



论文

东帕米尔公格尔山地区第四纪冰川地貌与冰期

王杰^①, 周尚哲^{②*}, 赵井东^③, 郑景雄^②, 郭向中^②^① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;^② 华南师范大学地理科学学院, 广州 510631;^③ 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

* 联系人, E-mail: zhsz@lzu.edu.cn

收稿日期: 2010-07-02; 接受日期: 2010-12-10

国家自然科学基金(批准号: 40771049)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号: KZCX2-YW-GJ04)和科技部科技基础性工作专项(编号: 2006FY110200)资助

摘要 公格尔山是帕米高原最大的现代冰川作用中心, 第四纪冰期中冰川有较大规模的扩张, 留下了形态较完整的冰川沉积。根据冰碛物的分布与风化程度、冰碛地层的接触关系以及表面黄土或土壤发育状况等, 应用 ESR 测年技术, 对该地区的第四纪冰川沉积进行了定年, 其年龄分别为 $(13.1 \pm 0.8) \sim (27.0 \pm 2.2)$, $(36.4 \pm 3.3) \sim (48.7 \pm 5.7)$, $(65.6 \pm 6.8) \sim (86.6 \pm 8.9)$ 与 $(105.6 \pm 9.4) \sim (178.3 \pm 17.8)$ ka。应用地貌地层学原理并结合已有的研究资料, 确认公格尔山地区至少经历了 6 次规模较大的冰进, 可分别对应于小冰期、新冰期、MIS2、MIS3 中期、MIS4 和 MIS6。本区末次冰期最盛期发生在末次冰期早冰阶(MIS4)而不是末次冰期晚冰阶(MIS2), 且末次冰期间冰阶(MIS3)中期的冰进幅度比 MIS2 时大。西坡由于特殊地形与急剧气候变化的影响, 山麓地带广泛分布的冰碛丘陵可能是多次冰进沉积的产物, 而最近一次广泛冰川覆盖山麓地带形成冰碛丘陵的时代对应于 MIS3 中期。此外, 西坡 3500 m 以下风化较深的冰碛可能代表一次更老的冰川作用, 与毗邻的慕士塔格山地区第四纪冰川演化序列进行对照, 其时代可能代老于倒数第二次冰期。在北坡, 老于倒数第二次冰期的冰碛地形因后期的侵蚀破坏而未能得以很好的保存, 仅在盖孜检查站西南更高的陡峻位置保存有相应的疑似冰碛残留。

关键词
公格尔山
冰川地貌
ESR 测年
冰期
冰碛丘陵

青藏高原及其周边山地是地球上一个独特的地理单元, 第四纪期间的数次冰川作用遗迹引起了国内外学者的广泛关注, 根据古冰川遗迹的分布、冰碛地层的接触关系、冰碛的风化与胶结程度以及上覆黄土厚度与土壤发育状况等划分和命名出了数以百计的地方性冰期名称。但由于已有的绝对测年资料相对较少, 致使青藏高原及周边山地的冰期划分、对比以及时代仍存在较大的不确定性。近年来, 随着电子

自旋共振(electron spin resonance, ESR)、光释光(optically simulated luminescence, OSL)和宇宙成因核素(terrestrial cosmogenic nuclide, TCN)等测年技术逐步被应用到第四纪冰川定年中, 使系统测定各次冰期的确切地质年代成为可能。目前取得的研究成果大多集中于青藏高原的东部和南部受季风影响的区域^[1~9], 并发现某些地区较大规模的冰进出现在末次冰期的间冰阶(marine isotope stage(MIS)3), 其规模甚

至超过了末次冰盛期(global Last Glacial Maximum, LGM_G)的水平^[4,5], 而青藏高原西部边缘受西风环流控制地区的第四纪冰川的演化序列和作用模式的研究还相对较少.

东帕米尔毗邻青藏高原西北和塔里木盆地的西边缘, 自新生代印度次大陆板块与欧亚板块碰撞以来, 帕米尔成为青藏高原构造挤压最强烈的地区之一, 是陆陆碰撞过程中地壳缩短增厚的典型地区^[10,11], 至今仍在挤压造山过程中. 该地区的大部地形高度位于 3300~6000 m^[12], 以数座 7000 m 以上的高峰为依托发育了许多规模较大的山地冰川, 在山谷与山麓地带留下了丰富的第四纪冰川遗迹. 早在 1959 年, 崔之久^[13]就对慕士塔格山西坡的第四纪冰川遗迹进行了考察, 并划分出了四次冰期. 随后, 中国科学院青藏高原综合科学考察队(1987~1992 年)对该区域现代冰川和古冰川做了较系统的考察研究^[14~16], 划分出了小冰期、新冰期、克拉牙依拉克、喀拉库勒、苏巴什达坂等几次冰期. Ono 等^[17]统计了公格尔山和昆盖山地区的现代冰川的平衡线高度(equilibrium line altitudes, ELAs)的分布, 并依据冰碛的分布范围推算了末次冰期与倒数第二次冰期时的 ELAs. 最近, Seong 等^[18]将公格尔-慕士塔格之间的第四纪冰川沉积划分为 Olimde, Subaxh 与 Karasu 三个阶段, 并利用 TCN ¹⁰Be 测年技术对其进行了定年. 但公格尔-慕士塔格之间的第四纪冰川遗迹, 尤其是末次冰期的冰川沉积地形, 远没有公格尔山北坡保存的清晰且完整. 本文在详尽野外考察的基础上, 应用 ESR 测年技术对公格尔山北坡盖孜检查站附近和西坡的第四纪冰川沉积进行定年, 为公格尔山地区第四纪冰川演化提供新的年代学证据. 应用地貌地层学原理并结合已有的研究资料进一步探讨受西风环流控制的东帕米尔地区的冰川演化模式.

1 研究区概况

公格尔山位于东帕米尔高原的东南部, 北临昆盖山和盖孜河, 南接慕士塔格山, 西边是盖孜河主要支流-康西瓦河(图 1), 平均海拔超过 4000 m, 7000 m 以上的山峰有 21 座, 最高峰(公格尔九别峰)海拔 7719 m. 本区主要受高空西风环流和局地环流控制,

水汽多在西帕米尔形成降水, 由于山地的屏障作用及山体效应, 至此已所剩无几; 另外, 青藏高原高及其周边大山系的阻挡致使印度洋和太平洋的湿润气流也很难进入本区^[19,20], 因此东帕米尔表现得极为干燥. 如公格尔山西坡的布伦口(38°44'N, 75°02'E, 3310 m)站点的年平均气温为 0.7℃, 年平均降水量为 131.1 mm, 且降水主要集中在 5~9 月, 占全年的 77.2%.

公格尔山是帕米高原最大的现代冰川作用中心, 发育有 327 条, 总面积为 640.15 km²的极大陆型冰川^[21], 长度超过 10 km 的山谷冰川有 6 条(表 1), 其中最著名的是树枝状的克拉牙依拉克冰川和其木干冰川, 面积分别为 128.15 和 103.71 km²^[22]. 丰富的冰川融水成为该地区河流的主要补给来源, 克勒克水文站的资料显示, 盖孜河的多年平均年径流量为 9.78×10⁹ m³, 其中冰川融水补给比重占 77.83%^[23]. 公格尔山南坡现代冰川 ELAs 在 4900~5100 m, 而北坡现代 ELAs 在 4800 m 左右, ELAs 处的年平均气温 -10~-13.3℃, 年平均降水量 477~679 mm^[21].

