

崔航, 牟海珍. 青藏高原东部发育冰川临界海拔的影响因素研究 [J]. 地理科学, 2023, 43(4): 754-762. [Cui Hang, Mu Haizhen. Impact factors of the threshold altitude for glacier development on the eastern Tibetan Plateau. Scientia Geographica Sinica, 2023, 43(4): 754-762.] doi: 10.13249/j.cnki.sgs.2023.04.019

# 青藏高原东部发育冰川临界海拔的影响因素研究

崔航<sup>1,2</sup>, 牟海珍<sup>1,2</sup>

(1. 青海师范大学青藏高原地表过程与生态保育教育部重点实验室, 青海 西宁 810008; 2. 青海师范大学地理科学学院青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008)

**摘要:** 基于冰川-气候模型, 青藏高原东部的布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、达里加山、拉脊山、贡嘎山东坡、贡嘎山西坡和海子山发育冰川临界海拔与物质平衡线高度的差值 ( $\Delta h$ ) 分别为 89 m、85 m、4 m、24 m、16 m、29 m 和 8 m。研究区 5 个山体地形、气候和地势的对比分析表明, 研究区不同山体间  $\Delta h$  的差异受控于山体平衡线高度 (ELA) 处的年降水量和 ELA 以上区域的坡度, 布尔汗布达山 ELA 处极低的降水使得其  $\Delta h$  最大, 达里加山 ELA 处较为丰沛的降水和较为平缓的坡度使得其  $\Delta h$  最小。气候是影响冰川发育最重要的因素, 应进一步探寻气候波动下山体发育冰川临界海拔的变化规律。

**关键词:** 青藏高原; 冰川发育; 平衡线高度

**中图分类号:** P512.4 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2023)04-0754-09

青藏高原位于中国西部干旱和半干旱区, 其较高的海拔结合亚洲季风与西风环流带来的较为丰沛的降水, 使之成为除极地外冰川作用最为强烈的区域<sup>[1]</sup>。现有研究表明, 青藏高原第四纪冰川的发育是山体隆升与全球气候相耦合导致的<sup>[2]</sup>, 因此山体海拔的高低对山地冰川的发育与演化具有重要影响, 当山体海拔大于物质平衡线高度 (equilibrium line altitude, ELA) 时才有可能发育冰川<sup>[3]</sup>。然而, 当前对于山体海拔大于 ELA 多少时才能发育冰川的认识相对匮乏。崔之久等<sup>[4]</sup>通过果洛山和巴颜喀拉山冰川发育特征的对比分析发现, 当山体海拔大于 ELA 100~200 m 时就能达到发育冰川的条件。然而该结论仅是对 2 个山地的研究成果, 是否具有普遍性有待进一步检验, 且未能从影响冰川发育的机理进行探讨。

气候、地势和地形是影响山地发育冰川与否的 3 个决定性因素<sup>[5]</sup>, 而耦合冰川物质平衡-流动模型通过模拟冰川的动力学和热力学过程将气候、地势、

地形和冰川的发育与演化联系起来<sup>[5]</sup>, 是探讨上述问题的理想方法。该模型输入数据较少, 仅需山地不同海拔处的气温与降水数据及山地基岩的数字高程模型 (digital elevation model, DEM), 适用范围广, 已被广泛的应用于青藏高原第四纪冰川演化与气候波动间关系的研究中<sup>[6-8]</sup>。

青藏高原东部的布尔汗布达山、达里加山和拉脊山位于大陆型冰川区, 贡嘎山和海子山位于海洋型冰川区, 不同冰川性质的区域间的气候差异较大。此外, 布尔汗布达山<sup>[9]</sup>、拉脊山<sup>[10]</sup>和贡嘎山<sup>[11]</sup>在第四纪期间普遍发育了山谷冰川, 而达里加山<sup>[11]</sup>和海子山<sup>[12]</sup>在第四纪期间依托山体的夷平面发育了冰帽, 不同山体间地形坡度差别较大。加之这些山体的最高海拔差异显著, 由达里加山的 4636 m 至贡嘎山的 7556 m, 是探讨气候、地形、地势与冰川发育间关系的理想区域。因此, 本文以青藏高原东部的布尔汗布达山、达里加山、拉脊山、贡嘎山和海子山为研究区, 应用耦合冰川物质平衡-流动模型定

**收稿日期:** 2022-01-20; **修订日期:** 2022-04-15

**基金项目:** 国家自然科学基金项目 (41801032, 42161003) 资助。 [Foundation: National Natural Science Foundation of China (41801032, 42161003).]

**作者简介:** 崔航 (1987—), 男, 河南郑州人, 副教授, 主要从事第四纪冰川与环境变化研究。E-mail: cuihang071987@163.com

量估算各个山体发育冰川的临界海拔 ( $H_c$ ) 及其与 ELA 间的差值, 进而探寻冰川发育与气候、地貌间的关系。

# 1 研究区域、研究方法与数据来源

## 1.1 研究区域

### 1.1.1 布尔汗布达山

布尔汗布达山位于青藏高原东北缘、大陆型冰川区(图 1), 气候受西风环流控制, 水汽主要来源于地中海或大西洋<sup>[13-14]</sup>。布尔汗布达山山峰海拔多在 5000 m 左右, 最高峰玉珠峰海拔 6178 m, 依托高大的山体共发育有 208 条现代冰川(图 1)。布尔汗布达山北坡格尔木气象站 1981—2010 年的气象观测数据显示, 多年平均气温与年降水量分别为 5.8℃ 和 45.1 mm, 年降水量的 87% 集中于 5—9 月, 冬季非常干燥<sup>[8]</sup>。

### 1.1.2 达里加山

达里加山位于青藏高原东北缘、大陆型冰川区(图 1), 气候受亚洲季风控制, 水汽主要来源于南亚季风<sup>[13-14]</sup>, 没有现代冰川发育, 但在第四纪期间经历了多次冰川作用<sup>[1]</sup>。达里加山最高峰海拔 4636 m, 在海拔 3800~4400 m 上分布着一个南俯北仰、地势平坦的夷平面。夷平面上年平均气温为

