

典型亚热带花岗岩地区森林流域岩石风化和土壤形成速率研究*

杨金玲^{1,2} 张甘霖^{1,2} 黄来明^{1,2}

(1 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008)

(2 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要 岩石风化和土壤形成是地球表层物质循环的重要环节, 了解岩石风化和土壤形成速率对土壤资源可持续利用和流域管理具有重要意义。本研究以位于我国亚热带的皖南花岗岩地区森林流域为例, 通过野外监测其主要矿质元素输入输出量, 应用流域中元素地球化学质量平衡原理, 估算岩石风化和土壤形成速率。研究结果表明, 在目前的降雨和酸沉降条件下, 我国亚热带森林流域中, 花岗岩的平均风化速率为 $0.696 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 土壤平均形成速率为 $0.598 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 所以需要经过 2 万年以上才能形成 1 m 厚的土壤。研究发现, 大量输入土壤系统的 H^+ 由于被土壤风化和阳离子交换所消耗, 径流水不至酸化, 但是从长远来看, 这会带来土壤的酸化。研究还表明根据当前的土壤形成速率, 土壤允许流失量标准需要重新制定。

关键词 风化速率; 土壤形成速率; 土壤酸化; 土壤允许流失量; 流域; 元素循环

中图分类号 P58

文献标识码 A

风化是元素生物地球化学循环的重要组成部分。岩石风化不仅形成了土壤, 提供了植物生长所需要的大量元素(K、Ca、Mg、P等)和微量元素(Fe、Mn、B)^[1], 而且为海洋生态系统提供硅和钙等几种重要元素^[2]。在全球变化条件下, 硅酸盐风化还与碳循环密切相关, 对维持大气 CO_2 平衡、全球碳循环和全球气候起到关键性作用^[3-4]。岩石风化释放盐基离子, 并消耗 H^+ , 从而缓冲土壤的酸化, 所以风化速率还是确定生态系统酸缓冲负荷持久性的重要参数^[5]。因而至今风化速率的研究一直是土壤学、生态学和环境学等众多学科研究的热点。

自 1938 年 Goldich 提出矿物风化稳定系列以来, 人们对风化速率的研究已经进行了半个多世纪^[6]。但是由于风化是一个复杂的过程, 不同的研究者获得的风化速率差异非常大^[7]。这不仅受实验方法和手段的影响^[8-9], 而且受研究区域中气候、地形、母质、土壤发育时间和人为因素的影响^[1,4,10-11]。目前对于经历较强气候条件的热带地区风化速率的研究较多^[10,12], 而在同样具有较大降雨量的亚热带地区研究较少。尤其是在我国亚热带花岗岩丘陵山区, 侵蚀比较严重, 土层较薄, 为酸敏感区域, 近年来受强烈的工农业活动影响, 酸沉

降严重^[13]。这样的地区在目前沉降条件下, 岩石风化速率如何? 形成 1 m 土壤需要多长时间或者 1 年内能形成多厚的土壤? 至今我们并不清楚。本研究选取位于我国皖南的花岗岩丘陵地区的一个小流域, 采用实地监测和流域物质平衡的方法同时估算岩石风化速率和土壤形成速率。这一研究结果可以为我国亚热带花岗岩地区土壤环境风险评价提供依据, 服务于该地区的土壤资源可持续利用和生态建设。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

本研究区域位于安徽省泾县厚岸的 1 个森林流域(凤形庄流域), 是北亚热带与中亚热带的过渡地区, 属季风气候。流域面积为 359 hm^2 , 是一个保护非常好的森林流域, 主要植被为针叶林, 并有少量阔叶灌木林和竹林分布。母岩为花岗岩, 主要土壤类型为雏形土和新成土, 监测点位于流域出口处。流域的最低海拔高度为 100 m, 最高海拔高度 575 m, 流域的上游和下游落差较大, 上游土层浅薄, 上游的浅层地下水流已经进入下游的地表径流中。

* 国家自然科学基金项目(No. 41071141)、国际科学基金项目(IFS, C/4077-2)资助助

作者简介: 杨金玲(1973—), 女, 副研究员, 博士研究生, 主要从事土壤发生和土壤生物地球化学研究。E-mail: jlyang@issas.ac.cn

收稿日期: 2012-04-12; 收到修改稿日期: 2012-06-24

1.2 流域监测和样品采集

径流水的监测时间自 2007 年 3 月 1 日至 2010 年 2 月 28 日,共 3 年。在小流域的出口处修建了标准堰,安装了自动采样仪(美国 ISCO 公司生产 6712 自动采样仪)。自动采样仪连接水位监测探头,可以监测水位的变化,并根据标准堰计算出径流量。每周采集径流水样一次,间隔时间为 7 d。同时在流域中安装了小型的气象站(WatchDog 便携式自动气象站 900ET),主要用来监测研究区域的降雨量。在监测点附近还安装了干湿沉降收集仪器(青岛普仁 PSC-III)收集雨水。

