

青藏高原东南部沙鲁里山南端第四纪冰川作用的 ^{10}Be 年代学研究*

王 建^{①**} G. Raisbeck^② 徐孝彬^① F. Yiou^② 白世彪^①

(① 南京师范大学地理科学学院, 南京 210097; ② 法国国家研究中心核谱质谱中心, 奥塞 91405)

摘要 通常认为青藏高原第四纪发生过 4 次冰期. 然而, 对于 4 次冰期的年代学研究显得相对比较薄弱. 位于青藏高原东南边缘的沙鲁里山, 是青藏高原地区第四纪冰川遗迹保存比较好的地区. 利用陆生宇生同位素 ^{10}Be 对该区的羊背石、冰碛垄和冰蚀面进行了暴露年代学的分析. 结果表明, 兔儿山的羊背石的暴露年代为 15 ka, 为末次冰期盛期冰川作用的结果, 对应于深海氧同位素 2 阶段; 老林口道班附近的冰蚀面的暴露年代为 130~160 ka, 为深海氧同位素 6 阶段冰川作用的产物; 库昭日最老一期的终碛垄可能形成于 421~766 kaBP, 相当于深海氧同位素 12~18 阶段. 根据深海氧同位素、极地冰芯以及黄土序列所反映出的 12, 14, 16 和 18 阶段的气候特征推断, 这道终碛垄很可能形成于 12 阶段或者 16 阶段. 更有可能形成于 16 阶段.

关键词 青藏高原 第四纪冰川 沙鲁里山 年代学 宇生同位素 ^{10}Be

青藏高原, 由于其特殊的地理位置和巨大的水平尺度和垂直高度, 对区域乃至世界气候带来了不可忽视的影响. 研究表明, 青藏高原的隆升, 对于北半球中纬度地区的干旱化^[1,2], 对于亚洲季风的形成与加强^[3,4], 对于北半球第四纪冰期的形成^[5], 甚至对于晚新生代世界气候的变冷^[6], 都起到了重要的作用. 对于高原第四纪冰期中冰川覆盖的面积与时代的研究, 是正确理解高原环境变化对于区域和世界气候变化影响的关键因素.

关于青藏高原的冰川作用的历史, 通常认为第四纪发生过四次冰期^[7-10]. 关于这四次冰期的时代, 过去曾经与欧洲及美国的冰期对比, 但其绝对年代却一直难以确定(除了末次冰期时代比较明确外). 后来, 通过与深海氧同位素曲线的对比, 认为高原的最后两次冰期的时代分别对应于深海氧同位素的 2~4 阶段和 6 阶段^[7]. 而倒数第三和第四次冰期的年代却难以确定, 但被认为可能分别对应于深海氧同位素的 12 和 16 阶段^[11]. 青藏高原的东南边缘地区, 是青藏高原地区第四纪冰川

收稿日期: 2005-09-20; 接受日期: 2006-04-04

* 国家重点基础研究发展规划项目(批准号: 2003CB415201)、国家自然科学基金项目(批准号: 40572097)和国家教育振兴计划教育部青年教师奖励基金(批准号: 2001BC12)资助

** E-mail: jwang169@vip.sina.com

遗迹保存比较好的地区。对这一地区第四纪冰川作用年代的研究，将为深入了解高原第四纪冰期序列以及深入理会高原的冰期环境起到重要的促进作用。

关于青藏高原东南边缘地区的第四纪冰川与冰期作用历史的研究，主要集中在大雪山(包括折多山、贡嘎山等)、沙鲁里山等山地。折多山的第四纪冰碛物至少有两期^[9]，沙鲁里山的第四纪冰碛物有 3 期，分别称之为竹庆冰期、绒坝岔冰期与稻城冰期^[9,12]。理塘-稻城地区位于沙鲁里山脉南端，在第四纪期间曾形成了一个冰帽^[7,9]。然而该区冰期的确切时代，除了末次冰期有部分碳-14 测年数据外，其他三次冰

期的绝对年代的证据还相对比较缺乏。为了弄清该区第四纪冰川发育的历史，该文尝试利用陆生宇生同位素 ¹⁰Be 对该区的冰碛垄、冰蚀面和冰川漂砾进行了暴露年代学的分析。