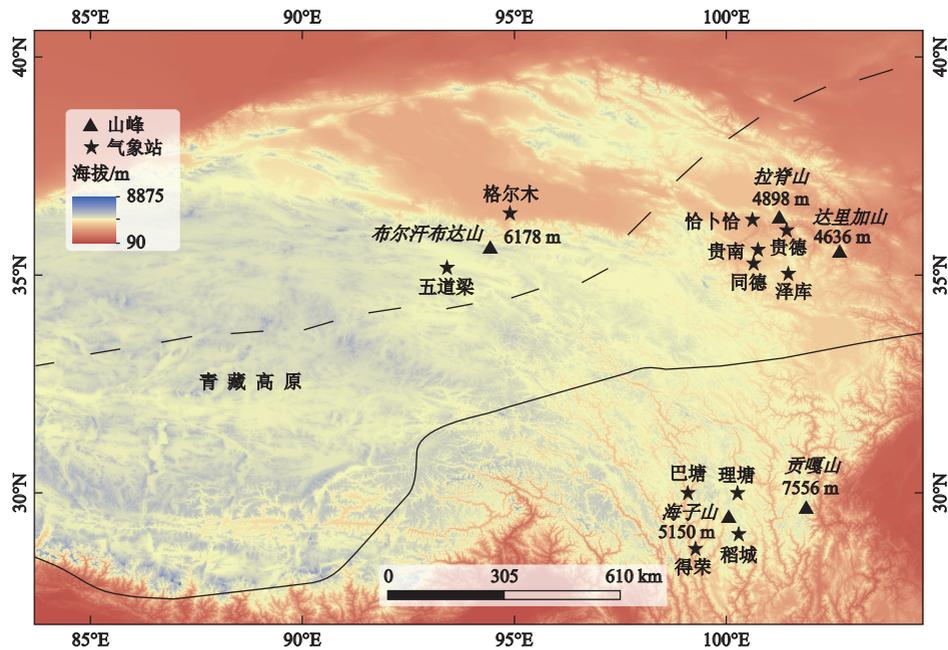
-2.8~-1.9℃, 年降水量约 800 mm<sup>[15]</sup>。达里加山年降水量的 80% 以上集中于 5—9 月, 冬季与春季十分干燥<sup>[15]</sup>。

### 1.1.3 拉脊山

拉脊山位于青藏高原东北缘、大陆型冰川区(图 1), 气候受东南亚夏季风控制, 最高峰海拔 4898 m, 没有发育现代冰川, 但在末次冰期期间经历了多次冰川作用, 彼时依托山体发育了多条山谷冰川<sup>[10]</sup>。拉脊山东南侧的贵德气象站(<http://data.cma.cn>) 1981—2010 年的气象观测数据显示, 当前年平均气温为 7.6℃, 多年平均降水量为 253.1 mm。

### 1.1.4 贡嘎山

贡嘎山位于青藏高原东南部、海洋型冰川区(图 1), 气候主要受控于亚洲季风, 东坡水汽来源于东南季风, 而西坡水汽受西南季风的影响<sup>[18]</sup>。贡嘎山最高峰海拔 7556 m, 是青藏高原东部的最高峰, 主峰周边海拔高于 6000 m 的山峰有 28 座<sup>[19]</sup>。贡嘎山巨大的山体为现代冰川的发育提供了有利条件, 使得该区域共发育有 74 条现代冰川。位于贡嘎山东坡的海螺沟气象站(海拔 2948 m)1988—2010 年的气象观测数据显示, 当前年平均气温与年降水量分别为 4.2℃ 和 1 947 mm, 夏季(6—8 月)降水量占全年降水量的 47%<sup>[20]</sup>。



黑色虚线为季风区与西风区的分界线<sup>[16]</sup>, 黑色实线为大陆型冰川与海洋型冰川的分界线<sup>[17]</sup>

图 1 研究区位置

Fig.1 Location of the study area

### 1.1.5 海子山

海子山位于青藏高原东南部、海洋型冰川区(图 1), 夏半年气候主要受亚洲季风影响, 冬半年气候受控于西风环流<sup>[12]</sup>。在海拔 4 500~4 700 m, 海子山上分布着一个夷平面, 地势北高南低, 北段帽合山最高海拔 5 150 m, 没有现代冰川发育, 但在第四纪期间被一冰帽占据, 留下了丰富的冰川遗迹<sup>[12, 21-22]</sup>。位于海子山南缘的稻城气象站(3 728 m, 1981—2010 年, <http://data.cma.cn>)的气象观测数据显示, 当前年平均气温为 4.8℃, 年平均降水量为 654.3 mm, 5—9 月的降水量占全年降水量的 90% 以上。

### 1.2 研究方法与数据来源

在决定冰川发育与否的 3 个因素中, 地形的起伏用坡度的大小代替, 地势的差异通过山地最大高度与 ELA 间的差值, 即冰川作用正差这一参数来表征。由于冰川 ELA 代表发育冰川的最低界限, ELA 处的气候因子, 尤其是夏季气温与年降水量, 是决定冰川发育与否的重要指标<sup>[3]</sup>, 故应用 ELA 处的夏季平均气温( $T_{6-8}$ )与年降水量( $P_a$ )反映影响冰川发育的气候因素。因此, 定量研究影响冰川发育因素所需的数据为研究区山体的  $H_i$ 、ELA、气象数据和坡度。其中坡度能够通过研究区的 DEM 获取, 气象数据可从中国气象数据网(<http://data.cma.cn>)及 WorldClim(<https://worldclim.org/data/worldclim21.html>)上下载, 山体的  $H_i$  基于耦合冰川物质平衡-流动模型模拟获取。基于耦合冰川物质平衡-流动模型获取的山地物质平衡可推导出山地物质平衡为 0 时的海拔, 即 ELA。

#### 1.2.1 模拟山体的 $H_i$ 和 ELA

对于没有现代冰川发育的山体, 山体的海拔高度按一定的步长(10 m)增加, 即山体 DEM 每个栅格的值加上这一步长, 然后将新生成的 DEM 输入至耦合冰川物质平衡-流动模型中, 在现代气候条件下运行模型, 若模型导出的冰川厚度( $H$ )数据均等于 0, 则需继续增加山体 DEM 的值, 直至出现冰川厚度数据大于 0, 此时  $H>0$  的位置的海拔即为山体的  $H_i$ ; 而对于有现代冰川发育的山体, 需先减去现代冰川的厚度得到冰川下伏基岩的 DEM, 然后按一定的步长(10 m)减少冰川下伏基岩的海拔高度, 运行模型, 若模型导出的冰川厚度 $>0$ , 则需继续减少冰川下伏基岩的海拔高度, 直至出现冰川厚度数据均等于 0, 紧邻此次模拟结果之前模拟所得的冰川厚度 $>0$  的位置的海拔即为山体的  $H_i$ 。