在流域山顶、山坡和山麓的不同部位,采集土壤剖面 6 个,山顶和山坡的每个剖面均挖至半风化体,按照剖面中不同的发生层进行采样,共采集土壤样品 15 个。每个土壤层次采集环刀样 3 个,用于测定土壤容重。同时在流域内采集了新鲜的花岗岩岩石样品 3 个。

1.3 化学分析

水样的测定:水样采集后立即测定 pH。对水样进行过滤,测定 NH_4^+ -N、 NO_3^- -N 和主要的矿物元素。 NH_4^+ -N 的测定采用靛酚蓝比色法, NO_3^- -N 采用紫外分光光度法, SiO_2 采用钼蓝比色法;K 和 Na 采用火焰光度法;Ca、Mg 和 Fe 采用原子吸收法;Al 采用铝试剂(玫红三羟酸铵)比色法^[14-15]。

土壤样品的前处理按照《土壤调查实验室分析方法》进行风干和过 < 2 mm 筛,并采用四分法取部分 < 2 mm 样品研磨过 60 目和 100 目^[16]。岩石样品用球磨机研磨,过 100 目筛。土壤和岩石样品采用 2.5:1 的水土(岩)比测定 pH;采用偏硼酸锂熔融和 ICP 测定 K、Na、Ca、Mg、Fe 和 Al 含量,土壤和岩石的 Si 含量采用重量法测定,土壤容重采用环刀法测定,土壤颗粒组成采用美国贝克曼公司生产的激光粒度仪(COULTER LS230)进行测定^[16-18]。

1.4 岩石风化和土壤形成速率的计算方法

流域中水循环是岩石风化和土壤形成的主要驱动力,降雨引起矿物风化和土壤的形成,而土壤又维持植物的生长发育^[19]。同时降雨补给河水和地下水,并溶解矿物风化所释放的元素。因而在流域内

降雨 + 岩石 → 土壤 + 河水 + 植被 + 地下水 (1)
此处,Wakatzuki 等^[19]在元素循环中考虑了植被生长,根据流域物质平衡原理提出了一个风化速率和土壤形成速率的平衡方程式:

$$PP_i + RR_i = SS_i + DD_i + VV_i + GG_i \quad (2)$$

式中, P 为流域内的降雨量($\times 10^4 \text{ m}^3 \text{ hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$), P_i 为 i 元素在雨水中的平均含量(g m^{-3}); D 和 G 分别为河水和地下水的径流输出量($\times 10^4 \text{ m}^3 \text{ hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$), D_i 和 G_i 分别为 i 元素在河水和地下水的平均含量(g m^{-3}); V 为流域内植被的平均净生长量($\text{t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$), V_i 为 i 元素在流域植被中的平均含量($\times 10^4 \text{ g t}^{-1}$), R 为岩石风化的量($\text{t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$), S 为岩石风化形成土壤的量($\text{t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$); R_i 和 S_i 分别为 i 元素在岩石和土壤中的平均含量($\times 10^4 \text{ g t}^{-1}$);此处, i 分别代表 K、Na、Ca、Mg、Si、Fe、Al。

本研究采用了以下假设:(1)流域出口的地表径流输出是水文输出的全部,因为所选择的流域土壤不超过 2 m 就是下伏的基岩,渗漏水在相对短的行程内就出流成为地表径流,所以地下径流可以忽略。(2)对于成熟的未扰动森林流域,具有低的生物富集量,植被的平均净生长量可以忽略。由此式(2)可以写成:

$$R_i R - S_i S = DD_i - PP_i \quad (3)$$

对流域的岩石和土壤中矿质元素进行分析,监测雨水和地表径流水中的元素含量及其通量,采用回归分析的方法可以计算出 R (岩石风化速率)和 S (土壤形成速率)。在采用 SPSS 软件进行回归分析中, $(DD_i - PP_i)$ 为因变量, R_i 和 S_i 为自变量,没有常数项。由此计算出 R_i 和 S_i 的偏回归系数即是 R 和 S 。

2 结果与讨论

2.1 岩石和土壤特性

研究区域的岩石为花岗岩,由石英、长石和云母组成。山体陡峭,土层较薄,多在 50 cm 厚度以内。最薄土层不足 20 cm 就可见半风化体。研究区域内的土壤基本均属于砂土,土壤的平均黏粒含量只有 4.1%,而砂粒含量达 64.9%~89.6%,平均值为 74.9%。林地利用下土壤均比较松散,平均容重约为 1.2 g cm^{-3} 。岩石的平均 pH 为 7.30,土壤 pH 为 4.7~5.7,平均值为 5.2,一般表层的 pH 较下层的略低,说明土壤已经酸化,而且表层较下层酸化严重。

