



关于点苍山“大理冰期”

杨建强^① 崔之久^② 易朝路^{①*} 孙继敏^③ 杨利荣^③

(① 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085; ② 北京大学环境学院, 北京 100871; ③ 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029)

摘要 云南点苍山是大理冰期的命名地, 通过文献查询明确了大理冰期这一概念提出的过程. 基于多次的实地考察, 对云南点苍山冰川地貌进行了系统研究, 建立了该地区第四纪以来冰川活动可靠的年代序列, 明确了冰川发育的规模. 研究结果表明, 点苍山最早的冰川活动发生于 30~40 ka BP, 之后经历了末次冰期晚阶段、晚冰期、新冰期等各次冰川前进, 直至 1.2~1.5 cal ka BP 前后冰川最后消失. 空间上, 该地区的冰川活动仅局限于海拔 3600 m 以上的主体部分, 低海拔及其周边山体上没有冰川发育.

关键词 点苍山 大理冰期 冰川地貌 冰期序列 绝对年龄

“大理冰期”这一称谓, 做为末次冰期在我国的时代称, 自从 20 世纪 30 年代被提出以来, 已经被我国广大的学者所接受. 然而因为年代久远, 资料缺失严重, 对于大理冰期这样一个具有重要学术意义的概念的由来, 存在诸多不实的说法, 有必要查清其来龙去脉. 更重要的是, 对于大理冰期的命名地——点苍山, 70 余年来很少有人对其冰川地貌及冰期系列做过深入系统的研究.

点苍山的独特的地理位置决定了其在研究我国内陆环境变化方面具有不可替代的地位(如图 1). 首先, 点苍山是巨大的青藏高原向中国东部和南亚低地势区过渡的转折点, 海拔 4000 m 以上的青藏高原从西到东绵延千余公里在此结束, 低于 2200 m 的云贵高原及东部低地从其脚下的大理地区开始. 其次, 在气候带上, 点苍山是南亚热带和中亚热带交汇处, 同时也受垂直地带变化所控制, 是水平地带性和垂直地带性双重影响同时作用于同一空间带的独特地区. 第三, 具体到第四纪冰川来讲, 点苍山是亚洲大陆末次冰期冰川作用最南的山地之一(25°34'N), 或

是有末次冰期冰川作用而无现代冰川的最南端山地. 第四, 点苍山是西南季风影响横断山地第四纪冰川作用的首当其冲的地区. 以上特点决定了点苍山冰川历史在我国第四纪冰川发育、西南季风演化、古气候恢复等方面具有不可替代的科学意义.

基于文献查询, 作者明确了大理冰期这一概念提出的过程. 通过多次野外考察, 认识了点苍山大理冰期的冰川地貌以及冰川作用的规模和特点, 结合 ^{14}C , TL 和 OSL 等测年手段, 确定了点苍山大理冰期古冰川发育的年代.

1 点苍山地理背景

点苍山(俗称苍山)位于横断山脉东南端, 地理坐标为东经 99°57'~100°12', 北纬 25°34'~26°00'. 点苍山南北长 50 km, 东西宽 19 km, 为耸立于洱海之西的断块山地. 西至漾濞江与碧罗雪山相望, 南面由西洱河分离与哀劳山呼应, 北面在凤羽交界处与横断山脉相连. 点苍山地势陡峭, 南高北低, 山体主要由元古界苍山群变质岩系组成. 南北 18 座山峰大多在

3500 m 以上, 最高点马龙峰 4122 m, 东坡低地海拔 1980 m 左右, 西坡河谷海拔 1700 m 左右。

点苍山气候基本属亚热带, 全年气候干湿季交替。6~10 月为来自孟加拉湾方向的暖湿气流所控制, 带来大量降水而成湿季; 此后的 11 月到次年 5 月, 在来自伊朗、巴基斯坦和印度的南支西风急流的影响下, 降水偏少。点苍山脚下的大理地区海拔 1990.5 m, 年平均温度 15.0℃, 降水 1040.7 mm, 随海拔每升高 100 m, 年平均气温降低 0.7℃左右, 降水增多 70 mm 左右^[1]。

