用形成的背风涡旋对局地暴雨等强对流天气的发生、发展以及强降水事件的雨量、落区都有很大影响.

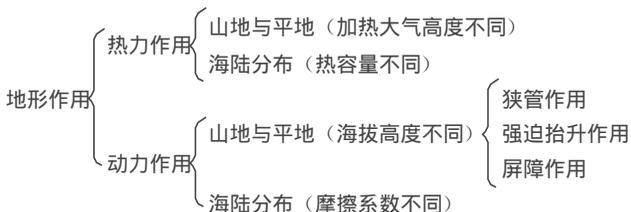


图1 地形热力和动力作用分类示意图

自20世纪以来, 山地气象学尤其以中小尺度气流过山动力学发展非常迅速<sup>[2]</sup>. 20世纪三四十年代, Lyra, Queney等<sup>[3-5]</sup>将流体力学中均质不可压有限厚度的绕流问题的表面波解应用到大气中小尺度气流过山问题中; 50年代, Scorer等<sup>[6]</sup>求出大气中一定条件下中小尺度过山气流的解析解, 提出了无粘山脉波理论; Long<sup>[7]</sup>以及Scorer和Klieforth等<sup>[8]</sup>在无粘过山波理论的基础上进一步发展了大振幅的中小尺度山脉波动理论. 20世纪后期, Smith<sup>[9]</sup>、Durrant<sup>[10]</sup>和Baines<sup>[11]</sup>等深入研究了不同大气条件下气流经过各种孤立山峰和长山脊的问题. 我国从上世纪50年代至今也有一系列的理论工作. 叶笃正<sup>[12]</sup>在1956年最早对比地总结了背风波的各种理论; 1964年巢纪平<sup>[13]</sup>初步研究了两层模式中小地形引起的波动. 20世纪90年代, 伍荣生和顾伟<sup>[14,15]</sup>分别研究了考虑摩擦以及非线性浅水理论下的过山气流的特征; 桑建国等<sup>[16]</sup>求解大气波动

2008-07-11 收稿, 2008-09-29 收修改稿

\* 国家自然科学基金重点项目资助(批准号: 40633016)

\*\* 通信作者, E-mail: wangdh@cma.gov.cn

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

方程研究了背风波及其特征. 21 世纪初, 臧增亮等<sup>[17, 18]</sup>提出背风波动的三层理论模型; 李子良<sup>[19, 20]</sup>提出了多层气流过山的线性理论计算模型.

中小尺度过山气流动力理论迅速发展的同时, 为了验证理论分析中过山气流的各种特征, 开展了许多大型外场观测来进一步认识中小尺度过山气流. 从 20 世纪 50 年代至今, 在欧洲的阿尔卑斯山 (Alps) 和比利牛斯山 (Pyrenees), 美国的内华达山脉 (Sierra Nevada) 和科罗拉多山脉 (Colorado) 等复杂地形区都开展了大型观测计划: 1982 年的阿尔卑斯山观测实验<sup>[21]</sup>; 1990 年的比利牛斯山观测实验<sup>[22]</sup>; 1999 年的中尺度阿尔卑斯观测计划<sup>[21]</sup>; 1951 年的山脉波动计划<sup>[23]</sup>; 2003 年的山脉转子计划<sup>[24]</sup>; 2006 年的地形转子实验<sup>[24]</sup>. 通过线性理论和外场观测, 人们逐渐认识到中小尺度气流过山时, 由山脉抬升和屏障作用产生的一系列复杂的流场变化, 包括驻点 (stagnant point)、山脉波动 (mountain waves)、水跃 (hydraulic jumps)、强下坡风 (severe downslope winds)、转子 (rotors)、尾流 (wake) 和位势涡度带 (potential vorticity banners) 等. 过山气流低层的绕流在迎风坡减速, 形成水平速度很小甚至为零或反转的区域, 叫做气流阻塞 (blocking) 或驻点; 绕流在背风坡汇合产生尾流, 尾流中包含位势涡度带. 山脉波动是层结稳定的爬坡气流形成的重力内波, 包括过山波 (orographic mountain wave) 和背风波 (trapped lee wave). 背风波在山脉下游会发生重力波破碎等非线性现象, 产生强下坡风和转子. 中小尺度气流过山的线性理论能一定程度描述过山气流的山脉波动及其他现象的特征, 但不能完全解释强下坡风和转子等非线性现象<sup>[2]</sup>.

Jiang 等<sup>[25]</sup>将中尺度地形扰动分为 4 种: 迎风坡的阻塞、背风坡的强下坡风、重力波和耗散过程 (如重力波破碎) 以及位势涡度的产生. 对于中小尺度地形扰动中的非线性和耗散问题, 主要用包含各种物理过程 (边界层过程、地球旋转等) 和非线性作用的数值模式来研究. 20 世纪后期, 随着中尺度数值模式的发展, 越来越多用数值模式来研究中小尺度气流过山的各种现象<sup>[26-28]</sup>. 我国从 20 世纪 70 年代开始也有许多数值模拟研究. 1978 年李冀等<sup>[29]</sup>用简单非线性模式研究了小地形背风波动的特征及

其与降水的关系; 1984 年桑建国和 Reiter<sup>[30]</sup>用二维中尺度模式研究了山脉波动和积云形成的关系. 近十几年来, 越来越多的数值实验开始研究不同大气条件和地形条件下过山气流的细致特征, 包括山脉波动、强下坡风、转子和边界层影响等, 这些研究工作大大加强了对中小尺度过山气流的各种现象的发生、发展原因和彼此间联系的认识<sup>[31-33]</sup>.

2002 和 2004 年 Smith<sup>[2, 34]</sup>对山地气象学和气流过山线性理论做过综述, 关于影响中小尺度山脉波动的大气条件和地形条件, 以及中小尺度过山气流的非线性和耗散现象及其形成原因和发展演变规律等的细致总结较少. 本文在前人工作的基础上, 回顾近五十年来国内外中小尺度地形动力作用 (抬升和屏障作用) 的线性理论, 总结影响中小尺度山脉波动的重要大气条件和地形条件, 并结合外场观测和数值模拟分类地归纳中小尺度过山气流的各种非线性和耗散问题, 同时对现阶段的研究热点进行讨论.

## 1 中小尺度气流过山的线性理论

气流经过山脉的时间大于傅科摆 (Foucault pendulum) 的周期 (地球上中纬度地区约为 12 h) 时, 需要考虑地球旋转效应对运动的影响<sup>[9]</sup>. 因此根据山脉水平尺度的不同, 可以将气流过山问题分为两类: (1) 气流过大尺度的山 (水平尺度 1000 km 左右), 考虑科氏力, 不考虑惯性项的作用; (2) 气流过中小尺度山 (水平尺度 500 km 左右), 不考虑科氏力, 考虑惯性项的作用<sup>[9]</sup>. 本文回顾的线性理论主要是不考虑科氏力的中小尺度气流过山的情况. 研究这样的问题常用的方程组为 Boussinesq 近似的三维、绝热、无粘无旋的定常方程组, 描述线性的山脉波动<sup>[34]</sup>

$$\begin{aligned} Uu_x + Vu_y + U_z w &= - (1/\rho_0) p_x \\ Uv_x + Vv_y + Vz w &= - (1/\rho_0) p_y \\ Uw_x + Vw_y &= - (1/\rho_0) p_z - (g/\rho_0) \rho' \\ u_x + v_y + w_z &= 0 \\ U\rho'_x + V\rho'_y + (d\rho/dz)w &= 0 \end{aligned}$$

其中  $x, y, z$  是水平和垂直坐标;  $U(z), V(z), \rho(z)$  为环境风速和密度廓线;  $u(x, y, z), v(x, y, z), w(x, y, z), p(x, y, z), \rho'(x, y, z)$  为扰动的速度、气

压和密度场. 由于数学处理上的困难, 求解这个方程组时通常使用理想地形条件和大气条件 (表 1), 并通过快速 Fourier 变换将控制方程从物理空间转换到波动空间分高频波和低频波来解, 低频波解对

应非拦截波分量 (过山波), 高频波解对应拦截波分量 (背风波)<sup>[9, 35-39]</sup>. 理论分析中通常还针对不同的研究问题的维数、静力条件、上边界条件等来分别研究 (表 1).

