科学通报 2008 年 第 53 卷 第 15 期: 1825 ~ 1834
论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE IN CHINA PRESS

吉林长白山地晚更新世冰川作用

张威[①], 牛云博[①], 闫玲[①], 崔之久[②], 李川川[①], 穆克华[①]

① 辽宁师范大学城市与环境学院, 大连 116029;
② 北京大学环境学院, 北京 100087
E-mail: zhang_w@pku.org.cn

2007-11-05 收稿, 2008-06-10 接受
国家自然科学基金资助项目(批准号: 40571016)

摘要 长白山(2749 m)是中国东部晚更新世以来存在冰川作用典型山地之一, 在天池周围海拔2000 m 以上保存着良好的冰川侵蚀与堆积地貌, 在火山锥体内侧与外侧构成“口内口外”模式的冰斗冰川. 冰川的发育依托独特的火山地质与地貌大背景, 保存完好的冰斗、槽谷、冰坎、磨光面以及冰碛垄等, 显示研究区在末次冰期有过多次冰川作用. 通过对冰碛物光释光(OSL)年代测定, 结合冰川地层与火山地层的相互关系以及火山岩的 K-Ar、高精度铀系不平衡测年(TIMS)、电子自旋共振(ESR)等年代结果, 确定长白山地区发生两次冰进作用, 即黑风口冰进, 分布于火山锥体的西坡和北坡海拔2000~2100 m处, 冰进时段为距今20 ka左右, 属于末次冰盛期(LGM)的产物; 气象站冰进, 分布的海拔高度为2400~2600 m处, 冰川作用发生在11 ka前后, 属于晚冰期的产物, 其发生可能受到全球性新仙女木降温事件的影响. 末次冰盛期冰川发育的规模大于晚冰期. 在相似的季风系统影响下(冬雨雪型), 长白山末次冰期的冰川序列与东亚沿海其他冰川发育地区, 如中国台湾、日本等地具有一定的时空耦合性.

关键词
冰川作用
末次冰期
长白山
火山地层

山地冰川与沉积物是气温与降水波动的指示剂, 是研究古气候变化非常重要的载体. 大量证据表明山地冰川扩展的最大时限在不同研究区有很大差异, 可能受不同的古气候过程影响[1~6]. 近年来, 随着第四纪冰川研究的不断深入, 东亚季风区沿海岛屿冰川发育特点及其与气候变化的关系研究取得了积极的研究成果[7~11], 揭示了季风亚洲区末次冰期的古冰川规模早期(MIS4)大于晚期(MIS2), 与欧洲、北美不同[12]. 目前, 国内外已经深刻认识到MIS3b(54~44 ka), 即相当于深海氧同位素 3 阶段的间冰阶有降温时段, 冰川前进的规模大于全球末次冰盛期(LGM), 由此可见末次冰期MIS3-4 阶段的冰川前进规模大于MIS2 阶段已经不仅仅是季风亚洲的区域性特点, 而且具有全球性. 这在2006 年在西宁-拉萨召开的国际第四纪冰川研讨会上得到了进一步的证实. 长白山是中国东部有第四纪冰川作用但缺乏基础研究的地区, 早在 20 世纪 30 年代, 长白山地区有第四纪冰川作用的报道[13], 50 年代以后, 部分学者对该地第四纪冰川遗迹和冰期进行研究和划分, 但是其划分结果因为火山的频繁活动、冰川遗迹能否保存而受到怀疑. 1986 年, 施雅风等人[14]通过该地的气候条件以及实际考察, 肯定了该地曾经发生过第四纪冰川作用, 之后, 肖荣寰、裘善文、李邦良等人[15~18]在 90 年代初也对长白山的冰川地貌进行了初步讨论, 但再也未见更进一步的工作, 如冰进次数、绝对年代、冰川性质与发育环境等, 均属空白状态. 为此, 作者于2006~2007年先后两次赴长白山进行野外考察, 对冰川地貌及其沉积物、火山地层进行深入研究, 并进行光释光(OSL)、^{14}C年代测定, 结合公开发表的高精度铀系(TIMS), K-Ar, 电子自旋共振(ESR)等火山地层的年代结果, 对长白山地区晚更新世以来的冰川作用的地貌与沉积物特点、冰进的时序等问题进行讨论, 并与东亚沿海临近山地日本、中国台湾等地进行对比. 这对于认识我国东北和整个东亚西太平洋季风的性质、范围、环境演化等都有重要意义.

1 区域地质地理背景

长白山位于西太平洋欧亚板块东缘, 41°58′~42°06′N, 127°54′~128°08′E, 地处中国东北地区吉林省东南部的中朝交界处, 为松花江、鸭绿江和图们江三大河流的主要发源地, 东西宽约 200 km, 南北长约 310 km, 属于一座由多期喷发物构成的新生代层状火山[19,20], 最早形成于渐新世, 后经过中新世、上新世、更新世直至全新世的多次火山作用形成当今的面貌. 顶部为火山喷发形成的火山口湖-天池, 环绕天池屹立着 16 座山峰, 其中位于朝鲜境内的将军峰为最高峰(2749 m), 我国境内的白云峰海拔 2691 m, 是东北地区的最高峰. 在大地构造单元上属于中朝地台安东复背斜, 火山锥体的基底岩性为拉斑玄武岩、粗面玄武岩、玄武安山岩和玄武粗安岩; 中部岩性主要为粗面岩; 上部为粗面岩、碱流岩、浮岩与火山碎屑岩, 形成时代为 4.5 Ma至 1000 年之间[21,22].

研究区主要受北太平洋季风和西伯利亚反气旋影响, 天文峰顶附近的天池气象站(2600 m)近 50 a的气象记录显示, 年平均气温为–7.3℃, 年降水量大约为 1340 mm, 最冷月年平均气温为–17.6℃, 最暖月气温为 17.5℃[23]. 目前长白山地区没有现代冰川发育, 但是雪斑全年都能保存在火山锥体顶部. 长白山是我国东北两大现代冰缘作用区之一, 冰缘地貌十分发育, 尤其是在树线(2000 m)以上更为突出[24].

受地形、气候、土壤等综合自然因素和地质历史条件的影响, 植被区系和分布具有明显的垂直地带性, 以山体的北坡最为明显, 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(1100~1700 m)、岳桦林带(1700~2000 m)和高山苔原带(2000 m以上)[25].

