

基于特征跟踪方法的喜马拉雅山冬季冰川流速估算^①

王仕哲^② 柯长青^③

(南京大学地理与海洋科学学院 南京 210023)

摘 要 基于 2009 年冬季的 4 景先进对地观测卫星 (ALOS) 相控阵型 L 波段合成孔径雷达 (PALSAR) 数据, 结合数字高程模型 (DEM), 并用特征跟踪方法对喜马拉雅山中段 30 条冰川的三维流速进行了估算。结果表明, 冰川流速在 $0 \sim 268 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$ 范围内, 面积较大、冰舌较长的冰川, 如绒布、康雄、Kazhenpu 和 Khumbu 等冰川整体流速较大。从空间范围来看, 东坡、东南坡和西南坡冰川流速明显高于北坡冰川流速。这主要由于受印度洋吹来的暖湿气流的影响, 三个坡向冰川补给较多, 冰川运动较快, 而北坡为干旱的大陆性气候, 冰川补给少, 流速慢。除此之外, 形状较直的冰川, 所受摩擦阻力较小, 流速较大, 如康雄、Kazhenpu 和 West Barun 等冰川。其次, 面积较大、冰舌较长的冰川, 流速随高程的降低而减小; 面积较小、冰舌较短的冰川, 流速随高程的降低波动变化, 或者增加, 这主要是由于坡度引起的冰川流速变化。冰川流速与冰川面积有一定的正相关关系, 即面积越大, 流速越大, 面积越小, 流速越小。基于特征跟踪方法的冰川流速估算能够克服差分干涉测量对数据时间基线太长而造成的失相干, 是比较有效的冰川流速估算方法, 并且此结果为喜马拉雅山冰川冬季流速提供了补充, 可以为后续的研究提供参考价值。

关键词 ALOS PALSAR, 特征跟踪, 冰川流速, 分布特征, 喜马拉雅山

0 引 言

冰川对气候变化特别敏感。除了南极和格陵兰冰盖以外, 冰川主要还分布在中低纬度的高山地区, 即山岳冰川。山岳冰川以亚洲中部山地最发达, 而中国是山地冰川最为发达的国家^[1], 中国境内的冰川不仅分布范围广, 而且数目多, 喜马拉雅山区的冰川面积超过了整个亚洲地区冰川总面积的 $1/4$ ^[2]。而冰川一方面是重要的淡水资源的来源, 另一方面冰川是气候变化的敏感指示器。在气候变暖背景下, 喜马拉雅山区冰川运动对水资源变化及气候变化有着重要的意义。随着气候全球变暖, 喜马拉雅山区的气温呈现升高的趋势^[3], 随之而来的冰川流

速的变化及其带来的影响是值得探讨的。

国内外学者运用不同的方法来获取冰川流速。从传统的花杆测量、光学仪器边角测量, 而后发展到先进的 GPS 测量和遥感观测方法。虽然传统测量有精度高、可靠性强的优点, 但是由于传统方法在实地测量中的难度, 包括难以克服恶劣的自然环境的影响及进行大范围测定的不可行性, 导致实地测量存在局限性。目前大部分研究都偏好于合成孔径雷达干涉测量技术 (InSAR) 和特征跟踪的方法。2015 年 Han 和 Lee 等^[4] 用 InSAR 方法对南极坎贝尔冰川冰舌部分的流速空间分布及其影响因素进行分析。Liu 等^[5] 基于 InSAR 方法用相控阵型 L 波段合成孔径雷达 (phased array-type L-band synthetic aperture radar, PALSAR) 数据对内达华山脉 59 个活跃

① 国家自然科学基金 (41371391) 资助项目。

② 女, 1992 年生, 硕士生; 研究方向: 遥感及其应用研究; E-mail: 861474790@qq.com

③ 通信作者, E-mail: kecq@nju.edu.cn

(收稿日期: 2017-09-08)

的冰川表面流速进行测定,结果表明空间流速分布与地貌特征相关,并且流速存在显著的季节变化特征。2011 年 Kumar 等^[6]对喜马拉雅山脉锡亚琴冰川进行了表面流速估算,InSAR 技术被证明能够精确地监测此区域冰川流速。对南极冰盖运动的观测^[7]、冰帽流速变化监测^[8,9]和最大地缘山地冰川纳贝斯纳冰川流速的监测^[10]证明了 InSAR 方法的可靠性。由于 InSAR 技术对于影像的相干性要求较为严格,而长时间基线的影像对之间会出现失相干情况,而特征跟踪方法则可以克服上述困难。

SAR 特征跟踪方法是基于影像对之间的强度互相关信息的最大化来获取冰川流速。目前有很多基于此方法的研究,Strozzi^[11]用 L 波段 SAR 数据监测北极冰川运动时指出,SAR 影像对受到失相干的影响时尤为有用。2014 年有学者基于特征跟踪方法对伊丽莎白女王群岛冰川流速进行估算^[12],对比分析了入海冰川与陆缘冰川流速模式的不同。Furuya 分别对西昆仑山冰川^[13]和塔哥尼亚冰原冰川^[14]流速进行估测,将前者分为正常型冰川和激增型冰川进行流速及其成因分析;而后者则是对 8 个主要冰川流速分析,结果显示加速型冰川前端位置呈现出显著退缩。Quincey 等^[15]分析了喀喇昆仑山 5 条冰川流速的时空变化。其他一些研究也同样证明运用特征跟踪方法可以获得比较可靠的冰川流

速^[16,17]。

基于先进对地观测卫星(advanced land observation satellite,ALOS)相控阵型 L 波段合成孔径雷达(PALSAR)数据,运用特征跟踪方法进行喜马拉雅山冰川三维流速的估算。选用 ALOS 为日本对地观测卫星,其携带的传感器 PALSAR 是一主动式微波传感器,不受云层、天气和昼夜影响,可全天候对地观测,监测冰川流速较为可靠。