表 1 气流过山线性理论中的大气条件和地形条件

研究问题的维数	气流垂直分层	山脉形状 <sup>a)</sup>	静力条件	上边界条件
二维	一层	波状山脉 $z = h(x) = h_m \sin kx$	静力平衡	刚盖上界
三维	两层	钟型山脉 $h(x, y) = h_m \frac{a^2}{(x^2 + a^2)} \cdot \frac{b^2}{(y^2 + b^2)}$	非静力平衡	辐射上界
	三层	Gauss 山脉 $h(x, y) = h_m \exp\left[-\left(\frac{x}{a}\right)^2 - \left(\frac{y}{b}\right)^2\right]$		
	多层	双山脉		

a)  $h_m$  为山顶高度,  $k = \frac{2\pi}{L}$  ( $L$  为波长),  $a$  和  $b$  分别为  $x$  和  $y$  方向半山宽度

层结稳定的大气中, 气流过山时空气块被山脉强迫抬升, 在回复力 (净浮力) 的作用下抬升的空气块回到初始位置, 这样产生的垂直振荡形成重力内波<sup>[40]</sup>. 中小尺度气流过山产生的山脉波动包括过山波和背风波两种重力内波, 这时重力内波的形态由 Scorer 参数决定, Scorer 参数的定义为  $l = \frac{N}{\bar{u}}$ ,

其中  $N = \left[ \left( \frac{g}{\theta} \right) \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \right]^{\frac{1}{2}}$  为浮力频率,  $\bar{u}$  为气层的平均风速, 它综合反映过山气流的风速和稳定度特征<sup>[6]</sup>. 整层均一气流过山产生垂直传播的过山波; 分层气流过山, 当过山气流的 Scorer 参数随高度快速减少时, 出现捕获的背风波动或共振波<sup>[9]</sup>. 1949 年 Scorer<sup>[6]</sup> 指出两层气流过山出现背风波动的条件是:  $l_1^2 - l_2^2 > \frac{\pi^2}{4h^2}$ , 其中  $l_1$  和  $l_2$  分别表示下层和上层的 Scorer 参数,  $h$  为下层大气的厚度. 下面将分别回顾线性理论中整层均一气流过山和分层气流过山产生的山脉波动, 以及山脉波动引起的波动阻力.

### 1.1 整层均一过山气流中的过山波

整层均一气流过山会产生过山波, 这种重力内波向高层传播, 波长较长, 波动高低层相位相反, 能量向上传播. 气流过山时, 迎风面低风速、高气压, 背风面高风速、低气压, 迎风面和背风面的气压差产生形式阻力, 垂直传播的过山波能将这种形式阻力传播到高层. 如果上层大气结构没有明显变

化 (如出现临界层), 过山波可能影响到对流层中上层, 以及平流层和中层<sup>[41]</sup>. 在不同的大气和地形条件下, 过山波的位相、振幅、能量集中区域等特征都有所不同.

二维整层均一气流过无限长波状山脉<sup>[9]</sup>: (i) 无浮力时, 过山波的振幅随高度衰减, 位相不随高度倾斜; (ii) 强浮力时, 振幅不随高度减少, 位相随高度强烈地向上游倾斜. 二维整层均一气流过无限长钟型山脉<sup>[4, 9]</sup>: 最大风速和最低气压出现在山顶处.

三维整层均一气流过有限长 Gauss 山<sup>[34, 42]</sup>: (i) 过孤立山峰 ( $a=b$ ) 时, 过山波波动能量在每一个高度上都集中在一个抛物线区中:  $x = \left( \frac{U}{Naz} \right) y^2$ ; (ii) 过长山脊 ( $a \neq b$ ) 时, 波动能量集中在山顶附近. 三维整层均一气流过钟型山<sup>[34, 41, 42]</sup>: (i) 过山波上游最大抬升速度随高度变化, 低层最大上升区在迎风坡, 高层最大上升区移至背风坡; (ii) 过山波下游存在一个 U 型的低压区; (iii) 气流过横风的长山脊 ( $b > a$ ) 时波动振幅最大, 过孤立山峰 ( $b=a$ ) 次之, 过顺风的长山脊 ( $b < a$ ) 振幅最小. 三维整层均一气流过双钟型山脉时<sup>[43]</sup>, 过山波的能量主要集中在两山峰之间和第二个山峰下游的抛物线区域内, 抛物线区域的宽度随高度增加而加宽.

### 1.2 分层过山气流中的背风波

背风波是分层气流过山产生的重力内波. 它和过山波不一样, 波长短振幅大, 位相不随高度倾

斜, 波动向下游传播, 相速度和基本气流速度一样, 是一种在山脉背风面的驻波, 波动能量向下游衰减. 在无粘的线性山脉波动理论中, 背风波能量衰减存在3种机制<sup>[34]</sup>: 边界的耗散、波动向上层的渗漏、边界层的吸收. 背风波分为发散模态和横波模态两种, 发散模态的背风波能量传播远离下游的中心线, 横波模态的背风波能量传播垂直于气流的方向<sup>[34]</sup>. 大气中三维背风波和静止水面的表面船舶波很相似, 在不同的大气和地形条件下也有不同的特征.

三维两层气流过 Gauss 山<sup>[34]</sup>: (i) 过孤立山峰, 产生发散模态和横波模态两种背风波; (ii) 过长山脊, 只产生横波模态的背风波. 二维三层气流过钟型山: (i) 波长对中层大气的 Scorer 参数变化敏感, 低层(边界层)大气的 Scorer 参数减小时波长增大, 使得背风波波长在夜间缩短, 午后增加<sup>[17, 44]</sup>; (ii) 地形的高度和宽度对背风波的振幅有很大影响, 波动振幅对低层大气状况最为敏感<sup>[45, 46]</sup>; (iii) 背风波的发生条件(高低层 Scorer 参数的差)比二层模式要求的条件低<sup>[47, 48]</sup>. 三维三层气流过钟型山时, 各层大气中的背风波波长、位相和楔角都相同, 最大波动振幅在中层附近<sup>[18]</sup>. 三维三层气流过双山脉时, 第二个山脉背风面存在四个发散模态的背风波, 波动结构对两山间的距离很敏感<sup>[43]</sup>.

当大气分为三层或多层时, 山脉波中的长波分量向上传播到第二个界面层, 短波再次被拦截, 更长波长的波动可以传播到上层大气<sup>[43]</sup>. 多层流动比两层或三层流有更复杂的波动特征<sup>[19, 20]</sup>.

### 1.3 山脉波动产生的波动阻力

大气边界层中, 气流越过起伏地形产生的湍流应力改变气流状态和地面气压分布, 在山脉迎风坡和背风坡的地面产生气压差, 这种作用于地形表面的空气动力学应力叫做形式阻力<sup>[49, 50]</sup>. 没有地形扰动产生的重力波的垂直输送, 形式阻力不会被传播到大气高层, 地形重力内波产生后, 波动引起水平动量通量的垂直输送, 由此产生的阻力叫做波动阻力<sup>[41, 42]</sup>. 地形波引起的波动阻力具有同湍流动量通量接近或是超过的量级, 在全球大气动量平衡中起着重要作用<sup>[41]</sup>.

波动阻力的大小由波动引起的垂直动量通量来计算:  $D = -\rho_0 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} uw \, dx dy$ , 其中  $\rho_0$  为大气密度,  $u, w$  为扰动水平速度和垂直速度<sup>[51]</sup>. 刘辉志等<sup>[44]</sup>通过分析近地面处波动引起的垂直动量通量指出, 波动阻力主要来自于非拦截波(过山波). 关于波动阻力的具体计算形式有很多讨论. 1979年 Smith<sup>[9]</sup>指出线性理论中的波动阻力同地形高度的平方成正比; 1988和1989年 Hines<sup>[52]</sup>和 Miller等<sup>[53]</sup>提出了包含实际地形宽度、地形方差、低层风速、稳定度以及非各向同性等的波动阻力表达式; 1997年桑建国<sup>[54]</sup>进一步提出了包含地形的非各向同性(山的高度、宽度、走向)以及各种大气条件(低层平均风速、高层风速切变、高层和低层的 Scorer 参数)的波动阻力表达式.

波动阻力的大小受地形和大气条件的影响. 横风走向的山脊, 比孤立山峰特别比顺风走向的山脊, 造成更大的波动阻力<sup>[54]</sup>. 大气粘性减弱地形波的强度, 从而减小波动阻力<sup>[51]</sup>. 大气稳定度、风速、边界层中的湍流状态、边界层厚度、地形高度和坡度也会影响波动阻力<sup>[49]</sup>. 实际大气中山脉波动动量通量的空间分布, 还有可能受到非线性过程(气流分离、波破碎等)的影响<sup>[42]</sup>. 2005年 Jiang等<sup>[25]</sup>发现水平动量的垂直通量对阻塞层的厚度很敏感, 受阻塞层的影响水平动量的垂直通量减少引起波动阻力减少, 波动阻力随山脉高度的增加由于阻塞层的影响, 增幅比线性理论预测的要小得多.

### 1.4 山脉波动对大气环流的影响

中小尺度过山气流在不同的大气条件下会产生不同形态的山脉波动, 有垂直传播的过山波和水平传播的背风波, 山脉波动的影响是全方位的. 在一定大气条件下, 过山波能传播到对流层顶或是更高, 背风波也能在山脉下游传播一段距离, 山脉波动的影响范围很广. 同时, 中小尺度山脉波动引起的波动阻力对大尺度大气环流也有显著影响. 以上回顾表明, 中小尺度气流过山产生的山脉波动, 使得中小尺度地形对大气环流的影响范围远大于地形本身的尺度.

## 2 影响中小尺度山脉波动的三个重要因子

山脉波动是气流过山形成的, 它的特征由大气

条件和地形条件共同决定. 过山气流的风速、温度等的空间分布和不同的山脉形状、地面摩擦等因子对山脉波动都有影响. 总结这些不同的大气和地形条件, 可以将影响过山气流引起的山脉波动的因子归为以下三个方面.

