

文章编号 1001 - 7410 (2008) 04 - 739 - 07

长白山现代理论雪线和古雪线高度^{*}

张威 闫玲 崔之久
穆克华 李川川 牛云博

(辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029; 北京大学城市与环境学院, 北京 100871)

摘要 根据冰川地貌和地形特征、岩性、冰川沉积物的风化程度以及 OSL 测年结果, 认为长白山地区发育两期冰川作用, 即末次冰盛期和晚冰期。测年结果分别为 20.0 ± 2.1 ka 和 11.3 ± 1.2 ka。根据平衡线 (ELA) 处 6~8 月多年平均气温 (T) 和年降水量 (P) 的关系, 计算长白山现代理论雪线高度为 3380 ± 100 m。通过积累区面积比率 AAR (accumulation-area ratio)、冰川末端到山顶高度 TSAM (the terminal to summit altitudinal), 冰川末端至分水岭平均高度 Hofer (the terminal to average elevation of the catchment area)、末端至冰斗后壁比率 THAR (toe-to headwall altitude ratios)、冰斗底部高程 CF (cirque-floor altitudes method)、侧碛堤最大高度法 MELM (maximum elevation of lateral moraines) 等方法计算该区末次冰盛期雪线高度为 $2250 \sim 2383$ m, 平均值 2320 ± 20 m。考虑到末次冰盛期后地壳上升 20 m, 当时雪线的实际高度为 2300 ± 20 m, 冰盛期的雪线降低值为 1080 ± 100 m。晚冰期北坡和西坡的雪线高度分别为 2490 m 和 2440 m, 平均值 2465 m, 考虑新构造运动后的雪线实际高度 2454 m, 降低值 926 ± 100 m。长白山新构造运动 (LGM 上升约 20 m, 晚冰期上升约 11 m) 在末次冰盛期以来对冰川发育的影响不明显。

主题词 长白山 更新世平衡线 冰盛期 雪线降低值

中图分类号 P534.631, P931 **文献标识码** A

长白山位于吉林省东南部中朝边境地区, 地处 $41^{\circ}58' \sim 42^{\circ}06'$ N, $127^{\circ}54' \sim 128^{\circ}08'$ E。这里是中国东部有确切冰川作用的山地之一, 一些学者根据在天池附近的冰川地貌和沉积物, 认为这里在末次冰期(晚更新世)时发生过冰川作用^[1, 2], 然而, 对于冰川发育的条件如对冰川有重要影响的雪线缺乏深入研究和必要的地貌支持。本文即通过野外的实地调查, 确认该地冰川作用的期次, 结合 OSL 测年结果, 应用多种方法对该区的现代理论雪线和各期次的古雪线高度进行估算。同时, 对该区晚更新世以来的构造抬升对冰川发育的影响进行深入讨论。

1 区域背景

长白山位于吉林省东南部, 镶嵌在长白山主峰——白云峰之巅的火山口湖(天池)周围屹立着 16 座海拔 2500 m 以上的山峰, 在朝鲜有 7 座, 最高山峰白头峰(又称将军峰)海拔 2700 m, 我国有 9 座, 以白云峰为最高, 海拔 2691 m。

长白山天池火山是一座大型的复合式火山, 地

处北东、北西及东西走向的断裂交汇部位。形成于渐新世, 后经过中新世、上新世和更新世直至全新世的火山活动^[3~7], 塑造了当今的面貌^[8]。火山锥体具有 3 层结构, 即下部由盾状玄武岩构成的熔岩台地, 中部为粗面质-碱流质岩石构成的层状火山锥体, 顶部发育粗面质-碱流质碎屑岩类^[9]。

天池气象站(2600 m)记录了此地区 1959~1998 年的气温、降水等气象要素。其中 1989~1998 年的观测资料只用夏季 6~9 月的数据, 因为从 1989 年开始, 天池气象站改为季节观测站, 除 6~9 月以外, 其他月份不进行观测。天池的年平均气温 -7.6 , 年平均降水量 1365.8 mm, 冬季平均气温 -23 , 夏季平均气温 7 ^[10]。强烈的寒冻风化作用发生在 2000 m 以上^[2, 11]。虽然长白山没有现代冰川, 但是雪斑全年都能保留在庇荫的洼地里。

受地形、气候、土壤等综合自然因素和地质历史条件影响, 植被区系和分布具有明显的垂直地带性, 自下而上分为 4 个自然景观带, 依次是山地针阔叶混交林带(1100 m 以下)、山地针叶林带(1100~