根据上述模拟山体  $H_i$  的流程可知, 耦合冰川物质平衡-流动模型的应用是整个模拟过程的关键。该模型由冰川物质平衡模拟和冰川流动过程模拟 2 个部分组成, 冰川表面的物质平衡可基于度日模型模拟:

$$M(h) = \sum_h c(h) - \sum_h [DDF \cdot T^+(h)] \quad (1)$$

式中,  $h$  为海拔高度(m),  $M(h)$  为冰川在  $h$  处的物质平衡(mm/a),  $c(h)$  为冰川在  $h$  处的积累量(mm/a), (当  $h$  处的气温低于固态降水的临界温度时,  $h$  处的降水量为冰川在  $h$  处的积累量, 否则冰川在  $h$  处的积累量为 0<sup>[6-8]</sup>),  $T^+(h)$  为冰川在海拔高度  $h$  处的正积温(℃),  $DDF$  为度日因子[mm/(d·℃)]。

冰川流动过程的模拟基于式(1)获取的  $M(h)$  和质量守恒方程:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = M(h) - \frac{\partial q_x}{\partial x} - \frac{\partial q_y}{\partial y} \quad (2)$$

式中,  $H$  为冰川厚度(m),  $t$  为时间(a),  $q_x$  和  $q_y$  分别为冰川在水平面上沿  $x$  与  $y$  方向的冰通量(m<sup>2</sup>/s)。冰通量  $q$  为  $H$  与冰川速度的函数:

$$q = HU \quad (3)$$

式中,  $U$  为冰川水平速度在垂直方向上的平均值(m/s)。 $U$  由冰川内部的变形速度  $U_d$  和底部的滑动速度  $U_s$  构成:

$$U = U_s + U_d = \frac{2}{5}(1-f)HA\tau^m + fB\tau^n \quad (4)$$

式中,  $A$  为冰川内部变形速度的系数,  $B$  为冰川底部滑动速度的系数,  $f$  为调节变形速度和滑动速度所占流动速度比例的参数,  $m$ 、 $n$  为常数(通常取  $m=3$ ,  $n=2$ <sup>[5, 23]</sup>),  $\tau$  为基底剪切应力:

$$\tau = \rho g H \sin \alpha \quad (5)$$

式中,  $\rho$  为冰的密度, 917 kg/m<sup>3</sup>;  $g$  为重力加速度, 9.81 m/s<sup>2</sup>;  $\alpha$  为冰川表面坡度(°)。

模型的输入数据包括冰川下伏基岩的 DEM 和不同海拔高度处的气温与降水。研究区各个山地的 DEM 为从地理空间数据云(<http://www.gscloud.cn>)上下载的空间分辨率为 90 m×90 m 的 SRTM 数据。对于没有现代冰川发育的达里加山、拉脊山和海子山, 可以直接使用山体的 DEM 代入模型进行运算, 而对于发育有现代冰川的贡嘎山和布尔汗布达山, 由于缺少现代冰川厚度的观测数据,

本文采用一个简单的算法估算其现代冰川的厚度。假设贡嘎山和布尔汗布达山的现代冰川为理想塑体, 则其现代冰川底部剪切应力  $\tau=150 \text{ kPa}^{[24]}$ , 然后根据式(5)求得冰川的厚度, 最后用贡嘎山和布尔汗布达山的 DEM 减去冰川厚度即可获得这 2 个山地冰川下伏基岩的 DEM。由于贡嘎山<sup>[25]</sup>和达里加山<sup>[15]</sup>均已有的模型模拟所需的气象数据, 因此对这 2 个山地采用已有的气象数据输入模型进行模拟。拉脊山周边 5 个气象站(图 1)的最佳拟合结果显示, 气温与海拔间呈线性相关关系, 降水与海拔间呈二次曲线关系。海子山周边 4 个气象站(图 1)的 1 月、2 月、3 月、4 月、10 月、11 月和 12 月的降水与海拔间的相关性较差, 但 5—9 月的降水与海拔间具有较好的相关性。据上文可知, 海子山南缘稻城气象站的降水数据显示该区域年降水量的 90% 以上集中于 5—9 月, 因此本文根据海子山周边 4 个气象站的数据求取每月的气温递减率 ( $dT/dh$ ) 及 5—9 月的降水梯度 ( $dP/dh$ ), 其他月份的  $dP/dh$  设为 0, 然后根据稻城气象站月平均气温与降水量进行空间插值, 进而获取海子山不同海拔高度处的气温与降水。布尔汗布达山南北坡的月气温递减率与月降水梯度通过 WorldClim 提供的空间分辨率为 30 弧秒的全球降尺度再分析月值气象数据 (<https://worldclim.org/data/worldclim21.html>)<sup>[26]</sup>获取, 其中由于布尔汗布达山年降水量主要集中于 5—9 月(占全年降水量的 87% 以上)<sup>[8]</sup>, 故认为其他月份的  $dP/dh$  为 0。然后布尔汗布达山南坡和北坡分别基于五道梁和格尔木的月值气温降水数据, 应用上述  $dT/dh$  与  $dP/dh$  进行空间差值, 获取布尔汗布达山南坡和北坡气温与降水的空间分布特征。

模型的参数主要有  $A$ 、 $B$ 、 $f$ 。固态降水的临界温度 ( $T_s$ ) 和  $DDF$ 。处于稳定状态的冰川,  $A$  和  $B$  值的变化对于冰川范围的影响很小<sup>[27]</sup>。因此, 本文取已有研究采用的  $A$ 、 $B$  和  $f$  的值<sup>[5, 23]</sup>运行耦合冰川物质平衡-流动模型, 即  $A=1.0 \times 10^{-7} \text{ a}^{-1} \text{ kPa}^{-3}$ 、 $B=1.5 \times 10^{-3} \text{ ma}^{-1} \text{ kPa}^{-2}$ 、 $f=0.5$ 。取  $T_s=1^\circ\text{C}^{[24]}$ , 当温度低于  $T_s$  时, 降水量即为冰川的积累量, 否则积累量为 0。对于有现代冰川发育的贡嘎山和布尔汗布达山,  $DDF$  值的确定基于上述参数和数据, 选用先验的  $DDF$  运行耦合冰川物质平衡-流动模型模拟 2 个山地现代冰川的分布, 模拟结果与现代冰川分布最为一致时的  $DDF$  即为所求。模拟结果显示, 贡嘎山西坡与东坡的  $DDF$  分别为  $11 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$  和  $10$

