

丘陵草坡土壤 ^{10}Be 分布特征及土壤生成速率^{*}

沈承德^{①**} 孙彦敏^① 易惟熙^① 杨 英^① 李志安^② 彭少麟^② J. Beer^③
S. Ivy-Ochs^④ P. W. Kubic^⑤ M. Suter^⑤

(①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ②中国科学院华南植物研究所, 广州 510650; ③Environmental Physics, EAWAG, CH-8600 Dübendorf, Switzerland; ④Paul Scherrer Institute, c/o ETH Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Switzerland; ⑤ Institute for Particle Physics, ETH Hönggerberg, CH-8093 Zürich, Switzerland)

摘要 以位于广东省境内的中国科学院鹤山丘陵综合试验站草坡集水区土壤剖面为对象, 对土壤样品进行了大气成因 ^{10}Be 测定, 对基岩以及风化岩石样品进行了就地(in-situ)宇宙成因 ^{10}Be 测定. 基于土壤层大气成因 ^{10}Be 测定, 参考土壤层底界 ^{14}C 表观年龄, 估算出草坡地区 3800 年以来大约有 34% 的成土物质被侵蚀掉; 基于风化岩石间隙土大气成因 ^{10}Be 测定, 估算得到基岩之上 90 cm 厚的风化岩石层至少经历了 1.36 Ma, 平均侵蚀速率约为 1.26×10^{-4} cm/a. 表面风化岩石和基岩就地成因 ^{10}Be 浓度分别为 10.7×10^4 atoms/g 和 8.31×10^4 atoms/g, 据此估算得到: 土壤生成速率为 8.8×10^{-4} cm/a; 表层风化岩石以及基岩宇宙射线暴露时间分别约为 7.2×10^4 和 2.3×10^5 a. 土壤生成速率大于侵蚀速率, 自然地貌状况稳定.

关键词 丘陵坡地 土壤 ^{10}Be 土壤生成速率

土壤是岩石物理侵蚀和生物地球化学风化的产物, 通常被称之为“土壤圈”(pedosphere), 与大气圈、生物圈、岩石圈等都有着十分密切的关联. 土壤又是二氧化碳、甲烷、氮氧化物等主要温室气体地球化学循环的重要源(Source)和汇(Sink), 同时蕴藏着丰富的古气候变化信息. 在全球变化研究中, 土壤圈与其他层圈之间的相互作用已越来越引起人们的共同关

注. 有关土壤生成速率和土壤侵蚀速率的研究便是其中热点之一, 而土壤定年又是这一热点问题的关键所在.

既然土壤是由基岩之上的侵蚀物或沉积物堆积发育起来的, 确定侵蚀面和沉积物年代也就能确定土壤的生成年代. ^{14}C , U-Th 系放射性核素、热释光等方法在土壤定年以及土壤发育过程研究等方面, 已

2003-05-02 收稿, 2003-09-08 收修稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40231015, 49872093)、中国科学院知识创新项目(编号: KZCX2-SW-118, KZCX2-108)及国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1999043401)和中国科学院鹤山站开放基金项目共同资助

** E-mail: cdshen@gig.ac.cn

有较为广泛的应用^[1~5]. ^{10}Be 主要是宇宙射线高能粒子与大气氧、氮原子核进行散裂反应产生的, 通过降水、降尘沉降至地表. 宇宙射线与地表岩石物质进行散裂反应也可产生 ^{10}Be . 前者通常被称之为大气宇宙成因 ^{10}Be (atmospheric ^{10}Be); 后者则被称之为就地宇宙成因 ^{10}Be (in situ ^{10}Be). ^{10}Be 半衰期长 ($T_{1/2}=1.5\text{ Ma}$), 电离电位高 (电荷/半径 = $+2/0.35\text{ \AA}=5.7$), 负电性高 ($1.5\text{ Kcalg}^{-1}\cdot\text{atom}$). 土壤 Be 主要以氧化物结合形式存在, 碱性环境下则以复合阴离子形式存在, 如: $\text{Be}(\text{OH})\text{CO}_3^{3-}$, $\text{Be}(\text{CO}_3)_2^{2-}$, 等等. 有机质也可络合 Be, 因而土壤 ^{10}Be 浓度较高^[6]. 自 20 世纪 80 年代以来, 土壤 ^{10}Be 地球化学性质及其分布特征陆续应用于土壤动力学和土壤定年研究中, 并逐渐成为相关领域的最有前景的方法之一. 在估算土壤的生成年代的研究中, 曾先后出现土壤 ^{10}Be 的开放系统模型^[6,7]和封闭系统模型^[8,9]. 封闭系统模型假设土壤自