岩石和土壤中的硅和矿质元素含量结果见表 1。从表中可以看出,土壤中钠、钙和硅的含量均低于岩石中的含量,说明在成土过程中,这些元素有明显的净流失现象。这与本研究根据元素输入、输出平衡计算的结果(表 2)是相吻合的,而且与何园

球等^[20]在亚热带地区根据元素迁移量的研究结果一致。表1还表明土壤中的镁、铁和铝的含量高于岩石中的含量,说明在成土过程中这些元素具有相对的富集作用。一般而言,在热带和亚热带地区由于强烈的风化作用,土壤会发生脱硅富铁铝化过程,铁铝常出现富集^[20-21]。镁的移动性虽然弱于钙,也往往属于可移动元素,但是母岩高硅含量、土壤强烈脱硅的地区,也会出现镁相对富集的现象^[20]。

表1 岩石和土壤中的硅和矿质元素含量

Table 1 Contents of silicon and some other mineral elements in the rock and soil (10^4 g t^{-1})

元素 Element	K	Na	Ca	Mg	Fe	Al	Si
岩石 Rock	3.70	2.27	0.82	0.16	0.88	6.72	35.2
土壤 Soil	3.70	1.94	0.54	0.29	1.83	8.11	32.5

2.2 雨水和径流水酸度及 H⁺ 直接输入输出量

本研究流域监测期间收集雨水的 pH 为 3.1 ~ 5.8, 平均值为 4.5 (图1)。这与 Huang 等在上海监测的雨水酸度非常接近, 与我国亚热带大多数地区的雨水 pH 也基本一致^[22-24]。pH < 5.6 的酸雨占总降雨次数的 97%, pH < 4.5 的重酸雨占 53%, 这与广州在 2005 年 - 2006 年的监测结果基本一致^[23], 与皖南山区周边地区, 如浙江千岛湖、江西景德镇和南京地区接近^[25-27]。可见, 皖南地区虽然远离大城市, 但酸雨强度和频率与我国南方其他地区的酸雨沉降情况类似, 是较严重的酸雨沉降区。

虽然研究区域内雨水的 pH 均小于 6.0, 绝大多数为酸雨, 但监测流域径流水的 pH 却全部大于 6.0, 基本为中性, 远大于每场雨的 pH (图1)。统计数据表明流域径流水 pH 为 6.4 ~ 7.7, 平均 pH

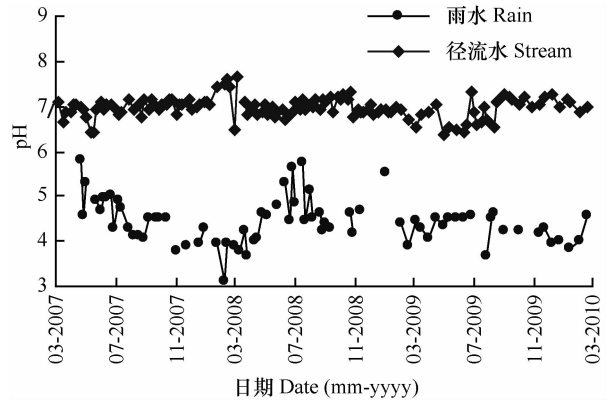


图1 流域径流水和雨水的 pH 动态变化
Fig. 1 Dynamic changes of pH in the stream and rain water in the watershed

为 7.0。以上数据说明虽然该流域的降雨酸性较强, 土壤也已酸化, 但是地表径流水却仍然为中性。这是接纳水体的土壤由于风化消耗或由于阳离子交换吸附了雨水中的 H⁺, 对水体起了净化作用。

根据每场降雨量和雨水的 H⁺ 含量, 计算获得降雨直接输入的 H⁺ 量为 757 mol hm⁻² a⁻¹。居于欧洲 H⁺ 输入量的 200 ~ 4 000 mol hm⁻² a⁻¹ 范围内^[28]。计算获得小流域径流水直接输出的 H⁺ 量仅为 1 mol hm⁻² a⁻¹。因此流域通过降雨净输入土壤系统的 H⁺ 量为 756 mol hm⁻² a⁻¹。

2.3 氮素的输入输出及其转化产生的 H⁺ 量

从监测期间本研究流域地表径流水和雨水的无机氮含量动态变化的比较可以看出, 径流水 NH₄⁺-N 的含量小于雨水中 NH₄⁺-N 的含量 (图 2a), 而径流水中 NO₃⁻-N 的含量与雨水中的 NO₃⁻-N 的含量差异不大 (图 2b)。统计数据表明该流域雨水中的无机氮含量大于径流水中的无机氮含量。从图 2