1 采样位置及其背景

根据《青藏高原第四纪冰川遗迹图》^[7]所确定的稻城古冰帽的位置和范围，我们采集了兔儿山附近的羊背石，冰帽西部老林口道班附近的冰蚀面与冰帽西南部边缘地带库昭日附近的终碛垄样品，共采集样品 9 个。采样地点见图 1 和表 1，采样部位见图 2。

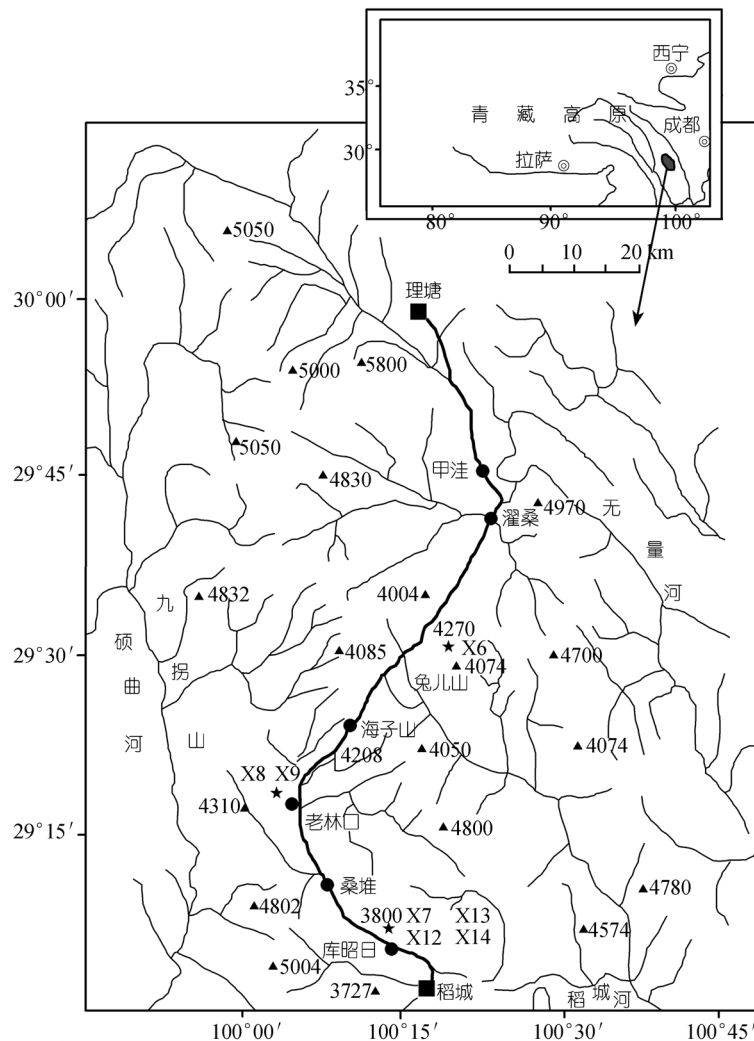


图 1 研究区以及样品位置示意图

表 1 样品情况一览表

序号	编号	地点	海拔/m	纬度	经度	样品岩性	地貌部位	埋深/cm(覆盖物)
1	X8	老林口	4310	N29°19.2'	E100°05.1'	花岗岩	冰蚀面	5(草皮)
2	X9	老林口	4310	N29°19.2'	E100°05.1'	花岗岩	冰蚀面	15(5 草皮+10 岩石)
3	X6	兔儿山	4300	N29°33.35'	E100°08.18'	花岗岩	羊背石	0
4	X14a	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	花岗岩	终碛垄上的大漂砾	40(冰碛物)
5	X14b	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	花岗岩	终碛垄上的大漂砾	40(冰碛物)
6	X14	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	花岗岩	终碛垄上的大漂砾	40(冰碛物)
7	X12	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	花岗岩	终碛垄上的大漂砾	40(冰碛物)+40(花岗岩)
8	X13	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	沙砾	终碛垄表层	40(冰碛物)
9	X7	库昭日	3890	N29°07.48'	E100°13.31'	沙砾	终碛垄底部	40 m(冰碛物)



图 2 采样点照片与样品所处部位

(a) 老林口冰蚀面及采样部位; (b) 老林口冰蚀面差异剥蚀; (c) 库昭日最老终碛垄; (d) 库昭日最老终碛垄顶部风化壳及采样点; (e) 库昭日最老终碛垄顶部砾石; (f) 库昭日最老终碛垄顶部砾石近景与采样点