生矿物在形成时锁定 ^{10}Be , 从而可基于 ^{10}Be 衰变规律确定自生矿物形成年代. 本工作以位于广东省境内的中科院鹤山丘陵综合试验站草坡集水区土壤剖面为主要研究对象, 开展大气成因 ^{10}Be 、基岩就地成因 ^{10}Be 的测定, 以及土壤定年和土壤生成速率研究.

1 样点选择与土壤样品采集

本工作采样地点选定为中科院鹤山丘陵综合开放实验站草坡集水区 ($22^{\circ}41'\text{N}$, $112^{\circ}54'\text{E}$), 海拔高度约 92 m, 坡度 18.5° , 地貌呈凸型丘陵地, 下伏基岩为沙页岩. 丘陵坡地被连片草地覆盖, 并间杂稀疏灌木. 1999 年夏天, 笔者沿分水岭一侧的丘陵斜坡开挖了 3 个土壤剖面: 剖面 I 位于斜坡上部, 相隔 20 余米处的剖面 II 位于斜坡中部, 再相隔 30 余米处的剖面 III 位于斜坡下部, 剖面 III 距坡谷还有 50 余米.

本文只涉及剖面 I ^{10}Be 测定及研究工作. 图 1 为

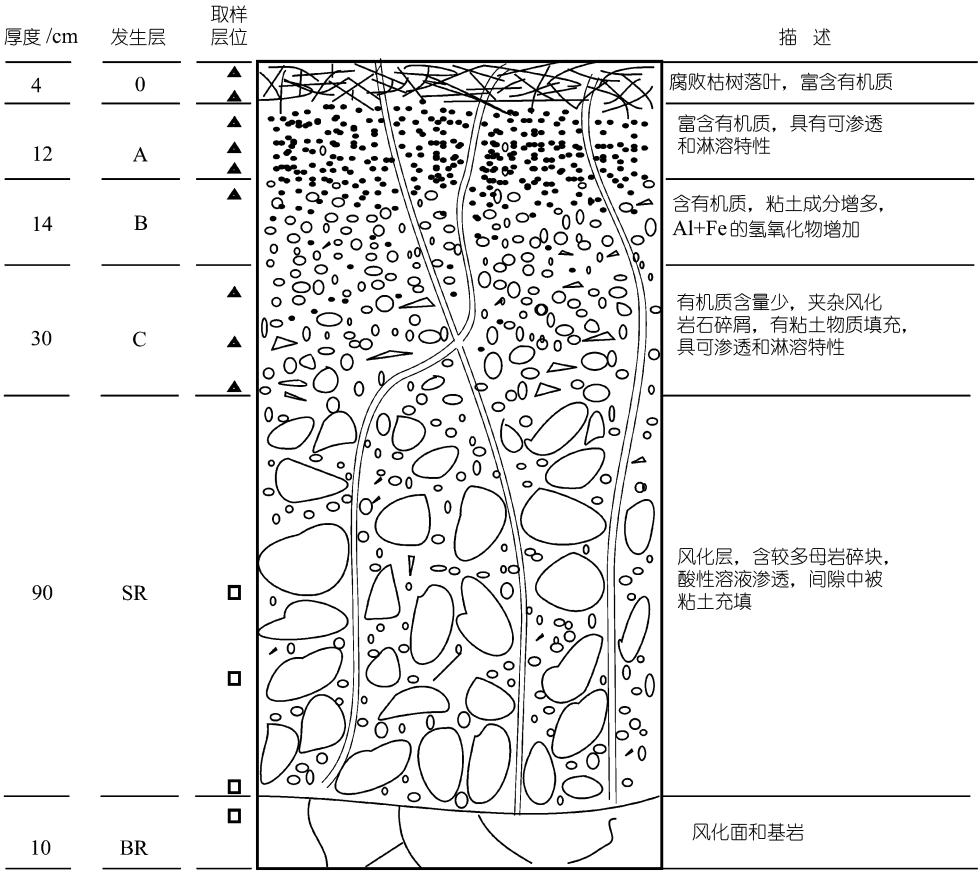


图 1 广东鹤山草坡集水区土壤剖面 I 示意图

O 示凋落物有机质层; A 示表土层; B 示表下层; C 示母质层; SR 示风化岩层; BR 示基岩; ▲示 ^{14}C , ^{13}C 测量采样层位; □示 ^{10}Be 测量采样层位