第一作者简介: 张威男 39岁 副教授 地貌与第四纪地质专业 E-mail: zhang_w@pku.org.cn

*国家自然科学基金项目(批准号: 40571016)资助

2008-01-27 收稿, 2008-04-08 收修改稿

1700m)、岳桦林带(1700~2000m)和高山苔原带(2000m以上)^[12]。

2 长白山的现代理论雪线高度

对现代冰川的研究表明,平衡线(ELA)处6~8(JJA)3个月的夏季多年平均气温(T)和年降水量(P)的关系式如下^[13, 14]:

$$P = 645 + 296T + 9T^2 \quad (1)$$

公式(1)中多年平均降水量(P)和气温(T)之间的关系是Ohmura等^[13]依据70条中、高纬度现代冰川平衡线处的观测数值获得。应用该公式,Ono等^[15]和Hebenstreit^[16]分别计算了日本和台湾山地的现代理论雪线高度,证明是可行的。对于没有现代冰川发育的长白山地区,本文采用与现代理论雪线高度最接近的天池气象站(2600m)多年观测数据为研究对象。根据天池气象站1959~1998年记录,6~8月的平均气温为7.0℃,年平均降水量为1365.8mm(图1),由公式(1)得:

$$T = 2.3$$

即在雪线处当降水量等于1365.8mm时,其对应的温度值为2.3℃,此数值比天池气象站实际夏季平均气温(7℃)低4.7℃。根据气温垂直递减率每上升1000m,气温降低6℃^[15],天池气象站比目前的理论雪线高度低大约780m。使用标准的200mm误差,这个差值略等于0.57℃^[17],则长白山现代理论雪线高度是3380±100m。

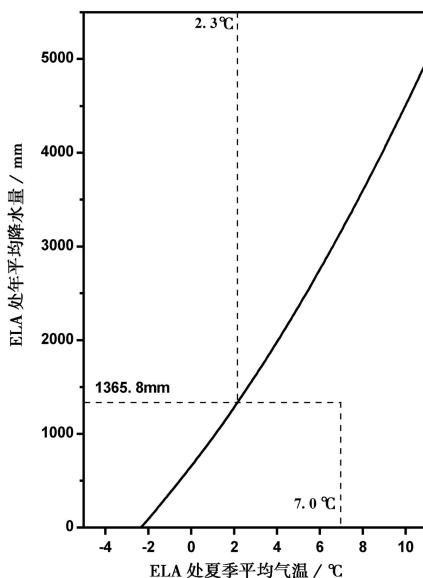


图1 平衡线(ELA)处夏季平均气温
和年平均降水的关系图

Fig. 1 Precipitation-temperature relationships at glacier ELAs

3 长白山的古雪线高度

3.1 方法

关于古雪线高度的重建,不同学者在不同研究区采用的方法也不尽相同^[14, 17]。由于不同的方法在实际应用的过程中各有利弊,本文采用累积面积比率法(accumulation-area ratio,简称AAR)、侧碛垄最大高度法(maximum elevation of lateral moraines,简称MELM)、末端至冰斗后壁比率法(toe-to-headwall altitude ratios,简称THAR)、冰川末端到山顶高度法(the terminal to summit altitudinal,简称TSAM)、冰斗底部高度法(cirque-floor altitudes method,简称CF)以及冰川末端至分水岭平均高度法(the terminal to average elevation of the catchment area,简称Hofer)计算古雪线高度。

野外研究是通过地貌调查与沉积物分析,利用1:50000和1:10000地形图、航空图片和GPS定位等手段对黑风口谷地及西坡停车场谷地冰碛物进行定位及高度测量。

冰碛物年代测定应用OSL方法,采集的样品用钢管包装,一端密封,外用锡纸和胶带密封。样品测年由中国地震局地质研究所地震动力学国家重点实验室释光年代学实验室完成。采用简单多片再生法^[18~20],对细颗粒石英组分(4~11μm)进行红外后蓝光释光测定。并通过K/Ar, TMS, ESR等方法测定的冰碛物下覆岩层的年龄来控制冰川作用发生的时限。

3.2 冰期系列

根据冰川地貌和地形特征、岩性、冰川沉积物的风化程度以及OSL测年,可将本区冰川发育分为两个期次,即冰盛期和晚冰期,分别为黑风口冰进和气象站冰进。冰盛期的冰碛物以黑风口谷地和西坡停车场谷地终碛作为代表,西坡停车场谷地终碛测年结果 20.0 ± 2.1 ka(Lab, No. LEDL06-659);晚冰期的冰碛物以黑风口谷地以东相邻的谷地上坡和青石峰以北谷地的侧碛以及青石峰冰斗内部的冰碛物为代表,青石峰冰斗内部的冰碛测年结果 11.3 ± 1.2 ka(Lab, No. LEDL06-658)。

