



天山破城子冰期的冰进及 ESR 年代学研究

赵井东^{①*}, 刘时银^①, 王杰^②, 宋友桂^③, 杜建括^②

① 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

② 兰州大学, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;

③ 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075

* E-mail: jdzhao@lzb.ac.cn

收稿日期: 2008-10-10; 接受日期: 2009-03-30

国家自然科学基金项目(批准号: 40501007, 40801031, 40772116)、中国科学院知识创新工程重要方向性项目(编号: KZCX2-YW-301)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2007CB411500)与科技部科技基础性工作专项项目(编号: 2006FY110200)资助

摘要 破城子冰期是天山地区第四纪冰期划分中最具代表性的冰期之一, 其沉积地形为形态较清晰的多列终碛垅组成, 呈扇形展布在最大的现代冰川作用中心托木尔峰东南坡的木扎尔特河河口与山麓带. 冰碛地形记录了复杂的冰川进退史, 包含着丰富的古环境变化信息, 对它们进行研究有助于恢复这次冰期的冰川演化史与重建该地区的古环境. 应用 ESR 测年技术, 选用石英颗粒中对光照与研磨作用都较敏感的 Ge 心作为测年信号, 对该处出露完整的沉积剖面 I 层的冰川沉积、数列终碛垅与冰水沉积进行定年, 获得 3 组年代分别为 13.6~25.3, 39.5~40.4 与 64.2~71.7 ka. 结合地貌地层学原理与其它研究资料进行综合分析可得出: 破城子多列终碛垅形成于末次冰期, 在末次冰川作用过程中该处存在至少 3 次大的冰进, 可分别对应于 MIS2, MIS3b 与 MIS4. MIS2 与 MIS3b 时的冰川为复合山谷冰川, MIS4 时的冰川为山麓冰川. 三次冰进规模最大时的冰川长度分别约为 94, 95 与 99 km.

关键词

ESR 测年
冰进
破城子冰期
天山

冰川是塑造地表形态最积极、最重要的外营力之一, 在其作用区形成了独具特色的冰川侵蚀地形与沉积地形. 这些地形是过去冰冻圈演化最可靠的标志, 也是古环境演变最直接的证据, 包含着丰富的古环境变化信息. 对它们进行研究可恢复古冰川的规模、期次、类型与性质, 进而恢复过去冰冻圈的演化与重建古环境, 此外, 还可为山体抬升研究提供重要的理论参考. 第四纪冰川研究的一个重要领域就是如何对冰川作用遗迹(冰川侵蚀地形与沉积地形)进行定年, 这不仅是古冰川研究深入发展的需要, 也是冰冻圈演化与古环境重建的基本要求. 电子自旋顺磁共振(ESR, Electron Spin Resonance)是过去三十多年

来发展起来的绝对测年方法, 可对各类陆源沉积物进行直接定年^[1~5]. 1994 年, Schwarcz^[6]提出在今后的 ESR 测年研究中, 冰碛物是一种具有测年前景的可测沉积物. 在过去的十多年间, 许多学者将该测年技术应用于第四纪冰川研究, 取得了一批可喜的研究成果^[7~13], 推动了第四纪冰川研究的发展.

天山是中亚地区一条非常重要、构造活跃的山系, 由许多呈东西走向, 大致平行的山脉与山间盆地组成, 全长 2500 km, 其中 1700 km 位于新疆维吾尔自治区. 天山山系主要受西风环流的控制(图 1^[14]), 西风环流带来的降水是维系该山系冰川发育的重要因子. 托木尔峰是整个山系的最高峰(7435.3 m a.s.l),

引用格式: Zhao J D, Liu S Y, Wang J, et al. Glacial advances and ESR chronology of the Pochengzi Glaciation, Tianshan Mountains, China. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52(?): 1—9, doi: 10.1007/s11430-009-0109-9