## 2.1 过山气流的 Froude 数

Froude 数 (简称  $Fr$  数) 是描述过山气流特征的一个重要参数, 它的定义为  $Fr = \frac{U}{Nh}$ , 其中  $U$  为气流平均速度,  $N$  为气层静力稳定度,  $h$  为山高. 气流过山的浅水理论中,  $Fr$  数决定过山气流特征<sup>[13, 55, 56]</sup>: (i)  $Fr$  数较小时, 气流以绕流为主; (ii)  $Fr$  数增加时, 气流开始爬坡. 也就是说, 当大气层结稳定度一定时, 风速越小, 山越高, 气流越容易绕流; 风速越大, 山越矮, 气流越容易爬坡.

许多实验室实验和数值实验都验证了  $Fr$  数对过山气流的影响. 1975 年 Riley 等<sup>[57]</sup> 的实验表明: 当  $Fr$  数增加到一定程度, 垂直偏转是很明显的, 这种垂直偏转在迎风坡为弱的抬升, 背风坡为强的下沉. 这种非对称性与线性理论预测不一致, 是后文中提到的非线性现象中的强下坡风. Brighton<sup>[58]</sup> 1978 年通过实验发现, 在低  $Fr$  数的情况下气流过山以绕流为主, 同时在山脉的下游产生涡街. 张颖和肖庆农<sup>[59]</sup> 1996 年从数值实验中发现, 当  $Fr$  数减小时过山波在地形背风面的波槽明显变浅, 但仍然随高度向上游倾斜. Sha<sup>[60]</sup> 1998 年的数值实验表明: (i)  $Fr=0.22$  时, 过山气流发生气流分离并形成强的背风涡旋; (ii)  $Fr=0.44$  时, 过山气流发生重力波破碎, 仍然有背风涡旋; (iii)  $Fr=0.66$  时, 强的重力波破碎发生, 产生水跃并且无背风涡旋. Vosper<sup>[31]</sup> 2004 年的数值实验指出, 当  $Fr$  数减少时背风波动减弱, 最终形成背风坡停驻的水跃.

## 2.2 过山气流上游的逆温层

许多外场观测表明<sup>[24, 61, 62]</sup>, 大振幅的背风波动发生时山脉上游常常存在一个与山峰同高或高于山峰的逆温层. 数值实验中也发现<sup>[31, 32]</sup>, 过山气流对上游逆温层非常敏感, 包括逆温层的厚度、高度、强度及其中的风垂直切变强度等.

线性水跃理论表明逆温层厚度减少, 垂直传播

的过山波增加<sup>[63]</sup>. Vosper<sup>[31]</sup> 用数值实验研究了山脉上游逆温层的强度和高度对山脉下游背风波动、转子、低层的水跃和高层重力波破碎形成的影响, 发现在不同的  $Fr$  数以及山脉高度和逆温层高度比值的情况下, 过山气流出现不同的现象 (图 2), 当山脉高度与逆温层高度比  $H/z_i \geq 0.25$  时, 发生水跃;  $H/z_i \geq 0.3$  时, 发生背风坡转子<sup>[31]</sup>. 从图 2 还可看出上游逆温层高度对过山气流的影响没有  $Fr$  数的影响显著. 逆温层也影响背风波的振幅和波长, 当山脉高度与逆温层高度之比增加时背风波的振幅增大, 当逆温层的厚度增加时背风波的波长增加<sup>[31]</sup>.

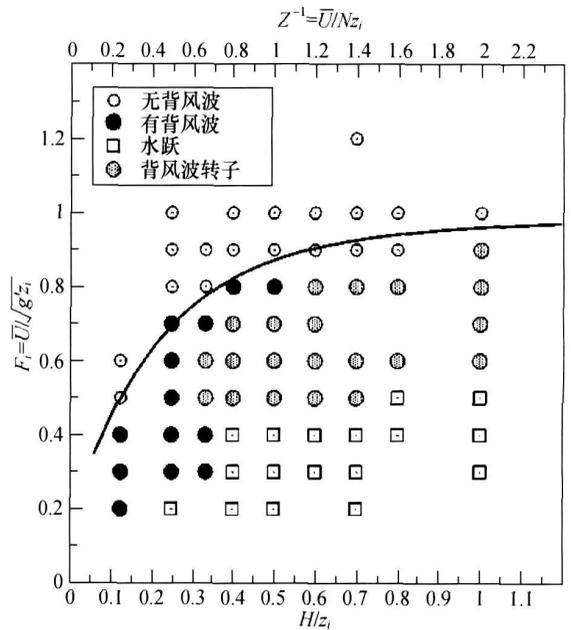


图 2 逆温层对过山气流的影响 (源自文献 [31])  
 $z_i$  为逆温层的高度,  $H$  为山脉高度,  $Fr$  为  $Fr$  数,  
实线为线性理论中上游有逆温层时背风波动的最大  $Fr$  数

## 2.3 山脉形状参数

中小尺度气流过山问题中, 山脉高度和宽度对过山气流也有影响, 通常用无量纲山脉高度和无量纲半山宽度来表述. 无量纲山脉高度定义为  $\hat{h} = \frac{Nh}{U}$ , 其中  $N$  为静力稳定度,  $h$  为山脉高度,  $U$  为气流风速, 形式上就是  $Fr$  数的倒数. 当使用无量纲山脉高度这个参数表征过山气流特征时, 更强调地形高度对过山气流的影响, 而用  $Fr$  数时则更强调大气

本身(风速、静力稳定度)的影响. 不同的无量纲山脉高度值, 对应不同的过山气流流场结构. Schar 和 Durran<sup>[64]</sup> 的数值实验表明  $\frac{Nh}{U} = 1.5$  时, 气流发生重力波破碎,  $\frac{Nh}{U} = 3$  时, 准静止的尾流发生, 尾流中包含成对的正负涡度.

无量纲半山宽度定义为  $\frac{Na}{U}$ , 其中  $a$  为半山宽度. Zangl<sup>[65]</sup> 研究气流过不同无量纲半山宽度的山得到: (i) 当  $\frac{Na}{U} \approx 1$  时, 过山波只有一部分向上传播, 水平风速分别在山顶和背风坡存在两个最大值区; (ii) 当  $\frac{Na}{U} < 1$  时, 山顶的最大风速快速增大, 背风坡的最大风速减弱并移至下游; (iii) 当  $\frac{Na}{U} > 1$  时, 过山气流发生重力波破碎, 产生强下坡风和高压阻力, 非线性作用将最大风速区从山顶改变到背风坡.

## 2.4 影响中小尺度山脉波动的三个重要因子的比较

表征大气状态的  $Fr$  数决定气流的爬坡和绕流, 是影响过山气流形态的主要因子; 过山气流上游的逆温层会对山脉波动、转子等的细节特征有影响; 山脉形状参数(无量纲山脉高度和半山宽度)也影响过山气流的最大风速等的空间分布. 大气条件对过山气流的影响略大于地形条件.

## 3 中小尺度过山气流的非线性和耗散问题

当山脉不是太高时线性理论适用, 山脉高度很高时(大于 500—1000 m)线性理论将不再适用<sup>[9]</sup>. 地球上有很多高度超过 1000 m 的山脉, 因此气流过山中非线性问题的研究是十分重要的. 中小尺度过山气流的非线性和耗散问题可以归纳为<sup>[34]</sup>: 气流分离、重力波破碎、水跃、强下坡风、转子和湍流边界层. 对于这些非线性和耗散问题的研究, 高时空分辨率的中尺度数值模式是有利的工具. 近几十年中小尺度数值模式发展非常迅速, 20 世纪 90 年代, 王东海和周晓平<sup>[66-68]</sup> 建立、发展并完善了一个非静力对流风暴数值预报模式; 21 世纪初, 薛明、王东海等<sup>[69, 70]</sup> 发展并完善了“Advanced Regional Prediction System (ARPS)”, 并用来做实时 (real-

time) 的中尺度预报. 以下主要结合近几十年的数值实验和一些外场观测来分类总结中小尺度过山气流的这些非线性和耗散问题.

### 3.1 气流分离 (flow splitting) 和重力波破碎 (gravity wave breaking)

过山气流在大气低层近山处的水平分离叫做气流分离<sup>[34]</sup>. 流线的分离要求流场减速形成一个驻点, 即过山气流在低层迎风坡发生气流阻塞, 这种阻塞可以用气流减速的程度和气流转向、绕流的程度两种方式来描述<sup>[71]</sup>. 山脉高度越高, 上游低层气流越容易发生阻塞<sup>[25]</sup>. 发生气流分离时, 山脉对气流的抬升作用会减弱, 过山重力波也会减弱<sup>[42]</sup>. 气流分离会在山脉下游形成尾流, 尾流区域包含复杂的位势涡度带<sup>[64, 72-74]</sup>.