2 材料与方法

2.1 野外地貌调查

野外工作主要是地貌调查与沉积物分析, 利用 1∶50000 和 1∶10000 地形图、航空图片, 对长白山火山锥体内侧和外侧(北坡与西坡)的冰川侵蚀与堆积地貌进行详细考察. 地貌、沉积物分析主要根据部位、几何形态、沉积物的颗粒大小以及岩性等因素, 并与中国西部典型冰川作用区的冰川地貌与沉积物进行比较[26~28]. 经纬度由手持全球定位系统(GPS)确定, 海拔高度由气压高度计和手持全球定位系统共同校验确定.

崔之久等人[29]提出多指标综合分析的方法,即多种过去地形作用的因可解释现今地貌痕迹的果. 由于火山锥体内外两侧广泛发育块体运动与火山碎屑沉积物, 我们注意寻找能够直接支持存在冰川作用的证据, 如在冰川搬运过程中产生的具有擦痕的砾石、表面磨光的熨斗石、冰川地貌与沉积物的组合特点等. 采用地貌地层法确定冰川沉积物的相对年代, 重点关注冰碛物的风化程度、土壤发育状况、终碛垄和侧碛垄的保存位置及特点, 并与具有年代测定结果的火山地层进行层位对比.

冰川作用的绝对年代用光释光(OSL)法确定, 对典型的冰碛物基质进行采样, 具体做法是剥去冰碛剖面表层 40~50 cm后, 将 25 cm长、4 cm直径一端密封的钢管用锤子完全砸入新鲜面, 取出钢管后立即用钢片封口, 外用锡纸和胶带密封. 样品的前处理及测年结果在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. 所测样品的细颗粒石英组分(4~11 μm)采用简单多片再生法[30~32]进行了红外后蓝光释光测定的年龄值. 并通过K/Ar, TIMS, ESR等方法测定的冰碛物下覆岩层的年龄来控制冰川作用的下限.

2.2 室内年代测定

光释光年代测定可以直接给出冰川堆积物的年龄, 尤其是那些因没有有机物质而不能用 ^{14}C测年的堆积物. 光释光年龄最近的研究成果使更多的沉积介质可以应用这一方法, 许多以快速沉积、混杂堆积为特点[33,34]. 我们对西坡停车场的终碛垄和青石峰冰斗内侧冰碛垄冰碛基质取样进行年龄测定, 采样点位置见图 3. 测年样品在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.

根据实验室工作程序[31,35], 在实验室中去除钢管两端 2 cm的可能曝光部分, 之后从新鲜样品中取出约 10 g测完含水量和饱和含水量后烘干充分研磨, 直至全部通过 0.0063 mm的筛子, 供测定样品中U, Th, K含量. 其他分出的样品过 90 μm的筛子, 筛选出<90 μm样品放入烧杯内, 用适量浓度的 30%的H_2O_2处理以去处有机质, 再用浓度 37% HCl清除酸盐类. 待反应充分后, 加入氨水中和, 并使用蒸馏水将样品反复冲洗至中性, 在悬浊液稳定, 不出现絮凝时, 用静水沉降法分离出粒径为 4~11 μm粒组. 然后对细颗粒组分用氟硅酸刻蚀 3 天. 经氟硅酸刻蚀过的每个样品用丙酮将分离出的 4~11 μm颗粒制成悬浊液, 在直径 9.7 mm的小钢片上沉淀制成 20 个测片.

各个测片的光释光信号强度都是在Daybreak1100A型自动测量系统中测定. 信号的光激发方式为: 红外激发((880±60) nm)或蓝光激发((470±5) nm); 测试过程中, 使用两种光源最大功率的80%, 激发源为 $^{90}Sr/^{90}Y$ β源. 激发功率均为~40 $mW\cdot cm^{-2}$, 测量释光信号时的激发温度为125℃. 测量时的激发时间为50 s, 光释光信号通过EMI QA9235型光电倍增倍管(PMT)检测, 在激发光源和PMT之间附加二块U-340滤光片(2.5和4.5 mm)以隔绝激发光源的信号和其他杂散信号.

3 结果

3.1 冰川地貌特点与相对年代的确定

长白山火山锥体海拔2000 m以上冰川侵蚀与堆积地貌形态明显(图1, 2), 冰川作用区面积大约52.5 km^2.

(ⅰ) 冰斗. 典型的冰斗形态表明本区曾发生过显著的冰川作用. 天池水面以上有5个冰斗, 其中最为明显的是将军峰、青石峰和白云峰下的3个冰斗. 这些冰斗呈围椅状, 底部平坦, 后壁陡峭. 其中, 白云峰下的冰斗, 朝向东南, 冰斗形态完整, 斗底后部平坦, 前缘则以6°~9°的倾角向湖面倾斜, 长2200 m, 宽1500 m, 面积3.5 km^2. 冰斗后壁寒冻风化作用强烈, 倒石堆沿冰斗侧、后壁分布, 靠近后壁30 m左右的冰斗底部发育4个顶部浑圆的冻胀丘, 呈北东-南西向排列. 斗底暴露的2~3 m高剖面显示沉积物为火山碎屑物堆积, 剖面层次结构清楚, 表面散布棱角-次棱角状(有的部分圆化)寒冻风化碎屑物, 其下是黑色火山碎屑岩, 最底部为黑灰色火山灰. 对此剖面底层进行 ^{14}C 测年为(1045±35) a BP (BA06559), 证明沉积物为千年大喷发以来的产物(表 1), 上部土壤的年代为(820±40) a BP (BA06560). 冰斗底部并未见冰碛物及冰川作用的微地貌, 笔者推测其可能被火山活动所破坏或覆盖.

