

# 基于遥感与 SRTM 的青藏高原 冰缘地貌信息提取方法 ——以 1:100 万标准分幅拉萨幅 (H46) 为例

赵尚民<sup>1,2</sup>, 程维明<sup>1</sup>, 柴慧霞<sup>1,2</sup>, 乔玉良<sup>3</sup>

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 资源与环境信息系统国家重点实验室, 北京 100101;

2. 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011; 3. 太原理工大学, 太原 030024)

**摘要:** 根据模型和分布函数, 本文首先依据多年平均气温、地温和 SRTM 等数据对研究区域冰缘地貌的分布范围进行分别提取, 并利用遥感数据和人工解译方式对其进行了修正。在此基础上, 采用一定指标, 利用 SRTM 数据对冰缘地貌次级类型 (如起伏度、海拔高度和坡度等) 进行了提取, 从而完成研究区域冰缘地貌信息的提取。研究结果表明: ①研究区域冰缘地貌总面积约  $5.15 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 主要分布在研究区域的西北部 and 西南部, 另外在东北部也有少量分布; 通过提取, 研究区域中最重要的冰缘地貌类型是冰缘作用的中起伏缓极高山, 面积约  $0.82 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 分布范围较广。②冰缘地貌的分布与海拔高度、气温和地温等有密切的关系, 基于此提取的结果可为冰缘地貌的解译提供一定的参考; 由于青藏高原气象站点较少, 数据精度较低, 自动提取精度受到很大限制, 因此进行人工解译修正是非常重要和必不可少的。

**关键词:** 青藏高原; 冰缘地貌; 遥感解译; 信息提取

**文章编号:** 1000-0585(2007)06-1175-12

## 1 引言

青藏高原位于我国西南部, 主体部分在青海和西藏, 高原由此得名。其在中国境内部分西起帕米尔高原, 东至横断山脉, 东西长约 2945 km; 南自喜马拉雅山南缘, 北迄昆仑山—祁连山北侧, 南北宽达 1532 km; 范围为  $26^{\circ}00'12''\text{N} \sim 39^{\circ}46'50''\text{N}$ ,  $73^{\circ}18'52''\text{E} \sim 104^{\circ}46'59''\text{E}$ , 面积为  $257.2 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 占我国陆地总面积的 26.8%<sup>[1, 2]</sup>。由于青藏高原海拔高, 面积巨大, 被誉为地球的“第三极”, 与全球最大的季风系统紧密相关, 对全球气候变化既有敏感的反应特征, 也有重大的影响作用<sup>[3]</sup>。是当今研究的热点地区之一。

冰缘地貌指由寒冻风化和冻融作用形成的地表形态。冰缘原指冰川边缘地区, 现泛指无冰川覆盖的气候严寒地区, 范围大体与多年冻土相当, 因此冰缘地貌又称冻土地貌。青藏高原特定的地理环境、独特的海拔高度、严寒的气候条件, 使高原地貌景观无不打上各种冰缘地貌的烙印<sup>[4]</sup>。我国对青藏高原冰缘地貌的研究是从 1958 年开始的, 崔之久在 1958 年考察贡嘎山现代冰川时曾对该地区的冰缘地貌有专门描述, 夏开儒在 1960 年报道

收稿日期: 2007-02-28; 修订日期: 2007-08-26

基金项目: 中国科学院知识创新项目: 典型地貌形态特征提取方法研究和科技部科学数据平台项目: 中国 1:100 万数字地貌信息集成、更新与共享研究。

作者简介: 赵尚民 (1982-), 男, 河南洛阳人, 博士研究生。主要从事数字地貌、遥感与 GIS 方面研究。

了祁连山北坡的冰缘现象,王明业同年也报道了青藏公路沿线一些冰缘现象,1963年李鸿璉、王立伦在祁连山西段大雪山进行了冰缘地貌的研究,郑本兴在1964年报道了希夏邦马峰地区的冰缘现象。进入上世纪80年代以后,由于科技的发展和青藏高原的重视程度越来越高,对青藏高原的考察研究也从形态、现象的描述扩大到各种不同冰缘地貌的特征、成因过程和定量研究。在冰缘地貌制图方面,丁锡祉在1964年编制了世界冰缘地貌图,米德生1965年对冰川冰缘在地形图上的表示法进行了探讨,1975年之后崔之久等先后编制了《中国冰缘地貌图》、《青藏高原冰缘地貌图》(1:1000万)和昆仑山西大滩地区冻土与冰缘地貌图(1:5万)<sup>[5]</sup>。

在遥感技术、地理信息系统技术和其他现代高新技术引进到冰缘地貌研究中以来,冰缘地貌的研究有了新的发展。其中,早在上世纪70年代,梁凤仙等就进行了利用大比例尺航空相片对冰缘地貌的研究<sup>[6]</sup>。随着遥感和地理信息系统等技术的迅速发展,利用气候和DEM数据对冰缘地貌进行动态监测、分类、解译和制图成了研究热点之一<sup>[7~9]</sup>。为此,基于模型和分布函数,本文利用多年平均气温、地温和SRTM-DEM数据,探讨对青藏高原冰缘地貌进行信息提取的方法和可行性,并利用遥感手段和资料对提取结果进行修正和评价。

## 2 试验区概况和主要数据源

### 2.1 试验区概况

本次研究试验区是1:100万标准幅的H46拉萨幅(不包括国外部分)地区。它位于青藏高原的南部,范围是 $28^{\circ}\text{N} \sim 32^{\circ}\text{N}$ ,  $90^{\circ}\text{E} \sim 96^{\circ}\text{E}$ ,总面积约 $25.7 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。图1所示为青藏高原的多年冻土分布及研究区范围,其中黑框内为本次研究的实验区域。本地区地形起伏很大,最高海拔在研究区东部热萨附近的南迦巴瓦峰,海拔7700m左右,最低海拔153m,位于研究区东南角的中印交界处。本研究区多处于西藏自治区内,只在图幅东北角有小部分属于青海省。研究区内山脉林立,河谷纵横,其中最主要的山脉是横贯研究区东西的念青唐古拉山脉,只在西北部有湖泊和冲、洪积平原存在。在本研究区内,冰缘地貌主要分布在图幅的西北和西南部,另外在东北部也有少量分布。

