

青藏高原隆升的气候环境效应与黄土高原构造侵蚀

马润勇¹, 彭建兵¹, 刘利年², 潘爱芳^{3,4}

(1. 长安大学地质工程与测绘工程学院, 西安 710054; 2. 陕西省水土保持局, 西安 710004;

3. 西北大学地质学系, 西安 710069; 4. 西安建筑科技大学理学院, 西安 710055)

摘要: 青藏高原的隆升使亚洲地区乃至全球范围的气候特征发生了巨大变化。其中, 22 MaB. P. 改变了东亚地面行星风系并出现季风效应; 8.5 Ma B. P. 东亚季风效应增强, 干旱化程度的加剧, 黄土高原风尘堆积开始; 3.6 Ma B. P. 起, 高原隆升对全球气候变化的驱动与放大作用增强; 1.2 Ma B. P. 以来, 高原隆升对亚洲现代冬夏季季风气候效应逐级增强。第四纪以来的青藏高原的隆升, 使黄土高原发生了阶段性抬升与构造变形, 并引起多种黄土地质灾害与水土侵蚀, 其中, 黄土高原的抬升, 导致侵蚀基准面下降, 为重力侵蚀、沟谷溯源侵蚀和流水侵蚀提供了有利条件; 构造变形会造成黄土产生构造裂隙、节理, 增大黄土的侵蚀速率, 促进黄土的坍塌和滑坡等侵蚀灾害的发生; 地形突变带、活动断裂带、地震活动带等稳定性条件差的黄土分布区, 是黄土侵蚀最剧烈的地区。

关键词: 青藏高原隆升; 气候环境效应; 黄土高原; 构造侵蚀

中图分类号: P542

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2006)03-0220-06

Climate and Environment Effect and Tectonic Erosion of Loess Plateau in Qinghai - Xizang Plateau Uplift

MA Run-yong¹, PENG Jian-bing¹, LIU Li-nian², PAN Ai-fang^{3,4}

(1. College of Geology Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054;

2. Shaanxi Bureau of Soil and Water Conservation, Xi'an 710004;

3. Geology Department, Northwest University, Xi'an 710069;

4. Institute of Sciences, Xi'an University of Architecture & Technology, Xi'an 710055, China)

Abstract: Great change of Asian and global climate is the result of Qinghai - Xizang plateau uplift. And Planetary wind system was changed and monsoon effect appeared around 22 MaB. P. in East Asia; the monsoon effect of East Asia became stronger, aridity and desertification was intensified, widely spreading aeolian succession began in the Chinese Loess Plateau; the global climate change was droved and intensified the climate fluctuating by the Plateau uplift since 3.6 Ma B P; the monsoon effect of Asian present-day climate was increasingly intensified since 1.2 Ma B P. Since Quaternary, the uplift and structure deformation taken place in the Chinese Loess Plateau and arose geological hazard and soil erosion, owing to the Qinghai - Xizang Plateau uplift. And the uplift of Loess Plateau induced gravity, trace to the source and water-flow erosion; the structure deformation resulted in loess collapse and landslide; the soil erosion is the most intense in great tectonic deformation zones, active fault zones, seismic zones.

Key words: Qinghai - Xizang Plateau uplift; climate and environment effect; Loess Plateau; tectonic erosion

青藏高原不仅以其独特的现今地势高度、地质、地貌和自然环境等特征而闻名于世, 青藏高原的隆升还强烈地影响到亚洲大陆乃至全球的气候环境^[1,2]; 由于青藏高原的强烈隆升使得高原区岩石圈构造变形十分强烈, 因此, 在高原内部及其周缘, 活动构造发育、地震活动强烈, 滑坡以及泥石流等地质灾害频发^[3,4]; 青藏高原的隆升不仅使高原自身的气候特征发生了巨大变化, 而且还导致其北部干冷的冬季气候盛行^[5~7], 使得亚洲内陆的干旱化及戈壁沙漠扩展^[8,9]; 鄂尔多斯地块及其周缘特殊的地貌格局条件、荒漠条件和亚洲大陆强季风气候效应的耦合, 导致了黄土高原的形成。由于

上述种种因素, 自 20 世纪 80 年代以来, 国内外有关青藏高原的研究在不断拓展和深入, 相应的研究成果呈快速增长之势, 目前已成为当代地球科学研究的热点。本文仅就青藏高原隆升引起的环境效应与黄土高原地质灾害之一——构造侵蚀问题作简要探讨, 以利于加深对现代黄土高原的认识和水土流失问题的防治。

1 青藏高原隆升过程简述

青藏高原隆升的因素非常复杂, 但隆升的主要动力来自印度板块北北东方向的推挤, 这一观点已为绝大多数学者

收稿日期: 2005-06-26

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973)项目(2003CB214605); 国家西部交通建设重点科技项目(200131881213, 200431881212)资助

作者简介: 马润勇(1960-), 男, 博士, 高级工程师, 主要从事地质灾害、工程地质教学与研究。

们所接受。青藏高原隆升具有持续性和阶段性加速的特征,作者的数值分析结果表明,青藏高原的这种隆升特征是高原内部应力应变调整的必然结果,且在不同的隆升时期,其构造变形具有不同的时空特点,尤其是自南而北的递进式隆升特点^[3]。不同学者对高原隆升阶段(包括阶段数、时限)的划分各不相同,如李吉均、李廷栋、施雅风等将高原的隆升过程划分为三大阶段^[10~12],马宗晋、潘裕生和钟大赉等均把隆升过程划分为四大阶段,但在具体时段上又有所差异^[13~15]。作者从研究青藏高原构造变形特征与应用角度出发,将高原隆升划分为四大构造运动阶段,它们分别为喜马拉雅运动、青藏运动、昆黄运动与共和运动,在总结前人研究成果的基础上又将其细化为15个隆升幕^[4],将高原隆升基本过程及其主要气候环境响应概括如下。