2 宇生同位素测年

宇生同位素测年技术, 是20世纪80年代以来逐步成熟起来的新技术. 它的原理是当岩石出露地面, 便开始接受宇宙射线的照射. 岩石中的某些元素在宇宙射线粒子的撞击下, 就会生成一些新的元素, 称为陆生宇生同位素, 如 ^3He , ^{10}Be , ^{21}Ne , ^{26}Al 和 ^{36}Cl 等. 随着暴露时间的增长, 岩石表面积累的宇生同位素增多. 因此可以根据岩石中宇生同位素的浓度来计算岩石出露地表的时间, 即年代. 其中石英矿物中生成的宇生同位素 ^{10}Be , 在暴露年代的估算方面应用得比较广泛, 也相对比较成熟^[13].

以前, 冰期事件年代的求算一般采用冰碛物中的有机体的 ^{14}C 来估算. 由于可用于 ^{14}C 测年的样品难以寻找, 并且 ^{14}C 方法测年范围局限于几万年以来, 第四纪冰川作用历史的恢复受到很大的限制^[14]. 采用宇生同位素测年法, 能够通过测定冰川磨蚀面、冰碛砾石或冰碛物沉积面的年代, 来恢复第四纪冰川作用的历史^[14-21]. Dorn等采用宇生 ^{36}Cl 测年法, 计算出夏威夷 Mauna Kea地区Makanakan冰川的冰蚀面或冰川漂砾的裸露期为(13200±200) a, 从而推算出Makanakan冰川大约 15000 a BP全部融化了(Gosse and Phillips, 2001)^[22]. 另外, 沿着冰川流的方向, 测出裸露的冰川磨蚀面的裸露年代, 可进一步推算出冰川退却速率^[14]. Owen等通过对喜马拉雅山末次冰期冰碛物及冰蚀地貌面的宇生同位素测年发现, 该区的末次冰期最盛期(LGM)不是发生在深海氧同位素阶段 2, 而是发生在深海氧同位素阶段 3^[23]. 然而, 到目前为止, 青藏高原东南边缘地区沙鲁里山南端第四纪冰川作用的年代, 除王建等讨论了海子山的冰川漂砾的运动历史^[24]外, 还缺乏系统的宇生同位素测年的数据. 该文在这个方面进行了尝试.

2.1 实验

将采集到的岩石样品粉碎, 筛选出 0.25~1.0 mm 粒径的颗粒. 经过人工挑选与化学分离和纯化, 挑选出纯净石英(石英的纯化方法详见^[25]). 选取 20 g左右纯净石英, 添加 0.250 mg ^9Be 载体(Merck Art. 9922, 浓度 0.001 g/g, 相当于添加了 $6.02 \times 10^{23} \times 0.250 \times$

$10^{-6}/9$ 个 ^9Be 原子), 溶解入 40% 的纯HF酸中, 蒸干转换成HCl溶液. 每八个样品配备一个空白样, 其化学步骤与样品完全相同, 以估算实验过程中环境背景的可能影响. 然后通过离子交换将元素Be与其他元素分离, 加入 NH_4OH 使溶液PH达到 8 左右, 从而促使 $\text{Be}(\text{OH})_2$ 沉淀. 反复多次, 以便消除元素B的可能影响. 在 900℃ 高温的电炉中, 使 $\text{Be}(\text{OH})_2$ 氧化形成 BeO . 制靶送加速器测试(制靶与测试方法参见Yiou等^[26]). 该文样品制样与加速器测试, 是在法国国家研究中心核谱与质谱研究中心进行的. 空白样的测试结果表明, 实验与测试的平均本底误差为 0.629%~0.874%. 对比样品的测试结果表明, 实验测试结果的重合度在 94.7%~100%之间.