研究区域的气候差别很大,从东南部到西北部温度和降水都逐渐减少,气候也从东南部的温暖、湿润气候过渡到西北部的寒冷、亚湿润和干旱气候。在研究区域东南部,主要受海洋性气候控制,而越往西北部,海洋性气候控制越弱,逐渐转为大陆性气候。

### 2.2 主要数据源

本研究中的主要信息源有美国Landsat卫星的TM和ETM影像,SRTM-DEM数字地面高程数据和研究区域内的全国标准站的多年平均公里网格的气温数据等。

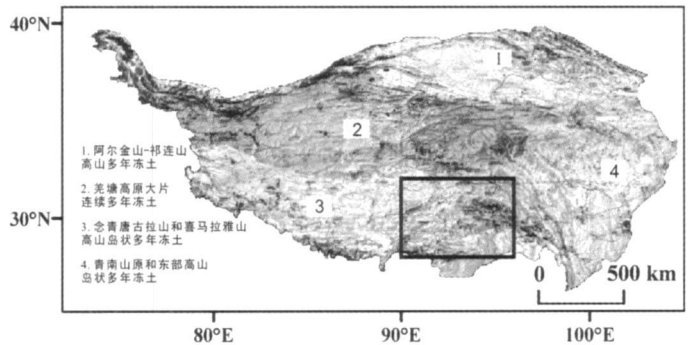


图1 青藏高原多年冻土分布及研究区范围

(据施雅风等,中国冰雪冻土分布图,1988)

Fig 1 Frozen ground of the Qinghai-Tibet Plateau and the study area

遥感影像分别是 1990 年左右夏季的 TM 影像和 2000 年左右夏季的 ETM 影像, 30m 分辨率, img 格式, 采用的是 7, 4, 2 波段合成的假彩色合成影像。7, 4, 2 波段合成结构信息逼真, 有利于地貌信息的解译和判读<sup>[10]</sup>。

SRTM-DEM 数字地面高程数据采用 ARCGIS 的 grd 格式, 它记录研究区内任何一个地方的高程信息, 网格为 90m。利用 DEM 数据可以计算出研究区的地貌起伏度、海拔高度和坡度、坡向等形态信息, 对掌握研究区域地表的形态特征具有重要作用。

多年平均气温数据是利用全国 600 多个气象台站 40 多年的观察记录, 利用气温与经纬度、海拔高度等的明显的线性相关关系, 通过“回归方程计算+残差”的方法, 对全国的多年平均气温观察数据进行空间化(栅格化), 得到全国的多年平均气温数据, 然后再裁剪获得研究区的多年平均气温数据。

### 3 研究方法

本次研究先利用公里网格的气温数据以及由此预测的地温数据和 DEM 数据等指标确定出冰缘地貌分布范围的初始界线, 然后利用遥感影像特征和人工目视解译经验对其检验和修改, 确定出冰缘地貌范围的最终界线。在冰缘地貌范围已知的情况下, 可以利用数字高程模型(DEM)计算出它的高度、起伏度和坡度等形态指标。以此为基础和参考, 通过遥感影像中的冰缘地貌特征和地貌专家知识, 基于地貌单元的完整性特征, 以坡折线、山麓线和沟谷线等地貌特征线为基础, 采用人机交互的智能化方法进行检查和修改, 得到冰缘地貌的形态特征。成因和形态相结合, 完成对研究区域冰缘地貌的定量提取。

#### 3.1 冰缘地貌范围的确定

关于冰缘地貌带的下界, 大部分学者认为现代多年冻土下界即是冰缘带下界<sup>[11]</sup>。至于冰缘地貌带的上界, 学术界普遍认为其上界就是雪线。在本研究中, 先利用多年冻土下界和雪线来近似冰缘地貌带的范围, 然后利用遥感影像特征和人工解译经验, 采用人机交互智能化方法对其检查和修改, 从而得到最终结果。关于范围的模拟方法, 采用以研究区域多年平均气温、地温和海拔高度三种方法进行模拟。

**3.1.1 利用多年平均气温进行冰缘地貌范围模拟** 在本方法中, 以多年冻土的界线来近似冰缘地貌的分布范围。在相同的气温条件下, 由于不同的下垫面条件冻土分布各异。因此, 在本次研究中, 将研究区域划分为两部分, 一部分是研究区域的西北部, 以多年平均气温 $-3^{\circ}\text{C}$ 到 $-1^{\circ}\text{C}$ 为界; 另一部分是其他研究区域, 以多年平均气温 $-2^{\circ}\text{C}$ 到 $0^{\circ}\text{C}$ 为界。具体模拟结果如图 2(a) 所示。

在本研究中, 下垫面对模拟结果影响最大的是研究区的西北部青藏高原湖泊分布区, 而其他地区则多为山地和丘陵。因此将研究区域分为两部分, 先分别进行模拟, 然后将模拟结果进行合并, 从而得到最终结果。在下面利用地温进行模拟时采用了类似的方法。

**3.1.2 利用地温对冰缘地貌范围进行模拟** 根据冻土存在的条件, 认为冻土存在的年平均地表温度是 $t < 0^{\circ}\text{C}$ 。在相同下垫面情况下, 地表温度与气温之间有较好的相关关系<sup>[12]</sup>, 因此地温也可用来模拟冰缘地貌的范围。由于没有直接的地温数据, 因此通过研究地温与气温的关系, 从它们的关系中获得近似的地温值。李述训等<sup>[13]</sup>认为在已知气温预报值的情况下, 可以利用公式得到地面温度的预报值。公式如下:

$$T_s(\theta, \varphi, h) = T_a(\theta, \varphi, h) + \Delta T_i(\theta, \varphi, h) \quad (1)$$