1 研究区概况

喜马拉雅山位于青藏高原南部边缘,是世界上海拔最高的山脉,其中有 110 多座山峰超过 7350m,是影响空气和水的大循环系统的气候分界线,它可以在冬季阻断来自北方大陆的冷空气流入印度,同时迫使西南季风在穿越山脉之前留下大部分的水分,所以造成了印度一侧的丰沛降水和西藏的干燥。喜马拉雅山主要部分位于中国与尼泊尔交界处,依据山系,将喜马拉雅山分为西段、中段及东段,其中中段是纳木那尼与绰莫拉日两山系之间的区域。图 1 给出了中段地理位置及主要冰川分布。研究区位于喜马拉雅山中段,在 27°~29°N,86.5°~87.25°E 之间,包含世界第一高峰珠穆朗玛峰及其东南方向的洛子峰和马卡鲁峰。研究区包括多条冰川,以 30

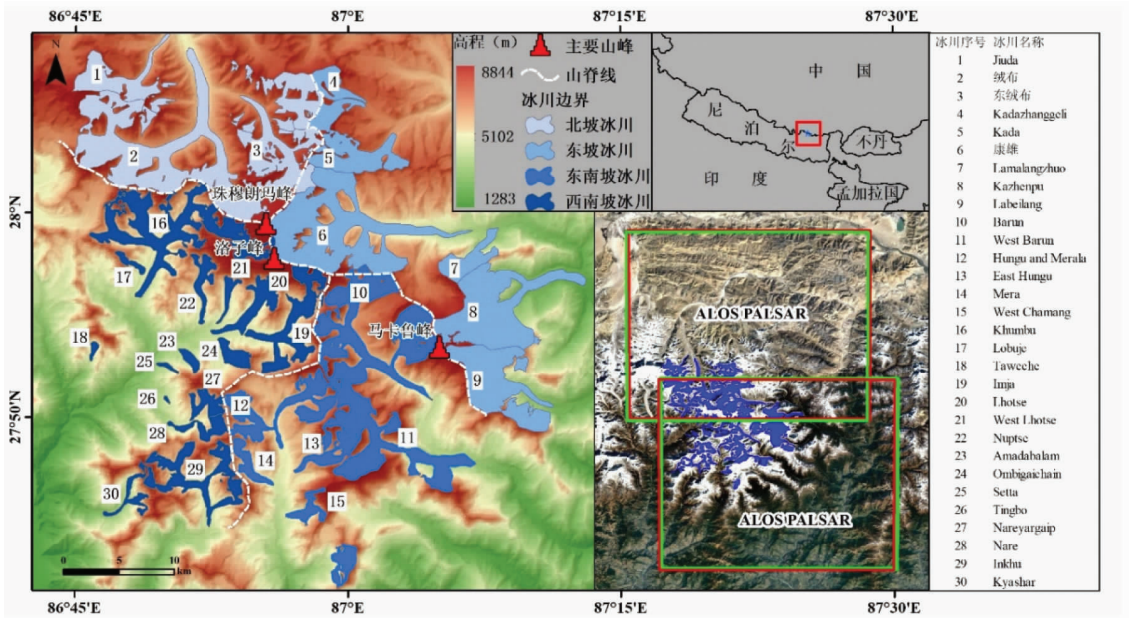


图 1 喜马拉雅山中段地理位置及主要冰川分布

条冰川作为研究对象,其中包括面积大于 30km² 的绒布冰川、康雄冰川、Barun 冰川、Kazhenpu 冰川、Khumbu 冰川和 West Barun 冰川等。按坡向将研究区冰川分为北坡、东坡、东南坡和西南坡冰川。

2 数据与方法

2.1 数据

4 景 ALOS PALSAR 1.0 级原始数据下载于

Alaska Satellite Facility (<https://www.asf.alaska.edu/>),成像时间为 2009 年冬季(表 1)。PALSAR 是 ALOS 卫星上搭载的 L 波段传感器,波长较长(中心波长为 23.6cm),对于降雪和云层的影响不敏感,能够在较长时间间隔内保持影像对的相干性^[18],并且有效地抑制地形相位对流速的影响^[19],对冰川流速的提取较为可靠。4 景影像中,轨道号和图幅号相同的两景影像组成一个像对,两个像对的时间基线均为 46 天。

表 1 ALOS PALSAR 数据详细信息

影像	获取时间	轨道号/图幅号	时间基线(天)	极化方式	轨道类型
主影像 1	2009/12/18	507/550	46	HH	升轨
副影像 1	2010/02/02	507/550			
主影像 2	2009/12/18	507/540	46		
副影像 2	2010/02/02	507/540			

数字高程模型(digital elevation model, DEM)是从空间信息联盟(<http://srtm.csi.cgiar.org/SELECTION/inputCoord.asp>)下载的覆盖研究区的航天飞机雷达地形测绘(SRTM)数据,是通用横轴墨卡托(UTM)投影,WGS84 坐标系(World Geodetic System 1984),空间分辨率为 90m × 90m,用来进行 PALSAR 数据的地理编码,并且提供坡度和坡向信息,进行冰川三维流速的计算。

冰川边界来自于中国第二次冰川编目数据。第二次冰川编目是基于光学遥感影像来提取冰川边界,数据主要包括卫星遥感影像、地形图、数字高程模型数据及《中国冰川目录》图书等文献资料。运用波段比值法(TM3/TM5)并通过人工交互的方法确定阈值得到裸冰川边界二值图像,并转换为矢量多边形,最后根据以往的资料进行人工修订和数据质量检查^[20]。冰川边界数据下载于美国国家雪冰数据中心 NSIDC (<http://nsidc.org/>),用来确定冰川范围、分析冰川流速的分布情况及对冰川信息的提取(面积、长度、高程及坡向等)。

2.2 方法

特征跟踪方法是一种基于主影像上的特征点在副影像上寻找对应特征点的方法,它是通过计算特

征点之间的方位向与距离向的位移来确定冰川运动位移的方法。该方法首先选定特征窗口,然后在一定范围的搜索窗口中进行移动,并进行搜索,计算主影像的特征窗口与副影像的各个目标窗口之间的互相关系数,直至遍历整景影像,将互相关系数最大的目标窗口作为其经过一定位移后的目标,下一步就是计算两个特征点之间的位移量,最后根据时间变量得到冰川流速(图 2)。

