

# 黄土高原侵蚀环境与侵蚀 速率的初步研究\*

景 可 陈永宗

(中国科学院地理研究所)

## 提 要

黄土高原的侵蚀是一个地质过程。晚更新世以前高原已经过三个大的侵蚀堆积旋迴,主要沟谷系统和黄土地貌的塬梁峁格局已经形成。全新世以来黄土的堆积逐渐减缓,而侵蚀则进入新的发展时期。在自然因素和人类活动的共同作用下,土壤侵蚀加剧。根据侵蚀—堆积相关原理,利用黄河下游不同时期发育的冲积扇沉积模式,估算了全新世以来自然侵蚀速率为7.9%,由于人类活动而引起的加速侵蚀的速率逐渐递增,至今已达到25%。

我国黄土高原<sup>1)</sup>侵蚀严重,每年注入黄河的泥沙约16亿吨左右。如此强烈的侵蚀是从何时开始,中间又有何变化,这是从事治理黄土高原水土流失工作的人们普遍关注的问题之一。有些同志认为黄土高原的强烈侵蚀始于人类历史时期<sup>[1、2]</sup>,另一些同志则认为黄土高原的侵蚀是一个地质过程<sup>[3、4]</sup>。弄清这个问题,不仅有一定的理论意义,而且有很重要的实践意义。为此,本文就黄土高原的侵蚀环境、侵蚀的发展过程,侵蚀速率等问题进行讨论。

## 一、黄土高原的侵蚀环境

侵蚀环境是指发生侵蚀的自然背景,概括起来有气候环境和地质环境两个方面。

### (一) 气候环境

青藏高原强烈隆起之前,我国的季风气候尚不明显<sup>[5]</sup>。上新世末更新世初,青藏高原强烈隆起,强化了东亚季风对我国的控制作用,引起了气候带的分异,使广大的西北处于非季风区。而黄土高原则处于(两个区的)过渡地带,成为大陆性季风气候。随着青藏高原的继续隆起,使西北地区的气候向着更加干旱的方向发展,降水量大为减少,形成广大的沙漠;如新疆塔里木盆地中的沙漠,阿拉善和腾格里沙漠<sup>[6]</sup>。青藏高原的继续隆起还使得西伯利亚冷高压不断加强,强大的干冷气流把中亚内陆戈壁沙漠中的大量粉土带到秦岭以北地区堆积,成为黄土物质的主要来源之一。无论是风成黄土,还是水成黄土,它们的结构都很松

本文1982年5月8日收到,1983年1月12日收到修改稿。

\* 本文承叶青超同志提供宝贵意见;文中插图由任洪林同志清绘谨致热忱谢意。

1) 本文黄土高原范围是指黄河中游黄土分布区,总面积约40万平方公里。

散,抗蚀力极低,这就为侵蚀准备了有利条件。

黄土高原在第四纪内经历过冰期和间冰期的交替,气候有过多次波动。总的趋势是冰期干冷气候对本区的影响一次比一次增强,间冰期的湿热气候影响一次比一次减弱,但没有根本改变黄土高原干旱气候的基本特征。

黄土高原早更新世气候并不十分干燥,这可以从以下两点得到证实:其一,午城黄土底部与第三系或古老地层之间一般自下而上为河湖相的砾石层和砂砾石与黄土状土互层过渡,在午城黄土中见有长鼻三趾马(*Proboscideipparion Sinenses*)和短脚野兔(*Hypolagus Brachypus*)等具有森林草原习性的动物化石,而啮齿类动物较少。其二,植物孢粉除了大部分是草本植物花粉外,还有木本植物花粉如桦属(*Betula*)、胡桃属(*Juglans*)等<sup>1)</sup>。

中更新世黄土高原的气候也曾有过多次干冷和湿热的波动,湿热期形成色调棕红,质地较黄土粘重,有明显土壤发生层次的古土壤;干燥期则堆积黄土。中更新世的动物化石以食草性动物为主,如丁氏田鼠(*Myospolax Eontanieri*)、短尾兔(*Ochotonoides sp*)、赵氏田鼠(*Myospatax Chaoyatsenio*)、裴氏转角羚羊(*Spirocerospei*)等。植物孢粉主要是草本的蒿属(*Artemisia*),禾本科(*Gramineae*)。木本植物孢粉数量极少。从动物化石和植物孢粉可以看出,中更新世气候比早更新世气候更为干燥,仍属于草原性气候。但中更新世的气候波动频率要比早更新世高,这从古土壤层的发育可以得到证明:早更新世只有6个成壤期,而中更新世有13个湿润程度不同的成壤期<sup>2)</sup>。