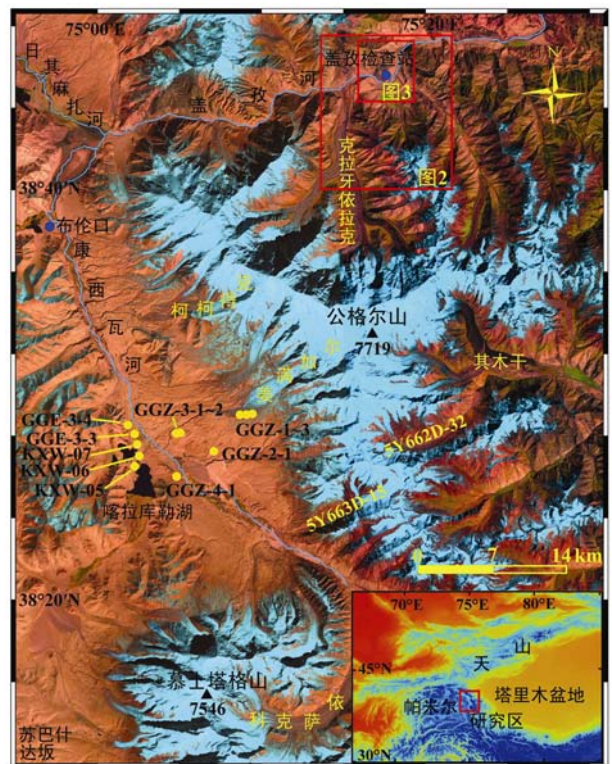


图 1 公格尔山地区 ETM+(Enhanced Thematic Mapper Plus)遥感影像及采样位置图

表 1 公格尔山地区长度>10 km 山谷冰川及相关参数^[22]

冰川名称或编号	长度 (km)	平均宽度 (km)	朝向	面积 (km ²)	冰储量 (km ³)	最高海拔 (m)	末端高度 (m)	雪线高度 (m)
5Y662D-32	12.3	3.6	NE	38.43	5.6876	6525	3840	4580
其木干	21.0	5.5	E	103.71	21.0531	7649	3120	4420
克拉牙依拉克	20.3	6.8	N	128.15	27.8086	7530	2780	4220
柯柯得克(5Y663C-15)	10.2	1.6	SW	15.29	1.6666	7400	4260	5360
姜满加尔(5Y663D-4)	14.8	3.1	SW	45.08	6.9874	7245	4240	5380
5Y663D-15	12.6	2.4	SW	27.53	3.6615	6220	4040	5300

2 第四纪冰川沉积

2.1 公格尔山北坡

克拉牙依拉克冰川是公格尔山北坡最大的一条现代冰川, 冰川面积 128.15 km², 长 20.3 km, ELA 为 4220 m^[22], 从 2780 m 的冰舌末端向下至盖孜检查站周围, 分布有大量的冰川和冰水沉积地形, 是恢复古冰川作用的一个理想地区, 其中形态较为清晰的冰碛有 6 套(图 2, 3).

第一套是分布在现代冰川末端, 由 2 列新鲜的冰碛垄组成, 冰碛垄高出冰舌前端河床约 10~20 m. 第二套是分布在现代冰川两侧的侧碛垄, 高出冰面约 70 m, 冰碛物较为新鲜, 呈灰色, 冰碛石以片麻岩为主, 表层无黄土状堆积物, 侧碛垄坡度较陡, 外侧坡度 30°~40°, 内侧 60°~70°, 向下一直延伸至海拔 2480 m 处.

在克拉牙依拉克沟口东侧是被称之为克拉牙依拉克冰期的冰碛丘陵^[16], 向下一直延伸到盖孜检查站西侧海拔 2440 m 处, 表面覆盖有薄层的黄土. 根据上覆土层厚度与漂砾风化程度, 可将该次冰期的冰碛分为两套, 即第三与第四套冰碛. 第三套冰碛较年轻, 表面有较多的漂砾, 且黄土很薄. 第四套冰碛较老, 表面起伏较大, 可达到 20~30 m, 黄土层比第三套上覆黄土厚, 且表层发育了薄层土壤, 漂砾零星出现, 顶部比较平缓, 片麻岩大漂砾风化强烈. 此外, 与该套较老冰碛相连的盖孜河谷南部上盖孜村所在的冰碛台地(海拔约 2500 m), 高出盖孜河面约 200 m, 一直下伸至盖孜盆地出口, 长约 8 km, 台面上有相对高 5~20 m 的冰碛丘陵为同期沉积, 冰碛岩性以片麻岩为主, 其次为片岩、砂岩等.

第五套只保留在克拉牙依拉克沟口东侧上盖孜村西南, 为高出上盖孜约 150~200 m 的冰碛台地, 顶部平坦, 长约 0.9 km, 冰碛物剖面呈灰白色, 为花岗岩大块砾夹少量千枚岩块砾组成, 无尖锐棱角, 有一

定程度的胶结. 在克拉牙依拉克沟口西侧山坡残留着高出河面约 400 m 的台地, 其顶面上分布有大漂砾, 也可能是该次冰进的产物.

第六套冰碛并没有完整的形态, 在克拉牙依拉克冰川形成的支谷与盖孜主河道会合点附近, 有类似于侧碛形成的分水岭, 其上散布着一些大漂砾, 一直分布到高出谷底约 700 m 的谷肩. 另外, 上盖孜村西南山坡上高出河面 550~700 m 也残留着一些黄灰色的冰碛物, 成分主要为石榴子石云母片岩、片岩和片麻岩等, 无明显棱角, 突出的漂砾已风化成蜂窝状. 此外, 公格尔山北坡盖孜检查站西南更高的地方也有几处疑似的更老冰川作用遗迹, 因无法到达而未能确认.

在上盖孜冰碛丘垄台地下面的盖孜河谷中发育了 5 级冰水阶地, 分别高出河面约 10, 20, 40, 55, 75 m(图 2, 3). 其中 75 m 的阶地为下盖孜村所在地, 是盖孜附近河谷中分布最广的一级阶地. 这些阶地以冰碛为基座, 局部夹磨圆较好的冰水砾石, 顶部由冰水砾石组成, 但亦有冰碛裸露, 如下盖孜村所在的 75 m 阶地前缘为局部胶结的冰水砾石层, 但后缘表面有漂砾分布, 其中最大的漂砾直径达 11 m.

2.2 公格尔山西坡

公格尔山西坡分布有许多条近于平行的现代冰川, 其中长度>10 km 的有柯柯得克(5Y663C-15)、姜满加尔冰川(5Y663D-4)和 5Y663D-15 三条. 康西瓦河的中下游亚玛亚谷地是一个构造盆地^[14], 东西宽 5~10 km, 由于公格尔山的强烈隆起, 呈不对称形状, 河流位于盆地西缘, 在河流的两侧有不同时期的冰川沉积.