1.1 喜马拉雅运动

青藏高原块体最早是由祁连地体、北昆仑-柴达木地体、南昆仑-巴颜喀拉地体、羌塘地体、冈底斯地体、喜马拉雅地体等自北而南逐步拼合成的一个新生大陆块体,随着45 Ma B. P.前后印度板块与该新生大陆块体发生碰撞,便开始了漫长的自南而北的递进式挤压隆升历程。到上新世初(5.3 Ma B. P.前后),高原隆升效应波及到北部的祁连山地区,从而宣告青藏高原统一的新构造运动板块的基本形成。因此,喜马拉雅运动为青藏高原以后的整体隆升奠定了基础。该阶段有较明显的六个加速隆升幕。

(1) 45 Ma B. P.前后,随印度与欧亚两大板块碰撞^[16],青藏高原开始缩短和其第一次抬升^[15],碰撞边缘开始形成喜马拉雅山脉及其北部山前相关盆地。

(2) 35 Ma B. P.前后,随高原的缓慢抬升,冈底斯山脉也开始形成,并在此后长达13 Ma时段内,逐步形成高原第一级夷平面^[17]。

(3) 21 MaB. P.前后的中新世初,高原进入褶皱冲断抬升期,冈底斯-念青唐古拉山区快速增厚并开始隆升^[18],李吉均称其为喜马拉雅运动^[19]。

(4) 17 Ma B. P.前后,欧亚板块由整体变形缩短增厚逐步转变为局域隆升造山运动。喜马拉雅山前出现沉积,高原再次进入漫长的剥蚀夷平过程,逐步形成高原上广泛分布的主夷平面^[20]。

(5) 13 Ma B. P.前后,青藏高原进入新的隆升幕^[15,17]。南部冈底斯-念青唐古拉山脉快速隆升,中部唐古拉山和昆仑山脉自南而北递进形成。

(6) 8.5 Ma B. P.前后起,喜马拉雅山、冈底斯山强烈隆升^[18],高原东北边缘的海原-同心-六盘山弧形构造区强烈的构造复活变形^[21]以及祁连山发生第三系地层褶皱以及强烈的逆冲推覆作用^[3],反映了高原隆升效应的逐步向北扩展。

1.2 青藏运动

经喜马拉雅运动之后,形成了包括祁连山地区在内的青藏高原大统一新构造运动板块,同时宣告青藏高原第二隆升阶段——青藏运动(或新构造运动)的开始。该阶段有三个较明显的隆升幕,李吉均等将其分别称为A幕、B幕和C幕^[19]。

(1) 3.6~3.4 Ma B. P.,高原强烈隆升^[22,23],统一的高原主夷平面开始解体^[12];阿尔金断裂的左旋走滑,标志着高原开始向东滑移挤出,高原东北缘推挤作用影响到鄂尔多斯地块的构造形变与抬升。

(2) 2.6~2.5 Ma B. P.,伴随青藏高原隆升,高原内湖泊

萎缩、消亡速度加快^[24],以青藏高原为主体的第一阶梯地貌出现;整个高原构造变形转化为伸展和向东侧向滑移挤出为主的变身体制^[13,25],受此影响六盘山断裂带的挤压逆冲更加强烈。

(3) 1.7~1.5 Ma B. P.,进入高原周缘造山造貌主阶段。高原区众多湖泊因气候、河流下切或构造变形等原因而相继消亡^[24];受高原块体向东滑移和推挤,东北缘祁连-海原断裂带逆冲成山作用加强^[26],中国大陆第二阶梯状地形面大幅上升^[24];伴随高原的隆升,临夏东山古湖被切穿而消失,黄河自此诞生,其上游出现最高(第7级)阶地,到1.5 Ma又形成第6级阶地^[10,26];

1.3 昆黄运动

在1.2 MaB. P.,伴随高原的加速隆升,黄河干流向上游切穿积石峡,0.6 MaB. P.又切穿李家峡,故称其为“黄河运动”^[27]。同样在该时段,昆仑山哑口地区的抬升速度由此前的不到 $0.01 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 急剧上升到 $3.73 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,昆仑古湖也逐步消退,到0.7~0.6 MaB. P.形成新的拉分盆地,故把该时段的隆升过程称之为昆黄运动^[28]。经过该隆升阶段之后,高原现代地貌格局基本形成。昆黄运动阶段有三个明显的隆升幕:

(1) 1.2~1.1 Ma B. P.,昆黄运动第一幕。此前的古湖泊几乎全部消亡或移位,代之以大幅度的山体隆升,尤其在高原北部:昆仑山加速隆起,祁连山主峰隆升速率甚至达到 7.3 mm/a ^[29];高原北部一系列盆地相继封闭^[26];黄河中游切穿三门峡东流入海,上游切穿积石峡进入循化盆地,形成第五级阶地;