晚更新世马兰黄土堆积期,黄土高原的气候更加干燥,这可以从动物化石和植物孢粉得到证明:动物化石有方氏田鼠(*Myospalx Fontanirio*)、鸵鸟蛋化石碎片(*Struthiulitbus Sp*)和平顶蜗牛(*Eulota*)。植物孢粉以草本花粉为主,其中又以反映干燥气候的蒿属(*Artemisia*)花粉为主,其余是藎草属(*Humulus*)、莎草科(*Cyperaceae*)等。从钙质结核的程度和分布来看,也反映晚更新世的气候更加干燥。此外,北部榆林、米脂和宁夏南部等地马兰黄土中夹有风积沙丘,这也是马兰黄土堆积时期气候干燥的旁证之一。晚更新世气候总的特点是比前期更干燥了,干湿变化波动小,除高原的东、南部气候稍有波动,发育1—2层反映湿热期的古土壤外,余者均为结构松散的黄土。

全新世以来,尽管气候也有波动,但波动的幅度不大。据洛川黑木沟黄土剖面的古地磁测定:早全新世(8000—5800年前)为寒冷的草原环境<sup>3)</sup>,中全新世为温暖期,年平均温度较现在高2—3°C,距今3000—1000年又为寒冷期,年平均气温较现在低1—2°C<sup>4)</sup>。

黄土高原无论是时间上,还是空间上都有干旱的特征,但各地的干旱程度仍有差异。通

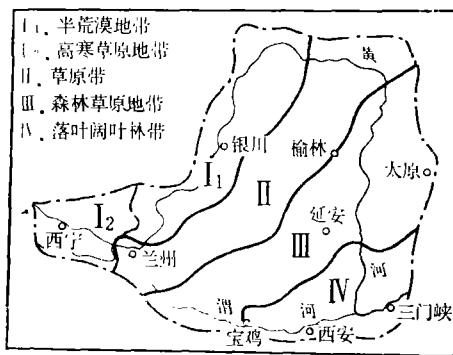


图 1 黄土高原植被带

Fig. 1 Map of vegetation on the Loess plateau.

1) 文中孢粉资料据周昆叔、李文漪等, 动物化石资料据朱宣清等。

2) 刘东生等: 黄河中游黄土的古气候记录和第四纪以来的古气候旋回, 1979年。

3) 陈云: 从洛川黄土初步探讨第四纪古气候问题, 1979年。

过黄土高原南部（渭河谷地）与晋西离石的植物孢粉进行比较<sup>1)2)</sup>，黄河中游地区第四纪以来的气候格局与今日相似，即北部属于干旱草原环境，南部为森林草原环境（图1）。

## (二) 地质环境

黄土高原的地质构造单元属鄂尔多斯地台和祁连山褶皱带的一部分。上新世末黄河中游地区是以陇西盆地、银川盆地、后套盆地、陕北盆地和汾渭盆地为中心的各个独立水系。喜马拉雅运动末期的新构造运动，使鄂尔多斯地台缓慢抬升，其周边盆地继续下沉，至早更新世末各盆地水系相互勾通形成统一的黄河水系。鄂尔多斯地台上升，其周边盆地下沉的地质构造格局贯穿于整个第四纪期间。虽然更新世正负构造地形都有黄土及其他类型的物质堆积（汾渭谷地堆积的河湖相，最厚的地方超过1000米，鄂尔多斯地台上加积了厚达100—200米的黄土），正负构造运动使高原的地形比率加大。目前鄂尔多斯地台区的地面高程多数超过海拔1000米，汾渭谷地只有400米左右。这种地质构造的格局，决定了黄土高原第四纪期间始终处于遭受侵蚀的地质背景之中。

黄土高原大部分地区第四纪以来的新构造运动,一直表现为整体的间歇抬升的特点,因而黄河及其支流(无定河、渭河、洛河、泾河等)发育3—4级阶地。黄土高原上较大的沟谷和河谷都已切入基岩数十米,而较大的沟谷自全新世以来又从古代沟谷中下切了10米以上。根据水准测量资料,银川盆地和汾渭谷地的下沉量2—3毫米/年,吕梁山和王屋山的上升量1—3毫米/年<sup>[3]</sup>,六盘山上升量达到20毫米/年<sup>[7]</sup>1934年至1955年的21年间陇西和渭源之间上升了0.615—0.662米。由此可见,本区活跃的新构造运动使侵蚀基准面下降,为强烈侵蚀奠定了地质基础<sup>[8]</sup>。