剖面 I 示意图. 由图 1 可见, 剖面 I 由土壤层(60 cm)、风化岩层(90 cm)以及基岩 3 部分组成. 土壤层又由 O 层(凋落物有机质层, 4 cm)、A 层(12 cm)、B 层(14 cm)和 C 层(30 cm)组成. 风化层主要由大小不一的岩石碎块和间隙充填的风化土构成. 风化层上部土质较多, 间或分布一些大小不一的岩石碎块, 随着深度增加, 土质逐渐减少, 风化岩石碎块逐渐增多, 碎块体积也逐渐增大.

对用于 ¹⁰Be 和 δ¹³C 测定的样品: 20 cm 以上段, 取样间隔为 2 cm; 20~60 cm 段, 取样间隔为 5 cm; 60~150 cm 段, 取样间隔为 20 cm 或 30 cm; 基岩部分取样 1 个. 对用于 ¹⁴C 测定的样品: 20 cm 以上段, 取样间隔平均为 4 cm; 20~60 cm 段, 取样间隔为 10 或 20 cm. 用于各类同位素测定的样品所处层位也一并示于图 1. 有关 ¹³C, ¹⁴C 的测定研究另文报道.

2 ¹⁰Be 测定及结果

2.1 大气成因 ¹⁰Be 测定

首先剔除土壤样品中的石块和根系, 在自然通风条件下干燥 24 h, 然后通过 710 μm 筛选, 置经过筛选的土样于玛瑙研钵中研磨, 使之均匀混合. 称取 1 g 样品并置于 100 mL 塑料烧杯中, 加入 1 mL ⁹Be 载体溶液(含 0.254 mg ⁹Be), 通过双氧水(H₂O₂)去除有机质, 然后加 6M HCl 滤析^[10,11]. 置滤析液于 Teflon 烧杯并在电热板上蒸干, 残留物经 1 mol/L HCl 溶解后转移到阳离子交换柱. 阳离子交换树脂采用 DOWEX-50W×8, 100~200 目. 用 10 mL 1 mol/L HCL 洗涤 10 次, ¹⁰Be 同位素存留在洗出液中. 在电热板上加热洗出液, 待其体积减缩至 20 mL, 加入 NH₄OH, 析出 Be(OH)₂. 在镀金石英炉内 900 °C 条件下, Be(OH)₂ 灼烧成 BeO, 加入适量的铜粉与 BeO 均匀混合, 并在 5T 制靶机上压制成加速器质谱(AMS)¹⁰Be 测量专用靶. 全部 ¹⁰Be 测量均在瑞士 ETH/PSI AMS 系统完成, 空白样品 ¹⁰Be/⁹Be 比为 10⁻¹⁴, 土壤样品 ¹⁰Be/⁹Be 比均为 10⁻¹²数量级, 每个样品至少测量 2 次, 测量精度(1σ)为 3%~5%^[12]. 测量结果如表 1, 图 2 所示.

表 1 广东鹤山草坡集水区土壤剖面 I ¹⁰Be 测定结果

实验室 编号	野外 编号	发生层	深度 /cm	大气成因 ¹⁰ Be /10 ⁹ atoms · g ⁻¹	就地成因 ¹⁰ Be /10 ⁴ atoms · g ⁻¹
GC-001037	HSC1-0	枯枝 落叶	0		
GC-001038	HSC1-1	O	2	0.048	
GC-001039	HSC1-2	O	4	0.051	
GC-001040	HSC1-3	A	6	0.071	
GC-001041	HSC1-4	A	8	0.084	
GC-001042	HSC1-5	A	10	0.102	
GC-001043	HSC1-6	A	12	0.112	
GC-001044	HSC1-7	A	14	0.094	
GC-001045	HSC1-8	A	16	0.166	
GC-001046	HSC1-9	B	18	0.141	
GC-001047	HSC1-10	B	20	0.13	
GC-001048	HSC1-11	B	25	0.164	
	HSC1-12	B	30	0.152	
	HSC1-13	C	35	0.162	
GC-001049	HSC1-14	C	40		
	HSC1-15	C	45	0.161	
GC-001050	HSC1-16	C	50	0.16	
	HSC1-17	C	55	0.159	
GC-001051	HSC1-18	C	60	0.244	
	HSC1-19	SR	80	0.119	
	HSC1-20	SR	100	0.125	10.7
	HSC1-21	SR	120	0.073	6.4
	HSC1-22	SR	150	0.097	8.3
	HSC1-23	BR	160		8.13

