

长江中上游土壤自然侵蚀量及其估算方法

景 可¹, 张信宝²

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

2. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041)

摘要: 首先阐述了土壤侵蚀可分为自然侵蚀和人为加速侵蚀, 自然侵蚀是自地球形成以来就普遍存在的一种自然现象; 继而从夷平面、河流阶地、沉积盆地等侵蚀和堆积地貌形迹论述了第四纪以来长江中上游土壤自然侵蚀存在的佐证事实; 在此基础上, 依据侵蚀沉积相关原理, 利用沉积物的厚度、面积和沉积时段分别计算了洞庭湖流域、鄱阳湖流域和古云梦泽流域全新世以来的自然侵蚀量, 它们分别为 $264.2 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 、 $312.5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 和 $297.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$; 同时, 本文还辅以川西和三峡地区的对比实验小区资料, 现代自然侵蚀量分别为 $342.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 、 $75 \sim 270 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 佐证历史自然侵蚀量。长江上中游区域的自然侵蚀量介于 $264.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a} \sim 342.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 之间。流域平均自然侵蚀量是现代侵蚀量的 $50\% \sim 60\%$ 之间; 本研究成果有助于对长江中上游现代土壤侵蚀的属性、演变过程有一个科学的认识; 同时可为生态保护、环境友好建设目标提供背景参照物。

关键词: 土壤自然侵蚀量; 相关原理; 地貌形迹; 长江中上游

文章编号: 1000-0585(2007)01-0067-08

土壤侵蚀在中国又称水土流失, 是地球上最为普遍的物质运动现象, 自地球形成以来的漫长地质历史时期内, 地球表层的侵蚀与此相伴的堆积从未停止过。新生代以前的地质时期的自然侵蚀形迹尽管已很难觅, 但是与侵蚀相辅相成的各种侵蚀物堆积形成的相关沉积地层依然存在, 这足以证明自然侵蚀存在的历史事实。自新生代以来, 尤其第四纪以来的各种侵蚀所残留的侵蚀地貌形迹, 或是与侵蚀相关的沉积地形在地球上比比皆是, 这都有力地证明侵蚀这一自然现象存在的长期性和不间断性。自然界的土壤侵蚀与其他自然事件一样, 总是随着影响环境变化而变化, 尤其当进入到人类历史时期以来, 土壤侵蚀的影响因素由纯自然因素变为自然和人类双重影响因素。与此相随的是侵蚀量也由纯自然侵蚀量上叠加了人为加速侵蚀量, 使得侵蚀强度越来越大。至今, 国际上自然侵蚀量研究比较薄弱, 在我国系统的自然侵蚀量研究也不多, 在大流域中只有黄河流域有过这方面的宏观研究^[1,2], 长江流域只有局部区域有过自然侵蚀量研究^[3,4]。本文通过地貌学、沉积学和定位小区试验等方法探讨了长江中上游的宏观自然侵蚀量, 这将有利于对长江中上游现代土壤侵蚀的属性、演变过程有一个科学的认识。同时, 也为生态保护、环境友好建设目标提供背景参照物。

1 自然侵蚀与加速侵蚀的基本内涵

土壤侵蚀可分为自然侵蚀和人为加速侵蚀, 但什么是自然侵蚀学术界认识不尽相同,

收稿日期: 2006-05-15; 修订日期: 2006-09-27

基金项目: 973 资助项目 (2003CB415202) 和国家自然科学基金项目 (40471017) 资助

作者简介: 景可 (1939-), 男, 江苏丹徒人, 研究员。从事土壤侵蚀产沙环境与水土保持研究。

E-mail: jingk@igsrr.ac.cn

一种认为“自然侵蚀是指地质时期所发生的侵蚀, 又称地质侵蚀或常态侵蚀, 它的发生发展完全取决于自然环境因素的变化”^[5,6]; 还一种认为“自然侵蚀是指在不受人影响的环境平台上, 自然营力对地表作用产生土壤物质脱离母质的分离、破坏和移动现象。自然侵蚀又称之为常态侵蚀, 或是地质侵蚀”^[7,8]。以上“自然侵蚀”的两种认识的根本分歧点在于自然侵蚀发生和发展的时间上, 前者认为地质时期发生的土壤侵蚀为自然侵蚀, 也就是说进入人类历史时期以来的土壤侵蚀为人为加速侵蚀; 后者是从影响土壤侵蚀因素出发, 认为凡未受人为环境因素影响的侵蚀为自然侵蚀。这一认识涉及到一个重要的现实问题, 就是现代土壤侵蚀中存在不存在自然侵蚀。从概念出发, 前者认为现代侵蚀都是人为加速侵蚀; 后者认为自然界的现代土壤侵蚀中既存在人为加速侵蚀, 也存在自然侵蚀。

