

核分析技术在土壤侵蚀研究中的应用

杨明义 田均良 石 辉 周维芝

(中国科学院 水土保持研究所 陕西杨陵 712100)
水 利 部

摘 要 利用核分析技术研究土壤侵蚀是近30多年来发展起来的新兴技术,它能对土壤侵蚀时空变化两个方面进行定量监测,与传统研究方法相比,具有很多的优越性。本文对几种天然放射性或大气沉降的核素及稀土元素示踪在土壤侵蚀研究中的应用及研究现状进行了综述;总结了利用 ^{137}Cs 、 ^{210}Pb 、 ^7Be 、 ^{226}Ra 、 ^{232}Th ,以及稀土元素(REE)研究土壤侵蚀及沉积速率的一些数学模型;探讨了它们的优势与不足,并就核分析技术的发展趋势进行了论述。

关键词 核分析技术 土壤侵蚀 数学模型

Application of Nuclear Analytical Technology in Studies on Soil Erosion

Yang Mingyi Tian Junliang Shi Hui Zhou Weizhi

(Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences
and Ministry of Water Resources Yangling Shaanxi 712100)

Abstract Nuclear analytical technology used to study soil erosion, as a new technique, has been developed in recent thirty years. It is able to monitor quantitatively the both temporal and spatial variation of soil erosion, and has much more advantages compared with traditional methods. In studies of soil erosion, the applications of several nuclides either naturally occurred or atmospherically deposited and rare earth elements as tracers are reviewed. And different mathematical models to calculate erosion and sediment accumulation rate are summarized. Advantages and limitations of the different tracers as well as developing trends of the new technique are also discussed in the paper.

Key words nuclear analytical technology soil erosion mathematical model

随着科技的发展,分析手段的提高,核分析技术在土壤侵蚀研究中表现出巨大的潜力。与传统的土壤侵蚀研究方法相比,核分析技术量化程度高,不需要特殊野外设施,适合各种地貌类型,特别能对时空变化两个方面进行监测,使土壤侵蚀的研究趋于简单、快速、准确化。此外,核分析技术的应用与传统研究方法有很高的互补性,使其在土壤侵蚀研究中的应用越来越广泛。

1 核分析技术的研究现状

土壤侵蚀的研究是一项十分复杂的工作,国内外研究方法有^[1,2]:径流小区法、调查法、立体摄影法、人工模拟降雨等方法,但这些方法在大多数情况下只能调查、记载侵蚀作用的后果,而对于观测侵蚀作用的全过程,人们只能对比土壤发生侵蚀前后的状态来鉴别^[1]。有的实验方法虽能提供些实际资料,但它们存在费工、费时和代表性差等问题^[3],很难同时提供侵蚀和沉积的数据^[4],特别是对于多年的沉积区,要知道其泥沙沉积率和泥沙来源,以往的方法很难做到。科学家多年来不断探索能更精确量化,能标志泥沙来源及其运移、沉积的研究方法。

自从本世纪60年代初 Menzel^[5]研究了关于土壤侵蚀和放射性核素沉降运移的关系以来,核分析技术在土壤侵蚀中的应用蓬勃发展起来,因为此法快速、可靠、经济^[6],提供了间接估算土壤流失量的方法,可以克服代表性差的问题,可提供长期资料以便说明流失程度^[3],并且核分析技术可以建立起侵蚀速率、侵蚀产物的输移速率和泥沙淤积速率之间的关系^[4]。特别是示踪元素能记录数十年乃至数百年的地质事件^[7,8],所以能得出多年来某地区的年平均沉积率和多年的沉积厚度。正因为核分析技术与其它方法比较起来显示出如此多的优点,世界很多国家开始将示踪元素技术应用于土壤侵蚀研究。美国是将示踪元素(¹³⁷Cs)用在土壤侵蚀研究中较早的国家,随后有澳大利亚、加拿大、英国、朝鲜和中国。随着科技的发展,在土壤侵蚀研究中应用的核素也逐渐多起来,大体有:¹³⁷Cs、²¹⁰Pb、⁷Be、²²⁶Ra、²³²Th^[9]、³²Si、⁵⁵Fe^[10]、⁶⁰Co、¹³⁴Cs^[11]、⁹⁰Sr^[5]等等,其中应用最广泛,技术最可靠的是¹³⁷Cs,其被利用的主要有利条件为:(1)整个地块可不经扰动便可测得;(2)测得的土壤侵蚀速率可以代表侵蚀和沉积速率变化规律和模式;(3)可由单次取样来评价侵蚀过程或者长期取样进行侵蚀动态长期检测^[3]。

现在世界上土壤侵蚀中核分析技术主要应用于土壤侵蚀速率的研究,如¹³⁷Cs;沉积速率的研究,如¹³⁷Cs、²¹⁰Pb^[4,12~15];泥沙来源的研究,如¹³⁷Cs、²¹⁰Pb、⁷Be、²²⁶Ra、²³²Th^[16~22]等等,在这些研究中,各种数学模型被建立起来,以便更精确,更量化的进行研究。

在土壤侵蚀研究中利用放射性核素示踪法的原理是:随降雨或尘埃沉降到地面上的放射性核素被土壤和有机质强烈吸附,在土壤表层聚集,并且难以被水淋溶。在非侵蚀地上沉降的核素输入量可以作为观测区的背景值,而在侵蚀地上,土壤剖面中的核素量小于该地区的背景值;在流域中有沉积发生的地方,核素总量或其分布深度则大于在非侵蚀地所观测到的结果。这样通过测定核素在地表水平断面和垂直剖面上的空间分布形式,可测定流域不同部位的土壤侵蚀速率^[4]。另外,核素由于性质不同,其在土壤剖面中渗透深度不同,通过测定沉积区土壤中核素的含量可以估算不同类型源地的泥沙来源^[6]。

本文将着重介绍¹³⁷Cs、²¹⁰Pb、⁷Be、²²⁶Ra、²³²Th 以及稀土元素(REF)在土壤侵蚀研究中的应用。

2 研究方法

2.1 ¹³⁷Cs 在土壤侵蚀研究中的应用

2.1.1 ¹³⁷Cs 的时间分布 ¹³⁷Cs 是核裂变的一种产物,自然界中不会产生,它的存在是核试验或核反应堆排放的结果^[23,24]。1945年¹³⁷Cs 在早期核试验基地的附近被首次释放^[25]。1952年11月大规模的热核试验开始后¹³⁷Cs 在全球范围内大规模扩散。1956~1965年是核尘埃的主要产出期,其中以1963~1964年浓度最大,1970年以后产出的核尘埃的量极微^[26]。¹³⁷Cs 被抛入

