## 暴露时间对利用原地生宇生核素估算至大侵蚀 速率的影响

张志刚<sup>1)</sup>,王建<sup>1,2)</sup>,徐孝彬<sup>3)</sup>,赵志军<sup>1)</sup>,白世彪<sup>1,2)</sup>

1) 南京师范大学地理科学学院,南京,210023;

2) 南京师范大学虚拟地理环境教育部重点实验室,南京,210023;3) 江苏教育学院,南京,210024

**内容提要**:为了探讨不同暴露时间对利用原地生宇生核素估算地表基岩至大侵蚀速率(maximum erosion rates, 指假设样品达到侵蚀平衡状态下的侵蚀速率)的差异,本文选择青藏高原东南部稻城古冰帽区至少暴露年代 (minimum exposure ages,指利用宇生核素暴露测年法所估算的在不考虑侵蚀速率影响时的暴露年代)为500 ka、100 ka、10 ka 的样品进行估算,并对前人的研究结果进行统计。研究表明:①研究区地表基岩在500 ka 尺度、100 ka 尺 度和10 ka 尺度的至大侵蚀速率分别约为1 mm/ka、5 mm/ka 和40 mm/ka,该结果与前人研究结果相一致。② 文献 统计显示百万年尺度和万年尺度地表岩石侵蚀速率可相差100 倍。因此,基于原地生宇生核素所估算的侵蚀速率是 在某个暴露时间(假设该暴露时间已达到侵蚀平衡状态)内的至大侵蚀速率,而不同的暴露时间尺度所估算的结果 相差较大,因此在进行区域至大侵蚀速率对比时一定要注意样品的至少暴露年代尺度是否一致。本研究可为青藏 高原地区地表侵蚀速率的研究提供参考。

关键词:青藏高原;稻城古冰帽;原地生宇生核素;至大侵蚀速率;至少暴露年代

青藏高原是人类了解自然和认识自然的窗口, 是认识地理奥秘的一把金钥匙(刘东生, 1996),其 形成演化对自身、周边区域以至全球的自然环境和 人类活动都有重大影响(李炳元, 2002),青藏高原 的地质地貌演变过程已成为全球普遍关注的问题 (许刘兵等, 2009)。为了更好地了解地貌演化和地 表剥蚀,不仅要了解相关的自然演化过程,还要了解 其地貌形成的年代以及形成速率(Bierman, 1994), 从而实现从定性研究到定量研究的转化。20世纪 80 年代以来,随着加速质谱 (accelerator mass spectrometeres——AMS)的发展,微量原地生宇生核 素的测定成为可能(Raisbeck et al., 1983; Elmore et al., 1987),当Lal(1991)建立起核素浓度与暴露 时间和侵蚀速率的关系模型后,利用原地生宇生核 素(主要是<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al)浓度估算地表基岩至大侵蚀 速率(maximum erosion rates)在南极(Nishiizumi et al., 1991; Brown et al., 1992; Matsuoka et al., 2006)、澳大利亚(Bierman et al., 1995; Heimsath et al., 2001; Bierman et al., 2002)、南美洲(Smith et al., 2005)、美国(Albrecht et al., 1993; Small et al., 1997)、欧洲(Schaller et al., 2001; Li Yingkui et al., 2005; Reinhardt et al., 2007)、青藏高原(Lal et al., 2003; Kong Ping et al., 2007; 许刘兵等, 2009)等地区得到广泛应用。然而在上述研究结果 中,不同地区的研究结果相差较大,至大侵蚀速率最 低值出现在南极地区 (Nishiizumi et al., 1991; Brown et al., 1992; Matsuoka et al., 2006)和澳大 利亚地区(Bierman et al., 1995),为0.1~1 mm/ ka,至大侵蚀速率较高值出现在青藏高原地区(Lal et al., 2003; Kong Ping et al., 2007; 许刘兵等, 2009)和欧洲地区(Schaller et al., 2001; Li Yingkui et al., 2005; Reinhardt et al., 2007), 青藏高原地区 至大侵蚀速率最高可达到 60 mm/ka(许刘兵等, 2009),欧洲地区至大侵蚀速率可达到 50 mm/ka。 为什么采用同样的方法(宇生核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al估算) 测定同样的地貌体(基岩,尽管岩性有些差异),其

注:本文为南京师范大学全国优秀博士论文培育项目(编号 2012BS0005)、国家自然科学基金资助项目(编号 40572097)、江苏省高校优势 学科建设工程资助项目(PAPD)、江苏省普通高校研究生科研创新计划资助项目(编号 CX09B-298Z)的成果。

收稿日期:2012-06-08;改回日期:2013-04-21。责任编辑:章雨旭。

作者简介:张志刚,男,1984 年生。南京师范大学地理科学学院博士研究生。主要从事第四纪冰川和地貌演化研究, Email: zhangzhigang840620@126.com。通讯作者:王建,教授,主要从事自然地理学、地貌学和第四纪地质学等方面的研究, Email: jwang169@ vip. sina.com。

研究结果会有大约100倍的差别?对于这种差异的 原因不同学者所持的观点不一致:有的学者认为南 极和澳大利亚地区处于一个干旱区域,降水以及环 境差异是导致侵蚀速率不同的因素(Bierman et al., 2002; 许刘兵等, 2009);有的学者认为是气候和岩 性差异会导致侵蚀速率的差异(Small et al., 1997);也有学者认为岩性和降水对地表侵蚀速率 影响不大(Bierman, 1994; Kong Ping et al., 2007; Binnie et al., 2010), 侵蚀速率相对较大则主要是受 到构造活动的影响(Riebe et al., 2001; Kong Ping et al., 2007; Binnie et al., 2010);还有学者认为气 候和构造共同影响着侵蚀速率的变化(Kong Ping et al., 2007)。然而, 笔者在文献查阅时发现地貌体 (主要针对基岩)所对应的暴露时间尺度对地表基 岩至大侵蚀速率的估算有很大的影响且具有一定的 规律性,该解释如果能够在一个合适的区域得到验 证就可以为上述争论提供一个新的观点。