当一种内波振幅大到一定程度时, 波动就会产生局地的对流不稳定, 从而发生波破碎<sup>[75, 76]</sup>. 在均匀的基流中, 重力波破碎通常仅发生在减速的气流中, 由等位温面的倾斜造成, 与等位温面的垂直翻转相联系<sup>[2, 31]</sup>. 重力波破碎产生湍流和耗散, 对流场有显著影响, 而且可能由于波破碎的信号被重力波传递到其他地方造成非局地的影响, 包括减弱波破碎区域上部垂直传播的过山波的振幅和加大下沉运动使低层气流加速增加波动阻力<sup>[42, 77]</sup>. Jiang 和 Smith<sup>[78]</sup> 提出环境空气的切变对重力波破碎有很大的影响. Guenard<sup>[79]</sup> 分析 MAP 观测中一次密斯拖拉风发现重力波破碎激发一个瞬时的低空急流, 产生位势涡度. 位势涡度的产生是存在气流分离和重力波破碎的流场与纯重力波流场的不同之处<sup>[2]</sup>.

发生气流分离和重力波破碎现象时都伴随着流速的减小, 即在流场中形成驻点. 过山气流驻点形成的位置由山脉形状决定(图 3), 驻点在低层迎风坡形成即发生气流分离, 驻点在大气高层形成即发生重力波破碎<sup>[2]</sup>. 气流过顺风的长山脊 ( $r < 1$ ), 高的山脉产生驻点, 随着山脉高度的增加, 驻点在迎风坡发生, 即发生气流分离; 气流过孤立山峰 ( $r = 1$ ), 气流分离与波破碎发生的可能相当; 气流过横风的长山脊 ( $r > 1$ ), 低的山脉就能产生驻点, 随着山脉高度的增加, 驻点先在高层发生, 即发生重力波破碎<sup>[2, 42]</sup>.

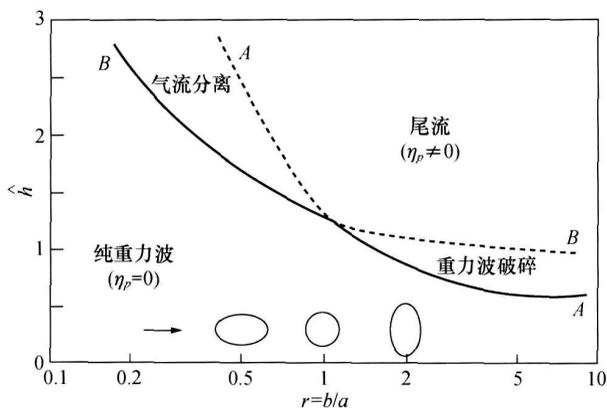


图 3 气流分离和重力波破碎的概念图 (源自文献 [2])

横坐标为山脉水平形状参数  $r$ , 纵坐标为无量纲山高  $\hat{h}$ .  
曲线 A 表示发生重力波破碎, 曲线 B 表示发生气流分离,  
曲线均由线性静力平衡山脉波理论得到. 曲线上方表示  
产生位势涡度  $\eta_p$  的非线性耗散的流场

### 3.2 水跃 (hydraulic jumps)

水跃是流体力学中的一个经典问题, 它是管道流中流速减小, 流体厚度增加的现象. 观测和数值模拟实验都表明<sup>[34]</sup>, 中小尺度气流过山时, 无论是分层流还是均质流都存在流速很快减小, 流线指向上方的流场结构, 这就叫做水跃. 水跃按照流体层结分为一层流体中的水跃和两层流体中的水跃; 按照上边界条件可以分为上界为刚盖和无气压梯度的层结两种水跃; 按照空间分布又可以分为 V 型水跃和 bow 型水跃<sup>[80-82]</sup>.

水跃的一个本质特性是能量的耗散和 Bernoulli 值的减少, 这一现象会产生湍度<sup>[34]</sup>. 2001 年 Jiang 和 Smith<sup>[81]</sup> 研究两层流中的水跃现象时, 发现能量耗散引起的 Bernoulli 值的减少只集中在其中一层, 而不是在两层之间均匀地分配. Rottman 等<sup>[83]</sup> 以及 Nance 和 Durran<sup>[84]</sup> 认为背风坡的水跃是产生有限振幅背风波的一种机制.

### 3.3 强下坡风 (severe downslope winds)

山脉的背风坡由于屏障作用, 通常风速较小,

但在某些情况下气流过山在背风侧的山脚附近产生局地强风, 这就是强下坡风<sup>[40]</sup>. 强下坡风是气流过山中一个重要的非线性现象, 在各地的山地背风坡都有发生, 比较著名的有密斯拖拉风 (mistral)、布拉风 (bora)、焚风 (foehn)、钦诺克风 (chinook) 和 Freysnes wind. 密斯拖拉风和布拉风是干冷的下坡风, 焚风和钦诺克风是干暖的下坡风. 密斯拖拉风发生在阿尔卑斯山的西侧, 布拉风发生在山的东侧亚得里亚海海岸<sup>[85]</sup>. 我国太行山和大兴安岭等地常有焚风发生<sup>[86]</sup>. 钦诺克风发生在落基山的东侧<sup>[10]</sup>. Freysnes wind 是一种暖性的具有布拉风特征的强下坡风, 发生在冰岛的东南部<sup>[87]</sup>. 这些不同的强下坡风都存在风速大同时振荡的特点<sup>[87-92]</sup>. 1987 年 Smith<sup>[93]</sup> 提出这些不同的强下坡风都有相同的动力特征, 布拉风的研究结果可以用到其他的强下坡风, 反之亦然.

**3.3.1 强下坡风形成的原因** 许多学者都对强下坡风的成因有过研究, 大多认为可以将强下坡风的成因归为以下 3 种<sup>[9,94]</sup> (表 2): (i) 垂直传播的过山波理论<sup>[95-97]</sup>; (ii) 水跃理论—当山脉超过某一标准高度, 次临界流转变成超临界流时背风坡可以发展起强下坡风<sup>[86,92,98-102]</sup>; (iii) 捕获的背风波理论<sup>[77,93,103,104]</sup>. 然而形成强下坡风的这 3 种原因不是相互无关的, 水跃可能是形成有限振幅背风波的原因, 过山波与背风波受临界层 (critical levels) 的影响也相互联系在一起.

**3.3.2 强下坡风风速振荡的原因** 对于强下坡风的风速振荡也有许多研究, 可以归纳为 3 种原因<sup>[105]</sup> (表 3): (i) 三维过程中, 背风波波破碎区域的涡度倾斜, 平流到地面形成风速的振荡<sup>[106,107]</sup>; (ii) 波破碎区域的瞬变, 波动在波破碎区域和地面之间传播<sup>[107]</sup>; (iii) 二维过程中, 低层的快速流和上空的波破碎区域之间切变区的 Kelvin-Helmholtz 不稳定<sup>[75,76,105,108-111]</sup>.

表 2 强下坡风形成的可能原因

可能原因	相关研究工作
过山波	Klemp, Lilly, 1975 <sup>[95]</sup> ; Lilly, Klemp, 1979 <sup>[96]</sup> ; Gohm, Mayr, 2005 <sup>[97]</sup>
水跃	Smith, 1985 <sup>[98]</sup> ; Durran, 1986 <sup>[99]</sup> ; Durran, Klemp, 1987 <sup>[100]</sup> ; 齐瑛等, 1993 <sup>[86]</sup> ; Gohm, Mayr, 2004 <sup>[92]</sup> ; Drobinski, et al., 2005 <sup>[101]</sup> ; Gohm, et al., 2008 <sup>[102]</sup>
背风波	Clark, Peltier, 1977 <sup>[77]</sup> ; Smith, 1987 <sup>[93]</sup> ; Smith, Sun, 1987 <sup>[103]</sup> ; Laprise, Peltier, 1989 <sup>[104]</sup>

表 3 强下坡风风速振荡的可能原因

可能原因	相关研究工作
三维涡度倾斜	Clark, Farley, 1984 <sup>[106]</sup> ; Clark, et al., 1994 <sup>[107]</sup>
波动的瞬变	Clark, et al., 1994 <sup>[107]</sup>
二维 K-H 不稳定	Scinocca Peltier, 1989, 1993, 1994 <sup>[75, 76, 108]</sup> ; Peltier, Scinocca, 1990 <sup>[109]</sup> ; Smith, 1991 <sup>[110]</sup> ; Afanasyev, Peltier, 1998 <sup>[111]</sup> ; Belusio, et al., 2007 <sup>[105]</sup>

3.3.3 影响各种强下坡风的因子 影响下坡风强度的因子也很多, 且存在很大的不确定性. Gohm 和 Mayr<sup>[92]</sup> 以及 Sun 和 Hsu<sup>[94]</sup> 提出有无地面摩擦作用都会形成强下坡风. 但是边界层中对流混合和地面摩擦影响下坡风的结构, 忽视地面摩擦作用会产生不真实的气流特征, 边界层的日循环使得布拉风的强度夜间最强白天减弱<sup>[97, 112]</sup>. 阿尔卑斯山的一个焚风个例表明, 焚风的形成是由于复杂的地形作用而不是过山气流上游天气条件<sup>[92]</sup>. MAP 观测中的一次焚风发生时, 山脉上游存在强的低层冷空气阻塞, 焚风现象中存在强的斜压性, 个例分析表明大尺度的湿平流的作用可能比地形的作用大<sup>[25]</sup>.