式中:  $T_s(\theta, \varphi, h)$  为地温;  $T_a(\theta, \varphi, h)$  为气温;  $\Delta T_i(\theta, \varphi, h)$  为差值;  $\theta$  为经度;  $\varphi$  为纬度;  $h$

为高程。

获得了地面温度后，借鉴气温模拟的方法，获得利用地面温度模拟研究区冰缘地貌分布范围的结果如图 2(b) 所示。

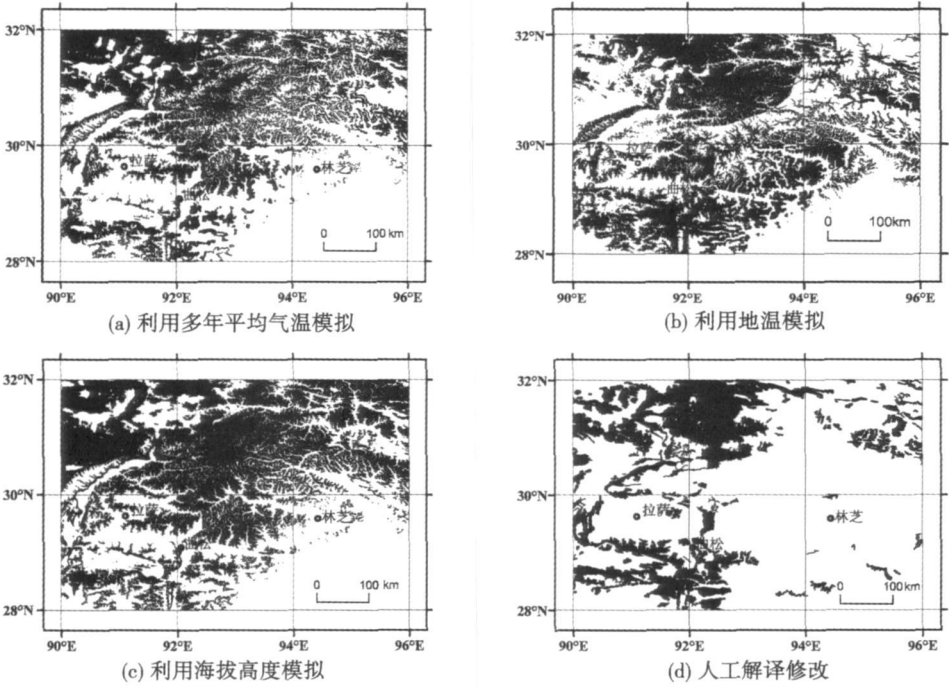


图 2 通过不同方法获得的冰缘地貌分布范围结果

Fig 2 The result of periglacial geomorphological distribution acquired by different methods  
(a simulated by average temperature; b simulated by ground temperature;  
c simulated by elevation; d revised by visual interpretation)

**3 1 3 利用海拔高度进行冰缘地貌范围模拟** 程国栋认为青藏高原多年冻土具有明显的三向(纬向、经向和垂直方向)地带性规律，多年冻土下界海拔高度( $H$ )与纬度( $lat$ )间的关系可以用高斯分布函数表示：

$$H = 3650 \exp[-0.003(lat - 25.37)^2] + 1428 \tag{2}$$

式中： $H$  为多年冻土下界高度 (m)； $lat$  为地理纬度 ( $^{\circ}$ )<sup>[14~17]</sup>。

经过对多年冻土下界海拔高度所做的大量研究，丁德文等认为多年冻土下界高度主要与纬度、年平均气温、高度变化率和年平均气温差有关，根据年平均气温与海拔、纬度的统计关系，并认为下界处的年平均气温为 $-2.0^{\circ}\text{C}$ ，得到西藏地区多年冻土下界分布高度模型：

$$HL = (40.24 - T - 0.491L) / 0.572 \times 100 \tag{3}$$

式中： $HL$  为下界海拔 (m)； $T$  为年平均气温 ( $^{\circ}\text{C}$ )； $L$  为纬度 ( $^{\circ}$ )<sup>[18]</sup>。

关于雪线高度，蒋忠信认为北半球的雪线高度和以下的数学模式非常吻合：

$$H = 5462e^{-0.0006353(\varphi - 18.5)^2} - 250 \tag{4}$$

式中： $\varphi$  为地理纬度 ( $^{\circ}$ )<sup>[19]</sup>。

根据此模型结合纬度因素和海拔高度数据，获得了雪线高度的分布数据。

对上述两个模型分别进行了计算，发现结果差别不大，这从一定程度上说明：这种模

拟是可行的。最后, 采取第一种模型, 和雪线高度进行结合, 得到的模拟结果如图 2(c)。3.1.4 人工解译对冰缘地貌范围的确定 在利用气温、地温和海拔高度等方式和模型对冰缘地貌范围进行模拟后, 利用人工解译经验对模拟结果进行综合、评价、检验、修改和校正。在模拟结果的基础上, 通过野外调查, 利用遥感影像特征、资料、专家知识和人工解译经验, 再通过野外验证, 采用人机交互智能化方法进行修改, 得到研究区域冰缘地貌的范围如图 2(d) 所示。