位于青藏高原东南部的稻城古冰帽区保存了大 量完整的冰川作用遗迹,是进行第四纪冰川活动以 及地貌演化研究的理想地点。许多学者在此做过工 作:罗来兴等(1963)首次对该区进行地貌考察,随 后,姚檀栋等(1983)、李吉均等(1986)对稻城冰帽 的基本特征和发育模式进行了详细的调查研究,郑 本兴等(1995)对稻城古冰帽南缘的稻城河支流尼 雅隆雄曲和央英错沟的古冰川进行岩矿分析和<sup>14</sup>C 年代测定,开始了该地区冰川绝对年代的研究,赵志 中等(2000)首次对理塘海子山口的第四纪冰碛物 进行宇生核素(<sup>10</sup>Be、<sup>26</sup>Al和<sup>21</sup>Ne)暴露年代测定,王 建等(2003,2006)对该区最老冰碛垄以及漂砾进行 了宇生核素<sup>10</sup>Be年代学测定以及漂砾翻滚历史的研 究,许刘兵等(2004)、Xu Liubing 等(2009)建立了该 区6次大规模冰川前进的年代序列,周尚哲等 (2004)、Zhou Shangzhe 等(2006)对该区的地貌发育 和环境演变进行了系统的论述,笔者等(张志刚等, 2012a, 2012b)也曾对稻城古冰帽库照日系列冰碛 垄进行宇生核素<sup>10</sup>Be年代学测定和冰碛物光释光测 年的尝试研究。尽管许多学者对该区做了大量工 作,但是对稻城古冰帽区地表基岩的侵蚀速率研究 相对薄弱,仅有少数学者通过冰蚀面地形特征与地 貌年代来估算基岩的侵蚀速率(徐孝彬等,2004; 王建等,2006)。

基于该区存在大量不同时代的冰蚀面,适合进 行侵蚀速率研究且该区对地表基岩侵蚀速率的研究 相对较少;再者关于不同区域利用宇生核素估算地 表基岩至大侵蚀速率相差较大的原因存在不同的意见。本文在该区选择不同暴露时间尺度(500 ka, 100 ka 以及 10 ka 尺度)的花岗岩基岩样品,利用宇 生核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al浓度进行地表基岩至大侵蚀速率 估算,这可在气候、岩性以及构造活动的差异对侵蚀 速率影响相对较弱的情况下探讨地貌体暴露尺度对 估算结果的影响。

## 1 区域背景及样品采集

#### 1.1 研究区地貌和地质概况

稻城古冰帽(图1)位于四川西部理塘与稻城之 间的海子山山顶夷平面上(99°48′~100°30′E,29° 02'~30°08'N),长约135 km,面积达3000 km<sup>2</sup>,属 于沙鲁里山高原面的一部分。北临毛垭坝盆地和理 塘盆地,东接甲洼盆地和无量河断裂带,西界希曲和 稻城河谷。该高山夷平面北高南低,北段帽合山海 拔在4850~5150 m 左右, 主体海拔在4600~4800 m,残留在夷平面的个别高山海拔超过5000 m,如九 拐山和稻城河北山最高峰达到 5130 m。虽然目前 稻城海子山已无现代冰川,但在第四纪期间,这里曾 多次形成古冰帽并留下古冰帽特殊的侵蚀堆积地貌 遗迹,如:古冰斗、冰蚀槽谷、冰蚀盆地、羊背石、冰蚀 丘陵、底碛、鼓丘、终碛与侧碛等。稻城海子山地区 主要出露的是印支期的花岗岩,而周围和中南部的 尼增曲西岸分布有三叠纪的粉砂岩和黑色页岩,在 尼增曲下游还分布有古近纪的红色碎屑岩系(郑本 兴等, 1995; 许刘兵等, 2004)。

#### 1.2 样品采集

本文共对稻城古冰帽3个地区(雄古、桑堆北 部、海子山山顶)的5个样品(图1)进行宇生核素浓 度测定。雄古位于稻城古冰帽南部边缘,附近保存 着一套完整的冰碛垄,冰碛垄外侧的冰碛平台其上 分布着一些羊背石以及冰川漂砾。样品 k14 就采自 最外侧冰碛台地上的羊背石顶面,在冰碛平台外侧 还零散分布着一些冰川作用的漂砾,样品 k15 则采 自这些零散分布的冰碛漂砾顶部,该漂砾位于稻城 河左岸(沿河流方向)。桑堆位于古冰帽的西南部, 桑堆北面也保存着冰川作用遗留下来的一些冰蚀 面,样品 s19 就采自桑堆北部基岩冰蚀面顶部。在 古冰帽的中部地区—海子山山顶夷平面上散布着冰 川作用后的大量漂砾、冰蚀面以及羊背石,样品 s3 采自海子山山顶基岩磨光面顶部,样品 s16 采自海 子山山顶羊背石顶部。这三个地区的基岩以及漂砾 岩性多为花岗岩。具体采样情况见表1。



图 1 稻城古冰帽研究区位置以及宇生核素 <sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al采样点位置图



## 2 研究方法和过程

#### 2.1 原地生宇生核素估算至大侵蚀速率原理简介

出露于地表或地表一定深度的岩石会受到宇宙 射线的轰击,岩石中的某些元素与宇宙射线粒子以 一定的方式发生核反应就会生成新的核素,称为原 地生宇生核素(相对大气中生成的宇生核素),主要 有<sup>3</sup>He、<sup>10</sup>Be、<sup>14</sup>C、<sup>21</sup>Ne、<sup>26</sup>Al和<sup>36</sup>Cl等。而原地生宇生 核素浓度是岩石暴露时间与侵蚀速率的函数。因 此,在相关假设条件下可以求得地表的至少暴露年 代(minimum exposure ages)和至大侵蚀速率 (maximum erosion rates)。其主要计算过程如下 (Lal, 1991):

$$N(x,t) = N(x,0)e^{-\lambda t} + \frac{p(0)}{\lambda + \mu\varepsilon}e^{-\mu x}[1 - e^{-\zeta_{\lambda} + \mu\varepsilon}x]$$
(1)