2.2 计算

取花岗岩的密度为 2.7 g/cm³, 冰碛物的密度为 1.8 g/cm³(根据松散堆积物的一般密度以及我们对该处冰碛物密度量测的平均值而确定). 岩石中的 ^{10}Be 衰减特征长度为 $L = 160 \text{ g/cm}^2$ ^[27]. 根据Dunai(2000)的计算方法^[28], 计算出该区宇生同位素生成速率在大气中的衰减路径长度La为 144 g/cm². 由于采样点地处北纬 30°附近, 根据Dunai和Lal的计算方法^[28,29], 可以计算出各个采样点岩石表面石英中的 ^{10}Be 生成速率, 如果根据Stone对气压影响进行校正, 可以得到校正后的生成速率^[30]. ^{10}Be 的衰变系数 $\lambda = 4.62 \times 10^{-7} \text{ a}^{-1}$. 对于部分样品顶面不完全水平的样品, 根据Dunne等的校正系数^[31], 对宇生同位素生成速率进行了校正. 对于埋藏在一定深度的样品, 也进行了生成速率的校正.

Lal研究认为, 地面隆升对岩石中宇生同位素浓度的影响与地面侵蚀的影响相似, 并且岩石中宇生同位素浓度(C_t)与地面侵蚀速率(E)之间存在如下关系^[28]:

$$C_t = C_0 e^{-\lambda t} + \frac{P}{\lambda + E/L} (1 - e^{-(\lambda + E/L)t}), \quad (1)$$

因此可以推出

$$C_t = \frac{P}{E/L + \lambda + U/La} \times (1 - e^{[-(E/L + \lambda + U/La)t]}) + C_0 \times e^{-\lambda t}, \quad (2)$$

我们可以利用(2)式来计算地面的暴露年代 t .

其中 P 为样品所在地表陆面岩石中 ^{10}Be 的生成速率, 可以根据样品所在高度与纬度计算而得到; λ 为宇生同位素的衰变系数, ^{10}Be 衰变系数为 $4.62 \times 10^{-7} \text{ a}^{-1}$; L 为宇生同位素生成速率在岩石中的衰减路径长度, La 为该区宇生同位素生成速率在大气中的衰减路径长度, C_0 为地面暴露前岩石石英中所携带的 ^{10}Be 浓度, U 为地面隆升速率. 对于冰蚀磨光面来说, 由于原来地面岩石受到刨蚀或者掘蚀, C_0 可以认为为零. 对于冰碛物中残留的 ^{10}Be 浓度 C_0 可以通过测定埋藏一定深度以下的冰碛物 ^{10}Be 浓度来确定.

2.3 最小暴露时间

当地面高度保持不变时, 地面岩石中生成的宇生同位素的浓度是暴露时间与侵蚀速率的函数. 在没有给出一定限定之前, 我们可以假设地面岩石中生成的宇生同位素处于稳定状态, 这样就可以估算地面的最小暴露时间. 计算公式如下^[29]:

$$T = -\ln(1 - C \times \lambda / P) / \lambda,$$

其中, T 为最小暴露时间, P 为宇生同位素生成速率, C 为暴露期间积累的宇生同位素浓度, λ 为宇生同位素的衰变常数. 由此可以计算出样品所代表的地面的最小暴露时间.

3 结果与讨论

3.1 冰蚀面的暴露年代与侵蚀速率研究

在通常情况下, 由于侵蚀速率与暴露年代都是未知数, 很难同时准确估算出侵蚀速率与暴露年代. 但是, 如果能够通过其他办法估算出地面的侵蚀速率, 那么暴露年代将会比较容易地估算出来. 高原东南部的稻城-理塘之间的老林口道班附近, 发现一个冰蚀面, 上面有一块巨大的冰漂砾(图 2(a)). 为了估算本区花岗岩岩石表面的侵蚀速率, 对该区基岩冰

蚀面进行了观察, 并且对于冰川漂砾底下及其周围冰蚀磨光面的差异侵蚀量进行了量测(图 2(b)). 冰川漂砾覆盖的冰蚀面, 由于受到冰川漂砾的保护, 保存较好, 擦痕依稀可见, 表明侵蚀量微弱, 可以忽略不记. 而冰川漂砾周围没有受到漂砾掩护的基岩冰蚀面, 显然受到明显的剥蚀. 量测冰川漂砾底下及其周围的基岩冰蚀磨光面的高度差, 可知冰蚀面形成以后, 剥蚀总量在 6~10 cm 之间, 平均为 9 cm. 对该冰蚀磨光面的 ^{10}Be 暴露年代的估算表明, 该冰蚀磨光面形成于 113.8~163.2 ka BP 之间(表 2), 相当于深海氧同位素 6 期. 根据深海氧同位素 6 期结束的平均时间 130 ka BP, 可以计算出该冰蚀磨光面平均的剥蚀速率 E 为 $6.923 \times 10^{-5} \text{ cm/a}$ 即 $1.869 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$.

