

根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄*

李保俊 杨景春 李有利 谭利华
段烽军 张叶春

(北京大学城市与环境学系 北京 100871)

摘 要 对砾石风化与时间关系的定量研究表明,二者关系是非线性的。事实上,由于风化残余物对风化过程的抑制作用,大部分砾石的风化速率随时间减小,有的与时间呈指数关系,这样,可以根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄。该方法自六十年代开始兴起,经过几十年的实践,已日趋成熟。近来我们在我国西部河西走廊中段进行了这方面研究。本文系统介绍了该方法的研究状况。

关键词 砾石风化圈 地貌年龄 研究回顾
分 类 (中图法) P931.2 (科图法) 57.15

1 前言

砾石风化时,在其表面产生残余物,形成风化圈。尽管影响砾石风化的因素很多,但砾石风化圈厚度与时间呈正相关,根据砾石风化圈厚度和以测年数值为标尺的定量研究表明,二者呈很好的指数函数关系(也有用对数函数表示)。这样便可以根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄。这种方法自 Cernohouz 与 Solc (1966) 在前捷克斯洛伐克玻希米亚地区使用以来,已在许多地区广泛应用。Colman 与 Pierce (1980) 对美国西部黄石等七个地区冰碛物中的砾石风化圈做了研究,得出不同地区砾石风化与时间的函数。Chinn (1981)、Birkeland (1982)、Whitehouse 等 (1986)、Knuepfer (1987) 又相继利用该方法对新西兰南岛的冰碛物、滑坡体与河流阶地进行年代估算,结果与 ^{14}C 等测年数据比较一致。程绍平等 (1988, 1991) 先后对广东地区砂岩砾石风化圈及华北北部的玄武岩砾石风化圈做了这方面研究。近来,我们在我国西部河西走廊地区对该方法进行了尝试,得出适合我国西部干旱区砾石风化圈厚度与时间的函数,并利用得出的函数对该地区一些地貌体及其沉积物做了年代估算,取得比较理想的结果。本文将对这些研究做一总结。

* 国家自然科学基金资助项目 (49371012), 北京大学城市与环境学系沈锦云、桑琦参加部分野外工作。
收稿日期: 1994-11-18, 收到修改稿日期: 1995-10-16

2 砾石风化与时间的函数推导

砾石风化的残余物形成后,能够减慢水分向岩石内的渗透速率,阻止未风化物质的离子扩散,这样,随着残余物的增厚,风化速率就要减小(Colman and Pierce, 1980)。因此,残余物可以抑制风化,未风化部分表层残余物的形成与其残余物厚度的增大呈反比:

$$dr_f/dt = 1/f(r) \quad (1)$$

式中, dr_f/dt 为残余物形成速率, $f(r)$ 为风化圈厚度 r 的正函数,令 $f(r) = kr^n$, 其中的 k 、 n 均为大于 0 的常数,那么

$$dr_f/dt = k(r+1)^{-n} \quad (2)$$

(2) 式中的 $r+1$ 比 r 更合适,因 r 可能等于 0。

如果 dr_d/dt 为残余物的破坏速度,那么

$$dr/dt = k(r+1)^{-n} - dr_d/dt \quad (3)$$

(3) 式中 dr/dt 为风化圈的变化速率,一般情况下, dr_d/dt 很小,可以忽略,(3) 式便可简化为

$$dr/dt = k(r+1)^{-n} \quad (4)$$

对 (4) 式求积分,边界条件为 $t=0, r=0$, 得

$$r = (kt/(n+1))^{n+1} \quad (5)$$

简化 (5) 式,得

$$r = at^b \quad (6)$$

式中, $a = (k/(n+1))^{1/(n+1)}$, $b = 1/(n+1)$, 因此 $0 < b < 1$ 。

(4) 式两边对时间 t 求导,得

$$(dr/dt)' = (-n)k(r+1)^{-n-1} < 0 \quad (7)$$

显然,由 (6) 式可以看出,风化圈厚度与时间呈指数关系;(7) 式则反映了风化速率随时间推移而减小的规律。

3 砾石风化圈厚度的测量和统计

根据砾石风化圈厚估算地貌年龄,首先面临的就砾石风化圈厚度的测量和统计问题。

Chinn (1981) 在新西兰南岛对已有放射性年龄或历史记载的冰碛物与滑坡体中杂砂岩砾石风化圈进行研究,在每个点至少取 30 个砾石样,用精度为 0.2mm 的 10 倍放大镜进行测量,他在测量时观察到:该地区砾石风化圈外层一般为淡红色,向内渐呈淡白色,再到浅灰色,最后过渡到杂砂岩的本色——深灰色。这样,测量风化圈厚度时,风化圈内界的确定就显得有些困难,Chinn 的测量值包括淡红与淡白两个部分。