利用遥感影像和人工解译经验修改后的冰缘地貌分布范围, 就是研究区域内冰缘地貌分布范围的最终结果。

3.1.5 以上方法所得冰缘地貌分布范围的对比 从图 2 中可以看出, 用地温与气温模拟相比, 在精度上有一定差距。这是由于地温是通过气温计算出来的, 它们之间在模拟方法和数据上都有一定的一致性, 但是和气温相比, 地温的数据精度和准确性较差。通过对由多年平均气温与地温模拟的冰缘地貌分布范围和最终的冰缘地貌分布范围的对比, 可以看出: 模拟结果和最后修改后的解译结果在整体上是比较吻合的, 它可以反映出冰缘地貌的大致分布范围。但是在一些具体区域, 两者之间又可能出现较大差异。如在西北部两者之间的差异就较大, 这是由于此地区分布有大量湖泊, 受湖成地貌影响, 冰缘地貌分布范围气温偏低造成的。而在西南部及其他区域, 冰缘地貌则出现在气温较高区域, 这些都造成了模拟结果的差异。另外, 研究区域东南部的少量冰缘地貌也没有模拟出来。和最后解译结果的  $5.15 \times 10^4 \text{ km}^2$  相比, 气温模拟的面积约为  $8.54 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 地温模拟的面积则约为  $10.02 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

通过对由海拔高度模拟的冰缘地貌分布范围和最终解译的结果对比, 可以看出: 模拟结果虽然能够在整体上反映出冰缘地貌的分布情况, 但与最终的结果有较大出入。这是因为, 模拟结果只利用了冰缘下界的海拔高度与纬度之间的关系, 这在模拟大区域时是可以的, 但对于具体地方, 难免出入很大。如在研究区域的西北部, 模拟结果就把纳木错湖作为冰缘地貌的范围。其模拟冰缘面积约为  $8.93 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

因此, 利用地温、气温、海拔高度和经纬度等指标虽然可以得到研究区域的冰缘地貌的大致分布范围, 在具体解译时也具有重要参考价值。但是, 在具体地区的遥感解译时, 还要依靠遥感影像特征和人工解译经验对自动解译的结果进行判读、确认和综合。冰缘地貌数字遥感解译水平的进一步提高, 有赖于对其特征的更深入把握和探索更加适合、具体和精确的模拟指标和模型。

### 3.2 冰缘地貌形态的确定

在确定了冰缘地貌的范围后, 接下来利用 DEM 和遥感影像特征来获得冰缘地貌分布范围内的地貌形态特征, 这主要包括平原和山地的界线、高度和起伏度以及坡度等指标的确定<sup>[20-22]</sup>。

3.2.1 冰缘地貌范围内平原和山地界线的确定 在确定冰缘地貌内平原和山地的界线时, 采用 DEM 生成的坡度图的  $\varphi$  为分界线,  $> \varphi$  的划为山地(包括丘陵),  $< \varphi$  的划为平原(包括台地)。然后, 参考 DEM 生成的界线, 在遥感影像和其他资料辅助下, 利用人工解译经验进行综合、修改和检验, 得到研究区域冰缘地貌的平原和山地的范围。结果如图 3(a) 所示(自动指 DEM 自动生成, 人工指经过人工目视修改后的最后结果)。

由图 3(a) 可以看出, 利用 DEM 计算的山地平原界线和经过修改后的最后解译结果比较吻合。除了在西北的湖泊区域利用 DEM 将一些坡度较小的丘陵计算为平原外, 其他地