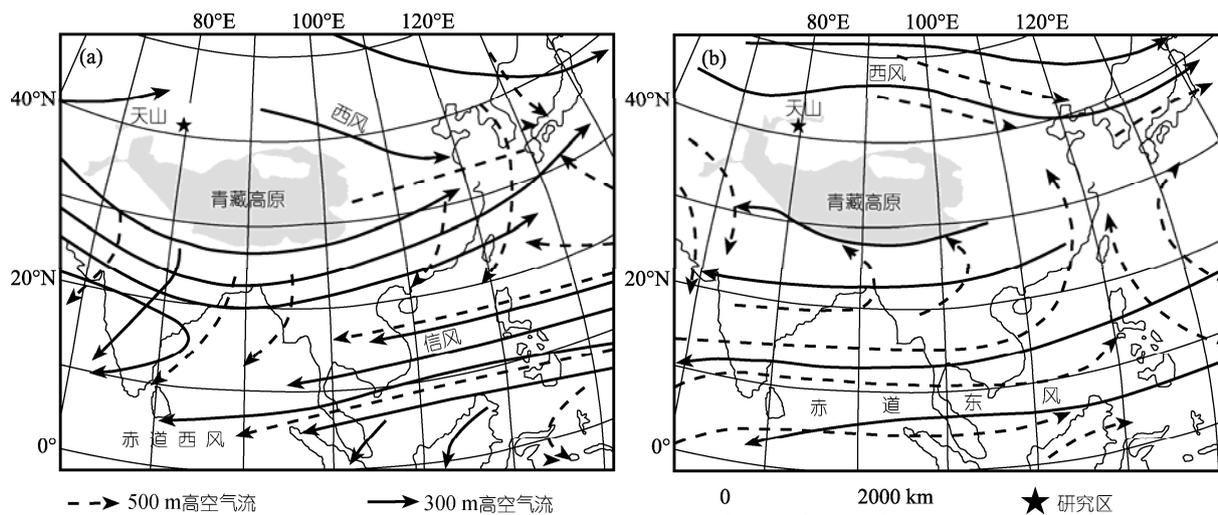


图 1 高亚洲冬季与夏季大气环流图^[14]

(a) 1 月份大气环流形势; (b) 7 月份大气环流形势

也是最大的现代冰川作用中心。在第四纪冰期与间冰期的气候旋回中, 山谷与山麓带保存了典型的、形态清晰的冰川作用遗迹。破城子冰期是新疆考察队于 1958 年命名的, 是天山地区第四纪冰期划分中最具代表性的冰期之一^[15]。冰碛地形由形态较清晰的多列终碛垅组成, 记录了复杂的冰川进退史。因缺少测年资料, 终碛垅形成时间的争议一直没有得到解决^[15~20], 长期处于推测状态, 这极大的限制了我们对该处冰川变化与环境演变的认识。本文应用 ESR 测年技术对破城子冰期的冰碛与冰水沉积进行定年, 探讨这次冰期的发生时间及该次冰川作用中冰川的进退时序。

1 破城子冰期的冰川沉积

从空中俯瞰, 破城子冰期的多列圆弧状终碛垅呈扇形由北向南展布在木扎尔特河河口与山麓带(图 2)。根据冰碛地形可知, 该处曾发育过非常壮观的复合山谷冰川与山麓冰川, 在这次冰川作用期间, 古木扎尔特冰川长度为 92~99 km。目前, 河源区仍存在大规模的冰川作用, 共发育现代冰川 254 条, 包括悬冰川、冰斗冰川、单一山谷冰川与复合山谷冰川, 冰川面积与储量分别约 1219 km² 与 221 km³。长度超过 10 km 的山谷冰川有 8 条, 其中著名的 3 条为木扎尔特冰川、喀拉古勒冰川与吐盖别里齐冰川^[21]。

破城子冰期的冰碛地形南北延伸 7 km, 东西最

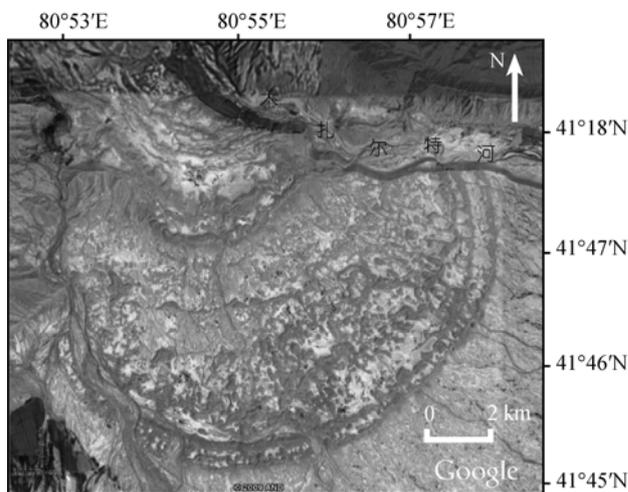


图 2 木扎尔特河河口与山麓带破城子多列终碛垅分布图

宽 7.5 km。系由一系列向南突出的弧形终碛垅组成, 其中形态较为完整、相对高大的终碛垅有 10 列, 中间被宽约 1.5 km 的冰水洼地均分为内外两组(图 2, 3)。内终碛组主要分布在木扎尔特河河口, 其高度从内向外逐渐升高, 海拔 1960~2110 m, 垅间的相对高差 40~100 m; 外终碛组分布在山麓带, 其高度向外逐渐降低, 海拔 1940~1860 m, 垅间的相对高度 20~60 m^[19]。其中接近冰水洼地的第五列终碛垅最为独特, 它的绝对高度与相对高度在这 10 列形态较完整的终碛垅中为最高, 垅宽也比其余各垅宽, 最宽处超过 500 m。此外, 该终碛垅中存在着变形冰碛。终碛垅