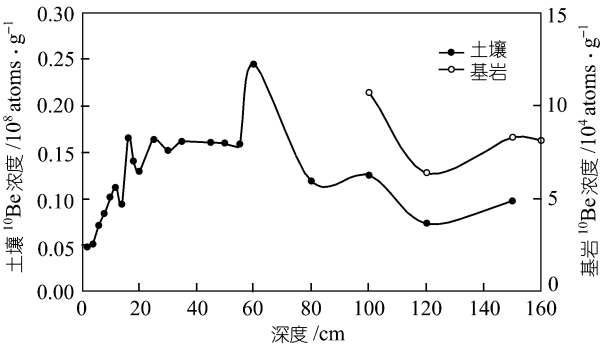


图 2 广东鹤山草坡集水区土壤剖面 I ¹⁰Be 浓度与深度关系

2.2 就地成因 ¹⁰Be 测定

从岩石样品中选出单矿物石英颗粒, 每个岩石样品约可选出石英颗粒 30 g. 置石英颗粒于 500 mL 塑料瓶, 加入 300 mL 5%HF 溶液, 固定放置在振荡器上并以 200 次/分速度振荡清洗 24 h. 倒出清洗液, 留下石英, 并经去离子水清洗 5 次; 再加 300 mL 5%HF 溶液进行第二次振荡清洗. 将清洗干净的石英样烘

干, 并称取 20 g, 置入 Teflon 烧杯, 加入 40%HF 溶液和 1 mL ^9Be 载体(含 1.0 mg ^9Be), 然后放置在电热板 80°C 条件下加热蒸发, 石英完全蚀化, 但依然有些许其他矿物成分残留; 加 2 mL 1 mol/L HCl 于蒸干的试样中, 含有待测就地成因 ^{10}Be 的组份全部被溶解. 残留物和溶液离心分离, 将溶液倒入 DOWEX-50W $\times$ 8(100~200 目)阳离子树脂交换柱, 用 10 mL 1 mol/L HCl 洗涤 10 次. 置 100 mL 洗出液于电热板上蒸干至 10 mL, 用 NH_4OH 调 PH 值至 8~9, 获得 $\text{Be}(\text{OH})_2$ 沉淀物. $\text{Be}(\text{OH})_2$ 在 900°C 条件下灼烧, 获得 BeO , 加入适量铜粉, 压制成 ^{10}Be -AMS 测量专用靶. 所有样品就地成因 ^{10}Be 的测量也均在瑞士 ETH/PSI AMS 系统完成, 空白样品 $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ 比为 10^{-14} , ^{10}Be 标准样为 S555, 每个样品及标准样至少测量 3 次, 测量精度(1 σ)为 5%^[13,14]. 测量结果一并列于表 1 之中.