第一套分布在现代冰川冰舌的外围几百米至 1 km 范围内, 一般都由 2~3 列冰碛垄组成, 冰碛新鲜、疏松, 表面巨大漂砾凸起, 缺乏植被与土壤. 第二套紧靠着第一套冰碛分布, 在距现代冰川末端外围 1~2

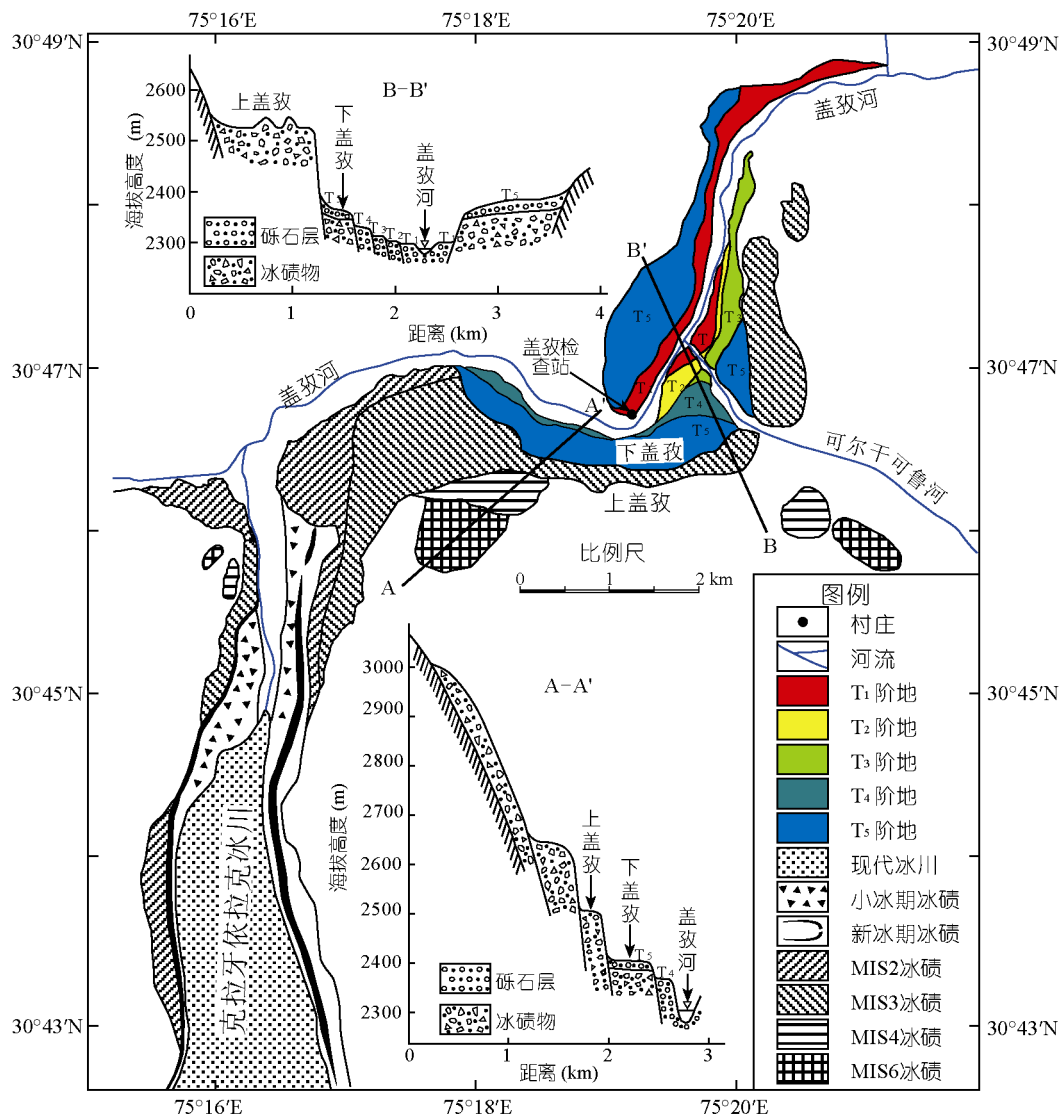


图 2 盖孜检查站附近第四纪冰川遗迹分布图

km 的附近, 海拔高度一般在 4200~4300 m, 为形态完整的宽尾丘垄状, 表面呈灰色, 其上生长有稀疏的草类, 有部分冰碛被第一套冰碛所超覆。

第三套分布在距离现代冰川 2~5 km 的范围内, 冰碛垄形态保存较完好, 表面有 10 cm 左右的黄土覆盖, 呈黄灰色, 表面的大漂砾直径多在 3 m 以上, 呈棱角状, 从冰碛垄的形态判断当时的冰川为宽尾冰川。

第四套冰碛为流域内明显可见的、保存完整的冰碛丘陵, 冰碛厚度超过 100 m, 一直分布到喀拉库勒湖以北海拔约 3450 m 处, 因此被命名为卡拉湖冰期^[13]或喀拉库勒冰期^[16], 据其规模判断那时的冰川

属山麓冰川。喀拉库勒湖东侧, 冰碛丘陵高出康西瓦河河床约 150 m, 在湖水出口及以北为广泛分布的冰碛丘陵, 相对高度在 5~15 m, 表面约有 15 cm 的黄土覆盖和少数突起的漂砾, 最大漂砾出露部分的直径可达 7 m, 冰碛物主要由片麻岩、片岩和灰白色的粗砂组成(图 4)。在该次冰进中, 因来自公格尔山西坡与慕士塔格北侧的冰川携带的冰碛物阻塞了康西瓦河谷地, 形成了喀拉库勒湖、沙特瓦拉得湖和巴什库勒湖。