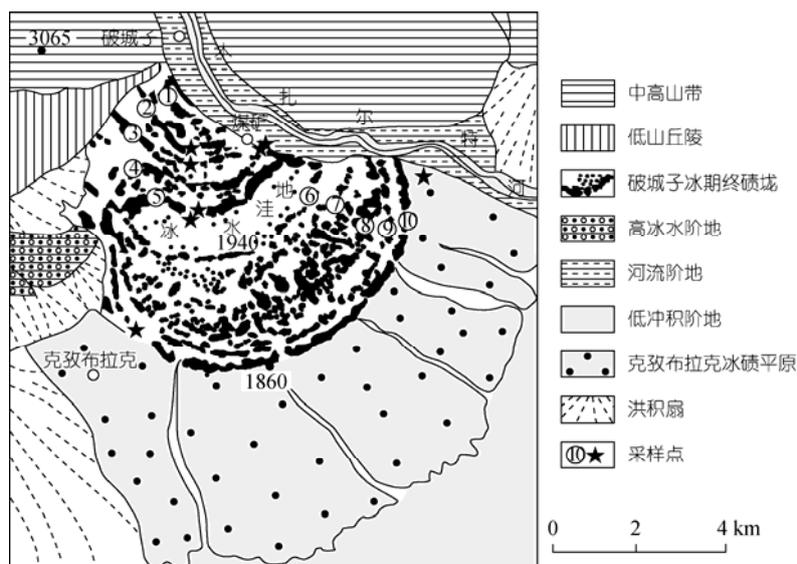


图 3 木扎尔特河的河口与山麓带冰川沉积地貌图及样品点位置分布图

表面散布着粒径 1~2 m 的花岗岩、砾岩漂砾, 最大的漂砾粒径超过 10 m. 漂砾表面都存在一定程度的风化, 风化程度从内向外逐渐加深. 冰碛的密实度从内向外也逐渐变大, 最外一列终碛垅的局部呈半胶结状态. 冰碛呈灰色, 岩性有来自源头的大理岩、高山和中山带的花岗岩、片麻岩以及接近山麓带的砂岩、砾岩、片岩等.

2 沉积剖面

出露完整的沉积剖面位于扇形冰碛地形的东北侧、木扎尔特河的南岸、破城子废弃煤矿之东约 200 m 处, 对应于第四列终碛垅的东北翼(图 3). 整个剖面深 36.5 m, 根据沉积相可分为 I, II 和 III 三层(厚度分别为 16.8, 6.7 与 13 m), 下伏基岩为近乎直立的第三系红色粗砂砾岩(图 4). 第 I 层系含有大量次棱角状砾石的冰川沉积层. 根据沉积韵律可细分为 I₁, I₂ 和 I₃ 三个亚层. 第 I₁ 层厚 5 m, 密实程度不高, 较松散, 冰碛石上的擦痕相对清晰, 剖面中漂砾出露部分的粒径可达 2~3 m. 第 I₂ 层为厚度仅 0.8 m 的冰水沙层, 其间混杂着粒径 1~4 cm 次圆状的砾石, 有较高的密实度, 呈半胶结状态. 第 I₃ 层厚 11 m, 密实程度与第 I₂ 层相似, 远高于第 I₁ 层, 该亚层也呈半胶结状态. 剖面中漂砾出露部分的粒径明显小于第 I₁ 层, 为 1.5~2 m. 从密实程度与胶结状况推测: 第 I₁ 层较年轻, I₂ 与 I₃ 两个亚层的形成时间较为

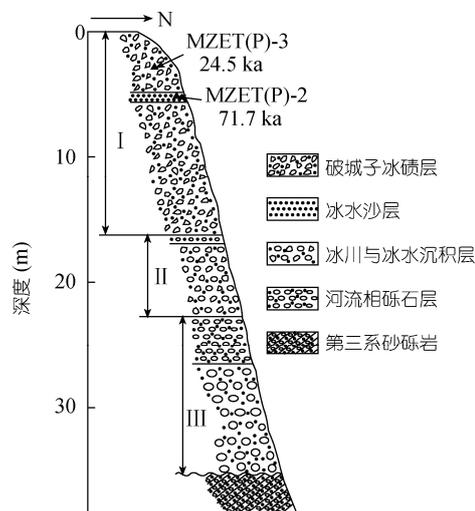


图 4 破城子废弃煤矿东~200 m 的沉积剖面图

接近, 年龄比较老. 第 II 层可分为两个亚层. 第 II₁ 层为厚 0.7 m 的河流相砾石层, 砾石的磨圆度与分选性都比较好, 大部分砾石的粒径介于 20~30 cm; 第 II₂ 层厚 6 m, 为含有大量次棱角状与次圆状砾石的冰水沉积层, 胶结程度非常高, 砾石的平均粒径约 15 cm, 最大达 70 cm. 第 III 层颜色呈浅红色, 为磨圆度较好河流相砾石层, 也可分为两个亚层. 第 III₁ 层厚 4 m, 砾石的平均粒径 5~7 cm, 最大可达 20 cm; 第 III₂ 层厚 9 m, 砾石平均粒径 20~30 cm, 最大可达 2 m. 其间出现了 4 条明显的石线, 反映了暖湿的沉积环境. 整个