同温层后,在那里绕地球环行,它由同温层回到对流层,再由对流层沉降到地球表面,和当地的降雨量及降雨类型有很大的关系^[27],土壤中可以观测到¹³⁷Cs 含量的最早年份是1954年^[23]。故¹³⁷Cs 可以作为1954年以来土壤侵蚀的示踪剂。因为《禁止核试验协约》的签订,全球放射性沉降急剧减少,在1983年和1984年,北半球¹³⁷Cs 沉降的淀积率已低于当时的探测极限水平^[28]。由于北半球核武器试验比南半球多,所以北半球¹³⁷Cs 的沉降量要大于南半球的沉降量^[4]。

2.1.2 ¹³⁷Cs 空间分布 ¹³⁷Cs 沉降到地面上以后,和土壤颗粒中的粘粒及有机质颗粒紧密结合^[29~33],在未经扰动的土壤剖面中随土层深度增加呈指数下降的分布趋势^[34,35],在耕作土壤的耕层中则分布均匀^[36],¹³⁷Cs 的重新分布主要由侵蚀/沉积及耕作物理过程引起的^[3]。Simpson^[37]在研究 Hudson 河下游的沉积时发现,¹³⁷Cs、⁶⁰Co 等在河口不同部位、不同深度有着不同的浓度;McCallan^[38]等测定了澳大利亚昆士兰达草地的¹³⁷Cs 变化,发现随着地形、侵蚀和沉积模式的变化,¹³⁷Cs 具有水平和垂直再分布;Brown^[39]等在研究 Willamette 流域农地侵蚀时发现坡地和岭脊¹³⁷Cs 含量没有差异,而沉积剖面中的¹³⁷Cs 含量明显增加;Wallbrink^[40]在研究澳大利亚 Canberra 也时发现坡角的¹³⁷Cs>中坡;汪阳春等^[41]在研究黄土高原原坡的侵蚀中发现,原坡由上而下¹³⁷Cs 含量呈现强烈减弱的波动趋势;Lowrance^[42]在研究美国东南部农林系统的土壤侵蚀与沉积时发现¹³⁷Cs 分布最大深度从农田到河流逐渐增加。这一切说明由于侵蚀和堆积,¹³⁷Cs 发生空间再分布现象,往往是侵蚀区¹³⁷Cs 含量降低,而沉积区¹³⁷Cs 含量变高。而不同的土地利用方式,¹³⁷Cs 的分布也有明显的差异。庄作权^[43]在研究台湾德基水库流域的侵蚀时发现¹³⁷Cs 含量,果园土壤>森林>崩塌地;张信宝^[61]等在研究蒋家沟小流域的¹³⁷Cs 时发现,裸坡地土壤侵蚀强度>农耕地>荒草地>林地;刘志^[3]根据土壤中¹³⁷Cs 的含量研究了新西兰南茨特布里丘陵区的土壤侵蚀,他认为牧草地的¹³⁷Cs 平均含量明显比耕地高,牧草地变异不大,而耕地变化较大;Ritchie^[44]等在研究 Mississippi 北部流域中发现,林地的¹³⁷Cs 流失量<荒地<牧草地<耕地<沟谷地;他在研究同样地区的三个不同覆盖类型的小流域土壤侵蚀时,也提出了¹³⁷Cs 的单位面积流失量是:裸地>农耕地>草地>林地^[45]。同样,由于坡度、坡长的不同,¹³⁷Cs 移动流失的现象也极为明显,张信宝^[46]等在研究黄土高原羊道沟的土壤侵蚀时发现,在农耕地中,0°坡的¹³⁷Cs 含量>10°>20°。汪阳春^[41]等认为黄土高原,¹³⁷Cs 总量随坡长的变化比较复杂,由上而下,有的呈逐渐增加的趋势,有的呈逐渐增加后突然减小的趋势。

2.1.3 根据¹³⁷Cs 定量分析土壤净流失量 Martz 和 DeJong^[49]曾指出:¹³⁷Cs 技术测定的是每一立地的净土壤流失而不是其他方法所估计的总土壤流失,因此可提供更为真实的侵蚀与泥沙输移的信息。许多研究者已在相当广泛的地形和环境条件下应用¹³⁷Cs 去测定土壤流失、土壤侵蚀、并进行侵蚀与沉积的平衡预算。

1974年,Ritchie^[44]根据通用土壤流失方程对土壤流失和放射性核素迁移进行回归得出:

$$Y = 0.0166E^{0.68} \quad r = 0.95$$

式中:Y——¹³⁷Cs 的流失量与输入量的百分比;E——年平均土壤流失率[mg/(hm²·a)]。

Kachanoski^[48]在评述这一关系时认为有许多问题,尤其是¹³⁷Cs 的剩余量与时间有明显的联系,Kachanoski 认为耕层中¹³⁷Cs 总量的变化和土壤流失量有如下关系:

$$\partial A_t / \partial t = D_t - E_t K_2 C_t - K_1 A_t$$

式中:t——时间;A_t——耕层中¹³⁷Cs 总量(Bq/m²);E_t——平均土壤侵蚀率(kg/m²·a);K₁——¹³⁷Cs 衰变常数;K₂——富集系数;C_t——耕层中¹³⁷Cs 的浓度(Bq/kg);D_t——¹³⁷Cs 的平均大气沉降率[Bq/(m²·a)]。

Menzel^[45]等根据通用土壤流失方程回归分析,假定放射性核素流失量与输入量百分比不随预测的土壤流失量(X)而变化,那么公式可变为: $Y = 0.88X^{1.18}$ 。根据这一公式,他们测定了朝鲜的土壤流失量。Lowrance^[42]等根据农林地系统的土壤侵蚀,提出公式:

$$\text{总侵蚀量}(t) = \frac{(2 - D) \times B}{W_u} \times \frac{t}{10^3 \text{kg}} \times \frac{10^4 \text{m}^2}{\text{hm}^2}$$

式中: B ——侵蚀区面积(hm^2); D ——侵蚀区当时 ^{137}Cs 的平均放射量(Bq/m^2); Z ——林区当时 ^{137}Cs 的平均放射量(Bq/m^2); W_u ——侵蚀区的重量浓度(Bq/kg)。

Ritchie^[44]等在研究 Mississippi 北部流域时,提出不同的土地利用类型中总的土壤流失量(X)和 ^{137}Cs 的流失量(Y)的关系是: $Y = 4.04X^{0.53}$ ($r = 0.89$),而在 Powerline 林区的回归关系式则变为 $Y = 4.69X^{0.53}$ ($r = 0.96$); Y —— ^{137}Cs 流失量(nci/m^2), X ——总的土壤流失量($\text{t}/\text{hm}^2 \cdot \text{a}$),1991年,Martz 和 DeJong^[50]在研究加拿大 Prairies 区的耕地土壤侵蚀时,提出适合农地的公式:

$$En = D_p \cdot B_s \cdot (KR_c - R_s)/KR_c$$

式中: E_n ——净土壤侵蚀量(kg/m^2); D_p ——平均耕层厚度(m); B_s ——耕层样点的土壤容重(kg/m^3); K ——由于雪飘移和作物收获的校正系数(0.95); R_s ——对照区的 ^{137}Cs 输入量(Bq/m^2); R_i ——样点 ^{137}Cs 的活度(Bq/m^2)。