地球陆地的自然侵蚀是一个长期的地质过程, 现代陆地上大范围、大厚度的沉积岩, 无论是陆相沉积还是海相沉积, 以及一切构造盆地内的巨厚的不同时代的松散沉积物都有力地证明陆地上地质时期自然侵蚀始终是存在的。但自然侵蚀速度是缓慢的, 据拉普(Akapp)估算, 在卡尔吉瓦格山地陡崖后退速度是 5m/万年至 10m/万年, 卡纳(N. Caine)对科罗拉多落基山的估算是 7.6m/万年, 托思(Thorn)对落基山前山的雪下侵蚀作了观测, 经推算表明, 形成一个中型雪蚀洼地需要 50 万年^[9]。由此可见, 自然侵蚀的速率是很小的, 而且不同的地表组成物质、不同地表形态、不同的生物气候带自然侵蚀量都存在差异, 一般干旱半干旱地区的自然侵蚀量要大于半湿润地区, 更大于湿润地区的侵蚀。如海南岛尖峰岭的自然侵蚀量是 $24\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$ ^[10], 而子午岭林区的自然侵蚀量是 $< 100\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$ ^[11]; 四川盆地琼江流域第四纪的平均自然侵蚀速率为 $0.2\text{m}/\text{ka}$, 相当于 $200\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$, 重庆地区第四纪侵蚀速率为 $0.13 \sim 0.16\text{m}/\text{ka}$, 相当于 $130 \sim 160\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$ ^[3], 川中丘陵小流域自然侵蚀速率分别为 $216\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$ 和 $378\text{t}/\text{km}^2 \cdot \text{a}$ ^[4]。前者是现代环境的自然侵蚀量, 后者是地质时期的自然侵蚀量。

与自然侵蚀相对应的是人为加速侵蚀。人类社会出现以来, 由于生存与发展的需要, 大部分地区的土地利用/土地覆被发生变化, 典型的是坡地耕垦、森林采伐, 人为地对自然生态平衡的破坏加速了土壤侵蚀过程, 增强了侵蚀强度, 这就是所谓的加速侵蚀。不同的学者对加速侵蚀的理解也不尽相同, 如有些土壤侵蚀学者认为表土层中的冲刷不超过土壤形成过程中腐殖质积累的那种侵蚀为正常侵蚀; 而加速侵蚀则为土壤形成过程中腐殖质的积累抵偿不了其冲刷流失, 即土壤的天然肥力不断下降的那种侵蚀, 称之为加速侵蚀^[12]; 还有认为, 人类历史时期产生的侵蚀都是加速侵蚀^[5]。很显然, 前者混淆了所谓加速侵蚀与容许侵蚀; 所谓加速侵蚀, 顾名思义是指侵蚀速率超过自然侵蚀速率的侵蚀, 或者侵蚀速率随着时间推移逐渐增强的那种侵蚀。加速侵蚀又可分为自然加速侵蚀和人为加速侵蚀^[1]。所谓自然加速侵蚀是指自然界本身由于某种环境条件的变化而引发的侵蚀量增加。这些变化条件有突变的, 也有渐变的。前者如大型滑坡、火山活动、森林火灾或者突发性气候事件等都可以引起侵蚀的加剧; 后者如沟头的溯源侵蚀和横断面的拓宽, 侵蚀临空面的增加也都能引起侵蚀量的增加。人为加速侵蚀是指在自然侵蚀的基础上叠加了不合理的人为作用, 这种由人为因素影响使地表抗蚀力减小而出现的侵蚀量增加, 如植被的破坏、土地开垦等都能促使侵蚀的加速。