3.3 冰盛期和晚冰期的雪线高度

累积面积比率法是在对大量冰川平衡线高度研究的基础上,依据经验确定不同类型冰川的积累区

面积比率 (AAR 值),从而在能够确定古冰川范围的情况下,确定其平衡线高度。Meier 等^[21]和 Kulkarni^[22]认为冰斗冰川的 AAR = 0.62 ~ 0.65。而 Cui 等在实地调查台湾山脉冰盛期雪线高度时,估算 AAR 值等于 0.5^[23]。我们根据长白山冰川作用地貌特点,推测在末次冰盛期时冰川补给区与消融区面积应该大致相等,所以本文采用 AAR = 0.5 ± 0.05,计算长白山冰盛期雪线高度,结果显示其高度值为 2340 ± 20m(图 2)。

对于较大规模的山谷冰川而言,Louis 提出雪线可以通过最高峰和终碛之间的平均值而得出,简称为 TSAM 法^[24],该方法在一定程度上克服了难以解决的冰川作用上限问题。而对于规模较小的山谷、冰斗冰川而言,用积累区的平均高度代替最高峰的高度,从而确定古雪线的位置效果更好,这就是较早提出的 Hofer 法^[25]。根据野外实地调查,长白山西坡停车场谷地终碛垄海拔 2100m,最高峰(青石峰)和冰川积累区的平均海拔分别为 2665m 和 2557m。用 TSAM 法和 Hofer 法计算西坡冰盛期的雪线高度分别为 2383m 和 2329m; 笔者通过对黑风口谷地冰碛物的位置、地貌形态和沉积物组成确认其为冰盛期的产物,与之相对应的北坡最高峰(天文峰)海拔 2670m,积累区的平均海拔 2548m,通过 TSAM 法和 Hofer 法得北坡冰盛期雪线高度分别为 2360m 和 2299m。

由于冰川物质平衡线必然是处于冰川作用最高点和最低点之间的某些点的连线,有的科学家因此假定:冰川的物质平衡线必然处于冰川作用最高点和最低点之间的某一个比率处,并将这一比率定为 THAR 值,但该方法最大的问题是如何确定冰川作用的最高点即上限问题,在研究现代冰川时,常用的做法是取冰川末端至冰斗后壁高度的中间值,即相当于 THAR = 0.5 作为平衡线高度。许多学者使用的 THAR 值都小于 0.5^[26~29]。其中 Meierding^[26]在计算科罗拉多冰川时使用的 THAR 值是 0.35 ~ 0.40; 而 Porter 等^[27]使用的 THAR = 0.4 ~ 0.5; Iwata 等^[28]和张威等^[29]取 0.4 计算云南高山区的古雪线高度。根据长白山冰川发育特点,本文采用 THAR = 0.4 计算古代雪线高度,得到北坡和西坡冰盛期的雪线高度分别为 2298m 和 2326m,比 AAR 法计算的雪线高度低 10 ~ 40m。

对于地貌上明显具有冰斗特征时,一般用冰斗法作为该期(阶)冰川作用的近似雪线高度,其野外证据充分。白云峰(北坡)冰斗和青石峰冰斗(西

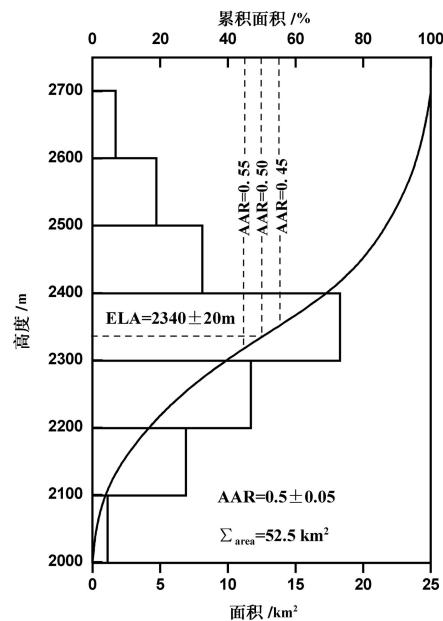


图 2 长白山冰盛期面积极累曲线图和高度与面积关系的柱状图

Fig. 2 Area vs. altitude histogram and cumulative curve for Changbai Shan at the last glacial maximum (LGM)

坡)为末次冰盛期塑造的地貌,底部高程分别为 2250m 和 2282m,所以依据冰斗底部高程法 (CF) 确认末次冰盛期北坡和西坡的雪线高度分别为 2250m 和 2282m。