Soileau^[12]等人在研究亚拉巴马州北部石灰岩流域的耕地土壤侵蚀率时,认为耕地年土壤侵蚀速率可由线性关系确定,即:

$$A = \frac{B - C}{B} \times \frac{D}{E}$$

式中: A ——年土壤侵蚀速率($\text{t}/(\text{hm}^2 \cdot \text{a})$); B ——林地内样点0~15cm 土层 ^{137}Cs 总活性(Bq/m^2); C ——耕地内侵蚀区或轻微侵蚀区样点0~15cm 土层 ^{137}Cs 总活性(Bq/m^2); D ——15cm·1 hm^2 土体的重量(t); E ——从 ^{137}Cs 最初降落起到取样时的年限。

张信宝^[51]在研究黄土高原的土壤侵蚀速率时提出了自己的公式:

$$X = Yr \cdot (1 - \Delta H/H)^{N-1963}$$

式中: X ——土壤剖面的 ^{137}Cs 总量; Yr —— ^{137}Cs 的背景值; H ——犁耕层厚度; ΔH ——年土壤流失厚度。

张信宝^[52]等还就侵蚀无分选的非农耕地1963年以来的侵蚀总厚度提出以下公式:

$$A_h = A \cdot (1 - e^{-\lambda h})$$

式中: A_h ——土壤剖面中某一深度(h)以上的 ^{137}Cs 总量(Bq/m^2); A —— ^{137}Cs 背景值(Bq/m^2); λ —— ^{137}Cs 下渗系数; h ——深度(cm)。

应用 ^{137}Cs 法研究土壤侵蚀隐含有三个基本假设:(1) ^{137}Cs 的沉降在研究区域内是均匀的。(2) ^{137}Cs 与耕层土壤是均匀混合的,层间 ^{137}Cs 含量无差异。(3)收割农作物和施肥对土壤 ^{137}Cs 含量可忽略不计。

2.1.4 根据 ^{137}Cs 的含量测定泥沙沉积率 由于沉积物记载着新近过去时期环境变化历史,能评价和预测区域环境质量^[14],为区域的开发与治理提供基础资料^[13],所以沉积率的研究受到人们的广泛重视。

在本世纪70年代初,美国^[53]、瑞士^[10]、以色列^[54]等国的科学家研究得出结论:从大气沉降的放射性核素 ^{137}Cs 在沉积物中的分布和 ^{137}Cs 沉降的时间分布有关,这样就能用 ^{137}Cs 建立沉积

剖面的地质年代学。叶崇开^[13]在研究鄱阳湖的近代沉积率时认为:由于 ^{137}Cs 的沉降在1963年达到峰值,故可以逐层测出沉积物垂直深度 ^{137}Cs 最大峰值层,该层即为1963年的沉积物层位,从而得到1963年以来的沉积厚度和年平均沉积速率。万国江^[14]用同样的原理测定了瑞士格莱芬湖近代沉积速率,同时,许多科学家建立了各种 ^{137}Cs 沉积模型,用定量的方法描述沉积率,Lowrance^[42]在估算农林系统的土壤沉积时提出:

$$\text{总沉积}(t) = \frac{(C - Z)A}{W_d} \cdot \frac{t}{10^3 \text{kg}} \cdot \frac{10^4 \cdot \text{m}^2}{\text{hm}^2}$$

式中: A —— 沉积区面积(hm^2); C —— 沉积区当时 ^{137}Cs 的平均放射量(Bq/m^2); Z —— 林区当时 ^{137}Cs 的平均放射量(Bq/m^2); W_d —— 沉积区的重量浓度(Bq/kg)。

Brown^[65]等人在研究农林地侵蚀率时,也提出一个计算沉积率的公式:

$$(1 - E)(X \cdot B - D \cdot B) = C \cdot A - X \cdot A$$

式中: A —— 沉积区面积(hm^2); B —— 高地面积(hm^2); C —— 沉积区现在平均 ^{137}Cs 活性(pci/cm^2); D —— 高地现在平均 ^{137}Cs 活性(pci/cm^2); X —— 要求出的没有发生再分布前的整个流域的平均 ^{137}Cs 活性(pci/cm^2)。

X 求出后从而可以计算 ^{137}Cs 的积累量:

$$\text{沉积率} = \frac{\text{土壤容重} \times ^{137}\text{Cs 的重量浓度}}{^{137}\text{Cs 的积累量}}$$

Smith 和 Ellis^[56]则提出用 ^{137}Cs 计算沉积率的公式:

$$A^{137}\text{Cs}(t) = F^{137}\text{Cs}e^{-\lambda t}/W(t)$$

式中: $A^{137}\text{Cs}(t)$ —— ^{137}Cs 的沉降量(dpm); $F^{137}\text{Cs}(t)$ —— 沉积物中 ^{137}Cs 量(dpm/a); λ —— ^{137}Cs 的衰变常数($0.023/\text{a}$); $W(t)$ —— 沉积物积累率($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{a})$)。

2.1.5 利用 ^{137}Cs 法的局限性 由于 ^{137}Cs 沉降后主要集中于表土,而有些地区强烈的现代侵蚀使表土侵蚀殆尽,测定 ^{137}Cs 的量受到限制。而且 ^{137}Cs 随土壤侵蚀造成再分布,使取样受到限制。另外,在测算农耕地的土壤侵蚀时,由于假设 ^{137}Cs 与耕层土壤均匀混合,而实际情况往往有很大的差异,使得利用这种方法与实际情况有许多差别。利用 ^{137}Cs 测算沉积率时,由于 ^{137}Cs 最早的沉降发生在1954年,不可能测算更早年代沉积;对于沉积率很小的地域,要测得每层 ^{137}Cs 的量也是很困难的^[4]。