MAP 观测计划中两个密斯拖拉风个例表明, 两次强风都伴随着冷锋过境和锋后的下沉气流以及窄的持续的云带<sup>[85]</sup>. Guenard<sup>[79]</sup> 分析 MAP 观测中的一个密斯拖拉风发现, 强的动力多尺度混合过程在密斯拖拉风的发生中起重要作用; 西风过山气流上游存在抬升的逆温层时, 易于发生深厚的密斯拖拉风, 北风过山气流上游存在抬升的逆温层, 有利于浅薄的密斯拖拉风发生, 上游的阻塞有利于加强下坡风. Clark 等<sup>[91]</sup> 分析科罗拉多一次强下坡风的观测资料发现, 这次强风的形成是平行于过山气流的重力波和垂直于过山气流的波动振荡的急流相互作用的结果. Fudeyasu 等<sup>[113]</sup> 研究日本山区有名的强风“Hirodo-kaze”, 得到形成这种强下坡风有利的天气条件是对流层低层有强的北风, 其上的对流层中层有南风.

综合以上各种外场观测的布拉风、焚风和密斯拖拉风等强下坡风的个例分析, 可以得到一些影响强下坡风的因子, 包括复杂地形、边界层(摩擦、对流混合)、上游阻塞、风的垂直切变、逆温层、湿平流、冷锋、重力波和急流等.

### 3.4 转子(rotors)

Kuettner<sup>[114]</sup> 1938 年第一次记录了根据滑翔

机飞行员描述的水平涡旋即转子. 转子是一种存在于山脉下游的水平涡旋, 涡度轴垂直于气流方向, 可以分为两类: 背风波型转子和水跃型转子<sup>[23, 32, 34]</sup>. 背风波型的转子比较常见, 包含中等强度的湍流, 发生在低层背风波波峰的下方, 正的水平涡度为主; 水跃型的转子比较少见, 对应强的湍流, 发生在高层, 负的水平涡度为主<sup>[32]</sup>. 低层转子涡旋可以在地面产生反转气流, 位于背风波第一个波峰下方<sup>[34]</sup>. 数值模拟中低层转子在背风波的前几个波峰下方产生, 离山最近的转子强度最大<sup>[32]</sup>.

3.4.1 转子的观测和数值模拟 由于转子强的湍流使得观测它很危险, 转子小的空间分布和时间不连续性使得常规观测很难抓住它的特征, 因此一直以来有关转子特点(结构、强度、气候特征、微物理过程)的研究都很少<sup>[115]</sup>. 但是转子是地形引起的天气现象中最剧烈的现象之一<sup>[33]</sup>. 1996 年, ICAPP (Ice-Core Circum-Arctic Paleoclimatic Programme) 计划中观测到了浅薄的转子云, 云顶高 350 m, 云的直径为 300 m, 移动速度大约 2 m/s<sup>[61]</sup>. 洛基山 Niwot 山脊的通量观测也观测到山脚的转子, 观测表明冬季强西风时背风坡存在大振幅的背风波动和转子<sup>[116]</sup>. 从 1951 年的 SWP 观测实验后, 世界各地针对转子开展了一系列的观测: 洛基山脉背风坡的转子<sup>[117-119]</sup>; 内华达山脉背风坡的转子<sup>[24]</sup>; 福克兰群岛背风坡的转子<sup>[62]</sup>.

近年来高时空分辨率的中尺度数值模式的快速发展, 使得研究小尺度的转子成为可能. 许多数值模式<sup>[24, 120, 121]</sup> 如 Weather Research and Forecasting Model (WRF), ARPS, Coupled Ocean/Atmosphere Mesoscale Prediction System (COAMPS), Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), Boundary Layer Above Stationary Inhomogeneous Uneven Surfaces (BLASIUS) 和 commercial com-

computational fluid dynamics software FLUENT 都模拟出转子的风场结构特点、包括转子位于背风波的波峰的下方, 对应地面有强的反转气流和低层有强的水平涡度等.

**3.4.2 转子的形成因子** 转子的形成条件和强下坡风一样有很多因子. Smolarkiewicz 和 Rotunno<sup>[122]</sup> 1989 年提出转子的水平涡度来源于斜压作用. 2002, 2004 年 Doyle 和 Durran<sup>[123, 115]</sup> 以及 2005 年 Hertenstein 和 Kuettner<sup>[32]</sup> 的数值实验表明转子的水平涡度除了斜压作用产生之外, 还有地表的摩擦作用, 斜压作用产生负的水平涡度, 地表摩擦作用产生正的水平涡度. 三维的数值模拟表明转子相关的水平涡度收支中, 涡度伸展项比其他项大, 但下游地区涡度倾斜项大<sup>[33]</sup>.

1997 年 Derzho 和 Grimshaw<sup>[124]</sup> 用 Long 的方程建立了一个波动和转子之间的关系. 许多研究认为背风波动引起的反转的气压梯度力以及边界层的摩擦形成转子, 大振幅的背风波动引起强的反转的气压梯度力, 有利于形成边界层的分离和转子<sup>[34, 120, 123]</sup>. 也有研究表明上游环境风切变和静力稳定度以及下游地形条件决定转子的形成<sup>[125]</sup>; 在均匀的山脊上有孤立山峰的山更利于形成转子<sup>[33]</sup>. 2004 年 Vosper<sup>[31]</sup> 的二维数值模拟以及 2005 年 Mobbs 等<sup>[62]</sup> 分析福克兰群岛的观测数据都表明转子的形成对山脉高度与上游逆温层的比值很敏感. 上游逆温层内存在强切变时发生背风波型转子, 无切变或弱切变时发生水跃型转子<sup>[32]</sup>. ICAPP 计划观测到转子云的同时, 发现存在一个底部高湿度的逆温层对形成转子云很重要<sup>[61]</sup>. 科罗拉多 Pike 峰的一个转子个例表明当冷锋到达背风坡山脚下时, 转子突然停止<sup>[119]</sup>.

Doyle 和 Durran<sup>[115]</sup> 在 2004 年将有利于形成强的转子的气象条件总结为: (i) 强的垂直于山 (cross-mountain) 的气流, 至少 10 m/s; (ii) 上游在山峰高度处存在一个抬升的逆温层; (iii) 在山峰高度以上, 存在垂直于山的气流随高度显著地增加. 通过以上回顾表明, 除此之外地形形状、上游环境风垂直切变、静力稳定度、低层大气的湿度、逆温层的高度和其中的风垂直切变、背风波动、冷锋等都对转子的形成有影响.

**3.4.3 转子的演变** 转子演变的影响因子也有很多, 作用也很不确定. 边界层过程是决定转子发展和强度的重要过程, 包括边界层的地面热通量和边界层的摩擦作用, 观测和数值模拟都表明地面加热使得转子中的湍流强度和转子的垂直范围增加, 对应的反转回流减小, 数值敏感实验中增加边界层摩擦会减弱地面反转流和转子的厚度, 但是没有摩擦作用不会发生转子<sup>[123]</sup>. 同时地面的摩擦作用是非常复杂的, 它还影响背风波动及其相关的反转的气压梯度力以及边界层分离这些有利于转子形成的因子. 山脉宽度对转子强度也有影响, 2003 年 Zangl<sup>[65]</sup> 的数值实验表明, 山脉宽度越窄转子越容易形成. 2006 年 Utanohara 等<sup>[121]</sup> 的模拟结果表明山脉宽度大时转子增强.

高分辨率的数值模拟发现转子中存在次级转子的结构, 地面摩擦在背风坡产生一系列水平涡度, 这些涡度被山脉波动传播到大气高层, 平行的切变不稳定使得这些涡度变成小尺度的强的涡旋或是次级转子<sup>[33]</sup>. 2006 年 Vosper 等<sup>[120]</sup> 指出背风波下方近地面的反转流的减速与背风波相关的气压场的关系近乎线性. 从这个角度来说, 用简单的线性模型可以预报转子的发生.

### 3.5 湍流边界层 (turbulent boundary layers)

大气中气流过山问题不同于流体力学的绕流问题和航空工程力学的机翼流问题, 因为在大气中地面上空存在一层湍流边界层<sup>[9]</sup>. 早期的理论研究都不包括湍流边界层的作用, 然而观测事实和数值敏感实验的结果都表明湍流边界层对过山气流有很大的影响<sup>[65, 126]</sup>. 1979 年 Smith<sup>[9]</sup> 指出模拟气流受边界层的影响要考虑以下 3 个因素: 基流的切变、湍流与基流的相互影响、粗糙度.