式中:N(x,t)指经过t时间后在x 深度处样品的宇 生核素浓度(atoms/g<sup>•</sup>);N(x,0)为暴露前深度x处 样品的残留宇生核素浓度(atoms/g); $\lambda = (\ln 2)/T$ (T为半衰期)为放射性宇宙核素的衰变系数(1/Ma);t为暴露时间(a);p(0)为地表宇宙核素的产 生率[atoms/(g·a)]; $\mu = \rho/\Lambda$ 为目标的吸收系数 (cm<sup>-1</sup>); $\rho$ 为目标岩石的平均密度(g/cm<sup>3</sup>), $\Lambda$ 为目 标岩石中原子核相互作用粒子的衰减路径长度 (160 g/cm<sup>2</sup>)(Brown et al, 1991); $\varepsilon$ 为侵蚀速率 (cm/a)。

通常在计算过程中假设地表岩石初始宇生核素的浓度为0,且宇宙射线通量为常数,地表宇生核素的产生速率为常数,因此,公式(1)可以简化为:

$$\mathbf{V} = \frac{p}{\lambda + \mu\varepsilon} [1 - \mathrm{e}^{-\zeta_{\lambda + \mu\varepsilon} \chi}]$$
(2)

当假设地表没有受到侵蚀,即侵蚀速率为0,此 时可以计算出的暴露年代为至少暴露年代:

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \left[ 1 - \frac{N \cdot \lambda}{p} \right]$$
(3)

假设地表岩石已达到"稳定侵蚀"状态,即  $t > > 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$ ,岩石侵蚀与宇生核素的生成已经达到平衡,此时可由(2)推算出侵蚀速率,该侵蚀速率为至大侵蚀速率。计算公式为:

$$\varepsilon = \frac{1}{\mu} \left( \frac{p}{N} - \lambda \right) \tag{4}$$

此外,在估算地表至大侵蚀速率时还应该假设 地表岩石暴露于宇宙射线后(一般在计算中都认为 残留核素浓度为0),再没有经过埋藏的过程,但是 在地貌考察过程中往往很难确定是否具有复杂暴露 历史,目前通常利用<sup>10</sup>Be/<sup>26</sup>Al比值与<sup>10</sup>Be浓度的对 数值建立关系曲线图来检验。

#### 2.2 实验过程

将采集到的岩石样品粉碎,筛选出 0.5~ 0.9mm 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(Brown et al., 1991)。选取 一定量的纯净石英,用 40% 的氢氟酸(HF)溶解掉 30% 左右的石英,目的是去除石英外层,以消除大气 成因<sup>10</sup>Be的影响(Nishiizumi et al., 1991)。石英去 表皮后添加一定量(约 0.25~0.5 mg)的<sup>9</sup>Be 载体, 溶解入 40% 的纯 HF 酸中,蒸干后再用 HCl 溶解。 至少7个左右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 和元素 Al 分离 出来,随后在含有 Be 元素的溶液和含有 Al 元素的 溶液中分别加入 NH<sub>4</sub>OH 使溶液 pH 值达到 8 左右, 从而促使 Be(OH)<sub>2</sub>和 Al(OH)<sub>3</sub>沉淀,反复多次。最 后,在 1000℃ 高温的电炉中,使 Be(OH)<sub>2</sub>和 Al (OH)<sub>3</sub>氧化形成 BeO 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(徐孝彬等, 2003)。 该文样品 k14 和 k15 的制靶与加速器测试在澳大利 亚 ANSTO 完成,其余样品的制靶和加速器测试在美 国普渡大学完成。测试结果如表 2 所示。

#### 2.3 至少暴露年代和至大侵蚀速率的计算

至少暴露年代是根据公式(3)计算的,至大侵 蚀速率是根据公式(4)进行估算。计算过程中取花 岗岩的密度为2.7 g/cm<sup>3</sup>,岩石中的衰减路径长度为 160 g/cm<sup>2</sup>(Brown et al., 1991),<sup>10</sup>Be的半衰期为 1.387 ±0.012 Ma(Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010), <sup>26</sup>Al 的 半 衰 期 为 0.705 Ma (Nishiizumi, 2002)。对于宇生核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al的生 成速率 是 利 用 Balco 等(2008)的网络模型 CRONUS-Earth(http://hess.ess.washington.edu)中 Lal(1991)和 Stone(2000)生成速率为常数的计算模型计算而得。基于本文是对其至少暴露年代和至大侵蚀速率进行估算,因此没有考虑磁场对宇生核素产生速率的影响,计算结果见表2。

#### 3 结果和讨论

#### 3.1 侵蚀平衡状态与至大侵蚀速率的关系

从公式(1)可知宇生核素浓度越大,表明暴露 时间越长。

公式(4)中, $\mu$ ,p, $\lambda$ 均为常数,至大侵蚀速率  $\varepsilon$ 与宇生核素浓度 N的关系可简化为:

 $\varepsilon = C_1 / N + C_2$   $= C_1 / N + C_3 = C_1 / N$ 

可知,宇生核素浓度 N 越大(暴露时间越长), 至大侵蚀速率  $\varepsilon$  值就越小,反之则越大。因此,从理 论上来说暴露时间对至大侵蚀速率的计算有影响。 从公式(2)可知:当暴露时间较短时,暴露时间 t 不 满足  $t > > 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$ ,样品尚未达到侵蚀平衡状 态,故至大侵蚀速率中包含了较多的虚置成分;而当 暴露时间足够长时,则至大侵蚀速率更接近真实的 侵蚀速率,即更满足  $t > > 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$ 。因此,估算 至大侵蚀速率有两个基本假设条件:(1)表面宇生 核素的生成速率不随时间变化;(2)样品有足够长

表1川西稻城古冰帽区原地生宇生核素测年样品一览表

Table 1 Details of the samples for in-si	u cosmogenic nuclides	dating from paleo-l	Daocheng ice cap in v	western Sichuan
--	-----------------------	---------------------	-----------------------	-----------------