黄土高原的侵蚀和堆积过程，也正是在这样的气候和地质环境中形成与发展的。

## 二、侵蚀发展的地质过程

至第三纪末期黄土高原大部分地区已成为剥蚀夷平面,洛川、董志塬等地为倾斜平缓的浅盆地,陕北北部、山西西部、陇东北部为波状起伏的丘陵地面。第四纪初期高原的地面形态受新构造运动抬升影响而被改造,但午城黄土堆积以前地面的地形比率仅2.8%左右(以吴堡至绥德为例,下同)。午城黄土堆积以后,随着各独立水系盆地的相互勾通、侵蚀基面下降,以致地面起伏度增大,达到5.6%左右,及至离石黄土堆积以后,地面地形比率已增加到8.5%(4)左右(图2)。

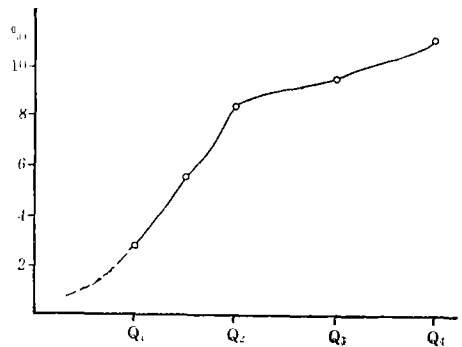


图 2 吳堡——绥德第四纪地形比率变化曲线  
Fig.2 The Quaternary relief ratio curves in the Suide-wubao Area.

1) 李文滢:渭河谷地上新世—第四纪的孢粉分析及古地理, 1979年。

2) 周昆叔, 山西离石王家沟陈家崖老黄土中埋藏土壤孢子花粉分析初步结果, 1960年。

3) 国家地震局地壳形变编图小组, 中国地壳形变图说明书, 1973年。

4) 地形比率据林振鸿,“黄河中游(吴堡—风陵渡)河流阶地的研究”中的有关资料和1/5万地形图经笔者推算。

此后,本区的侵蚀堆积过程则是在此基础上逐渐发育为目前所见的各种正地形和负地形。

黄土高原的正地貌类型主要有塬、梁、峁三种。塬、梁、峁地形的分布与黄土堆积前的基岩地形一致,只有局部地区的梁是塬被分割而成的,峁是梁的进一步“解体”的结果。值得注意的是无论塬区或丘陵地区,沟道流域的地貌都具有层状结构特征。按其海拔高程可明显地区分为“头道梁”、“二道梁”和“三道梁”。陕北大理河流域各级梁峁的相对高度分别为50—80米和30—50米。洛川附近塬面与低级的地形面的高度分别为20—30米和40—50米。

黄土高原的负地貌类型主要有各类沟谷,河谷和涧地。河谷中发育3—4级阶地,而沟谷系列则有现代沟谷与古代沟谷之分。陕北、晋西等地经常见到由现代沟谷溯源侵蚀破坏的古代沟谷,其谷型呈槽状深洼地。这种沟谷显然不是现代侵蚀的产物,而是古代侵蚀的遗迹。分布在泾河、洛河、无定河等河源地的古代沟谷形态呈丘间小盆地状。其中,堆积厚30—50米相当于萨拉乌苏的流水堆积物,当地称“涧地”(或掌地),涧地四周主要是由离石黄土构成的梁状丘陵。

黄土高原不同地区沟道流域地貌的层状结构及谷中谷存在的事实,说明本区地貌发育历史的阶段性和区域构造活动的一致性。因此,可将黄土区地貌发育过程概化为图3。图3中二道梁顶面连线的谷形,可代表离石黄土下部与上部之间的侵蚀阶段。此后,侵蚀作用减弱,堆积加强,发育了离石黄土上部地层。此时地面已经有了明显的起伏,所以常见在头道梁区有埋藏古土壤层向沟谷方向倾斜,其倾角在绥德地区不超过10度,在黄土塬分布区,埋藏古土壤则从塬体的水平产状,至沟边变成倾斜产状(图4),一些梁峁区埋藏的古土壤也是向沟谷倾斜,其倾角由老到新逐渐变大。离石黄土堆积末期,黄土高原再次遭受强烈侵蚀,沟谷从二道梁的堆积面上下切,并将二道梁上的部分离石黄土上部地层侵蚀掉,以致目前常常见到二道梁上离石黄土发育不完整。晚更新世马兰黄土加积,它的堆积特点是在地势平缓和

