论文

念青唐古拉山西段冰碛垄漂砾 ^{10}Be 暴露测年及末次冰期序列董国成^{①②}, 易朝路^{①*}, Marc CAFFEE^③

① 中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101;

② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;

③ PRIME Laboratory, Purdue University, West Lafayette 47906, USA

* 联系人, E-mail: clyi@itpcas.ac.cn

收稿日期: 2013-06-19; 接受日期: 2013-12-02; 网络版发表日期: 2014-04-16

国家自然科学基金项目(批准号: 41230523)、中国科学院战略性先导科技专项(编号: XDB03030100)和国家自然科学基金项目(批准号: 40971017)资助

摘要 气温和亚洲季风降水变化影响青藏高原冰川的进退, 念青唐古拉山西段末次冰期年代的研究能够为认识季风影响过渡带的冰期气候特征提供重要依据。然而, 该地区末次冰期时代及其南北坡是否存在差异仍不确定。本文采用 ^{10}Be 暴露测年方法, 对青藏高原南部的念青唐古拉山西段北坡的爬玉王山谷谷口两道冰碛垄的年代进行测定, 确认内侧冰碛垄为末次冰盛期产物, 年代为 $(18.0 \pm 1.7) \sim (30.6 \pm 2.8) \text{ ka}(n=10)$ 。外侧冰碛垄时代为 $(18.0 \pm 1.6) \sim (39.9 \pm 3.7) \text{ ka}(n=5)$, 可能对应 MIS3 阶段或更早的冰进。与念青唐古拉山西段南坡 ^{10}Be 暴露年代对比表明, 念青唐古拉山西段末次冰期最大规模冰进可能发生在 MIS3 阶段, 与全球降温不同步, 具有异时性, 但在区域内则具有同时性, 可能响应北半球千年尺度气候变化。

关键词

末次冰盛期

MIS3 阶段冰进

念青唐古拉山西段

宇宙成因核素

 ^{10}Be 暴露年代

亚洲季风

末次冰期是第四纪冰期旋回中的最后一次, 也是最强烈的一次冰期。传统观点认为, 青藏高原末次冰期存在早、晚两个阶段(刘东生等, 2000), 分别对应南、北极冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 所记录的末次冰期早、晚两次冷期(Lorius 等, 1985; Schulz 等, 1998), 对应深海氧同位素 4 阶段(MIS4)和 2 阶段(MIS2)(Berger 等, 1984)。近年来, 宇宙成因核素暴露测年数据显示(Owen 等, 2008; Chevalier 等, 2011; Heyman 等, 2011), 青藏高原存在深海氧同位素 3 阶段(MIS3)冰进, 在青藏高原东北部的达力加山(Wang 等, 2013), 阿尼玛卿山和年

保玉则山(Owen 等, 2003), 西部的喀喇昆仑山(Owen 等, 2002b)和帕米尔(Zech 等, 2005a), 以及南部的喜马拉雅山(Owen 等, 2002a; Finkel 等, 2003)等地区, 这次冰进的规模在末次冰期中最大。这种与北半球冰盖规模变化不同步的现象被归因于降水的影响(Gillespie 和 Molnar, 1995; Benn 和 Owen, 1998; Clark 等, 2009)。然而, 这些研究主要集中于青藏高原周边受西风带降水和亚洲季风降水影响较为强烈的区域。而念青唐古拉山西段地处青藏高原边缘山地和腹地的过渡区域, 受西南季风降水影响较弱, 是深入认识

中文引用格式: 董国成, 易朝路, Caffee M. 2014. 念青唐古拉山西段冰碛垄漂砾 ^{10}Be 暴露测年及末次冰期序列. 中国科学: 地球科学, 44: 945–956英文引用格式: Dong G C, Yi C L, Caffee M. 2014. ^{10}Be dating of boulders on moraines from the last glacial period in the Nyainqentanglha mountains, Tibet. Science China: Earth Sciences, 57: 221–231, doi: 10.1007/s11430-013-4794-z

冰川对气候变化的响应机制的典型地点之一。

念青唐古拉山东(周尚哲等, 2007)、西段(Owen 等, 2005; Chevalier 等, 2011)均已具有 ^{10}Be 暴露测年的相关报道。西段以往的 ^{10}Be 暴露测年工作位于西方学者能够接近的山脉南坡, Owen 等(2005)对 Lehmkuhl 等(2002)在古露地区所描述的冰碛垄进行 ^{10}Be 暴露测年研究并推断, 末次冰期最大规模冰进可能发生在 MIS4 或 MIS5 阶段。Chevalier 等(2011)在羊八井地区两条侧碛垄的 ^{10}Be 暴露测年数据介于 MIS2~MIS3。这些研究表明, 在念青唐古拉山西段南坡, 末次冰期最大规模的冰进并不是发生在末次冰盛期, 但末次冰盛期时代以及是否存在 MIS3 阶段冰进仍不能确定, 季风降水影响下的过渡区迎风坡和背风坡末次冰期时代和规模是否存在差异仍不清楚。因此, 念青唐古拉山西段末次冰期序列仍需进一步研究。