2.2 ^{210}Pb 在土壤侵蚀中的应用

2.2.1 ^{137}Pb 的时空分布 ^{210}Pb 是自然环境中存在的天然放射性核素。物理半衰期为22.3年。土壤中的 ^{210}Pb 的一部分是由 ^{238}U 经衰变产生,即:天然 $^{238}\text{U} \rightarrow \dots \rightarrow ^{226}\text{Ra} \rightarrow ^{222}\text{Rn} \rightarrow \dots \rightarrow ^{210}\text{Pb} \rightarrow ^{210}\text{Bi} \rightarrow ^{210}\text{Po} \rightarrow \dots \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ (稳定元素),所以它们主要来自成土母质,而 ^{238}U 衰变产物 ^{222}Rn 会从土壤中逃逸到大气中,这是一个公认的现象^[57], ^{222}Rn 在大气中继续衰变,它的衰变产物(包括 ^{210}Pb)将在大气中滞留4~40天^[58,59],然后随降雨或尘埃到达地面,成为土壤中 ^{210}Pb 的大气来源^[60]。为区别于土壤中原有的 ^{210}Pb ,对于沉降部分标为 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 。这部分来源只占土壤中 ^{210}Pb 总量的5%^[12],但是它在土壤侵蚀示踪研究中有着重要的作用。 ^{210}Pb 能和土壤颗粒紧密结合,且又有较长的半衰期,在土壤侵蚀研究中, ^{210}Pb 主要作为一种记时器用在沉积速率的测定上。在土壤剖面中, ^{210}Pb 的量主要集中在土壤剖面100~400mm以上^[61,63],其中50%以上的量集中在表层5mm以上^[61];随着土壤剖面深度的增加, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的值呈指数减少趋势,当达到一定的深度, ^{210}Pb 的值为一常数,这说明土壤中 ^{226}Ra 衰变成的 ^{210}Pb 成为土壤中 Pb 的主要来源。

Sbrinadello^[64]等人在研究了南极的雪样和土样也发现有相同的规律,并且他们还发现土粒越细,越易富集 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 。

2.2.2 用 ^{210}Pb 测定泥沙沉积率 自从Goldberg^[68]提出天然放射性元素 ^{210}Pb 可作为百年内发生的地质事件的时钟, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 就被广泛用在沉积时间的研究上。它的一个主要优点是:作为一种示踪元素,对于一个要研究的区域,它每年的大气沉降量可在未扰动的土壤中测得^[65]。1987年,Anderson^[11]等人在研究 Ontario 西北部湖区沉积物时提出公式:

$$\frac{\partial \rho A}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \frac{D_B \partial \rho A}{\partial z} - \frac{S \cdot \partial \rho A}{\partial Z} - \lambda \rho A$$

式中: A —— $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的浓度(dpm/g); t —— 时间; Z —— 深度; ρ —— 沉积物的密度(g/cm³); D_B —— 沉积物混合速率(cm²/s); S —— 沉积速率(cm/s); λ —— ^{210}Pb 的衰变常数。他发现沉积速率与 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的量成对数线性关系。他认为运用 ^{210}Pb 记时需要有两点假设:(1) ^{210}Pb 沉降速率是固定的;(2)除了物理或生物扰动外,沉积物中 ^{210}Pb 没有发生后期沉积移动。Robbins^[66]和Olsen^[67]等人在各自的研究中也提出同样的分布关系式。

用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 方法计算沉积速率和最常用的模式有:(1)恒定初始浓度模式(CIC)^[15];(2)恒定供给速率模式(CRS)^[68,69];(3)恒定 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 量和恒定沉积速率模式(CFS)^[70]

CRS 模式表达式为:

$$A(x) = A(0)e^{-kt}$$

式中: $A(x)$ —— 在 x 深度以下 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的活性(dpm/g); $A(0)$ —— 表层沉积物以下所有 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的活性(dpm/g); k —— ^{210}Pb 的衰变常数; t —— 时间; 其中 $t = x/s$, x —— 深度(cm)

s —— 沉积速率(cm/a)。

Appleby^[68]等人运用 CRS 模式测定了芬兰的层质湖沉积物,发现时间——深度曲线和用 CRS 模式预测曲线有很好的拟合性,Smith^[71]等人在研究 Tali Karng 湖沉积物时也发现用 CRS 模式有同样好的拟合性。

CIC 模式表达式为:

$$C = C_0 e^{-\lambda \cdot z/s}$$

式中: C, C_0 —— 某一及表层沉积物中 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的浓度(dpm/g); z —— 深度(cm); s —— 沉积速率(cm/a); λ —— ^{210}Pb 的衰变常数。万国江^[14]等人运用此法测定了瑞士格莱芬湖的近代沉积速率时发现此法比用其他的方法测定值要小。

Krishnaswami^[10]等人在1971年,考虑到大气沉降 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{226}Ra 衰变的 $^{210}\text{Pb}_{\text{附}}$ 的关系,提出了 CIC 模式的变型,公式是:

$$A(t) = (p/\tau w)e^{-\lambda t} + A'$$

式中, λ —— ^{210}Pb 的衰变常数; A' —— $^{210}\text{Pb}_{\text{附}}$ 的活性(pci/g); $A(t)$ —— t 年的 ^{210}Pb 的活性(pci/g); p —— 沉积物—水界面的 ^{210}Pb 量[pci/(cm²·a)]; τw —— 沉积率[g/(cm²·a)]; t —— 时间(a)。

叶崇开^[13]运用此公式测定了鄱阳湖的近代沉积速率,也发现此值比用 ^{137}Cs 法测得的要小。

CFS 模式公式为: $A(m) = (p/\tau w)e^{-\lambda m/\tau w}$

式中: $A(m)$ —— 某一深度以上沉积物累积质量中的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的量(dpm/g); p —— 水界面处 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 的量(dpm/cm²·g); τw —— 沉积物累积速率[g/(cm²·a)]; λ —— ^{210}Pb 的衰变常数;

m ——质量深度(g/cm^2)。

Wasson^[72]在研究 Burrinjuck 水库的沉积物时,就这三种模式在研究中的优缺点做了比较。他认为:CIC 模式曲线反映了相当大的 ^{210}Pb 分散情况,但是它反映的沉积速率要比实际小;CFS 模式适合于小区域的研究,并且能很好的估计年代,但不能反映40年代以来不断降低的沉积率;CRS 模式相对来说应用范围广,但是 CRS 模式估测的年代总要比沉积物的基本年龄要大,这一不足限制了这项技术,但如果能知道每层沉积物的沉积速率,CRS 模式的缺点就会被克服。

2.2.3 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 的比值测定土壤侵蚀量 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 和 ^{137}Cs 的沉降主要受降雨影响,因而它们在地面的沉积量受小气候、雨形面和不同的土壤渗透度影响而产生空间分布的变异性^[61]。Wallbrink^[40]等人和 Sutherland^[73]等人在研究中发现最初的 ^{137}Cs 沉降量不是固定的,而是有很大的变异性,最大可达40%。在利用 ^{137}Cs 测土壤侵蚀时, ^{137}Cs 的原始沉降量都假定是固定的。因而这样会导致用 ^{137}Cs 来作为一种工具的失真性。Wallbrink^[67]等人在研究中提出用 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 的比值来减小这种变异性,他发现,如果单独用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 来测,其相对标准差 $\text{RSD}=57\%$,而用 ^{137}Cs 的 $\text{RSD}=47\%$,如果用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$,则其 $\text{RSD}=28\%$,所以大大缩小了变异性。