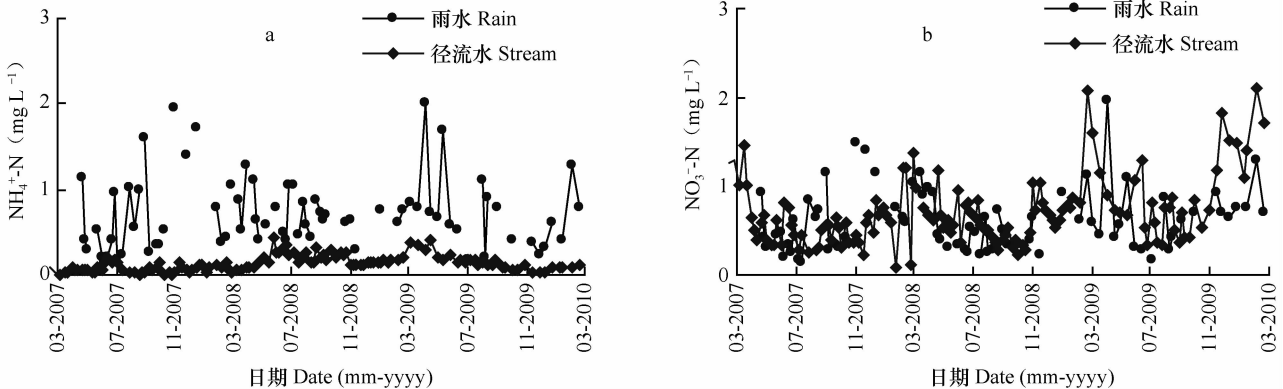


图2 流域径流水和雨水中 NH₄⁺-N (a) 和 NO₃⁻-N (b) 含量动态变化

Fig. 2 Dynamic changes of NH₄⁺-N (a) and NO₃⁻-N (b) concentrations in the stream and rain water in the watershed

还可以看出,雨水中的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 含量高于 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 的含量,而径流水中的 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 含量远高于 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 的含量。可见,降雨输入以 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 为主,而径流输出以 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 为主。输入的 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 在土壤中转化为 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 随着径流输出,这个过程中会有 H^+ 产生。

根据流域中 $\text{NH}_4^+\text{-N}$ 和 $\text{NO}_3^-\text{-N}$ 的输入输出平衡,应用 van Breemen 等对流域氮素输入输出可转化生成 H^+ 的方程^[29],估算出流域中由于氮素转化产生的 H^+ 为 $389 \text{ mol hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。因而由于降雨直接输入流域和降雨输入氮素转化的 H^+ 总量为 $1145 \text{ mol hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。大量的 H^+ 进入土壤势必会在一定程度上加速土壤矿物的风化。

2.4 硅和盐基离子在雨水和径流水中的含量和输入输出量

硅是硅酸盐矿物中的主要元素。硅酸盐矿物进行水解是土壤释放单硅酸的主要途径,因而径流水中水溶性硅(DSi)的含量和输出量从某种程度上可以反映硅酸盐矿物的风化速率。从图3可以看出,与径流水中的DSi含量相比,雨水中的DSi含量非常少。可见径流水中的硅主要来自硅酸盐矿物风化释放,受降雨的影响不大。

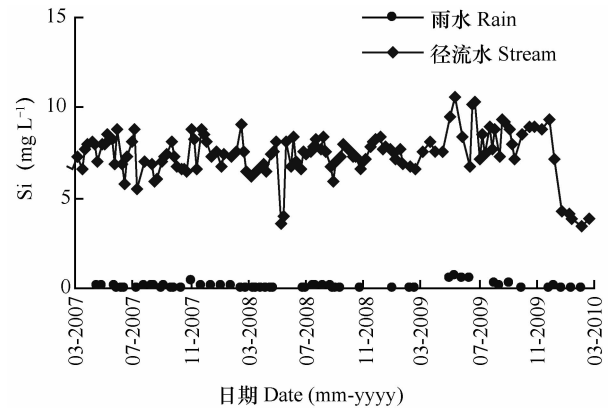


图3 流域径流水和雨水中 SiO_2 含量动态变化
Fig. 3 Dynamic changes of SiO_2 concentrations in the stream and rain water in the watershed

生态系统中的盐基离子主要来源于土壤矿物的风化。从图4可以看出,流域地表径流水中的 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的含量大多高于雨水中的相应含量,尤其是 Na、Ca 和 Mg。这表明风化对径流水盐基离子的贡献非常显著。在2008年2~3月份雨水和径流水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的含量较高,与该时期的大风天气引起的大气污染有关。统计结果表明,