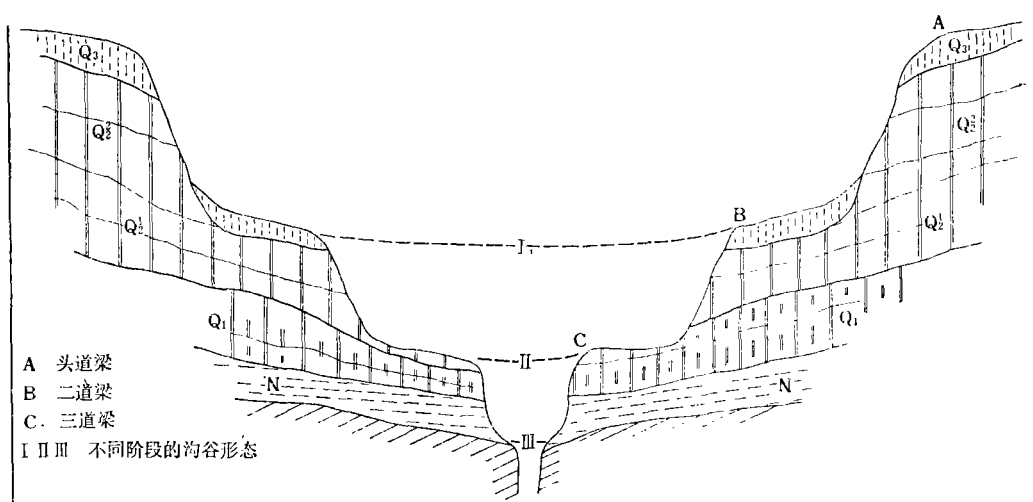


图3 黄土高原层状地貌发育阶段示意图

Fig.3 The sketch of the evolutionary stages of the stratified landforms on the Loess Plateau.

地势低洼处以及三道梁区厚度较深，在此时已有较大坡度的头道梁区则厚度较浅。与此同时，在河源涧地区堆积黄土状土。马兰黄土堆积末期，本区新构造运动重新活跃，形成了三道梁和上述的古代沟谷形态。

综合分析可知，黄土高原的侵蚀与堆积是不连续的，在第四纪地质历史时期中，经历了三个侵蚀堆积旋迴，近一万年来已进入第四个侵蚀旋迴。前三个旋迴的周期分别为10万年，50万年和3万年〔4〕。这四个侵蚀堆积旋迴与沟道流域的地貌结构特点彼此是协调一致的。需要指出：黄土高原的侵蚀发展历史除了上述侵蚀堆积旋迴外，在每个大的旋迴内还有若干小的侵蚀堆积旋迴的更替，尤其是离石黄土堆积期更为明显。

更新世末黄土高原的大规模堆积已基本结束，侵蚀的沟谷已发展到一定规模，较大的沟谷（如绥德附近的辛店沟，洛川的枣刺沟等）早在马兰黄土堆积之前已经存在。到晚更新世末高原上的河网密度已超过0.6公里/平方公里（现在秦岭以南大部分地区低于0.5公里/平方公里），黄土高原的河网密度分布已具有区域差异（陕北的府谷等地河网密度为0.7—1.0公里/平方公里、延安以南在0.8公里/平方公里以下）<sup>1)</sup>。由此可知，更新世末期沟谷格局与现在一致。

全新世黄土高原的黄土堆积已不是主要的，广大高原地区表现以侵蚀为主。这个时期黄土高原的侵蚀发展可以根据相关沉积的原理，及中游流域产沙输移比为1的事实，从黄河下游不同时期冲积扇的规模来阐述（图5）。这是考虑到，（1）华北平原第四纪以来堆积物的90%来自黄土高原<sup>2)</sup>；（2）冲积扇区河道淤积量为下游河道淤积量的80%〔9〕。

根据地质剖面揭露，全新世早期的沙层平面分布范围较小，约31140平方公里〔9〕。由郑州至东明附近沉积厚度一般20米左右。这个时期冲积扇规模小的主要原因是当时河道出山口后，离海近，长度短，河床的纵比降大（4.42‰）<sup>3)</sup>，大量的泥沙被带到外海沉积。其次，则可能当时的侵蚀量相对也小。全新世中期的砂层分布范围较大，由郑州向东延至东平湖附近，北至威县、临清一带，南至徐州附近，总面积约40549平方公里，堆积厚度25—36米〔9〕。

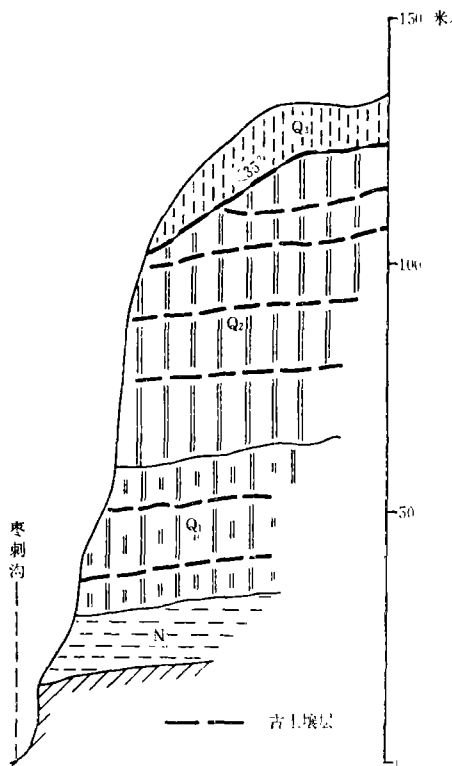


图4 洛川枣刺沟离石黄土上部古土壤产状图  
Fig.4 The palaeopedological map of the upper Lishi Loess at Zaoci Gully Luochuan County.