剖面的岩性组成相差不大, 说明沉积物的来源相同, 主要有花岗岩、片麻岩、砾岩、砂岩、石灰岩等。

3 研究方法 with 测试结果

本次测试的样品采自天然或人工开挖的剖面, 采集时避免阳光的直接照射, 样品装在黑色塑料袋与金属盒中密封运送到实验室, 在运输过程中避免剧烈的摩擦碰撞与受热。以前的研究发现 Ge 心信号在室内自然光下没有减退现象^[5,22], 这使我们在实验室自然光线下处理样品成为可能, 在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所释光实验室中对样品进行了预处理, 没有采取严格的避光措施。预处理的方法与步骤参见文献[11, 12]。测试仪器为德国 Bruker 公司 ECS106ESR 谱仪, 测试条件是: 室温, X 波段, 微波功率 2 mW, 调制振幅 0.1 mT, 中心磁场 348 mT, 扫描宽度 5 mT, 转换时间 5.12 ms, 时间常数 40.96 ms, 增益 1×10^5 。为了提高信(号)噪(音)比, 每个样品在同一条件下连续测 3 次。根据人工辐照剂量与其对应的 ESR 信号强度, 用最小二乘法对所测得的数据进行线性拟合并用外推法将拟合的直线外推到信号强度为零的横坐标得出累积剂量(TD)。样品所在环境中 U, Th 元素的浓度与 K₂O 的百分比用激光荧光法、比色分光光度法和原子吸收技术进行了测定。年剂量率(D)由 U, Th 的浓度和 K₂O 的含量、样品的含水量、以及宇宙射线的贡献率^[23]来推算。年龄(T)可由以下公式得出:

$$T = \frac{TD}{D}$$

测年结果与相关参数见表 1。

4 讨论

4.1 石英颗粒中 Ge 心的回零机制及年龄的可靠性

沉积物 ESR 测年的一个重要前提是: 沉积物沉积时, 矿物颗粒中用于测年的信号因某种机制已归零。此次选用石英颗粒中杂质心 Ge 心作为测年信号, Ge 心对光照与研磨都比较敏感。早期 Tanaka 等^[24]的研究表明: 3 mm 厚的三角洲沙层里的石英颗粒中, $g=1.997$ (对应于 Ge 心)的 ESR 测年信号在太阳照射下 7 h 内可完全归零, 实验还表明现代海滩深度 20 cm 以内的石英沙中 Ge 心信号处在零水平。Buhay 等^[25]对断层泥里石英颗粒中 Ge 心的光退效应研究表明(图 5(A)): 薄层石英颗粒暴露于紫外光下 6 h 内归零(A-a); 置于太阳光直接照射下 10 h 内归零(A-b); 置于散射阳光下 20 h 内归零(A-c); 样品放置于石英管中暴露于紫外光下约 120 h(A-d)。Jin 等^[26]对黄土沉积中的石英颗粒进行光照实验表明阳光 4 h 可将 Ge 心的信号晒退。业渝光等^[27]对海滩风成沙里石英中 Ge 心进行了详细的光退效应的研究表明 Ge 心信号经过 1 h 的太阳光照可完全消失, 在开始的 15 min 信号就减弱了一半左右(图 5(B))。这些研究都证实了早期的研究结果。此外, 石英颗粒中 Ge 心对研磨作用也比较敏感, Ye 等^[28]对从泥石流沉积中提取的石英颗粒的研磨实验表明: 1 min 后 Ge 心信号强度减少了 38%。这些研究都表明光照与研磨可使石英颗粒中的 Ge 心测年信号归零。根据山岳冰川的结构与运动理论^[29], 冰川携带的物质在冰川运动过程中有曝光的机会, 在冰川运动过程中, 所携带的物质也将被研磨, 冰川