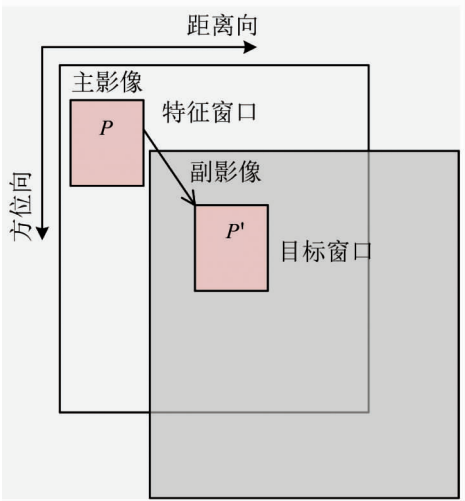


图 2 特征跟踪法原理示意图

特征跟踪算法主要有 3 个步骤:(1)确定双线性多项式函数。确定两景单视复图像间的轨道初始偏移,然后假定对于影像的大部分区域没有发生移位,利用两景 SAR 强度影像间的互相关系数来估算更精确的影像偏移。结合整景影像确定距离向和方位向偏移多项式系数。(2)利用特征追踪进行偏移量精确估算。双线性多项式函数确定后,利用 64×192 大小的特征窗口,分别在距离向和方位向以 12

个和 36 个像元为单位进行移动,将互相关系数最大的窗口作为最佳匹配的目标窗口。(3)距离向和方位向位移计算。依据整景影像的双线性函数确定发生位移区域的轨道偏移,SAR 几何结构下的位移可以表示为距离-方位或者地距-方位坐标系,最后将距离向和方位向偏移值转换为位移量,以绒布冰川和康雄冰川为例,表示出了最大互相关系数和方位向及距离向位移(表 2)。

表 2 两条冰川部分特征窗口与目标窗口的最大互相关系数及位移

冰川名称	列号	行号	互相关系数	位移(m)	
				方位向	距离向
绒布冰川	996	9288	32.419	-0.951	0.239
	1008	9288	28.629	-0.593	0.226
	1020	9288	17.331	-0.473	0.459
	1032	9288	18.201	-0.41	0.408
	1044	9288	20.962	-0.262	0.302
	1056	9288	25.032	-0.108	0.304
	1068	9288	35.473	-0.062	0.3
	1080	9288	49.104	-0.536	0.101
	1128	9288	7.812	-0.011	-0.266
	1140	9288	12.723	-0.119	-0.246
康雄冰川	3780	5076	12.777	1.986	-0.848
	3792	5076	22.115	2.035	-0.858
	3804	5076	23.698	2.133	-0.849
	3816	5076	36.903	2.264	-0.894
	3828	5076	43.797	2.383	-0.898
	3840	5076	38.748	2.523	-0.869
	3852	5076	36.487	2.498	-0.868
	3864	5076	29.353	2.552	-0.809
	3876	5076	33.524	2.376	-0.726
	3888	5076	32.773	2.411	-0.705

2.3 三维流速的计算

特征跟踪法计算得到了 SAR 几何坐标系下平面位移,而最终需要的位移则是在 UTM 坐标系统下的位移,并且冰川运动过程中,要受到自身重力和表面坡度的作用,所以要结合坡度来进行三维流速的计算。如图 3 点 P 位置处的平面位移与三维位移之间的夹角为坡度 θ , D_{2D} 和 D_{3D} 分别为 P 点的平面位移和三维位移,两者之间的关系式可表示为

$$D_{3D} = D_{2D} / \cos\theta \tag{1}$$

则冰川三维流速可表示为

$$V_{3D} = D_{3D} \times 365 / T \tag{2}$$

V_{3D} 为冰川年流速,单位为 $m \cdot a^{-1}$; T 为一个影像对之间的时间间隔,根据 ALOS PALSAR 影像的时间基线, $T = 46$ 天。

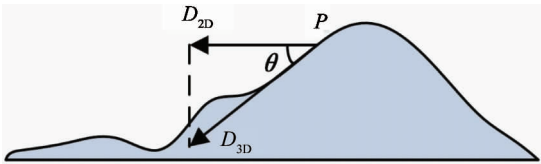


图 3 平面位移与三维位移之间的关系

3 结果与讨论

3.1 冰川流速分布特征

2009 年冬季冰川流速在 $0 \sim 268\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间

(图 4), 总体来看, 冰川的运动主要分布在冰舌部分, 但流速大于 $100\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 的部分出现康雄冰川和 Kazhenpu 两条冰川的积累区。而冰川的大部分位置上流速处于 $0 \sim 100\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间, 只有少部分位置的流速高于 $100\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