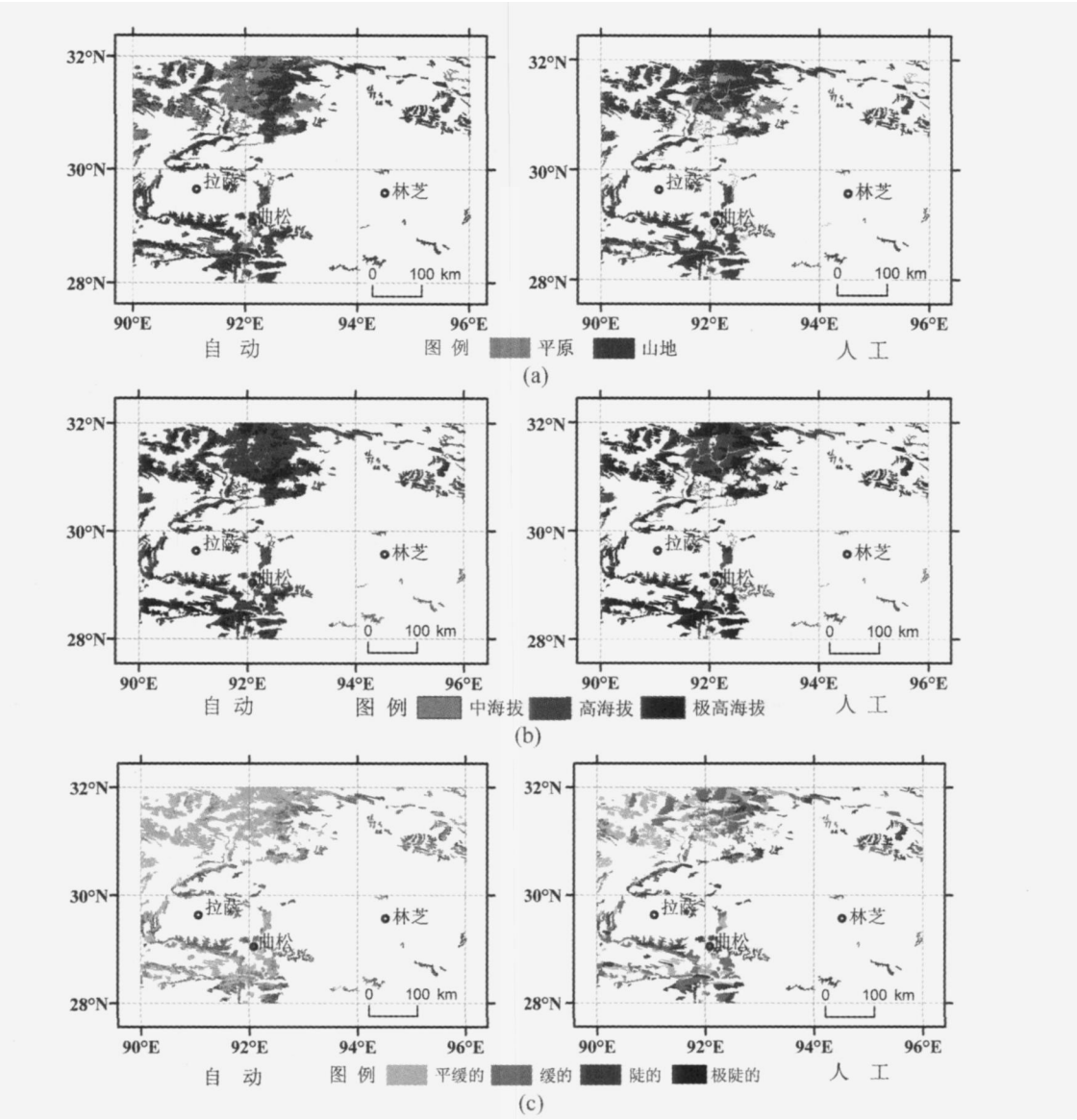


图 3 不同属性的自动生成和人工修改后的最后结果的对比图 (a 山地平原界线; b 海拔高度; c 坡度)  
Fig 3 The comparison map of different attributes between automatic production and revised final result  
(a boundary of mountain and plain; b elevation; c slope)

方的确定是比较准确的, 和最后结果比较一致。经计算: DEM 计算得到的山地面积是  $3.15 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 平原面积是  $2.0 \times 10^4 \text{ km}^2$ ; 最后解译结果得到的山地面积是  $4.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 平原面积是  $0.65 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

**3.2.2 冰缘地貌范围内地面起伏度的确定** 冰缘地貌范围内地面起伏度的确定, 可以作为判断平原、台地、丘陵及不同起伏的山地的参考和依据。经过研究认为: 起伏度  $< 30\text{m}$  的为平原,  $30 \sim 50\text{m}$  的为台地,  $50 \sim 200\text{m}$  的为丘陵,  $200 \sim 500\text{m}$  的为小起伏山地,  $500 \sim 1000\text{m}$  的为中起伏山地,  $1000 \sim 2500\text{m}$  的为大起伏山地,  $> 2500\text{m}$  的为极大起伏山地。根据上述指标, 利用 DEM 做出的地面起伏度计算图, 为在利用遥感方法进行人工解译冰

缘地貌的起伏度时提供了重要参照和依据。图版3图4是利用DEM生成的地面起伏度和利用人工方法修正后的地面起伏度结果之间的对比。

由图版3图4可以看出，自动生成的起伏度和经过人工修改后的最后结果虽然在严格对应上可能有较大差异，但是一般只差一个等级。如自动生成的小起伏山地，可能在经过人工判断后，会将其定为丘陵或中起伏山地。这是由于自动生成的结果是以像素为基础进行计算的，而人工解译时是以地貌单元为基础的，并参考了其他属性的解译结果。因此，虽然在严格对应可能有较大出入，但是毫无疑问，自动生成的结果还是为最终解译提供了很大帮助。具体的结果如表1所示：

表1 地貌起伏度自动生成与人工修改后的结果比较

Tab 1 The area comparison of ground relief between automatic production and revised final result						
面积 (×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> )	平原	台地	丘陵	小起伏山地	中起伏山地	大起伏山地
自动生成	0.09	0.12	1.15	2.32	1.40	0.07
人工修改	0.56	0.13	0.54	1.56	2.11	0.25

3.2.3 冰缘地貌范围内海拔高度的确定 对不同的地貌类型来说，海拔高度是一个重要的属性和指标，它反映了地貌本身以及地貌类型之间的高低关系。在这方面，数字高程模型数据(DEM)提供了重要参考，它是判断地貌类型海拔高低的依据。在判断时，认为海拔高度<1000m的为低海拔，1000~3500m的为中海拔，3500~5000m的为高海拔，>5000m的为极高海拔。根据以上所述判断标准，利用DEM自动计算出不同地区海拔高度所对应的类型属性，无疑为在地貌解译时解译本属性提供了重要的基础和帮助。图3(b)是研究区域冰缘地貌的海拔高度的DEM自动生成和人工最后解译结果的对比。

由于对自动生成的海拔高度进行人工修改时，仍旧以数字高程模型数据为主要依据。因此，自动生成的结果和最后解译结果相比，具有极大的相关性。但是，在最后修改时，更多的是对于每一个地貌类型判断海拔高度，而且在定海拔高度时，主要依据地貌类型内的最高海拔高度来确定，从而造成了和自动生成的结果之间的误差。自动生成的结果和人工修改后的最后结果的面积差异如表2所示：

表2 海拔高度自动生成与人工修改后的结果比较

Tab 2 The area comparison of ground relief between automatic production and revised final result			
面积 (×10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> )	中海拔	高海拔	极高海拔
自动生成	0.06	3.69	1.40
人工修改	0	1.90	3.25

3.2.4 冰缘地貌范围内坡度的确定 在反映地貌形态时，坡度也是一个比较重要的指标，它反映了单位面积上起伏度变化的剧烈程度。在确定平原和山地的界线时，曾用坡度作为指标来参考。由于对平原和台地坡度的判断更多地依赖于其形态及走向，因此这里主要确定丘陵和山地的坡度大小。对于丘陵和山地的坡度，经研究后认为：坡度<15°的是平缓的，15°~25°的是缓的，25°~35°的是陡的，>35°的是极陡的。

确定了指标后，就可用数字高程模型数据计算地貌类型(主要是丘陵和山地)的坡度。这是人工解译地貌类型的坡度属性的最主要依据之一。图3(c)是研究区域冰缘地貌丘陵和山地的坡度利用DEM自动生成和人工修改最后解译结果的对比。

在对一个地貌类型赋予坡度属性时，除了依据数字高程模型数据外，也综合考虑地貌

类型的其他属性，如起伏度和海拔高度等。因此，在最后生成的结果中，人工修改后的最后结果在“平缓的”和“极陡的”两个属性上比自动生成的面积要小，而在中间的两个属性“缓的”和“陡的”上却比自动的面积大。具体的结果如表 3 所示：