Birkeland (1982) 利用该方法对新西兰南岛本阿瑞山脉全新世冰碛物进行分期研究,他在五个点采了样,每个点取 50 个砾石样,用 15 倍比较仪测量,测量边界与 Chinn (1981) 相似,包括砾石风化圈的淡红与淡白两个部分。测量时发现,该区杂砂岩砾石风化圈残余物的

一部分往往形成石英脉，石英脉随时间延续而长度增大，与风化圈厚度呈正相关。这样，由于石英脉的形成，就减少了砾石风化圈的厚度，因此，他认为测量到的风化圈厚度值往往偏小。

Knuepfer(1987)利用本方法估算了新西兰南岛东北部马尔巴勒区和西部区几条河流的阶地年龄。他测量了 5 个点，在每个点至少取 50 个样，用刻度为 0.1mm 的光学比较仪测量，测量边界亦与 Chinn (1981) 相似，测量精度 0.1—0.2mm，风化圈内侧边界模糊的测量精度只能达到 0.5mm。

测得砾石风化圈厚度后，便是做统计处理。Colman (1980)、Birkeland (1982) 是将各点的厚度测量值做算术平均，得出砾石风化圈的平均厚度值和厚度偏差值，根据平均厚度值估算地貌年龄，厚度偏差值用于估算测年误差。

Chinn (1981)、Whitehouse 等 (1986) 和 Knuepfer (1987) 与 Colman 等不同，他们是将各点测量到的数据做成直方图与频率曲线图，得出砾石风化圈的众数厚度值。另外，考虑到测量误差为 0.2mm，Knuepfer (1987) 在做统计处理之前，还对实测厚度值做了这样的校正： $0.25(x-0.2)+0.5x+0.25(x+0.2)$ (x 为实测厚度值)。他们认为平均厚度值不能真实反映砾石的风化程度，这是因为有的砾石风化圈可能受到雾霜破坏发生剥落，而导致平均厚度值偏小，也正是基于这个原因，他们都选择了最大的众数厚度值。而且，他们还发现有些地方砾石风化圈的平均厚度值有悖于阶地序列。因此，他们认为用最大众数厚度值估算地貌年龄比较理想，平均厚度值只是在根据众数厚度值做的年龄估算与其它测年方法的测年数据不一致时，做交叉检验使用。

程绍平 (1988, 1991) 先后在广东南部及华北北部地区利用该方法对河流阶地与冲积扇进行年代估算。他在每个点采 20—50 块砾石，用带有刻度的放大镜测量其风化圈厚度，精度达 0.1cm。将所测数据加权平均，用其平均厚度值估算地貌年龄。

我们在我国西部河西走廊中段做了这方面研究，选择阶地发育良好的肃南裕固族自治县 (红湾寺) 九个台梨园河阶地为研究点。梨园河在肃南裕固族自治县 (红湾寺) 附近发育了七级阶地，均为基座型，拔河高度依次为 5m、9m、26m、50m、98m、150m 和 172m (图 1)。其中 T_5 与 T_6 的热释光年龄分别为 $268.14 \pm 40.22\text{ka}$ 和 $342.30 \pm 30.80\text{ka}$ 。阶地面比较平整，上覆砾石以灰色粉砂岩为主，占 90% 以上，还有少量紫色砂岩与花岗岩，砾石粒径达 5—15cm，磨圆多达三级以上。

在每级阶地表面取至少 30 个粉砂砾岩样，砾石粒径 8—10mm，采样时尽量取那些没有被掩埋，风化圈保存完好的砾石。而后砸出新鲜断面，进行测量。由于粉砂岩粒度小，其风化圈内侧比较平整，测量精度可达 0.5mm。 T_1 、 T_2 和 T_3 阶地面上的砾石风化不明显，无法测量， T_4 只测量得少量几个数据，这可能是因低阶地形成时间较晚，加上粉砂岩质地坚硬，抗风化能力强，因此风化较弱，年代较新的砾石未能形成风化圈。