$\text{mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ , 布尔汗布达山南坡和北坡的  $DDF$  分别为  $6 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$  和  $3 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ 。张勇等<sup>[28]</sup>总结分析了西部度日因子的空间分布特征, 结果表明布尔汗布达山所在区域为  $DDF$  低值区 [ $DDF \leq 6 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ ], 贡嘎山所在区域为  $DDF$  高值区 [ $DDF \geq 9 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ ], 与模拟结果一致。对于没有现代冰川发育的拉脊山、达里加山和海子山, 位于  $DDF$  中值区的拉脊山和达里加山的  $DDF$  值取该区域  $DDF$  的平均值 [ $7.2 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ ], 位于  $DDF$  高值区的海子山的  $DDF$  值取该区域  $DDF$  的平均值 [ $10.9 \text{ mm}/(\text{d}\cdot^\circ\text{C})$ ]<sup>[24]</sup>。综上所述, 应用上述模型输入数据及参数, 在现代气候条件下运行模型, 获取研究区各个山体的  $H_i$  和 ELA。

### 1.2.2 坡度与冰川作用正差

研究表明, ELA 以上区域地形的坡度是影响冰川发育的重要因素<sup>[9]</sup>。为了探讨主要冰川作用区的坡度与模拟结果间的关系, 本文拟统计研究区山体高于末次冰盛期 ELA 区域的坡度 ( $S_{\text{ELA}}$ )。基于中国西部末次冰盛期 ELA 的空间分布特征<sup>[29]</sup>, 布尔汗布达山、拉脊山、达里加山、贡嘎山和海子山末次冰盛期的 ELA 分别约为  $4900 \text{ m}$ 、 $4200 \text{ m}$ 、 $4000 \text{ m}$ 、 $4400 \text{ m}$  和  $4500 \text{ m}$ 。如上文所述, 布尔汗布达山、拉脊山、达里加山、贡嘎山和海子山最高峰海拔分别为  $6178 \text{ m}$ 、 $4898 \text{ m}$ 、 $4636 \text{ m}$ 、 $7556 \text{ m}$  和  $5150 \text{ m}$ , 冰川作用正差为这些海拔与模型模拟的现代 ELA 的差值。

## 2 结果与分析

### 2.1 结果

在现在气候条件下按一定的步长 ( $10 \text{ m}$ ) 调整研究区山体 DEM 的值, 运行耦合冰川物质平衡-流动模型, 最终模拟得到布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、达里加山、拉脊山、贡嘎山东坡、贡嘎山西坡和海子山的  $H_i$  分别为  $5320 \text{ m}$ 、 $5390 \text{ m}$ 、 $4740 \text{ m}$ 、 $4881 \text{ m}$ 、 $4894 \text{ m}$ 、 $5114 \text{ m}$  和  $5414 \text{ m}$  (表 1)。其中, 达里加山和海子山的 DEM 需分别增加  $120 \text{ m}$  和  $350 \text{ m}$  才能使得山体达到发育冰川的高度; 拉脊山的 DEM 需增加的高度为  $0 \text{ m}$ , 表明拉脊山当前的海拔能够发育冰川, 但其最高峰海拔 ( $4898 \text{ m}$ ) 仅比  $H_i$  高  $17 \text{ m}$ , 不利于冰川的积累与发育, 若山体持续抬升, 在当前气候条件下将可能发育冰川; 布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、贡嘎山东坡和贡嘎山西坡的 DEM 需减少的高度分别为  $840 \text{ m}$ 、

表 1 模型模拟结果及研究区 ELA 处  $T_{6-8}$  和  $P_a$ Table 1 Model simulation results and  $T_{6-8}$  and  $P_a$  at ELA

山地	最高峰海拔/m	$H_i$ /m	ELA/m	$(H_i-ELA)$ /m	$T_{6-8}/^{\circ}\text{C}$	$P_a$ /mm	冰川作用正差/m	
布尔汗布达山	北坡	6178	5320	5231	89	-1.5	343.6	947
	南坡		5390	5305	85	-0.7	379.6	873
达里加山	4636	4740	4736	4	1.8	1047.2	-100	
拉脊山	4881	4857	4793	24	0.7	791.9	41	
贡嘎山	东坡	7556	4894	4878	16	1.8	2748.0	2678
	西坡		5114	5085	29	1.1	1995.8	2471
海子山	5150	5414	5406	8	0.3	918.2	-256	

注:  $H_i$  为发育冰川的临界海拔, ELA 为物质平衡线高度,  $T_{6-8}$  为夏季平均气温,  $P_a$  为年降水量。

770 m、2200 m 和 1980 m。当贡嘎山与布尔汗布达山的 DEM 不断减小时, 其上发育的现代冰川面积、体积随之减小, 直至现代冰川消失 (图 2)。

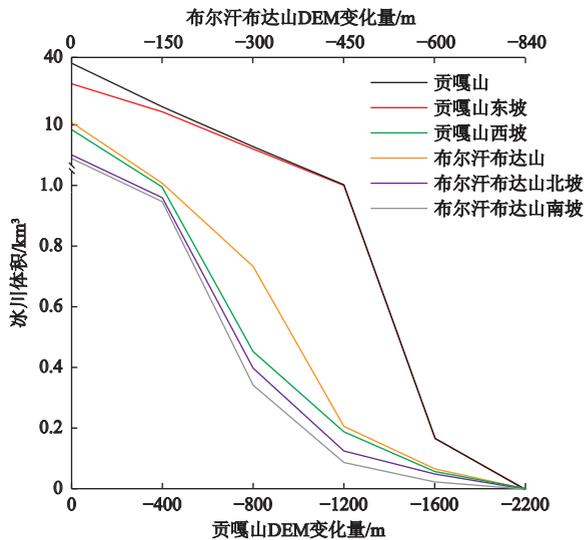


图 2 贡嘎山和布尔汗布达山现代冰川体积与 DEM 关系

Fig.2 Relation of modern glaciers in the Gongga Mountain and the Burhan Budai Mountain with DEM