3 讨论

3.1 大气成因 ^{10}Be 与土壤侵蚀状况估测

图 2 给出剖面 I 土壤 ^{10}Be 浓度随深度变化曲线. 由图 2 可见, 剖面 I 土壤 ^{10}Be 浓度分布具有如下特征: 2~30 cm 段, 指数上升; 30~60 cm 段, 基本接近稳定, 但在 60 cm 附近 ^{10}Be 浓度陡增一倍, 呈现出峰值; 60~150 cm 即风化岩石段, 被测样品系从风化岩石间隙中取出之土样, ^{10}Be 浓度随深度变化呈指数下降趋势. 剖面的 ^{10}Be 总量可以用来评价土壤 ^{10}Be 保存性. 显然, 基于实测的土壤样品 ^{10}Be 浓度和土壤密度, 估算得到剖面 I 60 cm 厚的土壤层 ^{10}Be 总量仅有 $14.39 \times 10^8 \text{ atoms/cm}^2$. 笔者同期研究表明, 剖面 I 土壤层底界有机碳 ^{14}C 表观年龄为 3840 年(有关结果另文报道), 基岩上出现的风化土物质的年代至少接近这一 ^{14}C 表观年龄或更早. 为了估算 3840 年成土期间有多少 ^{10}Be 进入土壤剖面, 首先要知道 ^{10}Be 产生率. 众所周知, 大气圈 ^{10}Be 产生率有纬度效应, 根据理论计算和大量实验测量得到 ^{10}Be 产生率的变化范围为 $(1.5\sim 5.0) \times 10^{-2} \text{ atoms/cm}^2\text{s}$, ^{10}Be 全球平均产生率大约为 $1.8 \times 10^{-2} \text{ atoms/cm}^2\text{s}$ ^[15]. 据此, 剖面 I 土壤积累的大气成因 ^{10}Be 总量应达到 $21.8 \times 10^8 \text{ atoms/cm}^2$. 与上述实测 ^{10}Be 总量之间存在巨大的差别! 显然, 存在显

著的 ^{10}Be 横向迁移! ^{10}Be 保持性与土壤基质、疏松母质等的化学组成以及矿物组成有关, 富含粘土的土壤 ^{10}Be 保持性好^[16]. 土壤剖面的 ^{10}Be 随有机质迁移和细粒子位移而向下移动. 在斜坡情况, ^{10}Be 既有物理的和化学的纵向迁移, 也可能有随径流向坡底的横向迁移. 但在中性条件下, ^{10}Be 在固相(颗粒相)和溶液相之间的分配系数 K_d 高达 $10^5\sim 10^{6[17]}$. 有关 ^7Be 的研究亦表明, ^7Be 在土壤粘土矿物和河水之间的分配系数 K_d 约为 $(1.6\sim 2.2) \times 10^{5[18]}$. 显然, ^{10}Be 牢牢地吸附于土壤颗粒表面, 显著的 ^{10}Be 横向迁移完全可能是地下水把土壤及其所含 ^{10}Be 一起带走, 或者斜坡土壤与 ^{10}Be 一起被某一次事件冲走, 或者斜坡土壤与 ^{10}Be 不断的被搬运走, 等等. ^{10}Be 横向迁移实际上反映了某一地区的侵蚀状态. 上述情况充分表明: 剖面 I 地区 3800 年来大约有 34% 的成土物质被侵蚀掉!

在 60~150 cm 层段, 保存在风化岩石间隙土质中的 ^{10}Be , 其浓度—深度分布呈指数减少, 表明这一层段土质中的 ^{10}Be 保存性较好. 土壤——风化岩石界面 ^{10}Be 浓度峰值为 $0.244 \times 10^8 \text{ atoms/g}$, 界面附近平均 ^{10}Be 浓度为 $0.16 \times 10^8 \text{ atoms/g}$, 基岩之上风化面的 ^{10}Be 浓度为 $0.085 \times 10^8 \text{ atoms/g}$. 据平均 ^{10}Be 浓度和基岩之上的 ^{10}Be 浓度两数据及 ^{10}Be 衰变规律, 计算得到基岩之上 90 cm 厚的风化岩石至少经历了 1.36 Ma. 上述估算中, 把土壤——风化岩石界面的平均 ^{10}Be 浓度作为计算 90 cm 厚的风化层大气成因 ^{10}Be 衰变的初始浓度. 显然, 实际的 ^{10}Be 初始浓度是难以确定的, 因为风化物质 ^{10}Be 初始浓度受多种因素制约, 如 ^{10}Be 沉降通量的变化, 土壤侵蚀速率的变化, ^{10}Be 积聚速率和保存性的变化, 等等. 虽然, 剖面 I 风化岩石至少经历了 1.36 Ma 是一个粗估值, 但它仍然提供了某些重要信息. 首先, 它揭示了该地区土壤生成速率非常慢. 按土壤层厚度、风化层厚度和侵蚀量等资料, 粗估的土壤生成速率下限应为 $2.4 \times 10^{-4} \text{ cm/a}$. 其次, 该地区土壤侵蚀严重. 若按现存 60 cm 土壤层估算, 1.36 Ma 以来平均侵蚀速率约为 $1.26 \times 10^{-4} \text{ cm/a}$. 由于土壤生成速率大于侵蚀速率, 所以该地区自然地貌状况是稳定的.