表 3 坡度自动生成与人工修改后的结果比较

Tab 3 The area comparison of slope between automatic production and revised final result

面积 ( × 10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup> )	平缓的	缓的	陡的	极陡的
自动生成	2.78	1.09	0.45	0.11
人工修改	1.22	2.07	1.14	0.003

4 研究结果

以成因和形态解译原则为基础，在数字高程模型数据和气温数据等支持下，利用模型和方法实现了研究区域冰缘地貌的半自动数字遥感解译，通过专家知识进行检查和修正，就得到了定量遥感解译的最终结果，如图版 3 图 5 所示。

对解译结果进行统计，如表 4 所示：

表 4 研究区域冰缘地貌遥感解译结果

Tab 4 Interpretation result of periglacial geomorphology in the study area

平原/山地	起伏度和海拔高度	坡度	名称	面积 (km <sup>2</sup> )
平原	高海拔平原		冰缘作用的高海拔平原	4541
	极高海拔平原		冰缘作用的极高海拔平原	1050
	高海拔台地		冰缘作用的高海拔台地	1123
	极高海拔台地		冰缘作用的极高海拔台地	149
山地	高海拔丘陵	平缓的	冰缘作用的高海拔平缓丘陵	2307
		缓的	冰缘作用的高海拔缓丘陵	1016
		平缓的	冰缘作用的极高海拔平缓丘陵	1590
		缓的	冰缘作用的极高海拔缓丘陵	531
	小起伏高山	平缓的	冰缘作用的小起伏平缓高山	1616
		缓的	冰缘作用的小起伏缓高山	2666
		陡的	冰缘作用的小起伏陡高山	41
		平缓的	冰缘作用的小起伏平缓极高山	5106
	中起伏高山	缓的	冰缘作用的中起伏缓极高山	5780
		陡的	冰缘作用的中起伏陡极高山	332
		缓的	冰缘作用的中起伏缓高山	2094
		陡的	冰缘作用的中起伏陡高山	2244
	中起伏极高山	极陡的	冰缘作用的中起伏极陡高山	338
		平缓的	冰缘作用的中起伏平缓极高山	1564
		缓的	冰缘作用的中起伏缓极高山	8155
		陡的	冰缘作用的中起伏陡极高山	6741
	大起伏高山	陡的	冰缘作用的大起伏陡高山	1074
		缓的	冰缘作用的大起伏缓极高山	293
	大起伏极高山	陡的	冰缘作用的大起伏陡极高山	1106



在研究区域中, 冰缘地貌总面积约  $5.15 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 占总面积的  $1/5$  左右。其中, 高海拔平原占冰缘地貌总面积的  $1/10$  左右, 主要分布在研究区域的西北角的那曲附近和河谷两旁。那曲附近的冰缘地貌处于研究区域湖泊密集区的东边, 地面充足的水分可能为冰缘地貌的形成提供了便利。在冰缘地貌中, 丘陵和山地占主要部分, 约占总面积的  $4/5$  左右。其中, 丘陵主要分布在研究区域西北角的那曲附近, 地势相对较低和平缓。另外, 在研究区域西南部也有少量分布。冰缘作用的山地是本研究区域最主要的冰缘地貌, 所占面积也较其他冰缘地貌类型多很多。其中小起伏高山和小起伏极高山面积约  $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 主要分布在研究区域的西南部和西北部, 并且是这两个地区主要的冰缘地貌类型。中起伏高山和中起伏极高山是本研究区最重要的冰缘地貌类型, 除了研究区域的东南部外, 它是其他区域冰缘地貌的主要类型, 特别是东北部的冰缘地貌主要由其组成。大起伏高山和大起伏极高山面积不大, 主要分布在研究区域南部和东南部。冰缘地貌在海拔高度上处于雪线以下和流水地貌以上, 在本研究区域是较重要的一种地貌类型。

## 5 结论

本研究以国家标准站多年平均公里格网气温、地温和海拔高度等指标模拟了冰缘地貌界线。然后以 SRTM—DEM 数据, 自动生成了冰缘地貌类型的山地平原界线、起伏度、海拔高度和坡度等形态属性指标。在遥感影像 TM 和 ETM 影像特征辅助下, 基于地貌单元的完整性并采用人机交互智能化方法对自动生成的结果进行修改, 最终得到了研究区域冰缘地貌的遥感解译结果 (如图版 3 图 5 所示)。

结果表明: ①利用站点和观测数据获得的提取模型和分布函数与实际情况有较大的误差, 用它们对青藏高原冰缘地貌界线进行提取时有一定帮助, 但是, 用人工目视解译方法对界线进行修改是必须和重要的。②在获得了冰缘地貌的分布范围后, 利用 SRTM—DEM 数据和分类指标对冰缘地貌的次级类型进行自动提取, 提取结果对人工目视解译则可提供比较重要的参考。③在青藏高原当今条件恶劣、资料不足的情况下, 采用数据和模型对其地貌信息进行自动提取, 为遥感地貌解译和数字地貌信息获取提供了较好的补充。

虽然自动提取的结果对最后解译结果的获得能够提供一定的参考, 但是, 毫无疑问, 自动提取的结果和最后结果之间还是有很大的差异, 在面积上也是如此。究其原因, 作者认为有如下三条: ①首先是用于模拟的数据的精度和质量问题, 青藏高原空气稀薄, 交通不便, 气象台站较少, 难以获得精确的数据, 模拟的质量自然会受到较大影响; 随着科技发展, 如果能够获得更高质量数据进行模拟, 提取结果的质量将会得到提高<sup>[23]</sup>。②其次是模拟的问题, 在实际进行遥感解译时, 不同的属性之间不是孤立存在的, 它们都有着紧密的联系, 如果在模拟时能够充分利用不同属性之间的联系, 使其和人工目视解译的流程和方法更加吻合, 也必将带来模拟质量的极大提高; ③最后是因为在地貌目视解译时考虑到地貌单元的完整性特征, 需以沟谷线、山麓线和坡折线等特征线为勾画地貌单元的指标, 而模拟时则针对每个像素, 缺少了人工解译对地貌单元完整性特征的认知, 使模拟结果和最后经过解译修正的结果存在较大的误差。

## 参考文献:

- [1] 张锦锂, 李炳元, 郑度. 论青藏高原的范围与面积. 地理研究, 2002, 21(1): 1~8.
- [2] 李炳元. 青藏高原的范围. 地理研究, 1987, 6(3): 57~64.