根据耦合冰川物质平衡-流动模型估算的各个山地现代气候条件下的物质平衡, 布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、达里加山、拉脊山、贡嘎山东坡、贡嘎山西坡和海子山的 ELA 分别为 5231 m、5305 m、4736 m、4793 m、4878 m、5085 m 和 5406 m (表 1)。研究区山体的  $H_i$  与 ELA 间的差值 ( $\Delta h$ ) 由大到小依次为布尔汗布达山北坡 (89 m)、布尔汗布达山南坡 (85 m)、贡嘎山西坡 (29 m)、拉脊山 (24 m)、贡嘎山东坡 (16 m)、海子山 (8 m) 和达里加山 (4 m)。研究区山体冰川作用正差贡嘎山东坡最大

(2678 m), 其后依次为贡嘎山西坡 (2471 m)、布尔汗布达山北坡 (947 m)、布尔汗布达山南坡 (873 m)、拉脊山 (41 m)、达里加山 (-100 m) 和海子山 (-256 m)。研究区山体的  $S_{ELA}$  由陡到缓依次为贡嘎山东坡、贡嘎山西坡、布尔汗布达山北坡、拉脊山、达里加山、布尔汗布达山南坡和海子山 (图 3)。

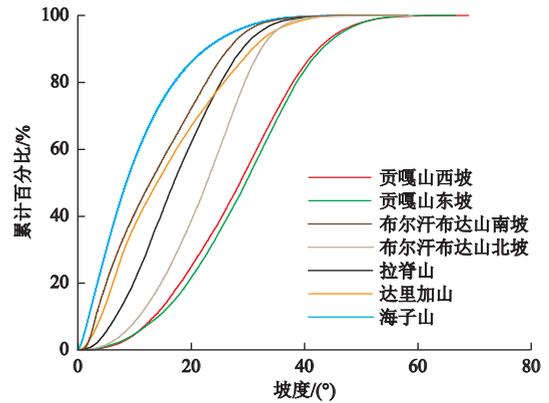


图 3 研究区山地  $S_{ELA}$  累计百分比

Fig.3 Cumulative percentage of  $S_{ELA}$  in the study area

## 2.2 误差分析

耦合冰川物质平衡-流动模型的误差主要来源于模型输入的气象数据及模型参数  $A$ 、 $B$ 、 $f$ 、 $T_s$  和  $DDF$ 。研究表明<sup>[5-8, 25]</sup>,  $A$ 、 $B$ 、 $f$  和  $T_s$  值的变化对模型结果影响极小, 可忽略不计。本文选取的气象数据主要基于研究区周边气象站的观测资料, 且气象数据与海拔之间存在较好的相关关系, 能够反映研究区山体气温与降水的空间分布特征, 满足模型模拟的需要。因此,  $DDF$  值的选取是影响模型模拟误差最为重要的因素<sup>[7-8]</sup>。贡嘎山与布尔汗布达山  $DDF$  值的选取基于模型模拟的现代冰川分布, 获得的  $DDF$  值与现代冰川  $DDF$  值的观测数据一致<sup>[28]</sup>, 拉

脊山、达里加山和海子山没有现代冰川发育, DDF 值的选取基于中国西部度日因子的空间分布特征<sup>[28]</sup>。应用选取的 DDF 值运行模型, 结果显示研究区山地的 ELA 与施雅风等<sup>[17]</sup>估算的研究区各个山地的 ELA 一致(布尔汗布达山、达里加山、拉脊山、贡嘎山和海子山的 ELA 分别为 5200~5400 m、4600~5000 m、4600~5000 m、4800~5200 m 和 5000~5400 m)。因此, 本文模拟的结果能够代表研究区各个山地  $H_i$  及 ELA。

### 2.3 冰川发育影响因素分析

在青藏高原上, 山体海拔高度是发育冰川的重要条件, 海拔越高的山体冰川形成的积累空间越大, 且更为高大的山体山顶气温更低, 冷储更大, 加之其对水汽的拦截, 更有利于冰川的发育, 往往能发育规模较大的冰川<sup>[9]</sup>。因此, 冰川作用正差越大, 山体发育的冰川规模越大。对于有现代冰川发育的贡嘎山和布尔汗布达山, 贡嘎山东坡的冰川作用正差最大(2678 m), 其后依次为贡嘎山西坡(2471 m)、布尔汗布达山北坡(974 m)、布尔汗布达山南坡(873 m)。耦合冰川物质平衡-流动模型的模拟结果显示(图 2), 现代气候条件下上述区域的冰川体积由大到小依次为贡嘎山东坡、贡嘎山西坡、布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡, 与冰川作用正差的变化规律一致。

根据式(5)可知, 当冰川底部剪切应力为一定值或变化较小时, 冰川厚度与冰川表面坡度呈反比。假定冰川是理想塑体, 冰川表面坡度与其下伏基岩的坡度是一致的<sup>[30]</sup>, 冰川下伏基岩坡度越大, 冰川厚度越小, 越不利于冰川的发育。一般而言, 当冰川下伏基岩坡度大于  $60^\circ$  时, 就难以发育冰川<sup>[31]</sup>。此外, 冰川的发育还受 ELA 处的  $T_{6-8}$  与  $P_a$  控制<sup>[3]</sup>, ELA 处夏季平均气温低、年降水量多, 冰川消融量少、积累量多, 利于冰川发育, 反之亦然。因此, 对于模拟结果的分析需综合考虑  $S_{ELA}$  及 ELA 处的  $T_{6-8}$  与  $P_a$ 。总体来看,  $S_{ELA}$  的变化虽然难以阐释不同山体间  $\Delta h$  的差异, 但  $S_{ELA}$  更为平缓、冰期时为冰帽占据的达里加山和海子山的  $\Delta h$  小于  $S_{ELA}$  更为陡峭、第四纪以来主要发育山谷冰川的布尔汗布达山(布尔汗布达山南坡除外)、拉脊山和贡嘎山。虽然布尔汗布达山南坡、达里加山和海子山的  $S_{ELA}$  均较为平缓, 且布尔汗布达山南坡 ELA 处的  $T_{6-8}$  低于达里加山和海子山, 但其 ELA 处的极低的  $P_a$  限制了冰川的积累, 因此其  $\Delta h$  较大。与研究区其他山地相比, 布