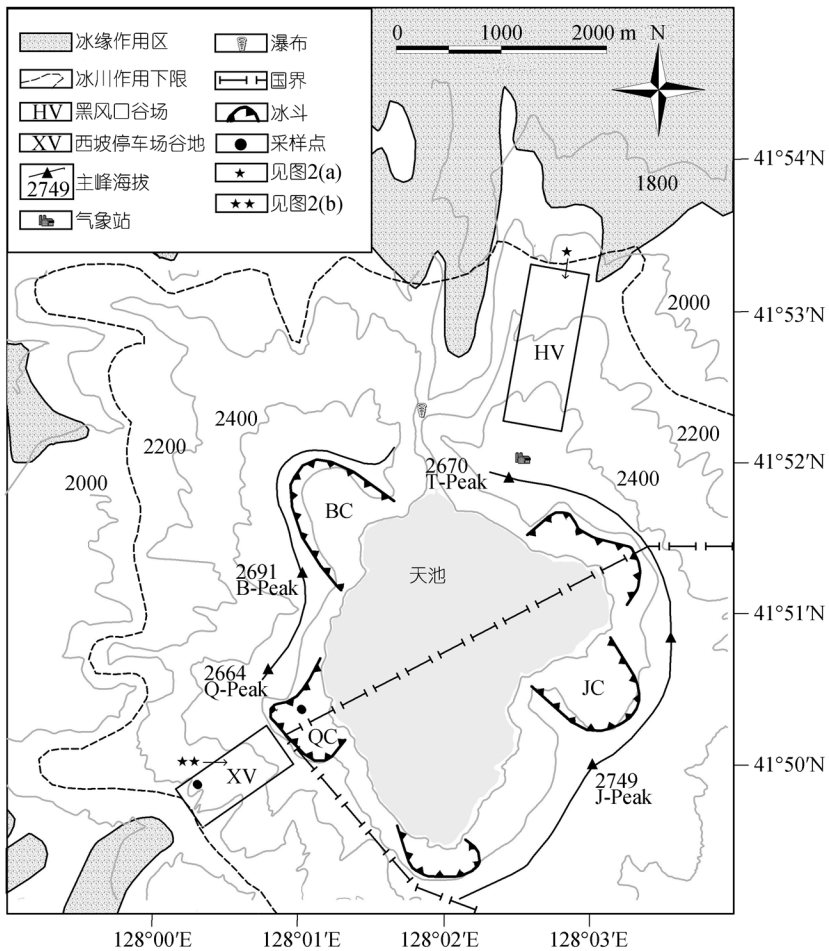


图 1 长白山冰川地貌图

BC-白云峰冰斗, QC-青石峰冰斗, JC-将军峰冰斗

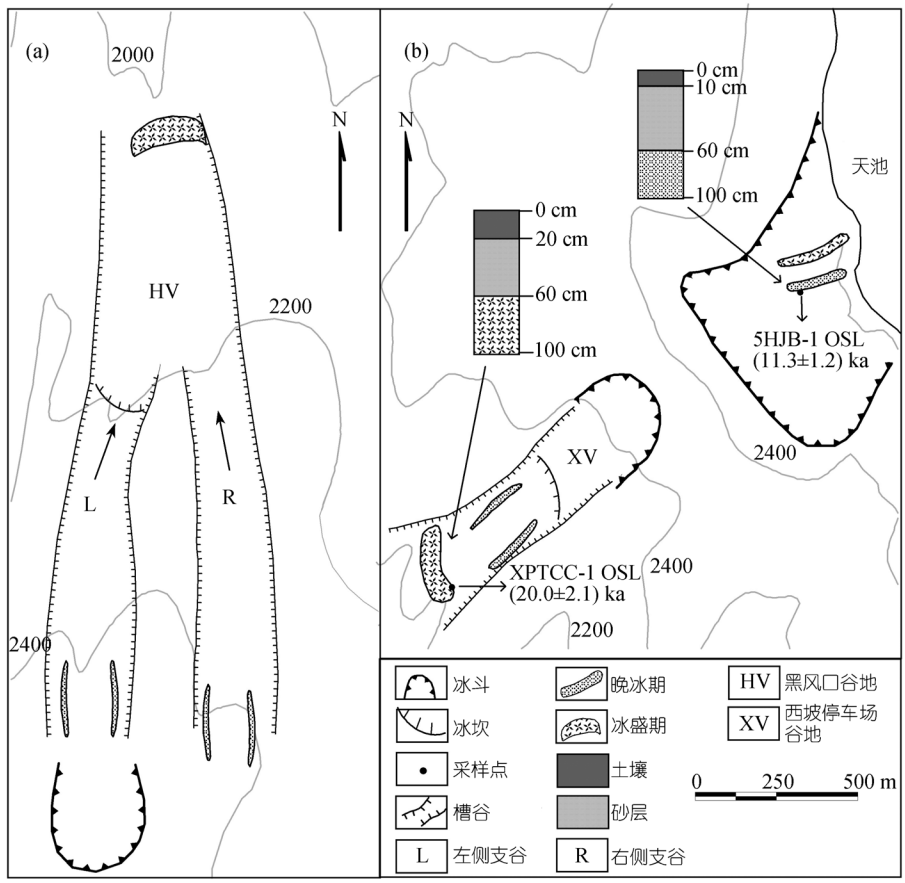


图 2 黑风口谷地、西坡停车场谷地和青石峰冰斗冰川地貌图

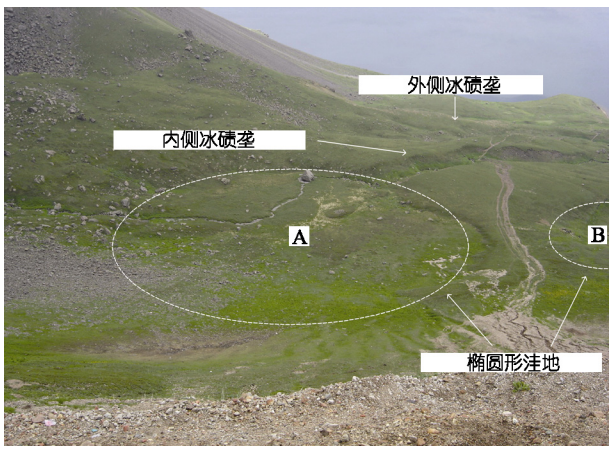


图 3 青石峰冰斗内冰碛垄

青石峰和白云峰冰斗顶部岩石K-Ar年龄分别为(99.4±6.4)和(90±10) ka[36,37]. 在火山锥体的外围发育一些小冰斗, 海拔 2400~2600 m, 然而其形态特征不如火山口内侧冰斗典型.

朝向东北的青石峰冰斗三壁陡峭, 形态清晰, 长 1800 m, 宽 1400 m, 面积 2.5 km^2. 冰斗后壁堆积寒冻风化碎屑物, 其左右侧均有明显的垄状堆积物, 与山坡呈反向相接, 应是冰川作用的产物. 在斗底面向天池, 左侧保存着内、外两条侧碛垄(图 3), 由山坡向湖面延伸, 坡度 3°~5°, 内侧的冰碛垄相对矮小, 外侧的冰碛垄相对高大, 其上遍布砾石, 大小不一. 暴露的天然剖面显示为松散的混杂堆积物,无明显的层理结构. 值得注意的是, 在冰斗内部中央, 保存着 2 个椭圆形的洼地, 其直径在 30~40 m 之间, 应为沉积物底部残留死冰融化后的产物.