将所测的风化圈厚度值做一直方图 (图 2)，可以看出，随着阶地由老到新，直方图反映的整体趋势是风化圈厚度渐小。风化圈厚度频率曲线图 (图 3) 反映的众数厚度值亦有同样规律，从 T_7 到 T_4 ，众数厚度值依次为 4.0mm、3.0mm、2.5mm 和 1.0mm。其众数厚度的样品数占样品总数的比例分别为 44.4%、40.9%、31.8% 和 60%，其中 T_4 的较大可能是由于测

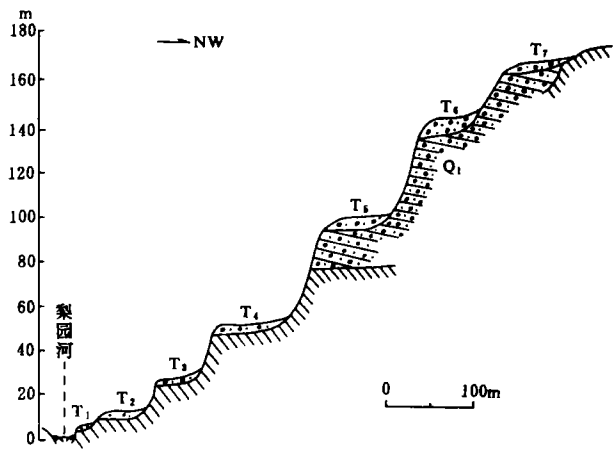


图 1 肃南九个台梨园河阶地横剖面
Fig. 1 Profile of terraces of Liyuan river at Jiugetai, east of Sunan

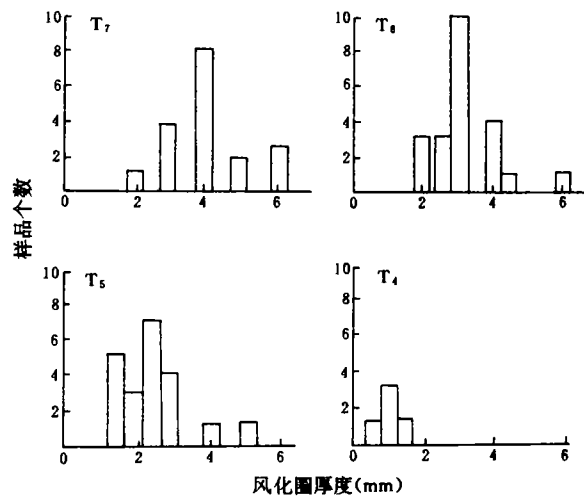


图 2 风化圈厚度直方图
Fig. 2 Histogram of weathering-rind measerments

得数据较少，也有可能是较老阶地（ T_5-T_7 ）上的砾石风化圈受到雾霜的破坏，或自堆积以后，部分砾石被埋藏在地下，导致所测数据参差不齐。

砾石风化圈的平均厚度值、最大厚度值与最小厚度值也反映了阶地由新到老，数值增大的趋势（表 1），而且平均厚度值与众数厚度值基本吻合。

表 1 砾石风化圈厚度特征值
Tab. 1 Characteristic values of the weathering-rind thickness

厚度(mm) 阶地级别 厚度类别	T ₇	T ₆	T ₅	T ₄
最小厚度	2.0	2.0	1.5	0.5
最大厚度	6.0	6.0	5.0	1.5
平均厚度	4.10	3.18	2.52	1.00
众数厚度	4.0	3.0	2.5	1.0