他认为用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$ 来测土壤侵蚀量的方法是:在扰动点测出平均的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$ 的比值和在控制点不同深度测定的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$ 比值作出的校准曲线相比,则可得出土壤侵蚀量。例如:在实验中,在无采伐林地中设两个对照点,作 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$ 的标准曲线,其它两个点在林地附近有采伐的地上,其中一个点是正常侵蚀下的,另一个点是轻微侵蚀状况下的,这样有一个对比,在这两个侵蚀点上采样测定其中的 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}/^{137}\text{Cs}$,与相应的对照曲线相比,那么对应的深度值则为流失的土壤深度,如果乘以土壤容重,则就为土壤侵蚀量。这种方法将示踪元素的空间变异率减小到6%,大大提高了精度,其结果比已有的研究资料值偏大,这可能是因为假定对照点无侵蚀,无扰动造成的。但这种方法的展示,无疑对土壤侵蚀的定量化研究又开辟了新途径。

2.2.4 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 方法的优缺点及存在问题 由于 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 有较长的半衰期,所以对沉积物断代是一种有效手段,且精度较高。但是,利用 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 法,测定其含量是一项很复杂的工作。其样品处理复杂,要求精度高,而且测量时间很长,这样在工作中就存在费时的问题。虽然就 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 提出了许多定量化模式,并且这些模式被广泛应用,但这些模式本身还存在许多问题。如:要求不同的假设等等。然而,随着科技的发展,这种新兴的示踪方法,相信一定会有更广的发展前景。

2.3 关于泥沙来源的研究

2.3.1 关于 ^7Be 的时空分布 ^7Be 是一种在地球大气中由于宇宙射线导致氧原子和氮原子分离而产生的一种天然放射性核素^[17,62],其中,大气中25%的 ^7Be 量是由平流层产生的^[74]。 ^7Be 产生后,与大气烟雾结合,由于受降雨的作用而沉降到地球表面。它的半衰期是53.3天^[62]。 ^7Be 的产生量与经度、纬度、太阳活动时间以及地球磁场有关^[75]。

^7Be 沉降到地面上,主要集中分布在表土层,Olsen^[62]等人发现在沼泽土中的渗透深度为40~50mm,Wallbrink^[76]在 Canberra 的研究中发现 ^7Be 的渗透深度为0.7~10mm,Murray^[19]等人的结果认为 ^7Be 的渗透深度小于20mm,而且 ^7Be 在草地的渗透深度要大于裸地的。

2.3.2 关于 ^{226}Ra 和 ^{232}Th ^{226}Ra 是土壤中铀系衰变产物, ^{232}Th 是土壤中原有的,这两种物质是存在于土壤中的天然放射性核素,它们在土壤中的浓度主要与土壤颗粒大小、土壤容

重以及铁、锰氧化物有关。在铁、锰氧化物中的浓度要比在纯土壤中的高10~20倍^[19]。田均良^[77]等人对黄土高原放射性元素的研究认为:土壤中这两种核素的含量水平主要决定于成土母质的地化特征,在黄土高原,不仅放射性核素含量和比值接近母质,且其变异系数也仅比母质增大10%~20%;另外,由于本地区干旱而温凉的气候条件,土壤矿化作用微弱,物质循环强度小,随着生物气候带的变化,²²⁶Ra的分布与生物气候带表现出相应的变化。

2.3.3 ¹³⁷Cs、²¹⁰Pb、⁷Be、及²²⁶Ra/²³²Th测定泥沙来源 科学家们经观测发现,¹³⁷Cs在未扰动的土壤纵断面的浓度随深度增加呈指数递减,其中90%的量集中在表层10~20cm处^[17,20],而²¹⁰Pb和⁷Be在地表的沉积也主要集中在表层,所以这三种核素很早就被用来作为沉积来源的示踪剂^[17,19,20,70],尤其被用来区分表层和亚表层的沉积来源。Wallbrink和Murray^[20]在研究中提出了¹³⁷Cs和⁷Be在土壤剖面中浓度值的大小与侵蚀来源的关系,他们认为:在迁移的沉积物中¹³⁷Cs和⁷Be的浓度高,说明物质来自面蚀或轻微的细沟侵蚀或者二者同时发生;如果¹³⁷Cs的值大而⁷Be的小,说明泥沙来自土壤表层以下5~50mm;如果¹³⁷Cs和⁷Be的浓度值都特别低或探测不到,则说明泥沙来自没有核素沉降的底土土壤;如果⁷Be的值高,而¹³⁷Cs的量很小,则说明沉积物来自源区的表土,¹³⁷Cs的量要么探测不到,要么表土完全流失,只有⁷Be沉降到暴露的土层上。

由于²¹⁰Pb_{ex}在剖面中的渗透很浅,Wallbrink^[20]等人发现它在土壤剖面中的浓度与⁷Be有很高的相似性。Olley^[7]等人也认为在径流中²¹⁰Pb_{ex}和⁷Be的活性有很好的直线关系,并认为²¹⁰Pb_{ex}在表征土壤侵蚀机理上比¹³⁷Cs具有更大的敏感性。

²²⁶Ra和²³²Th在土壤中的浓度比率也被广泛应用于表征沉积来源。Wasson^[70]等人在测定了整个沉积物各层中的²²⁶Ra量后认为各层含量近乎一致,Murray^[19]等人认为²²⁶Ra和²³²Th在沉积物中有很好的相关性,Olley^[17,20]等人则认为每一个来源区都有固定的²²⁶Ra/²³²Th比值,比值发生变化则可说明来源发生变化。Murray、Wallbrink、Caitcheon■等人都曾运用²²⁶Ra和²³²Th的比值,根据比例分配的方法测算了不同源区迁移到沉积区的泥沙百分含量。Olley^[17]根据自己设计的实验提出了各个小区的泥沙百分含量与主坝区产生沉积总量的模型: $AX + BY = C$ 式中: X 、 Y 分别表示小区和主坝区产生泥沙的相对量,且 $X + Y = 1$, A 表示小区输入泥沙量中²²⁶Ra/²³²Th的比值, B 表示主坝区输入泥沙中的²²⁶Ra/²³²Th, C 则表示输出的泥沙中的²²⁶Ra/²³²Th。