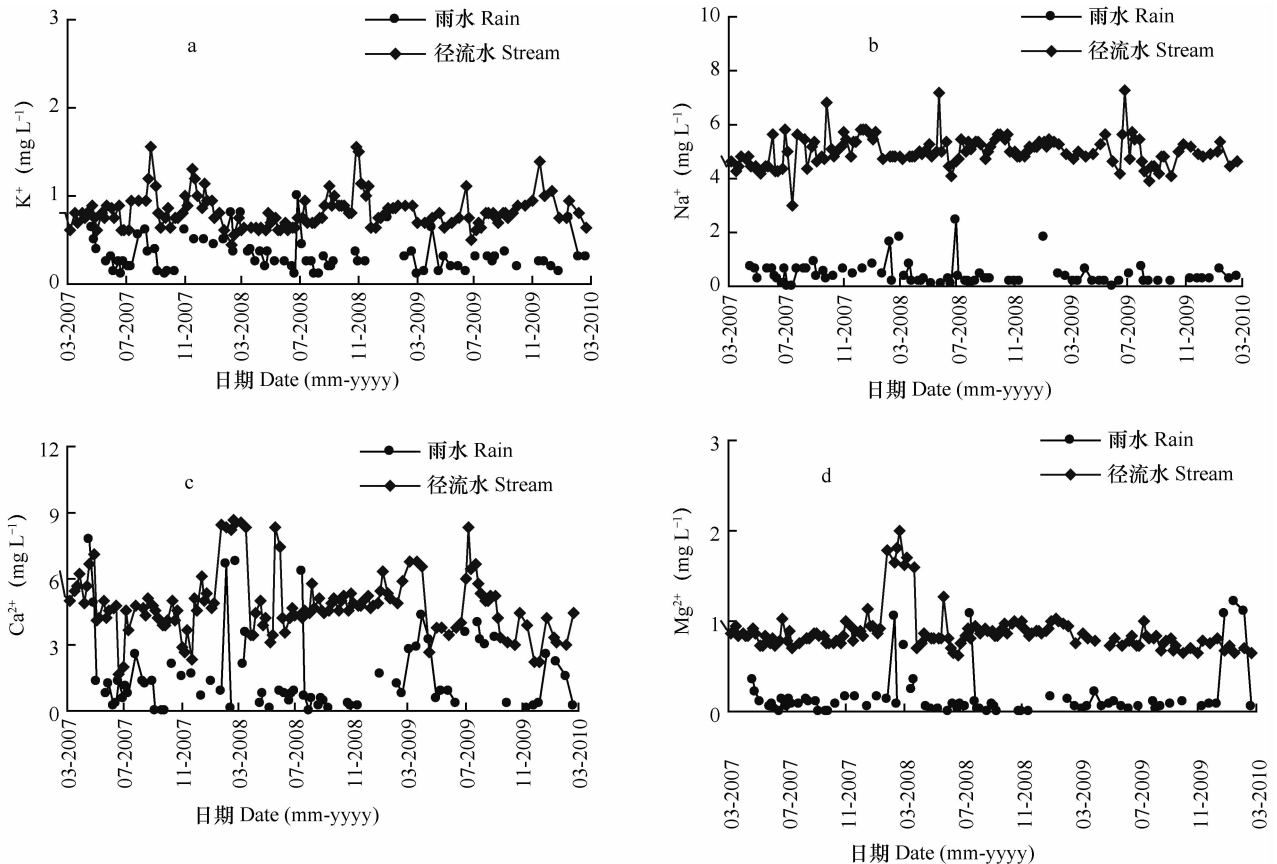


图4 流域径流水和雨水中 K^+ (a)、 Na^+ (b)、 Ca^{2+} (c) 和 Mg^{2+} (d) 含量动态变化

Fig. 4 Dynamic changes of K^+ (a), Na^+ (b), Ca^{2+} (c) and Mg^{2+} (d) concentrations in the stream and rain water in the watershed

径流水中 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 的含量与雨水中 H^+ 含量之间具有极显著相关性 ($r = 0.301$, $p < 0.01$; $r = 0.469$, $p < 0.001$), 说明土壤中的 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 对雨水酸度的敏感性较高, 大量的 H^+ 输入会增加土壤中盐基离子的释放^[30-31]。

研究区域 3 年来主要元素的降雨输入量和径流输出量见表 2。从表中可以看出, 降雨输入量最大的是 Ca, 其次是 Na, 再次是 K 和 Mg, 而 Fe、Al、Si 的降雨输入量是很小的。从径流输出量来看, Si 的输出量是最大的, 其次是 Na 和 Ca, 再次是 Mg 和 K, 同样 Fe 和 Al 的输出量也是很小的。

从离子输入输出平衡来看, 盐基离子的径流输出大于降雨输入量, 与 H^+ 的输入量大于输出量相对应, 这说明土壤由于风化作用和吸附作用消耗了降雨输入的 H^+ , 导致了大量的盐基离子径流输出。

表 2 2007 年 3 月至 2010 年 2 月小流域中元素的输入输出量

Table 2 Budget of elements in the watershed from March 2007 to February 2010 ($10^4 \text{ g hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$)

元素 Element	降雨输入量 Input with rainfall			径流输出量 Output with stream		
	2007	2008	2009	2007	2008	2009
K	0.528	0.420	0.383	0.714	0.450	0.549
Na	0.755	0.594	0.474	3.834	3.189	3.450
Ca	1.898	1.225	0.977	3.771	3.111	3.326
Mg	0.196	0.079	0.196	0.727	0.547	0.536
Fe	0.016	0.035	0.047	0.030	0.030	0.022
Al	0.030	0.036	0.034	0.014	0.007	0.015
Si	0.089	0.047	0.050	5.463	4.578	4.795