尔汗布达山 ELA 处  $T_{6-8}$  最低, 且其  $S_{ELA}$  并非最为陡峭(布尔汗布达山南坡  $S_{ELA}$  的平缓程度仅次于海子山), 但其 ELA 处的极低的  $P_a$  使得其南北坡的  $\Delta h$  最大。达里加山 ELA 处的  $T_{6-8}$  最高而  $P_a$  并非最大, 且  $S_{ELA}$  并非最为平缓, 但其  $\Delta h$  最小, 这可能是其 ELA 处的较为丰沛的降水及较为平缓的  $S_{ELA}$  共同导致的。如达里加山 ELA 处的  $T_{6-8}$  不低于贡嘎山, 且 ELA 处的  $P_a$  小于贡嘎山, 但达里加山更为平缓的  $S_{ELA}$  使得其  $\Delta h$  小于贡嘎山; 与布尔汗布达山和海子山相比, 达里加山 ELA 处的  $T_{6-8}$  更高, 且其  $S_{ELA}$  并非更为平缓, 但达里加山 ELA 处更为丰沛的降水使得其  $\Delta h$  小于布尔汗布达山和海子山; 达里加山 ELA 处  $T_{6-8}$  高于拉脊山, 但 ELA 处的降水量更为丰沛, 且其  $S_{ELA}$  更为平缓, 使得达里加山的  $\Delta h$  小于拉脊山。在海洋型冰川区, 虽然海子山 ELA 处的  $P_a$  小于贡嘎山, 但海子山 ELA 处较低的  $T_{6-8}$  和较为平缓的  $S_{ELA}$  使得其  $\Delta h$  小于贡嘎山; 贡嘎山东坡和西坡的  $S_{ELA}$  较为一致, 东坡 ELA 处的  $T_{6-8}$  稍高于西坡, 但东坡 ELA 处的  $P_a$  约为西坡的 1.4 倍, 丰沛的降水使得东坡的  $\Delta h$  小于西坡。在大陆型冰川区,  $\Delta h$  随着 ELA 处的  $P_a$  的增大呈逐渐降低的趋势, 而  $\Delta h$  并未与 ELA 处的  $T_{6-8}$  和  $S_{ELA}$  呈现相应的规律, 甚至呈现相反的趋势, 表明随着 ELA 处降水的增多, 冰川积累量增大, 利于冰川发育,  $\Delta h$  减小, ELA 处  $P_a$  的不同是布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、达里加山和拉脊山的  $\Delta h$  存在差异的主要因素; 虽然布尔汗布达山北坡 ELA 处的  $T_{6-8}$  最低, 但其 ELA 处的  $P_a$  最小、 $S_{ELA}$  最为陡峭, 因此其  $\Delta h$  最大; 布尔汗布达山南坡的  $S_{ELA}$  最为平缓, 且与达里加山和拉脊山相比, 其 ELA 处的  $T_{6-8}$  较低, 但其 ELA 处极低的  $P_a$  使得其  $\Delta h$  较大; 拉脊山 ELA 处的  $T_{6-8}$  低于达里加山, 但拉脊山 ELA 处较低的  $P_a$  及较为陡峭的  $S_{ELA}$  使得其  $\Delta h$  大于达里加山; 达里加山 ELA 处的  $T_{6-8}$  最高, 但其 ELA 处的  $P_a$  最大、 $S_{ELA}$  较为平缓, 因此达里加山的  $\Delta h$  最小; 布尔汗布达山南坡的  $\Delta h$  稍小于北坡, 这是由于南坡较之北坡 ELA 处的  $P_a$  更大、 $S_{ELA}$  更为平缓。综上所述, 研究区 5 个山体  $\Delta h$  的差异主要受控于不同山体间 ELA 处的  $P_a$  和  $S_{ELA}$  的影响。

### 3 结论与讨论

本文基于冰川-气候模型定量重建了研究区布尔汗布达山南北坡、达里加山、拉脊山、贡嘎山东西

坡和海子山的  $H_i$  及 ELA, 结合研究区各个山地地形、气候和地势间的差异, 揭示了研究区 5 个山地冰川发育的特征, 结果表明: 贡嘎山东坡、贡嘎山西坡、布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡冰储量的变化规律与其冰川作用正差的变化规律一致, 冰川作用正差越大, 冰川规模越大; 布尔汗布达山北坡、布尔汗布达山南坡、达里加山、拉脊山、贡嘎山东坡、贡嘎山西坡和海子山的  $H_i$  分别为 5320 m、5390 m、4740 m、4881 m、4894 m、5114 m 和 5414 m, ELA 分别为 5231 m、5305 m、4736 m、4793 m、4878 m、5085 m 和 5406 m,  $\Delta h$  分别为 89 m、85 m、4 m、24 m、16 m、29 m 和 8 m, 研究区山体的  $S_{ELA}$  由陡到缓依次为贡嘎山东坡、贡嘎山西坡、布尔汗布达山北坡、拉脊山、达里加山、布尔汗布达山南坡和海子山;  $S_{ELA}$  的差异使得冰期时为冰帽占据的达里加山和海子山的  $\Delta h$  小于第四纪以来主要发育山谷冰川的布尔汗布达山北坡、拉脊山和贡嘎山; 与研究区其他山地相比, 布尔汗布达山 ELA 处极低的降水使得其  $\Delta h$  最大; 达里加山的  $\Delta h$  最小是由于其 ELA 处较为丰沛的降水和较为平缓的  $S_{ELA}$  所致; 在海洋型冰川区, 海子山 ELA 处较低的  $T_{6-8}$  和较为平缓的  $S_{ELA}$  使得其  $\Delta h$  小于贡嘎山, 贡嘎山东坡 ELA 处较之贡嘎山西坡更为丰沛的降水使得其  $\Delta h$  小于贡嘎山西坡; 在大陆型冰川区, 不同山间  $\Delta h$  的差异主要受 ELA 处  $P_a$  变化的影响; 研究区不同山间  $\Delta h$  的差异受控于山体 ELA 处的  $P_a$  和  $S_{ELA}$ 。

本文应用耦合冰川物质平衡-流动模型初步探讨了青藏高原东部 5 个典型山地的  $\Delta h$  与山地的地形、地势与气候间的关系, 发现山地 ELA 处的  $P_a$  和  $S_{ELA}$  是影响研究区不同山间  $\Delta h$  存在差异的主要因素。此外, 本文选择的山地分属海洋型冰川与大陆型冰川区, 彼此间气候存在较大差异(表 1), 对这些山地的  $\Delta h$  与气候进行对比分析, 初步阐释了气候的差异(或变化)对山地  $\Delta h$  的影响。在决定冰川发育的 3 个因素(地形、地势和气候)中, 气候对冰川发育的影响最大<sup>[3]</sup>, 随着气候的波动, 冰川随之发生相应的变化。气候的变化会导致地表环境发生变化, 如冰期时海平面下降, 大陆度增加, 下垫面性质与现代存在明显差异, 以现代的气候环境条件探讨冰期气候变化对山地发育冰川的影响, 显然会引入较大的误差, 甚至得出错误的结论。加之冰期时定量重建的古气候数据(如气温与降水的变化