边界层内的静力稳定度和摩擦作用都对过山气流有显著影响. 当湍流边界层为中性或不稳定层结时, 过山气流产生的重力波振幅减弱<sup>[126-129]</sup>. 边界层中粘性的存在减弱地形波的强度, 对波形的影响不大<sup>[51, 130]</sup>. 边界层内的地面摩擦减弱地面风速, 产生边界层分离减少波破碎的发生<sup>[65]</sup>. 停滞的湍流边界层会吸收从上部层结反射下来的波动, 吸收的机制可能有两个: 标准层结吸收和粘性耗散<sup>[34, 131]</sup>.

Jiang 和 Smith<sup>[131-134]</sup> 在 2006—2008 年用理论

模型和一系列数值实验详细研究了湍流边界层与山脉波动的相互作用问题。他们通过对边界层特征（无量纲厚度、形状、非静力平衡参数、摩擦调整参数）和地形条件（山的宽度）的分析，得到表征边界层作用的两个重要参数：适应系数和波动反射系数；同时指出边界层作用包括：影响上游波动的位相，减少波动阻力和延迟波破碎的发生；边界层对于过山波的作用，对地表摩擦和地表热通量敏感，对波动振幅和边界层分离不敏感，地表越粗糙，地面冷却越强，越有利于边界层对波动的吸收。

### 3.6 中小尺度过山气流各种现象之间的联系

中小尺度气流过山的这些非线性和耗散现象以及山脉波动之间不是相互独立的，而是存在复杂的联系和相互作用。利用高时空分辨率的数值模式结合理论分析，研究各种现象之间的联系已经成为近年来的热点。通过以上的回顾可以将这些非线性现象以及背风波动之间的联系归纳为（图 4）：背风坡的水跃可能是产生有限振幅背风波的一种机制；大振幅的背风波动、水跃和重力波破碎都是强下坡风形成的可能原因；大振幅背风波引起大气低层反转的气压梯度力等，产生低空小而强的转子和边界层分离现象；转子的流场造成背风坡地面的反转流从而减弱强下坡风；湍流边界层中的辐射加热和冷却以及湍流摩擦和地面摩擦作用影响背风波动和转子的空间特征。

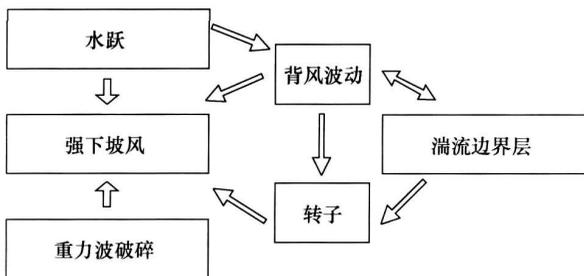


图 4 中小尺度过山气流的非线性和耗散现象以及山脉波动之间的可能联系

## 4 总结和讨论

中小尺度气流过山会产生丰富的流场变化（图 5），无论是线性求解过山气流的动力方程还

是用数值模式模拟过山气流，都可以得到山脉扰动形成的过山气流的各种时空特征。但线性理论只能一定程度地描写过山波和背风波的发生条件、传播方向、波长、振幅和波动阻力等特征；利用高时空分辨率的数值模式可以模拟包括山脉波动、气流分离、重力波破碎、水跃、转子、尾流和边界层影响等大量线性和非线性现象。线性理论分析启发数值模拟研究的方向，数值模拟精细的结果揭示各种非线性现象，同时为分析这些现象的成因和相互之间的联系提供更多信息，这正是目前研究的热点，因此利用高时空分辨率的数值模式才能更加深入地认识中小尺度过山气流的各种动力学特征。

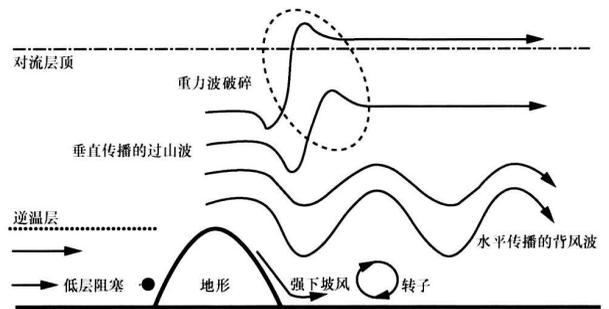


图 5 中小尺度气流过山的垂直剖面示意图

粗实线：地形，圆点线：上游逆温层，点划线：对流层顶，黑圆点：驻点，箭头线：流线，虚椭圆圈内：重力波破碎区域

近几十年高时空分辨率的中尺度数值模式的快速发展，大大加快了中小尺度过山气流的动力学研究。越来越多的数值实验研究过山气流中各种现象的形成原因、变化规律及相互之间的联系，关于山脉波动、强下坡风、转子、湍流边界层等线性和非线性问题的研究也越来越深入，如文中所述得到了很多合理的结论。这些数值模拟常用敏感性实验的方法来研究问题，通常针对从理论分析或外场观测得到的与过山气流相关的重要物理量来做敏感实验（表 4），实验结果大大加强了对过山气流的细致时空结构等方面的认识。然而，以往的工作多集中在研究现象本身的形成原因，在深入了解成因的同时，可以加强这些动力学现象在实际天气事件（如山区的风暴和强降水事件等）中作用的研究，将新的理论分析和数值实验的研究结果更多地应用到实际天气预报中。

表4 近年来数值模拟中敏感性实验的研究方面

维数	大气条件				地形条件
	过山气流上游 $U, \theta$ 垂直分布	边界层作用 (湍流混合、地面摩擦)	过山气流 上游逆温层	气流垂直分层	
二维	理想大气	有	有	一层	理想地形
三维	实际大气	无	无	多层	真实地形

在目前线性理论和高时空分辨率的数值模式都有长足发展的基础上, 进一步加强我国中小尺度过山气流动力学特征的研究, 并深入探索各种特征在实际天气事件中定量的作用, 将会使一直以来以定性描述为主的中小尺度地形动力作用向定量的方向发展, 进一步改进实际预报效果. 结合上述两个大的方面, 在以后的研究中还有以下工作值得进一步开展:

(1) 我国是个多山地的国家, 山区的暴雨常常引起重大灾害. 进一步加强我国各种尺度地形的高时空分辨率的观测特别是主要降水区的中小尺度地形(如大兴安岭、太行山、横断山脉、武夷山、大别山、南岭等)的观测, 为理论分析和数值模拟研究提供更高质量的观测资料.

(2) 中小尺度过山气流动力研究中多用理想大气条件, 将这种理想的上游大气条件和实际天气系统(如锋面、气旋、台风等)的特征结合起来, 定量地研究天气系统过山时地形的动力作用, 更加有利于实际天气预报.

(3) 中小尺度气流过山中的背风波动等经典的理论, 已经在解释山区暴雨的中尺度涡旋等方面有很多应用. 随着各种非线性和耗散现象(如转子、湍流边界层等)认识的深入, 要加强研究这些现象在与暴雨相关的各种重要天气系统(如中尺度对流系统、飏线等)的发生、发展中的作用.

(4) 中小尺度气流过山动力问题研究中通常针对干大气, 较少考虑水汽的作用. 而实际大气过程都是湿过程, 应该加强水汽等对过山气流影响的理论研究, 使研究工作得到更加真实的结果.

(5) 山脉波动除了影响局地的环流和天气之外, 山脉波动阻力对大气环流也有很大的作用. 目前的大气环流模式(GCM)中, 次网格地形波的波动阻力参数化方案考虑了线性理论的波动阻力, 引入非线性的波动动量通量将会有更好的模拟效果.

## 参 考 文 献

- Whiteman CD. Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications. New York: Oxford University Press, 2000, 355
- Smith RB. Mountain meteorology and regional climates. In: Fedorovich E, Rotunno R, Stevens B eds. Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology. UK: Cambridge University Press, 2004, 193-222
- Lyra G. Theorie der stationaren lee wellenstromung in freier atmosphere. Journal of Applied Mathematics and Mechanics, 1943, 23; 1-28
- Queney P. The problem of air flow over mountains: A summary of theoretical studies. Bulletin of the American Meteorological Society, 1948, 29; 16-26
- Corby GA. The airflow over mountains a review of the state of current knowledge. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1954, 80; 491-521
- Scorer RS. Theory of waves in the lee of mountains. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1949, 75; 41-56
- Long RR. Some aspects of the flow of stratified fluids. I: A theoretical investigation. Tellus, 1953, 5; 42-58
- Scorer RS, Klieforth H. Theory of mountain waves of large amplitude. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1959, 85; 131-143
- Smith RB. The influence of mountains on the atmosphere. Advances in Geophysics, 1979, 21; 87-230
- Durran DR. Mountain waves and downslope winds. In: Blumen W. ed. Atmospheric Processes Over Complex Terrain. Boston: American Meteorology Society, 1990, 23; 59-81
- Baines PG. Topography Effects in Stratified Flows. UK: Cambridge University Press, 1995, 488
- 叶笃正. 小地形对气流的影响. 气象学报, 1956, 27(3): 243-262
- 巢纪平, 章光锜, 袁孝明. 二层模式中地形对于气压跳跃形成的初步研究. 气象学报, 1964, 34(2): 109-117
- Wu RS. The surface friction and the flow over mountain. Advances in Atmospheric Sciences, 1991, 8(3): 272-278
- 顾伟, 伍荣生. 气流过山运动的非线性浅水理论. 气象学报, 1995, 53(1): 30-37
- 桑建国. 大气中的内船舶波. 中国科学, D辑, 1997, 27(6):