表 1 火山沉积物与土壤的加速器质谱(AMS)碳-14 测年结果 a)

Lab 编号	样品	采样位置	^{14}C 年代(a BP)	误差
BA06557	土壤	黑风口终碛土壤	590	35
BA06558	土壤	黑风口终碛土壤	725	35
BA06559	黑色火山灰	白云峰冰斗剖面	1045	35
BA06560	粘质土壤	白云峰冰斗剖面	820	40

a) 年代测定在北京大学加速器质谱实验室第四纪年代测定实验室完成, 所用碳十四半衰期为 5568 年, BP 为距 1950 年的年代

(ⅱ) 冰川槽谷. 典型的冰川槽谷长 2000~2500 m, 宽 500~800 m, 坡度 3°~5°, 发育在海拔 2000~2600 m 处. 其中黑风口谷地和西坡停车场谷地最为典型, 黑风口谷地长 2500 m, 宽 300~800 m, 此谷地作南北走向, 其纵剖面出现一连串的岩坎, 呈串珠形, 指示冰川作用所留下的证据. 上源在天池气象站北侧, 由两支 V 形谷构成, 做阶梯式下降, 至黑风口冰坎(2400 m)以下变宽, 其横剖面呈较典型的抛物线形(图 4). 谷地西坡平缓, 为公路所经, 东坡陡峭, 应是上源两支谷的古冰川汇合后对地表差异侵蚀的结果.

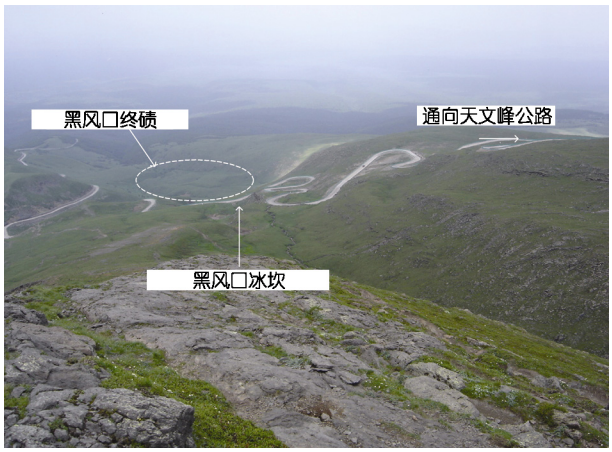


图 4 黑风口谷地终碛、槽谷和冰坎

气象站北 400 m暴露的剖面显示冰川沉积物与火山地层之间的关系是交错分布的(图 5), 虽然冰川沉积物没有绝对年代控制, 但是对直接覆盖在冰碛物上部的火山灰进行 ^{14}C测年, 得到的结果为(7822±210), (7854±180)和(4105±80) a[38,39]. 通过K/Ar, TIMS和ESR法测得从气象站到黑风口冰坎岩石的年龄为17500~24000 a[40~42], 冰川作用发生在两次火山喷发之间, 其年代范围应该在 5000~20000 a.

西坡停车场槽谷位于长白山火山锥体的西侧, 长 1000 m、宽 250 m, 冰川发育规模比北坡小. 青石峰西侧由 5 号界碑下山通向停车场, 在中途位置的登山台阶左侧海拔 2320 m 处, 保留高 8 m, 长 20 m 的冰坎, 已被 NW 向的现代河流所切割, 附近保存着磨光面和不太明显的擦痕, 指示曾冰川流经此地并向下游的低谷推进.

此外, 在白云峰冰斗的东北和西北侧也有 2 个小的 U 形谷, 在谷中并未发现冰碛物, 只发育了薄层的寒冻风化碎屑物.

(ⅲ) 冰碛物. 西坡停车场谷地保存部分未被破坏的冰碛地形, 在冰坎附近分布着 60~70 m 长的侧碛垄(2300 m), 开挖的冰碛剖面显示沉积物由内部的冰碛物和外侧薄层火山碎屑物构成, 表明部分冰川堆积物已被火山作用所破坏. 冰碛物顶部低矮的苔藓植物表明覆盖冰碛物的表层已经具备一定的成土化作用. 终碛垄分布在谷地下游的出口处停车场附近(2100 m)(图 6), 高出现代河床 30 m, 指示着冰川作用下限, 该终碛垄迎冰坡和背冰坡的坡度分别为 16º和 24º, 沉积物为分选性很差、无层理的混杂堆积. 此处 OSL 测年结果为(20.0±2.19) ka(实验室编号: LEDL06-659), 显示本次冰川作用发生的时段在冰盛期.

施雅风等人[14]在 20 世纪 80 年代在北坡发现数条终碛垄. 顺谷地延伸 400 m左右, 在贴近东坡海拔 2000 m处出现一横切谷地的第一道终碛, 东西走向, 被现代河流切割后仍保留 70 m长, 冰碛垄脊清晰, 高于上源谷底 15m左右, 迎冰坡与背冰坡分别为 14°和 25°, 具终碛垄特征. 被现代河流切割的剖面显示冰碛物的组成大小混杂, 砾石的平均粒径在 10~20 cm, 大的

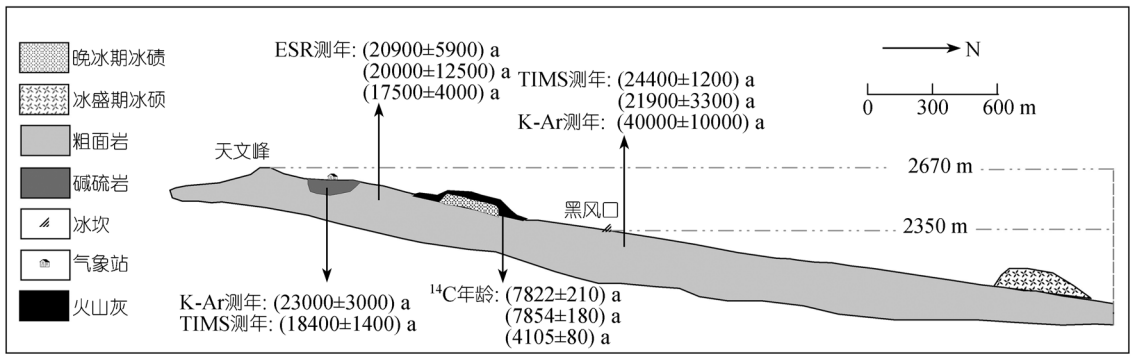


图 5 黑风口谷地剖面: 冰川沉积物和火山岩之间的层位关系

资料来源文献[32~38]



图 6 西坡停车场终碛垄

砾石直径可达 1 m. 岩性主要是粗面岩(30%)和碱流岩(60%). 带有磨光面和擦痕的大砾石分布在此终碛垄上面, 长 1.5 m, 宽 1.3 m, 高 1.6 m. 在冰碛剖面和现代沟谷中保存着一些指示冰川成因的熨斗石和多边形石块. 对终碛垄的北侧边缘土壤的 AMS^{14}C 测年表明, 发生时代为 600~700 a(见表 1: BA06557, BA06558).