2.5 岩石风化速率

将研究区域所监测的主要矿质元素 K、Na、Ca、Mg、Fe、Al 和 Si 的数据根据式(3), 采用多元回归的方法, 计算出岩石风化速率 R 和土壤形成速率 S 。公式中的 DD_i 为表 2 中的元素径流输出量, PP_i 为表 2 中的元素降雨输入量, R_i 为表 1 岩石中元素含量, S_i 为表 1 土壤中元素含量。由此计算得到小流域在 2007 年 3 月至 2010 年 2 月 3 年的岩石风化速率为 $0.696 \pm 0.028 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。由此获得的风化速率是流域内土壤矿物当前的风化速率, 与当前的气候变化、酸沉降量以及土地利用等因素密切相关。

本研究的岩石风化速率接近全球的平均风化速率 $0.830 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ^[19]。在同样母岩上本研究区域的风化速率高于美国东北部新英格兰区新罕布什州 Hubbard Brook 流域的花岗岩风化速率^[31],

但低于日本西南部的 Iu-river 流域^[19]。已有研究表明, 气候(温度和降雨/径流)是影响风化速率非常重要的一个因素^[32]。美国东北部 Hubbard Brook 流域的风化速率小于本研究流域主要是因为 Hubbard Brook 流域位于温带, 年均温只有 5°C , 年均降雨量也只有 1295 mm ^[31]。本研究区域的年均温度 16.5°C , 降雨量也较 Hubbard Brook 流域高。而在日本西南部的 Iu-river 流域虽然也位于温带, 年均温 14°C , 与本研究区域年均温接近, 但年均降雨量达到 1957 mm , 而且地表径流系数非常高, 达到 92% , 因而风化速率可达到 $1.4 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ^[19]。由此可见风化速率受气温和降雨因素的影响很大。值得注意的是, 由于受到距离海洋位置以及地形的影响, 降雨量分配差异很大, 使得同样母岩在不同气候带上的风化速率并不是从温带到亚热带逐渐增加的。

我国南方酸雨非常普遍, 而且部分地区酸沉降较严重。虽然目前本研究区域土壤具有一定的酸缓冲能力, 能够吸附和消耗酸雨输入的全部 H^+ , 保护水体不至酸化, 但是土壤本身已经酸化 ($\text{pH} < 5.7$)。虽然 H^+ 的输入能够加快矿物的风化速率, 但由于花岗岩本身的抗风化能力较强, 由土壤矿物风化而消耗的 H^+ 是非常有限的。如果酸沉降持续输入, 土壤酸化必然会加重。当土壤中的 H^+ 积聚到一定的程度, 超过土壤的缓冲能力在某一“转折点”之后, 土壤不仅会很快酸化, 产生不可逆转的危害, 而且可能导致生物生产力的骤然下降, 并引起地表水体酸化现象^[33]。所以, 酸沉降的控制和酸沉降临界负荷的定量确定必须建立在当地风化速率的基础上。目前土壤的这种缓冲能力还能维持多久, 尚不清楚, 这还需要进一步的研究。

2.6 土壤形成速率

在计算岩石风化速率的同时, 获得流域土壤的形成速率为 $0.598 \pm 0.018 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 。按照本流域自然林地土壤平均容重为 1.2 g cm^{-3} , 计算得到本研究区域土壤的厚度形成速率为 $0.047 \sim 0.051 \text{ mm a}^{-1}$ 。因此, 在目前的酸沉降和亚热带气候条件下, 在花岗岩母质上如果没有地表物理侵蚀, 经过 $2.0 \text{ 万} \sim 2.1 \text{ 万年}$ 才能形成 1 m 厚的土壤。由此可见, 土壤虽然是可再生资源, 但是它的再生速度是非常慢的, 即使在温度和降雨量较大的亚热带地区, 理论上也是需要 2 年以上才能形成 1 m 厚的土壤。但实际上在湿润地区, 尤其是季风气候的丘陵山区, 降雨集中在夏季, 地表侵蚀非常严重。根据对研究区域土壤剖面观察发现, 本研究流域以及周边的花

岗岩丘陵区的土层普遍较薄,林地利用下一般土层厚度在 50 cm 以内,有的甚至小于 20 cm。可见,该地区的侵蚀量也是较严重的。在这样的地区,如果地表植被遭受破坏,覆盖度下降,地表薄薄的土层很快就会被全部流失,引起基岩裸露,再要恢复植被就非常困难了。