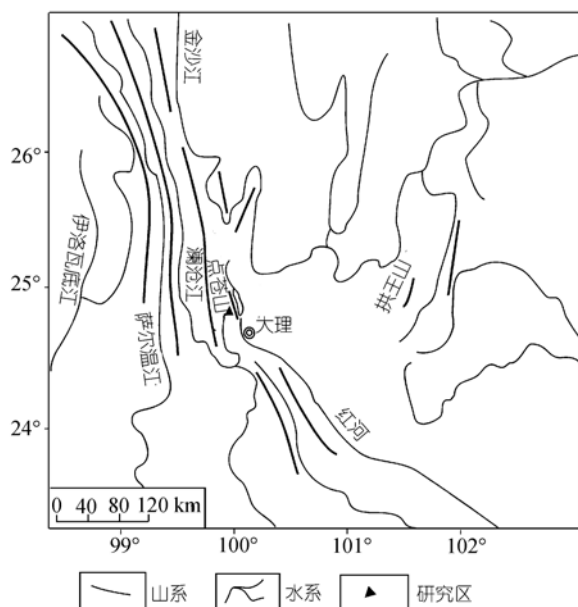


图 1 点苍山地理位置图

2 “大理冰期”的由来

点苍山末次冰期冰川遗迹的首次确认, 应该追溯到 1930 年 Credner Wilhelm 先生率中山大学地理系对云南的考察^[2]。在他的考察报告中文版中提到, “此次登山, 除研究葩叶缤纷五光十色之高山植物外, 尚有一事, 足资提及者, 即在三千八百五十米处距绝顶二百米之地, 有一似冰蚀湖(karlike)之小湖是也。视其形状, 殆为冰川作用造成……”^[2]。文章所提及的冰蚀湖即现在玉局峰北坡的洗马潭。Credner^[2]还将点苍山与北侧的玉龙雪山对比, 估计洗马潭形成时的雪线比现在低 1500 m。

大理冰期的概念, 最早提出的是 Wissmann^[3], 当时任职于南京的国立中央大学, Wissmann 总结了以前几十年之内零散的有关中国更新世的冰川资料, 确

认了中国至少发生过两次冰期, 对于较年轻的一次冰期, 他提到, “as long as the correlation of this younger glaciation with the Würm-glaciation of Europe is not quite definitely established, I propose to call it *Tali-glaciation*”。并在注解中解释了如此称呼的原因, “Because its southernmost occurrence on the continent of Asia is that on Tientsangshan near Tali in Yunnan”。之后, 大理冰期的概念在李四光^[4]的文章中得到引用, 逐渐为国内广大的冰川学者所接受。

到了近期, 李吉均^[5]在论述季风亚洲末次冰期时, 又提到了末次冰期的命名问题。认为当前亚洲地区的末次冰期名称因地而异, 含义不清, 故而应该统一, 按名称提出的早晚及普及程度来说, 大理冰期有优先权, 并建议把大理冰期作为季风亚洲末次冰期的同义语。

自 Credner 上世纪 30 年代赴点苍山考察以后的近 70 年中, 点苍山的冰川发育情况一直没有进行过系统的研究。李吉均^[5]还曾经于 1992 年对点苍山进行考察, 因大雪阻路停在 3200 m 处, 只是在山下遥望有较完整的古冰斗。20 世纪 90 年代末期, 陈钦峦和赵维城^[6]曾通过航片了解点苍山的冰川地貌, 万晔等^[7]也曾做过一定的讨论, 但并没有进行深入系统的实地考察研究。2001 年开始, 作者先后数次上点苍山, 对其冰川地貌做了详细的考察。

3 点苍山的冰川地貌与沉积

点苍山海拔 3600 m 以上分布有类型多样的冰川地貌, 包括角峰、刃脊、冰斗、磨光面、冰碛垄等。综合冰川侵蚀地貌和冰川堆积地貌, 可以发现第四纪以来, 点苍山发育了多次冰进。点苍山山势陡峻, 冰斗外侧即为陡崖, 冰川多为冰斗冰川和悬冰川, 没有发现典型的冰川槽谷。同样原因, 冰碛垄没有得到很好的保存, 尤其是早期的冰碛垄, 仅在少数地方发现。点苍山东坡和西坡均有冰川地貌发育, 发育程度大体相当, 东坡规模略大于西坡。通过冰川地貌的调查和统计, 冰川规模最大时, 点苍山有冰斗冰川 24 条, 其中东坡 15 条, 西坡 9 条, 加上各山谷冰川之间的悬冰川, 冰川总面积约为 26 km²。

通过对冰川地貌相对年龄的判断, 结合 AMS ¹⁴C、热释光(TL)和光释光(OSL)的测年结果(表 1~4), 可以认为点苍山发育了末次冰期以来多次冰进, 包括末次冰期早阶段、末次冰期晚阶段、晚冰期冰进和

新冰期冰进. 现以玉局峰北坡、龙泉峰西坡和三阳峰东坡 3 个重点地区分别叙述.

3.1 玉局峰北坡

玉局峰(100°06.046'E, 25°39.531'N)海拔 4097 m, 是点苍山第二高峰, 呈典型的金字塔状, 南北两侧有尖削的刃脊与龙泉峰和马龙峰相连. 玉局峰南北均有冰川作用遗迹, 北坡冰进事件更为齐全(图 2).