3.2 库昭日冰川终碛垄的年代估算

按照 Dunai 和 Lal 的计算方法^[28,29], 北纬 30 度海拔 3890 m 处地面石英中 ^{10}Be 生成速率分别为 60 和 62.3 atoms/g·a⁻¹. 如果以 62.3 atoms/g·a⁻¹ 为准, 考虑到气压差异的影响的校正^[30], 则该处地面石英的 ^{10}Be 生成速率为 52.66 atoms/g·a⁻¹. 如果取冰碛物的密度 1.8 g/cm³(前述), 宇生同位素 Be^{10} 生成速率在岩石中的衰减路径长度为 160 g/cm², 那么 40 cm 深度的石英中 Be^{10} 生成速率应该为 33.58 atoms/g·a⁻¹. 将终碛垄表层(X13)与底部(X7)样品结合起来, 可以消除堆积物在风化与搬运过程中的 ^{10}Be 积累的影响, 从而获得终碛垄形成的年代.

通常可以利用(2)式来计算终碛垄的暴露年代. 只要把 C_i 改为 ΔC 即可. 其中, λ 为 $4.62 \times 10^{-7} \text{ a}^{-1}$; L 与 La 分别为 $L = 160$ 和 $La = 144 \text{ g/cm}^2$; ΔC 为终碛垄顶面与内部样品的宇生同位素浓度差; E 为顶面侵蚀或者剥蚀速率; U 为地面隆升速率. 可以分几种不同情况, 计算探讨终碛垄顶面暴露的时间(表 3).

假设 $E = 0$, $U = 0$, 可以求得最小暴露时间. 最

表 2 老林口道班冰川磨光面的暴露年代

编号	埋深/cm	当地实际深度 ^{10}Be 生成速率/原子($\text{g} \cdot \text{a}^{-1}$)	实测样品石英中的浓度(10^5 原子/g)	^{10}Be 最小暴露年代 /ka	暴露年代/ka (假设地面高度无变化, 侵蚀速率 0.069 cm/ka)	暴露年代/ka (假设地面隆升速率为 1.5 km/Ma, 地面侵蚀速率为 0.069 cm/ka)
X8	5	60.47	68.66	116.6	125.3	135.0
X9	15	51.25	67.87	136.6	148.9	163.0

表 3 在不同地面侵蚀速率和地面隆升速率的情况下
库昭日终碛垄顶部暴露时间的估算值

地面侵蚀速率 $/\text{g} \cdot (\text{cm}^2 \cdot \text{a})^{-1}$	地面隆升速率 $/\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$	终碛垄顶部暴露时间/ka
0	0	298.3
1.869×10^{-4}	0	371.5
2.6522×10^{-4}	0	421.4
3.4355×10^{-4}	0	497.6
1.869×10^{-4}	1.0	448.8
2.6522×10^{-4}	1.0	544.8
3.4355×10^{-4}	1.0	766.6
1.869×10^{-4}	1.5	510.7
2.6522×10^{-4}	1.5	673.0
3.4355×10^{-4}	1.5	∞

小暴露时间为 298.3 ka. 也就是说, 库昭日终碛垄形成的时间早于末次冰期, 早于深海氧同位素 6 阶段, 也早于深海氧同位素 8 阶段, 可能形成于深海氧同位素 10, 12 阶段或者更早.