在气象站以东 150 m 的谷地中, 保存着多条侧碛垄, 分布的海拔为 2400~2600 m. 冰碛垄的表层被薄层的火山碎屑所覆盖, 下伏冰川沉积物, 上源为天文峰与气象站, 冰川的侵蚀地形已经被强烈的火山作用所破坏. 冰川谷地的地形与黑风口谷地相似, 上游呈 V 字形, 下游谷地展宽为 U 形, 再向下至海拔 2200~2300 m 处又为深切的 V 形谷, 给人的印象似乎是黑风口谷地的翻版. 从冰碛物分布的高度上看, 应该是另外一期冰川作用的产物.

在黑风口谷地上源的左右两个支谷中(2400~2600 m), 发育着厚层火山作用的坡积物, 从邻近谷地的实际情况看, 火山作用堆积物之下应该是冰川作用的沉积物, 在谷地下部开挖剖面, 也表现出混杂堆积的冰碛物的特点.

在青石峰冰斗底部保存着几条侧碛垄(2300~2400 m), 长 50~70 m, 高 10~15 m , 其上遍布砾石. 根据冰碛物保存的形态、风化程度以及相对位置, 内侧和外侧冰碛垄形成于不同时期. 外侧碛垄暴露的沉积物剖面显示其由混杂堆积物构成, 主要成分为砾石、粗砂与粉砂, 砾石的平均直径是 5~15 cm , 比较大的砾石直径超过 1 m. 在冰碛垄的表面, 发育 4~10 cm 厚的暗黄色土壤层, 冰碛砾石也有一定程度的风化, 基质中细颗粒含量高于内侧冰碛垄, 这些均表明此冰碛垄的形成时间较长. 内侧碛垄仅发生边缘风化表明其形成的时间相对短. 对内侧碛垄的冰碛基质做光释光年代测定, 结果为(11.3±1.2) ka (Lab, No LEDL06-658), 表明冰川作用阶段为晚冰期. 外侧碛垄冰碛虽没有绝对测年控制, 但从冰碛物的形态和风化程度上看, 此冰碛应比内侧碛垄冰碛老.

3.2 光释光(OSL)年代测定结果

(ⅰ) 等效计量的确定. 采用王旭龙等人[30] SMAR法确定等效计量. 每个样品制备 20 个测片, 其中 6 个为天然再生测片(N), 另外 9 个测片将天然测片在SOL2 型太阳模拟灯下晒退 10 min后辐照不同再生计量(N+SL+B). 首先, 预热 260℃, 10 s, 随后测量天然和再生测片的光释光信号强度(Li); 然后, 对所有测试过的天然测片晒退再辐照再生计量, 预热 220℃, 10 s, 并测量实验剂量的光释光强度(Ti); 最后, 利用校正后的天然和再生计量信号强度(Li/Ti)建立生长曲线(图 7). 等效剂量的释光信号均取自测样释光衰减曲线前 1 秒的积分值减去作为本底的最后 1 秒的积分值.

(ⅱ) 环境计量的确定. 环境计量率测量是释光测年的关键之一. 样品所吸收的辐射计量是由本身及周围沉积物中放射性核素(^{238}U, ^{232}Th和 ^{40}K)衰变产生的电离辐射所提供的, 同时也有宇宙射线的少量贡献. 用标定的Daybreak 582 型后源a计数仪[43]对样品的铀、钍含量进行测定, 钾含量是用火焰分光计方法来测定的(由中国地震局地质所化学组完成). 根据Aitken[35]提出环境中铀、钍、钾含量与石英、长石等矿物接收的计量率之间的转换关系, 得出各样品接收的计量率. 计算环境计量时使用实测含水量, 同时也测量了样品的饱和含水量估算出饱和含水系数对环境计量率进行校正.

被测样品的环境计量率、等效计量、相关数据以及年代结果见表 2.

4 讨论与分析

4.1 晚更新世冰期序列

长白山对于研究东亚和西太平洋岛屿的古气候变化具有十分重要的科学意义. 冰斗、角峰、槽谷、侧碛垄和终碛垄等冰川地貌与沉积物反映了本区冰川作用的历史(图 1). 分布于北坡和西坡火山锥体的内侧和外侧冰川地貌和沉积物显示了长白山在晚更新世的地貌演化序列. 本次工作首次对西坡停车场