在该区域如果物理侵蚀速率小于 $0.047 \sim 0.051 \text{ mm a}^{-1}$,土壤会逐渐变厚,但实际形成 1 m 厚的土壤也远远大于 2 万年;如果侵蚀速率大于成土速率,随着时间的推移,该地区的土层会越来越薄。目前水利部颁布的我国南方土壤允许流失量为 $200 \text{ t km}^{-2} \text{ a}^{-1}$,即使按照 1.35 g cm^{-3} 的土壤平均容重计算,折合为 0.15 mm a^{-1} ,是本研究计算的土壤形成速率的 3 倍。这样是不利于土壤资源的合理利用和保护。因此,国家在制定土壤允许流失量的时候,必须考虑当地土壤的形成速率,以保障土壤资源的可持续发展。

3 结 论

目前我国皖南丘陵地区花岗岩的风化速率为 $0.696 \pm 0.028 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$,接近全球平均风化速率。由于土壤风化和吸附作用可以消耗降雨输入的 H^+ ,保护地表水体不被酸化,说明目前土壤虽然已经酸化,但尚具有较强的酸缓冲能力。土壤形成速率为 $0.598 \pm 0.018 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$,也就是在不存在土壤侵蚀的情况下,需要经过 2 年以上才能形成 1 m 厚的土壤。因而土壤的再生速度是非常慢的,而在我国亚热带丘陵区土壤的侵蚀比较严重,如果土壤的侵蚀速率大于该土壤的成土速率,土层会逐渐变薄。从土壤资源可持续利用和发展的角度来看,需要依据不同地区土壤的形成速率重新制定土壤允许流失量的标准。

参 考 文 献

[1] White A F, Blum A E. Effects of climate on chemical weathering in watersheds. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59: 1729—1747

[2] Brady P V, Gislason S R. Seafloor weathering controls on atmospheric CO_2 and global climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61: 965—997

[3] Dessert C, Dupré B, Gaillardet J, et al. Basalt weathering laws and the impact of basalt weathering on the global carbon cycle. *Chemical Geology*, 2003, 202: 257—273

[4] Fortner S K, Lyons W B, Carey A E, et al. Silicate weathering and CO_2 consumption within agricultural landscapes, the Ohio-

Tennessee River Basin, USA. *Biogeosciences*, 2012, 9(3): 941—955

[5] Bain D C, Roe M J, Duthie D M L, et al. The influence of mineralogy on weathering rates and processes in an acid-sensitive granitic catchment. *Applied Geochemistry*, 2001, 16(7/8): 931—937

[6] Goldich S S. A study in rock weathering. *Journal of Geology*, 1938, 46: 17—58

[7] Swoboda-Colberg N G, Drever J I. Mineral dissolution rates in plot-field and laboratory experiments. *Chemical Geology*, 1993, 105: 51—69

[8] Dahlgren R A, Ugolini F C, Casey W H, et al. Field weathering rates of Mt. St. Helens tephra. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(5): 587—598

[9] White A F, Bullen T D, Schulz M S, et al. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(6): 847—869

[10] Benedetti M F, Dia A, Riotte J, et al. Chemical weathering of basaltic lava flows undergoing extreme climatic conditions: The water geochemistry record. *Chemical Geology*, 2003, 20(1/2): 1—17

[11] Rad S, Cerdan O, Rivé K, et al. Age of river basins in Guadeloupe impacting chemical weathering rates and land use. *Applied Geochemistry*, 2011, 26: S123—S126

[12] Bronger A, Wichmann P, Enslin J. Over-estimation of efficiency of weathering in tropical “Red Soils”: Its importance for geological problems. *Catena*, 2000, 41(1/3): 181—197

[13] 唐先干, 杨金玲, 张甘霖. 皖南山区降水酸性特征与元素沉降通量. *环境科学*, 2009, 30(2): 45—50. Tang X G, Yang J L, Zhang G L. Acidity characteristics and element flux of rainwater in the hilly area of south Anhui, China (In Chinese). *Environmental Science*, 2009, 30(2): 45—50

[14] 国家环境保护总局. 水和废水监测分析方法. 第 4 版. 北京: 中国环境科学出版社, 2002. National Environmental Protection Offices. Analytical methods for water and wastewater monitoring (In Chinese). 4th ed. Beijing: China Environmental Sciences Press, 2002

[15] Zini Q, Buldini P L, Morettini L. Rapid determination of dissolved silica in natural waters. *Microchemical Journal*, 1985, 32: 148—152

[16] 张甘霖, 龚子同. 土壤调查实验室分析方法. 北京: 科学出版社, 2012. Zhang G L, Gong Z T. Soil survey laboratory methods (In Chinese). Beijing: Science Press, 2012

[17] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法. 北京: 中国农业科技出版社, 1999. Lu R K. Analytical methods for soil and agricultural chemistry (In Chinese). Beijing: China Agricultural Science and Technology Press, 1999

[18] USDA-NRCS. Soil survey laboratory methods manual. Soil Survey Investigations Report No. 42. version 4.0. Washington DC, 2004