(i) 晚冰期. 玉局峰北坡 3960 m 处为一舌状冰碛垄, 长约 150 m, 宽约 100 m, 朝向正北. 冰碛垄上长满杜鹃灌丛, 前端一小型冰蚀平台, 没有明显反倾的冰坎, 是一个明显的悬冰川遗迹. 冰碛物 TL 测年结果为(10.78±0.78) ka, 表示其为晚冰期的冰川堆积. 同样在玉局峰北侧相邻的龙泉峰东坡, 也有一个小规模北向的冰碛垄(图 2), TL 年龄为(9.13±0.73) ka. 表明在晚冰期, 本地区发生了明显的冰进.

表 1 点苍山年龄测试样品采样位置^{a)}

样品标号	地貌位置	经纬度(N, E)	海拔/m	测试方法
YJN3974	玉局峰北坡舌状冰碛垄	25°39.53', 100°06.05'	3974	热释光
YJN3930	洗马潭外侧冰碛	25°39.63', 100°05.99'	3930	热释光
YJN3873	洗马潭外侧冰碛	25°39.78', 100°06.01'	3873	热释光
XMT3800	玉局峰北坡冰坎	25°40.04', 100°06.17'	3800	光释光
YYT3650	玉局峰北坡冰坎外侧冰碛	25°40.21', 100°06.32'	3650	光释光
LQW4041	龙泉峰西坡一级冰蚀洼地	25°40.09', 100°05.69'	4041	AMS ¹⁴ C
LQW4021	龙泉峰西坡二级冰蚀洼地	25°40.11', 100°05.62'	4021	AMS ¹⁴ C
LQW4012	龙泉峰西坡三级冰蚀洼地	25°40.11', 100°05.56'	4012	AMS ¹⁴ C
LQW3950	龙泉峰西坡一级冰斗	25°40.04', 100°05.43'	3950	热释光
LQE3950	龙泉峰东坡冰碛湖外侧	25°40.041', 100°06.04'	3950	热释光
HLT3985	三阳峰东坡舌状冰碛垄	25°43.40', 100°04.28'	3985	AMS ¹⁴ C
HLT3941	三阳峰东坡冰蚀平台	25°43.40', 100°04.31'	3941	AMS ¹⁴ C
HLT3898	黄龙潭冰坎	25°43.42', 100°04.38'	3898	热释光
HLT3730	双龙潭下冰碛平台	25°43.76', 100°04.70'	3730	光释光

a) AMS¹⁴C 年龄由北京大学加速器质谱实验室提供; OSL 年龄由中国科学院地质与地球物理研究所释光年代实验室提供; 热释光年龄测试由国家地震局地质研究所释光年代实验室提供

表 2 AMS¹⁴C 测年结果

样品编号	年龄/a	$\delta^{13}\text{C}$	校正年龄	平均年龄/cal a BP
LQW4041	1600±110	-23.34	340~575 AD	1493
LQW4021	3240±60	-24.66	1644~1409 BC	3477
LQW4012	3960±60	-24.41	2625~2284 BC	4405
HLT3985	1310±60	-23.90	636~876 AD	1194
HLT3941	4830±60	-24.71	3713~3502 BC	5558

表 3 光释光测年结果

样品编号	α 计数	K/%	含水率/%	宇宙射线/Gy·ka ⁻¹	De/Gy	剂量率/Gy·ka ⁻¹	OSL 年龄/ka
XMT3800	1.43	1.56	100.00	0.15	51.41	1.41	36.4±8.24
YYT3650	21.35	2.0	62.72	0.15	127	3.78	33.6±4.23
HLT3900	11.05	1.69	25.34	0.15	22.83	2.49	9.18±2.45
HLT3730	15.14	1.91	24.54	0.15	90	3.1	29.06±4.71

表 4 热释光测年结果

样品编号	U/%	Th/%	K/%	含水量/%	宇宙射线/Gy·ka ⁻¹	等效剂量/Gy	剂量率/Gy·ka ⁻¹	年龄/ka
HLT3898	3.34	1.77	1.65	10.8	0.42	50.18	3.23	15.7±1.20
LQE3950	4.41	12.73	1.80	10.56	0.42	44.75	4.90	9.2±0.73
YJN3974	3.43	6.07	2.35	11.4	0.41	46.79	4.34	10.9±0.80
YJN3930	3.38	12.80	1.80	8.8	0.40	80.01	4.60	17.6±1.29
YJN3873	4.88	4.41	2.00	8.4	0.41	81.37	4.54	18.1±1.36
LQW3950	4.74	6.97	1.80	12.0	0.41	74.58	4.45	16.9±1.36