自人类历史社会以来, 自然界的自然侵蚀和人为加速侵蚀发展方向并不是一成不变的, 在许多地方是可以相互转化的; 即原来是属自然侵蚀的区域, 由于加入人类活动如垦荒, 过度地破坏森林都能使自然侵蚀发展为人为加速侵蚀。当停止人类不合理的经济活

动, 并增加适当的防治措施, 植被得以逐渐恢复, 恢复到自然程度以后, 地表的侵蚀强度逐渐恢复到自然侵蚀, 如黄土高原的子午岭大部分区域是自然侵蚀发展到加速侵蚀, 然后再由加速侵蚀演化到自然侵蚀, 是自然侵蚀和加速侵蚀互动过程的典型例子^[11]。但必须明确一点, 在地球上所有自然侵蚀的区域在人为作用下都可以发展成人为加速侵蚀; 相反, 人为加速侵蚀不一定都能恢复到自然侵蚀过程, 至少是很难或者需要漫长的时间过程。这是因为有些地区自然侵蚀环境是可以逆转的, 有些地区可逆性相对缓慢; 一般在干旱半干旱地区自然环境的恢复是困难的, 而在湿润和半湿润地区自然环境的恢复是较快的。有些地区虽然可在短时间内使加速侵蚀恢复到自然侵蚀, 但是生物多样性的恢复则要漫长的时间过程, 如海南岛南部一片由季雨林破坏成为热带草原就是一例。就目前我国土壤侵蚀形势分析, 湿润与半湿润地区由现在的加速侵蚀恢复到自然侵蚀, 只要加大治理力度, 用不了太长的时间, 多则 4~5 年, 少则 2~3 年完全有可能从人为加速侵蚀恢复到自然侵蚀, 但不一定能恢复到自然生态功能。而在半干旱地区则费尽较大力气, 也不一定能完全恢复到自然侵蚀。还要明确一点的是自然侵蚀不等于容许侵蚀, 有些地方即使恢复到自然侵蚀, 仍可能是属于有害侵蚀范畴, 侵蚀量仍然大于容许侵蚀量。

2 长江中上游历史期自然侵蚀量

长江中上游除河源地区是属于青藏高原的高寒环境外, 其余大部分地区都是属于亚热带湿润气候区, 年降水量 800mm~1200mm, 有些地区甚至更高些。地带性天然植被是常绿阔叶林、针叶落叶阔叶混交林。这样的气候生物带条件下, 除了受特殊的地貌与自然环境影响的区域, 如干热河谷地区、地质断裂构造活跃地区外, 这样的湿润气候带的自然侵蚀是否存在, 自然侵蚀量又是多少, 是众所关心的问题, 也正是下文要讨论的问题。

2.1 历史自然侵蚀存在的佐证实事

一个区域长期以来是以侵蚀为主, 还是以堆积为主, 总是留有明显的侵蚀与堆积痕迹, 作者等曾经引入了侵蚀地貌形态、侵蚀的相关沉积和古土壤等自然现象佐证了黄土高原自然侵蚀的存在^[13], 而长江中上游除古土壤层不明显外, 侵蚀形态和侵蚀相关沉积痕迹也可用于长江中上游历史上自然侵蚀存在的佐证实事。长江中上游的主要地貌是山地和丘陵, 无论是山地还是丘陵都受到外营力不同程度的侵蚀, 如有三期侵蚀面 (大楼山期、山盆期和峡谷期), 第四纪以来不同规模的沟谷也佐证了地面有不同程度的侵蚀切割, 阶段性的河谷侵蚀下切现象更是随处可见, 长江中上游无论大河还是小河河床纵剖面上有数级裂点, 河谷内发育有数级阶地, 如长江三峡巴东一带在鄂西高原山原期剥夷面以下有 6~7 级阶地发育, 它们的相对高度分别为 30m、70m、165m、240m、330m、530m^[14]; 长江上游干流及支流嘉陵江、乌江, 以及中游的湘江、赣江、汉江及它们的支流都有 4~5 级阶地发育, 长江在宜昌出山口以后也形成 5 级阶地, 河流阶地的性质低阶地是基座阶地, 高阶地为侵蚀阶地。这些历史遗留的地貌现象说明长江中上游第四纪以来, 在新构造运动的驱使下地面存在阶段性剥蚀和下切侵蚀过程。此外, 还有上游干旱河谷如元谋盆地、安宁盆地等地的土林侵蚀地貌, 湘赣区域古崩岗遗迹等地貌形迹都充分说明长江中上游第四纪以来区域自然侵蚀客观存在的事实。