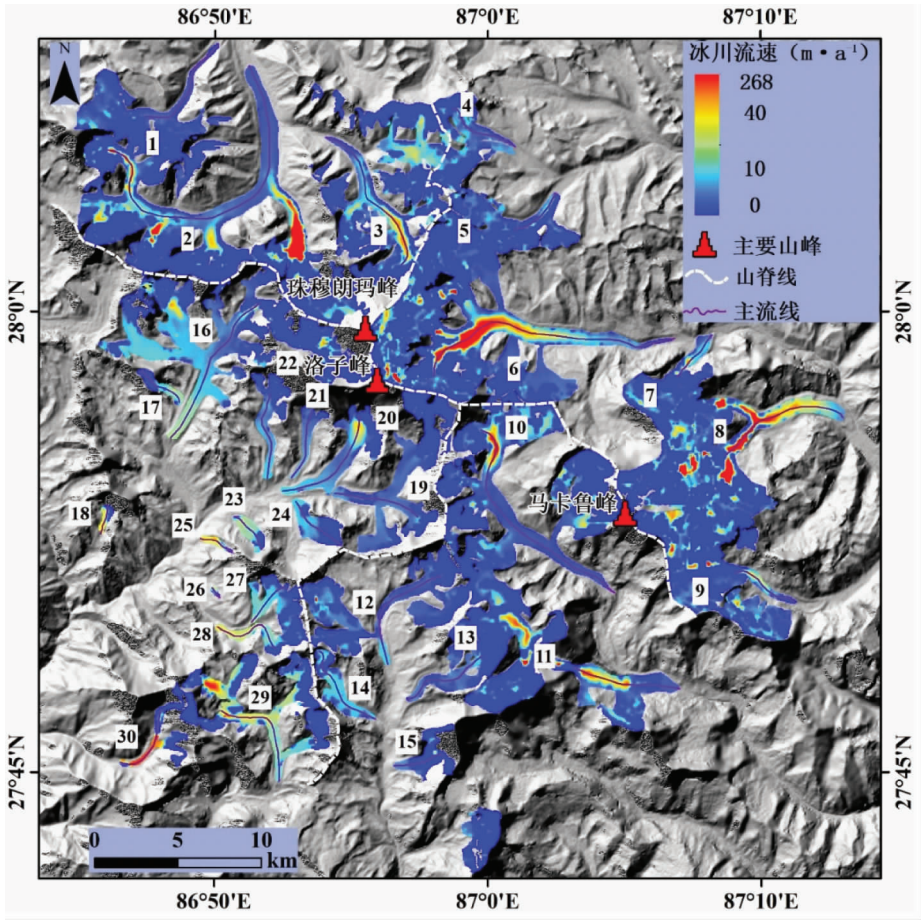


图 4 2009 年冬季冰川流速空间分布 (冰川序号与图 1 相同)

四个坡向的冰川整体流速有一定程度的差异 (图 5), 东坡冰川流速整体高于其他坡向冰川流速, 东南坡和西南坡次之, 北坡冰川流速最小。东坡冰川平均流速在 $5 \sim 38\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间; 东南坡冰川平均流速在 $4 \sim 19\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间; 西南坡冰川平均流速在 $5 \sim 23\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间; 北坡冰川平均流速在 $3 \sim 19\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间。这与喜马拉雅山脉中段的气候特征密不可分, 喜马拉雅山阻挡从印度洋上吹来的暖湿气流, 因此造成山脉南坡雨量充沛, 东坡、东南坡和西南坡受到影响, 降水较多, 冰川补给较多, 冰川运动变化较快; 而北坡则由于喜马拉雅山脉的阻挡, 形成干旱的

大陆性气候, 降水较少, 对冰川的补给较少, 运动变化较慢。

除了气候因素影响冰川流速之外, 冰川流速还与冰川形状有关。如果冰川形状较直 (山谷畅通), 冰川向末端流动过程中所受摩擦阻力比较小, 流速也就越大。如康雄冰川和 Kazhenpu 冰川, 平均流速分别为 $25\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $38\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 是东坡流速最大的两条冰川。而绒布冰川冰舌虽然很长, 但是其弯曲程度很大, 冰川沿山谷运动时, 在弯曲处受山谷前挤后压作用, 造成冰川运动速度减慢, 其平均流速为 $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

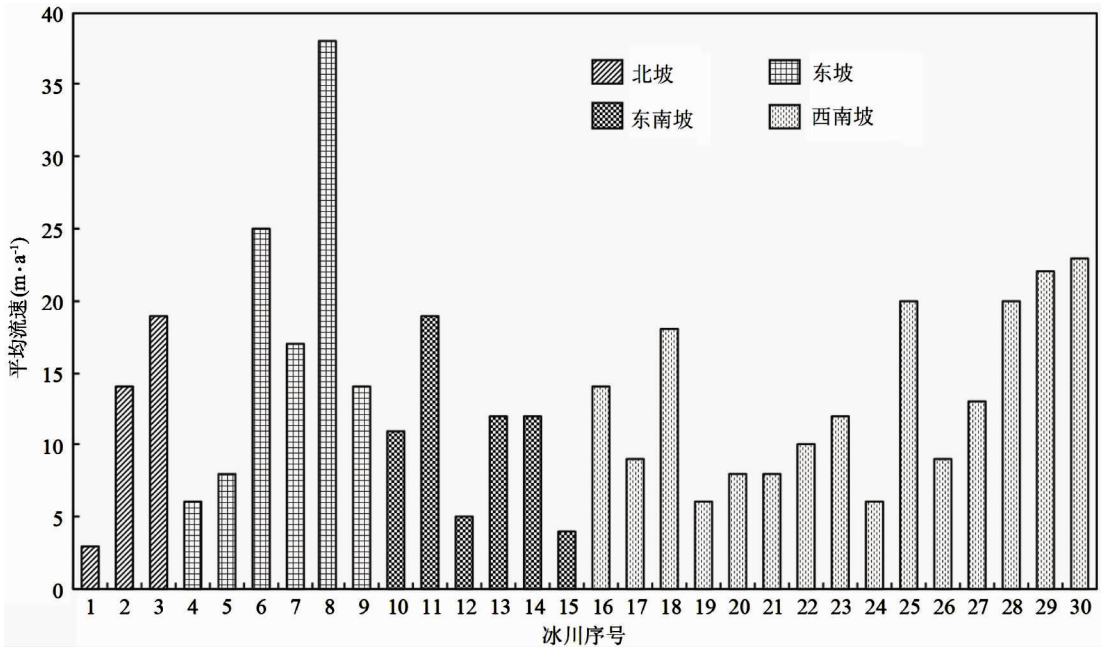


图 5 2009 年冬季不同坡向冰川主流线平均流速 (冰川序号与图 1 相同)

Dehecq 等^[21]用 Landsat5 和 Landsat7 光学数据对帕米尔高原-喀喇昆仑山脉-喜马拉雅山脉三个区域进行了大规模冰川流速估算,其结果表明喜马拉雅山 2000 ~ 2001 年冰川流速在 0 ~ 200m · a⁻¹,流速规模与本文的结果比较接近。同时季节不同及气温升高^[22,23]对冰川流速有不同的影响,季节的不同会引起气温和降水的差异,最终引起冰川流速的差异,比如夏季气温高、降水多,冰川消融强烈,补给较多,一般认为大量冰面融水渗透到冰床,从而降低了滑动的摩擦阻力,产生一定的底部滑动,冰川流速加大^[24]。而冬季气温较低、降水较少,冰川相对稳定,补给较少,流速较小。王欣等^[25]用 2006 年 6 ~ 9 月的数据,得到的喜马拉雅山中段夏季冰川流速,大于本文的冬季冰川流速也是合情合理的,因为夏季气温高,降水多,冰川补给多,运动变化比冬季快。其他区域冰川流速结果也同样证明了流速季节变化现象,Liu^[5]就季节对冰川流速的影响进行了研究,结果显示 2007 年秋季冰川流速是 2008 年春季的 2 倍多,并且冰川流速的季节变化要滞后气温三个月;而 Yasuda^[13]对西昆仑山冰川流速短时间变化进行了分析,其结果表明夏季(5 ~ 9 月)冰川流速明显高于冬季(10 月 ~ 次年 2 月)的冰川流速。