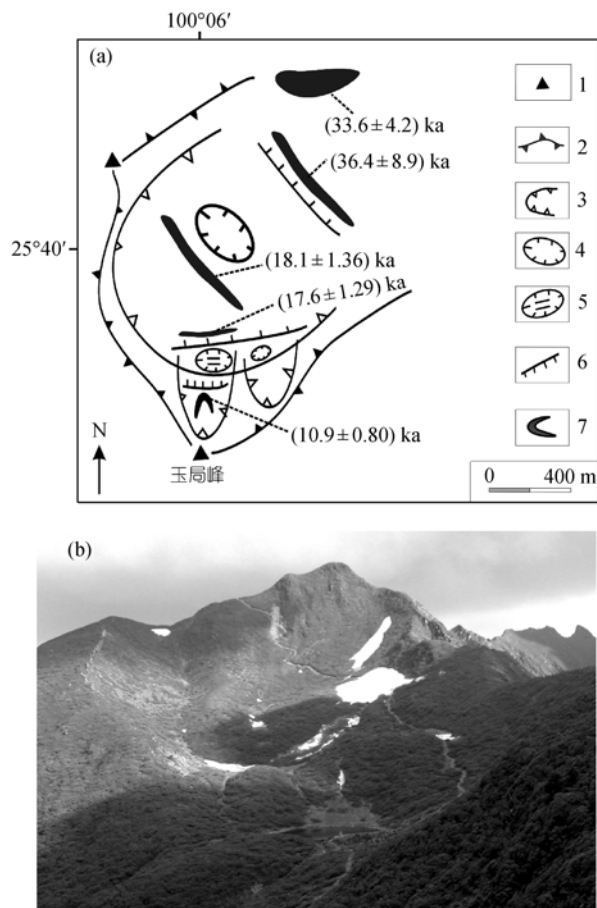


图2 玉局峰北坡冰川地貌(a)和洗马潭(b)

(a) 1, 角峰; 2, 刃脊; 3, 冰斗; 4, 冰蚀洼地; 5, 冰川湖; 6, 冰坎; 7, 冰碛垄; (b) 洗马潭照片, 小湖泊为洗马潭, 其上方舌状冰碛垄为晚冰期冰进遗迹, 杨建强摄

(ii) MIS2 阶段. 冰蚀平台向下 3930 m 处, 是一个冰碛湖, 即最早被确认为冰川遗迹的洗马潭. 洗马潭面积 300~500 m², 前缘为覆盖有冰碛物的冰坎封闭而积水. 洗马潭所在冰斗宽约 200 m, 长约 400 m, 朝向正北. 洗马潭冰斗东侧, 是另一个海拔略低、朝向一致、面积略小的冰斗. 两冰斗共同寄生于朝向北东的玉局北大冰斗内部. 可见随着气候的转暖, 环境条件越来越不适应于冰川的发展, 冰斗在退缩的同时转向而寄生于玉局峰北坡的背阴处. 洗马潭冰坎处冰碛物的 TL 年龄为 (17.39 ± 1.29) ka, 与之相连的冰碛垄外侧 TL 年龄为 (17.92 ± 1.36) ka. 由此推断洗马潭所在的寄生冰斗发育于末次冰期晚阶段, 即 MIS2 阶段的冰进结果.

(iii) MIS3 阶段. 洗马潭冰斗所寄生的玉局峰大冰斗是玉局峰北坡最低一级冰斗, 也是规模最大的

冰斗. 整个玉局峰冰斗横向 1000 m, 纵向 750 m, 朝向为北东向. 冰斗底部海拔 3780 m, 明显反倾的冰坎海拔 3790 m, 之上覆盖有厚达数米的冰碛层. 冰坎外侧即为坡度很大的陡崖, 估计当时流出冰坎的冰川直接坠入陡崖下方的谷底, 所以没有形成垄状冰碛, 也没有成型的冰川槽谷. 冰斗内部紧贴冰坎内侧的为五道弧形冰碛垄, 高差约 5~10 m, 水平间隔 20~50 m. 在冰坎外侧冰碛垄避光采集样品, OSL 年龄为 (36.4 ± 8.24) ka. 冰坎外侧靠近山脊处有松散冰碛保存, 其 OSL 年龄为 (33.6 ± 4.23) ka. 表明点苍山地区最早时代的冰川发生于 MIS3b 阶段.

3.2 龙泉峰西坡

龙泉峰($25^{\circ}40.092'N$, $100^{\circ}05.686'E$)海拔 4092 m, 尖削的刃脊向南延伸与玉局峰相望. 其东坡和西坡均发育有冰川, 而西坡的阶段性更为齐全(如图 3).

(i) 新冰期. 龙泉峰西坡海拔最高的冰坎为 4012 m, 冰坎规模不大, 高出内侧冰斗约 5~6 m. 冰斗面积 500 m×250 m, 在洼地底部冰碛物 AMS¹⁴C 年龄结果为 4405 cal a BP, 为新冰期的遗迹.

这一级冰坎上方 4030 和 4041 m 分别还有两个洼地. 没有明显的冰坎的反倾结构, 也没有明显的冰碛垄, 所以认为是冰川后退过程中出露的早期冰蚀洼地. 4021 m 洼地底部冰碛物 AMS¹⁴C 结果为 3477 cal a BP, 4041 m 洼地处底部的冰碛物 AMS¹⁴C 测年结果为 1493 cal a BP.