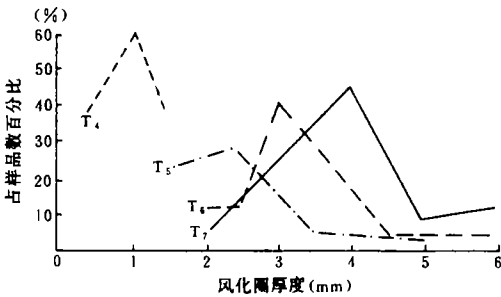


图 3 风化圈厚度频率曲线图
Fig. 3 Frequency curve of weathering-rind data

4 根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄

Cernohouz 与 Solc (1966) 对前捷克斯洛伐克玻希米亚地区的 6 个点做了这方面研究，开创了根据砾石风化圈厚度估算地貌年龄的先河。该地区属大陆性温带阔叶林气候，气温年较差 15—25℃，最热月温度低于 22℃，最冷月温度 0℃左右，年均降水量 500—600mm。他们根据砾石风化圈厚度与测年资料建立了该地区冰碛物中玄武岩砾石风化圈厚度与时间的函数：

$$d = 4.64\log(1 + 0.01t)$$
 (8)

式中， d 为风化圈厚度 (mm)； t 为时间 (ka)。他们利用这个函数估算了该地区第四纪四个冰期的年代，还指出根据该地区玄武岩砾石风化圈测年范围为 $10^3 - 10^7$ a，误差为 10—20%。

Colman 与 Pierce (1980) 在美国西部高原山地也做了这方面工作。该地区冬季干燥寒冷，夏季干燥炎热，年均降水量 < 500mm，属温带大陆性气候。他们测量了黄石西部冰碛物中玄武岩砾石风化圈厚度，以钾-氩断代法和墨曜岩水化作用断代法的测年数据为标尺，建立了该地区砾石风化圈平均厚度与时间的函数：

$$d = \log(0.73 + 0.038t)$$
 (9)

式中 t 为时间、 d 为风化圈厚度 (mm)。以这个函数为模型，根据土壤发育程度测年得出的年代数据与地方沉积层序为时间标尺，又建立了其它六个地区玄武岩或安山岩的砾石风化圈与时间的函数曲线 (图 4)，根据这些函数曲线确定了美国西部七个冰期的年代，并且指出在该地区这种方法的测年年限为 0.5Ma，个别地方能达到 1.0Ma。

新西兰南岛砾石风化圈工作做的比较多 (Chinn, 1981; Birkeland, 1982; Whitehouse 等, 1986; Knuepfer, 1987)。该地区属温带海洋性阔叶林气候，降水丰富，年均降水量达 1000—5000mm。这种气候条件下，砾石风化强烈，风化圈比较发育，加上该地区杂砂岩砾石分布

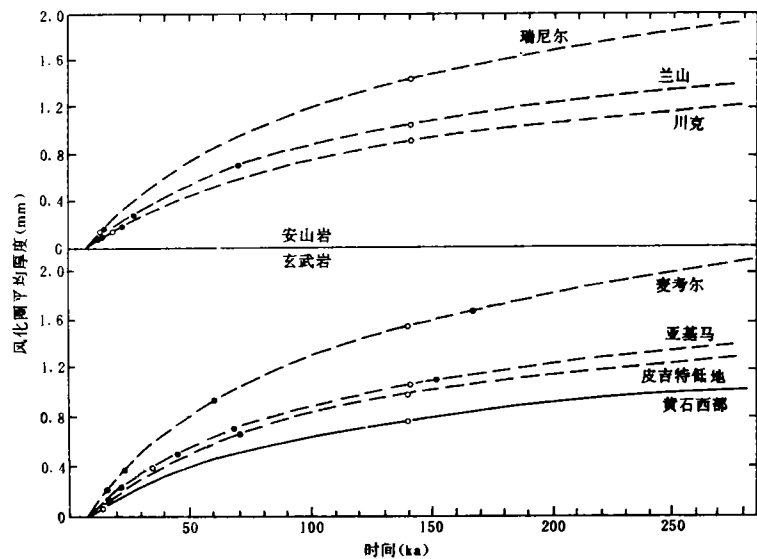


图 4 美国西部七个不同地区砾石风化圈厚度与时间的函数曲线图 (据 Colman, 1981)

Fig. 4 Weathering-rind thickness as a function of time for seven areas in the western United states