3.2 冰川流速与高程和坡度的关系

冰川流速与高程之间的关系有两种情况,第一种是有较长冰舌的冰川,主流线上冰川流速随着高程的降低而减小(图 6);第二种是冰舌短小的冰川,主流线上随着高程的降低冰川流速波动变化,或者增加(图 7)。长冰舌冰川的流速分布有一个共同的特征,就是冰川流速最大值出现在冰舌的中上部,而对于短冰舌冰川来说,在其冰舌中上部,冰川流速也会达到最大值,但由于其冰舌短小,并没有速度减小的机会,于是就造成了冰舌短小的冰川随着高程的降低,冰川流速只达到了一个相对较高值,并没有流速减小的趋势。

以上两种冰川流速随高程变化与坡度变化密不可分。从长冰舌冰川流速与高程剖面图可看出,冰川流速最大值出现在冰舌的中上部,主要原因是冰川流速起始点为冰舌上部,由于冰川重力分量较小,其流速较为缓慢,在积累到一定程度,受自身重力分量的影响,运动到坡度较大的位置即会有一个流速的骤增,这也出现在冰川中上部,然后随着坡度平稳降低,厚度较为均匀的冰体会趋于稳定,即流速变慢,直至冰川末端。以康雄冰川为例,其主流线长约为 16400m,在距离冰川运动起点 650m 的距离内,