由于晚冰期冰斗不典型,所以在计算晚冰期雪线时没有使用冰斗法。Lichtenegger^[30]提出最高的侧碛可代表以前雪线高度的最低值,因为冰川的消融和冰碛物的沉积只能发生在雪线以下,这样,以前的平衡线高度一定位于最高的侧碛垄以上。此方法尤其适合侧碛垄目前仍存在的地方,这就是侧碛堤最大高度法 (MELM)。长白山天池北坡气象站以东 200m 谷地以及西坡青石峰以北谷地保存着冰碛物,延伸长度 70 ~ 150m,末端止于 2300 ~ 2380m,其上覆盖薄层的火山碎屑,根据其分布的海拔高度、地貌位置以及剖面沉积特点,与保存在青石峰冰斗内的晚冰期堆积物特征相似,最大侧碛高度分别为 2475m 和 2403m。因此通过 MELM 法确定晚冰期时北坡与西坡的平衡线高度为 2475m 和 2403m。同样,依据 TSAM 法,THAR 法以及 Hofer 法等确定的晚冰期雪线高度见表 1。计算结果显示,北坡和西坡晚冰期雪线的平均值分别为 2490m 和 2440m,北坡雪线值比西坡高 50m。不考虑后期地壳抬升因素,估算晚冰期时长白山的雪线大约在 2465m 的高度。

表 1 长白山晚更新世的雪线高度及雪线高度降低值(未考虑构造抬升)

Table 1 ELA and ELA depression values of the LGM and Late Glacial in Changbai Shan

冰期	地点	主峰 高度 /m	平均 高度 /m	冰川 末端 /m	AAR = 0.5 /m	CF /m	TSAM /m	THAR = 0.4 /m	MELM /m	Hofer /m	平均 /m	雪线 降低值 /m	平均雪线 降低值 /m
末次 冰盛期	北坡	2670	2548	2050	2340 ±20	2250	2360	2298		2299	2309	1071 ±100	1060 ±100
	西坡	2665	2557	2100	2340 ±20	2282	2383	2326		2329	2332	1048 ±100	
晚冰期	北坡	2670	2548	2380			2525	2496	2475	2464	2490	890 ±100	915 ±100
	西坡	2665	2557	2300			2483	2446	2403	2429	2440	940 ±100	

4 长白山抬升对古雪线的影响

对于古冰川的平衡线高度的计算,必须考虑冰川作用后的抬升量。长白山位于亚欧板块的东部边缘,是西太平洋火山带的一部分。自从上新世开始就有构造抬升运动。然而,由于选取的位置、计算方法、考虑的时间段不同,所以抬升速率在大小上有很大的不同。根据 50 年来国家 3 期高精度水准测量动态平差结果,长白山地区目前地壳垂直运动速率 $2.0 \sim 3.0 \text{ mm/a}^{[31]}$ 。另据研究资料,1928 ~ 1981 年之间,天池的水面标高下降 70m,而白云峰却上升约 5.7m,这说明本区抬升运动强烈,抬升速率 $> 10 \text{ mm/a}^{[32]}$ 。李竹南认为长白山在新生代早期处于张性环境,而在晚期是挤压环境^[33]。后期此区域经历了地壳抬升,朝鲜东部边缘的抬升速率是 2.71 mm/a ,并且地壳抬升速率自东向西减少。通过对河流阶地和上升地貌的综合研究显示自更新世以来长白山及周围地区的平均抬升速率 $0.21 \sim 0.33 \text{ mm/a}$,而长白山主体自更新世以来的抬升速率是 $1 \text{ mm/a}^{[34]}$ 。

考虑到长白山地区的冰川作用发生在末次冰盛期以及晚冰期,即发生于晚更新世,与目前的实际监测数据有明显的差异,本文在计算古雪线高度时采用 1 mm/a 的抬升速率。地壳抬升不但对山峰的高度产生影响而且对雪线高度的相对位置也起作用。如将军峰(2700m)在冰盛期(OSL 测年: $20.0 \pm 2.1 \text{ ka}$, 这里用 20 ka)后山体的上升值大约为 20m, 考虑到地壳运动因素,当时的古雪线高度应为 2300m(图 3)。晚冰期采用同样的抬升速率(OSL 测年为 $11.3 \pm 1.2 \text{ ka}$, 这里用 11 ka),计算晚冰期后地壳上升 11m,当时雪线的实际高度 2454m。

5 冰川作用阶段的雪线降低值

由于本区没有现代冰川发育,所以无法直接得到冰盛期和晚冰期的雪线降低值。但是可以依靠现代气象资料(不同海拔高度上的温度、降水)确定理论雪线,并依此计算其与古雪线的差值。雪线降低值见表 1 和表 2。从图 3 可以看出长白山冰盛期雪线降低值超过 1000m,如在不考虑构造抬升的情况下,北坡 $\text{ELA}_t = 1071 \pm 100 \text{ m}$, 西坡 $\text{ELA}_t = 1048 \pm$