编号	地点	海拔(m)	纬度	经度	样品性质	地貌部位	埋深(cm)
s3	海子山	4510	29°22′26. 2″N	100°08′13. 4″E	花岗岩	冰蚀磨光面顶部	0
s16	海子山	4510	29°22′26. 2″N	100°08′13.4″E	花岗岩	基岩	0
s19	桑堆北	4310	29°19′12″N	100°05′6″E	花岗岩	羊背石顶面	0
K14	雄古	3880	29°08′10. 37″N	100°11′25.82″E	花岗岩	羊背石上的砾石	0
K15	雄古	3872	29°07′54. 18″N	100°11′6. 85″E	花岗岩	漂砾顶面	0

#### 表 2 川西稻城古冰帽区原地生宇生核素样品<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al测试和分析结果

# Table 2 Results of <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al for samples from paleo-Daocheng ice cap in western Sichuan using in-situ cosmogenic nuclides dating method

编号	石英质 量(g)	$\frac{n(^{10}\mathrm{Be})}{n(^{9}\mathrm{Be})}$	$\frac{n(^{26}\text{Al})}{n(^{27}\text{Al})}$	AMS 相对 (9	测量 误差 6)	宇生核 (×10 <sup>6</sup> ;	素浓度 atoms/g)	生成 [ atoms/	速率 (g・a)]	至少暴 (k	露年代 a)	至大侵 (mm	蚀速率 /ka)
		( ×10	) - 15 )	$^{10}\mathrm{Be}$	<sup>26</sup> Al	<sup>10</sup> Be	<sup>26</sup> Al	$^{10}\mathrm{Be}$	<sup>26</sup> Al	<sup>10</sup> Be	<sup>26</sup> Al	$^{10}\mathrm{Be}$	<sup>26</sup> Al
s3	12.23	566	—	4	—	$0.8 \pm 0.03$	_	61.9	_	12.4 $\pm 0.5$	—	47.7 ± 1.92	—
s16	12.82	784	3333	4	10	$1.1 \pm 0.04$	$6.0 \pm 0.6$	61.9	417.64	17.1 ±0.7	14.5 ±1.4	34.6 ± 1.39	41.0 ±4.16
s19	9.24	3740	—	2	—	6.8 ±0.13	—	56.1	—	125.8 ± 2.4	—	$4.6 \pm 0.10$	—
K14	17.31	2408	12637	1.4	3.4	$5.8 \pm 0.08$	29.0 $\pm 1.00$	45.03	303.81	132.7 ±1.8	100.4 $\pm$ 3.6	4.3 $\pm 0.06$	5.6 ±0.21
K15	39.09	17926	86109	0.4	2.0	19.1 ±0.07	104. 5 ± 2. 08	44.84	302. 51	480. 2 $\pm 1.7$	422. 3 ± 10. 4	$1.1 \pm 0.01$	$1.1 \pm 0.03$

注:① 本文宇生核素浓度单位按惯例采用 atoms/g;6.0221367×10<sup>23</sup> atoms/g=1 mol/g。②"—"表示该样品没有进行宇生核素<sup>26</sup> Al测试。③ 在计算过程中取  $\mu$  = 0.0169 cm<sup>-1</sup>; $\lambda_{Be}$  = 5.0×10<sup>-7</sup> a<sup>-1</sup>; $\lambda_{Al}$  = 9.8×10<sup>-7</sup> a<sup>-1</sup>。

的暴露时间( $t > > 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$ )使其表面宇生核素 浓度达到平衡状态(Lal, 1991; Small et al., 1997)。 对于第一个假设尽管地球磁场变化对生成速率有影 响但目前的研究中均忽略了这个影响,均认为某一 固定地点其生成速率是恒定的,而对于第二个假设 很难有一个标准来限定达到平衡状态时的暴露时 间,从万年尺度到百万年尺度均有学者假设已达到 平衡状态来估算至大侵蚀速率(Nishiizumi et al., 1991; Brown et al., 1992; Bierman et al., 1995; Lal, 2003; 许刘兵等, 2009)。Small 等(1997)认为 第二个假设条件在许多情况下很难成立,因为在一 些地质过程(如冰川侵蚀)中,岩石被侵蚀的厚度大 于宇生核素衰减路径长度,导致出露的岩石表面宇 生核素浓度较低,即使是在较高的侵蚀速率(10 mm/ka)下,要想达到平衡也要经过10<sup>5</sup> a。Brown 等 (1995)给出了不同假设侵蚀速率下达到平衡状态 的时间,结果表明:在1000 m/Ma 的侵蚀速率下要 经过 10<sup>3</sup> a 才能达到平衡,在 100 m/Ma 的侵蚀速率 下要经过10<sup>4</sup> a 才能达到平衡, 而在10 m/Ma 的侵 蚀速率下要经过10<sup>5</sup> a 才能达到平衡,侵蚀速率越大 样品宇生核素浓度达到平衡状态所需要的时间就越 短。我们也可以通过利用其他方法估算的基岩侵蚀 速率来反推该侵蚀速率下达到平衡状态的时间,已 有学者对基岩的侵蚀速率进行研究, Dahl (1967) 基 于岩石差异化侵蚀方法得出 Narvik Mountains 基岩 的侵蚀速率为1 mm/ka。Andre(2002)也利用差异 化侵蚀方法测定了斯堪的纳维亚北部地区约3200 个岩石样品,研究得出花岗岩和变质岩的侵蚀速率 大约为0.2~1.2 mm/ka。张丽萍等(2003)以三峡 地区黄陵段风化花岗岩土壤为研究对象,利用剥蚀 沉积原理估算出新生代以来该区花岗岩平均风化剥 蚀速率为16.97 mm/ka。王利等(2007)根据剥蚀沉 积原理,研究大别山区(以变质岩和花岗岩为主)新 近纪以来的剥蚀速率为 32~49 mm/ka。因此,作者 根据以上学者估算的侵蚀速率(1 mm/ka,10 mm/ ka,50 mm/ka)分别估算样品达到平衡状态的时间, 我们假设当  $t \ge 10 * [1/(\lambda + \mu \varepsilon)]$ 即满足(因为当 t≥10 \* [1/(λ +με)]时, e<sup>-10</sup> < 1/1000, 公式(2) 近 (以满足  $t > > 1/(\lambda + \mu \varepsilon)$ )。研究表明:当基岩侵蚀 速率为1mm/ka时,需要4.6 Ma才能达到平衡;当 侵蚀速率为 10 mm/ka 时, 需要 580 ka 才能达到平 衡,当侵蚀速率为50 mm/ka时,需要120 ka才能达 到平衡,该计算结果同样也反应了侵蚀速率越大样 品达到侵蚀平衡状态的时间就越短。但是,由于区 域、岩性、气候、构造等因素的差异,以及岩石在不同 环境下的侵蚀速率是多少尚无定论,我们很难判断 样品宇生核素浓度是否达到平衡状态,我们根据假 设所得到的侵蚀速率往往代表了其真实值的最大 值。