依据侵蚀沉积相关原理推测, 凡有沉积地层的存在, 必有沉积区上游的侵蚀存在。长江中上游发育了大量的构造盆地和侵蚀盆地, 上游最大的是四川盆地, 小的有元谋盆地、安宁盆地及其他大大小小的坝子, 这些盆地的周边都有厚度不等的第四纪沉积层; 中游规

模最大的盆地是江汉平原、中下游平原及洞庭湖和鄱阳湖流域内的大小构造盆地与河谷盆地等都有不同厚度的第四纪松散堆积物。江汉盆地是由长江干流和支流汉江上游带来的泥沙在此处堆积形成的规模巨大的冲洪积平原。湘、资、沅、澧四水流域的侵蚀泥沙在洞庭湖坳陷堆积；赣江、抚河、信江、修水和饶河流域侵蚀泥沙在鄱阳湖坳陷堆积。据钻孔资料显示，云梦泽第三纪沉积厚 2000m 左右，第四纪以来泥沙沉积厚 200m 左右，全新世（1 万年以来）洞庭湖、鄱阳湖都有 20m 厚的沉积层^[15, 16]。这些巨厚沉积都是上游不同时期的侵蚀泥沙的沉积。这一事实充分地反映了流域自然侵蚀长期以来一直是存在的，从未间断过。自然侵蚀不仅在历史时期存在，即使土壤侵蚀面积占流域国土面积 31% 的今天，土壤的自然侵蚀依然存在，如川西、青藏高原未开发区，或停止开发（森林采伐）以来植被覆盖已恢复到自然状态的地区仍然保持着自然侵蚀；这种现象在洞庭湖和鄱阳湖流域都有不少地区依然维持着自然侵蚀。

2.2 自然侵蚀速率估算

上面所述侵蚀地貌与沉积地貌等自然现象足以说明自然侵蚀存在的长期性，但要真正求得地区的自然侵蚀速率也是相当困难的。依据侵蚀沉积原理求得的宏观自然侵蚀速率尽管还存在这样或那样的问题，但基本上还是能够宏观地说明区域自然侵蚀量与变化规律。下面依据洞庭湖、鄱阳湖和古云梦泽的全新世沉积地层的相关信息估算了这三个流域的自然侵蚀速率。

(1) 洞庭湖流域的自然侵蚀期的输沙模数。洞庭湖是一个构造断陷湖，它与北面江汉坳陷之间是华容隆起。在很长时期内是湖高江低，长江上游来水在荆江不发生分流，也就是说洞庭湖的沉积泥沙主要来自湖区流域。洞庭湖的第四纪沉积层厚约 200m，全新世的沉积 20m 左右^[16]。洞庭湖湖区流域面积 17.9 万 km²，水面面积最大时 6000km²，到 1949 年水面缩小为 4350km²。据钻孔资料，全新世早、中期的沉积层 12.4m 处¹⁴C 年代为 4700 ± 130 年，而 15.4m 处的¹⁴C 年代为 7588 ± 150 年^[17]。全新世中期湖区泥沙沉积速率 (Y_1) 是：

$$Y_1 = (15.4 - 12.4) / (7588 - 4700) = 3 / 2888 = 1.04 \text{ mm/a} \quad (1)$$

全新世中后期西洞庭湖三角洲沉积层 7.34m，沉积底板层¹⁴C 年代为 3900 ± 100 年，沉积速率 Y_2 ：

$$Y_2 = 7.34 / 3900 = 1.88 \text{ mm/a} \quad (2)$$

式 (2) 需要说明的是由于长江的四口分流，洞庭湖全新世后期沉积泥沙已不完全是来自洞庭湖流域了，含有长江的来沙。显然 Y_2 沉积速率增加，来自两方面原因，一是由于流域人类活动的增强，导致侵蚀产沙的增加；二是由于增加了长江来沙。可见， Y_2 已不是真正意义上的自然侵蚀期的沉积速率， Y_1 才是真正自然侵蚀期的沉积速率。由于洞庭湖是一个外流湖，沉积在湖区泥沙只是流域来沙的一部分。如果流域来沙进入湖/江的比例与鄱阳湖相同，即湖区沉积泥沙占 51.8%，入江泥沙占 48.2%；若按此沉积量和沉积面积 6000km²（容重按 1.5t/m³，下同）计算，每年流域进入湖区的输沙量是 1807.2 万 t，湖区流域面积 178692km²，流域平均输沙模数 101.5t/km²·a；而现在湘、资、沅、澧四水的年输沙量是 3048 万 t，年平均输沙模数是 170.5t/km²·a。由此可见，现在的输沙模数是自然侵蚀期输沙模数的 1.67 倍。