第五套主要分布在 3500 m 以下河流两岸, 可见风化较深的片麻岩砾石为主的灰色冰川沉积, 厚约 6~15 m; 有时出现在两岸冰水阶地之下, 冰水阶地一

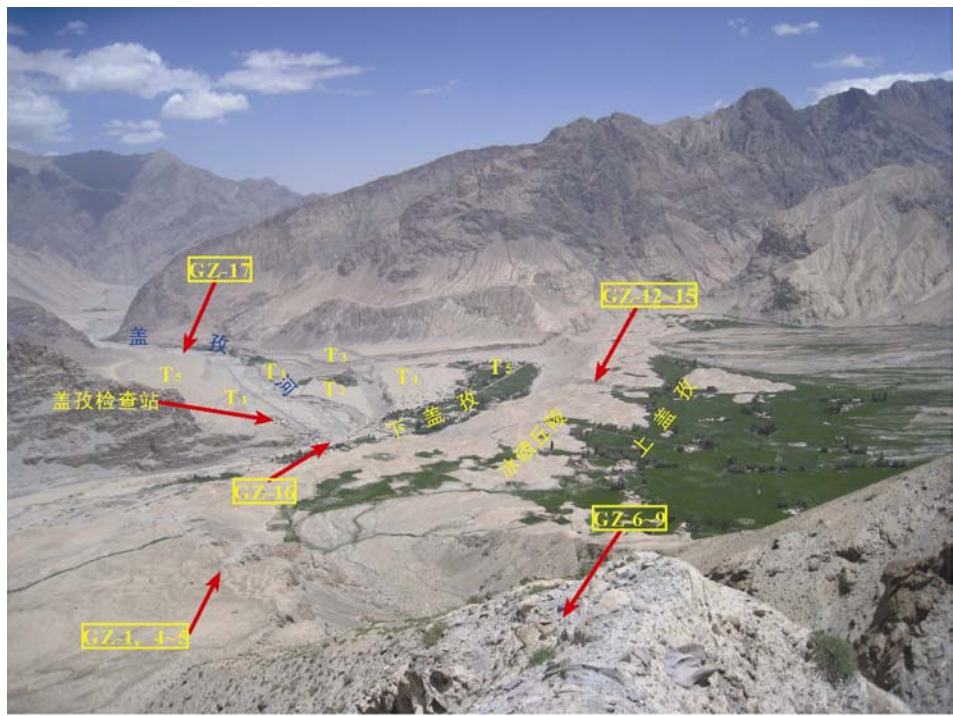


图3 盖孜河河谷冰碛台地及采样位置



图4 公格尔西坡广泛分布的冰碛丘陵

般高出现代河床 20~30 m, 一直断续延伸到布伦口。

3 研究方法

ESR 测年样品采自公格尔山西坡和北坡盖孜村附近天然或人工开挖的剖面中, 并且每套冰碛至少采集 3 个样品(图 1, 3)。采集时避免阳光的直接照射, 装入黑色塑料袋中闭光运送到实验室里, 且在运输过程中避免剧烈碰撞摩擦或受热。样品预处理是在兰州大学西部环境教育部重点实验室年代学实验室中进行, 在室内自然光下观测不到 Ge 心信号的减少

现象^[24,25], 因此该次测试样品的预处理是在自然光下进行, 未采取严格的避光措施, 样品的预处理处理方法与步骤见文献[26, 27]。

处理好的样品用 ^{60}Co 进行了人工辐照, 辐照剂量率为 28.51 Gy/min, 辐照后的样品由中国地震局地质所新构造年代学实验室进行测定, 测试仪器为德国 Bruker 公司生产的 EMX1/6ESR 谱仪, 选用石英颗粒中的 Ge 心作为测年信号, 测试条件及参数: 室温, X 波段, 微波功率=2.021 mW, 中心磁场=3525 G ($1\text{ G}=10^{-4}\text{ T}$), 扫描宽度 50 G, 仪器频率=9.852 GHz, 调制频率=100 kHz, 调制振幅=1 G, 时间常数=40.96

ms, 扫描时间=10.486 s. Ge 心信号强度随人工辐照剂量增加而增长的波谱如图 5 所示. 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等效剂量(ED). 样品所在环境中 U 和 Th 元素的浓度与 K₂O 的百分比, 由中国原子能科学研究院用中子活化技术进行测定. 年剂量率(D)由测定样品的 U 和 Th 的浓度、K₂O 的含量、样品的含水量、以及宇宙射线的贡献率^[28]来换算. 年龄(T)可由以下公式得出:

$$T = \frac{ED}{D}.$$

测年结果与相关参数见表 2.

沉积物中的顺磁中心在受热、碰撞、曝光、重结晶或者是其它地质营力作用可以使某些或全部 ESR 信号归零, 这是 ESR 测年的重要前提. 本文选用沉积物中较细石英颗粒(0.125~0.250 mm)中的杂质心 Ge 心作为测年信号. 研究表明石英颗粒中的 Ge 对光照与研磨比较敏感, 这两种机制都可使它的信号归零^[29~32]. 首先根据山岳冰川的运动理论, 冰川携带的物质在冰川运动过程中有暴光的机会^[33], 这个过程也对其携带的物质也进行了研磨, 如冰川沉积中

细颗粒物基本上都是这种方式形成的^[34,35]; 其次是 Ge 心的光吸收带为 4.43 eV^[36], 大致相当于波长为 280 nm 的紫外光, 本次测试的样品均采自海拔较高的地区, 太阳光中紫外光的强度远比低海拔的地方大. 因此, 冰川沉积中石英颗粒的 Ge 心理论上满足 ESR 测年中信号回零的这一先决条件, 以往的研究也表明 ESR 技术对冰川沉积直接定年是可行和可靠的^[2,3,26,27,37]. 另外, 在研究区取得的 25 个冰碛测年数据中, 除了上盖孜村所在的冰碛平台(GZ-15)与喀拉库勒湖边冰碛丘陵(KXW-06)两个样品偏离平均年龄较大外, 其余结果基本都符合工作组在野外根据地貌地层学原理推断的新老关系, 也说明冰川沉积物 ESR 测年结果的可靠性.

4 结果与讨论

4.1 冰期序列

公格尔山北坡与西坡的第一套 1~3 列新鲜的冰碛距离现代冰川冰舌仅几十米至 1 km 间, 侧碛尚未脱离现代冰川, 可以判定它们沉积于小冰期. 第二套冰碛较高大, 形态完整, 冰碛也较新鲜, 地面无土壤