因此,由于无法确定样品是否达到侵蚀平衡状态,不同的暴露时间所估算的至大侵蚀速率就会有 所不同,得到的侵蚀速率只代表在该暴露尺度范围 内的至大侵蚀速率。我们用该方法来估算该地区的 至大侵蚀速率是可以的,但是将不同暴露尺度所对 应的至大侵蚀速率进行比较,进而对其差异原因归 结为气候、降水、构造等则是不全面的。

#### 3.2 至大侵蚀速率与至少暴露年代的关系

从表2中我们可以得知(下面讨论中均以<sup>10</sup>Be 数据为参考),样品 s3 和 s16 其至少暴露年代在 10 ~20 ka 之间,其至大侵蚀速率分别为 47.7 ± 1.92 mm/ka 和 34.6 ± 1.39 mm/ka,平均值约为 40 mm/ ka;样品 s19 和 k14 所对应的至少暴露年代为 120~ 135 ka 之间,其至大侵蚀速率分别为 4.6 ± 0.10 mm/ka 和 4.3 ±0.06,约为 5 mm/ka; 而样品 k15 的 至少暴露年代为480 ka,其至大侵蚀速率为1.1 ± 0.01 mm/ka。在先前的研究中相关学者将在南极 地区 (Nishiizumi et al., 1991; Brown et al., 1992; Matsuoka et al., 2006) 和澳大利亚地区(Bierman et al., 1995)至大侵蚀速率较低(0.1~1 mm/ka),而 在青藏高原地区(Lal et al., 2003; Kong Ping et al., 2007: 许刘兵等, 2009)和欧洲地区(Schaller et al., 2001; Li Yingkui et al., 2005; Reinhardt et al., 2007)至大侵蚀速率较高(最高可达到 60 mm/ka) 的原因归结为降水以及环境差异(Bierman et al., 2002; 许刘兵等, 2009)、气候和岩性差异(Small et al., 1997) 或者是构造活动影响 (Riebe et al., 2001; Kong Ping et al., 2007; Binnie et al., 2010) 都是有可能的。然而,在本研究区海子山附近的小 区域内所采用的样品岩性一致(都是花岗岩)、采样 对象多为基岩且样品分布相对集中,这样气候、岩 性、构造的影响相对较弱,为什么还会出现至大侵蚀 速率相差近50倍的情况?可能的解释是样品暴露 时间尺度相差较大引起的,且这个解释也符合从数 学理论角度方面分析。本研究结果在相同暴露时间 尺度情况下与 Lal 等(2003) 对青藏高原中部 165~ 20 ka 之间的至大侵蚀速率的估计(3.3~29.1 mm/ ka)、Kong Ping 等(2007) 对青藏高原西北部 134~ 23 ka之间的至大侵蚀速率估计(4.0~24 mm/ka)

以及许刘兵等(2009)对青藏高原东南部末次间冰 期以来(136~9.8 ka BP)的至大侵蚀速率估计 (4.06~60 mm/ka)相一致。另外,样品 s16、k14、 k15 根据<sup>26</sup>Al估计的至大侵蚀速率值与<sup>10</sup>Be所估计 的数据相近。以上两点说明本文数据与前人研究结 果基本一致,研究结果是可靠的。

作者对15篇相关文献(主要是针对利用宇生 核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al技术估算地表基岩)进行至少暴露年 代和至大侵蚀速率的对应关系统计(表3)。统计结 果显示至大侵蚀速率较低(0.1~1 mm/ka)的南极 地区(Nishiizumi et al., 1991; Brown et al., 1992; Matsuoka et al., 2006)、澳大利亚地区(Bierman et al., 1995)以及南美洲地区(Smith et al., 2005)所 对应的至少暴露年代均在 1000 ka 尺度或者是 0.5 ~1Ma 尺度的情况下,而侵蚀速率较高的青藏高原 地区(Lal et al., 2003; Kong Ping et al., 2007; 许 刘兵等, 2009)和欧洲地区(Schaller et al., 2007; I Vingkui et al., 2005; Reinhardt et al., 2007)所研究 的样品的至少暴露年代在 10 ka 至 100 ka 的尺度范 围,这种地貌体暴露尺度的差异很可能是利用宇生

表 3	基于原地生宇生核	素暴露测年的至	少暴露年代与至	医大侵蚀速率统	计结果	
Table 3 Statistical	results of exposure	time and erosion	n rates based on	cosmogenic nu	uclides dating	method