空心圆点是根据断代法及其它相对测年标定的年代

实心圆点是依据风化圈厚度估算的年代

广泛,有利于风化圈厚度的全区对比, 还有一定数量的¹⁴C 测年作年代标定, 便于进行砾石风化圈研究。

Chinn (1981) 在他的研究中, 以 ¹⁴C 侧年数据为标尺, 建立了该地区杂砂岩砾石风化圈最大众数厚度值与时间的函数:

$$t = 1030d^{1.24} \tag{10}$$

式中 t 为时间 (a); d 为砾石风化圈最大众数厚度值 (mm)。并利用这个函数将该地区全新世冰碛物分为四期。与前人不同的是, 他用指数函数而不是对数函数表达砾石风化圈厚度与时间的关系。上述 (8) (9) (10) 式所反映的砾石风化圈厚度与时间关系可用曲线图表示 (图 5), 从图 5 可以看出, Chinn 建立的函数曲线跟 Cer-

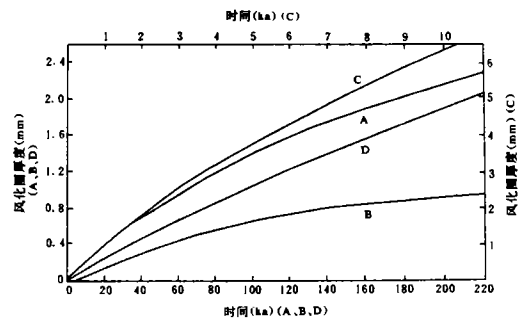


图 5 不同地区砾石风化圈厚度与时间关系曲线 (据 Colman, 1981, 略改)

Fig. 5 Weathering-rind thickness versus time curves for different area

A. 玻希米亚 (Cernohouz 与 Solc, 1966);

B. 黄石西部 (Colman 与 Pierce, 1980);

C. 新西兰 (Chinn, 1981); D. 河西走廊中段.

nohouz 和 Solc (1966) 与 Colman 和 Pierce (1980) 大体一致, Colman (1981) 在对砾石风化圈厚度与时间的函数做数学推导时也运用了指数函数, 他认为这两种函数是统一的, 只是形式上的差异。Birkeland (1986)、Pnuepfer (1987) 在他们的研究中也利用了 Chinn (1981) 的公式, 遗憾的是 Birkeland 在使用这个根据砾石风化圈众数厚度得出的公式时, 用的却是平均厚度, 这样就可能增大了年龄估算的误差。

Whitehouse 等 (1986) 在研究中, 注意到了砾石风化圈的损耗, 他们认为砾石风化圈的发展应该包括风化圈向内的生成与外部破坏两个内容, 尽管风化圈的外部损耗量很小, 但由于随时间延续, 风化圈厚度增大的速率逐渐变小, 因此, 在某个时间, 二者必然趋于动态平衡, 这个时间也就是根据砾石风化圈测年的最大年限。Colman (1981) 也认识到了这一点, 但没有做定量探讨。Whitehouse 等通过研究认为砾石风化与时间的函数关系适合于张弛 (relaxation) 法则, 即:

$$C_t = C_\infty + (C_0 - C_\infty)\exp(-t/\tau) \quad (11)$$

公式中 C_t 为时间 t (a) 时的砾石风化圈厚度 (mm); C_∞ 为砾石风化圈达到平衡状态时的厚度 (mm), τ 为张弛时间 ($\tau = t_{1/2}/0.693$, $t_{1/2}$ 为风化圈开始形成到平衡态时间的一半) (a)。因为 $C_0 = 0$, 因此上式可以简化为:

$$C_t = C_\infty [1 - \exp(-t/\tau)] \quad (12)$$

新西兰南岛杂砂岩砾石风化圈, C_∞ 为 8.7mm, τ 为 10 530a, 砾石风化圈达到平衡时的时间为 55 000a, 也就是说, 该地区杂砂岩砾石风化圈测年的最大年限可以达到这个数值。这样, 便得了该地区杂砂岩砾石风化圈厚度与时间的关系 (图 6)。