(2) 0.9~0.8 Ma B. P.,高原持续上升,平均高度达3 km以上。昆仑山快速隆升,北祁连山隆起速率达到 7.1 mm/a ^[29];黄土高原进入新一轮抬升期,黄河切穿李家峡,黄河面貌基本形成^[23];

(3) 0.6~0.5 Ma B. P.,高原面抬升至3.0~3.5 km。黄河切穿李家峡^[27],上游第四级阶地形成;东北缘四大弧形断裂带全部产生^[24],奠定了高原现代地貌基本格局。

1.4 共和运动

0.15 MaB. P.以来的共和运动,使青藏高原强烈隆升到平均海拔接近4 000 m的现代高度。该阶段出现三次加速隆升过程。

(1) 0.15 Ma B. P.前后,高原急剧隆升并接近或达到现代高度;刘家峡水系切穿龙羊峡溯源侵蚀进入共和盆地,河谷剧烈下切形成兰州黄河第三级阶地^[1,27],黄河现代水系格局形成。

(2) 0.05 Ma B. P.前后,高原以小幅度继续隆升,河谷继续下切,兰州黄河第二级阶地形成。

(3) 0.01 Ma以来,整体抬升速率达到 5.8 mm/a 。随着河谷剧烈下切,兰州黄河第一级阶地形成。

2 青藏高原隆升的气候环境效应

青藏高原的隆升使高原自身及其亚洲地区乃至全球范围的气候特征发生了巨大变化。最近Ruddiman等人^[30]认为,北半球青藏高原、南半球阿蒂皮拉罗(Altiplano)和东科迪勒拉的隆升,对大气和海洋环流具有大规模的影响,并通过风化和侵蚀等作用降低大气中的 CO_2 浓度,从而造成全球变冷。而且还认为,在构造隆升驱动全球变冷的过程中,青藏高原隆升可能是最主要的驱动源。据这种认识来分析,北半球晚新生代大冰期的发生、发展,包括约7.2~3.4 MaBP的来临期,约3.4~2.6 MaBP的初始期和2.6 MaBP

以来的大冰期,主要是由相应的青藏高原构造隆升驱动的结果。现将青藏隆升阶段的气候环境响应简要总结如下。

2.1 东亚地面行星风系的改变与季风效应的出现

27 Ma B. P. 前后,由于高原南部喜马拉雅山和冈底斯山脉的形成,在有利的海洋和大陆环境共同作用下以夏季风为主的亚洲季风初现,并在 22 MaBP 左右改变了东亚地面原先的行星风系^[12]。中国西部内陆区域出现的干旱化^[31]表明,高原南部隆起山脉已经达到相当高度,并明显影响到亚洲的地表大气环流,亚洲季风效应明显。13 Ma B. P. 前后,亚洲内陆源区风尘和冬季季风搬运物质的增大^[31],反映了受青藏高原隆升的影响,北部周缘季风效应的再次增强。

2.2 东亚季风效应的增强及其干旱化程度的加剧

8.5 Ma B. P. 前后起,受高原隆升新生地貌影响,印度季风和东亚季风效应增强,亚洲内部干旱化区域扩大,中国风尘堆积开始^[22]。受高原隆升的远程效应,秦岭造山带盆-山体系差异升降迅速,构成南北方的自然景观、地质环境和气候环境的天然屏障,进一步加强了青藏高原对鄂尔多斯盆地的气候环境效应,给盆地中南部区域的风尘堆积创造了非常有利的气候环境条件、风尘物源条件与地貌边界条件。因此,在此地貌环境、物质条件与亚洲季风环流气候环境多重有利因素条件下,黄土高原风尘堆积雏形出现。根据近年来研究表明,首先堆积的是红黏土^[31,32],堆积的起始年代已经追溯到 8.35Ma 以前^[33]。如果按照风尘从源区开始,以颗粒的粒径大小次序堆积的一般模式,即戈壁——沙漠——粗沙土——细沙土——沙黏土乃至黏土这一次序来分析,风尘堆积区物质颗粒成分主要受搬运距离控制:此阶段的风尘物源区在高纬度区,尚未向东南大面积扩展,因此距离黄土高原比较远,堆积物自然是以粉细颗粒为主。此外,该阶段风尘堆积区间有温湿的气候特征^[33],而厚度达 60 多 m 的红黏土堆积反映了亚洲内陆干旱效应的长期作用。

2.3 高原隆升对全球气候变化的驱动与放大作用

经喜马拉雅运动之后形成的青藏高原大统一新构造运动板块,由于其隆升的总幅度更高,面积更大,其对环境气候具有类似“马太效应”或“蝴蝶效应”的非线性正反馈作用。因此其对周边乃至全球的气候环境效应更为强烈,一些专家甚至称其为全球气候变化的驱动力与放大器^[2]。其中:3.6~3.4 Ma B. P. 起,伴随高原的加速隆升,开始了北半球大冰期过渡期,相应的全球冰量增加。与此同时,亚洲内部冬、夏季风效应的增强、气温变化幅度的增大,亚洲内陆区域的荒漠、戈壁化范围扩展加速。黄土高原风尘速率的明显加快^[7],一方面受制于构造气候旋回引起的全球冰量的变化所导致的全球性干旱化的影响,另一方面,更直接受控于青藏地区构造的阶段性隆升和高原面形成所导致的东亚夏季风增强的影响。“高原季风”促进了东南季风深入黄土高原地区,东亚季风气候格局的形成亦应发生于该时期。