研究区	样品性质	样品数量	年代范围(ka)	至大侵蚀速率(mm/ka)	参考文献
			3000 ~ 1150	0.05 ~ 0.32	
	甘山(水山)	27	1150 ~ 520	0. 32 ~ 0. 88	N" 1 "
<b> </b>	基右(砂右)	27	520 ~ 150	0.88 ~ 3.39	Nishiizumi et al. ,1991
			150 ~ 36	3. 39 ~ 15. 6	
南极	基岩(石英砂岩)	_	1140	0.35	Brown et al., 1992
古邦	甘山	2	2160	0. 13	Matanala at al. 2006
肖伮		3	880 ~ 710	0. 51 ~ 0. 67	Matsuoka et al., 2006
·····································	肉体山(井出山)	12	628 ~ 519	0. 56 ~ 0. 76	Diaman et al. 1005
澳大利业	<b>尚</b> ( 化冈石 )	12	519 ~ 114	0. 76 ~ 4. 93	Bierman et al., 1995
澳大利亚	基岩(花岗岩)	4	71. 8 ~ 51. 1	8. 72 ~ 12. 45	Heimasth et al., 2001
澳大利亚	基岩	(1	1310 ~ 525	0.3~1.03	D: 1 2002
		01	525 ~ 105	1. 03 ~ 5. 68	Bierman et al. , 2002
美国	凝灰岩	20	1140	1 ~ 10	Albrecht et al., 1993
美国	基岩(花岗岩,片麻岩)	19	236 ~ 105	2.07 ~ 4.96	Small et al., 1997
欧洲	碎石	72	101.6~5.7	5. 42 ~ 112	Schaller et al., 2001
欧洲	基岩	14	~ 60	~ 33	Li Yingkui et al., 2005
欧洲	基岩	8	24 ~ 16	30 ~ 50	Reinhardt et al., 2007
南美洲	漂砾	140	>1000	< 0. 5	Smith et al., 2005
丰益主臣中刘	甘山	17	165. 9 ~ 102. 2	3. 3 ~ 5. 5	Lalatal 2002
月八同原甲可		1/	102. 2 ~ 20. 2	5. 5 ~ 29. 1	Lai et al. , 2005
丰盛卓尼亚北郊	甘也(大半也 赤也)	10	134 ~ 117	4.0~4.6	Luna Diamatral 2007
月澱 同	奉石(幺武石,砂石)	10	117 ~23	4. 6 ~ 24	kong Ping et al. , 2007
主要専匠大志効	電測出力	15	136. 6 ~ 113. 6	4.06 ~ 4.94	达刘丘英 2000
月澱向原尓用印	路大石石	15	113.6~9.8	4.94 ~60.25	计划共守,2009
丰盛宜百大志刘	甘些(批出些)	5	480. 2 ~ 125. 8	1.1~4.6	木研究
目凞向尿尔肖茚	▲石(化凶石)		125. 8 ~ 12. 4	4. 6 ~ 47. 7	~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~

注:"一"表示文献中没有说明,此外由于文献中的样品性质描述详略程度不同,故有的样品岩性不清楚。

夜   主少泰路中11月川月四的主人伎屈述卒一见衣( 14.1117775555555555555555555555555555555
---

Table 4 Minimum exposure ages and the maximum erosion rates (based on Table 3)

至少暴露年代(ka)	3000	2160	1310	1150	1140	1000	880	710	628	525	520	519
至大侵蚀速率(mm/ka)	0.05	0.13	0.3	0.32	0.35	0.5	0.51	0. 67	0.56	1.03	0. 88	0.76
至少暴露年代(ka)	480. 2	236	166	150	137	134	126	117	114	113.6	105	105
至大侵蚀速率(mm/ka)	1.1	2.07	3.3	3.39	4.1	4	4.6	4.6	4.93	4.94	5.68	4.96
至少暴露年代(ka)	102. 2	102	71.8	60	51.1	24	23	20.2	16	12.4	9.8	
至大侵蚀速率(mm/ka)	5.5	5.42	8.72	33	12.5	30	24	29.1	50	47.7	60.3	

核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al技术进行至大侵蚀速率估算结果差 异较大的原因。而且从表 3 可以发现至少暴露年 代与至大侵蚀速率大致呈现这么一个规律:至少暴 露年代大于1000 ka 尺度时其对应的至大侵蚀速率 小于 0.5 mm/ka;在 500~1000 ka 尺度范围内其对 应的至大侵蚀速率为:0.5~1 mm/ka;在100~500 ka 尺度范围内所对应的至大侵蚀速率为1~5 mm/ ka;在10~100 ka的尺度范围内所对应的至大侵蚀 速率为:5~50 mm/ka。本文在稻城冰帽区的研究 结果也符合这种规律。根据表3中的数据按序整理 出不同暴露尺度所对应的侵蚀速率(表4)并以此绘 制至大侵蚀速率与至少暴露年关系图(图2),由于 横纵坐标数据之间相差较大,图中采用的是对数坐 标。从图2中不难看出至少暴露年代值越大,至大 侵蚀速率值越小,且不同暴露时间尺度侵蚀速率的 分布有一定的规律。究其原因是由于至大侵蚀速率 与暴露时间呈反相关关系(上述 3.1 分析结果)。 因此,地貌体暴露的时间越长,其表面积累的宇生核 素浓度就越大,那么所估算的至大侵蚀速率值就越 小(图2所示)。

### 4 结论

本文采用宇生核素<sup>10</sup>Be和<sup>26</sup>Al浓度估算至大侵 蚀速率的方法对青藏高原东南部稻城古冰帽区不同 时间尺度地表基岩侵蚀速率的估算结果显示,在同 一个地区同一种岩性组成的地面侵蚀速率,利用具



图 2 至少暴露年代与至大侵蚀速率的关系图

Fig. 2 Relationship of minimum exposure ages with the

maximum erosion rates

有不同暴露时间的样品所估算的至大侵蚀速率相差 很大。并且具有随着暴露时间减小而增大的趋势: 500 ka 尺度的至大侵蚀速率约为1 mm/ka,100 ka 尺度约为5 mm/ka,10 ka 尺度约为40 mm/ka。

地貌体暴露时间长短的差异,可能是除气候变 化以及构造活动等因素外,造成利用宇生核素<sup>10</sup>Be 和<sup>26</sup>Al浓度估算不同区域或者同一区域地表基岩至 大侵蚀速率差异的一个重要原因。因此,在进行区 域侵蚀速率对比时,一定要注意样品的暴露时间尺 度是否一致。