量), 尤其是在冰川作用区十分匮乏, 进一步限制了模型的应用。因此, 下一步的研究中应综合考虑气候波动导致的地表环境的变化, 获取高精度的古气候数据, 提高模拟精度, 探寻冰期时气候的波动对山地  $\Delta h$  的影响。

## 参考文献(References):

- [1] Wang Jie, Kassab C, Harbor J M et al. Cosmogenic nuclide constraints on late Quaternary glacial chronology on the Dalijia Shan, northeastern Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Research*, 2013, 79: 439-451.
- [2] Zhou Shangzhe, Wang Xiaoli, Wang Jie et al. A preliminary study on timing of the oldest Pleistocene glaciation in Qinghai-Tibetan Plateau[J]. *Quaternary International*, 2006, 154-155: 44-51.
- [3] 施雅风, 赵井东, 王杰. 第四纪冰川新论[M]. 上海: 上海科学普及出版社, 2011. [Shi Yafeng, Zhao Jingdong, Wang Jie. *New understanding of Quaternary glaciations in China*. Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2011.]
- [4] 崔之久, 陈艺鑫, 张威. 中国第四纪冰期历史, 特征及成因探讨[J]. *第四纪研究*, 2011, 31(5): 749-764. [Cui Zhijiu, Chen Yixin, Zhang Wei. *Research history, glacial chronology and origins of Quaternary glaciations in China*. *Quaternary Sciences*, 2011, 31(5): 749-764.]
- [5] Plummer M A, Phillips F M. A 2-D numerical model of snow/ice energy balance and ice flow for paleoclimatic interpretation of glacial geomorphic features[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22: 1389-1406.
- [6] Xu Xiangke, Yao Tandong, Xu Baiqing et al. Last glacial maximum glacier modelling in the Quemuqu valley, southern Tibetan Plateau, and its climatic implications[J]. *Boreas*, 2019, 49(2): 286-295.
- [7] Xu Xiangke, Yao Tandong, Xu Baiqing et al. Glacial events during the last glacial termination in the Pagele valley, Qiongmangri peak, southern Tibetan Plateau, and their links to oceanic and atmospheric circulation[J]. *Quaternary Research*, 2020, 95: 1-13.
- [8] Cui Hang, Cao Guangchao, Badingquiyang et al. Climates since late quaternary glacier advances: Glacier-climate modeling in the Kunlun Pass area, Burhan Budai Shan, northeastern Tibetan Plateau[J]. *Quaternary International*, 2020, 553: 53-59.
- [9] Owen L A, Finkel R C, Haizhou M et al. Late Quaternary landscape evolution in the Kunlun Mountains and Qaidam Basin, Northern Tibet: A framework for examining the links between glaciation, lake level changes and alluvial fan formation[J]. *Quaternary International*, 2006, 154: 73-86.
- [10] Owen L A, Ma Haizhou, Derbyshire E et al. The timing and style of Late Quaternary glaciation in the La Ji Mountains, NE Tibet: Evidence for restricted glaciation during the latter part of

- the Last Glacial[J]. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 2003, 47: 263-276.
- [11] Owen L A, Finkel R C, Barnard P L et al. Climatic and topographic controls on the style and timing of late Quaternary glaciation throughout Tibet and the Himalaya defined by  $^{10}\text{Be}$  cosmogenic radionuclide surface exposure dating[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24: 1391-1411.
- [12] 张志刚. 稻城古冰帽第四纪冰川年代学研究[D]. 南京: 南京师范大学, 2014. [Zhang Zhigang. Quaternary glacial chronology of Paleo-Daocheng Ice Cap, southeastern Tibetan Plateau, China. Nanjing: Nanjing Normal University, 2014.]
- [13] Zhang J, Chen F, Holmes J A et al. Holocene monsoon climate documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: A review and synthesis[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30: 1973-1987.
- [14] 王可丽, 江灏, 赵红岩. 西风带与季风对中国西北地区的水汽输送[J]. *水科学进展*, 2005, 16(3): 432-438. [Wang Keli, Jiang Hao, Zhao Hongyan. Atmospheric water vapor transport from westerly and monsoon over the Northwest China. *Advances in Water Sciences*, 2005, 16(3): 432-438.]
- [15] Wang Jie, Cui Hang, Harbor J M et al. Mid-MIS3 climate inferred from reconstructing the Dalijia Shan ice cap, north-eastern Tibetan Plateau[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2015, 30(6): 558-568.
- [16] Chen Fahu, Yu Zicheng, Yang Meilin et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(3-4): 351-364.
- [17] 施雅风, 黄茂桓, 姚檀栋, 等. 中国现代冰川与环境: 现在、过去和未来[M]. 北京: 科学出版社, 2000. [Shi Yafeng, Huang Mao-huan, Yao Tandong et al. *Glaciers and their environments in China: The present, past and future*. Beijing: Science Press, 2000.]
- [18] 苏珍, 梁大兰, 洪明. 贡嘎山海洋性冰川发育条件及分布特征[J]. *冰川冻土*, 1993, 15(4): 551-558. [Su Zhen, Liang Dalan, Hong Ming. Developing conditions, amounts and distributions of glaciers in Gongga Mountains. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1993, 15(4): 551-558.]
- [19] 张国梁. 贡嘎山地区现代冰川变化研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2012. [Zhang Guoliang. The study of glacier changes in the Gongga Mountains. Lanzhou: Lanzhou University, 2012.]
- [20] Xu Xiangke, Muhammad A Q, Pan Baolin. Late-Holocene glacier advances and related climate conditions in the Hailuoguo catchment, Gongga Shan, eastern Tibetan Plateau[J]. *The Holocene*, 2016, 26(12): 1897-1903.
- [21] 许刘兵, 周尚哲, 崔建新, 等. 稻城冰帽区更新世冰川测年研究[J]. *冰川冻土*, 2004, 26(5): 528-534. [Xu Liubing, Zhou Shangzhe, Cui Jianxin et al. Dating of the Pleistocene glaciations around the Daocheng Ice Cap. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, 26(5): 528-534.]
- [22] 郑本兴, 马秋华. 川西稻城古冰帽的地貌特征与冰期探讨[J]. *冰川冻土*, 1995, 17(1): 23-32. [Zheng Benxing, Ma Qiuhua. A study on the geomorphological characteristics and glaciations Paleo-Daocheng Ice Cap, western Sichuan. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1995, 17(1): 23-32.]
- [23] Laabs B J C, Plummer M A, Mickelson D M. Climate during the last glacial maximum in the Wasatch and southern Uinta Mountains inferred from glacier modelling[J]. *Geomorphology*, 2006, 75: 300-317.
- [24] Anderson B, Lawson W J, Owens I F et al. Past and future mass balance of Ka Roimata o Hine Hukatere (Franz Josef Glacier)[J]. *Journal of Glaciology*, 2006, 52: 597-607.
- [25] 于贝贝. 贡嘎山地区古冰川演化序列及其气候驱动机制研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2018. [Yu Beibei. Timing and climate drivers of Quaternary glaciations in the Gongga Shan, eastern Tibetan Plateau. Lanzhou: Lanzhou University, 2018.]
- [26] Fick S E, Hijmans R J. WorldClim 2: New 1 km spatial resolution climate surfaces for global land areas[J]. *International Journal of Climatology*, 2017, 37(12): 4302-4315.
- [27] Kessler M A, Anderson R S, Stock G M. Modeling topographic and climatic control of east-west asymmetry in Sierra Nevada glacier length during the Last Glacial Maximum[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111: F02002.
- [28] 张勇, 刘时银, 丁永建. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J]. *地理学报*, 2006, 61(1): 89-98. [Zhang Yong, Liu Shiyin, Ding Yongjian. Spatial variation of degree-day factors on the observed glaciers in western China. *Acta Geographica Sinica*, 2006, 61(1): 89-98.]
- [29] 施雅风, 崔之久, 苏珍. 中国第四纪冰川与环境变化[M]. 石家庄: 河北科学技术出版社, 2006. [Shi Yafeng, Cui Zhijiu, Su Zhen. *The Quaternary glaciations and environmental variations in China*. Shijiazhuang: Hebei Science and Technology Press, 2006.]
- [30] Benn D I, Hulton N R. An Excel<sup>TM</sup> spreadsheet program for reconstructing the surface profile of former mountain glaciers and ice caps[J]. *Computers & Geosciences*, 2010, 36(5): 605-610.
- [31] Ramage J M, Smith J A, Rodbell D T et al. Comparing reconstructed Pleistocene equilibrium-line altitudes in the tropical Andes of central Peru[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2005, 20: 777-778.