1) 据五万分之一地形图上量测的结果。

2) 姜达权，黄河现代地质作用的一些基本特征和开发治理黄河的途径。

3) 陆中臣，黄河下游河床纵剖面调整，1981年。

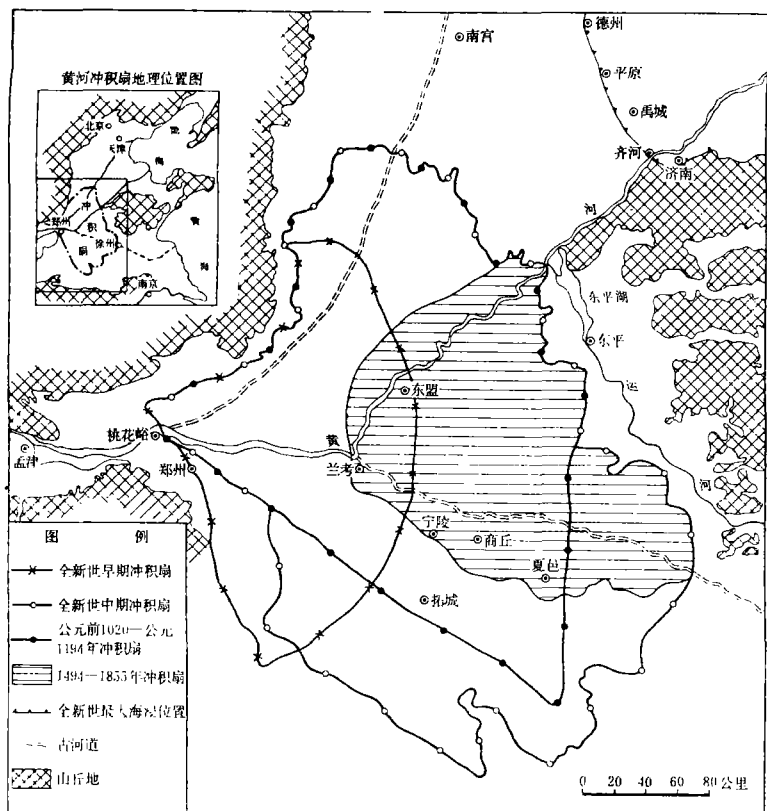


图 5 黄河下游不同时期冲积扇分布位置图 (据叶青超图简化)

Fig.5 The locations of the alluvial fans in

different periods in the lower reaches of Huanghe.

全新世晚期 (距今3000年以来), 从公元前602年黄河第一次改道以来, 黄河在冲积扇区发生过七次大规模的改道迁徙。公元1194年以前主要围绕桃花峪冲积扇顶点决口改道, 形成桃花峪冲积扇, 总面积65154平方公里。冲积扇前缘沉积厚11—12米, 中部12—17米<sup>[9]</sup>。1194—1855年黄河冲积扇顶点已下移至兰考, 形成所谓兰考冲积扇, 总面积约27770平方公里, 沉积物的平均厚度约12米<sup>[9]</sup>。1855年以后人类活动影响更为明显, 黄河已有部分泥沙记录资料, 1919—1949年每年从中游带入黄河的泥沙大约16.5亿吨 (1934—1949年为16.8亿吨)<sup>1)</sup>。综上所述全新世以来黄土高原的侵蚀是逐步发展而成为今日的侵蚀状况。

### 三、侵蚀速率的估算

近三十年来, 黄土高原的水土流失量是增加了, 还是基本上保持不变, 各家有不同的看法, 陈永宗和赵业安等同志认为, 黄河中游的产沙量三十年来增加38.5%<sup>[10][2]</sup>, 人民日报