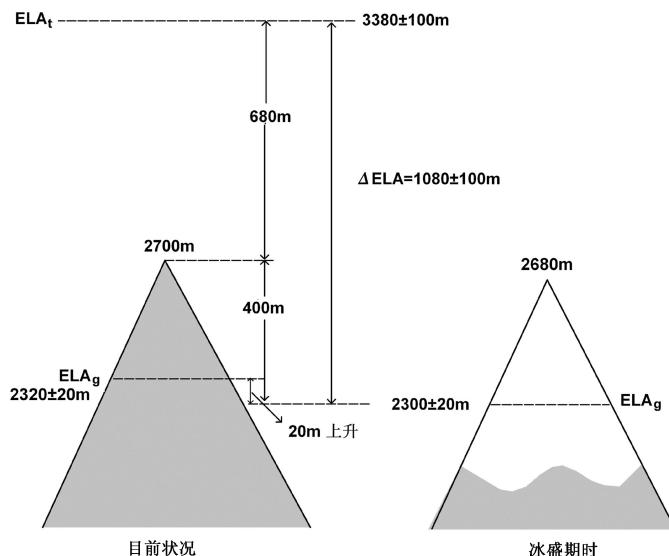


图 3 冰盛期雪线高度的降低值

ELAt—现代理论雪线高度 ELAg—古雪线高度 ΔELA—雪线高度的降低值

Fig. 3 Diagram showing correction of summit altitude and ELA of Changbai Shan during the LGM

100m,平均值为 1060 ± 100 m,而如果考虑构造抬升的20m,末次冰盛期的雪线降低值 $ELA = 1080 \pm 100$ m,此结果与以前计算的雪线降低值相当^[1]。同样,在不考虑新构造运动情况下,长白山北坡和西坡晚冰期的雪线降低值分别为 890 ± 100 m和 940 ± 100 m,平均降低值 915 ± 100 m,而如果考虑构造抬升11m,则雪线降低值应为 926 ± 100 m,这与台湾山脉的计算结果也是一致的^[16]。

表2 考虑构造抬升后的雪线降低值

Table 2 ELA depression values after consideration of the uplift

冰期	计算雪线高度 [*] /m	构造抬升 /m	实际雪线高度 /m	降低值 /m
末次冰盛期	2320	20	2300	1080 ± 100
晚冰期	2465	11	2454	926 ± 100

* 计算雪线高度为北坡与西坡的平均值

6 讨论和结论

雪线高度的计算需要获取数据并建立模型和理论假设,在数据的采集和理论雪线高度方法重建过程中会产生一系列误差,所有这些会导致雪线高度的数值降低或者升高。本文在计算古雪线高度时采用 1mm/a 的抬升速率,此数值明显低于现代的抬升速率。然而即使我们使用较高的抬升速率如 2mm/a ,本区末次冰期的山峰高度和雪线高度也不会有太大的变化。

本文现代理论雪线高度的计算是采用Ohmura公式^[13],计算结果为 $ELA_t = 3380 \pm 100$ m,此数值比施雅风等^[1]1989年引用的数据3100m高200多米。究其原因是施雅风等根据中国西部和阿尔卑斯山现代冰川6~8月平均气温和年降水量之间的关系计算得 $ELA_t = 3100\text{m}^{[35, 36]}$ 。另据施雅风等^[37]描述的公式计算长白山的现代理论雪线高度值为3330m,这与用Ohmura公式计算的结果基本一致。其表达式如下:

$$T_{6-8} = 15.4 + 2.48 \ln P_a \quad (2)$$

公式(2)中 T_{6-8} 为6~8月的平均气温; P_a 为年降水量。

研究结果显示上述两种方法^[13, 37]都适合中高纬度冰川现代理论雪线高度的计算。

为了尽力避免单一方法带来的误差,我们采用了6种方法估算末次冰期雪线高度。在末次冰盛期时,上述方法给出了雪线的高度范围是2250~2383m,平均值为 2320 ± 20 m,考虑新构造运动后的雪线值为 2300 ± 20 m,该雪线高度比以前估算的雪

线高度高出200m左右。综合现代理论雪线(3380 ± 100 m)和末次冰盛期雪线高度可以看出,雪线降低值 $1080m \pm 100m$ 与以前的估算结果大致相当。

由于长白山现代理论雪线达 3380 ± 100 m,比其最高峰高出600~700m,因此没有现代冰川发育。但是长白山冰川侵蚀地貌(冰斗、槽谷),冰川堆积地貌(侧碛堤、终碛堤)和冰川作用的微地貌(漂砾、磨光面、擦痕)都非常显著。此研究表明冰盛期时1000m的雪线降低值足以使长白山达到发育冰川的高度。

长白山 $ELA = 1080 \pm 100$ m与亚洲东部的台湾和日本的同期雪线降低值相当。如台湾山脉冰盛期 $ELA = 705 \sim 1125$ m,平均值 $915\text{m}^{[38]}$,而日本 $ELA > 1000\text{m}^{[39]}$ 。