2.6~2.5 Ma B. P. 起,气候与环境发生大突变的又一主要时段之一:伴随青藏高原的整体隆升,高原内湖泊萎缩、消亡速度加快^[24],其中,喜马拉雅山脉北麓的扎达盆地于 2.1 Ma B. P. 前后沉积终止并开始抬升,唐古拉山口古湖泊于 2.1 Ma B. P. 前后停止发育^[34],反映了高原自身干旱化的增强。该阶段的高原隆升,同时在侵蚀和风化作用方面、动力和热力作用方面,对全球气候变冷、北半球大冰期的发生和东亚季风的发展起着驱动源作用。而黄土高原风尘物质由红黏土沉积向黄土-古土壤序列的过渡^[33],揭示了亚洲内陆风尘源区干旱化的进一步加剧和东亚冬、夏季风均急速增强,同时表明北半球尤其是亚洲内陆气候环境的迅速恶

化、温差振荡幅度的剧增、戈壁沙漠化范围的急剧扩展和大冰期的出现。

1.7~1.5 Ma B. P. 起,随着隆升加速,高原北部东昆仑山口古湖于 1.4 Ma B. P. 停止发育,并于 1.2 MaB. P. 起出现冰积覆盖^[30],对亚洲季风气候放大作用增强;高原隆升的远程效应的增强,使黄土高原南部秦岭山脉强烈隆升,总体海拔达 2 500 m 以上,使得南北方的自然环境与气候环境的屏障作用更加显著。黄土高原完全以黄土-古土壤序列沉积,表明亚洲气候的冰期-间冰期和冬、夏季风的干湿、冷暖效应。

2.4 高原隆升对亚洲现代季风气候效应

1.2 Ma B. P. 以来,青藏高原达到平均 3 000 m 以上的海拔高度,山地则可高达 4 000 m 以上。这样使青藏高原大范围进入冰冻圈^[35]并荒漠化成为新的黄土粉尘源地之一,西北地区干旱化及主要沙漠进一步的扩张,使得青藏高原周边地区新的黄土体系的形成,此阶段亚洲气候变化以 100 ka 为主导周期;到 0.8 Ma B. P. 以来,气候变化的主导周期成分以 10 ka 为主^[36],此阶段高原已进入第二极大降水带,其释放的潜热使南亚高压得到充分加强,高原冬季风大面积积雪和高原更大的高度也使蒙古高压、青藏冷高压获得大发展、东亚冬夏季风强度迅速增强。由于高原的大幅度隆升,导致东亚冬、夏季风环流效应的逐步加强^[37];黄土-古土壤序列古气候记录出现周期性的转型事件,是高原的阶段性加速抬升的响应。此外,隆升高度较大的青藏高原的冬季,一方面加强蒙古高压,另一方面通过积雪增强本身的冬季冷源作用,形成青藏冷高压,从而冬夏季风得以增强,冬夏季风的对抗性也开始增强,气候走向两极分化。因此,冰期气候极端的干冷,间冰期气候非常暖湿,与此相应,东亚季风波动形式的逐渐变化与冬夏季风振幅的不断增大时,又使得这种季风变化周期也越来越长^[36,38]。

末次冰期以来,青藏高原的海拔和地貌特征与现代非常相近,气候带与西风带均向南偏移。这样,一方面,大约在 4 000~5 000 m 的近地面产生一个具有反气旋特征的冷高压,加强了中国大陆的冬季风;另一方面,由于青藏高原的屏障作用,阻隔了北部西伯利亚气流与南部印度洋气流的联系,使冷空气在西伯利亚地区积聚加强,加剧了我国西北地区的寒冷、干旱,使冬季温度明显低于同纬度的其它大陆地区。夏季(或温暖的间冰期),青藏高原一方面作为中国和亚洲大陆的热源,形成一个由高原近地面热低压和高原上空高压组成的高原季风环流,强化了我国东南部区域的夏季风环流,使这些地区夏季(或间冰期阶段)更加炎热多雨;另一方面,它青藏高原仍是一个巨大的屏障,阻挡了西南季风的北上,因而使青藏高原及其北部广大地区常年干旱少雨^[39]。

最新研究表明,受青藏高原现代地势地貌格局影响,全新世以来中国西部以千年计的环境变化有 5 个干湿冷暖交替阶段:10~8.5 kaB. P.,气候偏干冷;8.5~7.0 kaB. P.,气候偏于温和湿润;7.0~5.0 kaB. P. 的中全新世,东亚夏季风衰退期间气候寒冷,在青藏高原及其周边山地尤为明显,干旱事件存在于现代夏季风边缘区的较大范围,包括阿拉善高原、鄂尔多斯高原、内蒙古高原中东部,甚至黄土高原南部,指示了东亚夏季风在全新世期间的一次大衰退;5.8~3.0 kaB. P.,气候偏于温和湿润;3.0 kaB. P. 至今,气候又处于干燥寒冷期,并呈逐级波动强化趋势^[40,41]。