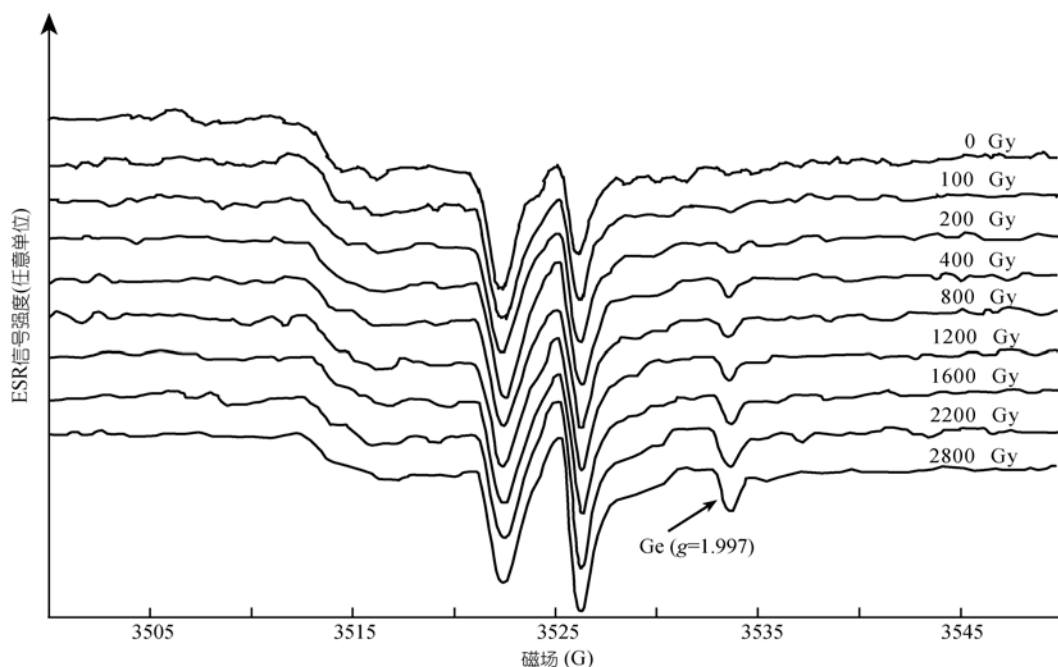


图 5 室温条件下典型的 ESR 波谱图

表 2 ESR 测年结果相关参数及采样地点

样品 编号	实验室 编号	采样位置参数及描述			U ($\mu\text{g/g}$)	Th ($\mu\text{g/g}$)	K ₂ O (%)	Cosmic (mGy/a)	Water (%)	TD (Gy)	年龄 (ka)
		经纬度(E)	海拔(m)	位置描述							
GZ-01	9392	75°18.319'	2635	公格尔山北坡第五套冰碛	3.5	4.7263±0.2788	19.8811±0.5567	0.1814	4.26	581.79±45.41	86.6±8.9
GZ-04	9395	75°18.301'	2642	公格尔山北坡第五套冰碛	0.8	1.6699±0.1653	5.7787±0.2543	0.2855	0.73	352.57±36.63	65.6±6.8
GZ-05	9396	75°18.297'	2641	公格尔山北坡第五套冰碛	5.0	4.5396±0.2860	22.2380±0.6004	0.1443	2.02	491.22±37.27	68.4±5.6
GZ-06	9397	75°17.946'	2985	公格尔山北坡第六套冰碛	3.0	3.1766±0.1970	14.4101±0.4323	0.2105	2.27	696.38±90.09	114.2±11.9
GZ-07	9398	75°17.945'	2984	公格尔山北坡第六套冰碛	4.0	3.2195±0.1900	14.2392±0.4129	0.1796	2.07	663.87±73.06	105.6±9.4
GZ-08	9399	75°18.105'	2777	公格尔山北坡第六套冰碛	4.2	4.5549±0.2277	14.9475±0.4484	0.1672	3.27	1068.65±137.02	178.3±17.8
GZ-09	9400	75°18.138'	2751	公格尔山北坡第六套冰碛	1.7	2.7882±0.1868	10.7429±0.3545	0.2495	1.94	552.94±34.24	126.0±14.8
GZ-12	9403	75°19.014'	2489	上盖孜冰碛平台	3.9	5.8874±0.2944	18.7698±0.5256	0.1656	1.31	303.98±23.07	45.5±4.5
GZ-13	9404	75°19.077'	2498	上盖孜冰碛平台	3.0	6.3547±0.2987	21.0168±0.5885	0.1914	1.31	355.16±35.32	48.7±5.7
GZ-14	9405	75°19.133'	2503	上盖孜冰碛平台	6.0	7.7384±0.3173	24.7659±0.6439	0.1216	1.26	332.85±32.55	41.3±4.3
GZ-15	9406	75°19.316'	2484	上盖孜冰碛平台	3.0	4.6986±0.2584	16.8892±0.4898	0.1909	1.62	132.16±3.96	21.5±1.5
GZ-16	9407	75°18.993'	2387	下盖孜 T5 顶部砾石层	7.0	5.0304±0.2565	22.4700±0.5842	0.1036	0.40	177.85±8.94	26.4±1.9
GZ-17	9408	75°19.624'	2369	盖孜河北岸 T5 底部冰碛	5.0	5.0027±0.2651	24.8880±0.6720	0.1369	4.92	194.47±11.42	27.0±2.2
KXW-05	9389	75°02.891'	3670	喀拉库勒湖西侧冰碛丘陵	3.2	8.2954±0.3484	32.5052±0.8451	0.2330	1.77	344.26±29.30	37.8±4.0
KXW-06	9390	75°02.939'	3667	喀拉库勒湖北侧冰碛丘陵	3.5	14.9363±0.4630	34.7199±0.8680	0.2220	2.25	207.03±13.15	19.0±1.6
KXW-07	9391	75°02.965'	3650	喀拉库勒湖北侧冰碛丘陵	4.0	7.3154±0.3072	27.9899±0.6997	0.2046	2.73	298.14±20.85	36.4±3.3
GGE-1-1	9359	75°10.617'	4348	姜满加尔冰川末端 2 km 冰碛垄	5.2	6.5662±0.3283	29.9790±0.7795	0.1966	0.88	190.44±10.78	23.7±2.0
GGE-1-2	9360	75°10.433'	4328	姜满加尔冰川末端 2 km 冰碛垄	2.7	6.3431±0.2854	31.5690±0.8524	0.2886	2.21	106.85±2.05	13.1±0.8
GGE-1-3	9361	75°10.107'	4297	姜满加尔冰川末端 2 km 冰碛垄	3.0	5.8800±0.2705	30.0741±0.7519	0.2731	1.65	175.94±8.29	23.1±1.9
GGE-2-1	9362	75°7.385'	3809	喀拉库勒湖东侧冰碛丘陵	5.0	6.8062±0.3267	27.5872±0.7449	0.1813	1.89	321.49±11.79	43.2±3.0
GGE-3-1	9363	75°5.102'	3731	喀拉库勒湖东侧冰碛丘陵	5.2	4.9705±0.2386	18.3597±0.5324	0.1733	3.11	244.05±12.14	42.9±3.6
GGE-3-2	9364	75°5.097'	3729	喀拉库勒湖东侧冰碛丘陵	5.8	3.9541±0.2096	18.8897±0.5478	0.1588	2.33	266.46±17.78	48.2±4.6
GGE-3-3	9365	75°2.592'	3604	喀拉库勒湖北侧冰碛丘陵	5.3	8.5013±0.3401	23.9451±0.7184	0.1664	2.73	305.76±23.53	37.8±3.6
GGE-3-4	9366	75°2.715'	3631	喀拉库勒湖北侧冰碛丘陵	6.0	3.1868±0.2773	18.2782±0.6032	0.1513	2.45	254.79±21.69	38.3±4.1
GGE-4-1	9367	75°5.775'	3660	喀拉库勒湖东侧冰碛丘陵	8.0	5.3511±0.3264	39.7500±0.9938	0.1163	3.13	332.19±27.19	39.2±3.7

发育且缺乏植被覆盖, 密实程度也高于第一个套冰碛, 根据冰碛的分布范围判断, 当时的冰川类型为山谷冰川. 克拉牙依拉克冰川东侧高大侧碛的漂砾的 TCN ^{10}Be 暴露年龄为 $(0.4 \pm 0.1) \sim (1.5 \pm 0.1) \text{ ka}^{[18]}$, 说明该侧碛应形成于新冰期. Seong 等^[18]将上述本区域中最新的两套冰碛代表的冰期命名为 Olimde 冰期, 并在公格尔-慕士塔格山西侧的多条谷地中采集了 Olimde 阶段的漂砾 TCN ^{10}Be 样品, 测试年龄的结果显示, 这两套冰碛是末次冰消期以来冰川波动退缩所沉积, 经过与北大西洋、阿拉伯海、GISP2 和敦德冰芯等记录的对比发现, 公格尔-慕士塔格山地区古冰川的波动与北半球千年尺度的气候快速变化有很好的相关性, 且很少受南亚季风影响.