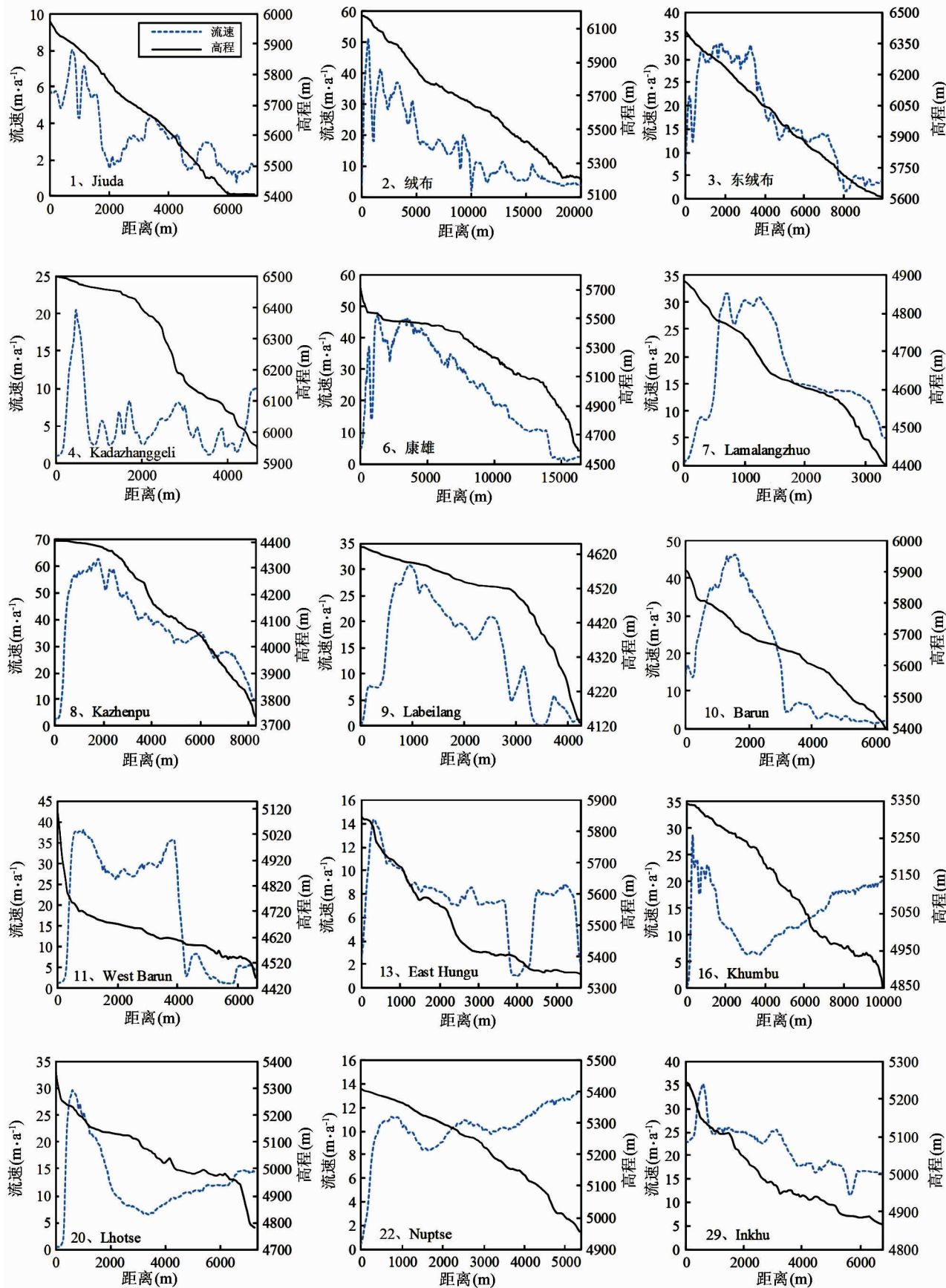


图 6 长冰舌冰川流速与高程的关系

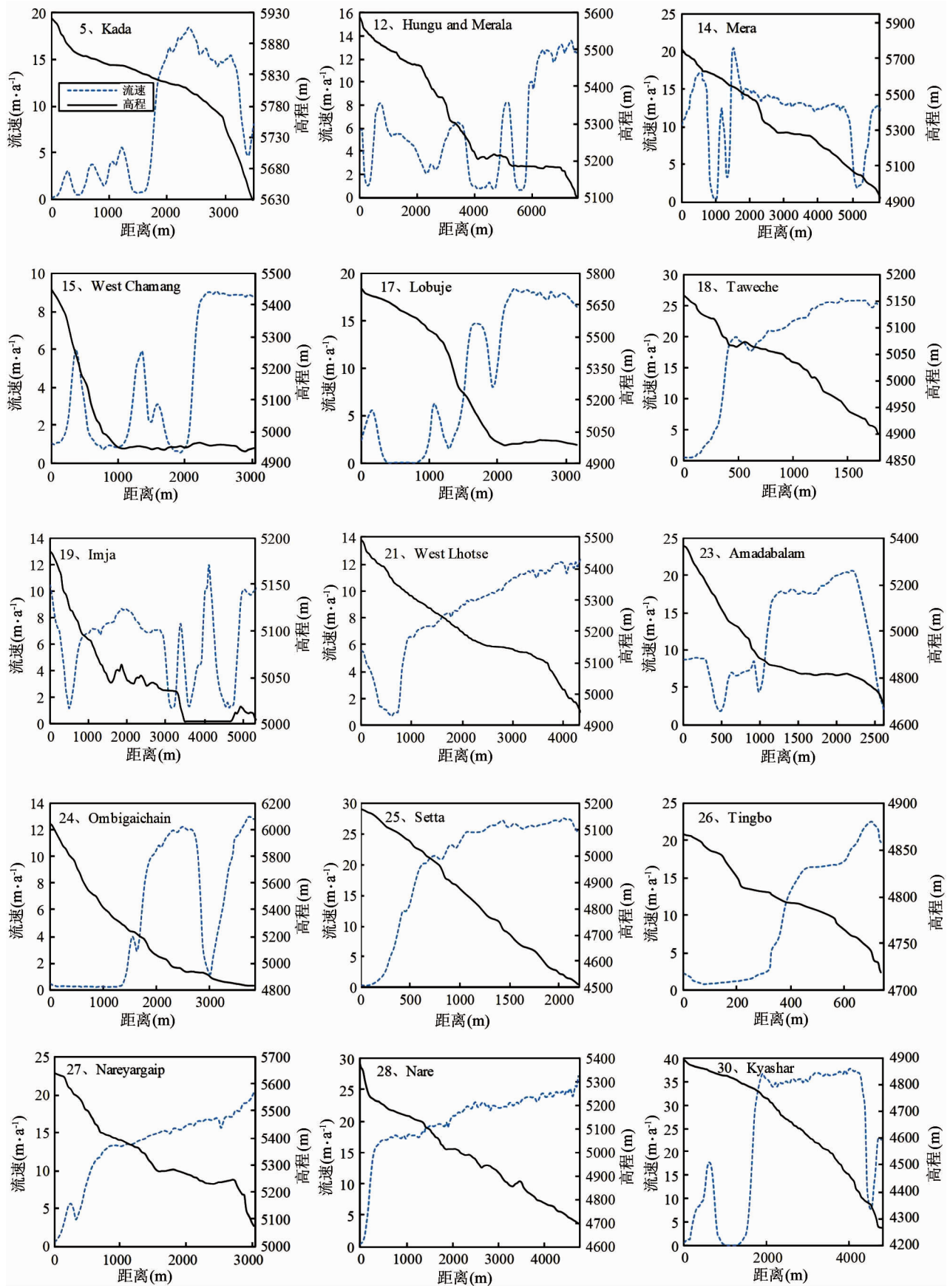


图 7 短冰舌冰川流速与高程的关系

坡度较大,由于处于冰舌上部,运动缓慢,在距离运动起点约 1300m 处,再次运动到坡度较大处,此时由于有了一定的冰川积累,重力分量增大,使康雄冰川的流速至最大值 $48\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,此后随着坡度的减小,流速逐渐变慢。同样在短冰舌冰川中,由于冰川面积较小,冰舌较短,冰川流速只增加到相对较大值。如 Kada 冰川,其冰川主流线长约 3500m,在距离冰川运动起点约 300m 处,坡度较大,处于冰舌上部并没有加大到最大值,积累到一定程度时,在 2400m 处坡度较大,此时冰川加速至最大值 $18\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$,如

果冰舌足够长,冰川流速将会按照长冰舌冰川运动模式运动即随坡度减小而变慢至一个较小值,但是由于 Kada 冰川冰舌短,其流速并没有机会减到很小,而是达到了一个较大值($8\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)。

3.3 冰川面积与冰川流速的关系

面积大于 30km^2 的冰川有 6 条(表 3),其中有 5 条冰川的平均流速大于或者等于 $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ (30 条冰川流速的平均值),即绒布、康雄、Kazhenpu、Khumbu 和 West Barun 等冰川,占冰川总数的 16.7%;面积在 $10\text{km}^2 \sim 30\text{km}^2$ 范围的冰川有 7 条,