长白山新构造运动(LGM上升约20m,晚冰期上升约11m)对冰川的影响不如台湾山脉明显。Hebenstreit等使用 5mm/a 的抬升速率重新计算了台湾山脉的新构造抬升量,结果显示在末次冰期早期,山体抬升量为 $275\text{m}^{[40]}$ 。而如果应用Cui等的年代数据^[38],并采用同样 5mm/a 的上升速率,那么在冰盛期和晚冰期的抬升量分别为100m和50m,这两个时段的抬升量是长白山的5倍,因此,在台湾山脉更应重视新构造运动对冰川作用的影响。

参考文献 (References)

- 施雅风,崔之久,李吉均等.中国东部第四纪冰期与环境问题.北京:科学出版社,1989.1~364
Shi Yafeng, Cui Zhijiu, Li Jijun et al. Problems of Quaternary Glaciation and Environment in China. Beijing: Science Press, 1989. 1~364
- 裘善文.长白山古冰川、冰缘地貌的研究.第四纪研究,1990,(6): 137~145
Qiu Shanwen. A study on the paleo-glacial and periglacial landforms in Changbai Mountains. Quaternary Sciences, 1990, (6): 137~145
- 刘嘉麒,王松山.长白山火山与天池的形成时代.科学通报,1982,27(21): 1312~1315
Liu Jiaqi, Wang Songshan. Age of Changbaishan volcano and Tianchi lake. Chinese Sciences Bulletin, 1984, 29(2): 229~232
- 刘嘉麒,郭正府.火山活动与构造气候旋回.第四纪研究,1998,(3): 222~228
Liu Jiaqi, Guo Zhengfu. Volcanic activities and tectonic-climatic cycles. Quaternary Sciences, 1998, (3): 222~228
- 刘祥,隋维国,向天元等.长白山天池地区全新世以来火山活动及其特征.第四纪研究,2004,24(6): 638~644
Liu Xiang, Sui Weiguo, Xiang Tianyuan et al. Holocene volcanic activities and their features in Tianchi area, Changbaishan Mountains. Quaternary Sciences, 2004, 24(6): 638~644
- 许东满,郑祥身,许湘希.长白山天池地区全新世以来火山活动及其特征.第四纪研究,1993,(1): 85~94
Xu Dongman, Zheng Xiangshen, Xu Xiangxi. Holocene volcanic