(2) 鄱阳湖流域自然侵蚀期的输沙模数。鄱阳湖也是一个构造湖，它的流域面积 16.2 万 km²，汇入湖的河流有赣江、抚河、信江、修水和饶河，最高水位时湖面面积是 3283.4km²，每年入湖输沙量是 2419.8 万 t，同期由湖输入长江的泥沙量 1330.2 万 t。据

中国科学院南京湖泊与地理研究所对湖区沉积物分析研究, 赣江三角一千二百年以来沉积厚度 2m~4m, 平均年沉积速率是 0.25cm; 而近期 (20 世纪 60 年代以来) 年沉积速率 0.52~0.53cm^[18]。近期的沉积速率相当于历史时期的沉积速率的 1 倍。近期的流域输沙模数 149.4t/km²·a, 再由沉积速率和湖区面积关系反推历史时期鄱阳湖流域自然侵蚀时期的输沙模数为 75t/km²·a, 现在输沙量是自然侵蚀期的 1.99 倍。

(3) 云梦泽流域自然侵蚀期的输沙模数。云梦泽是长期下沉的一个构造湖, 接纳了由长江上游和汉江中上游约 113 万 km² 区域的侵蚀来沙。据历史资料记载, 云梦泽全新世早、中期的水面方圆 900 里, 到了隋唐云梦泽被淤塞, 全新世泥沙沉积层厚 30m^[19,20]。依据这些条件宏观地估算了长江上游和汉江流域的侵蚀速率。由于云梦泽是一个不规则的多边形, 简略为圆形面积 (Q) 计算。输沙模数计算过程如下:

$$\text{云梦泽的面积: } Q = (L/\pi/2)^2 \times \pi = (450\text{km}/3.1416/2)^2 \times 3.1416 = 16114.59\text{km}^2 \quad (3)$$

$$\text{泥沙堆积体积 (m}^3\text{): } V = 16114.59 \times 1000 \times 1000 \times 30 = 483437700000\text{m}^3 \quad (4)$$

$$\text{泥沙堆积速率 (m}^3\text{/a): } Y = V/t = 483437700000/9000 = 53715300\text{m}^3/\text{a} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \text{流域平均输沙模数 (t/km}^2\text{·a): } M &= Y/Q \cdot r \\ &= 53715300 \div 1130000 \times 1.5 \\ &= 71.3\text{t/km}^2\text{·a} \end{aligned} \quad (6)$$

以上公式中: Q 为面积, L 为周长, V 为体积, Y 为速率, t 为时间, M 为输沙模数, r 为容重。

由于上游来沙不是全部沉积在云梦泽, 按近期的泥沙沉积比例, 宜昌以下的泥沙沉积量相当于上游来沙量的 30% 左右; 按这个泥沙沉积比例推算, 长江上游自然侵蚀期的输沙模数为 237.6t/km²·a, 是近代输沙模数的 44.8%。

(4) 流域自然侵蚀速率。以上宏观地推算了洞庭湖、鄱阳湖和云梦泽自然侵蚀时期的输沙模数分别是 101.5t/km²·a、75t/km²·a 和 237.6t/km²·a。由输沙模数转化为侵蚀模数必须知道流域的泥沙输移比才能求得自然侵蚀模数即侵蚀速率。有研究认为长江流域的泥沙输移比 0.15~0.65^[21], 而我们研究认为长江上游的泥沙输移比不会小于 0.8^[22,41], 洞庭湖和鄱阳湖流域的山间盆地多一些, 因而泥沙输移比相对小一些, 约 0.6。按泥沙输移比 0.6 和 0.8 分别推算出洞庭湖、鄱阳湖和长江上游的自然侵蚀模数即自然侵蚀速率分别为 169.2t/km²·a、125.0t/km²·a、297.0t/km²·a。