这一系列的冰川地貌复合年代数据表明, 龙泉峰地区在全新世中期还有新冰期的冰川作用, 之后随着气候的日益升温, 冰川逐渐退缩, 约 1493 年前左右冰川消失.

(ii) MIS2 阶段. 海拔 4012 m 的冰坎同时是下一级冰斗的后壁上缘. 冰斗朝向北西西, 南北宽而东西窄, 面积大概为 500 m×170 m. 冰斗底部海拔 3940 m, 外侧冰坎高大陡峻, 高约 20~30 m. 冰坎呈“W”型, 中部有两个并排的大缺口, 缺口边缘舒缓. 这一冰坎形态表明当时冰川塑性很强, 冰温较高, 冰川与基岩之间存在水膜, 而使得冰川对冰坎的侵蚀是磨蚀而不是拔蚀, 所以当时冰川具有典型的海洋性特征. 冰斗内部冰碛物 TL 年龄为 (16.76 ± 1.36) ka, 与玉局峰北坡的洗马潭冰斗同属于末次冰期晚阶段.

(iii) MIS3 阶段. 龙泉峰西坡海拔 3830 m 处, 发育最低的一级冰斗, 冰斗后壁陡峭, 上缘即上一级冰

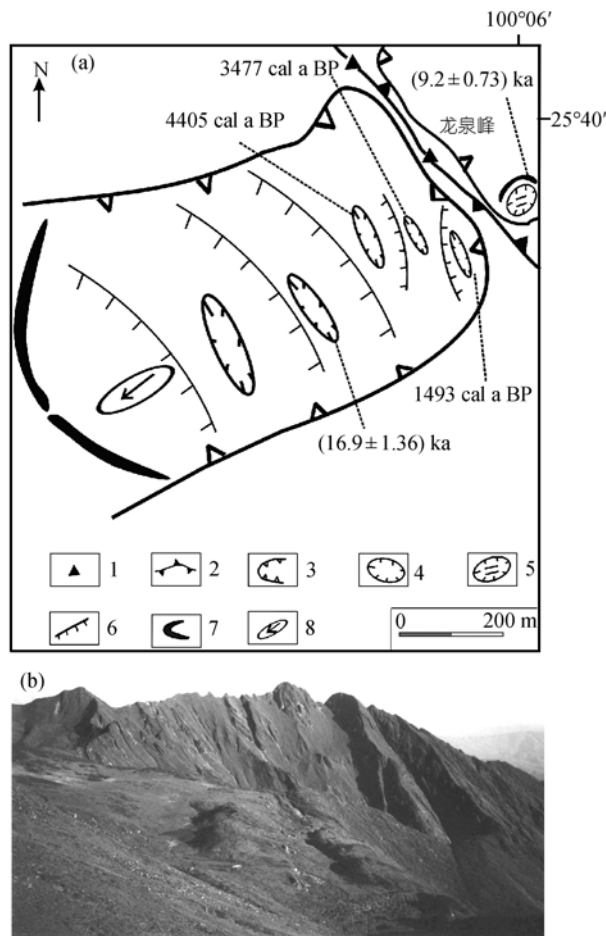


图3 龙泉峰西坡冰川地貌(a)和龙泉峰西坡冰蚀洼地、冰坎(b)

(a)1, 角峰; 2, 刃脊; 3, 冰斗; 4, 冰蚀洼地; 5, 冰川湖; 6, 冰坎; 7, 冰碛垄; 8, 磨光面; (b) 前景为龙泉峰西坡系列冰蚀洼地, 背景为刃脊相连的玉局峰和马龙峰, 崔之久摄

斗的“W”形冰坎。冰斗规模很大, 形态与上一级冰斗类似, 南北宽而东西窄, 面积大概为 $500 \text{ m} \times 230 \text{ m}$ 。冰斗内高低不平, 由后壁到冰坎, 布满了大块的冰碛石。只有局部小的地方较平坦, 积水成洼地。

冰坎处基岩曾经受强烈的切割。从冰坎向下到海拔 3730 m , 是一条很陡的冰川磨光面, 坡度大于 45° 。磨光面两侧的山体坡度较大, 整体浑圆, 岩壁表面光滑, 也曾经受冰川的磨蚀。海拔 3730 m 处磨光面末端是海拔龙泉峰西坡海拔最低的冰碛垄, 高约 20 m , 宽约 40 m , 上面长有冷杉林。从冰川地貌的位置、特征等相对地貌年龄判断, 龙泉峰西坡最低一级冰斗与玉局峰北坡最低一级冰斗属于同一期冰川作用形成, 故应该属于 MIS3 阶段的冰川作用。

3.3 三阳峰东坡

三阳峰($25^{\circ}43.395' \text{N}$, $100^{\circ}04.278' \text{E}$)海拔 4019 m , 是苍山北段最高的山峰, 也是苍山北段冰川发育最具有代表性的地方。其东、西坡均有冰川发育, 而以东坡为佳(图 4)。