560—565

- 17 臧增亮, 张 铭. 三层模式背风波的理论研究. 气象学报, 2004, 62(4): 395—400
- 18 臧增亮, 张 铭, 张 瑰. 三维三层背风波的理论 and 数值研究. 大气科学, 2007, 31(3): 547—552
- 19 李子良. 三维多层流过山产生的山地重力波研究. 高原气象, 2006, 25(4): 593—600
- 20 李子良. 三维多层流动过孤立山脉产生的山脉重力波的数值实验. 北京大学学报(自然科学版), 2006, 42(3): 351—356
- 21 Bougeault P, Binder P, Buzzi A, et al. The MAP special observing period. Bulletin of the American Meteorological Society, 2001, 82: 433—462
- 22 Bougeault P, Benech B, Bessemoulin P, et al. PYREX: A summary of findings. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997, 78: 637—650
- 23 Grubisic V, Lewis JM. Sierra wave project revisited 50 years later. Bulletin of the American Meteorological Society, 2004, 85: 1127—1142
- 24 Grubisic V, Doyle JD, Kuettner J, et al. T-REX Terrain-induced rotor experiment scientific overview document and experiment design. 2004, 72. [2008-06-09] [http://www.eol.ucar.edu/projects/trex/documents/TREX\\_SOD.pdf](http://www.eol.ucar.edu/projects/trex/documents/TREX_SOD.pdf)
- 25 Jiang QF, Doyle JD, Smith RB. Blocking, descent and gravity waves: Observations and modeling of a MAP northerly foehn event. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, 131: 675—701
- 26 Danard M. A simple model for mesoscale effects of topography on surface winds. Monthly Weather Review, 1977, 105: 572—581
- 27 Mahrer Y, Pielke RA. A numerical study of the airflow over irregular terrain. Beitrage Zur Physik der Atmosphaere. 1977, 50: 98—113
- 28 Anthes RA, Warner TT. Development of hydrodynamic models suitable for air pollution and other mesometeorological studies. Monthly Weather Review, 1978, 106: 1045—1078
- 29 李 冀, 杜行远, 刘克武, 等. 背风波形成的非线性数值试验及其对降水的影响. 大气科学, 1978, 2(3): 210—218
- 30 桑建国, Reiter ER. 过山波动对积云生成启动机制作用的数值试验. 大气科学, 1984, 8(2): 126—134
- 31 Vosper SB. Inversion effects on mountain lee waves. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2004, 130: 1723—1748
- 32 Hertenstein RF, Kuerner JP. Rotor types associated with steep lee topography: Influence of the wind profile. Tellus A, 2005, 57: 117—135
- 33 Doyle JD, Durran DR. Rotor and Subrotor dynamics in the lee of three dimensional terrain. Journal of Atmospheric Sciences, 2007, 64: 4202—4221
- 34 Smith RB. Stratified flow over topography. In: Grimshaw R, ed. Environmental Stratified Flows. Dutch: Kluwer Academic Publishers, 2002, 119—159
- 35 Scorer RS. Airflow over an isolated hill. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1956, 82: 75—81
- 36 Palm E. Airflow over mountains; Indeterminacy of solution-comment. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1958, 84: 464—465
- 37 Corby GA, Sawyer JS. Airflow over mountains; Indeterminacy of solution-comment. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1958, 84: 284—285
- 38 Crapper GD. A three-dimensional solution for waves in the lee of mountains. Journal of Fluid Mechanics, 1959, 6: 51—76
- 39 Blumen W, McGregor CD. Wave drag by three dimensional mountain lee waves in nonplanar shear flow. Tellus, 1976, 28: 287—298
- 40 寿绍文. 中尺度气象学. 北京: 气象出版社, 2003, 19—71
- 41 刘辉志, 洪钟祥, 桑建国. 低层不稳定大气边界层中的地形阻力. 大气科学, 1998, 22(6): 881—895
- 42 Smith RB. Hydrostatic airflow over mountains. Advances in Geophysics, 1989, 31: 1—41
- 43 李子良. 三维分层流动过双山脉地形激发的大气船舶重力波动力学理论和数值试验. 地球物理学报, 2007, 50(1): 34—42
- 44 臧增亮, 张 铭, 吴海燕. 边界层 Scorer 参数对背风波波长的影响. 气候与环境研究, 2006, 11(2): 209—214
- 45 臧增亮, 张 梅, 张 铭. 三层模式中地形对背风波振幅的影响. 高原气象, 2006, 25(3): 401—405
- 46 Zang ZL, Zhang M. A study of the environmental influence on the amplitude of lee waves. Advances in atmospheric science, 2008, 25(3): 474—480
- 47 臧增亮, 张 铭. 三层模式中背风波存在条件的理论分析. 水动力学研究与进展, A 辑, 2005, 20(5): 577—584
- 48 张 梅, 臧增亮. 三层模型背风波的计算分析和数值模拟. 气象科学, 2006, 26(4): 400—404
- 49 姜瑜君, 桑建国, 刘辉志, 等. 夜间稳定边界层中小尺度地形激发的形式阻力和波动阻力. 地球物理学报, 2007, 50(1): 43—50
- 50 桑建国, 刘辉志, 洪钟祥. 二维地形的地形阻力. 大气科学, 1998, 22(2): 243—246
- 51 刘辉志, 洪钟祥, 桑建国. 大气中粘性效应对三维地形波及其波动阻力的影响. 气候与环境研究, 1999, 4(3): 315—322
- 52 Hines CO. A modeling of atmospheric gravity waves and wave drag generated by isotropic and anisotropic terrain. Journal of Atmospheric Sciences, 1988, 45: 309—322
- 53 Miller MJ, Palmer TN, Swinbank R. Parametrization and influence of subgridscale orography in general circulation and numerical weather prediction models. Meteorology and Atmospheric Physics, 1989, 40: 84—109

- 54 桑建国. 三维地形的波动阻力. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 36—42
- 55 Long RR. Some aspects of the flow of stratified fluid. II: Experiments with a two fluid system. *Tellus*, 1954, 6: 97—115
- 56 廖菲, 洪延超, 郑国光. 地形对降水的影响研究概述. 气象科技, 2007, 35(3): 309—316
- 57 Riley JJ, Liu HT, Geller EW. A numerical and experimental study of stably stratified flow around complex terrain. *Flow Research Report No. 58*, Washington D. C., 1975 June
- 58 Brighton PWM. Strongly stratified flow past three-dimensional obstacles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1978, 104: 289—307
- 59 张颖, 肖庆农. 层结大气中 Froude 数对过山气流的影响. 气象科学, 1996, 16(1): 40—46
- 60 Sha WM. Computation of 3-D stratified turbulent flow around a mountain. *Environmental Modelling & Software*, 1998, 13: 309—315
- 61 Ozawa H, Goto-Azuma K, Iwanami K, et al. Cirriform rotor cloud observed on a canadian arctic ice cap. *Monthly Weather Review*, 1998, 126: 1741—1745
- 62 Mobbs SD, Vosper SB, Sheridan PF, et al. Observations of downslope winds and rotors in the Falkland Islands. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, 131: 329—351
- 63 Klemp JB, Lilly DK. The dynamics of wave induced downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1975, 32: 320—339
- 64 Schar C, Durran DR. Vortex formation and vortex shedding in continuously stratified flows past isolated topography. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1997, 54: 534—554
- 65 Zang LG. Orographic gravity waves close to the nonhydrostatic limit of vertical propagation. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 60: 2045—2063
- 66 Wang DH, Zhou XP. The possibility of numerical nowcasting of storms. *Chinese Science bulletin*, 1993, 38(14): 1190—1194
- 67 周晓平, 王东海. 短时风暴数值预报模式研究: I 模式的理论框架. 大气科学, 1996, 20(1): 1—11
- 68 王东海, 周晓平. 短时风暴数值预报模式研究: II 模式的基础试验结果. 大气科学, 1996, 20(3): 279—289
- 69 Xue M, Wang DH, Gao JD, et al. The Advanced Regional Prediction System (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2003, 82: 139—170
- 70 Wang DH, Minnis P, Charlock TP, et al. Real-time mesoscale forecast support during the CLAMS field campaign. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2007, 24(4): 599—605
- 71 Reinecke PA, Durran DR. Estimating topographic blocking using a froude number when the static stability is nonuniform. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 65: 1035—1048
- 72 Thorpe AJ, Volkert Hans, Heimann Dietrich. Potential vorticity of flow along the Alps. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1993, 50: 1573—1590
- 73 Rutunno R, Gubisic V, Smolarkiewicz. PK. Vorticity and potential vorticity in mountain wakes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1999, 56: 2796—2810
- 74 韩瑛, 王元, 伍荣生. 远东济州岛尾流现象的 GMS 卫星观测研究. 自然科学进展, 2004, 14(5): 554—561
- 75 Scinocca JF, Peltier WR. The instability of Long's stationary solution and the Evolution toward severe downslope windstorm flow. Part I: Nested grid numerical simulations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1993, 50: 2245—2263
- 76 Scinocca JF, Peltier WR. The instability of Long's stationary solution and the Evolution toward severe downslope windstorm flow. Part II: The application of finite amplitude local wave-activity flow diagnostics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1994, 51: 623—653
- 77 Clark TL, Peltier WR. On the evolution and stability of finite-amplitude mountain waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1977, 34: 1715—1730
- 78 Jiang QF, Smith RB. Gravity wave breaking in two-layer hydrostatic flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 60: 1159—1172
- 79 Guenard V, Drobinski P, Caccia JL, et al. Dynamics of the MAP IOP 15 severe Mistral event: Observations and high-resolution numerical simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, 132: 757—777
- 80 Jiang QF, Smith RB. Ideal shocks in 2-layer flow part I: Under a rigid lid. *Tellus*, 2001, 53A: 129—145
- 81 Jiang QF, Smith RB. Ideal shocks in 2-layer flow part II: Under a passive layer. *Tellus*, 2001, 53A: 146—167
- 82 Jiang QF, Smith RB. V-waves, bow shocks, and wakes in supercritical hydrostatic flow. *Journal of Fluid Mechanics*, 2000, 406: 27—53
- 83 Rottman JW, Broutman D, Grimshaw R. Numerical simulations of uniformly stratified fluid flow over topography. *Journal of Fluid Mechanics*, 1996, 306: 1—30
- 84 Nance LB, Durran DR. A modeling study of nonstationary trapped mountain lee waves part II: Nonlinearity. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1998, 55: 1429—1445
- 85 Jiang QF, Smith RB, Doyle JD. The nature of the mistral: Observations and modeling of two MAP events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2003, 129: 857—875
- 86 齐瑛, 傅抱璞. 过山气流与大兴安岭焚风. 地理学报, 1993, 48(5): 403—411
- 87 Olafsson H, Agustsson H. The Freysnes downslope wind storm. *Meteorologische Zeitschrift*, 2007, 16: 123—130