表 1 样品采集的地点(见图 3、4)、ESR 年龄及相关参数

样品 编号	采样位置参数及描述					U / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	Th / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	K ₂ O /%	宇宙射线 贡献率 /mGy · a ⁻¹	含水量 /%	TD /y	年龄/ka (±10%)
	经度/E	纬度/N	海拔 /m	深度 /m	位置描述							
MZET(P)-3	80°55.521'	41°48.023'	1981	2.3	沉积剖面 I ₁ 层	1.87	15.5	3.02	0.2050	2.56	110.65	24.5
MZET(P)-2	80°55.521'	41°48.025'	1973	5.4	沉积剖面 I ₂ 层	2	12.3	2.43	0.1313	4.47	261.39	71.7
MZET-1-1	80°54.247'	41°48.242'	1970	2.1	破城子第二列终碛垅	2.6	10.9	2.99	0.2109	1.26	111.06	25.3
MZET-1-2	80°54.297'	41°48.039'	1997	0.8	破城子第三列终碛垅	2.86	8.22	1.54	0.2598	3.07	40.35	13.6
MZET-2-1	80°54.408'	41°47.357'	2001	2.9	破城子第五列终碛垅顶部	3.12	13.7	2.21	0.1881	2.83	156.58	39.5
MZET-2-2	80°54.047'	41°47.297'	1977	2.7	破城子第五列终碛垅外侧	3.64	12.5	2.42	0.1928	2.98	169.39	40.4
MZET-2-3	80°52.901'	41°47.001'	1950	4.5	破城子第十列终碛垅	3.03	13.6	2.58	0.1479	1.95	300.5	70.6
MZET-3-1	80°57.845'	41°47.591'	1891	3.2	克孜布拉克冰碛剥蚀平原 上覆冰水沉积-1	2.73	12.4	2.68	0.1761	1.84	270	64.2

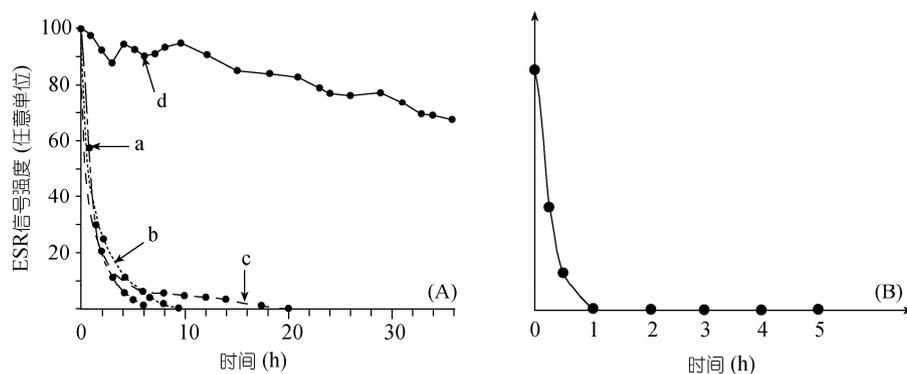


图 5 断层泥^[25](A)与海岸风成沙^[27](B)里石英颗粒中 Ge 心的光退效应图

沉积中细颗粒物基本上都是研磨作用形成的^[30,31]。还有值得注意的是: Ge 心的光吸收带为 4.43 eV^[26], 即相当于波长为 280 nm 的紫外光。用于测试的样品均采自海拔较高的冰川区, 阳光中紫外光的残留远比低海拔的地方多。所以, 冰川沉积物里石英颗粒中 Ge 心满足 ESR 测年的先决条件。

已有的研究表明, ESR 测试结果可与 ¹⁴C, OSL 等测年结果进行相互印证^[12,32], 说明该测年技术在第四纪冰川研究领域具有很好的应用前景。本次测得的年代中, 除了第三列终碛垅年龄(MZET-1-2, 13.6 ka)出现了较大偏差外, 其余结果基本上都符合地质地貌学原理推断的新老关系。第三列终碛垅年龄较大偏差的可能原因是样品沉积后受到了扰动, 不过这个年龄仍可定性的判断该终碛垅沉积于末次冰期晚冰阶。此外, 形态特别的第五列终碛垅的两个样品获得了较一致的测年结果, 显示了该测年方法年龄测定上的重现性。因此本次测定的年龄是可靠的。

4.2 破城子冰期的冰进序列

如果说深海氧同位素记录曲线为陆地上冰期的研究树立了对照标尺, 那么西昆仑山古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录则为高亚洲, 这个地处地球中低纬度独特地理单元末次间冰期以来气候变化研究提供了极好的局地参照, 也使得探讨破城子冰期的冰川演化成为可能。根据古里雅冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录, 末次冰期可划分为 MIS4 (末次冰期早冰阶, 75~58 ka BP)、MIS3 (末次冰期间冰阶, 58~32 ka BP)和 MIS2 (末次冰期晚冰阶, 32~15 ka BP)三个阶段^[33]。ESR 测年结果表明破城子冰期的冰碛地形形成于末次冰期。根据沉积剖