3 REE——INAA法在土壤侵蚀研究中的应用

稀土元素(REE)——中子活化法(INAA)应用于土壤侵蚀研究是一种刚发展起来的新技术。1986年,美国的Knaus^[75]等人首先用稳定性稀土元素(REE)示踪和中子活化分析技术成功地在野外测定了沼泽地演变,其基本原理为核分析技术在土壤侵蚀研究中开辟了新途径。稀土元素与土壤有较高的结合力,且在黄土高原土壤中含量甚微^[78],植物富集有限,淋溶迁移不明显;并且由于它们对环境无放射性危害,因而田均良等人^[79,80]在国内首次将REE示踪法应用于黄土区侵蚀的垂直分布研究,并确定了元素的施放方法和施放浓度的计算:

$$C_j = KB_j \cdot 10^{-3}/R_j, \quad j = 1, 2, 3, \dots, n$$

式中: j ——小区划分的总区段(或条带)数; C_j ——施放第 j 种元素的浓度; B_j ——第 j 种元素的土壤背景值; R_j ——第 j 种元素施放部位相对侵蚀量的最小期望值; K ——考虑到其他元素的综合保证系数。

石辉将 REE 不同元素施放在小流域模型不同部位,利用人工模拟降雨研究泥沙来源,指出了坡沟侵蚀产沙比与沟道发育的依赖性。室内模拟试验表明 REE 示踪法可比较满意地示踪小流域泥沙来源情况,是一种研究小流域侵蚀产沙时空分布的有效方法。田均良等人在此基础上,利用径流小区法,在野外将不同的稀土元素布设在坡面不同部位上,成功地显示了全坡长土壤侵蚀分布模式,为土壤侵蚀空间分布的定量化研究开辟了新径。他们根据试验认为:(1)按照不同段面的元素施放浓度测得的不同部位的相对侵蚀量总和与实测的侵蚀量有很高的吻合精度,监测误差小于15%,可以完全来测定土壤侵蚀空间分布;(2)通过侵蚀过程中采集的样品分析,可以揭示土壤侵蚀过程中小区不同部位相对侵蚀量的变化趋势,有助于侵蚀机理的研究;(3)可以揭示小区泥沙输移过程中的沉积规律。

对于土壤侵蚀空间分布规律的研究,目前的方法都限于总侵蚀量的研究,而对于不同地形部位侵蚀强度的分布及小流域泥沙来源的量化研究仍涉及有限,且可信度和精确度较差;天然或大气沉降放射性示踪元素虽然可以比较精确的弥补这些不足,但是大多数可用的天然放射性元素多分布在土壤表层,如果在侵蚀严重的地区,表土被侵蚀殆尽,则天然放射性示踪元素则无能为力,对于人工施放稀土元素,一方面可以加强人为的目的性,一方面提高了精确度和可信度,并且中子活化分析对大多数 REE 分析灵敏度较高,所以对于野外土壤侵蚀研究,特别是对于研究次降雨侵蚀泥沙运移和沉积规律,REE 示踪法似更可取。

REE 法不足之处在于 INAA 需特殊的实验设备,且对于大区域或长时段的研究,REE 示踪法因具试验成本高而受到限制。

4 核分析技术的发展趋势

核分析技术研究土壤侵蚀在国外已有30多年的历史,因具定量化程度及可研究的地域面积等方面均优于土壤侵蚀研究中的传统方法,故受到重视并有较快地发展,特别是计算机的广泛应用,核分析技术在土壤侵蚀研究中被提高到新的层次,特别是与地理信息系统(GIS)和全球定位系统(GPS)相联系,使核分析技术取样更精确、直观、分析更深入;另外,多元素复合示踪是核分析技术近年来发展的大趋势,这种方法能减小元素的变异、迁移所造成的误差,对研究机理也更深入。陈永宗^[81]曾撰文指出土壤侵蚀研究中今后应注意的问题:第一是测试资料的精度没有明显提高;第二是土壤侵蚀研究方法和数据采集标准化、规范化问题。这两点,核分析技术将会为此做出重要的贡献。在未来,核分析技术应利用其本身的优势,可望在以下方面进行新的突破:第一是土壤侵蚀历史的研究;第二是土壤侵蚀动力机理的研究;第三是土壤侵蚀预报模型的研究。如果在这几方面能有更深入的突破,我国土壤侵蚀的研究将会跨到新的历史高度,对于土壤侵蚀防治与规划将会提出更切实有效的方法和途径。总之,核分析技术在土壤研究中目前虽还有许多困难和不足,但相信不久的将来会更完善、更先进。

参考文献

- 1 王礼先. 关于土壤侵蚀规律研究的目的与方法. 水土保持通报, 1981, 3, 17~21
- 2 Loughran, R. J. The measurement of soil erosion. Progress in Physical Geography, 1989, 13: 216~233
- 3 刘志, Basher, L. R., Matthews, K. U. ¹³⁷Cs 法评价不同土地经营管理条件下的土壤面蚀. 环境与生态论丛, 1993, 196~203
- 4 Ritchie, J. C., McHenry, J. R. Application of radioactive fallout ¹³⁷Cs for measuring soil erosion and sediment