- 88 Petkovsek Z. Main bora gusts—a model explanation. *Geofizika* 1987, 4: 41—50
- 89 Rakovec J. Preliminary report on spectral characteristics of bora on the island of Rab. *Geofizika* 1987, 4: 35—40
- 90 Neiman PJ, Hardesty RM, Shapiro MA, et al. Doppler lidar observation of a downslope windstorm. *Monthly Weather Review*, 1988, 116: 2265—2275
- 91 Clark TL, Hall WD, Kerr RM, et al. Origins of aircraft-damaging clear-air turbulence during the 9 December 1992 Colorado downslope windstorm: Numerical simulations and comparison with observations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2000, 57: 1105—1131
- 92 Gohm A, Mayr GJ. Hydraulic aspects of foehn winds in an Alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2004, 130: 449—480
- 93 Smith RB. Aerial observations of the Yugoslavian Bora. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1987, 44: 269—297
- 94 Sun WY, Hsu WR. The effects of surface friction on downslope wind and mountain waves. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 2005, 16(2): 393—418
- 95 Klemp JB, Lilly DK. The dynamics of wave-induced downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1975, 32: 320—339
- 96 Lilly DK, Klemp JB. The effects of terrain shape on nonlinear hydrostatic mountain waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 1979, 95: 241—261
- 97 Gohm A, Mayr GJ. Numerical and observational case-study of a deep Adriatic bora. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, 131: 1363—1392
- 98 Smith RB. On severe downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1985, 42: 2597—2603
- 99 Durran DR. Another look at downslope windstorms. Part I: The development of analogs to supercritical flow in an infinitely deep, continuously stratified fluid. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1986, 43: 2527—2543
- 100 Durran DR, Joseph B Klemp. Another look at downslope windstorms. Part II: Nonlinear amplification beneath wave-overturning layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1987, 44: 3402—3412
- 101 Drobinski P, Bastin S, Guenard V, et al. Summer mistral at the exit of the Rhone valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, 131: 353—375
- 102 Gohm A, Mayr GJ, Fix A, et al. On the onset of bora and the formation of rotors and jumps near a mountain gap. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2008, 134: 21—46
- 103 Smith RB, Sun JL. Generalized hydraulic solution pertaining to severe downslope winds. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1987, 44: 2934—2939
- 104 Laprise R, Peltier WR. The linear stability of nonlinear mountain waves; Implications for the understanding of severe downslope windstorms. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46: 545—564
- 105 Belusic D, Zagar M, Grisogono B. Numerical simulation of pulsations in the bora wind. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2007, 133: 1371—1388
- 106 Clark TL, Farley RD. Severe downslope windstorm calculations in two and three special dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1984, 41: 329—350
- 107 Clark TL, Hall WD, Banta RM. Two-and three dimensional simulations of the 9 January 1989 severe boulder windstorm: Comparison with observations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1994, 51: 2317—2343
- 108 Scinocca JF, Peltier WR. Pulsating downslope windstorm. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46: 2885—2914
- 109 Peltier WR, Scinocca JF. The origin of severe downslope windstorm pulsations. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1990, 47: 2853—2870
- 110 Smith RB. Kelvin-Helmholtz instability in severe downslope wind flow. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1991, 48: 1319—1324
- 111 Afanasyer YD, Peltier WR. The three-dimensionalization of stratified flow over two-dimensional topography. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1998, 55: 19—39
- 112 Zangl G. Deep and shallow south foehn in the region of Innsbruck: Typical features and semi-idealized numerical simulations. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2003, 83: 237—261
- 113 Fudeyasu H, Kuwagata T, Ohashi Y, et al. Numerical study of the local downslope wind Hirodo-Kaze in Japan. *Monthly Weather Review*, 2008, 136: 27—40
- 114 Kuetner J. Moazagotl and fohnwelle. *Beitraege zur Physik der Atmosphaere*, 1938, 25: 79—114
- 115 Doyle JD, Durran DR. Recent developments in the theory of atmospheric rotors. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2004, 85: 337—342
- 116 Turnipseed AA, Anderson DE, Burns S, et al. Airflows and turbulent flux measurements in mountains terrain part 2: Mesoscale effects. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 125: 187—205
- 117 Lester PF, Fingerhut WA. Lower turbulent zones associated with mountain lee waves. *Journal of Applied Meteorology*, 1974, 13: 54—61
- 118 Ralph FM, Neiman PJ. Observations, simulations and analysis of nonstationary trapped lee waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1997, 54: 1308—1333
- 119 Darby LS, Poulos GS. The evolution of lee-wave rotor activity

- in the Pike's peak under the influence of a cold frontal passage: Implications for aircraft safety. *Monthly Weather Review*, 2006, 134: 2857—2876
- 120 Vosper SB, Sheridan PF, Brown AR. Flow separation and rotor formation beneath two-dimensional trapped lee waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2006, 132: 2415—2438
- 121 Utanohara Y, Kimura S, Kiwata T. Numerical study on mountain waves generated by a two-dimensional mountain and their effect on the transport of yellow sand. *JSME International Journal, Series B*, 2006, 49: 576—582
- 122 Smolarkiewicz PK, Rotunno R. Low Froude number flow past three-dimensional obstacles part I: Baroclinically generated lee vortices. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46: 1154—1164
- 123 Doyle JD, Durran DR. The dynamics of mountain wave-induced rotors. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2002, 59: 186—201
- 124 Dezhnev OG, Grimshaw R. Solitary waves with a vortex core in a shallow layer of stratified fluid. *Physics of Fluids*, 1997, 9: 3378—3385
- 125 Grubisic V, Billings BJ. The intense lee-wave rotor event of sierra rotors IOP 8 *Journal of Atmospheric Sciences*, 2007, 64: 4178—2401
- 126 刘辉志, 洪钟祥, 桑建国. 对流边界层中过山气流的数值模拟. *气候与环境研究*, 2001, 6(3): 305—311
- 127 温市耕, 桑建国. 二维波状地形上的流场. *应用气象学报*, 1995, 6(1): 27—34
- 128 齐瑛, 傅抱璞. 受对流边界层影响的过山气流. *力学学报*, 1994, 26(1): 1—11
- 129 Olafsson H, Bougeault P. The effect of rotation and surface friction on orographic drag. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1997, 54: 193—210
- 130 刘辉志, 张伯寅, 桑建国, 等. 不稳定边界层下地形重力内波. *大气科学*, 2000, 24(4): 509—518
- 131 Smith RB, Jiang QF, Doyle JD. A theory of gravity wave absorption by a boundary layer. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, 63: 774—781
- 132 Jiang QF, Doyle JD, Smith RB. Interaction between trapped waves and boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2006, 63: 617—633
- 133 Smith RB. Interacting mountain waves and boundary layers. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2007, 64: 594—607
- 134 Jiang QF, Smith RB, Doyle JD. Impact of the atmospheric boundary layer on mountain waves. *Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 65: 592—608