下盖孜村所在的 $T_5(75 \text{ m})$ 级阶地与盖孜检查站附近第三套冰碛相对应, 其上部砾石层的 ESR 年代为 $(26.4 \pm 1.9) \text{ ka}$, 另外, 盖孜河左岸距盖孜检查站 2.3 km 的冰碛物组成的 T_5 阶地基座的年龄为 $(27.0 \pm 2.2) \text{ ka}$. 公格尔山西坡姜满加尔冰川外围(距末端约 2 km)冰碛垄上的三个样品的年代为 (23.7 ± 2.0) , (13.1 ± 0.8) 和 $(23.1 \pm 1.9) \text{ ka}$. 这些数据都表明公格尔山地区的第三套冰碛形成于 LGM_G, 对应于 MIS2. 顶部呈丘陵状起伏的上盖孜村所在的冰碛台地上采集了四个样品, 除 GZ-15($(21.5 \pm 1.5) \text{ ka}$)偏离平均年龄较大外, 其他三个年龄位于 $(41.3 \pm 4.3) \sim (48.7 \pm 5.7) \text{ ka}$, 表明该台地形成于末次冰期的间冰阶, 与 MIS3 中期冷时段相对应. 公格尔山西坡广泛分布的冰碛丘陵上共获得了 7 个测年数据, 除了 KXW-06($(19.0 \pm 1.6) \text{ ka}$)偏差较大外, 其余 6 个样品的年龄位于 $(36.4 \pm 3.3) \sim (48.2 \pm 4.6) \text{ ka}$, 说明西坡的这些冰碛丘陵也应形成于 MIS3 中期. GZ-15 与 KXW-06 两个样品明显比同套冰碛上其他样品年轻, 可能是因沉积后的冰碛受到后期扰动所致. 上述的测年结果也说明早期划定的克拉牙依拉克冰期发生的时代应为末次冰期的中晚期, 与 MIS2~3 对应.

上盖孜西南部的第五套冰碛(比上盖孜高出 150~200 m 的平台)上共采集了三个样品, 年龄位于 $(65.6 \pm 6.8) \sim (86.6 \pm 8.9) \text{ ka}$, 平均为 74 ka, 说明该冰碛平台应形成于末次冰期早冰阶, 与 MIS4 相对应, 也显示出本区末次冰期最盛期(local Last Glacial Maximum, LGM_L)出现在末次冰期早阶段而不是 LGM_G. 在青藏高原及周边山地的大部分地区, 可能由于末次冰期早冰阶的冰进规模要小于晚冰阶(MIS2

或 LGM_G), 又或缺乏足够的测年数据, 导致到目前为止, 只发现了少数地点存在末次冰期早冰阶的冰川遗迹, 如天山木扎尔特河口^[26]、阿特奥依纳克河流域^[27]、西帕米尔高原伊塞克湖区^[38]以及唐古拉山垭口^[39]等地区.

上盖孜村西南坡上, 高出盖孜河面 550~700 m 的第六套的冰碛物中采集了 4 个样品, 测年结果位于 $(105.6 \pm 9.4) \sim (178.3 \pm 17.8) \text{ ka}$, 平均年龄为 131 ka, 说明其应形成于倒数第二次冰期, 可与 MIS6 相对应. 可能由于此处谷地很狭窄, 冰川格外拥高, 加之位于塔里木盆地的西边缘, 构造抬升反映明显, 河流下切较强, 导致该套冰碛保存的位置相对很高.

此外, 西坡分布在 3500 m 以下河流两岸风化较深的片麻岩砾石为主的灰色冰碛很有可能代表了一次更老的冰川作用. 与之相邻的慕士塔格山地区最老冰期的冰川遗迹主要分布在慕士塔格西南坡的苏巴什达坂(4070 m), 经后期改造已成冰碛平台, 为苏巴什达坂的主要组成部分, 因此被命名为苏巴什达坂冰期^[16], 冰碛主要由花岗岩、黑云母片岩和角闪石片麻岩组成, 风化较深. 从冰碛物分布的位置可知, 当时慕士塔格山全部被冰川覆盖, 形成小冰帽冰川. Seong 等^[18]将该套冰碛称之为 Karasu 冰期, 其上 5 块漂砾的 TCN ^{10}Be 暴露年代结果非常分散, 位于 151~367 ka, 最年轻的年龄可能代表了被严重侵蚀或重新挖掘出漂砾的暴露年代, 因此他们认为尽管不能把 Karasu 冰期确切地与哪个深海氧同位素阶段相对应, 但仍可以肯定的是 Karasu 阶段应该老于倒数第二次冰期. 据此, 笔者推测公格尔山西坡风化较深的灰色冰碛形成时代也应老于倒数第二次冰期.

4.2 冰碛丘陵的形成机制

本区形态最为显著的冰川地形是公格尔-慕士塔格山之间和缓起伏的冰碛丘陵, 很多学者已对其进行了研究, 如李炳元^[16]根据距现代冰川末端的远近和风化程度, 将其划分为末次(克拉牙依拉克)和倒数第二次(喀拉库勒)两次冰期的冰川堆积; Seong 等^[18]将其命名为 Subaxh 冰期, 并在 6 条谷地中相应的冰碛垄表面的漂砾上采集了 TCN ^{10}Be 样品, 尽管冰碛测年数据分散, 但大致仍可将 Subaxh 冰碛归属于倒数第二次冰期或末次冰期的多次冰川波动所成. 故此处需对冰碛丘陵的形成机制与时代进行更深入的探讨.

本课题组获得的年代学证据,特别是公格尔北坡盖孜检查站附近形态清晰的 6 套冰碛的相关年龄也进一步证实了 Seong 等^[18]的推断. 西昆仑山的古里雅冰芯^[40]与甜水海 TS95 钻孔^[41]连续的古气候记录显示末次冰期时气候存在千百年尺度的快速变化,且变化幅度都要大于格陵兰地区(图 6(c), (d)), 这些记录可为本区古气候变化研究提供重要的参考. 另外,公格尔-慕士塔格山之间现代冰川末端以下的山麓地带,海拔大都位于 3500~4100 m 之间,是一个东西宽 10 km 左右的山前宽谷盆地,地形坡度较小,当温度降低或降水增多导致冰川发生前进时,公格尔西南坡和慕士塔格北侧来的冰川都非常易于到达该区域,因此末次冰期中的多次冰川沉积形成的地貌就较难以区分,不能像公格尔北坡盖孜检查站附近那样形成多套独立的保存完好的冰碛,分散的测年数据也在情理之中.

在坡度较小的区域,遇到气候发生突变转暖,雪线急剧升高时,冰川的快速后退就容易导致原来冰川的冰舌部分与整体脱离变成死冰,死冰消融过程中物质的自然分流聚集行为最终会导致形成大面积的冰碛丘陵. 结合本文所得到的公格尔山西坡冰碛丘陵的年代,笔者认为公格尔地区西坡出现的最近一次广泛冰川覆盖山麓地带形成冰碛丘陵的时代对应于 MIS3 中期,早期较老的冰碛可能大部分已被掩

埋或改造. Zech 等^[38]对西帕米尔伊塞克湖区(3720 m)西南部 Orto Bogchigir I 山谷的四套(M1~M4)冰川沉积进行了 TCN ¹⁰Be 测年,其中 M2 冰碛的地貌形态是大面积广泛分布的冰碛丘陵,年龄也比较分散,但其作用范围处在年龄比较集中的 M1 冰碛((52.6±6.8)~(61.2±8.0) ka)和 M3 冰碛((26.9±3.5)~(39.5±5.1) ka)之间,因此认定 M2 上漂砾的最大暴露年龄(45.1±5.9) ka 与(46.9±6.1) ka 代表了其真正沉积年代,通过与古里雅冰芯的气候记录对比分析后,认为 M2 期冰进事件可与 MIS3 中期冷时段相对应. 上述研究表明,无论是帕米尔的西部还是东部地区, MIS3 中期时都出现了广泛的冰进,并且由于此时气候快速频繁的波动导致形成了大面积的冰碛丘陵.