- activities and their features in Tanchi area, Changbaishan Mountains *Quaternary Sciences*, 1993, (1): 85~94
- 7 单新建,叶洪,陈国光.利用ERS-2 SAR图像纹理分析方法揭示长白山天池火山近代喷发物空间分布特征.第四纪研究,2002,22(2): 123~130
Shan Xinjian, Ye Hong, Chen Guoguang Revealing distribution of modern eruption of Changbaishan Mountain Tanchi volcano by ERS-2 SAR image *Quaternary Sciences*, 2002, 22 (2): 123~130
- 8 付碧宏,二宫芳树,董彦芳等.三维遥感图像生成技术及其在第四纪构造地貌研究中的应用.第四纪研究,2008,28(2): 189~196
Fu Bihong, Yoshiki Nonomiya, Dong Yanfang et al Generation of 3-Dimensional perspective satellite imagery and its application on Quaternary geomorphological analysis *Quaternary Sciences*, 2008, 28 (2): 189~196
- 9 魏海泉,李春茂,金伯禄等.长白山天池火山造锥喷发岩浆演化系列与地层划分.吉林地质,2005,24(1): 22~27
Wei Haiquan, Li Chunmao, Jin Bolu et al The Tanchi forming cone eruptive magmatic evolutionary series of the Changbaishan and stratigraphic division *Jilin Geology*, 2005, 24 (1): 22~27
- 10 张纯哲,南万洙,太松花等.长白山天池气象条件的分析.延边大学农学学报,2007,29(1): 33~36
Zhang Chunzhe, Nan Wan Zhu, Tai Songhua et al Analysis of meteorological conditions of Tanchi in Changbai Mountain *Journal of Agricultural Science Yanbian University*, 2007, 29 (1): 33~36
- 11 裴善文,李风华,隋秀兰.长白山冰缘地貌.冰川冻土,1981, (1): 26~31
Pai Shanwen, Li Fenghua, Sui Xiulan Periglacial landforms of the Changbai Shan *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1981, (1): 26~31
- 12 黄锡畴,刘德生,李祯.长白山北侧的自然景观带.地理学报,1959,25(6): 435~446
X , , .
c .
Acta
Geographica Sinica, 1959, 25 (6): 435~446
- 13 Ohmura A, Kasser P, Funk M. Climate at the equilibrium line of glaciers *Journal of Glaciology*, 1992, 38 (130): 397~411
- 14 Benn D , Lehmkuhl F. Mass balance and equilibrium-line altitudes of glaciers in high-mountain environments *Quaternary International*, 2000, 65/66: 15~29
- 15 Ono Y, Aoki T, Hasegawa H et al Mountain glaciation in Japan and Taiwan at the global Last Glacial Maximum. *Quaternary International*, 2005, 138/139: 79~92
- 16 Hebenstreit R. Present and former equilibrium line altitudes in the Taiwanese high mountain range. *Quaternary International*, 2006, 147 (1): 70~75
- 17 Porter S C. Snowline depression in the tropics during the Last Glaciation *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20 (10): 1067~1091
- 18 王旭龙,卢演伟,李晓妮.细颗粒石英光释光测年:简单多片再生法.地震地质,2005,27(4): 615~623
Wang Xulong, Lu Yanchou, Li Xiaoni Luminescence dating of fine-grained quartz in Chinese loess—Simplified multi-liquid regenerative-dose (mar) protocol *Seismology and Geology*, 2005, 27 (4): 615~623
- 19 Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130,000 yr for the Chinese Loess Plateau *Quaternary Research*, 2007, 67 (1): 152~160
- 20 李晓妮,卢演伟,王旭龙.洛川黄土细颗粒混合矿物红外释光信号异常衰减的初步研究.第四纪研究,2007,27(4): 553~558
Li Xiaoni, Lu Yanchou, Wang Xulong A preliminary study of anomalous fading of polymineral grain RSL signals from the Luochuan loess *Quaternary Sciences*, 2007, 27 (4): 553~558
- 21 Meier M F, Post A S. Recent variations in mass net budgets of glaciers in western North America. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 1962, 58: 63~77
- 22 Kulkami A V. Mass balance of Himalayan glaciers using AAR and ELA methods *Journal of Glaciology*, 1992, 38: 101~104
- 23 Cui Zhijun, Yang Jianfu, Liu Gengnian et al Discovery of Quaternary glacial evidence on Snow Mountain in Taiwan, China *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45 (6): 566~571
- 24 Louis H. Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung *Geographisches Taschenbuch*, 1955, 19 (54~55): 414~418
- 25 Höfer H V. Gletscher und Eiszeitstudien *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, 1879, 1 (79): 331~367
- 26 Meierding T C. Late Pleistocene glacial equilibrium-line in the Colorado Front Range: A comparison of methods *Quaternary Research*, 1982, 18 (3): 289~310
- 27 Porter S C, Pierce K L, Hamilton T D. Late Wisconsin mountain glaciation in the western United States In: Porter S C ed *Late Quaternary Environments of the United States: The Late Pleistocene* Minneapolis: University of Minnesota Press, 1983. 71~111
- 28 Ikeda I, Yagi H, Feng Y Z. Glacial extent and ELAs during the Last Glacial period in Yunnan Province. *Proceedings of International Symposium on Paleo-environmental Change in Tropical-subtropical Monsoon Asia Special Publication*, 1995, 24: 113~123
- 29 张威,崔之久.云南东川拱王山、轿子山地区末次冰期冰川演化序列.水土保持研究,2003,10(3): 94~96, 157
Zhang Wei, Cui Zhijiu Glaciation sequences of the last glaciation in Gongwangshan and Jiaozishan Mountain in Northeastern Yunnan Province *Research of Soil and Water Conservation*, 2003, 10 (3): 94~96, 157
- 30 Lichtenegger N. Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen In: Goetzinger G ed *Verhandlungen der Internationalen Quartär-Konferenz*, Vienna, September 1936. NQUA, Vienna, Austria, 1938. 141~147
- 31 董鸿闻,白尚东,王文利.长白山地区地壳垂直运动的监测问题.东北测绘,2002,25(4): 37~39
Dong Hongwen, Bai Shangdong, Wang Wenli The monitoring of vertical crustal movement in Changbaishan area *Northeast Mapping*, 2002, 25 (4): 37~39
- 32 崔钟燮,张三煥,安在律.长白山火山活动的现状和未来展望.国际地震动态,1999, (3): 1~5
Cui Zhongxie, Zhang Sanhuan, An Zailü Volcanic activities of the Changbaishan Mountain: Present and future *Recent Developments in World Seismology*, 1999, (3): 1~5
- 33 李竹南.朝鲜北部及其邻区的新构造运动和现代地形构造的形成.吉林地质,1991, (1): 1~12
Lee Chuknan Neotectonic movements and the formation of present topography in Northern Korea and its vicinity *Jilin Geology*, 1991, (1): 1~12
- 34 Wang Yu, Li Chunfeng, Wei Haiquan et al Late Pliocene-recent tectonic setting for the Tanchi volcanic zone, Changbai Mountains, Northeast China *Journal of Asian Earth Sciences*, 2003, 21: 1159~1170
- 35 苏珍.从我国现代冰川研究的一些结果看庐山第四纪冰川问题.冰川冻土,1984,6(2): 141~153
Su Zhen View on Quaternary glaciation in Lushan from the results