3 长江上游现代自然侵蚀速率

3.1 现代自然侵蚀存在的佐证实况

现代自然界是否存在自然侵蚀, 依据文献 [5]、[6] 的自然侵蚀定义, 那么现代的土壤侵蚀全部属于人为加速侵蚀。而依据文献 [7]、[8] 的自然侵蚀定义, 那么现代侵蚀中不仅存在加速侵蚀, 而且也存在自然侵蚀。事实上, 上文已列举的黄土高原的子午岭和海南岛尖峰岭都存在自然侵蚀, 现代全国存在的自然侵蚀区域的例子是举不胜举, 这已被大多数承认, 如长江上游第一次全国土壤侵蚀普查, 微度以上 (不包括微度) 的土壤侵蚀面积 36 万 km², 占流域面积的 36%, 就是说仍有 74 万 km² 以下土地属于微度侵蚀。尽管还不能说微度侵蚀就是自然侵蚀, 但是微度侵蚀中很大一部分是属于自然侵蚀这还是无疑的。尽管目前我国自然环境遭受到很大破坏, 但毕竟还保留了很大一部分自然状态下的侵蚀区域, 这也是不争的事实。

3 2 现代自然侵蚀速率

(1) 长江上游小区反映的自然侵蚀速率。四川林业研究院在长江上游试验小区对比观测结果,如表 1。川西未采伐的、森林覆盖度 70% 以上的天然林区试验场观测到年土壤侵蚀量 $342\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$; 由于试验区未遭受人为活动的干扰,这个侵蚀量属自然侵蚀量应该是没有问题的。在同样条件下采伐后林地的侵蚀模数是 $673\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$,这是经过人为干扰后的侵蚀量,属加速侵蚀量;可见,自然侵蚀速率只有加速侵蚀速率的 50%。

表 1 川西林区天然林采伐前后流域水土流失统计^[23]

Tab 1 Statistics of soil losses in the forest in the west of Sichuan before and after deforestation

站 名	集水面积 (km^2)	采伐动态	流域覆盖率 (%)	年输沙量 (万 t)	年输沙模数 ($\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$)
理县米亚罗森林水文站	2204	伐前	70	75.5	342
洛川桑坪水文站	2225	伐后	10	149.8	673

(2) 长江三峡监测小区自然侵蚀量。北京林业大学在长江三峡做了一组不同立地和下垫面条件的坡面土壤侵蚀试验研究,试验结果如表 2。表 2 中一共有 18 个对比小区,其中森林覆盖率 $\geq 70\%$ 的监测小区是 6 个。这 6 个小区中有 5 个小区的侵蚀模数是 $55.6\sim 270.9\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$ 之间,只有一个小区侵蚀模数是 $597\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$ 。从表中“9”与“10”小区比较判断,“10”小区的侵蚀模数不应该大于“9”小区,这是为什么,原文未做出解释,为此抛开“10”小区,其他 5 个小区侵蚀可以认定是自然或接近自然侵蚀,自然侵蚀量 $55.6\sim 270.9\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$ 之间。

表 2 坡面监测小区土壤流失量^[24]

Tab 2 Soil losses from the experimental plots

区号	土地利用 现状	坡向	坡度 (度)	林分密度 (株/ hm^2)	盖度	树高 (m)	胸径 (cm)	枯落物量 (g/m^2)	土壤流失量 1993 年	侵蚀模数 ($\text{t}/\text{km}^2\cdot\text{a}$)
1	松栎混交林	N	6	2500	0.90	4.00	4.8	160	61.4	55.6
2	松栎混交林	N	12	1000	0.60	3.93	4.6	144	307.7	283.5
3	松栎混交林	SE30°	12	2500	0.80	4.00	4.8	158	141.4	137.8
4	松栎混交林	SE30°	20	1000	0.45	3.93	4.6	130	596.9	571.9
5	松栎混交林	SE30°	22	1000	0.60	3.93	4.6	153	474.8	459.8
6	松栎混交林	SE30°	23	800	0.80	3.93	4.6	117	153.8	146.2
7	松栎混交林	SW0°	31	1000	0.30	3.50	4.1	138	2520.3	2015.3
8	松栎混交林	SW30°	31	1200	0.60	3.93	4.6	149	778.1	592.1
9	松栎混交林	SW15°	33	1200	0.70	3.93	4.6	0	338.9	270.9
10	松栎混交林	SW15°	33	2300	0.70	3.93	4.6	155	763.0	597.0
11	松栎混交林	SW15°	33	—	0.90	4.10	4.9	85	65.7	57.5
24	灌草地	SE60°	25	—	0.70	—	—	80	1033.4	932.8
25	灌草地	SW52°	30	—	0.70	—	—	—	2443.5	2015.6
26	裸地	SE52°	23	—	< 0.25	—	—	—	3823.1	2969.5
27	裸地	SE34°	33	—	< 0.25	—	—	—	6078.5	4960.8
28	农耕地	SE34°	7	—	—	—	—	—	92.4	75.0
29	农耕地	SE34°	13	—	—	—	—	—	760.8	578.7
30	农耕地	SE34°	24	—	—	—	—	—	3835.1	2964.8