本文通过重建念青唐古拉山西段北坡爬玉王末次冰期序列, 并与南坡的冰期时代进行对比, 探讨该季风影响过渡区域末次冰期古气候变化时代的异同。

1 研究区域概况

念青唐古拉山是位于青藏高原南部的巨大山系(图 1(a))。其主峰位于该山系的西段, 海拔超过 7000 m。念青唐古拉山西段受亚洲季风影响较弱, 年均降水量在 400 mm 以下; 而念青唐古拉山东段(也称喜马拉雅山东构造结)则受亚洲季风控制, 年均降水量在 1000 mm 以上。这种气候差异致使念青唐古拉山西段发育大陆性冰川, 而东段则发育海洋性冰川(Derbyshire 等, 1991; Su 和 Shi, 2002)。

本文研究区爬玉王山谷, 距离纳木错南岸约 3 km(图 1)。该山谷从最高峰(海拔>5500 m)向北延伸约 13 km 至山麓地带(海拔约 4770 m)。谷内无现代冰川发育, 但在山谷内外各分布着一道冰碛垄(图 1(b)和 2)。内侧冰碛垄位于谷口内约 0.5 km 处, 海拔介于 4920~4950 m, 高出谷底约 3~5 m。该冰碛垄表面有约 5~10 cm 厚的高山草甸土, 并有大量风化程度较轻, 直径从 20~225 cm 不等的花岗岩漂砾(图 2)。该冰碛垄的冰碛物以中粗砂为主, 兼有少量次棱角状花岗岩和花岗片麻岩碎屑。外侧冰碛垄自谷口两侧呈弧形向下游延伸约 1.6 km, 海拔介于 4790~4950 m。该冰碛垄顶部更为平缓, 表面覆盖有更多植被(图 2(b))。冰碛垄表面稀疏的花岗岩漂砾较内侧冰碛垄风化更

强。冰碛物以细砂和次圆状花岗岩碎屑为主。

2 研究方法

2.1 样品采集

运用 Google Earth 图像初步选定采样点位置, 通过野外地貌考察确定地貌新老关系后, 确定采样地点。尽可能避开可能存在后期地质地貌过程的部位。本文的 15 个漂砾样品采自 2006 年, 在 2012 年经过野外重新核查, 判断它们相对比较稳定, 而当年采集的其他地点的样品受后期改造的可能性更大, 所以没有测试。测试用的漂砾都位于冰碛垄顶部较为平坦的部位(图 3 和 4), 有一定埋深。由于风化能够剥蚀掉漂砾表面富含宇宙成因核素 ^{10}Be 的部分, 因此在采样过程中优先选择那些磨光面残存或者有岩漆面的漂砾(图 3(a)和 4(b)~(f))。从漂砾表面采集大约 500 g, 2.5~3 cm 厚的样品。漂砾的经纬度以及海拔高程(表 1)采用手持 GPS 测量, 屏蔽角通过 Google Earth 测量。

2.2 ^{10}Be 前处理实验及测试

样品的粉碎、筛选, 石英的提纯、Be 的提取和靶标的制作均在中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 拉萨 ^{10}Be 超净制靶室完成。石英的提纯在 Kohl 等(1992)以及 Dortch 等(2009)所述方法的基础上略作改进完成。首先, 将样品粉碎并筛选粒径为 250~500 μm 的部分, 采用强磁铁去除磁性矿物; 之后, 采用 5% 的 HF 和 HNO_3 的混合液加热溶蚀约 24 h, 采用重液(硅钨酸水溶液)分选去除重矿物和部分长石, 最后, 采用 HF 和 HNO_3 的混合液对样品进行至少两次溶蚀, 直至样品为纯石英。提取 Be 时, 称取约 15 g 石英并加入约 0.5 g ^9Be 载体。采用 HF 和 HNO_3 的混合溶液加热溶解石英。蒸干后, 用高氯酸发烟赶氟。通过阴、阳离子交换生成 BeCl_2 , 在 $\text{pH}>7$ 的环境下生成 $\text{Be}(\text{OH})_2$ 沉淀。在马弗炉中加热 5 min(750 $^\circ\text{C}$)脱水生成 BeO。将 BeO 与铈粉混合并装入靶标。 ^{10}Be 与 ^9Be 的比值在美国普渡大学 PRIME 实验室基于 ICN 标准(Nishiizumi 等, 2007)进行测试。

2.3 暴露年龄的计算及冰碛垄形成时代的确定

运用两个空白样的 ^{10}Be 与 ^9Be 比值($(7.7\pm 1.6)\times 10^{-15}$ 和 $(8\pm 1.5)\times 10^{-15}$)对所测样品的 ^{10}Be 与 ^9Be 比值