**致谢:**感谢中国石油大学(华东)吕洪波教授和 编辑部章雨旭研究员提出富有建设性的修改意见, 感谢 Thiebes B. 博士对英文摘要的润色。

#### 注释 / Note

●本文字生核素浓度单位按惯例采用 atoms/g;6.0221367 × 10<sup>23</sup> atoms/g=1 mol/g。

#### 参考文献 / References

- 李炳元,潘保田. 2002. 青藏高原古地理环境研究. 地理研究, 21 (1):61~70.
- 李吉均,姚檀栋,冯兆东. 1986. 稻城古冰帽发育模式.见:横断山 考察专集(二),北京:北京科学技术出版社,269~279.
- 刘东生. 1996. 青藏高原研究进入最佳期和青年肩负的责任. 地理研究,15(3):1~5.
- 罗来兴,杨逸畴. 1963. 川西滇北地貌形成的探讨. 见:地理集刊5 号. 北京:科学出版社,34~46.
- 王利,周祖翼,丁汝鑫. 2007. 大别造山带毗邻新生代盆地物质平 衡分析. 地质论评,53(3):301~305.
- 王建, Raisbeck G, 徐孝彬, Yiou F, 白世彪. 2006. 青藏高原东南部 沙鲁里山南端第四纪冰川作用的<sup>10</sup> Be年代学研究. 中国科学(D 辑), 38(8): 706~712.
- 王建, Yiou F, Raisbeck G, 徐孝彬. 2003.利用陆面岩石中生成的字 生同位素重建冰川漂砾运动历史的尝试.地质学报, 77(3): 407~413.
- 许刘兵,周尚哲,崔建新,王杰,Mickelson D. 2004. 稻城冰帽区更 新世冰川测年研究.冰川冻土,26(5):528~534.
- 许刘兵,周尚哲. 2009. 基于宇宙成因核素<sup>10</sup>Be的青藏高原东南部 地区末次间冰期以来地表岩石剥蚀速率研究. 地质学报,83 (4):487~495.
- 徐孝彬, 王建, 陈仕涛. 2003. 陆面岩石中形成的同位素<sup>10</sup>Be与<sup>26</sup>Al 的试验室提取方法. 南京师大学报, 26(1):111~115.
- 徐孝彬,王建,朱捷,姜洪涛,杨亦青.2004.利用宇生核素测年技 术对青藏高原东南部冰蚀面年代的研究.地理科学,24(1): 101~104.
- 姚檀栋,冯兆东,李吉均. 1983. 稻城古冰帽的基本特征.见:横断 山考察专集(一),昆明:云南人民出版社,132~139.
- 张丽萍,杨达源,朱大奎. 2003. 母岩的风化剥蚀速率与土壤允许 流失量的关系——以长江三峡坝区风化花岗岩土壤为例. 长江 流域资源与环境,12(4):381~387.
- 张志刚,王建,赖忠平,徐孝彬,白世彪,张茂恒. 2012b. 稻城冰帽 冰碛物光释光测年研究中遇到的问题及探讨. 地质学报,86



 $(4):602 \sim 610.$ 

- 张志刚,王建,徐孝彬,赵志军,白世彪. 2012a. 稻城冰帽库照日 冰碛垄的宇生核素<sup>10</sup>Be年代测定. 海洋地质与第四纪地质,32 (1):85~91.
- 赵志中,吴锡浩,田国强, Tschudi S, Schafer J, Ivy-Ochs S, Kubik P W, SchluChter C. 2000. 青藏高原第四纪冰川的宇宙核素暴露 年龄首次测定及意义.见:"九五"全国地质科技重要成果论文 集. 376~680.
- 郑本兴,马秋华. 1995. 川西稻城古冰帽的地貌特征与冰期探讨. 冰川冻土,17(1):23~32.
- 周尚哲,许刘兵,崔建新,张小伟,赵井东. 2004. 沙鲁里山第四纪 地貌发育与环境演变. 科学通报, 49 (23): 2480 ~ 2484.
- Albrecht A, Herzog G F, Klein J, Deafouly-Arjomandy B, Goff F. 1993. Quaternary erosion and cosmic-ray-exposure history derived from <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al produced in situ—An example from Pajarito plateau, Valles caldera region. Geology, 21: 551 ~ 554.
- Andre M-F. 2002. Rates of postglacial rock weathering on glacially scoured outcrops (Abisko-Risksransen area, 68° N). Geografiska Annadler ,84A(3~4):139~150.
- Balco G, Stone J O, Lifton N A, Dunai T J. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be-10 and Al-26 measurements. Quaternary Geochronol, 3(3): 174 ~ 195.
- Bierman P R. 1994. Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution : A review from the geomorphic persective. Journal of Geophysical Research, 99 (B7): 13885 ~ 13896.
- Bierman P R, Caffee M. 2002. Cosmogenic exposure and erosion history of Australian bedrock landforms. Geological Society of America Bulletin, 114: 787 ~ 803.
- Bierman P R, Turner J. 1995. <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al evidence for exceptionally low rates of Australian bedrock erosion and the likely existence of pre-Pleistocene landscapes. Quaternary Research, 44: 378 ~ 382.
- Binnie S A, Phillips W M, Summerfield M A, Fifield L K, Spotila J A. 2010. Tectonic and climatic controls of denudation rates in active orogens: The San Bernardino Mountains, California. Geomorphology, 118: 249 ~ 261.
- Brown E T, Brook E J, Raisbeck G M, Yiou F, Kurz M D. 1992. Effective attenuation lengths of cosmicrays producing <sup>10</sup> Be and <sup>26</sup> Al in quartz: implications for exposure age dating. Geophysical Research Letters, 19(4): 369 ~ 372.
- Brown E T, Edmond J M, Raisbeck G M, Yiou F, Kurz M D, Brook E J. 1991. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced <sup>10</sup> Be and <sup>26</sup> Al. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(8): 2269 ~ 2283.
- Brown E T, Stallard R F, Larsen M C, Raisbeck G M, Yiou F. 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situproduced <sup>10</sup>Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. Earth and Planetary Science Letters, 129: 193 ~ 202.
- Chmeleff J, von Blanckenburg F, Kossert K, Jakob D. 2010. Determination of the <sup>10</sup>Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 268 (2): 192 ~ 199.
- Dahl R. 1967. Postglacial micro-weathering of bedrock surfaces in the Narvik district of Norway. Geografiska Annaler ,49 A:155 ~166.
- Elmore D, Phillips F. 1987. Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. Science, 236: 543 ~ 550.