表 3 30 条冰川基本信息

冰川 序号	冰川名称	坡向	冰川编码	面积 (km^2)	长度 (km)	平均流速 ($\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$)	平均高程 (m)
1	Jiuda	北	G086798E28111N	15.90	6.93	3	5657
2	绒布	北	G086866E28050N	73.16	20.28	14	5612
3	东绒布	北	G086939E28060N	26.71	9.93	19	6022
4	Kadazhanggeli	东	G086990E28103N	6.80	4.69	6	6325
5	Kada	东	G087011E28048N	19.16	3.49	8	5811
6	康雄	东	G087019E27998N	64.34	16.41	25	5279
7	Lamalanzhuo	东	G087115E27962N	9.81	3.33	17	4650
8	Kazhenpu	东	G087152E27929N	46.65	8.31	38	4175
9	Labeilang	东	G087158E27862N	28.25	4.23	14	4503
10	Barun	东南	G087062E27902N	51.52	14.28	11	5406
11	West Barun	东南	G087024E27818N	37.74	6.57	19	4644
12	Hungu and Merala	东南	G086900E27843N	22.98	7.53	5	5327
13	East Hungu	东南	G086997E27808N	8.86	5.59	12	5520
14	Mera	东南	G086908E27798N	4.87	5.82	12	5376
15	West Chamang	东南	G086967E27761N	4.44	3.06	4	5032
16	Khumbu	西南	G086820E27978N	45.03	9.98	14	5120
17	Lobuje	西南	G086800E27959N	1.72	3.16	9	5303
18	Taweche	西南	G086767E27887N	0.81	1.78	18	5033
19	Imja	西南	G086949E27913N	19.47	5.33	6	5048
20	Lhotse	西南	G086917E27925N	8.52	7.22	8	5061
21	West Lhotse	西南	G086889E27929N	2.43	4.33	8	5207
22	Nuptse	西南	G086862E27938N	5.49	5.34	10	5232
23	Amadabalam	西南	G086857E27879N	1.96	2.61	12	4925
24	Ombigaichain	西南	G086897E27886N	4.47	3.82	6	5239
25	Setta	西南	G086837E27873N	0.70	2.19	20	4847
26	Tingbo	西南	G086834E27848N	0.21	0.74	9	4802
27	Nareyargaip	西南	G086876E27844N	5.03	3.03	13	5341
28	Nare	西南	G086849E27825N	5.04	4.72	20	4986
29	Inkhu	西南	G086853E27780N	19.50	6.78	22	5002
30	Kyashar	西南	G086799E27776N	4.12	4.75	23	4661

有 3 条冰川的平均流速大于或者等于 $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 包含 Labeilang、东绒布和 Inkhu 等冰川, 占 10%; 而面积小于 10km^2 的冰川有 17 条, 其中有 5 条冰川流速大于或者等于 $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 仅占冰川总数的 16.7%。可见面积大的冰川流速大的比例较高。

冰川流速与冰川面积(图 8)有一定的正相关关系, 即冰川面积越大, 流速越大, 面积越小, 流速越小。面积大的冰川有大面积的积累区, 积累区的作用是为冰川提供充足的冰川补给, 冰川流速较大^[26]; 并且在其他条件相同的情况下, 大面积冰川比小面积冰川能为冰川运动提供更大的重力分量, 促使冰川运动更快, 即冰川面积越大, 流速越大。如面积较大的绒布冰川、康雄冰川、Kazhenpu 冰川和 Khumbu 冰川, 平均流速分别为, $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $25\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 、 $38\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $14\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 它们有面积较大的类似于扇形的积累区, 有了充足的补给, 冰川流速较大。黄茂恒等^[24]也指出对地理位置大致相同并且类型相同的冰川而言, 大冰川要比小冰川的运动速度要大, 如祁连山老虎沟冰川比羊龙河 5 号冰川长 3 倍, 其相应流速也快约 3 倍。Ke 等^[27]的研究结果也显示冰川流速与冰川面积有显著的正相关关系。

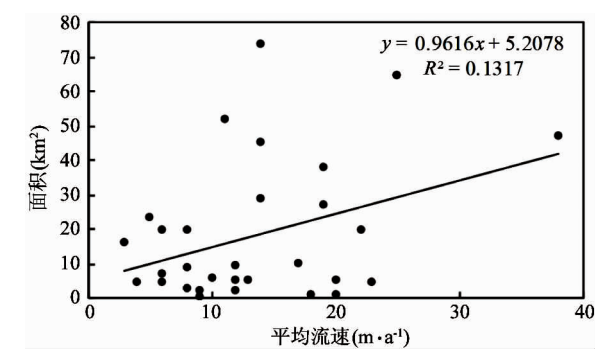


图 8 冰川流速与面积之间的关系

4 结 论

利用 ALOS PALSAR 数据, 在 DEM 辅助数据的支持下, 基于特征跟踪方法, 最终得到 2009 年冬季喜马拉雅山中段冰川三维流速。冰川流速最大值 $268\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$, 面积较大、冰舌较长的冰川, 整体流速也较大, 比如绒布冰川、康雄冰川、Kazhenpu 冰川和 Khumbu 冰川等。空间范围来看, 四个坡向冰川流

速存在明显差异, 东坡冰川流速最大, 东南坡和西南坡次之, 北坡冰川流速最小。除了气候因素外, 冰川形状也影响冰川流速, 形状较直, 冰川所受摩擦阻力较小, 流速就越大。对于面积较大、冰舌较长的冰川, 流速随高程的降低而减小, 对于面积较小、冰舌较短的冰川, 流速随高程的降低流速波动变化, 或者增加, 坡度是引起流速变化的主要原因。冰川流速与冰川面积呈正相关关系, 面积大的冰川有大面积的积累区, 对冰川有充足的补给作用, 使得面积大的冰川流速也大, 面积小的冰川流速也小。

对于特征跟踪方法而言, 可以克服影像之间的失相干问题, 比差分干涉测量方法应用范围更加广泛。国内针对于喜马拉雅山中段冰川流速的估算研究较少, 所以该方法可以为该区域或其他地区冰川流速的估算提供借鉴。但是本文使用的数据不足以估算冬季长时间序列上的冰川流速变化, 下一步考虑运用多源遥感数据进行长时间序列、不同季节喜马拉雅山区域冰川流速变化及其影响因素的分析。

参考文献

[1] 刘潮海, 施雅风, 王宗太, 等. 中国冰川资源及其分布特征: 中国冰川目录编制完成[J]. 冰川冻土, 2000, 22(2):106-112

[2] 王宗太, 苏宏超. 世界和中国的冰川分布及其水资源意义[J]. 冰川冻土, 2003, 25(5):498-503

[3] 谭春萍, 杨建平, 米睿. 1971-2007 年青藏高原南部气候变化特征分析[J]. 冰川冻土, 2010, 32(6):1111-1120

[4] Han H, Lee H. Tide-corrected flow velocity and mass balance of Campbell Glacier Tongue, East Antarctica, derived from interferometric SAR[J]. Remote Sensing of Environment, 2015, 160:180-192