面所在的位置, 各沉积层的胶结状况、终碛垅的形态特征、冰碛垅与冰水沉积间的对应关系, 结合地貌地层学原理可将年龄分为 3 组, 分别为 13.6~25.3, 39.5~40.4 与 64.2~71.7 ka。此次测得的 3 组年代数据正好对应于古里雅冰芯中气候记录曲线所划分的 3 个阶段。冰碛的 ESR 测年结果表明破城子冰期的冰川发育时间同步于古里雅冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 记录。MIS4 与 MIS2 是末次冰期早晚两个冰阶, 为冰川发育期, 因此, 64.2~71.7 ka 与 13.6~25.3 ka 两组年龄可作为此处末次冰期早晚冰阶的冰碛沉积年龄。即外终碛组形成于末次冰期早冰阶, 对应于 MIS4; 内终碛组 1~4 列终碛垅形成于末次冰期晚冰阶, 对应于 MIS2。这两次冰进最大规模时的古木扎尔特冰川长分别为 94 km 与 99 km。这些终碛垅是这两次冰川作用达到最大规模后, 在其退缩过程中沉积而成的。第五列终碛垅测得的两个年龄对应于 MIS3。从含有变形冰碛可判断: 该终碛垅是上一次冰川作用结束, 冰川消退后, 新的冰进作用所沉积。虽然青藏高原及周边山地多个研究点发现了 MIS3 冰进的地貌学与年代学证据^[32,34-40], 若将这两个年龄作为该列终碛垅的沉积年龄, 仍需作深入的讨论。

古里雅冰芯气候记录中的 MIS3 是一个特殊时段, 为早晚两暖峰夹一冷谷, 在 MIS3 中存在不少于 4 次冷事件, 特别是 47~43 ka BP 的两次降温幅度接近 MIS4 与 MIS2^[33]。两个暖峰值相距 23 ka 左右, 与地球绕日轨道变化的岁差周期基本一致^[41]。根据 Berger^[42]对过去轨道变化导致地球表面日射差别的计算值, Shi 等^[43]绘制了 125 ka BP 以来 7 月各纬度入射辐射与现代差别图, 其中 30~60 ka BP 也表现为两

个高辐射值暖期夹一个低辐射值冷期的状况。利用湖泊水体氧同位素的演化特征建立起来的若尔盖盆地 RM 钻孔古温度曲线也清楚的显示, 3 阶段是双峰一谷特征, 内部温度差在 4℃ 以上^[44]。其间 48 ka BP 与 45 ka BP 为明显的降温时段, 其中 48 ka BP 左右的降温事件可与 Heinrich5 相对照^[45]。最近研究将古里雅冰芯 MIS3 细分成 a, b 与 c 三个亚阶段, 其中 3b 冷阶段开始于 54 ka BP, $\delta^{18}\text{O}$ 值从 -13‰ 下降至 -17‰, 相当于降温 6℃, 以后又有所回升, 至 45 ka BP 更降至 -19‰, 较 3 阶段早期降了 8℃ 左右, 以后升温, 至 40 ka BP 转入 3 阶段晚期暖期^[41]。由此可见, 受地球轨道参数岁差周期的驱动, 包括天山山脉在内的高亚洲 MIS3 中期为一冷期, 为冰川发育提供了低温条件。近年来关于青藏高原以及我国西北内陆干旱区末次冰期间冰段气候变化的研究资料显示: 约从 3 阶段中期起, 青藏高原及内陆区为较湿润的阶段, 大湖开始发育, 湖水开始淡化或出现了淡水湖^[46-50]。如青藏高原西北的甜水海 TS95 钻孔中, 41~45 ka BP (7.67~8.85 m) CaCO_3 含量是整个 3 阶段中最低的, 反映出较湿润的气候环境^[46]; 位于河西走廊的古腾格里大湖约在 42 ka BP 开始发育^[47,48]; 青藏高原多个湖泊沉积测年资料与最高湖岸线地貌学证据表明 MIS3

高原为特别湿润的环境^[49]; 湖泊等古气候记录资料综合分析也得出季风中亚地区湿润环境出现在 MIS3 的中晚期^[50], 这些研究表明从 3 阶段中期开始, 青藏高原及内陆地区为较湿润的气候环境。综上所述, 3 阶段中期冷湿的气候环境是导致了包括天山在内的高亚洲多个山系出现了规模较大冰进的主导因素。因此, 39.5 ka 与 40.4 ka 两个测试年龄可作为第五列高大终碛垅的沉积年龄, 可对应于古里雅冰芯记录的 MIS3b。第五列终碛垅系一次独立冰进沉积而成的终碛垅。这次冰进最大规模时古木扎尔特冰川长度为 95 km。