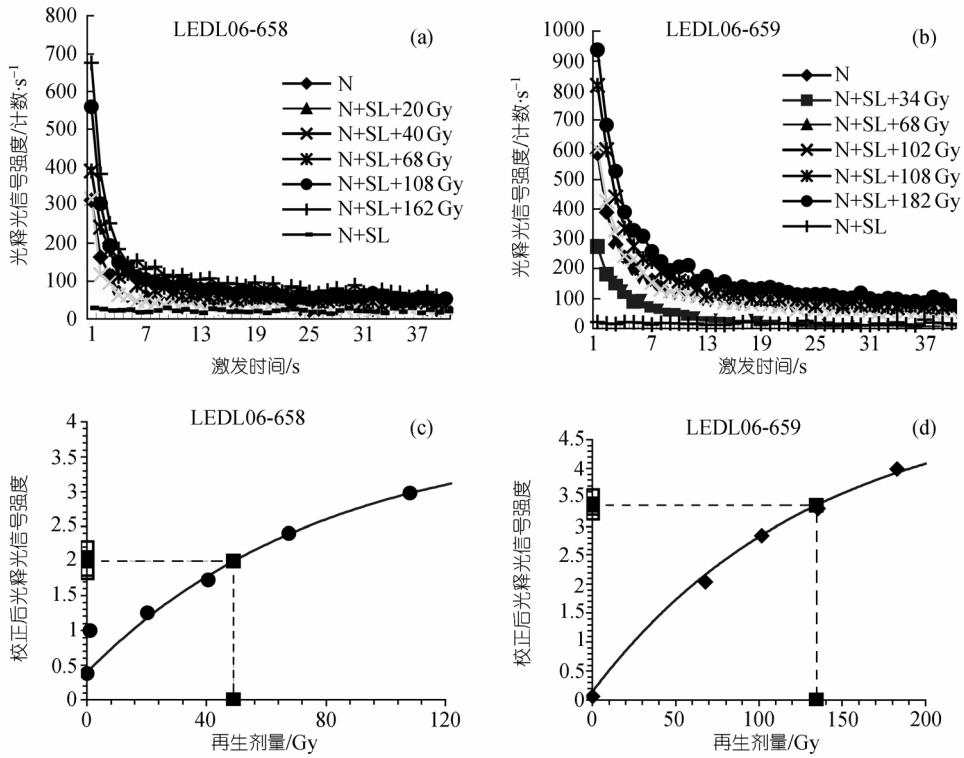


图 7　LEDL06-658, LEDL06-659 样品释光信号衰减、生长曲线

(a), (b) LEDL06-658, LEDL06-659 样品释光信号衰减曲线; (c), (d) LEDL06-658, LEDL06-659 样品释光信号生长曲线

表 2　简单多片再生法测定细粒石英(4~11 μm)的 OSL 年代结果 a)

送样号	实验号	位置	测年物质	海拔/m	深度/m	α计数率	K_2O/%	W/%	宇宙射线 Gy/ka	环境计量率/Gy/ka	等效计量	年龄/ka
5HJBD-1	LEDL06-658	41°59.93′N, 128°01.65′E	砂/粉砂	2250	50	12.7±0.2	3.5	44	0.19	4.3±0.4	49.0±1.3	11.3±1.2
XPTCC-1	LEDL06-659	42°01.30′N, 128°02.31′E	砂/粉砂	2250	50	18.2±0.5	3.7	19	0.19	6.7±0.7	134.3±4.5	20.0±2.1

a) α 系数采用 0.04±0.02. α 计数率的误差为 3%, K含量误差 5%, 含水率误差为 4%. 宇宙射线的误差为 5%, 等效计量误差 6%~7%, 环境计量误差 12%. 环境计量根据α 计数率、K、含水率以及宇宙射线的贡献确定[35]

谷地的终碛垄和青石峰冰斗内的侧碛垄进行 OSL 年龄测定, 并参考已知的火山地层年代数据, 结果显示在晚更新世存在黑风口(LGM)和气象站(晚冰期)两次冰期.

西坡度停车场谷地和北坡黑风口谷地终碛垄代表末次冰盛期冰川作用, 相当于深海氧同位素 2 阶段(MIS2), 大部分冰川地貌形成于这个阶段, 规模明显大于气象站冰期, 光释光年代为(20.0±2.1) ka. 以青石峰冰斗内的侧碛垄为代表的晚冰期光释光年代为(11.3±1.2) ka. 虽然黑风口及其邻近谷地上部的侧碛垄没有绝对年龄控制, 但是根据冰川沉积物上覆与下伏的火山碎屑和熔岩地层的 K/Ar, TIMS, ESR 和 ^{14}C 等年龄数据可以给出大致范围在 5000~20000 a. 参考冰碛砾石与基质的风化程度, 分布的海拔高度与地貌部位, 并与火山口内青石峰保留的沉积物 OSL 年代进行对比, 作者认为是同期冰川作用的产物, 即时代上属于晚冰期, 其发育的大的气候背景可能与全球降温的新仙女木事件相当. 我们的年代填补了目前本区一直没有绝对年带控制冰川作用时限的缺陷.

4.2　长白山火山活动与冰川作用的地貌解释

长白山的火山活动频繁, 对冰川地貌破坏较为严重, 可谓经历了冰与火的较量. 然而, 火山活动与冰川作用都有其自身发展的规律, 尤其是末次冰期

以来. 根据目前火山地层的绝对年代, 大约 70~20 ka 期间为火山作用平静期 [1)], 之后进入全新世的火山喷发高峰期[44]. 显然, 长白山地区末次冰盛期(20 ka)与晚冰期(11 ka)的冰进均发生在火山活动平静期, 为冰川发育提供了火山地质地貌背景. 但全新世以来的火山活动对北坡和西坡冰川地貌的破坏是不容忽视的事实, 天池北坡黑风口谷地末次冰期的冰碛垄之所以能够保存, 是因为全新世冰场组地层厚度较薄且集中于山顶, 因此没有破坏这套冰碛物, 这方面前人已有定论[14~16]. 据Horn和Schmincke[45]研究, 千年火山喷发((969±20) AD)的火山堆积物主要集中在北、东、东南方向, 而在西南方向火山堆积物量很少(图 8), 这在刘若新等人[39]的地貌考察结果中也得到了印证. 天池西坡火山口内侧青石峰冰斗内保存良好的冰川遗迹, 而在北坡白云峰冰斗内却找不到冰川作用的沉积物, 而是发育厚 2~3 m(未见底)火山堆积物, 底部火山灰 ^{14}C年代为(1045±35) a BP(表 1), 表明沉积物可能为千年大喷发的产物. 因此, 有理由推断, 千年喷发的影响在西南方向最弱, 进而保留了冰川遗迹. 据刘若新等人[42]的研究资料, 天池火山主要有两期大的造伊格尼姆岩喷发, 第一期喷发大约发生于 5000 a 前, 第二期发生于(1215±15) AD, 即千年大喷发. 由于风化剥蚀强烈, 第一期喷发物在地表保存甚少, 仅分布于天文峰与五号界碑等地, 其规模小, 野外实际地貌调查显示, 在火山口外侧西坡停车场谷地中目前保存着残留的侧碛垄和终碛堤, 表明早期的火山堆积并没有完全覆盖冰川沉积物. 至于青石峰冰斗底部该期火山喷发物不明显, 可能在较强的外营力作用下而难以保存的缘故.