[5] Liu L, Millar C I, Westfall R D, et al. Surface motion of active rock glaciers in the Sierra Nevada, California, USA: inventory and a case study using InSAR[J]. Cryosphere, 2013, 7(1):1109-1119

[6] Kumar V, Venkataramana G, Høgda K A. Glacier surface velocity estimation using SAR interferometry technique applying ascending and descending passes in Hima-

- layas[J]. *International Journal of Applied Earth Observation & Geoinformation*, 2011, 13(4):545-551
- [7] Goldstein R M, Engelhardt H, Kamb B, et al. Satellite radar interferometry for monitoring ice sheet motion: application to an Antarctic ice stream[J]. *Science*, 1993, 262(5139):1525
- [8] Gourmelen N, Kim S W, Shepherd A, et al. Ice velocity determined using conventional and multiple-aperture InSAR[J]. *Earth & Planetary Science Letters*, 2011, 307(1):156-160
- [9] Palmer S J, Shepherd A, Sundal A, et al. InSAR observations of ice elevation and velocity fluctuations at the Flade Isblink ice cap, eastern North Greenland[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2010, 115(F4):701-719
- [10] Li S, Benson C, Gens R, et al. Motion patterns of Nabesna glacier (Alaska) revealed by interferometric SAR techniques[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(9):3628-3638
- [11] Strozzi T, Kouraev A, Wiesmann A, et al. Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2008, 112(3):636-645
- [12] Wychen W V, Burgess D O, Gray L, et al. Glacier velocities and dynamic ice discharge from the Queen Elizabeth Islands, Nunavut, Canada[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(2):484-490
- [13] Yasuda T, Furuya M. Short-term glacier velocity changes at West Kunlun Shan, Northwest Tibet, detected by Synthetic aperture radar data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 128(128):87-106
- [14] Muto M, Furuya M. Surface velocities and ice-front positions of eight major glaciers in the Southern Patagonian Ice Field, South America, from 2002 to 2011[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2013, 139(12):50-59
- [15] Quincey D J, Braun M, Glasser N F, et al. Karakoram glacier surge dynamics[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(18):113-120
- [16] 李佳, 李志伟, 汪长城, 等. SAR 偏移量跟踪技术估计天山南依内里切克冰川运动[J]. *地球物理学报*, 2013, 56(4):1226-1236
- [17] Giles A B, Massom R A, Warner R C. A method for sub-pixel scale feature-tracking using radarsat images applied to the Mertz Glacier Tongue, East Antarctica[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(8):1691-1699
- [18] Samsonov S. Topographic correction for ALOS PALSAR interferometry[J]. *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*, 2010, 48(7):3020-3027
- [19] 程晓, 李小文, 邵芸, 等. 南极格罗夫山地区冰川运动规律 DINSAR 遥感研究[J]. *科学通报*, 2006, 51(17):2060-2067
- [20] 刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状[J]. *地理学报*, 2015, 70(1):3-16
- [21] Dehecq A, Gourmelen N, Trouve E. Deriving large-scale glacier velocities from a complete satellite archive: application to the Pamir-Karakoram-Himalaya[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2015, 162:55-66
- [22] 张东启, 效存德, 刘伟刚. 喜马拉雅山区 1951-2010 年气候变化事实分析[J]. *气候变化研究进展*, 2012, 8(2):110-118
- [23] Shrestha A B, Aryal R. Climate change in Nepal and its impact on Himalayan glaciers[J]. *Regional Environmental Change*, 2011, 11(1):65-77
- [24] 黄茂桓, 孙作哲. 我国大陆型冰川运动的某些特征[J]. *冰川冻土*, 1982, 4(2):35-45
- [25] 王欣, 刘琼欢, 蒋亮虹, 等. 基于 SAR 影像的喜马拉雅山珠穆朗玛峰地区冰川运动速度特征及其影响因素分析[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(3):570-579
- [26] 蒋宗立, 刘时银, 龙四春, 等. 基于合成孔径雷达技术及 DEM 的公格尔山冰川动力特征分析[J]. *冰川冻土*, 2014, 36(2):286-295
- [27] Ke C Q, Kou C, Ludwig R, et al. Glacier velocity measurements in the eastern Yigong Zangbo basin, Tibet, China[J]. *Journal of Glaciology*, 2013, 59(218):1060-1068(9)

Estimation of the Himalayas' winter glacier velocity based on feature tracking

Wang Shizhe, Ke Changqing

(School of Geographic and Oceanographic Sciences, Nanjing University, NanJing 210023)

Abstract

The three-dimensional velocity of 30 glaciers in the middle section of the Himalayas mountain is estimated by using feature tracking method basing on the section's four scenes of winter advanced land observation satellite (ALOS) and phased array-type L-band synthetic aperture radar (PALSAR) data of 2009 and the DEM. The results show that the glacier velocity ranges from 0 to $268\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$. The glaciers with large area and long tongue have the large velocity, such as the Rongbuk, Kangxiong, Kazhenpu and Khumbu and so on. As far as the spatial range is concerned, the glacier velocity in the north aspect is obviously lower than that in others aspects. This is only because of the impact of warm air blowing from Indian Ocean: glaciers of the three aspects have more glacial supply, while the north aspect has a dry continental climate with little glacial supply and slow velocity. Besides, straight glaciers have small friction resistance, which causes larger velocity, such as Kangxiong, Kazhenpu and West Barun. Secondly, the velocity of the glaciers with large areas and long tongues decreases with altitude decreasing, and if glaciers have small areas and short tongues, the velocity may fluctuate along altitude, so the changing of the glacier velocity is mainly due to slope. There is a positive correlation between the glacier velocity and the glacier area, that is, the larger the area, the greater the velocity, and the smaller the area, the smaller the velocity. The glacier velocity estimation based on feature tracking can overcome the decorrelation caused by the data long baseline of time of differential interferometry, so it is an effective method to estimate glacier velocity. These results provide a supplement for the winter glacier velocity of the Himalayas, and can be used as a reference for further study.

Key words: advanced land observation satellite (ALOS) phased array-type L-band synthetic aperture radar (PALSAR), feature tracking, glacier velocity, distributive characteristics, the Himalayas