实际上青藏高原的地面侵蚀(剥蚀)速率不可能为零. 对发育于深海氧同位素 6 阶段的倒数第二次冰期的冰蚀磨光面的测量与测试表明, 水平花岗岩地面的长期平均侵蚀(剥蚀)速率为 0.069 cm/ka (即 $1.869 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$). 终碛垄的侵蚀速率, 只会大于而不会小于这个数值. 假设地面没有隆升, 宇生同位素 ^{10}Be 在地表处于稳定状态, 那么可以得到一个地面的最大侵蚀速率, $5.002 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$, 比花岗岩地面的平均侵蚀速率大得多. 如果取两者的平均值 $3.4355 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 为终碛垄的长期平均侵蚀速率, 则在地面隆升速率分别为 0 和 1.0 km/Ma 时, 估算出的终碛垄顶部暴露时间分别为 497.6 和 766.6 ka. 假如取侵蚀速率为 $2.65 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ ($1.869 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 与 $3.44 \times 10^{-4} \text{ g/cm}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ 的平均值), 则在地面隆升速率分别为 0, 1.0 和 1.5 km/Ma 时, 估算出的终碛垄顶部暴露时间分别为 421.4, 544.8 和 673.0 ka(表 3). 也就是说, 库昭日终碛垄可能形成于深海氧同位素 12 阶段或者 14~18 阶段. 根据深海氧同位素、极地冰芯以及黄土序列所反映出的 12, 14, 16 和 18 阶段的气候特征推断, 这道终碛垄很可能形成于 12 阶段或者 16 阶段. 周尚哲等对这道终碛垄底部 ESR 测年结果为 571.2 ka ^[32], 使我们更相信这道终碛垄可能形成于 16 阶段.

终碛垄上大漂砾的暴露年代(X12, X14, X14a,

X14b) 只有 100.5~146.5 ka, 显然比前面估算的终碛垄的暴露年代偏年轻. 这是由于大砾石前期被埋藏, 后期才暴露的结果. 现场的观察结果也证实了我们的判断: 在终碛垄顶部残存的红色风化壳达 40~60 cm, 而在大漂砾上只有少量残留. 与 Hallet 和 Putkonen 得出的“由于冰碛垄受侵蚀, 原来埋藏在内部的砾石出露于冰碛垄表面, 从而出现年轻的砾石位于年老的冰碛垄之上的现象”的研究结论^[21]是一致的.

3.3 兔儿山羊背石的的宇生同位素年代估算

羊背石的的宇生同位素年代估算方法, 与冰蚀磨光面的暴露年代的估算方法相同. 结果表明, 兔儿山羊背石的最小暴露年代为 14.9 ka, 假如考虑地面侵蚀和地面隆升的影响, 其暴露年代为 15.1~15.2 ka. 表明兔儿山羊背石形成于末次冰期最盛期, 即对应于深海氧同位素 2 阶段.

4 结论

通过对沙鲁里山南端羊背石、冰蚀磨光面和终碛垄陆生宇生同位素 ^{10}Be 的测试与暴露年代学的研究表明, 该区至少存在 3 个时期的冰川作用遗迹. 兔儿山的羊背石的暴露年代为 15 ka, 表明为末次冰期盛期冰川作用的结果, 对应于深海氧同位素 2 阶段; 老林口道班附近的冰蚀磨光面的暴露年代为 130~160 ka, 为深海氧同位素 6 阶段冰川作用的产物, 并且此后没有再次被覆盖; 库昭日附近最老一期的终碛垄的最小暴露年代(不考虑地面侵蚀与地面隆升)为 298.3 ka, 如果考虑地面侵蚀和地面隆升的影响, 其形成年代为 371~766 ka, 最有可能的年代区间为 421~766 ka. 也就是说, 库昭日最老的一期终碛垄可能形成于 421~766 kaBP, 相当于深海氧同位素 12~18 阶段. 很可能对应于 12 阶段或者 16 阶段, 最有可能对应于 16 阶段.

参 考 文 献

- 1 Broccoli A J, Manabe S. The effects of orography on midlatitude Northern Hemisphere dry climate. *J Clim*, 1992, 5: 1181—1201 [DOI]
- 2 Wang J, Wang Y J, Liu Z C, et al. Cenozoic environmental evolution of the Qaidam Basin and its implications for the uplift of the Tibetan Plateau and the drying of the central Asia. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1999, 152: 37—47