注:表中覆盖度 $\geq 70\%$ 的定为自然侵蚀

这里需要指出的是试验小区的侵蚀速率是不能代表流域的自然侵蚀速率这是不争的事实, 但是考虑到长江上游流域泥沙输移比较大^[4, 22], 尽管小区自然侵蚀量不能代表流域自然侵蚀量, 但是用此佐证计算的流域宏观自然侵蚀量可行性还是可以的。

4 结论与问题

以上从不同层次论述了长江中上游的自然侵蚀形迹和自然侵蚀量, 将不同区域的自然侵蚀速率概括在表 3 中。表中反映出各地的自然侵蚀速率不完全相同, 自然侵蚀量远小于现代加速侵蚀速率, 是自然侵蚀速率的 1. 0~ 2. 5 倍, 但现代自然侵蚀量与历史时期的自然侵蚀量是接近的。表中反映出长江上中游自然侵蚀速率上游大于中游, 这很可能是由于流域地形与地质构造特征不同所导致的。从大流域考虑, 长江上游大范围平均的年自然侵蚀速率 300t/a 左右。按照这个量推算长江上游的自然侵蚀时期的输沙量不会超过 3 亿 t/a, 现代输沙量是自然侵蚀期的输沙量的 1. 7 倍。

表 3 长江上中游历史自然侵蚀量与现代自然侵蚀量比较

Tab 3 Comparisons between historical and modern natural sediment yields in the upper and middle Yangtze River

时代	流域	流域面积 (万 km ²)	自然侵蚀量 (t/km ² ·a)	现代侵蚀量 (t/km ² ·a)	比例关系
历史时期	洞庭湖	17. 8	169. 2	284. 2	1/ 1. 8
	鄱阳湖	16. 2	125. 0	249. 0	1/ 2. 0
	古云梦泽(上游)	113. 0	297. 0	637. 5	1/ 2. 5
现代	川西	0. 2204	342. 0	673. 0	1/ 1. 96
	三峡小区	小区	75. 0~ 270	75. 0~ 2964	1/ 1. 36~ 10. 9

求算自然侵蚀量, 尤其是历史时期侵蚀量的困难是众所周知的事实。本文所估算的长江中上游全新世的自然侵蚀量只是宏观的、平均状态的侵蚀量。此量的精确性还有待于进一步的提高, 这是因为其中还有许多科学问题至今还没有突破性进展, 如沉积物的厚度和沉积范围的正确界定、断代技术应用的可行性、泥沙输移比准确界定等当前都还存在这样或那样难以克服的困难, 这些都有待于进一步研究和完善; 这些问题彻底解决之前, 其自然侵蚀速率精度都有可商榷之处。本文写作的宗旨在于抛砖引玉, 使更多的人来关心和研究这一重要的科学课题。

参考文献:

[1] 景可, 陈永宗. 黄河中游侵蚀速率初步研究. 地理研究, 1986, 5(2): 1~ 10

[2] 陆中臣, 袁宝印. 流域地貌系统. 大连: 人民出版社, 1991. 243~ 266

[3] 秦大河主编. 中国西部环境演变评估——中国西部环境特征及其演变. 北京: 科学出版社, 2002. 24~ 25

[4] 张信宝, 文安邦, 张云奇, 等. 川中丘陵区小流域自然侵蚀速率的初步研究. 水土保持学报, 2006, (1). 1~ 5

[5] 唐克丽, 等. 中国水土保持. 北京: 科学出版社, 2004. 6~ 7

[6] 中国大百科全书卷编委会. 水土保持分条目. 北京: 中国大百科全书出版社, 1992. 394~ 399.