图 1 研究区域图

(a) 念青唐古拉山西段 ASTER GDEM; (b) Google Earth 图像

图 2 爬玉王山谷冰碛垄照片

图 3 爬玉王内侧冰碛垄漂砾照片

表 1 爬玉王山谷冰川漂砾 ^{10}Be 浓度及其他参数

冰碛垄	样品名称	北纬	东经	高程 (m)	漂砾尺寸 (长/宽/高)(cm)	采样厚度 (cm)	屏蔽系数	^{10}Be 浓度 ($10^6 \text{ atoms g}^{-1}$)
内侧冰碛垄	Nam-51	30.59839°	90.77305°	4952	88/55/40	3.0	0.9929	1.69±0.06
	Nam-52	30.59849°	90.77305°	4953	80/65/23	3.0	0.9929	1.37±0.05
	Nam-53	30.59868°	90.77270°	4953	160/110/85	3.0	0.9929	1.83±0.05
	Nam-54	30.59871°	90.77269°	4953	95/80/50	3.0	0.9929	1.87±0.08
	Nam-55	30.59883°	90.77251°	4953	143/135/80	3.0	0.9929	1.46±0.03
	Nam-56	30.60160°	90.77064°	4927	90/80/35	2.5	0.9918	1.88±0.04
	Nam-57	30.60162°	90.77064°	4927	75/60/25	2.5	0.9918	2.29±0.05
	Nam-58	30.60189°	90.77070°	4925	225/105/30	2.5	0.9918	1.73±0.04
	Nam-59	30.60199°	90.77067°	4925	180/70/45	2.5	0.9918	1.62±0.07
	Nam-60	30.60198°	90.77064°	4925	80/70/55	2.5	0.9918	2.19±0.06
外侧冰碛垄	Nam-62	30.61005°	90.77416°	4960	345/110/60	3.0	0.9977	1.54±0.07
	Nam-63	30.61002°	90.77418°	4960	180/105/50	3.0	0.9977	1.38±0.04
	Nam-64	30.61000°	90.77417°	4960	175/115/60	3.0	0.9977	2.14±0.16
	Nam-65	30.60966°	90.77412°	4960	200/115/45	3.0	0.9977	3.03±0.08
	Nam-66	30.60998°	90.77413°	4960	115/110/45	3.0	0.9977	1.90±0.08

进行校正, 然后将其转换为每个样品中石英所含 ^{10}Be 的浓度(表 1). 样品的暴露年代采用 CRONUS-Earth 网络计算程序(Balco 等, 2008)进行计算(<http://hess.ess.washington.edu/math/>). 计算时所采用的 ^{10}Be 半衰期为 1.387 Ma(Chmeleff 等, 2010; Korschinek 等, 2010), 岩石密度为 2.7 g cm^{-3} , 侵蚀速率为 0(表 1). 采用每条冰碛垄上所有样品 ^{10}Be 暴露年代的高斯概率总和的峰值来代表冰碛垄的形成时代.

3 讨论与结果

3.1 爬玉王 ^{10}Be 暴露年代与冰碛垄形成时代

CRONUS 网络计算程序提供 5 种校正模型的计算结果(Balco 等, 2008)(表 2), 本文采用 Lal(1991)和 Stone(2000)校正模型计算的暴露年龄. 其他 4 种校正模型均考虑 ^{10}Be 生成速率随磁场的变化, 所得暴露年龄与本文所采用的校正模型所得暴露年龄存在一定的误差, 最大误差为 20%, 一般在 13%左右. 但这些差异并不影响我们确定冰川地貌的相对年代. 考虑到目前 CRONUS 网络计算程序所采用的 ^{10}Be 生成速率可能被高估 10%左右, 对应暴露年代被低估 10%左右(Putnam 等, 2010; Kaplan 等, 2011), 本文选择暴露年代最大的 Lal(1991)和 Stone(2000)校正模型计算所得的暴露年龄进行讨论.

内侧冰碛垄 10 个样品的 ^{10}Be 暴露年龄介于(18.0

± 1.7)~(30.6 ± 2.8) ka(表 2; 图 5(a)和 6(a)), 高斯概率峰值为 23.5 ka(图 5(a)); 外侧冰碛垄的 5 个样品的 ^{10}Be 暴露年龄介于(18.0 ± 1.6)~(39.9 ± 3.7) ka(表 2; 图 5(b)和 6(a)), 概率峰值为 19.1 和 25.7 ka(图 5(b)).