Gillespie 和 Molnar^[43]在根据当时已有的测年数据总结山地冰川与大陆冰盖的异时性时,首先提出喜马拉雅山西段 LGM_L 对应于 MIS3. 随后 Phillips 等^[4]和 Owen 等^[5]在青藏高原南缘受西南季风影响的地区证实了这种现象. 近期的资料显示在天山的托木尔峰南坡木扎尔特河^[26]和阿特奥依纳克河流域^[27]、吉尔吉斯斯坦境内 Alay-Turkestan 山脉^[44]以及塔吉克斯坦境内西帕米尔伊塞克湖地区^[38,44]等受西风环流控制的区域也存在同样的事实. 通常认为末次冰期冰川的最大规模出现于 MIS2^[45],即 LGM_G,而 MIS3 为末次冰期中的间冰阶,此时产生冰川的大规

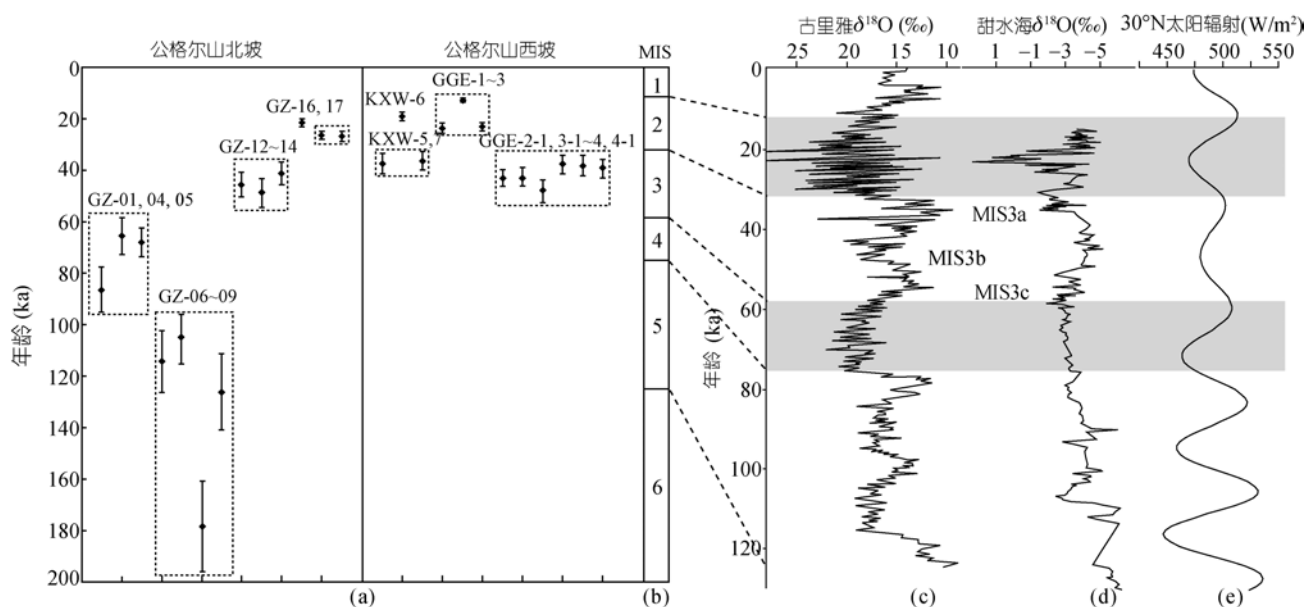


图 6 公格尔山地区第四纪冰川测年结果与不同记录的对比

(a) 测年结果及误差; (b) 深海氧同位素阶段; (c) 古里雅冰芯^[40]; (d) 甜水海 TS95 岩芯自生碳酸盐氧同位素^[41]; (e) 30°N 6 月太阳辐射值^[42]

模前进,甚至超过 LGM_G的水平,究其原因如何? 古里雅冰芯的记录显示 MIS3(58~32 ka)时出现了两峰夹一谷剧烈的气候波动,其中早、晚亚阶段温度已经高出现代 3 和 4℃,达到间冰期程度,而中亚阶段又相当寒冷,低于现代 5℃^[40]. 古里雅冰芯中亚阶段开始于 54 ka, $\delta^{18}\text{O}$ 值从-13‰下降至-17‰,相当于降温 6℃,以后又有所回升,至 45 ka 时更降至-19‰,即较 MIS 3c 降了 8℃左右,以后转为升温,至 40 ka 时 $\delta^{18}\text{O}$ 值上升至-12‰,相当于升温 9℃左右,转入晚亚阶段暖期^[46]. 甜水海 TS95 岩芯 MIS3(59~25 ka)阶段的记录表明,甜水海分别在 59~56 ka(I)、49~47 ka(II)、45~41 ka(III)、35.5~34.0 ka(IV)和 28~25 ka(V)期间形成了高湖面,其中 II~V 阶段是由于冷湿气候导致的高湖面^[47]. 水(降水)、热(气温)及其组合是控制山地冰川发育的主要气候因子,公格尔地区分布的是典型的极大陆型冰川,冰川对降水变化的响应更为敏感^[48]. 因此笔者认为,在西风环流控制区,如帕米尔、天山与西昆仑山等地区,虽然在 MIS3 时冰盖退缩,高纬度的冷高压减弱,使得西风急流北支北撤,影响该区域的西风强度有所减弱,但此时的太阳辐射量总体相对于 LGM_G时还是要强,且 MIS3 早期时太阳辐射更强(图 6(e)),据北大西洋 V23-82 孔有孔虫组合计算,大洋表面的温度 MIS3 早亚阶段峰期比中亚阶段谷期高出 5℃,比 LGM_G 时高 6℃^[49];由于

洋面变暖滞后于日射变化,在进入 MIS3 中期时,大洋表面的温度仍然保持在较高的水平,上述两方面原因导致大洋 MIS3 中期的(包括地中海、黑海和里海等)蒸发仍很旺盛,产生了丰富的水汽,因而西风环流可为上述地区带来较多的降水,配合 MIS3 中期的低温致使冰川前进.

5 结论

公格尔山地区经历了至少 6 次规模较大的冰进,分别对应于小冰期、新冰期、MIS2, MIS3, MIS4 和 MIS6. 该区域中末次冰期最盛期(LGM_L)发生在末次冰期早冰阶(MIS4)而不是末次冰期晚冰阶(MIS2 或 LGM_G),且末次冰期的间冰阶(MIS3)中期的冰进规模也比 MIS2 时大. 西坡 3500 m 以下风化较深的冰碛可能代表一次更老的冰川作用,与毗邻的慕士塔格山地区相对照其时代可能老于倒数第二次冰期. 在北坡,老于倒数第二次冰期的冰碛地形因后期的侵蚀破坏而未能得以很好的保存,仅在盖孜检查站西南更高的陡峻位置保存有相应的疑似冰碛残留. 西坡由于特殊地形与急剧气候变化的影响,造成山麓地带广泛分布的冰碛丘陵,可能是多次冰进沉积的产物,而最近一次广泛冰川覆盖山麓地带形成冰碛丘陵的时代对应于 MIS3 中期.