我国广东地区属于高温多雨的热带-亚热带季风气候区, 年均温 $> 20^\circ\text{C}$, 年均降水量达 1400—2000mm, 程绍平 (1988) 得出该地区砂岩砾石风化圈平均厚度与时间的函数:

$$t = 1485d^{4.13} \quad (13)$$

上式中 t 为时间 (a), d 为风化圈平均厚度 (mm)。而后, 程绍平 (1991) 又在华北北部, 包括大同、张家口、卓资、集宁四个地区做了这方面工作, 建立了适合该地区玄武岩砾石风化圈与时间的函数:

$$t = 16\,396d^{2.06} \quad (14)$$

上式中 t 为时间, (a), d 为砾石风化圈平均厚度。

我国西部河西走廊地区气候干旱, 年均降水量仅 75—200mm, 气温年较差大, 达 28—

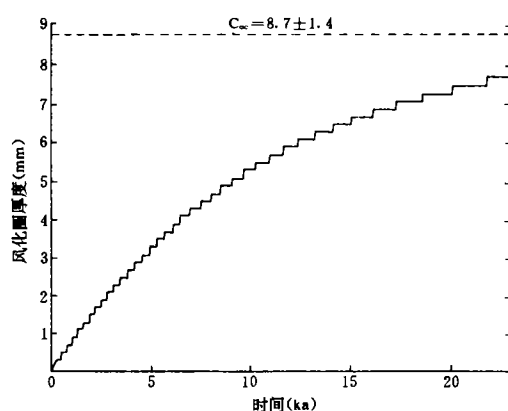


图 6 新西兰南岛砾石风化圈厚度与时间的关系 (据 Whitehouse 等, 1986)

Fig. 6 Weathering-rind thickness versus time curve for the south island of New Zealand

34℃, 外营力作用主要有干燥剥蚀、风沙、流水, 它们在研究区的山麓带形成广阔的干旱戈壁, 其中的绝对测年样品很难取得, 因而年代数据较少。我们分别根据砾石风化圈平均厚度值与众数厚度值, 以热释光年龄为标尺, 建立了适合我国西部干旱区砾石风化圈厚度与时间的函数:

$$t = 79.43d_1^{1.33} \tag{15}$$

$$t = 101.9d_2^{1.05} \tag{16}$$

(15)(16) 两式中 t 的单位均为 ka; d_1 为砾石风化圈众数厚度值 (mm); d_2 为砾石风化圈平均厚度值 (mm)。利用 (16) 式对相邻地区的地貌体与沉积物进行年代估算, 取得了比较理想的结果 (表 2)。

表 2 河西走廊中段砾石风化圈厚度与年代估算

Tab. 2 Age estimates from analysis of weathering rinds in the middle of Hexi corridor, western China

地 点	梨园小口 梨园河第 六级阶地	黑河口黑 河第六级 阶 地	红沙河口 玉门砾岩	红崖山大 口子古湖 滨阶地
平均厚度 (mm)	3.36	2.21	7.83	2.43
年代估算 (ka)	362.34	233.41	881.80	258.07
地质时代	Q ₂ 中期	Q ₂ 晚期	Q ₁	Q ₂ 晚期

5 影响砾石风化圈形成的其它因素

除时间外, 还有许多其它因素诸如海拔、降水、植被、砾石的岩性、大小及掩埋程度等都影响砾石风化圈的形成。Whitehouse 等 (1986)、Knuepfer (1987) 在他们的研究中对其中一些因素做了探讨, 下面一一介绍。

海拔: 砾石风化作用包括离子物理扩散与化学反应两个内容, 这两个过程都与温度有关。当海拔升高时则温度降低, 因此, 海拔可能影响砾石风化圈的形成。Whitehouse 等 (1986) 对不同海拔杂砂岩砾石风化圈做了研究 (表 3)。结果表明, 砾石风化圈厚度与海拔的关系并不显著, 他们认为这可能是由于温度随海拔的变化速率较小, 而该地区海拔变化 (600—1300m) 不大, 因而在海拔变幅不大的地区, 海拔对砾石风化的影响就不太显著。我国从东部沿海到青藏高原, 海拔变幅达数千米, 可能会对砾石风化圈的形成产生比较显著的影响。

降水: Whitehouse 等 (1986) 在研究中发现, 根据标定年代估算的砾石风化圈厚度相对于实测砾石风化圈厚度的偏差 (表 3) 与降水量的关系并不明显, 因此, 他们认为降水量对砾石风化圈形成的影响不大。Knuepfer (1987) 认为, 砾石风化圈的增长取决于风化圈-岩石界面的化学反应, 如果已有足够水份促使这种化学反应的速率达到最大, 那么, 过多的水份对砾石风化圈的形成就无效了。Knuepfer 认为年均降水量 1000mm 便足够砾石风化所需的水份, 在新西兰的年均降水量为 1200—500mm, 显然是过剩的。而我国西部气候干旱, 年均降水量不足 200mm, 可能难以使得砾石风化速率达到最大。因此, 同样是砾岩, 众数厚度为