1) 据水文年鉴统计资料。

2) 赵业安等: 人类活动对黄河环境的改变及河床演变的影响, 1981年。

报道增加了18.5%<sup>1)</sup>。总的结论是解放以来侵蚀量增加了，其实黄土高原的土壤侵蚀的增加一直可以追溯到地质时期。

土壤侵蚀可分自然侵蚀和加速侵蚀。自然侵蚀是指在天然条件下，无人类活动参与的自然侵蚀。自然侵蚀在任何条件下都是存在的，即使在茂密的原始天然林里，自然侵蚀也是不可避免的，据观测海南岛热带雨林区地面年自然侵蚀也有0.09厘米深。加速侵蚀目前人们都理解为由于人类活动破坏自然生态平衡而引起的侵蚀。笔者认为加速侵蚀既包括人类活动引起的侵蚀，也包括自然界本身的加速侵蚀过程。自然加速侵蚀在黄土塬区表现甚为明显，如塬区周围的沟头不断地向塬心蚕食和横向重力侵蚀拓宽。这样的沟头前进和横向拓宽与人类活动无关系，如洛川的黑木沟沟头平均每年前进1.75米<sup>2)</sup>，董志塬一些沟头的前进速度约1—2米/年。沟头前进的大小取决于降雨量和沟谷的纵比降。又如洛川塬的马家村附近，塬的边缘尽管也植了树，但由于重力崩塌，使高大的树木塌入沟心。就在同一个地点离塬边线40—50米的槐树林下、发育了串珠状的陷穴和孔道，不久的将来就会发展为冲沟。这些现象并没有人类参与，都是自然侵蚀的结果，实际上梁峁区自然加速侵蚀和人类活动的加速侵蚀是交织在一起，很难区分的。

全新世以来黄土高原以侵蚀为主，只有局部地方才有堆积，黄河下游的海浸范围较小（全新世最高海岸线到达昌黎、文安、任丘、德州、济南等地）<sup>[11]</sup>。因此，可以用相关沉积的黄河冲积扇（见图5）和泥沙测验资料来估算黄土高原的侵蚀量（表1）。

表 1 全新世黄河下游泥沙堆积一览表(单位: 亿吨/年)

Tab. 1 The accumulation of sediments in the lower reach of the Yellow River during Holocen (unit: 100mT/year)

沉积部位 沉积时间		冲积扇面上	陆上三角洲	水下三角洲	海外	总沉积量
全新世早期*		2.43				
全新世中期		4.35	1.08	2.16	2.16	10.75
全新世晚期	公元前1020—公元1194年	5.1	1.3	2.6	2.6	11.6
	1494—1855年	5.9	1.48	2.96	2.96	13.3
	1919—1949年	5.56		5.12	5.12	16.8
	1949—1980年	6.46		4.92	4.92	16.3

表1的总沉积量是根据图5和泥沙在下游沉积分配比例关系制定的（即：冲积扇的沉积量=冲积扇的体积×黄土容重×90%），表中冲积扇前缘不同地貌部位泥沙的堆积量，是依照黄河下游冲积扇前缘的泥沙分配比例2：4：4确定<sup>1)</sup>。各个时期泥沙分配更为精确的比

1) 百分比是根据报道的数字推算出来的，据《人民日报》1981年12月3日二版。

2) 许惠芳：陕北水热条件的分析，1979年。

• 全新世早期黄河下游地面纵比降比现在大一倍，因而其他部位的量很难估算。

例,有待于进一步研究。

从表 1 看出全新世中期(6000—3000年),黄土高原的年侵蚀量大约是10.75亿吨。这个时期处于原始社会,人类活动规模和范围都极其有限,人类活动还不足以影响到水土流失的增加。因而,这个时期的侵蚀属于自然侵蚀过程。全新世晚期,公元前1020年至公元1194年,年平均侵蚀量为11.6亿吨。据记载,自唐朝以前,人类活动对自然环境的影响是不大的。秦汉时代在陕北北部,这里是“沃野千里,土地宜牧”的地方,五世纪时(公元413年)匈奴族在统万城(今陕西靖边县北部的白城子)建立了统治中心,大夏王赫连勃勃赞美这里的风光:“临光泽而带清流、吾行地多年、未有若斯之美”(见《晋书·赫连勃勃载记》)。这说明当时这一带是未经垦种的大草原。又据考证,董志塬在唐时南北长42.5公里,东西宽32公里。现在南北长度大致如旧,东西最宽处仅十八公里,最窄处只有半公里<sup>[2]</sup>。唐是我国封建社会的极盛时期、但全国人口只有6—7千万<sup>[12]</sup>。可以想像当时黄土高原上的人口之少,所以人类对土壤侵蚀的影响当可忽略。由此可以认为这个时期的年侵蚀量11.6亿吨仍属于自然侵蚀,这个时段的年侵蚀量比全新世中期增加了0.85亿吨,约增加7.9%。这个增加的量是属于自然加速侵蚀量。