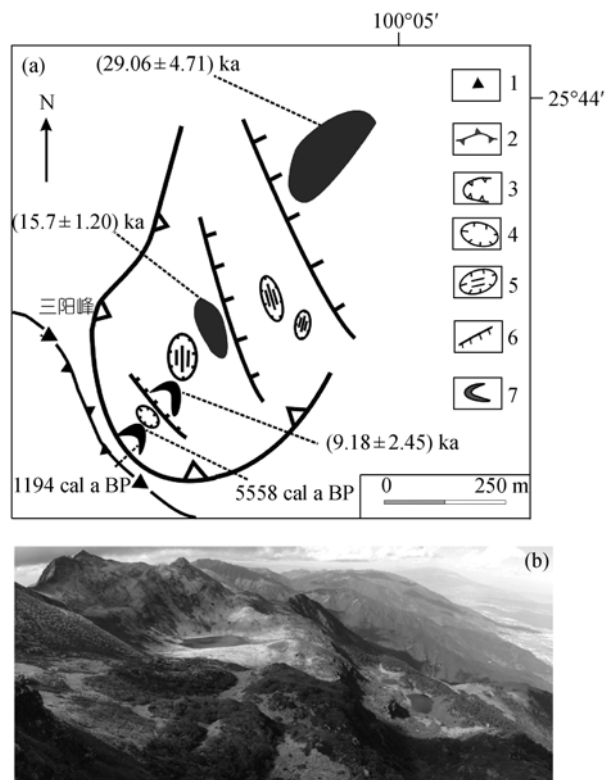


图4 三阳峰东坡冰川地貌(a)和三阳峰东坡(b)

(a)1, 角峰; 2, 刃脊; 3, 冰斗; 4, 冰蚀洼地; 5, 冰川湖; 6, 冰坎; 7, 冰碛垄; (b)从左至右呈现三阳峰、黄龙潭、双龙潭、冰碛平台以及大理盆地, 余国勇摄

(i) 新冰期和晚冰期。三阳峰东坡的冰斗后壁最上方是一悬冰川遗迹, 有保留很好的侵蚀地貌和小规模的舌状冰碛垄。冰碛垄上限海拔 3980 m , 下伸至悬冰川下方的冰蚀平台。平台海拔为 3940 m , 规模不大, 面积 $50 \text{ m} \times 30 \text{ m}$, 比较平坦。没有明显反倾的冰坎, 外侧陡坡上可看见微微凸起的舌状冰碛垄。从冰蚀地貌和堆积地貌的规模和发育程度看, 代表了更早一期小规模冰进。

悬冰川冰碛垄内侧 AMS¹⁴C 年龄为 1194 cal a BP , 表示冰川在此地最后的残留时间是 1194 年前左右, 这个时间与龙泉峰西坡的冰川最后退缩时间基本相当。冰碛垄外侧延伸至冰蚀平台部分, AMS¹⁴C 年龄为 5558 cal a BP , 说明这次冰川活动发生于新冰期。

冰蚀平台外侧舌状冰碛垄的 OSL 年龄为 (9.18 ± 2.45) ka, 与龙泉峰东坡晚冰期的冰进属于同一时期。

(ii) MIS2 阶段. 冰蚀平台下方, 海拔 3900 m 的地方是早期的冰斗. 冰斗前缘凸起成冰坎, 相对高度 5~10 m, 上覆厚约 1 m 的冰碛物. 冰斗内部积水, 水深不超过 0.5 m, 当地称作黄龙潭. 冰斗朝向东北, 面积 30 m×40 m. 冰坎上覆冰碛物 TL 年龄为 (15.54 ± 1.20) ka, 与洗马潭冰斗的年代基本相当, 属于末次冰期晚期的冰川作用。

(iii) MIS3 阶段. 黄龙潭冰斗向下是双龙潭冰斗, 海拔 3800 m. 冰斗纵向短而横向较长, 面积 100 m×200 m. 中间岩坎略高, 分隔成两个积水洼地, 故称双龙潭. 冰坎高 15~20 m, 上面长满了茂密的冷杉林. 双龙潭冰坎外侧为陡崖, 没有发现冰碛物. 但是在陡崖北侧的山梁上, 覆盖有小规模的呈浑圆状的冰碛平台, 末端直至海拔 3740 m 处, 上面长满毛竹. 冰碛物的 OSL 年龄结果表明, 冰川作用发生于 (29.06 ± 4.71) ka, 代表了 MIS3 阶段的冰进。