- [ 3 ] 刘东生,张新时,熊尚发,等. 青藏高原冰期环境与冰期全球降温. 第四纪研究, 1999, (5): 385~ 396.
- [ 4 ] 郭鹏飞,王键,边纯玉. 青藏高原多年冻土概论. 青海地质, 1995, (2): 58~ 69.
- [ 5 ] 崔之久,朱诚. 我国冰缘地貌研究述评与展望. 冰川冻土, 1988, 10(3): 304~ 311.
- [ 6 ] 梁凤仙,罗祥瑞. 冰缘地貌现象在航片上的识别标志. 冰川冻土, 1981, 3(4): 72~ 74.
- [ 7 ] S. van Asselen, Seijmonsbergen A. C. Expert-driven semi-automated geographical mapping for a mountainous area using a laser DTM. *Geomorphology*, 2006, 78: 309~ 320.
- [ 8 ] Mauro Guglielmin, Barbara Aldighieri, Bruno Testa. PERMACLIM: A model for the distribution of mountain permafrost, based on climatic observations. *Geomorphology*, 2003, 51: 245~ 257.
- [ 9 ] Oky Dicky Ardiansyah Prima, Ayako Echigo, Ryuzo Yokoyama, *et al.* Supervised landform classification of North-east Honshu from DEM-derived thematic maps. *Geomorphology*, 2006, 78: 373~ 386.
- [ 10 ] 赵英时. 遥感应用分析原理与方法. 北京: 科学出版社, 2003. 6.
- [ 11 ] 王绍玲. 青藏高原极大陆型多年冻土和冰缘若干问题探讨. 干旱区地理, 1991, 14(2): 10~ 14.
- [ 12 ] 中国科学院兰州冰川冻土研究所编制. 中国冰雪冻土图简要说明书. 北京: 中国地图出版社, 1988.
- [ 13 ] 李述训,吴通华. 青藏高原地气温度之间的关系. 冰川冻土, 2005, 27(5): 627~ 632.
- [ 14 ] 程国栋,赵林. 青藏高原开发中的冻土问题. 第四纪研究, 2000, 20(6): 521~ 531.
- [ 15 ] 程国栋. 我国高海拔多年冻土地带性规律之探讨. 地理学报, 1984, 39(2): 185~ 193.
- [ 16 ] 程国栋,吴邦俊. 高海拔多年冻土分布的地带性数学模式之探讨. 冰川冻土, 1983, 5(4): 1~ 7.
- [ 17 ] 吴青柏,李新,李文君. 青藏公路沿线冻土区域分布计算机模拟与制图. 冰川冻土, 2000, 22(4): 323~ 326.
- [ 18 ] 丁德文,徐学祖. 试论我国多年冻土平面分布类型的区划指标. 中国地理学会冰川冻土学术会议论文集(冻土学). 北京: 科学出版社, 1982. 70~ 73.
- [ 19 ] 蒋忠信. 雪线地带性的定量分析. 冰川冻土. 1984, 6(2): 27~ 34.
- [ 20 ] 程维明. 中国 1: 100 万地貌—地表覆被—景观生态制图方法研究. 中国科学院博士后研究报告, 中国科学院地理科学与资源研究所, 2005.
- [ 21 ] 中国 1: 100 万数字地貌遥感解译与集成流程(试行本). 中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室, 2005.
- [ 22 ] 中国 1: 100 万数字地貌分类及编码体系(试行本). 中国科学院地理科学与资源研究所资源与环境信息系统国家重点实验室, 2005.
- [ 23 ] 高荣,韦志刚,董文杰,等. 20 世纪后期青藏高原积雪和冻土变化及其与气候变化的关系. 高原气象, 2003, 22(2): 191~ 196.

## Research on the information extraction method of periglacial geomorphology on the Qinghai-Tibet Plateau based on remote sensing and SRTM: A case study of 1: 1, 000, 000 Lhasa map sheet( H46)

ZHAO Shang-min<sup>1, 2</sup>, CHENG Wei-ming<sup>1</sup>, CHAI Hu-xia<sup>1, 2</sup>, QIAO Yu-liang<sup>3</sup>

(1. State Key Laboratory of Resources and Environmental Information System, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2. Xinjiang Institute of Ecology and Geography, CAS, Urumqi 830011, China;

3. Taiyuan University of Technology, Taiyuan 030024, China)

**Abstract:** Qinghai-Tibet Plateau located in southwestern China is one of the important geomorphological units of the country's terrestrial part. Because of its high altitude, vast are-

a, and the mid-latitude location, known as "the third pole", it has close correlation with the biggest monsoon system on the globe which has not only sensitive responding character but significant impact on the global climate change. Hence it becomes one of the hot spots of research. Specific geographical environment, unique sea level elevation and frigid climate condition of the Qinghai-Tibet Plateau make kinds of periglacial geomorphology brand into the geomorphological landscape of the Plateau.