1494年至1855年,这个期间人类活动频繁,黄土高原的植被受到破坏,据统计隋以前至公元前二十一世纪的二千多年间,黄河下游共发生决溢、迁徙29次,唐以后的六、七百年间增加为569次。这个时期的年平均侵蚀量为13.3亿吨,即包括自然加速侵蚀还包括人类加速侵蚀。这一时期的侵蚀量比前期增加1.7亿吨约14.6%,其中如果自然加速侵蚀率仍为7.9%,那么人类加速侵蚀则占6.7%。

1919—1949年,黄土高原随着人口不断地增加,垦荒的规模和范围也随着扩大,植被破坏更加严重,土壤侵蚀量增加到接近现在,每年约16.8亿吨(1934—1949年水文测验资料),比前一时期增加了3.5亿吨,约26.3%。如其中扣除自然加速侵蚀7.9%,那末人类加速侵蚀则占18.4%。

近三十年来,黄土高原侵蚀进入新的发展阶段。三十年内黄土高原区人口翻了一番多。人类活动加剧,再加上某些不合理的生产方式影响,使得土壤侵蚀大大增加。据统计每年注入黄河下游的泥沙约16.3亿吨,水库、淤地坝等拦沙量6.03亿吨,黄土高原的实际总产沙量达22.33亿吨,比前阶段增加5.53亿吨约增加32.9%。如果这个时期自然加速侵蚀速率7.9%保持不变,那么人类加速侵蚀则占25%(图6—1, 6—2)。

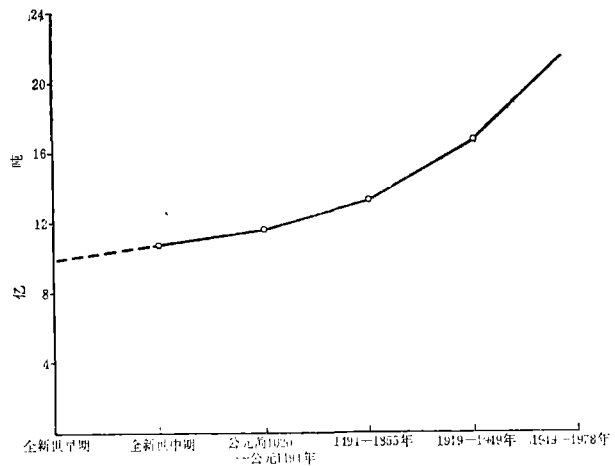


图 6—1 黄土高原全新世泥沙侵蚀变化示意  
曲线图

Fig.6-1 Changes of the Holocene soil erosion  
on the Loess Plateau

1) 陆俭益等,关于黄河口治理问题的初步探讨,1979年。



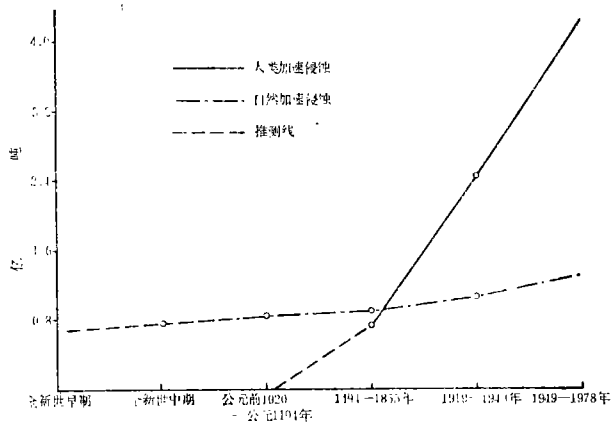


图 6—2 黄土高原全新世加速侵蚀变化曲线示意图

Fig. 6—2 Changes of the Holocene accelerated erosion on the Loess Plateau.

黄土高原土壤侵蚀的空间分布也极不均匀, 据统计龙门以上来沙量约占总量的 66%, 也就是说, 约 10 万平方公里的草原带产沙量比 20 多万平方公里的森林草原带的产沙量还大。造成这种比例关系主要决定于自然地理带, 而不是人类活动。这一点可以河网密度和沟谷密度作为佐证。上文已经阐述了草原带的河网密度大于森林草原带, 沟谷密度同样也是这样, 草原带沟谷密度大于 4 公里/平方公里, 最大可达 6 公里/平方公里。而在森林草原带沟谷密度小于 4 公里/平方公里。沟谷密度或河网密度差异的形成不是在短期内所能达到的, 是较长时期内侵蚀结果的表现。由此可以推断龙门以上地区 (至托克托) 历史上就是一个强侵蚀区。又据王家沟试验区治理沟和非治理沟的对比观测资料, 治理沟沟间地修梯田, 沟底造林, 郁闭度达 70% 左右, 非治理沟为自然状态 (坡地)。两条沟谷的观察结果年侵蚀模数分别是 2 万吨/平方公里和 1.01 万吨/平方公里<sup>1)</sup>, 减沙效益 49.5%。这与全新世中期至现在泥沙侵蚀增加约 51.3% 非常接近 (10.75—22.33 亿吨)。因此, 我们认为治理沟谷的自然状况基本上接近于唐以前的自然侵蚀状况。由此可以推断龙门至托克托之间全新世中期流域的自然侵蚀量每年可能达到 8000 吨/平方公里左右。这一事例, 也可以说明黄土高原水土流失在无人活动以前就存在了, 尔后在自然和人类共同作用下使水土流失加剧。