3 黄土高原构造侵蚀作用

青藏高原的隆升,不仅因其所致的环境、气候效应导致

了黄土高原的形成,在青藏高原隆升晚期,尤其是第四纪以来的隆升过程中的构造变形效应以及高原东北缘对鄂尔多斯盆地的推挤作用,使黄土高原发生了阶段性隆升与构造变形,并引起多种黄土地质灾害与水土侵蚀。如,黄土高原新构造应力场的主压应力方向为北北东向,为青藏高原板块推挤引起^[42];与六盘山构造带近于平行的子午岭断隆带、洛河活动断裂^[43],反映了青藏高原隆升过程中的推挤应力场向黄土高原内部的辐射与扩展;黄河、渭河、洛河等河流阶地的发育^[23,44~46]反映了青藏高原隆升导致的黄土高原面的抬升与基准侵蚀面的下降。

3.1 黄土高原的地质环境演化过程

以六盘山为界,可将黄土高原分为东西两部分,六盘山既是一条重要的地理分界线,又是将青藏高原和鄂尔多斯盆地两大地块的构造分区界线。六盘山以东部分,以吕梁山为东界由鄂尔多斯台向斜构成,以西属青藏高原板块的祁连山褶皱带。早期的陕北、陇东、晋西的鄂尔多斯台向斜在中生代发展成为一个大型的内陆盆地,向西一直延伸到现今的六盘山脉以西的祁连山脉东南段。古鄂尔多斯盆地晚三叠-中侏罗世相对稳定,并曾接受大范围沉积。晚侏罗世,盆地西部发生较大规模的逆冲活动,东部隆起持续抬升扩大,导致盆地沉积范围发生较大的收缩,并出现鄂尔多斯盆地的西倾单斜结构。其后的早白垩纪地壳活动相对稳定期内,再次接受沉积,同时在冲断块上也接受沉积则说明,古鄂尔多斯盆地此时总的西倾单斜结构尚未改变。古新世初发生的燕山运动,盆地西部再次被冲断而构成六盘山、贺兰山脉雏形,东部出现吕梁山隆起。燕山运动使鄂尔多斯台向斜抬升的同时,边缘发生断陷和山脉的差异隆升,形成汾渭谷地、银川谷地等一系列地堑谷地,边缘的六盘山、贺兰山、吕梁山、阴山、渭河北岸山地及秦岭的继续隆升,到第三纪的中新世末鄂尔多斯台向斜成为准平原。至此,初步形成了黄土高原此后发生的风尘堆积与构造抬升的基本构造地质背景。中新世晚期起,黄土高原区伴随青藏高原的阶段性隆升过程与气候环境效应形成了巨厚的风尘红土、黄土-古土壤堆积;第四纪以来,伴随青藏高原的隆升及其对鄂尔多斯盆地的推挤作用,黄土高原内不同区域发生了不同程度的抬升与构造变形。

在 8.5 MaB. P. 前,伴随青藏高原的隆升、亚洲大陆干旱化、沙漠化与季风气候效应的出现,鄂尔多斯高原长城以南的准平原面上以及六盘山以西的断陷盆地内开始广泛堆积了红土风尘。从红土的分布和厚度看,上新世时的长城以南、秦岭以北,六盘山与吕梁山之间是一个浅凹形的巨大盆地。地势西北高、东南低,其特征已与现在相同。上新世晚期起(2.5 MaB. P. 前后),受青藏高原东北缘的推挤和华北地块运动影响,出现鄂尔多斯高原边缘地堑谷地的进一步发展,与高原的掀斜运动,使地面总体形成向东南倾斜并控制着河流的流向,伴随亚洲干旱化与季风效应的持续增强、沙漠化的扩展,黄土高原风尘堆积物转为黄土-古土壤序列。

3.2 新构造运动与构造侵蚀

新构造运动以来,尤其是 1.6 MaB. P. 前后,受青藏高原东北缘推挤作用力的不断加强,黄土高原整体隆升速度加快的同时,在其内部也发生了不同程度的抬升、构造变形与断裂活动,而黄河上游出现最高阶地^[10,26],表明了黄土高原一方面在继续接受黄土-古土壤堆积的同时,构造侵蚀作用在不断增强。在地质、地貌与气候三因素的耦合作用下,构造侵蚀作用主要表现在以下三个方面:

(1) 新构造运动对黄土高原的抬升,导致其侵蚀基准面

下降,为重力侵蚀(滑坡、崩塌和泻溜等)、沟谷溯源侵蚀和流水侵蚀提供了前提条件,并成为控制地形演化的重要因素。如渭河地堑的持续发育,六盘山、子午岭、白于山、桥山、渭河北山等的持续隆起,渭河、无定河、洛河等两岸发育的阶地以及众多的次级水系,不仅反映了黄土高原的抬升,与其对应的负地形的组合,同时反映了强烈的重力侵蚀、沟谷溯源侵蚀和流水侵蚀作用。流水地貌的地势增加是由上升的地质构造体通过河流由构造引起的下蚀作用过程造成的^[47],局部和区域隆起速度是构造引起的下蚀作用量的主要因素。

(2) 黄土高原在受到周边块体或地壳内动力作用时产生的构造变形,会造成地表土体变形产生构造裂隙、节理,甚至发生破坏,构造裂隙、节理的存在,增大了黄土的侵蚀速率,促进了黄土的坍塌和滑坡等侵蚀灾害的发生。黄土高原在受到周边块体掀斜、推挤、扭拉或地壳深部内动力作用时,必然会造成地表土体的变形,乃至破坏、破碎,使土体的抗风化、侵蚀能力大大降低,土体的变形造成的构造裂隙、节理,还会成为良好的渗水、导水通道,使黄土更易被冲刷,特别是水流沿黄土垂直裂隙下渗时,减少了摩擦系数,增大了黄土的侵蚀速率,促进了黄土的坍塌和滑坡,增大了土壤侵蚀量。黄土高原地区发育的大量的各类暗穴与直线状侵蚀沟系无不与此有关。