4 讨论

4.1 点苍山各阶段冰进时代及雪线

据我们现场考察、采样、测年, 非常明确地认识到大理点苍山的冰川作用包含了末次冰期早期 (29~40 ka BP), 末次冰期晚期 (21~15 ka BP), 晚冰期 (9~10 ka BP), 新冰期 (3.5~5.6 ka BP). 各种数据表明, 随着气候的转暖, 点苍山地区冰川在 1200~1500 a BP 左右彻底融化消失. 当然此后, 还会有一些常年积雪存在的可能, 已经不属于严格意义上的冰川. 根据雪线的判定, 结合点苍山各样点的测年资料, 将不同地区不同阶段的年代结果、雪线海拔综合统计如表 5。

4.2 点苍山最早的冰川活动和规模

点苍山海拔最低规模最大的冰斗分布在山地主

体的海拔 3800 m 以上, 冰斗外侧为坡度很大的陡崖, 没有海拔更低冰斗的可能. 早期冰川流出冰斗坠入谷底的冰川堆积, 也已被后期的流水等外力作用破坏, 有迹可寻的冰川堆积也局限在海拔 3600 m 以上的山体侧脊上. 前人有工作认为点苍山北部云弄峰发育 57.6 ka BP 的冰斗^[6,7], 有待进一步的工作进行验证。

根据我们的研究结果, 点苍山最大规模的冰川发育于 MIS3 阶段, 当时雪线 3800 m. 据现有大理 (2000 m 海拔) 年均温度 15℃, 温度梯度为 0.66℃/100 m 推算, MIS3 阶段时雪线 3800 m 处现今年均温度为 2.12℃. 据资料, 玉龙山现代雪线 4800 m 处年均温为 -3.5℃, 设两地雪线温度一致推算, 则点苍山大理地区大理冰期时年均温下降了 5.62℃, 这对海洋性气候区是可以接受的。

此前, 关于点苍山冰川分布的问题尚存在不同看法. 曾有报导, 认为点苍山北面的罗坪山曾发育倒二冰期的冰川^[6,7], 笔者认为是没有根据的. (1) 根据我们的现场考察, 没有发现任何与冰川相关侵蚀地貌, 如冰斗、角峰、刃脊、槽谷等, 也没有发现任何与冰川相关的冰川堆积; (2) 其他研究者所提及的“大海子冰斗”为一山间盆地, 现今山峰顶部 3400 m, 盆地底部高程 3000 m 左右, 倒二冰期时山体海拔会更低, 远远低于其所推测的雪线高度 3500 m, 不可能在倒二冰期时发育冰川, 更不可能形成长约 3 km 的冰川谷; (3) 与罗坪山相邻的点苍山主体远高于罗坪山, 没有发现同期的冰川地貌. 所以, 罗坪山的冰川发育是缺乏根据的。

以往有地质部门学者认为苍山脚下洱海之滨 2100 m 处有冰碛丘陵¹⁾, 则是混淆了冰川堆积与泥石流等其他的混杂堆积, 或是将受流水等与冰川无关的外营力再搬运的冰碛石当成了原生的冰川堆积. 冰川作用的规模可以根据正负差之比 (亦即积累区高

表 5 点苍山冰期系列各阶段年龄及雪线^{a)}

山地	海拔与年龄	新冰期	晚冰期	MIS2 阶段	MIS3 阶段
玉局峰	冰斗海拔		3980	3930	3780
	年龄		10.9±0.80	17.6±1.29, 18.1±1.36	36.4±8.9, 33.6±4.2
龙泉峰	冰斗海拔	4010	3950	3950	3830
	年龄	4.4 cal	9.2±0.73	16.9±1.36	
三阳峰	冰斗海拔	3980	3940	3900	3800
	年龄	5.6 cal	9.2±2.45	15.7±1.20	29.06±4.71

a) 海拔的单位为 m, 年龄的单位为 ka

1) 云南省地质矿产局第三地质大队区调一分队. 中华人民共和国区域地质调查报告 (1: 50000) G-47-81-c (大理县). 1990. 255—261

差和消融区高差相近)来判断。要了解点苍山大理冰期时冰川存在的特点,只要与其北面仅相隔 150 km 的玉龙山相比即可看出。两者冰川物理性质同属海洋性冰川,且都山势险峻,冰雪积累的地形效应不好。但前者最高峰 5596 m,现代雪线 4800 m,白水一号冰川末端 4100 m,冰川正负作用差为 800 和 700 m,基本上 1.1:1。但是,因为玉龙山海拔高,冰川作用正差大,致使有条件形成以白水一号冰川为代表的规模较大的山谷冰川。而在海拔低、冰川作用正差远小于玉龙山的点苍山,冰川末端到冰斗的高差也应与冰斗到山峰的高差相近,即 300 m 左右,只能形成以冰斗冰川-悬冰川为代表的短小冰川群,冰川不可能延伸到山麓地带。

更有甚者,认为整个洱海以及鹤庆盆地都是冰蚀湖泊,则更是没有任何根据的臆断^[1]。因为地貌上没有任何冰川作用的根据,其海拔和规模也不符合冰川发育的条件。而且有丰富的地质工作证明,洱海盆地属构造成因^[8,9]。