5 结论

破城子多列终碛垅形成于末次冰期。在末次冰川作用过程中该处存在至少 3 次大的冰进, 可分别对应于 MIS2, MIS3b 与 MIS4。外终碛组沉积于末次冰期早冰阶, 对应于 MIS4; 内冰碛组 1~4 列终碛垅沉积于末次冰期晚冰阶, 对应于 MIS2; 形态独特的第五列终碛垅沉积于末次冰期间冰阶中期, 可对应于 MIS3b。MIS2 与 MIS3b 时冰川为复合山谷冰川, MIS4 时冰川为山麓冰川。三次冰进规模最大时的冰川长度分别约为 94, 95 与 99 km。

致谢 野外考察工作得到了邓晓峰、柳景峰等大力支持与协助; 样品处理得到了中国科学院寒区旱区环境与工程研究所释光实验室范育新博士的帮助; 国土资源部青岛海洋地质研究所刁少波对样品进行了测试; 写作过程得到了苏珍研究员的指导, 在此一并感谢。

参考文献

- 1 Ikeya M. Dating a stalactite by electron paramagnetic resonance. *Nature*, 1975, 255: 48—50
- 2 Hennig G J, Grün R. ESR dating in Quaternary geology. *Quat Sci Rev*, 1983, 2: 157—238
- 3 Grün R. Electron spin resonance (ESR) dating. *Quat Int*, 1989, 1: 65—109
- 4 Ikeya M. *New Applications of Electron Spin Resonance—Dating, Dosimetry and Microscopy*. Singapore: World Scientific, 1993. 141—350
- 5 Rick W J. Electron spin resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. *Radiat Meas*, 1997, 27: 975—1025
- 6 Schwarcz H P. Current challenges to ESR dating. *Quat Sci Rev*, 1994, 13: 601—605
- 7 Yi C L, Li X Z, Qu J J. Quaternary glaciation of Puruogangri—the largest modern ice field in Tibet. *Quat Int*, 2002, 97/98: 111—121
- 8 周尚哲, 焦克勤, 赵井东, 等. 乌鲁木齐河谷地貌与天山第四纪抬升研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32(2): 157—162
- 9 Zhou S Z, Wang X L, Wang J, et al. A preliminary study on timing of the oldest Pleistocene glaciation in Qinghai-Tibetan Pla-