两道垄高斯概率峰值年代所显示的冰进时代与地貌新老关系并不完全相符. 地貌关系上, 外侧冰碛垄代表更早的、规模更大的冰进. 而且外侧冰碛垄表面更为平缓, 表面的漂砾风化更为严重, 这些证据均表明外侧冰碛垄的形成时代应早于内侧冰碛垄. 引起漂砾暴露年龄与真实年龄不符的因素有两种: 继承性和不完全暴露. 继承性致使漂砾暴露年龄大于冰碛垄的形成时代, 但这种情况出现的几率<3%(Putkonen 和 Swanson, 2003), 漂砾存在不完全暴露的可能性更大(Heyman 等, 2011). 不完全暴露使漂砾的暴露年龄小于冰碛垄形成时代, 这在以往第四纪冰川测年研究中比较常见(Hallet 和 Putkonen, 1994; Putkonen 和 Swanson, 2003; Putkonen 等, 2008; Applegate 等, 2012). 引起漂砾不完全暴露的情况通常有: 漂砾表面遭受侵蚀, 漂砾在冰碛垄形成演化过程中发生过翻滚, 漂砾在冰碛垄形成演化过程中才开始暴露, 雪和沉积物等的覆盖对宇宙射线的遮挡等. 外侧冰碛垄的表面较为平缓(图 2), 在冰碛垄的形成演化过程中, 可能由于风化等, 冰碛垄高度逐渐变低, 表面逐渐变缓, 其内部的漂砾逐渐出露到冰碛垄表面, 开始接受宇宙射线照射, 积累宇宙成因核素.

图 4 爬玉王外侧冰碛垄漂砾照片

表 2 基于不同校正模型计算的 ¹⁰Be 暴露年龄

冰碛垄	样品名称	暴露年代(ka)				
		Lal(1991)和 Stone(2000)	Desilets 等(2006)	Dunai(2001)	Lifton 等(2005)	Nishiizumi 等(1989), Lal(1991), Stone(2000)
内侧冰碛垄	Nam-51	22.3±2.1	19.7±2.4	20.0±2.5	18.7±2.0	21.2±2.0
	Nam-52	18.0±1.7	16.8±2.1	16.7±2.1	15.6±1.6	17.4±1.6
	Nam-53	24.2±2.2	21.2±2.6	21.4±2.6	20.1±2.1	22.8±2.0
	Nam-54	24.7±2.4	21.5±2.7	21.8±2.7	20.4±2.2	23.2±2.2
	Nam-55	19.2±1.7	17.2±2.1	17.6±2.1	16.5±1.7	18.4±1.6
	Nam-56	25.1±2.2	21.8±2.6	22.1±2.6	20.7±2.1	23.5±2.0
	Nam-57	30.6±2.8	25.9±3.1	25.9±3.1	24.5±2.5	28.1±2.5
	Nam-58	23.1±2.1	20.3±2.5	20.6±2.5	19.3±2.0	21.9±1.9
	Nam-59	21.6±2.1	19.1±2.4	19.5±2.4	18.2±1.9	20.5±1.9
	Nam-60	29.2±2.7	24.8±3.0	24.9±3.0	23.5±2.4	27.0±2.4
外侧冰碛垄	Nam-62	20.1±2.0	18.0±2.3	18.3±2.3	17.2±1.9	19.3±1.8
	Nam-63	18.0±1.6	16.3±2.0	16.7±2.0	15.7±1.6	17.4±1.6
	Nam-64	28.1±3.2	23.9±3.3	24.1±3.3	22.9±2.8	26.0±2.9
	Nam-65	39.9±3.7	32.3±3.9	31.9±3.9	30.6±3.1	35.5±3.2
	Nam-66	24.8±2.4	21.6±2.7	21.9±2.7	20.6±2.2	23.3±2.2

图 5 爬玉王冰碛垄概率曲线

(a) 内侧冰碛垄; (b) 外侧冰碛垄. 红色曲线代表每个样品的高斯概率; 黑色曲线代表每条冰碛垄上所有样品的概率; 峰值代表冰进时间

外侧冰碛垄表面的漂砾也可能曾发生过翻滚或遭受过侵蚀. 虽然样品 Nam-62, Nam-63, Nam-64 和 Nam-66 都残存有岩漆面, 但岩漆面均位于漂砾下部靠近地面的部分, 这四个漂砾的顶部显示出球状风化的迹象——表层呈片状剥离现象, 漂砾四周散落棱角状碎屑, 而 Nam-65 表面残留的岩漆面最多(图 4), 样品 Nam-65 的暴露年龄可能更接近外侧冰碛垄的形成时

代. 我们采用 Briner 等(2005)的方法, 即用一组漂砾中的最大年龄代表冰碛垄的最小年龄, 因此该冰碛垄的最小年龄为(39.9±3.7) ka.

3.2 爬玉王末次冰期序列

末次冰期时, 念青唐古拉山西段北坡至少发生过两次冰进. 最大规模冰进的时代≥39.9 ka, 可能对

应 MIS3 阶段或者更早. 另一次冰进的时代为 23.5 ka, 代表末次冰盛期冰进.