4.3 与中国台湾和日本冰川作用区的对比

近年来, 越来越多的绝对年龄数据证明末次冰期的早中期(MIS3-4)的冰川发育规模比末次冰期的晚期(MIS2)大, 特别是在东亚, 如中国台湾山脉、日本岛和中国的东部. 冰川作用最强和北半球冰量最大的变化并不同时[6,7,8,18]. 长白山保存着冰盛期, 晚冰期冰碛物, 与中国台湾及日本山地可以相互对比. 近年来, Ono等人[46]冰川学者研究了整个日本岛北部、中部、南部以及北海道山地的冰川作用证据, 发现在末次冰期时日本存在末次冰期时MIS3b阶段的冰进, 至

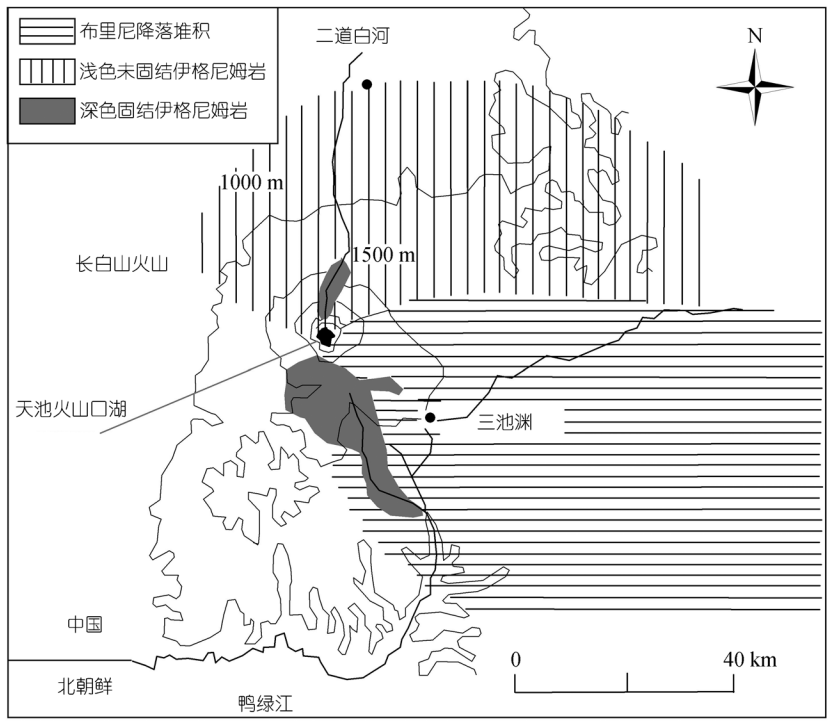


图 8 长白山火山千年喷发物及影响范围图(据文献[45])

1) 刘嘉麒, 私人交流

此日本岛在末次冰期的早、中、晚阶段冰进作用均得到证实，突破了过去认为的只存在早(MIS4)晚(MIS2)两个阶段冰进的研究结论. 他们推测在 55 和 70 ka之间的MIS4 阶段，较低的雪线高度和较小的风尘通量(dust flow)指示了冷、湿气候，以冬季降水为主；而在末次冰盛期(18~25 ka)的MIS2 阶段，较高的雪线和较大的风尘通量显示了冷且非常干燥的气候，冬季降水减弱，所以出现末次冰盛期(LGM)的冰川规模小于末次冰期的早阶段(MIS4). 在西太平洋及其沿线，冬季降水充足，较高的湿度使得在Honshu 和北海道及中国台湾山脉出现大的降雪带[47,48]，在中国台湾中部，存在雪山，水源和山庄三次冰川作用，分别对应晚冰期、冰盛期和末次冰期的早阶段[8,49]，早阶段的冰川前进规模也远大于冰盛期，这与孢粉分析所推断的有利于冰川作用的气候条件有良好的对应关系[50~53].

从末次冰期相似的气候条件上讲，冷气团首先穿过长白山然后到达日本岛，冰川发育模式可能和日本岛的一样. 然而，长白山冰期系列的结果显示末次冰期晚阶段发生的冰进可以和中国台湾及日本的相比较，但是缺乏中、早阶段(MIS3/4)冰进作用的证据，很可能是后期的冰川前进侵蚀了早阶段的冰川作用遗迹，或者是强烈的火山作用破坏的结果. 因为没有发现MIS3/4 冰川沉积物，目前还不能推测冰川前进的最大规模发生在哪个阶段，而且本区属于晚冰期的冰川地貌与沉积在日本山脉很难发现，可能是不同的地理位置等区域差异引起降水和气温的不同所致.

5 结论

长白山冰川地貌如冰斗、槽谷、磨光面和保存完好的冰碛物等地貌与沉积特点显示这一地区曾经受到冰川作用. 典型的冰川地貌和沉积物分布在火山口的内侧与外侧，其冰川作用发生，因其独特的火山地质与地貌背景所决定，具备典型的“口内口外”模式，本区的冰川作用可以分为两个阶段，即末次冰盛期(LGM)和晚冰期，在火山口的内侧与外侧对应分布. 其中，气象站冰进的冰进年代为 11 ka 前后，对应晚冰期，与全球性降温的新仙女木事件相当，分布的海拔高度在 2400~2600 m. 黑风口冰进发生在大约 20 ka 左右，时代上属于末次冰盛期. 在相似的季风条件影响下，长白山冰川记录与中国台湾、日本岛在末次冰期的晚阶段是一致的.

致谢　感谢长白山火山监测站给予的大力支持.

参考文献

1 Barrows T T, Stone J Q, Fifield L K, et al. The timing of the last glacial maximum in Australia. Quat Sci Rev, 2002, 21: 159—173[DOI]
2 Owen L A, Kamp U, Spencer J Q, et al. Timing and style of late Quaternary glaciation in the eastern Hindu Kush, Chitral, northern Pakistan: A review and revision of the glacial chronology based on new optically stimulated luminescence dating. Quat Int, 2002, (97-98): 41—45
3 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}Be cosmogenic radionuclide surface exposure dating. Quat Sci Rev, 2005, 24: 1391—1411[DOI]
4 Yi C L, Jiao K Q, Liu K X, et al. ESR dating of the sediments of the last glaciation at the source of the Urumqi River, Tian Shan mountains, China. Quat Int, 2002, (97-98): 141—146
5 Yi C L, Liu K X, Cui Z J, et al. AMS radiocarbon dating of the late Quaternary glacial landforms, source of the Urumqi River, Tien Shan——A pilot study of ^{14}C on inorganic carbon. Quat Int, 2004, 121: 99—107[DOI]
6 Zhang W, Cui Z J, Li Y H. Review of the timing and extent of glaciers during the last glacial cycle in the bordering mountains of Tibet and in East Asia. Quat Int, 2006, (154-155): 32—43
7 崔之久, 杨健夫, 刘耕年, 等. 中国台湾高山第四纪冰川之确证. 科学通报, 1999, 44(20): 2220—2224
8 Cui Z J, Yang C F, Liu G N, et al. The Quaternary glaciation of Shesan Mountain in Taiwan and glacial classification in monsoon areas. Quat Int, 2002, (97-98): 147—153
9 Ono Y, Naruse T. Snowline elevation and eolian dust flux in the Japanese islands during isotope stages 2 and stages 4. Quat Int, 1997, 37: 45—54[DOI]
10 Ono Y, Shulmeister J, Lehmkuhl F, et al. Timing and causes of glacial advances across the PEP-2 Transect (East-Asia to Antarctica) during the last glaciation cycle. Quat Int, 2004, (118-119): 55—68
11 Hebenstreit R, Bose M, Murray A. Late Pleistocene and early Holocene glaciations in Taiwannese mountains. Quat Int, 2006, 147: 76—88[DOI]
12 李吉均. 季风亚洲末次冰期的古冰川遗迹. 第四纪研究, 1992, 4: 332—339