- of some modern glacial researches *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1984, 6(2): 141 ~ 153
- 36 Kerschner K Quantitative paleoclimatic inferences from late glacial snowline, timeberline and rock glacial data, Tyrolean Alps Australia *Zeitschrift Gletscherkunde und Geologien*, 1985, 21: 363 ~ 369
- 37 施雅风,黄茂桓,姚檀栋等. 中国冰川与环境——现在、过去和未来. 北京: 科学出版社, 2000. 9 ~ 16
Shi Yafeng, Huang Maoheng, Yao Tandong et al. Glaciers and Their Environments in China: The Present, Past and Future. Beijing: Science Press, 2000. 9 ~ 16
- 38 Cui Zhijiu, Yang Chienfu, Liu Gengnian et al. The Quaternary glaciation of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas *Quaternary International*, 2002, 97/98: 147 ~ 153
- 39 Ono Y, Shulmeister J, Lehmkuhl F et al. Timings and causes of glacial advances across the PEP- Transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle *Quaternary International*, 2004, 118/119: 55 ~ 68
- 40 Hebenstreit R, Böse M, Murray A. Late Pleistocene and Early Holocene glaciations in Taiwanese mountains *Quaternary International*, 2006, 147 (11): 76 ~ 88

PRESENT AND LATE PLEISTOCENE EQUILIBRIUM LINE ALTITUDES IN CHANGBAISHAN, NORTHEAST CHINA

Zhang Wei

Yan Ling

Cui Zhijiu

Mu Kehua

Li Chuanchuan

Niu Yunbo

(College of Urban and Environmental Sciences, Liaoning Normal University, Dalian 116029;
College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871)

Abstract

Changbai Shan, $41^{\circ}58' \sim 42^{\circ}06'$ N in latitude and $127^{\circ}54' \sim 128^{\circ}08'$ E in longitude, is situated in the eastern margin of the Eurasian Plate and on the West Pacific rim. It is the highest area in the mainland of Northeastern China, reaching an altitude of 2691m a.s.l at the peak of Baiyun. The reconstruction of palaeo-climatic changes is based on the equilibrium line altitudes (ELA) of former glaciers. According to the glacial landforms and deposits with the optically stimulated luminescence (OSL) dating results, two glacial stages, the Last Glacial Maximum (LGM) and the Late-Glacial were identified. The Late Glacial stage (Meteorological Station glacier advance) took place at about 11ka (11.3 ± 1.2 ka) before, and the LGM, named Black Wind Mouth glacier advance, occurred at 20ka (20.0 ± 2.1 ka) before. Based on the Ohmura's formula of the relationship between summer (JJA) atmospheric temperature (T) and the annual precipitation (P) at ELA, the present theoretical equilibrium line altitude (ELAt) in Changbai Shan should be 3380 ± 100 m. Six methods of accumulation-area ratio (AAR), maximum elevation of lateral moraines (MELM), toe-to headwall altitude ratios (THAR), the terminal to summit altitudinal (TSAM), the altitude of cirque floor (CF), and the terminal to average elevation of the catchment area (Hofer) were used for calculation of the former ELAs in different stages. These methods provided the ELA for a range of 2250 ~ 2383m with an average value of 2320 ± 20 m during the LGM, which is 200m higher than previous investigation. The snowlines during the Late Glacial are 2490m in northern slope, and 2440m in western slope. The results show that the snowline in northern slope is 50m higher than that in western slope during the Late Glacial, and the average snowline value is 2465m. The ELA was not only affected by ancient temperature and precipitation, but also affected by neo-tectonic uplift factor. Adopted 1mm/a as the uplift value, the real snowline is calculated to be 2300 ± 20 m during the LGM, and 2454m during the Late Glacial. The ELA values were more than 1000m (1080 ± 100 m) higher during the LGM and about 920m (926 ± 20 m) lower during the Late Glacial respectively than that of the present. Compared with Taiwan and Japanese mountains in East Asia during the LGM, the effect of the uplift on ELA in Changbai Shan during the glaciations (*i.e.* 20m uplift in the LGM and 11m in the Late Glacial) is not obvious. The ELA values provide a potentially powerful method of quantifying palaeoclimates in Changbai Shan where other forms of evidence are lacking during the last glacial cycle. These calculated modern theoretical equilibrium line and former ELAs in different glacial stages would be helpful to correctly recognize the palaeoclimatic environment in the mountains of East Asia.

Key words Changbai Shan, Pleistocene equilibrium line, last glacial maximum, ELA depression