末次冰盛期时, 青藏高原地区处于干冷的环境: 气温较现在低 6~9℃, 降水量为现在的 30%~70%(Shi 等, 2001)这种干冷的环境不利于冰川的发育(Rupper 等, 2009). 末次冰盛期时, 爬玉王地区的冰川被限于山谷内, 规模小于外侧冰碛垄所对应冰期的冰川规模. 即使在青藏高原更为湿润的周边地区, 末次冰盛期冰川规模小于 MIS3 阶段冰川规模的情况亦存在. 例如, 青藏高原东北部的阿尼玛卿山地区, MIS3 阶段冰川比现代冰川长约 15 km, 末次冰盛期冰川比现代冰川长不到 10 km(Owen 等, 2003).

冰川的进退主要受夏季太阳辐射驱动的夏季气温变化控制, 降水对于冰川进退也有很大贡献. 降温和降水增加都可能导致冰进, 冷湿的环境最利于冰川的发育(Rupper 等, 2009). 已有的 ^{10}Be 暴露测年数据显示, 青藏高原及周边山地存在 MIS4 阶段冰进(Owen 等, 2002a, 2002b, 2005; Zech 等, 2005a; Abramowski 等, 2006; Koppes 等, 2008; Owen 等, 2010, 2012; Zech, 2012; Zech 等, 2013)和 MIS3 阶段冰进(Owen 等, 2002a, 2002b; Finkel 等, 2003; Owen 等, 2003; Zech 等, 2005a; Wang 等, 2013)的证据, 认为前者响应全球降温(Owen 等, 2010; Zech, 2012), 后者响应西南季风的增强(Owen 等, 2002a, 2003). 西昆仑古里雅冰芯(Thompson 等, 1997)(图 6(b))和四川若尔盖钻孔(吴敬禄等, 2000) $\delta^{18}\text{O}$ 记录显示, 青藏高原在 MIS3 阶段中期为一冷期, 推测 MIS3 阶段中期气温较现在低 5℃左右, 此期间有效湿度大(Herzschuh, 2006), 青藏高原夏季风增强, 推测降水量比现在多 40%~100%(Shi 等, 2001; 施雅风和姚檀栋, 2002). 这种相对较冷和较湿的气候组合利于冰川的发育(Rupper 等, 2009). 由于爬玉王外侧冰碛垄最小暴露年代与这一冷湿时期一致, 又位于西南季风影响过渡带, 可以与西南坡两处 MIS3 阶段冰进对比(3.3), 在没有其他测年证据的情况下, 我们倾向于认为爬玉王谷地发生了 MIS3 阶段冰进.

3.3 念青唐古拉山西段南北坡冰期时代对比

为了更为客观准确的进行对比, 对念青唐古拉山南坡已有的 ^{10}Be 暴露年代(Owen 等, 2005; Chevalier 等, 2011)运用 CRONUS 网络计算程序重新

计算: 采用的 ^{10}Be 半衰期为 1.387 Ma(Chmeleff 等, 2010; Korschinek 等, 2010), 并在假定侵蚀为 0 的情况下, 采用 Lal(1991)/Stone(2000)校正模型计算的年代结果.

距爬玉王东北约 80 km 的古露地区(图 1)一 U 形谷谷口附近分布着两道冰碛垄, 谷口下游约 5 km 处有一冰碛丘陵地带. 内侧冰碛垄的 4 个样品的暴露年龄介于(14.6±1.4)~(17.0±1.6) ka(图 6(a)), 外侧冰碛垄的 4 个样品的暴露年龄介于(18.9±1.7)~(45.3±4.2) ka(图 6(a)), 冰碛丘陵地带的 5 个样品的暴露年龄介于(56.7±5.1)~(118.9±11.1) ka(图 6(a))(Owen 等, 2005). Owen 等(2005)排除冰碛丘陵上暴露年代为(118.9±11.1) ka 的样品后推测冰进发生于 MIS4 阶段或 MIS5 阶段晚期, 排除谷口外侧冰碛垄暴露年代为(45.3±4.2) ka 的样品, 推测外侧冰碛垄对应于末次冰盛期冰进, 并认为内侧冰碛垄对应晚冰期冰进. 有研究表明, 冰碛丘陵是由死冰演化而形成, 在死冰消亡过程中, 位于其表面的漂砾非常不稳定, 最老暴露年代可能更接近冰进的最小年代(Zech 等, 2005b). 因此, 古露地区冰碛丘陵对应的冰期发生在 MIS5 阶段, 甚至更早. 谷口附近的两道冰碛垄的大部分漂砾的暴露年龄都对应末次冰盛期. 而地貌关系上, 外侧冰碛垄的形成时代应早于内侧冰碛垄, 最老暴露年龄(45.3±4.2) ka 可能更接近外侧冰碛垄的形成时代, 对应 MIS3 阶段. 该 U 形谷北侧, 与其相邻的另一 U 形谷靠近谷口的一条侧碛垄被活动断层分割为东、西两段(Chevalier 等, 2011). 该侧碛垄的 15 个样品的暴露年龄介于(15.7±1.4)~(20.6±1.8) ka(Chevalier 等, 2011)(图 6(a)), 对应末次冰盛期冰进.