[19] Wakatzuki T, Rasyidin A, Naganawa T. Multiple regression method for estimating rates of weathering and soil formation in watersheds. *Soil Science and Plant Nutrition*, 1993, 39(1): 153—159

[20] 何园球, 赵其国, 王明珠, 等. 我国热带亚热带森林土壤养

- 分循环特点与成土过程研究. 土壤, 1993, 25(6): 292—298. He Y Q, Zhao Q G, Wang M Z, et al. Soil nutrient cycle characteristics and pedogenic process in tropical and subtropical China (In Chinese). Soils, 1993, 25(6): 292—298
- [21] 于天仁, 陈志诚. 土壤发生中的化学过程. 北京: 科学出版社, 1990. Yu T R, Chen Z C. Chemical process in soil genesis (In Chinese). Beijing: Science Press, 1990
- [22] Huang K, Zhuang G, Xu C, et al. The chemistry of the severe acidic precipitation in Shanghai, China. Atmospheric Research, 2008, 89: 149—160
- [23] Huang D Y, Xu Y G, Peng P A, et al. Chemical composition and seasonal variation of acid deposition in Guangzhou, South China: Comparison with precipitation in other major Chinese cities. Environmental Pollution, 2009, 157: 35—41
- [24] 张苗云, 王世杰, 张迎, 等. 金华市大气降水的化学组成特征及来源解析. 中国环境监测, 2007, 23(6): 86—92. Zhang M Y, Wang S J, Zhang Y, et al. Analysis on the origin and characteristics of chemical composition of precipitation in Jinhua (In Chinese). Environmental Monitoring in China, 2007, 23(6): 86—92
- [25] 文军, 罗献宝, 骆东奇, 等. 千岛湖区域酸雨污染成因分析. 水土保持研究, 2005, 12(2): 42—45. Wen J, Luo X B, Luo D Q, et al. Analysis of cause of formation acid rain pollution in Qiandao Lake area (In Chinese). Research of Soil and Water Conservation, 2005, 12(2): 42—45
- [26] 钟玲玲. 景德镇市酸雨污染与防治. 中国环境管理, 2003, 22(2): 43—44. Zhong L L. The pollution and prevention of acid rain in Jingdezhen (In Chinese). China Environmental Management, 2003, 22(2): 43—44
- [27] 缪剑霞. 南京市“十五”期间环境空气质量状况解析. 污染防治技术, 2007, 20(4): 57—58. Miao J X. Analysis on air pollution of Nanjing during Tenth-five year planning (In Chinese). Pollution Control Technology, 2007, 20(4): 57—58
- [28] de Vries W, Reinds G J, Vel E. Intensive monitoring of forest ecosystems in Europe 2: Atmospheric deposition and its impacts on soil solution chemistry. Forest Ecology and Management, 2003, 17: 97—115
- [29] van Breemen N, Driscoll C T, Mulder J. Acidic deposition and internal proton in acidification of soils and water. Nature, 1984, 307: 599—604
- [30] Wright R F, Lotse E, Semb A. Reversibility of acidification shown by whole catchment experiments. Nature, 1988, 334: 670—675
- [31] Likens G E, Bormann F H, Pierce R S, et al. Biogeochemistry of a forested ecosystem. New York: Springer-Verlag, 1977
- [32] Oliva P, Viers J, Dupré B. Chemical weathering laws in granitic crystalline environment. Chemical Geology, 2003, 202: 223—254
- [33] Paces T. Source of acidification in Central Europe estimated from elemental budgets in small basins. Nature, 1985, 315(2): 31—36

ROCKWEATHERING AND SOIL FORMATION RATES OF A FORESTED WATERSHED IN THE TYPICAL SUBTROPICAL GRANITE AREA

Yang Jinling^{1,2} Zhang Ganlin^{1,2} Huang Laiming^{1,2}

(1 State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

(2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract Rock weathering and soil formation are important links of element cycling in the earth surface. The knowledge of rock weathering and soil formation rates is important for sustainable utilization of soil resources and watershed management. A typical forest watershed, located in South Anhui, subtropical China, was chosen as a case for study. Input and output of main mineral elements were monitored. Rock weathering and soil formation rates were estimated using the principles of geochemical mass balance of the elements in the watershed. Results show that with the current rainfall and acid precipitation, the average granite weathering rate is $0.696 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ and the soil formation rate is $0.598 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$. That is to say, it takes more than 20 000 years to form 1 meter of soil in this area. It was found that a large amount of H^+ was sunk into the ecosystem, but did not make stream water acidic because it was exhausted by soil mineral weathering and cation exchange. However, in the long run, it will acidify the soil. The research also found that it is necessary to re-set criteria of soil loss tolerance on the basis of the current soil formation rate.

Key words Weathering rate; Soil formation rate; Soil acidification; Soil loss tolerance; Watershed; Element cycling