- accumulation rates and patterns; A Review, J. Environ. Qual., 1990, 19: 215~233
- 5 Menzel, R. G. Transport of ^{90}Sr in runoff, Science (Washington) 1960, 131: 499~500
 - 6 张信宝, 汪阳春, 李少龙等. 蒋家沟流域土壤侵蚀及泥石流细粒物质来源的 ^{137}Cs 法初步研究. 中国水土保持, 1992, 2: 28~31
 - 7 Olley, J. M., Murray, A. S., Wallbrink, P. J., Caitcheon, G. and Stanton, R. The use of fallout nuclides as chronometers. Quaternary Dating Workshop, 1990
 - 8 Goldberg, E. D. Radioactive dating, 1963, p121 I. A. E. A. Vienna.
 - 9 Murray, A. S., Marten, R., Johnson, A. and Martin, P. Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. J. Radioanalytical and Nucl. Chem. Articles., 1987, 115: 263~288
 - 10 Krishnaswami, L. D., Martin, J. M. and Meybeck, M. Geochronology of lake sediments. Earth Planet Sci. Lett. 1971, 11: 407~414
 - 11 Anderson, R. F., Schiff, S. L. and Hesslein, R. H. Determining sediment accumulation and mixing rates using ^{210}Pb , ^{137}Cs and Tracers; Problems due to postdepositional mobility or coring artifacts. Can. J. Fish. Aquat. sci., 1987, 44: 231~250
 - 12 Soileau, J. M., Hajek, B. F., Touchton, J. T. (刘正杰译)用 ^{137}Cs 确定小流域土壤侵蚀和泥沙沉积. 水土保持科技情报, 1993, 2: 61~65
 - 13 叶崇开. ^{137}Cs 法和 ^{210}Pb 法对比研究鄱阳湖近代沉积速率. 沉积学报, 1991, 9: 106~114
 - 14 万国江, Santschi, P. H., Sturm, M. 等. 放射性核素和纹理计年对比研究瑞士格莱芬湖近代沉积速率. 地球化学, 1986, 3: 259~269
 - 15 Robbins, J. A., Edgington, D. N. Determination of recent sedimentation rates in lake Michigan using ^{210}Pb and ^{137}Cs . Geochim. Cosmochim. Acta. 1975, 39: 285~304
 - 16 Murry, A. S., Caitcheon, G., Olley, J., Crockford, H. Methods for determining the sources of sediments reaching reservoirs; targeting soil conservation. Australian National Committee on Large Dams Ancold Bulletin, 1990, 85: 61~70
 - 17 Olley, J. M., Murray, A. S., Mackenzie, D. H. and Edwards. Identifying sediment sources in a gullied catchment using natural and anthropogenic radioactivity. Water Resources research, 1993, 29: 1037~1043
 - 18 Murray, A. S., Stanton, R., Olley, J. and Morton, R. Determining the origins and history of sedimentation in an underground river system using natural and fallout radionuclides. Journal of Hydrology, 1993, 146: 341~359
 - 19 Murray, A. S., Olley, J. M. and Wallbrink, P. J. Natural radionuclide behaviour in the fluvial environment. Radiation Protection Dosimetry 1992, 45(1/4): 285~288
 - 20 Wallbrink, P. J. and Murray, A. S. Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. Hydrological Processes. 1993, 7: 297~304
 - 21 Murray, A. S., Johnston, A., Martin, P. Transport of naturally occurring radionuclides by a seasonal tropical river, northern Australia. Journal of Hydrology. 1993, 150: 19~39
 - 22 Caitcheon, G., Olley, J. Dealing with land degradation: seeking management solutions through applied research. 1992, 7th. ISCO. Conference Proceedings
 - 23 Wise, S. M. ^{137}Cs and Lead-210: A review of techniques and some applications in geomorphology. In R. A. Cullingford et. al. Timescales in geomorphology. John Wiley & Sons, New York. 1980, p. 109~127
 - 24 Wall, D. E., Bradley, S. B. and Wilkinson, C. J. A ^{137}Cs budget approach to the investigation of sediment delivery from a small agricultural basin in Devon, U. K. Drainage basin Pull. No. 159. Albuquerque, NM. 4~8. August IASH. Press. Wallingford, U. K. 1986, 423~435

- 25 Carter, M. W. and Moghissi, A. A. Three decades of nuclear testing. *Health Phys.* 1977, 33: 55~71
- 26 Menzel, J. G., Jung, P. K., Rgu, K. S. and Um, K. T. *Appl. Radiat. Isot.* 1987, 38, 451~454
- 27 Davis, J. T. Caesium and its relationship to potassium in ecology. V. Schultz and A. W. Klement, Jr. *Radioecology*. Keinhold, New York, 1963, 539~556
- 28 Cambell, B. L., Elliott, G. L. and Loughran, R. J. Nuclear fallout as an aid to measuring soil erosion. *J. Soil Conserv.* 1985, 41: 86~89
- 29 Tamura, T. Reaction of ^{137}Cs and ^{90}Sr with soil minerals and sesquioxides. In 8th Int. Congr. of Soil Sci. Bucharest Romamia, 31 August September. Int. Soc. of Soil Sci. Wageningen, Netherlands, 1964, p. 465~478
- 30 Tamura, T. Selective sorption reaction of Caesium with mineral soils. *Nucl. Saf.* 1964, 5: 262~268
- 31 Tamura, T. and Jacobs, D. G. Structural implications in Caesium sorption *Health Phys.* 1960, 2: 391~398
- 32 Schulz, R. K. Soil chemistry of radionuclides. *Health Phys.* 1965, 11: 1371~1324
- 33 Schulz, R. K., Overstreet, R. and Bardhad, I. On the soil chemistry of ^{137}Cs . *Soil Sci.* 1960, 89: 19~27
- 34 Beck, H. L. Environmental gamma radiation from deposited fission products 1960~1964. *health Phys.* 1966, 12: 313~322
- 35 Ritchie, J. C., McHenry, J. R. and Gill, A. C. The distribution of ^{137}Cs in the upper 10 cm of soil under different cover types in northern Mississippi. *Health Phys.* 1972, 22: 197~198
- 36 Cline, J. F. and Rickard, W. H. Radioactive stronium and caesium in cultivated and abandoned field plots. *Health. Phys.* 1972, 23: 317~324
- 37 Simpson, H. J., Olsen, C. R., Triver, R. M. and Williams, S. C. Man made radionuclides and sedimentation in the Hudson river estuary. *Science.* 1976, 194: 1979~1982
- 38 McCallan, M. E. et. al. Redistribution of ^{137}Cs by erosion and deposition on an Australia soil. *Australia J. Soil Res.* 1980, 18
- 39 Browo, K. B., Cutshall, N. H. and Kling, G. F. Agricultural erosion indicated by ^{137}Cs redistribution. 1: Levels and distribution of ^{137}Cs activity in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 1981, 45: 1184~1190
- 40 Wallbrink, P. J., Olley, J. M. and Murry, A. S. Measuring soil movement using ^{137}Cs : implications of reference site variability. *IASH.* 1994, p. 1~9
- 41 汪阳春, 张信宝, 李少龙等. 黄土峁坡侵蚀的 ^{137}Cs 法研究. *水土保持通报*. 1991 11(3): 34~37
- 42 Lowrance, R., McIntyre, S. and Lance, C. Erosion and deposition in a field/forest system estimated using ^{137}Cs activity. *J. Soil and Water Conservation.* 1988, 2: 195~198
- 43 庄作权. 利用放射化学及地球化学方法追踪德基水库集水区之泥沙来源. *水土保持研究*, 1995, 2(3): 2~7
- 44 Ritchie, J. C., Spraberry, J. A. and McHenry, J. R. Estimating soil erosion from the redistribution of fallout ^{137}Cs . *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 1974, 38 137~139
- 45 Ritchie, J. C., McHenry, J. R. and Gill, A. C. Fallout ^{137}Cs in the soils and sediments of three small watersheds. *Ecology.* 1974, 55: 887~890
- 46 张信宝, 李少龙, 王成华等. 黄土高原小流域泥沙来源的 ^{137}Cs 法研究. *科学通报*, 1989, 3 210~213
- 47 Martz, L. W. and DeJong, E. Using ^{137}Cs to assess the variability of net soil erosion and its association with topography in a Canadian Prairie landscape. *Catena.* 1987, 14: 439~451
- 48 Kachanoski, K. G. and DeJong, E. Predicting the temporal relationship between soil ^{137}Cs and erosion rate. *J. Environ. Qual.* 1984, 3(2): 301~304
- 49 Menzel, R. G. et. al. Estimated soil erosion in Korea with fallout ^{137}Cs . *Applied Radiation and Isotopes.* 1987, 38(6)
- 50 Martz, L. W. and DeJong E. Using ^{137}Cs and landform classification to develop a net soil erosion budget for a