位于爬玉王西南约 80 km 的羊八井地区(图 1)的一山谷谷口附近有两条对称的侧碛垄, 可能为同次冰进的产物(Chevalier 等, 2011). 位于南侧的侧碛垄被活动断层分为东、西两段, 该侧碛垄上的 20 个样品的暴露年龄介于(17.6±1.6)~(58.7±5.3) ka(图 6(a)). 北侧侧碛垄的两个样品的暴露年龄分别为(12.8±1.1)和(25.4±2.6) ka(图 6(a))(Chevalier 等, 2011). 这两条侧碛垄的上游有一条终碛垄, 其上的 5 个样品的暴露年代介于(10.5±0.9)~(21.2±1.9) ka(图 6(a))(Chevalier 等, 2011). 若按 Chevalier 等(2011)取最大暴露年龄作为冰碛垄的形成时代的建议, 则侧碛垄和其上游终碛垄的形成时代分别为(58.7±5.3)和(21.2±1.9) ka

图 6 念青唐古拉山西段 ^{10}Be 暴露年龄及古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

(a) 念青唐古拉山西段 ^{10}Be 暴露年龄; (b) 古里雅冰芯 $\delta^{18}\text{O}$, 据文献 Thompson 等(1997). 灰色条带代表 MIS2 和 MIS4 阶段

(图 6(a)). 侧碛垄所代表的冰进发生在 MIS3 阶段, 上游靠近现代冰川的终碛垄代表末次冰盛期冰进.

爬玉王、古露和羊八井, 末次冰期冰川演化非常相似, 与北半球冰盖变化不同步, 但在区域内则表现出同步性: 末次冰期至少存在两次冰进, 最大规模冰进可能发生在 MIS3 阶段或更早, 末次冰盛期冰进规模较小, 限于山谷内.

3.4 青藏高原 MIS3 阶段千年尺度冰川波动的可能性

末次冰期存在许多千年尺度的冷暖交替, 越来越多的证据表明这些气候变化并非局地的而是全球性的(Leuschner 和 Sirocko, 2000). 这种冷暖的交替在格陵兰冰芯记录中表现为 D-O(Dansgaard-Oeschger)旋回(Dansgaard 等, 1993). D-O 旋回的最冷期对应北大西洋深海岩芯所记录的 Heinrich 事件(北大西洋冰

筏事件)(Heinrich, 1988). 其中, MIS3 阶段包含了 3 次 Heinrich 事件(H4-H6). 这些事件在中国的黄土(Porter 和 An, 1995; Chen 等, 1997)和石笋(Wang 等, 2001)中均有记录. MIS3 阶段在青藏高原的古里雅冰芯记录中也表现出冷暖交替(Thompson 等, 1997).

念青唐古拉山西段, 爬玉王山谷外侧冰碛垄最大 ^{10}Be 暴露年代(39.9 ± 3.7 ka, 时间上与 H4 相重叠; 古露地区山谷口外侧冰碛垄最大 ^{10}Be 暴露年代(45.3 ± 4.2 ka)(Owen 等, 2005), 时间上与 H5 相重叠; 羊八井地区谷口附近的侧碛垄最大 ^{10}Be 暴露年代(58.7 ± 5.3 ka)(Chevalier 等, 2011), 时间上与 H6 相重叠. 由于青藏高原地区 ^{10}Be 生成速率还不能校正, 以及地质过程造成的暴露年代的不确定性等因素, 我们还不能断定这 3 道冰碛垄就对应这 3 次 Heinrich 事件. 北大西洋的 Heinrich 事件的降温既然能够通过

大气环流传递到黄土高原和中国东部地区(Porter 和 An, 1995; Chen 等, 1997), 也可以影响到青藏高原(Strasky 等, 2009), 这也许是导致念青唐古拉山西段不同的冰川在 MIS3 阶段前进时代存在差异的原因之一。

4 结论

爬玉王两道冰碛垄的 15 个 ^{10}Be 暴露年代数据, 丰富了念青唐古拉山第四纪冰期年代数据。两道冰

碛垄的 ^{10}Be 暴露年代分别为 $(18.0 \pm 1.7) \sim (30.6 \pm 2.7) \text{ ka}$, $\geq 39.9 \text{ ka}$ 。内侧冰碛垄对应末次冰盛期冰进, 外侧冰碛垄则可能对应 MIS3 阶段。

念青唐古拉山西段南坡(古露和羊八井)与北坡(爬玉王)末次冰期冰川演化相似, 至少存在两次冰进: 末次冰盛期冰进, 以及 MIS3 阶段冰进。末次冰期冰川最大规模的时间与全球降温不同步, 表现为异时性, 但在该区域内则表现出同时性, 可能与气候千年尺度变化和西南季风降水相对增强有关。

致谢 审稿专家提出宝贵意见, 斯德哥尔摩大学傅平、中国科学院青藏高原研究所王利强等协助采样, 中国科学院青藏高原研究所许向科在成文过程中提供帮助, 在此一并致谢。