- Heimsath A M, Chappell J, Dietrich W E, Nishiizumi K, Finkel R C. 2001. Late Quaternary erosion in southeastern Australia: a field example using cosmogenic nuclides. Quaternary International, 83/ 85: 169 ~185.
- Kong Ping, Na Chunguang, Fink D, Ding Lin, Huang Feixin. 2007. Erosion in northwest Tibet from in-situ-produced cosmogenic <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup> Al in bedrock. Earth Surface Processes and Landforms, 32: 116 ~ 125.
- Korschinek G, Bergmaier A, Faestermann T, Gerstmann U C, Knie K, Rugel G, Wallner A, Dillmann I, Dollinger G, Lierse von Gostomski Ch, Kossert K, Maiti M, Poutivtsev M, Remmert A. 2010. A new value for the half-life of <sup>10</sup>Be by heavyion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 268 (2):187~191.
- Lal D, Harris N B W, Sharma K K, Gu Zhaoyan, Ding L, Liu Tungsheng, Dong Weiquan, Caffee M W, Jull A J T. 2003. Erosion history of the Tibetan Plateau since the last interglacial: constraints from the first studies of cosmogenic <sup>10</sup>Be from Tibetan bedrock. Earth and Planetary Science Letters, 217: 33 ~42.
- Lal D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. Earth and Planetary Science Letters, 104: 424 ~ 439.
- Li Yingkui, Harbor J, Stroeven A P, Fabel D, Kleman J, Fink D, Caffee M, Elmore D. 2005. Ice sheet erosion patterns in valley systems in northern Sweden investigated using cosmogenic nuclides. Earth Surface Processes and Landforms, 30: 1039 ~ 1049.
- Matsuoka N, Thomachot C E, Oguchi C T, Hatta T, Abe M, Matsuzaki H. 2006. Quaternary bedrock erosion and landscape evolution in theSør Rondane Mountains, East Antarctica: Reevaluating rates and processes. Geomorphology, 81: 408 ~ 420.
- Nishiizumi K, Kohl C P, Arnold J R, Klein J, Fink D, Middleton R. 1991. Cosmic ray produced <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al in Antarctica rocks: exposure and erosion history, Earth and Planetary Science Letters, 104: 440 ~ 454.
- Nishiizumi K. 2002. <sup>10</sup>Be, <sup>26</sup>Al, <sup>36</sup>Cl, and <sup>41</sup>Ca AMS standards: Abstract O16 ~ 1. In: 9th Conference on Accelerator Mass Spectrometry, 130.
- Raisbeck G M, Yiou F, Klein J, Middleton R. 1983. Accelerator mass spectrometer measurement of cosmogenic <sup>26</sup> Al in terrestrial and extraterrestrial matter. Nature, 301: 690 ~ 692.
- Reinhardt L J, Hoey T B, Barrows T T, Dempster T J, Bishop P, Fifield L K. 2007. Interpreting erosion rates from cosmogenic radionuclide concentrations measured in rapidly eroding terrain. Earth Surface Processes and Landforms, 32: 390 ~406.
- Riebe C S, Kirchner J W, Granger D E, Finkel R C. 2001. Strong tectonic and weak climatic control of long-term chemical weathering rates. Geology, 29: 511 ~ 514.
- Schaller M, Von Blanckenburg F, Hovius N, Kubik P W. 2001. Largescale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. Earth and Planetary Science. Letters, 118: 441 ~ 458.
- Small E E, Anderson R S, Repka J L, Finkel R. 1997. Erosion rates of alpine bedrock summit surfaces deduced from in situ <sup>10</sup>Be and <sup>26</sup>Al. Earth and Planetary Science Letters. 150: 413 ~425.
- Smith J A, Finkel R C, Farber D L, Rodbell D T, Seltzer G O. 2005. Moraine preservation and boulder erosion in the tropicalAndes: interpreting old surface exposure ages in glaciated valleys. Journal of

Quaternary Science, 20(7~8): 735~758.

Stone J O. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. Journal of Geophysical Research, 105 (B10): 23753 ~ 23759.

Xu Liubing, Zhou Shangzhe. 2009. Quaternary glaciations recorded by glacial and fluvial landforms in the Shaluli Mountains, Southeastern Tibetan Plateau. Gemorphology, 103: 268 ~ 275. Zhou Shangzhe, Wang Xiaoli, Wang Jie, Xu Liubing. 2006. A preliminary study on timing of the oldest Pleistocene glaciation in Qinhai-Tibetan Plateau. Quaternary International, 154 ~ 155: 44 ~ 51. (In: 4th International Symposium on Tibetan Plateau, Lhasa, Aug 04 ~ 06, 2004)

## Effects of Exposure Time on Maximum Erosion Rate Estimated Using In-situ Cosmogenic Nuclides

ZHANG Zhigang<sup>1)</sup>, WANG Jian<sup>1,2)</sup>, XU Xiaobin<sup>3)</sup>, ZHAO Zhijun<sup>1)</sup>, BAI Shibiao<sup>1,2)</sup>

1) School of Geographical sciences, Nanjing Normal University, Nanjing, 210023;

2) Key Laboratory of Virtual Geographical Environment, Nanjing Normal University, Nanjing, 210023;

3) Jiangsu college of Education, Nanjing, 210024

Abstract: In order to discuss the differences of maximum erosion rates (estimated when sample is in steadystate) of bedrock in different exposure time scales by in-situ cosmogenic nuclides dating method, we gathered different cosmogenic nuclides exposure ages from around the world. We selected surface rock samples with minimum exposure ages (estimated when erosion rate is zero) of 500 ka, 100 ka and 10 ka time scales from the Palaeo-Daocheng Ice Cap of the southeast Xizang (Tibet) Plateau to estimate the erosion rates and analyze the previous research. The results demonstrate that the erosion rate of surface bedrock is about 1 mm/ka in 500 ka time scale in the study area, while the erosion rate in 100 ka and 10 ka time scale are about 5 mm/ka and 40 mm/ka respectively. This is consistent with the results of previous studies. The literature statistics show that there is a difference of surface rock erosion rates up to a factor of 100 between 1000 ka and 10 ka time scales. Therefore, the erosion rates estimated by in-situ cosmogenic nuclides represent the maximum erosion rate in certain exposure time (assumption steady-state). There are larger differences of erosion rates estimated by different exposure times. It should be paid attention to the difference in exposure time scales of samples when discussing erosion rates in different areas and time scales.

Key words: Xizang (Tibetan) Plateau; palaeo-Daocheng ice cap; in-situ cosmogenic nuclides; maximum erosion rate; minimum exposure ages