(3) 新构造运动差异升降交汇处的地形突变带、活动断裂带、地震活动带等稳定性条件差的黄土分布区域,是水土流失最剧烈的地区。其中:

新构造运动上升与沉降交汇处的地形突变带,往往是山地、高原和平原接触部位,接触部位两侧新构造运动方向不同,一侧是上升,另一侧下降,明显的地貌差异为黄土侵蚀提供了良好的边界条件,不仅有利于下蚀,往往是黄土滑坡(塌)的易发带,例如渭河盆地北缘断裂、吕梁山和六盘山两侧、靖边的白于山前东西向断裂等。

由断裂活动引发的地震对水土流失具有特殊的意义,频繁而强烈的地震活动,不仅会导致地表产生明显的形变(土岩体位移、破碎、产生裂缝等),还为黄土的重力和流水侵蚀提供了良好边界条件,此外,地震发生时,巨大的能量随地震波向四周传播,直接导致黄土塬、梁、峁边坡,山地两侧滑坡、崩塌、滑塌及黄土泥沙的产生,同时也往往使古滑坡复活,从而加速地表的侵蚀。如海原活动断裂上 1920 年发生的海原 8.5 级大地震,导致断裂沿线黄土高原大范围的滑坡群产生^[48],加上气候降水等因素,使其成为黄土高原水土流失最严重的地区之一。

作者最近对三原县双槐村地裂缝带的考察结果表明,新构造运动中,深部基底大断裂的长期蠕滑同样会引起地表黄土的侵蚀。其主要侵蚀机理过程为:断陷盆地边缘断裂在不断的张性运动中,深部裂缝逐步向表层扩展,并首先在地表产生一个较宽的地面沉降带和局部次级裂缝。沉降带上的局部地段由于次级裂缝或黄土湿陷性的影响,一旦发生降水就会产生渗漏、冲刷,使裂缝从走向和纵向不断扩展并与深部主裂缝贯通,此时的裂缝带不仅成为易受侵蚀的部位,同时还将大量的地表泥沙带入断裂深部或通过地下裂缝异地导入河流被带走,强烈的侵蚀作用由此而发生。渭北台缘的一些直线型侵蚀沟谷绝大部分与深部基底断裂活动有关。

4 结 论

综上所述,自从 45 Ma B. P. 前后印度板块与欧亚大陆块体发生碰撞之后,青藏高原便开始了漫长的隆升历程,其隆升过程具有阶段性和自南而北的递进性。

青藏高原的强烈隆升,使其自身及其亚洲地区乃至全球范围的气候特征发生了巨大变化。其中,22 MaBP左右,改变了东亚地面行星风系并出现季风效应;8.5 Ma B. P.前后起,受高原隆升新生地貌影响,印度季风和东亚季风效应增强,东亚干旱化程度的加剧,黄土高原雏形出现并开始接受风尘堆积;3.6 Ma B. P起,青藏高原新构造运动板块对周边乃至全球的气候环境的放大效应更为强烈,黄土高原风尘物质由红黏土沉积向黄土-古土壤序列的转变,揭示了亚洲内陆风尘源区干旱化的进一步加剧和东亚冬、夏季风均急速增强,同时表明亚洲内陆气候环境的迅速恶化、温差振荡幅度的急剧增、戈壁沙漠化范围的急剧扩展和大冰期的出现;1.2 Ma B. P以来,青藏高原大范围进入冰冻圈并荒漠化,东亚地区干旱化及主要沙漠进一步的扩张,黄土-古土壤序列出现周期性的转型,冬夏季风的对抗性开始增强,气候走向两极分化;末次冰期以来,青藏高原的海拔和地貌特征与现代非常相近,加剧了西北地区的寒冷、干旱,使冬季温度明显低

参考文献:

- [1] 李吉均,方小敏,潘保田,等. 新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响[J]. 第四纪研究,2001,21(5):381-391.
- [2] 潘保田,李吉均. 青藏高原:全球气候变化的驱动力与放大器——I. 青藏高原隆起对气候变化的影响[J]. 兰州大学学报(自然科学版),1995,32(1):108-115.
- [3] 马润勇. 青藏高原东北缘构造活动及其工程灾害效应[D]. 西安:长安大学,2003.
- [4] 彭建兵,马润勇,卢全中,等. 青藏高原隆升的地质灾害效应[J]. 地球科学进展,2004,19(3):457-466.
- [5] Rea D K, Snoeckx H, Joseph L P. Late Cenozoic eolian deposition in the north Pacific: Asian drying, Tibetan uplift, and cooling of the Northern Hemisphere[J]. Paleogeography, 1998, 15(3): 215-224.
- [6] Ruddiman W F, Kutzbach J E. Forcing of late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West[J]. Journal of Geophysical Research, 1989, 94(D15): 18 409-18 427.
- [7] 安芷生,王苏民,吴锡浩,等. 中国黄土高原的风积证据:晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动[J]. 中国科学(D辑),1998,28(6):481-490.
- [8] 林年丰,汤洁. 中国干旱半干旱区的环境演变与荒漠化的成因[J]. 地理科学,2001,21(1):24-29.
- [9] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京:科学出版社,1979.
- [10] 李吉均,方小敏,马海州,等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):316-322.
- [11] 李廷栋. 青藏高原隆升的过程和机制[J]. 地球学报,1995,(1):1-9.
- [12] 施雅风,李吉均,李炳元,等. 晚新生代青藏高原的隆升与东亚环境变化[J]. 地理学报,1999,54(1):10-20.
- [13] 马宗晋,张家声,汪一鹏. 青藏高原三维变形运动学的时段划分和新构造分区[J]. 地质学报,1998,72(3):211-227.
- [14] 潘裕生,孔祥儒. 青藏高原岩石圈结构演化和动力学[M]. 广州:广东科技出版社,1998.
- [15] 钟大赉,丁林. 青藏高原的隆升过程及其机制探讨[J]. 中国科学(D),1996,26:289-295.
- [16] Dewey J, Shackleton R M, Chang C, Sun Y. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau [J]. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 1988, A327: 379-413.
- [17] 刘嘉麒. 构造运动与环境变迁[A]. 见:卢演侑等. 新构造与环境[C]. 北京:地震出版社,2001. 11-13.
- [18] Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Raising Tibet[J]. Science, 1992, 255: 1663-1670.
- [19] Li Jijun, et al. Uplift of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and global change[M]. Lanzhou University Press, 1995.
- [20] 崔之久,高全洲,刘耕年,等. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升[J]. 中国科学(D辑),1996,26(4):378-386.
- [21] 申旭辉,田勤俭,丁国瑜,等. 宁夏贺家口子地区晚新生代地层序列及其构造意义[J]. 中国地震,2001,17(2):156-166.
- [22] An Zhisheng, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan Plateau since late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411: 62-66.
- [23] 潘保田,李吉均,朱俊杰,等. 青藏高原:全球气候变化的驱动力与放大器——II 青藏高原隆起的基本过程[J]. 兰州大学学报(自然科学版),1995,31(4):160-167.
- [24] 李祥根. 中国新构造运动概论[M]. 北京:地震出版社,2003. 367-355.
- [25] Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China[J]. J. G R, 1977, 82(20):2905-2930.
- [26] 于庆文. 青藏高原东北缘新生代隆升-沉积-气候演化及其耦合[M]. 武汉:中国地质大学出版社,2001. 52-101.
- [27] Li Jijun. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 1991, 10: 479-483.
- [28] 崔之久,伍永秋,刘耕年. 关于“昆仑-黄河运动”[J]. 中国科学(D辑),1998,28(1):53-59.
- [29] 傅开道,高军平,方小敏,等. 祁连山中西段沉积物粒径和青藏高原隆升关系模型[J]. 中国科学,2001,D辑,31(增刊):170-174.

于同纬度的其它大陆地区;全新世以来中国西部有五个干湿冷暖交替阶段,气候呈逐级波动强化趋势。

青藏高原的隆升不仅导致了黄土高原的形成,在青藏高原隆升晚期,尤其是第四纪以来的新构造运动期间,构造变形效应以及高原东北缘对鄂尔多斯盆地的推挤作用,使黄土高原发生了阶段性隆升与构造变形,并引起多种黄土地质灾害与水土侵蚀。其中,新构造运动对黄土高原的抬升,导致其侵蚀基准面下降,为重力侵蚀(滑坡、崩塌和泻溜等)、沟谷溯源侵蚀和流水侵蚀提供了前提条件,并成为控制地形演化的重要因素;黄土高原在受到周边块体或地壳深部内动力作用时,会造成地表土体变形产生构造裂隙、节理,甚至发生破坏,构造裂隙、节理的存在,增大了黄土的侵蚀速率,促进了黄土的坍塌和滑坡等侵蚀灾害的发生;新构造运动差异升降交汇处的地形突变带、活动断裂带、地震活动带等稳定性条件差的黄土分布区域,是水土流失最剧烈的地区。