4.3 大理冰期的冰进时段及规模

李吉均^[5]在研究季风亚洲末次冰期冰川特征时曾指出:末次冰期季风亚洲大理冰期的古冰川规模早期大于晚期,这与欧洲、北美不同。然而越来越多的年代资料表明,末次冰期晚期规模大于早期并不是季风亚洲所特有,而是一个全球广泛分布的现象^[10]。施雅风等^[11]通过对全球 23 个地点测年数据考察,提出了 MIS3b 冰期在中低纬度存在的可能性。本文的年龄结果表明,点苍山大理冰期冰进发生于 MIS3b 和 MIS2 两个阶段,且 MIS3b 阶段的冰进规模大于 MIS2 阶段的规模,与点苍山临近的拱王山也表现为类似的模式^[12]。这个冰进模式的特点,可能主要是地理位置特殊性所致。

目前的气候条件下,春秋季节西风带南支槽掠过孟加拉湾,会给槽后的横断山区南部地区带来一定的水汽,使该地区冬季降水占全年降水的很大一部分比重,对冰川发育起到了明显的积极作用。在全球降温的 MIS2 阶段,西南季风减弱,给横断山南部带来水汽减少;西风带南支常年不北撤,并且变得更为厚重^[13],南支槽的弯曲度因此而减弱,类似于现今冬季的情形,来自孟加拉湾的水汽减少,大部分时间气候干燥。这两个起主导作用的大气环流给该地区输送的水汽同时减少,虽然有了很大程度的降温,冰川发育仍受到抑制。与之相比,在 MIS3b 阶段,一方面夏季的

西南季风带来水汽较多;另一方面,西风带南支槽不像 MIS2 阶段那样厚重,春秋季节加长,可以给该地区带来相对较多的降水,加上一定幅度的降温,水热组合达到了很好的耦合,从而发育较大规模的冰川。

5 结论

(1) 对点苍山的冰川考察始于德国学者 Credner,而大理冰期的概念的最早提出者是奥地利学者 Wissmann,之后被中国学者逐渐接受。

(2) 点苍山冰川有迹可查的冰川地貌仅见于点苍山主体海拔 3600 m 以上,此外包括其北部罗坪山在内的较低山地并没有第四纪冰川发育。

(3) 第四纪以来,点苍山仅仅发育了末次冰期以来的冰川。有据可查的最早的冰进发生于 MIS3 阶段,之后末次冰期晚阶段、晚冰期以及全新世新冰期都有冰川发育,规模逐步减小,直至 1300 年前左右冰川彻底消失。

致谢 对点苍山的数次考察得到了云南省大理州城建局的大力支持和大理市苍山电视插播台的热情合作,历史文献的查询中得到了中山大学高全洲教授的重要帮助,在此一并致谢。

参 考 文 献

- 1 段诚中. 苍山气候. 见: 段诚中, 主编. 苍山植物科学考察. 昆明: 云南科技出版社, 1995. 14—38
- 2 Credner W. 民国十九年云南地理考察报告. 林超, 译. 国立中山大学地理学系报告集刊, 1931, 1(1): 1—35
- 3 Wissmann H V. The Pleistocene glaciation in China. Bull Geol Soc China, 1937, 17: 145—168
- 4 李四光. 冰期之庐山. 中央研究院地质研究所专刊, 1947, 乙种第 2 号: 28—33
- 5 李吉均. 季风亚洲末次冰期的古冰川遗迹. 第四纪研究, 1992, 4: 333—340
- 6 陈钦奎, 赵维城. 从航片上观察点苍山冰川地貌. 云南地理环境研究, 1997, 9(2): 66—73
- 7 万晔, 韩添丁, 段昌群, 等. 滇西名山点苍山地区地貌结构与特征研究. 冰川冻土, 2005, 27(2): 241—248
- 8 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 兰州地质研究所, 中国科学院南京地质古生物研究所. 云南断陷湖泊环境与沉积. 北京: 科学出版社, 1989. 5—7
- 9 陈富斌, 陈继良, 徐毅峰, 等. 玉龙雪山-苍山地区第四纪沉积与层状地貌的新构造分析. 地理学报, 1992, 47(5): 431—440
- 10 Gillespie A, Molnar P. Asynchronous maximum advances of mountain and continental glaciers. Rev Geophys, 1995, 33(3): 311—364[DOI]
- 11 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS3b(54—44ka B.P.)冷期与冰川前进. 冰川冻土, 2002, 24(1): 1—9
- 12 张威, 崔之久, 郭善莉. 滇东北高山末次冰期冰川与环境. 北京: 知识产权出版社, 2005. 86—92
- 13 COHMAP Members. Climate changes of the last 18000 years: observations and model simulations. Science, 1988, 241(26): 1043—1052[DOI]