3.0mm 的砾石风化圈在新西兰南岛反映的年代为 $5280 \pm 105a$ (Whitehouse, 1986), 而在我国甘肃西部年代反映则为 $268.14 \pm 40.22ka$ 。

表 3 新西兰南岛砾石风化圈特征厚度与海拔和降水量 (据 Whitehouse 等, 1986)

Tab. 3 Weathering-rind modal thickness, predicated rind thickness, altitude and annual precipitation for the south island of New Zealand

编号	¹⁴ C 年龄 (a, B. P)	实测风化圈众数厚度 (mm)	根据 ¹⁴ C 年龄估算的风化圈厚度值 (mm)	实测厚度相对于估算厚度偏差 (mm)	海拔 (m)	年均降水量 (mm)
1	1 9350±360	8.0	7.5	0.5	580	1 600
2	1 4150±250	5.8	6.6	-0.8	620	1 200
3	9 800±100	6.0	5.6	0.4	1 070	2 400
4	8 710±100	5.0	5.3	-0.3	1 040	2 400
5	5 330±100	3.2	3.5	-0.3	900	5 000
6	5 280±105	3.0	3.4	-0.4	1 090	3 200
7	4 020±90	3.6	2.8	0.8	610	1 800
8	3 030±180	2.0	2.2	-0.2	1 070	2 400
9	2 000±90	2.2	1.5	0.7	820	5 000
10	532±66	0.8	0.4	0.4	890	1 300
11	358±35	0.4	0.3	0.1	1 040	2 400
12	354±35	0.4	0.3	0.1	820	2 400

砾石岩性：由于在新西兰南岛测量的砾石风化圈的岩性均为杂砂岩，因此，有关岩性对砾石风化圈形成的影响研究不多。Whitehouse (1986) 发现组成杂砂岩的碎屑颗粒大小似乎与砾石风化圈的形成有一定关系，那就是同一时代粗粒杂砂岩比细粒杂砂岩砾石的风化圈要厚些，尽管这种规律并不显著。Knuepfer (1987) 发现新西兰南岛有的地点绿泥石片岩与杂砂岩砂石风化圈的厚度一致，因此，他认为岩性的微小变化对砾石风化圈形成的影响微不足道，但他指出，在野外测量时，最好不要测量高度变质的片岩，因为这种岩石可能沿片理风化而导致测量到的砾石风化圈偏大。将我国西部与美国西部这两个自然条件相似地区的研究结果相比较，发现同一时代的玄武岩砾石风化圈厚度比砂岩的要小得多 (图 5)，这可能是由于玄武岩砾石的抗风化能力强而造成的结果。因此，我们认为砾石岩性对砾石风圈形成的影响是不容忽视的，做这方面研究时，最好选用同一岩性的砾石。

砾石的掩埋程度：据 Knuepfer (1987) 研究，地下 50cm 处砾石风化圈厚度不及地表的 30%。Whitehouse (1986) 的研究也证实埋藏的砾石风化圈厚度明显小于地表砾石的风化圈厚度 (表 4)，而且其厚度与时间关系的规律性不明显。因此，他们认为在测量砾石风化圈厚度时，一定要注意地貌面的切割程度。

总之，Whitehouse (1986)，Knuepfer (1987) 通过他们在新西兰的研究认为，在该地区，除砾石的掩埋程度外，其它因素对砾石风化圈形成的影响都不显著。但据我们对不同地区的

砾石风化圈所进行的对比研究表明，降水和砾石岩性的影响是不容忽视的。

表 4 地下与地表砾石风化圈厚度对比（据 Whitehouse，1986）
Tab. 4 Subsurface and surface rock-weathering rinds thickness data

地表砾石风化圈 众数厚度（mm）	地下砾石风化圈 众数厚度（mm）	年代 （a B. P）
8.0	2.2	20 430±390
5.0	3.2	9 860±120
3.8	1.6	6 400±1 600
3.2	0.1	5 090±1 230
2.8	0.2	4 260±1 070
2.2	0.2	3 090±1 230
0.4	0.1	340±80