3.2 就地宇宙成因 ^{10}Be 与土壤生成速率

广东鹤山地区属热带潮湿气候区, 岩石风化作用较强, 剖面 I 下部基岩为沙页岩, 其上有 90 cm 风化岩层, 主要由大小不一的风化岩石块构成, 其间充填土质. 本工作分别在 100, 120, 150 cm 等深度部位各取 1 个风化岩石样, 在 150~160 cm 深度部位取 1 个基岩样. 从岩石样品分离出石英矿物, 测定其中就地宇宙成因 ^{10}Be 含量, 结果列于表 1、图 1 之中. 由表 1 和图 1 可见, 就地成因 ^{10}Be 浓度范围为 $(10.7\sim6.4)\times 10^4 \text{ atoms/g}$, 比相同层位的大气成因 ^{10}Be 约低 2~3 个数量级.

丘陵坡地土壤主要由基岩风化物质堆积而成; 在热带潮湿气候区, 来自降尘物质的堆积量极少, 可忽略不计. 稳定的地貌单元岩石风化速率应等效于土壤生成速率. 利用岩石就地成因 ^{10}Be 可以确定岩石风化速率, 进而导出土壤生成速率与深度关系. 假定土体稳定, 土壤厚度为 h , 土壤密度为常数, 基岩转化为土壤的速率稳定, 则界面基岩 ^{10}Be 浓度 $C(\text{atoms/g})$ 为^[19]: $C=P(h, \Phi)[\lambda+(\rho_r/\Lambda)]^{-1}$, 其中, $P(h, \Phi)$ 是深度 h 、坡度 Φ 情况下的 ^{10}Be 产生率 (atom/y), Λ = 平均衰减长度 = 165g/cm^2 , $\lambda=^{10}\text{Be}$ 衰变常数 = $\ln 2/T_{1/2}=4.33\times 10^{-7}/\text{a}$, ρ_r = 岩石体密度, ϵ = 岩石风化速率, 即土壤生成速率, 显然

$$\epsilon = (\Lambda/\rho_r)[P(h, \Phi)/C - \lambda],$$

为了计算岩石风化速率 ϵ , 在本工作具体情况下, 可以如下选值: $h=60 \text{ cm}$, $\rho_r=2.6 \text{ g/cm}^3$, $\Phi=18.5^\circ$. 在对 ^{10}Be 产生率进行了地磁纬度、海拔高度、屏蔽效应以及几何条件等项的校正^[20]之后, 可以得到剖面 I 风化岩石界面 ^{10}Be 产生率为 $P(h, \Phi)=1.49 (\text{atoms} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1})$. 根据表 1 给出的就地成因 ^{10}Be 测定结果, 取上层风化岩石 ^{10}Be 浓度为 $10.7\times 10^4 \text{ atoms/g}$, 则计算得到的岩石风化速率也即土壤生成速率为 $8.8\times 10^{-4} \text{ cm/a}$, 上层风化岩石宇宙射线的暴露年龄约为 $7.2\times 10^4 \text{ a}$.

基岩宇宙射线暴露时间, 可从就地宇宙成因 ^{10}Be 浓度估算. 剖面 I 基岩就地宇宙成因 ^{10}Be 浓度为 $8.31\times 10^4 \text{ atoms/g}$, 经过屏蔽效应校正后的剖面 I 岩石界面 ^{10}Be 产生率为 $P(h, \Phi)=0.36 \text{ atoms} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$,

基岩暴露宇宙射线的时间约为 $2.3\times 10^5 \text{ a}$.

4 结论

(1) 基于坡地 ^{10}Be 横向迁移, 参考土壤层底界 ^{14}C 表观年龄, 估算出草坡地区 3800 年以来大约有 34% 的成土物质被侵蚀掉.

(2) 基于风化岩石间隙土 ^{10}Be 测定, 估算得到基岩之上 90 cm 厚的风化岩石层至少经历了 1.36 Ma, 平均侵蚀速率约为 $1.26\times 10^{-4} \text{ cm/a}$.