致谢 中国地震局地质研究所新构造年代学实验室李建平与中国原子能科学研究院的倪邦发老师在年代测定中给予帮助,上官冬辉和张国梁对 ETM+图像进行了处理,审稿专家提出宝贵意见,在此一并感谢.

参考文献

- 1 周尚哲, 许刘兵, Colgan P M, 等. 古乡冰期和白玉冰期的宇宙成因核素 ^{10}Be 定年. 科学通报, 2007, 52: 945-950
- 2 Xu L B, Zhou S Z. Quaternary glaciations recorded by glacial and fluvial landforms in the Shaluli Mountains, Southeastern Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 2009, 103: 268-275
- 3 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
- 4 Phillips W M, Sloan V F, Shroder J F, et al. Asynchronous glaciation at Nanga Parbat northwestern Himalaya Mountains, Pakistan. *Geology*, 2000, 28: 431-434
- 5 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: 147-157
- 6 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
- 7 Finkel R C, Owen L A, Barnard P L, et al. Beryllium-10 dating of Mount Everest moraines indicates a strong monsoon influence and glacial synchronicity throughout the Himalaya. *Geology*, 2003, 31: 561-564
- 8 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: 1356-1364

- 9 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
- 10 肖序常, 刘训, 高锐, 等. 西昆仑及邻区岩石圈结构构造演化——塔里木南-西昆仑多学科地质断面简要报道. *地质通报*, 2002, 21: 63–68
- 11 Ducea M N, Lutkov V, Minaev V T, et al. Building the Pamirs: The view from the underside. *Geology*, 2003, 31: 849–852
- 12 Seong Y B, Owen L A, Yi C L, et al. Geomorphology of anomalously high glaciated mountains at the northwestern end of Tibet: Muztag Ata and Kongur Shan. *Geomorphology*, 2009, 103: 227–250
- 13 崔之久. 慕士塔格-公格尔冰川的某些特点及其开发利用的条件. *地理学报*, 1960, 26: 35–44
- 14 苏珍, 李世杰, 王志超. 喀喇昆仑山-昆仑山地区第四纪冰川遗迹与冰期划分. 见: 苏珍, 谢自楚, 王志超, 等, 编. 喀喇昆仑山-昆仑山地区冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1998. 140–149
- 15 王富葆. 晚新生代地层与沉积环境. 见: 张青松, 李炳元, 编. 喀喇昆仑山-昆仑山地区晚新生代环境变化. 北京: 中国环境科学出版社, 1999. 46–53
- 16 李炳元. 地貌环境演化. 见: 张青松, 李炳元, 编. 喀喇昆仑山-昆仑山地区晚新生代环境变化. 北京: 中国环境科学出版社, 1999. 178–196
- 17 Ono Y, Liu D, Zhao Y. Paleoenvironments of Tibetan Plateau from glacial fluctuations in the northern foot of the West Kunlun Mountains (in Japanese). *J Geogr*, 1997, 106: 184–198
- 18 Seong Y B, Owen L A, Yi C L, et al. Quaternary glaciation of Muztag Ata and Kongur Shan: Evidence for glacier response to rapid climate changes throughout the Late Glacial and Holocene in westernmost Tibet. *Geol Soc Am Bull*, 2009, 121: 348–365
- 19 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. 35–37
- 20 余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 慕士塔格地区夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度及水汽输送的关系. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36: 23–30
- 21 苏珍, 刘时银, 王志超. 慕士塔格山和公格尔山的现代冰川. *自然资源学报*, 1989, 4: 241–246
- 22 刘潮海, 王宗太, 丁良福, 等. 中国冰川目录 IV——帕米尔山区(喀什噶尔河等流域)(修订本). 兰州: 甘肃文化出版社, 2001. 12–53
- 23 苏珍, 王志超. 冰川水资源及其利用. 见: 苏珍, 谢子楚, 王志超, 等, 编. 喀喇昆仑山-昆仑山地区冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1998. 119–123
- 24 Walther R, Zilles D. ESR studies on bleached sedimentary quartz. *Quat Geochronol (Quat Sci Rev)*, 1994, 13: 611–614
- 25 Rick W J. Electron Spin Resonance (ESR) dating and ESR applications in Quaternary science and archaeometry. *Radiat Meas*, 1997, 27: 975–1025
- 26 Zhao J D, Song Y G, King J W, et al. Glacial geomorphology and glacial history of the Muzart River valley, Tianshan range, China. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 1453–1463
- 27 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: 276–284
- 28 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: 497–500
- 29 Tanaka T, Sawada S, Ito T. ESR dating of late Pleistocene near-shore and terrace sands. In: Ikeya M, Miki T, eds. *ESR Dating and Dosimetry*. Tokyo: Ionics, 1986. 275–280
- 30 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
- 31 Ye Y G, Diao S B, He J, et al. ESR dating studies of paleo-debris-flows deposition Dongchuan, Yunnan Province, China. *Quat Sci Rev*, 1998, 17: 1073–1076
- 32 业渝光, 和杰, 刁少波, 等. 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*, 1993, 13: 85–89
- 33 李吉均. 山地冰川地貌的形成机制及其识别. 见: 施雅风, 崔之久, 李吉均, 等, 编. 中国东部第四纪冰川与环境问题. 北京: 科学出版社, 1989. 13–26
- 34 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
- 35 Yi C L. Subglacial comminution: Evidence from microfabric studies and grain size analysis. *J Glaciol*, 1997, 43: 174–179
- 36 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: 741–744
- 37 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
- 38 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: 212–220

- 39 王杰, 周尚哲, 唐述林, 等. 唐古拉山垭口地区的第四纪冰川测年新研究. 冰川冻土, 2007, 29: 149–155
- 40 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. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 447–452
- 41 Zhou H Y, Zhu Z Y. Oxygen isotopic composition of lacustrine carbonates since 130 ka BP from a Tianshuihai Lake core, Tibet: An overall increasing $\delta^{18}\text{O}$ trend and its implications. J Asian Earth Sci, 2002, 20: 225–229
- 42 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quat Sci Rev, 1991, 10: 297–317
- 43 Gillespie A, Molnar P. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Rev Geophys, 1995, 33: 311–364
- 44 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: 1080–1096
- 45 施雅风, 郑本兴, 姚檀栋. 青藏高原末次冰期最盛时的冰川与环境. 冰川冻土, 1997, 19: 97–113
- 46 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS3b(54~44 ka BP)冷期与冰川前进. 冰川冻土, 2002, 24: 1–9
- 47 李世杰, 张宏亮, 施雅风, 等. 青藏高原甜水海盆地 MIS3 阶段湖泊沉积与环境变化. 第四纪研究, 2008, 28: 122–131
- 48 Shi Y F. Characteristics of late Quaternary monsoonal glaciation on the Tibetan Plateau and in East Asia. Quat Int, 2002, 97-98: 79–91
- 49 Williams M A J, Dunkerley D L, De Deckler P, et al. Quaternary Environments. London: Edward Arnold, 1993. 77