## Impact factors of the threshold altitude for glacier development on the eastern Tibetan Plateau

Cui Hang<sup>1,2</sup>, Mu Haizhen<sup>1,2</sup>

(1. Key Laboratory of Tibetan Plateau Land Surface Processes and Ecological Conservation, Ministry of Education, Qinghai Normal University, Xining 810008, Qinghai, China; 2. Qinghai Province Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, College of Geographical Sciences, Qinghai Normal University, Xining 810008, Qinghai, China)

**Abstract:** Elevation is a very important factor for glacier development on the Tibetan Plateau and the glacier equilibrium line altitude (ELA) is the lowest limit for glacier development. However, on the Tibetan Plateau, previous studies about how many meters above the ELA of mountains can develop glacier is still scarce. Based on the glacier-climate model, the threshold altitude for glacier development ( $H_t$ ) in the north and south slope of Burhan Budai Mountain, Dalijia Mountain, La Ji Mountain, east and west slope of Gongga Mountain, and Haizi Mountain on the eastern Tibetan Plateau are 5320 m, 5390 m, 4740 m, 4881 m, 4894 m, 5114 m and 5414 m, respectively and the ELA of these mountains are 5231 m, 5305 m, 4736 m, 4793 m, 4878 m, 5085 m and 5406 m respectively. Thus, the difference ( $\Delta h$ ) between the  $H_t$  and ELA of these mountains are 89 m, 85 m, 4 m, 24 m, 16 m, 29 m and 8 m, respectively. Based on the comparative analysis of the topography, climate and relief of the five mountains in the study area, our results indicate that the changes in ice volumes on the Gongga Mountain and Burhan Budai Mountain are consistent with their positive difference of glaciation. With greater positive difference of glaciation, the size of glaciers in Gongga Mountain is larger than that of Burhan Budai Mountain. Generally speaking, the difference in slope above ELA during last glacial maximum ( $S_{ELA}$ ) makes the  $\Delta h$  of Dalijia Mountain and Haizi Mountain, which were occupied by ice cap during late Quaternary, smaller than that of Burhan Budai Mountain, La Ji Mountain and Gongga Mountain, which mainly developed valley glaciers since the late Quaternary. Compared with other mountains in the study area, the extremely low annual precipitation at the ELA of Burhan Budai Mountain makes its  $\Delta h$  the largest. The  $\Delta h$  of the Dalijia Mountain is the smallest due to the relatively abundant annual precipitation at ELA and the relatively gentle  $S_{ELA}$ . In the marine glacial area, the lower average summer temperature at ELA and the gentler  $S_{ELA}$  make its  $\Delta h$  smaller than that of Gongga Mountain. The differences of  $\Delta h$  between east and west slope of Gongga Mountain are mainly affected by their annual precipitation at ELA. In continental glacial area, the differences of  $\Delta h$  between Burhan Budai Mountain, La Ji Mountain and Dalijia Mountain are dominated by the changes in annual precipitation at ELA. As a consequence, the differences of  $\Delta h$  between different mountains in the study area are controlled by changes in annual precipitation at ELA and  $S_{ELA}$ . This article preliminarily researches the impact of climate differences (or changes) on  $\Delta h$  based on the comparison of different mountains. Climate is the greatest factors impacted on the development of glaciers. Changes in climate will cause changes in the surface environment of earth and this will introduce errors for model because of our simulation commonly based on modern conditions. In addition, quantitative paleoclimatic reconstructions are scarce in glaciated areas, which restrict the application of the model. Further research should be applied to explore the changes in  $H_t$  under climate fluctuations based on more robust paleoclimate data.

**Key words:** the Tibetan Plateau; glacier development; equilibrium line altitude