参考文献

- 刘东生, 施雅风, 王汝建, 等. 2000. 以气候变化为标志的中国第四纪地层对比表. 第四纪研究, 20: 108–128
- 施雅风, 姚檀栋. 2002. 中低纬度 MIS3b(55~44 ka BP)冷期与冰川前进. 冰川冻土, 24: 1–9
- 吴敬禄, 王苏民, 施雅风, 等. 2000. 若尔盖盆地 200 ka 以来氧同位素记录的古温度定量研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 30: 73–80
- 周尚哲, 许刘兵, Colgan P M, 等. 2007. 古乡冰期和白玉冰期的宇宙成因核素 ^{10}Be 定年. 科学通报, 52: 945–950
- Abramowski U, Bergau A, Seebach D, et al. 2006. Pleistocene glaciations of Central Asia: Results from ^{10}Be surface exposure ages of erratic boulders from the Pamir (Tajikistan), and the Alay-Turkestan range (Kyrgyzstan). Quat Sci Rev, 25: 1080–1096
- Applegate P J, Urban N M, Keller K, et al. 2012. Improved moraine age interpretations through explicit matching of geomorphic process models to cosmogenic nuclide measurements from single landforms. Quat Res, 77: 293–304
- Balco G, Stone J O, Lifton N A, et al. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. Quat Geochronol, 3: 174–195
- Benn D I, Owen L A. 1998. The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: Review and speculative discussion. J Geol Soc, 155: 353–363
- Berger A, Imbrie J, Hays J, et al. 1984. Milankovitch and Climate: Understanding the Response to Astronomical Forcing. Dordrecht: Reidel Publishing Company. 269–305
- Briner J P, Kaufman D S, Manley W F, et al. 2005. Cosmogenic exposure dating of late Pleistocene moraine stabilization in Alaska. Geol Soc Am Bull, 117: 1108–1120
- Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: Evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 130: 323–335
- Chevalier M L, Hilley G, Tapponnier P, et al. 2011. Constraints on the late quaternary glaciations in Tibet from cosmogenic exposure age of moraine surfaces. Quat Sci Rev, 30: 528–554
- Chmieleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, et al. 2010. Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms, 268: 192–199
- Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, et al. 2009. The last glacial maximum. Science, 325: 710–714
- Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364: 218–220
- Derbyshire E, Shi Y F, Li J J, et al. 1991. Quaternary glaciation of Tibet: The geological evidence. Quat Sci Rev, 10: 485–510
- Desilets D, Zreda M, Prabu T. 2006. Extended scaling factors for in situ cosmogenic nuclides: New measurements at low latitude. Earth Planet Sci Lett, 246: 265–276
- Dortch J M, Owen L A, Haneberg W C, et al. 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. Quat Sci Rev, 28: 1037–1054
- Dunai T J. 2001. Influence of secular variation of the geomagnetic field on production rates of in situ produced cosmogenic nuclides. Earth Planet