6 结语

地貌体及其沉积物年代的确定是困扰地貌学及其相关学科发展的一个难题，放射性测年技术的应用，促进了地貌学的发展，但由于放射性测年样品的难以取得及测年技术本身的限制，还有许多问题亟待解决。近年来产生的许多半定量标定测年方法，如氨基酸外消旋作用、黑曜石水化作用、地衣测年法、土壤发育过程等（Colman 等，1987），大大丰富了年代学的内容，根据砾石风化圈估算地貌年龄只是其中之一。综上所述，我们可以得出以下几点认识。

（1）根据砾石风化圈测年在几个自然条件不同地区的使用结果表明，该方法可行的，特别是在一些地貌面发育而放射性测年样品又难以取得的地区，该方法有其独特的优越性。

（2）根据砾石风化圈定年还有许多技术问题有待解决，例如 Chinn（1981）等测量的风化圈只包括淡白与淡红两个强风化带，那么，浅灰的弱风带是否也应该测量呢？还有待进一步研究。

（3）除时间外，还有许多因素影响砾石风化圈的形成，因此，在推广使用某一砾石风化圈厚度与时间的函数时，一定要注意降水和砾石岩性等限制因素。

（4）只有对不同地区砾石风化圈进行对比研究，才能弄清影响砾石风化圈形成的诸多因素。我国幅员辽阔，自然环境变化大，做这方面研究是可行的。

（5）根据砾石风化圈估算地貌年龄尽管有许多优点，但由于砾石风化还受到其它许多因素制约，其年代估算结果必然有许多不确定性。因此，在使用该方法时最好能同时运用其它方法如土壤发育过程、地衣测年等，以便交叉检验，取得年代最佳结果。

参 考 文 献

1 Cernohou J and Solc I. Use of sandstone wanes and weathered basaltic crust in absolute chronology. Nature, 1966: 212, 806—807.
2 Colman S M and Pierce K L. Weathering rinds on andestic and basaltic stones as a Quaternary age indicator, weastern

- United States. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1980, 1210, 56.
- 3 Chinn T J H. Use of rock weathering rind thickness for Holocene absolute age-dating in New Zealand. *Arctic and Alpine Research*, 1981 13: 33—45.
- 4 Colman S M, Rock-weathering rates as functions of time. *Quaternary Research*, 1981, 15: 250—264.
- 5 Birkeland P W. Subdivision of Holocene glacial deposit, Ben Ohau Range, New Zealand, using relative-dating methods. *Geol. Soc. Am. Bull*, 1982, 93: 433—449.
- 6 Whitehouse I E, and others, Growth of weathering rinds on Torlesse sandstone, Southern Alps, New Zew Zealand, in Colman, S M, and Dethier, D. P. , eds, *Rates of chemical weathering of rocks and minerals*; Orlando, Florida, Academic Press, 1986: 419-435.
- 7 Colman S M and others. Suggested terminology for Quaternary dating methods. *Quaternary Research*, 1987, 28: 314—319.
- 8 Knuepfer P L K. Estimating ages of late Quaternary stream terraces from analysis of weathering rinds and soils. *Geol. Soc. Am. Bull*, 1988, 100, 1224—1236.
- 9 程绍平等. 砂岩风化晕厚度在广东晚更新世测年中的应用. *地震地质*, 1988, **10** (1).
- 10 程绍平等. 华北北部玄武岩风化晕厚度测年的尝试. *地理学报*, 1991, **46** (2).

ESTIMATING AGES OF LANDFORMS BY ANALYSING ROCK-WEATHERING RINDS

Li Baojun Yang Jingchun

Li Youli Tan Lihua Duan Fengjun Zhang Yechun

(*Department of Geography, Peking university, Beijing 100871*)

Abstract

Quantitative studies of the relation between weathering and time suggest that the rates of most weathering processes decrease with time. Some weathering processes appear to conform to exponential function of time. Based on this theory, we can estimate ages of landforms based on the analysis of rock-weathering rinds.

This relative-dating method has been used for several decades since 1966. Recent studies of weathering-rinds on sandstones in the middle of Hexi Corridor in western China suggest this method is applicable. The authors have reviewed the development of this technique.

Key words Rock-weathering rinds, Ages of landforms, Review