- 3 Prell W L, Kutzbach J E. Sensitivity of the Indian Monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature*, 1992, 36: 647–652[DOI]
- 4 Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau. *J Geol*, 1993, 101: 177–190
- 5 Kuhle M. Reconstruction of the 2.4 Million km² Late Pleistocene ice sheet on the Tibetan Plateau and its impact on the global climate. *Quat Int*, 1998, 45/46: 71–108[DOI]
- 6 Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. *J Geophys Res*, 1989, 94(D15): 18409–18427
- 7 李炳元, 李吉均. 青藏高原第四纪冰川遗迹分布图. 北京: 科学出版社, 1991
- 8 Zheng B X, Rutter N. On the problem of Quaternary glaciations, and the extent and patterns of Pleistocene ice cover in the Qinghai–Xizang (Tibetan) Plateau. *Quat Int*, 1998, 45/46: 109–122
- 9 周尚哲, 李吉均. 冰期之青藏高原新研究. *地质学前沿*, 2001, 8(1): 67–75
- 10 施雅凤. 中国第四纪冰期划分改进建议. *冰川冻土*, 2002, 24(6): 687–691
- 11 周尚哲, 李吉均, 李世杰. 青藏高原第四纪冰川再认识. 见: 中国第四纪冰川与环境研究中心主编. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1991. 67–74
- 12 李吉均, 冯兆东, 周尚哲. 横断山冰川. 北京: 科学出版社, 1996. 172
- 13 王建, 徐晓彬. 地面测年新技术——宇生同位素测年. *地球科学进展*, 2000, 15(2): 237–240
- 14 Briner J, Swanson T W. Using inherited cosmogenic ³⁶Cl to constrain glacial erosion rate of the cordilleran ice sheet. *Geology*, 1998, 26(1): 3–6[DOI]
- 15 Brook E J, Nesje A, Lehman S J, et al. Cosmogenic nuclide exposure ages along a vertical transect in western Norway: Implications for the height of the Fennoscandian ice sheet. *Geology*, 1996, 24(3): 207–210[DOI]
- 16 Steig E J, Wolfe A P, Miller G H. Wisconsinan refugia and the glacial history of eastern Baffin Island, Arctic Canada: coupled evidence from cosmogenic isotopes and lake sediments. *Geology*, 1998, 26(9): 835–838[DOI]
- 17 Schafer J M, Ivy–Ochs S, Weiler R, et al. Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on earth: surface exposure ages of the Dry Valleys, Antarctic. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 167: 215–226[DOI]
- 18 Bruno L A, Baur H, Graf T, et al. Dating of Sirius Group tillites in the Antarctic Dry Valleys with cosmogenic ³He and ²¹Ne. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 147: 37–54[DOI]
- 19 Nishiizumi K, Kohl C P, Arnold J R, et al. Cosmic ray produced ¹⁰Be and ²⁶Al in Antarctic rocks: exposure and erosion history. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 440–454[DOI]
- 20 Bierman P R, Marsella K A, Patterson C, et al. Mid–Pleistocene cosmogenic minimum–age limits for pre–Wisconsinan glacial surfaces in southwestern Minnesota and southern Baffin Island: a multiple nuclide approach. *Geomorphol*, 1999, 27: 25–39[DOI]
- 21 Hallet B, Putkonen J. Surface dating of dynamic landforms: Young Boulders on aging moraines. *Science*, 1994, 265: 937–940
- 22 Gosse J C, Phillips F M. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quat Sci Rev*, 2001, 20: 1475–1560[DOI]
- 23 Owen A L, Finkel C R, Caffee W M. A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the Global Last Glacial Maximum. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 147–157[DOI]
- 24 王建, You F, Raisbeck G, 等. 利用陆面岩石中生成的宇生同位素重建冰川漂砾运动历史的尝试. *地质学报*, 2003, 77(3): 407–413
- 25 徐孝彬, 王建, 陈世涛. 陆面岩石中形成的同位素 ¹⁰Be 与 Al-26 的实验室提取方法. *南京师大学报*, 2003, 26(1): 111–115
- 26 You F, Raisbeck G M, Bourles D, et al. Measurement of ¹⁰Be and ²⁶Al with a Tandem accelerator mass spectrometer facility. *Radiocarbon*, 1986, 2A: 198–203
- 27 Brown E T, Edmond J M, Raisbeck G M, et al. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55: 2269–2283[DOI]
- 28 Dunai T J. Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 176: 157–169[DOI]
- 29 Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surface: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth Planet Sci Lett*, 1991, 104: 424–439[DOI]
- 30 Stone J O. Air pressure and cosmogenic isotope production. *J Geophys Res*, 2000, 105, B10: 23753–23759[DOI]
- 31 Dunne J, Elmore D, Muzikar P. Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, 1999, 27: 3–11[DOI]
- 32 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[摘要]