- [30] Ruddiman W F. Tectonic Uplift and Climate Change[M]. New York: Plenum Press, 1997. 1 - 515.
- [31] Z T Guo, William F Ruddiman, Q Z Hao, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China[J]. Nature, 2002, 416: 159 - 163.
- [32] 安芷生, 孙东怀, 陈明扬, 等. 黄土高原红黏土序列与晚第三纪的气候事件[J]. 第四纪研究, 2000, 20(5): 435 - 446.
- [33] 强小科, 安芷生, 常宏. 佳县红黏土堆积序列频率磁化率的古气候意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(3): 91 - 96.
- [34] 吴锡浩, 王富葆, 安芷生, 等. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度[A]. 见: 刘东生, 等. 黄土·第四纪地质·全球变化(第三集)[C]. 北京: 科学出版社, 1992. 1 - 13.
- [35] 施雅风, 郑本兴, 李世杰, 等. 青藏高原中东部最大冰期时代高度与气候环境探讨[J]. 冰川冻土, 1995, 17(2): 97 - 112.
- [36] 李裕元, 石辉. 新构造运动对黄土高原环境变迁的影响[J]. 水土保持研究, 2001, 8(1): 123 - 129.
- [37] Xiao J L, An Z S. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan[J]. Paleogeography Paleoclimatology Paleocology, 1999, 154: 179 - 189.
- [38] 谢远云, 李长安, 张序强, 等. 青藏高原东北缘黄土的气候演化与高原隆升的耦合[J]. 中国地质, 2003, 30(4): 436 - 441.
- [39] 张业成. 青藏高原隆起及其对中国地质自然环境影响的探讨[J]. 地质灾害与环境保护, 1993, 4(1): 1 - 10.
- [40] 陈发虎, 吴薇, 朱艳, 等. 阿拉善高原中全新世干旱事件的湖泊记录研究[J]. 科学通报, 2004, 49(1): 1 - 9.
- [41] 康建成, 陈发虎, 沈永平, 等. 中国西部全新世环境变化[A]. 中国西部第四纪冰川与环境[C]. 北京: 科学出版社, 1991. 131 - 137.
- [42] 雷慧珠, 武春龙. 新构造应力场与滑坡侵蚀[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1999, 5(5): 35 - 43.
- [43] 朱照宇. 黄土高原及邻区新构造与新构造运动[J]. 第四纪研究, 1992, (3): 252 - 264.
- [44] 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1994. 28 - 90, 131 - 159.
- [45] 岳乐平, 雷祥义, 屈红军. 黄河中游水系的阶地发育时代[J]. 地质论评, 1997, 43(2): 186 - 192.
- [46] 程绍平, 邓起东, 闵伟, 等. 黄河晋陕峡谷河流阶地和鄂尔多斯高原第四纪构造运动[J]. 第四纪研究, 1998, (3): 238 - 248.
- [47] Bull W B. Stream terrace genesis: Implications for soil development[J]. Geomorphology, 1990, 3(3): 351 - 367.
- [48] 国家地震局地质研究所, 宁夏回族自治区地震局. 海原活动断裂带[M]. 北京: 地震出版社, 1990.

(上接第 219 页)

输沙率与起沙风速的立方成正比。因而风速在迎风坡上向丘顶增加时, 丘顶区域的输沙率(相对于坡脚)将成倍增加。当坡脚风速为 9.63 m/s , 风速放大率是 1.08 时, 实测的丘顶输沙率是坡脚输沙率的 3.68 倍; 当坡脚风速为 5.44 m/s , 风速放大率是 1.48 时, 实测的丘顶输沙率是坡脚的 11.22 倍。可见, 相对于坡脚, 丘顶输沙率与风速放大率是成正比的。

在一定起沙风条件下, 当风向与沙丘垂直时, 丘顶区域的输沙率增加程度最大; 当风向与沙丘呈小角度时, 丘顶输沙率与坡脚之间差异可能很小^[4]。

4 讨论

4.1 影响风速放大率的因素

根据对 5 个沙丘风速放大率的观测, 风速放大率与沙丘高度之间具有明显相关性(图 2b), 在垂直于沙丘的风向下, 沙丘高度越大, 风速放大率也越大。

坡脚风速对风速放大率也有一定影响。根据对沙丘 2 (高 5 m) 坡角和丘顶风速的观测结果, 坡脚风速与风速放大率之间的相关性良好($r^2 = 0.82$), 即风速放大率随坡脚风速的减小而增加(图 2a)。如果以坡脚风速基本代表区域近地面风速大小, 则可以认为在高度一致条件下, 当区域平均风速较低时, 风速放大率较大; 反之, 风速放大率较小。

参考文献:

- [1] 张春来, 郝青振, 邹学勇, 等. 新月形沙丘迎风坡形态及沉积物对表面气流的影响[J]. 中国沙漠, 1999, (4): 359 - 363.
- [2] Jackson P S, Hunt J C R. Turbulent winds flow over a low hill[J]. Q. J. R. Metro. Soc., 1975, 101: 939 - 955.
- [3] 哈斯, 董光荣, 王贵勇. 腾格里沙漠东南缘沙丘表面气流与坡面形态的关系[J]. 中国沙漠, 1999, 19: 1 - 5.
- [4] 哈斯, 王贵勇, 董光荣. 腾格里沙漠东南缘沙丘迎风坡风速变化的初步研究[J]. 干旱区地理, 1999, (1): 41 - 46.

4.2 沙丘蚀积规律

沙丘表面输沙率变化必然导致床面侵蚀或沉积。迎风坡脚、中部、丘顶为侵蚀部位, 其中丘顶侵蚀最强, 中部次之。迎风坡总体呈侵蚀状态。

由于沙丘上风向不饱和风沙流行进至沙丘迎风坡坡脚下垫面粗糙度陡减且可蚀性颗粒突增, 形成饱和风沙流, 风速和输沙率增大, 从而使沙丘坡面和丘顶被风蚀, 并导致坡脚的前移。而在气流越过沙丘顶部进入背风坡后, 附面层发生分离, 风速降低, 流线加密, 风速的减弱使风沙流中的沙粒在沙堆背风坡的涡旋区内不断堆积, 而沙粒的堆积则促进了背风坡的前移。

5 结论

(1) 新月形沙丘迎风坡表面风速和输沙率由坡脚至丘顶总体呈增大趋势, 但在局部地段坡度变缓则风速和输沙率减弱, 反之增强。

(2) 新月形沙丘迎风坡表面轴线处风速最大, 从轴线到两翼风速逐渐减小。

(3) 输沙率与起沙风速的立方成正比。因而风速在迎风坡上向丘顶增加时, 丘顶区域的输沙率(相对于坡脚)将成倍增加。

(4) 风速放大率与坡脚风速和沙丘高度之间有明显相关性。