[7] 陈永宗, 景可, 蔡强国. 黄土高原现代侵蚀与治理. 北京: 科学出版社, 1986. 1~ 2

[8] 景可, 王万忠, 郑粉莉. 中国土壤侵蚀与环境. 北京: 科学出版社, 2005. 1~ 6

[9] J. D. A 艾夫期, 张荣祖. 山地地貌学进展与山地治理. 山地研究, 1987, 5(1): 2~ 13

[10] 《中国海南岛大农业建设与生态平稳论文集》编辑委员会. 中国海南岛大农业与生态平稳论文选集. 北京: 科学出版社, 1987. 115~ 119

- [11] 郑粉莉,等. 自然侵蚀和人为加速侵蚀与环境演变. 生态学报, 1995, 15(3): 251~ 259
- [12] Browning G M, Parish J G A meobad for determining the use and limitations of rotations and conservation practices in the control of erosion in Iowa Agron, 1947, 39(4): 147~ 154
- [13] 景可, 陈永宗, 李风新. 黄河泥沙与环境. 北京: 科学出版社, 1993 10~ 11
- [14] 杨怀仁. 长江中下游环境变迁与地生态系统. 南京: 河海大学出版社, 1995 49~ 61
- [15] 卞鸿翔,等. 洞庭湖的变迁. 长沙: 湖南科学出版社, 1993 1~ 136
- [16] 周凤琴. 云梦泽与荆江三角洲的历史变迁. 湖泊科学, 1994, (1): 22~ 32
- [17] 张晓阳,等. 全新世以来洞庭湖的演变. 湖泊科学, 1994, (1): 13~ 21
- [18] 朱海红,等. 鄱阳湖——水文·生物·沉积,湿地开发整治. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1997. 1~ 349
- [19] 中国自然地理编辑委员会. 中国自然地理·历史地理. 北京: 科学出版社, 1982 86~ 151
- [20] 《杨怀仁论文选集》编辑组. 环境变迁研究. 南京: 河海大学出版社, 1996 49~ 61
- [21] 向安东. 长江泥沙输移比特性分析. 水文, 1993(6): 8~ 13
- [22] 景可. 长江上游泥沙输移比初探. 泥沙研究, 2002(1): 53~ 59
- [23] 四川森林编辑委员会. 四川森林, 北京: 中国林业出版社, 1992 235~ 245
- [24] 张洪江,等. 长江三峡花岗岩地区土壤流失时空分布特性. 长江流域资源与环境, 1997, (4): 368~ 373

A discussion on natural sediment yield in the upper and middle Yangtze River

JING Ke¹, ZHANG Xin-bao²

(1 Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;

2 Chengdu Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China)

Abstract: In this study, soil erosion is divided into natural soil erosion and anthropogenic soil erosion. The natural soil erosion is ubiquitous on the earth since the earth came into being. Erosive and accumulative topographic features, such as peneplain, river terrace, sedimentary basin, etc., have disclosed the existence of natural soil erosion in the upper and middle Yangtze River since the early Quaternary. Using the thickness, dating and area of sediment deposited in the Dongting Lake, Poyang Lake and the ancient Yunmeng Lake, the specific sediment yield of the watersheds draining into these lakes is found to be $264.2 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$, $312.5 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ and $297.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$, respectively. Moreover, the natural sediment yield from some experimental plots located in west Sichuan and the Three Gorge areas is estimated to be about $342.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ and $75 \sim 270 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$, respectively. Thus, the natural sediment yield ranges from $264.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ to $342.0 \text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ in the upper and middle Yangtze River, which is about 50% - 60% of the modern sediment yield in the area. The results of this study will help us to understand the characteristics and tendency of the modern soil erosion in the upper and middle Yangtze River, and will be a sound background for realizing the goal of conserving eco-systems and building an environmental management in the area.

Key words: natural sediment yield; coupling of sediment sources and sinks; erosive and accumulative topographic features; upper and middle Yangtze River