#### 四、结 语

黄土高原的自然面貌是长期的地质历史过程和后期人类活动共同作用的结果。全新世以前经过三个侵蚀堆积旋回, 奠定了沟谷系统骨架。全新世以来黄土高原进入侵蚀的发展期, 唐朝以前基本上属自然侵蚀过程, 自然侵蚀加速速率为 7.9%, 唐以后由于人类活动的参与, 使侵蚀过程复杂化。由人类活动引起的加速侵蚀日益增加, 到现在为止, 人类参与的加速侵蚀已增加到 25%。

1) 山西省水土保持科学研究所, 晋西离石王家沟流域综合治理及效益, 1979 年。

黄土高原的侵蚀在历史上就存在着区域差异,现在侵蚀的区域差异是历史的继续与发展。

### 参 考 文 献

- 〔1〕 石山、杨挺秀:水土保持是水土流失区农业发展的基础,水土保持通报,第一期,1981年。
- 〔2〕 史念海:黄土高原及其农林分布地区的变迁,历史地理,创刊号,1981年。
- 〔3〕 王涌泉:黄河自古多泥沙——黄河名称浅释,地名知识,2期,1982年。
- 〔4〕 戴英生:从黄河中游的古气候环境探讨黄土高原的水土流失,人民黄河,第四期,1980年。
- 〔5〕 林振耀、吴祥定:青藏高原隆起前后的气候状况,青藏高原隆起的时代,幅度和形式问题,科学出版社,1981年。
- 〔6〕 吴正:塔克拉玛干沙漠成因的探讨,地理学报,第36卷第3期,1981年。
- 〔7〕 向家翠等:某水准路线所经地区现代升降运动的初步探讨,地质科学,第三期,1966年。
- 〔8〕 景可:黄土高原的新构造运动对侵蚀影响的研究,水土保持通报 第6期,1982年。
- 〔9〕 叶青超、杨毅芬、张义丰:黄河冲积扇形成模式和下游河道演变,人民黄河,第4期,1982年。
- 〔10〕 陈永宗:黄土高原水土流失及其治理,水土保持通报,第1期,1981年。
- 〔11〕 王宝灿:第四纪时期海平面变化与我国海岸线变迁的探讨,华东师范大学学报(自然科学版),第1期,1978年。
- 〔12〕 周源和:清代人口研究,中国社会科学,第1期,1982年。

## PRELIMINARY STUDY OF THE EROSION ENVIRONMENT AND RATES ON THE LOESS PLATEAU

Jing Ke, Chen Yongzong

(Institute of Geography, Academia Sinica)

### Abstract

The present Loess Plateau dissected by the intercrossed gullies is a result of the strong erosion in the long period, which were determined by the climatic and geologic conditions. With the strongly uplifting of Qinghai-Xizang Plateau and the strengthening of East Asian monsoon since Quaternary, the climate of the Loess Plateau has been significantly differentiated in the longitudinal and latitudinal directions. The animal fossils and spore pollens reflect the characteristics of arid climate and it became drier and drier from the early Pleistocene to the late Pleistocene.

Since the end of Pliocene, the intermittent uplifting of neotectonic movements and the descending of the depressions and basins on the boundary of the Loess Plateau have gradually increased the topographic gradient. Take Sude-Wubao area as an example, the gradient about 2.8% in the early Pleistocene had been increased up to 8.5% in the late Pleistocene. The erosion and deposition processes of the Loess Plateau were originated and developed in these climatic and geologic environments.

By the end of the late Pleistocene, the Plateau had experienced three principal cycles of erosions and depositions, and the main gullies and loess geomorphology had been formed. Since the Holocene, the accumulation has been finished, while the developing stage of erosion has been starting. From the principle of relative accumulation, the rates of natural and accelerated erosion are deduced with the alluvial fans in different stages in the lower reaches of Huanghe. Before Tang Dynasty, the soil erosion of the Loess Plateau was only the natural process, and the accelerated rate of natural erosion was about 7.9%; since Tang Dynasty, human activities have been stimulating the accelerated erosion. The present rate of accelerated erosion caused by the human activities has been increased up to 25%.

The regional differences of modern erosion on the Loess Plateau is the historical succession and development.