(3) 上层风化岩石以及基岩就地宇宙成因 ^{10}Be 浓度分别为 $10.7\times 10^4 \text{ atoms/g}$ 和 $8.31\times 10^4 \text{ atoms/g}$, 据此估算得到岩石风化速率也即土壤生成速率为 $8.8\times 10^{-4} \text{ cm/a}$; 上层风化岩石宇宙射线暴露时间约为 $7.2\times 10^4 \text{ a}$, 基岩宇宙射线暴露时间约为 $2.3\times 10^5 \text{ a}$. 土壤生成速率大于侵蚀速率, 自然地貌状况稳定.

参 考 文 献

- 1 Rencan S L, Dietrich W E, Rubin M, et al. Analysis of Hillslope Erosion Rates using Dated Colluvial Deposits. *Journal of Geology*, 1989, 97: 45~63
- 2 Shen C D, Yi W Xi, Sun Y M, et al. Distribution of ^{14}C and ^{13}C in forest soils of Dinghushan Biosphere Reserve. *Radiocarbon*, 2001, 43(2B): 671~678
- 3 Pavich M J, Brown L, Valette-Silver J N, et al. ^{10}Be analysis of a Quaternary weathering profile in the Virginia Piedmont. *Geology*, 1985, 13: 39~41
- 4 Schroeder P A, Melear N D, Bierman P, et al. Apparent gibbsite growth ages for regolith in the Georgia Piedmont. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(3): 381~386
- 5 Braucher R, Bourles D L, Brown E T, et al. Application of Study of lateritic soil development in tropical forest. Theory and example from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology*, 2000, 170: 95~111
- 6 Pavich M J, Brown L, Klein J, et al. ^{10}Be accumulation in a soil chronosequence. *Earth and Planetary Science Letters*, 1984, 68: 198~204
- 7 McKean J A, Dietrich W E, Finkel R C, et al. Quantification of soil Production and down slope creep rates from cosmogenic ^{10}Be accumulations on a hillslope creep profile. *Geology*, 1993, 21: 343~346
- 8 Heimsath A M, Dietrich W E, Nishizumi K, et al. The soil production function and landscape equilibrium. *Nature*, 1997, 388: 358~361
- 9 Granger D E, Riebe C S, Kirchner J W, et al. Modulation of erosion on steep granitic slopes by boulder armoring, as revealed by cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be . *Earth and Planetary Science Letters*,

- 2001, 186: 269~281
- 10 Shen C D, Beer J, Liu T S, et al. ^{10}Be in Chinese loess. *Earth and planetary Science letters*, 1992, 109: 169~177
- 11 沈承德, 易惟熙, 周正, 等. 中国黄土石英中的 ^{10}Be 研究——I. “自身成因” ^{10}Be 与黄土源区侵蚀速率. *中国科学, B 辑*, 1991, (7): 752~758
- 12 Suter M, Balzer R, Bonani G, et al. Precision measurements of ^{14}C in AMS—some results and prospects. *Nucl Instrum Meth*, 1984, 233(B5): 117~122
- 13 Kubik P W, Ivy-Ochs S, Masarik J, et al. ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Kofels, Otz Valley, Austria. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 161: 231~241
- 14 Ivy-Ochs S, Schluchter C, Kubik P W, et al. Minimum ^{10}Be exposure ages of early Pliocene for the Table Mountain plateau and the Sirius Group at Mount Fleming, Dry Valleys, Antarctic. *Geology*, 1995, 23: 1007~1010
- 15 Masarik J, Beer J. Simulation of particle fluxes and Cosmogenic nuclide production in the Earth's atmosphere. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(D10): 12099~12111
- 16 Barg E, Lal D, Pavich M J, et al. Beryllium geochemistry in soils: evolution of $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratios in authigenic minerals as a basis for age models. *Chemical Geology*, 1997, 140: 237~258
- 17 Baumgartner S, Beer J, Wagner G, et al. ^{10}Be and dust. *Nuclear Instrument and Methods in Physics Research B*, 1997, 123: 296~301
- 18 Chenfeng Y, Typhoon L, Yuanhui L. The partition of Be between soil and water. *Chemical Geology*, 1989, 77: 105~118
- 19 Lal D. Cosmic ray labeling of erosion surface: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letter*, 1991, 104: 424~439
- 20 Stone J O. Air pressure and Cosmogenic Isotope Production. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(B10): 23753~23759