- reau. *Quat Int*, 2006, 154/155: 44—51
- 10 周尚哲, 许刘兵, 崔建新, 等. 沙鲁里山第四纪地貌发育与环境演变. *科学通报*, 2004, 49(23): 2480—2484
 - 11 Zhao J D, Zhou S Z, He Y Q, et al. ESR dating of glacial tills and glaciations in the Urumqi River headwaters, Tianshan Mountains, China. *Quat Int*, 2006, 144: 61—67
 - 12 Zhao J D, Liu S Y, He Y Q, et al. Quaternary glacial chronology of the Ateayinake River Valley, Tianshan Mountains, China. *Geomorphology*, 2009, 103(2): 276—284
 - 13 Xu L B, Zhou S Z. Quaternary glaciations recorded by glacial and fluvial landforms in the Shaluli Mountains, Southeastern Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 2009, 103(2): 268—275
 - 14 Benn D I, Owen L A. The role of the Indian summer monsoon and the mid-latitude westerlies in Himalayan glaciation: review and speculative discussion. *J Geol Soc*, 1998, 155, 353—363
 - 15 费道罗维奇 B A, 严钦尚. 中国境内天山冰期及其性质的新资料. 见: 穆尔札也夫 M, 周立三, 主编. 新疆维吾尔自治区的自然条件(论文集). 北京: 科学出版社, 1959. 14—31
 - 16 费道罗维奇 B A, 严钦尚. 中国西部天山冰期的次数与性质问题. *中国第四纪研究*, 1960, 3(1-2): 9—33
 - 17 刘泽纯, 刘振中, 王富葆. 关于珠穆朗玛峰、腾格里峰、祁连山团结峰附近第四纪冰川发展的比较. *地理学报*, 1962, 28(1): 19—33
 - 18 南京大学地理系地貌学教研室. 中国第四纪冰川与冰期问题. 北京: 科学出版社, 1974. 125—142
 - 19 施雅风, 郑本兴, 苏珍, 等. 天山托木尔峰——汗腾格里峰第四纪冰期探讨. *冰川冻土*, 1984, 6(2): 1—14
 - 20 中国科学院登山科学考察队编. 天山托木尔峰地区的冰川与气候. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1985. 1—31
 - 21 中国科学院兰州冰川冻土研究所编. 中国冰川目录 III——天山山区(西南部塔里木内流区). 北京: 科学出版社, 1987. 82—93
 - 22 Walther R, Zilles D. ESR studies on bleached sedimentary quartz. *Quat Sci Rev*, 1994, 13(5-7): 611—614
 - 23 Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat Meas*, 1994, 23(2-3): 497—500
 - 24 Tanaka T, Sawada S, Ito T. ESR dating of late Pleistocene near-shore and terrace sands in southern Kanto, Japan. In: Ikeya M, Miki T, eds. *ESR Dating and Dosimetry*. Tokyo: Ionics, 1985. 275—280
 - 25 Buhay W M, Schwarcz H P, Grün R. ESR dating of fault gouge: The effect of grain size. *Quat Sci Rev*, 1988, 7: 515—522
 - 26 金嗣炤, 邓中, 黄培华. 黄土石英 E' 中心光效应研究. *科学通报*, 1991, 36(10): 741—741
 - 27 业渝光, 和杰, 刁少波, 等. 1993, 晚更新世海岸风成沙 ESR 年龄的研究. *海洋地质与第四纪地质*, 13(3): 85—90
 - 28 Ye Y G, Diao S B, He J, et al. ESR dating studies of Paleo-debris-flows deposition Dongchuan, Yunnan province, China. *Quat Geochronol*, 1998, 17: 1073—1076
 - 29 施雅风, 崔之久, 李吉均, 等. 中国东部第四纪冰川与环境问题. 北京: 科学出版社, 1989. 11—31
 - 30 Mahaney W C, Vortisch W, Julig P J. Relative differences between glacially crushed quartz transported by mountain and continental ice: some examples from North America and East Africa. *Am J Sci*, 1988, 288: 810—826
 - 31 Yi C L. Subglacial comminution - evidence from microfabric studies and grain size analysis. *J Glaciol*, 1997, 43(45): 473—479
 - 32 赵井东, 周尚哲, 刘时银, 等. 中国西部山岳冰川 MIS3b 冰进的初步探讨. *冰川冻土*, 2007, 29(2): 233—241
 - 33 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 1997, 27(5): 447—452
 - 34 Abramowski U, Bergau A, Seebach D, et al. 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*, 2006, 25(9-10): 1080—1096
 - 35 Kamp Jr U, Haserodt K, Shroder Jr J F. Quaternary landscape evolution in the eastern Hindu Kush, Pakistan. *Geomorphology*, 2004, 57(1-2): 1—27
 - 36 Owen L A, Finkel R C, Caffee M W. A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2002, 21(1-3): 147—157
 - 37 Owen L A, Finkel R C, Caffee M W, et al. 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*, 2002, 114(5): 593—604
 - 38 Owen L A, Finkel R C, Ma H Z, et al. Timing and style of late Quaternary glaciation in northeastern Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 2003, 115(11): 1356—1364
 - 39 Zech R, Abramowski U, Glaser B, et al. Late Quaternary glacial and climate history of the Pamir Mountains derived from cosmogenic ^{10}Be exposure ages. *Quat Res*, 2005, 64(2): 212—220
 - 40 Zech W, Glaser B, Abramowski U, et al. Reconstruction of the Late Quaternary Glaciation of the Macha Khola valley (Gorkha Himal, Nepal) using relative and absolute (^{14}C , ^{10}Be , dendrochronology) dating techniques. *Quat Sci Rev*, 2003, 22(21-22):

2253—2265

- 41 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS3b (54~44ka BP) 冷期与冰川前进. 冰川冻土, 2002, 24(1): 1—9
- 42 Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quat Res*, 1978, 9: 139—167
- 43 施雅风, 刘晓东, 李炳元, 等. 距今 40~30 ka 青藏高原特强夏季风事件及其与岁差周期关系. *科学通报*, 1999, 44(14): 1475—1480
- 44 吴敬禄, 王苏民, 施雅风, 等. 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*, 2000, 30(1): 73—80
- 45 吴敬禄, 王苏民, 潘红玺, 等. 青藏高原东部 RM 孔 140ka 以来湖泊碳酸盐同位素记录的古气候特征. 1997, 27(3): 255—259
- 46 李世杰, 区荣康, 朱照宇, 等. 24 万年来西昆仑山甜水海湖岩芯碳酸盐含量变化与气候环境演化. *湖泊科学*, 1998, 10(2): 58—65
- 47 Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. *Palaeogeogr, Palaeoclimatol, Palaeoecol*, 2004, 211(1-2): 45—58
- 48 Zhang H C, Wünnemann B, Ma Y Z, et al. Lake Level and Climate Changes between 42000 and 18000 ¹⁴C yr BP in the Tengger Desert, Northwestern China. *Quat Res*, 2002, 58(1): 62—72
- 49 李炳元. 青藏高原大湖期. *地理学报*, 2000, 55(2): 174—182
- 50 Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quat Sci Rev*, 2006, 25(1-2): 163—178