Taking the district of 1: 1,000,000 international standard of Lhasa map sheet (serial number H-46) as an example, this paper explores an information extraction method of periglacial geomorphology on the Qinghai-Tibet Plateau based on multiple source data such as remote sensing data, SRTM, air temperature and ground temperature. In the research, the primitive boundary of periglacial geomorphology is acquired by the indexes such as annual mean temperature of national standard station with a resolution of 1km, annual mean ground temperature and elevation through models. The bound is revised and synthetically processed by using the features such as color, shape and texture of remote sensing images (TM and ETM+ of Landsat). Hence the extent of periglacial geomorphology of the study area is determined. Then the morphological indexes such as relief, elevation and slope of the periglacial geomorphology in the study area are computed by using the SRTM-DEM data. Based on the features such as the completeness of geomorphological units, in virtue of geomorphological expert knowledge and the features of remote sensing images, the indexes are revised by using man-computer mutual intelligentized extraction method. At length quantificational exaction of morphological indexes of periglacial geomorphology in the study area is completed. Finally, the morphological characters of periglacial geomorphology in the study area are integrated and the semi-automatic remote sensing interpretation result map of periglacial geomorphology in the study area and statistical attribute data are achieved.

This research can accomplish remote sensing precise location of geomorphological unit boundary and exact attribute evaluation of geomorphological types based on multiple source data, which promotes the development of extraction methods of remote sensing geomorphological information. Thus the research method can extend to other areas of the Qinghai-Tibet Plateau and is important in theory and practice.

**Key words:** Qinghai-Tibet Plateau; periglacial geomorphology; remote sensing interpretation; information extraction

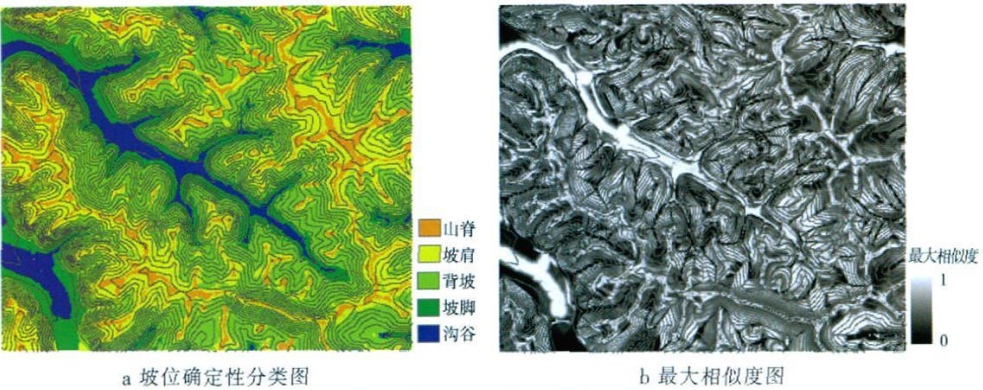


图 5 坡位相似度图的硬化结果  
Fig.5 Hardening map from similarity maps of slope positions

赵尚民 等：基于遥感与 SRTM 的青藏高原冰缘地貌信息提取方法——以 1:100 万标准分幅拉萨幅 (H46) 为例

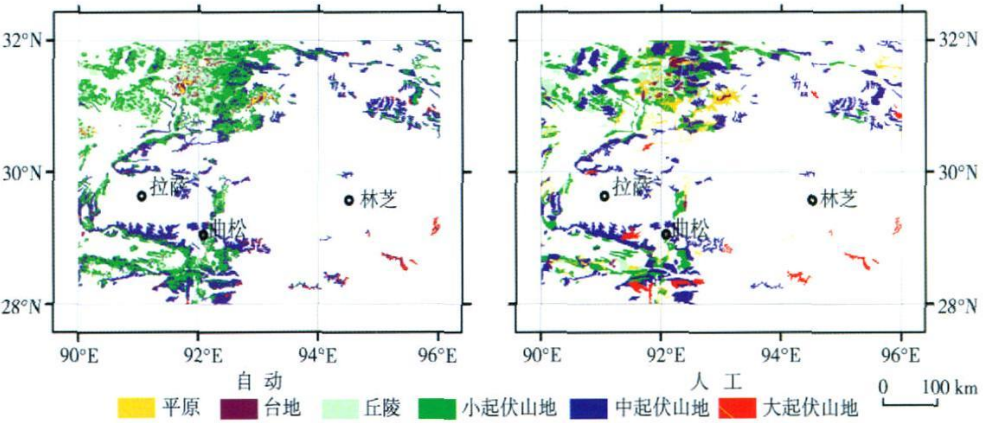


图 4 地面起伏度自动生成和人工修改后的解译结果的对比  
Fig.4 The comparison map of ground relief between automatic production and revised final result

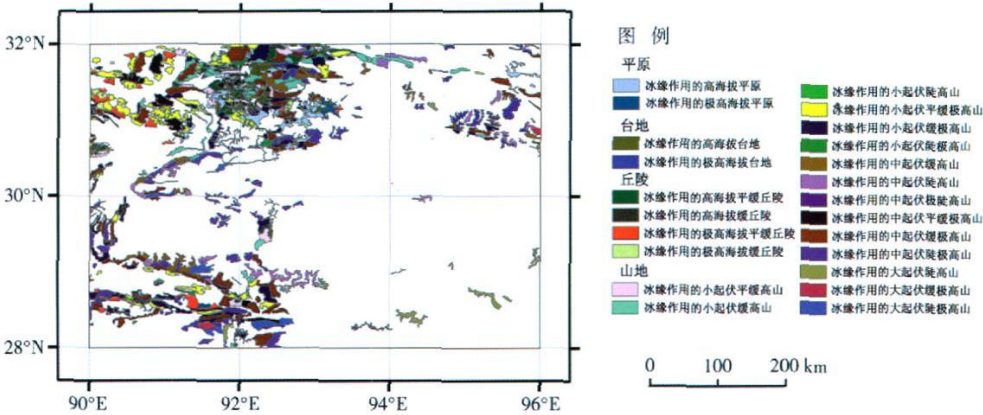


图 5 研究区域冰缘地貌半自动数字遥感解译结果  
Fig.5 The interpretation result of automatic numerical remote sensing of periglacial geomorphology in the study area