small Canadian Prairie watershed. *Catena*. 1991, 18: 289~308

- 51 张信宝, D. L. 赫吉特, D. E. 沃林. ^{137}Cs 法测算黄土高原土壤侵蚀速率的初步研究. *地球化学*. 1991, 3: 212~218
- 52 张信宝等. ^{137}Cs 测定梁峁坡农耕地上壤侵蚀初探. *水土保持通报*. 1988, 5
- 53 Ruchie, J. C. McHenry, J. R. , Gill, A. C. and Hawks, P. H. Distribution of fallout ^{137}Cs in sediment profiles. *Health Phys.* 1970, 19: 334
- 54 Stiller, M. and Assaf, G. Sedimentation and transport of particals in Lake kimmertraced by ^{137}Cs . *Hydrol. Lakes Symp. LASII. Pull.* 1973, 109: 397~403
- 55 Brow, R. B. , Kling, G. F. and Cutshall, N. H. Agricultural erosion; indicated by ^{137}Cs redistribution; I Estimates of erosion rates. *soil Sci. Soc. Am. J.* 1981, 45: 1191~1197
- 56 Smith, J. N. and ellis, K. M. Transport mechanism for ^{210}Pb , ^{137}Cs and Pu fallout radionuclides through fluvial-marine systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1982, 46: 941~954
- 57 Turekian, K. K. , Nozaki, Y. and Benninger, L. K. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 1977, 5: 227
- 58 Gavini, M. B. , Beck, J. N. and Kuroda, P. J. J. *Geophys. Res.* 1974, 79: 4447
- 59 Nevissi, A. , Beck, J. N. and Karoda, P. K. *Health Phys.* 1974, 27: 181
- 60 Joshi, S. R. , McCrea, R. C. Shukla, B. S. and Roy, J. C. Partitioning and transport of lead - 210 in the OTTAWA river watershed . *Water, Air, and Soil Pollution*. 1991, 59: 311~320
- 61 Wallbrink, P. J. and Murray, A. S. A new method for determining soil loss using the intentry ratio of excess ^{210}Pb to ^{137}Cs (unpublished)
- 62 Olsen, C. R. , Larsen, I. L. , Lowry, P. D. Cutshall, N. H. Todd, J. F. Atmospheric fluxes and marsh - soil inventories of ^7Be and ^{210}Pb . *J. Geophy. Res.* 1985 90(D6): 10487~10495
- 63 Nozaki, Y. , DeMaster, D. J. , Lewis, D. M. and Turekian, K. K. Atmospheric ^{210}Pb fluxes determined soil profile. *J. Geophys. Res.* 1978, 83(C8): 4047~4051
- 64 Sbrignadello, G. S. , Degetto, G. A. , Battiston, and Gerbasi, R. Distribution of ^{210}Pb and ^{137}Cs in snow and soil samples from Antarctic. *Intern. J. Environ. Anal. Chem.* 1994, 55: 235~242
- 65 Moore, H. E. and Poet, S. E. J. *Geophys. Res.* 1976, 81: 1056
- 66 Robbins, J. , Edgington, D. N. and Kemp, A. L. Comparative ^{210}Pb , ^{137}Cs and pollen geochronologies of sediment from lakes Ontario and Erie *Quaternary Res.* 1978, 10: 256~278
- 67 Olsen, C. R. , Simpson, H. J. , Peng, T. H. , Bopp, R. F. and Triver, R. M. Sediment mixing and accumulation rate effects on radionuclide depth profiles in Hudson estuary sediments. *J. Geophy. Res.* 1981, 86 (c11): 11020~11028
- 68 Appleby, P. G. , Oldfield, F. Thompson, R. Huttunen, P. ^{210}Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland. *Nature*. 1979, 280: 53~55
- 69 Appleby, P. G. and Oldfield, F. The calculation of lead - 210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*. 1988, 5: 1~8
- 70 Smith, J. N. and Walton, A. Sediment accumulation rates and geochronologies measured in the Saguenay Fjord using the ^{210}Pb dating method. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1979, 44: 225~240
- 71 Smith, J. D. and Hamilton, T. F. Modelling of ^{210}Pb behaviour in the catchment and sediment of lake Tali Karng, victoria and estimation of recent sedimentation rates. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.* 1985, 36: 15~22
- 72 Wasson, R. J. , Clarke, R. L. and Nanninga, P. M. ^{210}Pb as a chronometer and tracer, Burrinjuck reservoir, Australia. *Earth Surface Processes and Landforms*. 1987, 12: 399~414
- 73 Sutherland, R. A. Examination of caesi ^{137}Cs areal activities in control(uncroded) locations. *Soil Technology*. 1991, 4: 33~50

- 74 Dutkiewicz, V. A. and Husain, L. Stratospheric and tropospheric components of ^7Be in surface air. J. Geophys. Res. 1985, 90: 5783~5788
- 75 Knaus, R. W. and VanGent, D. L. Accretion and canal impacts in a rapidly subsiding wetland. II. A new soil horizon marker method for measuring recent accretion. Estuaries. 1989, 12(4): 269~283
- 76 Wallbrink, P. J. Fallout of cosmogenic radionuclide ^7Be and its subsequent distribution in the soil profile. Honours Thesis, ANU. Forestry Dep. 1989, 30~89
- 77 田均良, 彭祥林等著. 黄土高原土壤地球化学. 科学出版社, 1994, 169~178
- 78 田均良等. 中国黄土高原土壤元素含量及地域分异规律. 水土保持学报, 1992, 6(1)
- 79 田均良, 周佩华, 刘普灵等. 土壤侵蚀 REE 示踪法研究初报. 水土保持学报, 1992, 6(4): 23~27
- 80 Tian Junliang et. al REE tracer method for studies on soil erosion. Int. J. Sediment. Res. 1994, 9(2)
- 81 陈永宗. 我国土壤侵蚀研究工作的新进展. 中国水土保持, 1989, 9: 7~11

(上接第99页)

实测土壤干容重为 $1.3\text{g}/\text{cm}^3$, 求得土壤的侵蚀模数为 $11\ 570\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 略小于陕北黄土区平均侵蚀模数 $14\ 000\text{t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 。

从实地测量可知, 整个坡面的平均坡度为 25° , 属陡坡, 侵蚀模数又极大, 属强烈侵蚀区, 所以陡坡开垦造成的危害是巨大的, 应当禁止对陡坡的乱开垦, 植树造林恢复植被。

参考文献

- 1 刘志. ^{137}Cs 法评价不同土地经营管理条件下的土壤面蚀. 环境与生态论丛. 1993: 196~203
- 2 汪阳春, 张信宝, 李少龙等. 黄土崩坡侵蚀的 ^{137}Cs 法研究. 水土保持通报, 1991, 11(3): 34~37