13 鹿野忠雄. 朝鲜东北部山地冰河地形の二就いて. 地理学评论, 1937, 13: 1126—1145
14 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. 26—129
15 肖荣寰, 胡俭彬. 东北地区末次冰期以来气候地貌的若干特征. 冰川冻土, 1988, 10(2): 125—134
16 裘善文. 长白山古冰川、冰缘地貌的研究. 第四纪研究, 1990, 2: 137—145
17 孙建中. 吉林省第四纪冰期的划分. 地质学报, 1982, 56(2): 174—186
18 李邦良. 白头山区冰川地貌航空卫星照片解译. 地质论评, 1992, 38(5): 431—438
19 丁国瑜. 我国东北地区的新构造环境与深震火山活动. 东北地震研究, 1988, 4(3): 3—9
20 刘若新, 李继泰, 魏海泉, 等. 长白山天池火山——一座具潜在喷发危险的近代火山. 地球物理学报, 1992, 35(5): 661—664
21 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
22 刘嘉麒. 中国东北地区新生代火山岩的年代学研究. 岩石学报, 1987, 4: 21—31
23 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
24 裘善文, 李凤华, 隋秀兰. 长白山冰缘地貌. 冰川冻土, 1981, 1: 26—31
25 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
26 Zhang W, Cui Z J, Feng J L, et al. Late Pleistocene glaciation of the Hulifang massif of Gongwang mountains. J Geogr Sci, 2005, 4: 448—458[DOI]
27 易朝路, 明庆忠. 云南省东川市雪岭第四纪冰川遗迹. 冰川冻土, 1991, 2: 185—187
28 易朝路, 刘克新, 崔之久. 天山乌鲁木齐河河源末次冰期以来冰川沉积物 AMS 测年及其意义. 科学通报, 1998, 43(6): 655—656
29 崔之久, 施雅风. 冰碛与几种混杂堆积的判别. 见: 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. 31—62
30 王旭龙, 卢演俦, 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
31 Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130000 yr for the Chinese Loess Plateau. Quat Res, 2007, 1: 152—160 [DOI]
32 Wang X L, Lu Y C, Zhao H. On the performance of the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol for Chinese loess: Fine quartz and polymineral grains. Radiat Meas, 2006, 41: 1—8[DOI]
33 Clarke M L, Rendell H M, Wintle A G. Quality assurance in luminescence dating. Geomorphology, 1999, 29: 173—185[DOI]
34 Richards B W, Owen L A, Rhodes E J. Timing of late Quaternary glaciations in the Himalayas of northern Pakistan. J Quat Sci, 2000, 15: 283—297[DOI]
35 Aitken M J. An Introduction to Optical Dating: The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence. Oxford: Oxford University Press, 1998. 216—239
36 樊祺诚, 隋建立, 王团华, 等. 长白山天池火山粗面玄武岩的喷发历史与演化. 岩石学报, 2006, 22(6): 1449—1457
37 刘嘉麒, 王松山. 长白山火山与天池的形成时代. 科学通报, 1982, 21: 1312—1315
38 金伯录, 张希友. 吉林省长白山全新世火山喷发期及火山活动特征. 吉林地质, 1994, 13(2): 1—12
39 刘若新, 魏海泉, 李继泰, 等. 长白山天池火山近代喷发.北京: 科学出版社, 1998. 6—14
40 王非, 陈文寄, 彭子成, 等. 长白山天池火山晚更新世以来的喷发活动:高精度铀系 TIMS 年代学制约. 地球化学, 2001, 30(1): 88—94
41 尹功明. 长白山地区近代火山岩的 ESR 测年研究. 地质论评, 1999, 45: 287—293
42 刘若新, 魏海泉, 汤吉, 等. 长白山天池火山研究进展. 地震地磁观测与研究, 1996, 17(4): 2—11
43 王同利, 陈杰, 杨传成. Daybreak厚源α-计数仪的标定及测量影响因素的初步研究. 地震地质, 2005, 27(4): 633—644
44 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
45 Horn S H, Schmincke U. Volatile emission during the eruption of Baitoushan volcan o (China/North Korea) ca. 969 AD. Bull Volcanol, 2000, 61: 537—555
46 Ono Y, Aoki T, Hasegawa H, et al. Mountain glaciation in Japan and Taiwan at the global last glacial maximum. Quat Int, 2005, 146: 79—139[DOI]
47 Shi Y F. Characteristics of late Quaternary monsoonal glaciation on the Tibetan Plateau and in East Asia. Quat Int, 2002, 143: 79—98[DOI]
48 Ono Y. Glacial and periglacial paleoenvironments in the Japanese Islands. Daiyonki-Kenkyu (Quat Res), 1991, 30: 203—211
49 Hebenstreit R. Present and former equilibrium line altitudes in the Taiwanese high mountain range. Quat Int, 2006, 147: 70—75[DOI]
50 Tsukada M. Vegetation in subtropical Formosa during the Pleistocene glaciation and the Holocene. Palaeogeol Palaeoclimatol Palaeoecol, 1967, 3: 49—64
51 Kuo C M, Liew P M. Vegetational history and climatic fluctuations based on pollen analysis of the Toushe peat bogs, central Taiwan since the last glacial maximum. J Geol Soc China, 2000, 3: 379—392
52 Liew P M, Chung N J. Vertical migration of forests during the last glacial period in subtropical Taiwan. West Pac Earth Sci, 2001, 4: 405—414
53 Liew P M, Huang S Y, Kuo C M. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene-A record from Toushe Basin, Central Taiwan. Quat Int, 2006, 147: 16—33[DOI]