- Sci Lett, 193: 197–212
- Finkel R C, Owen L A, Barnard P L, et al. 2003. Beryllium-10 dating of Mount Everest moraines indicates a strong monsoon influence and glacial synchronicity throughout the Himalaya. *Geology*, 31: 561–564
- Gillespie A R, Molnar P. 1995. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. *Rev Geophys*, 33: 311–364
- Hallet B, Putkonen J. 1994. Surface dating of dynamic landforms: Young boulders on aging moraines. *Science*, 265: 937–940
- Heinrich H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. *Quat Res*, 29: 142–152
- Herzschuh U. 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quat Sci Rev*, 25: 163–178
- Heyman J, Stroeven A P, Harbor J M, et al. 2011. Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth Planet Sci Lett*, 302: 71–80
- Kaplan M R, Strelin J A, Schaefer J M, et al. 2011. *In-situ* cosmogenic¹⁰Be production rate at Lago Argentino, Patagonia: Implications for late-glacial climate chronology. *Earth Planet Sci Lett*, 309: 21–32
- Kohl C P, Nishiizumi K. 1992. Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ-produced cosmogenic nuclides. *Geochim Cosmochim Acta*, 56: 3583–3587
- Koppes M, Gillespie A R, Burke R M, et al. 2008. Late Quaternary glaciation in the Kyrgyz Tien Shan. *Quat Sci Rev*, 27: 846–866
- Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, et al. 2010. A new value for the half-life of ¹⁰Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms*, 268: 187–191
- Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci Lett*, 104: 424–439
- Lehmkuhl F, Klinge M, Lang A. 2002. Late Quaternary glacier advances, lake level fluctuations and aeolian sedimentation in southern Tibet. *Z Geomorphol*, 126: 183–218
- Leuschner D C, Sirocko F. 2000. The low-latitude monsoon climate during Dansgaard-Oeschger cycles and Heinrich Events. *Quat Sci Rev*, 19: 243–254
- Lifton N A, Bieber J W, Clem J M, et al. 2005. Addressing solar modulation and long-term uncertainties in scaling secondary cosmic rays for in situ cosmogenic nuclide applications. *Earth Planet Sci Lett*, 239: 140–161
- Lorius C, Ritz C, Jouzel J, et al. 1985. A 150000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 316: 591–596
- Nishiizumi K, Imamura M, Caffee M W, et al. 2007. Absolute calibration of ¹⁰Be AMS standards. *Nucl Instrum Methods Phys Res Sect B-Beam Interact Mater Atoms*, 258: 403–413
- Nishiizumi K, Winterer E L, Kohl C P, et al. 1989. Cosmic ray production rates of ¹⁰Be and ²⁶Al in quartz from glacially polished rocks. *J Geophys Res*, 94: 17907–17915
- Owen L A, Caffee M W, Finkel R C, et al. 2008. Quaternary glaciation of the Himalayan-Tibetan orogen. *J Quat Sci*, 23: 513–531
- Owen L A, Chen J, Hedrick K A, et al. 2012. Quaternary glaciation of the Tashkurgan Valley, southeast Pamir. *Quat Sci Rev*, 47: 56–72
- Owen L A, Finkel R C, Barnard P L, et al. 2005. Climatic and topographic controls on the style and timing of Late Quaternary glaciation throughout Tibet and the Himalaya defined by ¹⁰Be cosmogenic radionuclide surface exposure dating. *Quat Sci Rev*, 24: 1391–1411
- Owen L A, Finkel R C, Ma H Z, et al. 2003. Timing and style of late Quaternary glaciation in northeastern Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 115: 1356–1364
- Owen L A, Finkel R C, Caffee M W. 2002a. A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 21: 147–157
- Owen L A, Finkel R C, Caffee M W, et al. 2002b. Timing of multiple late Quaternary glaciations in the Hunza Valley, Karakoram Mountains, northern Pakistan: Defined by cosmogenic radionuclide dating of moraines. *Geol Soc Am Bull*, 114: 593–604
- Owen L A, Yi C L, Finkel R C, et al. 2010. Quaternary glaciation of Gurla Mandhata (Naimon'anyi). *Quat Sci Rev*, 29: 1817–1830
- Porter S C, An Z S. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305–308
- Putkonen J, Connolly J, Orloff T. 2008. Landscape evolution degrades the geologic signature of past glaciations. *Geomorphology*, 97: 208–217
- Putkonen J, Swanson T. 2003. Accuracy of cosmogenic ages for moraines. *Quat Res*, 59: 255–261
- Putnam A E, Schaefer J M, Barrell D J A, et al. 2010. *In situ* cosmogenic¹⁰Be production-rate calibration from the Southern Alps, New Zealand. *Quat Geochronol*, 5: 392–409
- Rupper S, Roe G, Gillespie A R. 2009. Spatial patterns of Holocene glacier advance and retreat in Central Asia. *Quat Res*, 72: 337–346
- Schulz H, von Rad U, Erlenkeuser H, et al. 1998. Correlation between Arabian Sea and Greenland climate oscillations of the past 110000 years. *Nature*, 393: 54–57
- Shi Y F, Yu G, Liu X D, et al. 2001. Reconstruction of the 30–40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the

- Tibetan Plateau. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 169: 69–83
- Stone J O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res*, 105: 23753–23759
- Strasky S, Graf A A, Zhao Z Z, et al. 2009. Late glacial ice advances in southeast Tibet. *J Asian Earth Sci*, 34: 458–465
- Su Z, Shi Y F. 2002. Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age. *Quat Int*, 97-98: 123–131
- Thompson L G, Yao T D, Davis M E, et al. 1997. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science*, 276: 1821–1825
- Wang J, Kassab C, Harbor J M, et al. 2013. Cosmogenic nuclide constraints on late Quaternary glacial chronology on the Dalijia Shan, northeastern Tibetan Plateau. *Quat Res*, 79: 439–451
- Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China. *Science*, 294: 2345–2348
- Zech R, Abramowski U, Glaser B, et al. 2005a. Late Quaternary glacial and climate history of the Pamir Mountains derived from cosmogenic ^{10}Be exposure ages. *Quat Res*, 64: 212–220
- Zech R, Glaser B, Sosin P, et al. 2005b. Evidence for long-lasting landform surface instability on hummocky moraines in the Pamir Mountains (Tajikistan) from ^{10}Be surface exposure dating. *Earth Planet Sci Lett*, 237: 453–461
- Zech R. 2012. A late Pleistocene glacial chronology from the Kitschi-Kurumdu Valley, Tien Shan (Kyrgyzstan), based on ^{10}Be surface exposure dating. *Quat Res*, 77: 281–288
- Zech R, Röhringer I, Sosin P, et al. 2013. Late Pleistocene glaciations in the Gissar Range, Tajikistan, based on ^{10}Be surface exposure dating. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 369: 253–261