



论文

黄河流域关中盆地史前大洪水研究 ——以周原漆水河谷地为例

黄春长*, 庞奖励, 查小春, 周亚利

陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062

* E-mail: cchuang@snnu.edu.cn

收稿日期: 2010-07-05; 接受日期: 2011-02-18

国家自然科学基金(批准号: 41030637)资助

摘要 史前大洪水是中国古代史研究不能回避的重大问题. 通过野外考察研究, 在关中盆地西部漆水河中游沿河谷阶地上, 发现典型的全新世大洪水滞流沉积层, 它们覆盖着龙山文化聚落——浒西庄遗址文化层. 利用地层分析、磁化率和粒度成分测定、文化遗物鉴定、OSL 和 ^{14}C 技术断代, 证明在距今 4300~4000 年前, 关中盆地经历了一个洪水期, 发生了多次大洪水事件. 在大洪水发生期间, 漆水河谷沿河第二级阶地面以浒西庄遗址为代表的龙山文化早期(庙底沟二期)聚落和田地被淹没, 同时, 在更高阶地和黄土台原边沿地带, 以赵家崖遗址为代表的龙山文化晚期(客省庄二期)聚落得到迅速发展. 结合在泾河和北洛河河谷发现的史前大洪水的沉积学证据, 揭示出了龙山文化晚期关中盆地普遍发生大洪水的客观事实. 同时, 也发现在距今 3100~3000 年前, 即先周在周原“岐邑”时期, 关中盆地漆水河谷和渭河河谷也曾经发生多次大洪水. 这些研究成果, 对于揭示区域气候水文变化对于全球变化的响应规律, 阐明大洪水事件对于我国远古文化突变和社会转折的影响, 具有十分重要的科学意义.

关键词
史前时期
古洪水
洪积物
全新世
周原
关中盆地

史前大洪水的故事流传于世界各地的文明古国. 我国历史典籍、甚至青铜器铭文当中, 也不乏有关大洪水的文字记载. 我国古代传说的大洪水, 发生在新石器时代结束、青铜器时代兴起的文化突变和社会转折时期, 一些历史学者将黄河中下游地区古国和城邦的兴起, 与大洪水的发生和治水活动联系了起来^[1~3]. 这样, 我国史前大洪水问题就成为历史学的重大命题. 但是, 我们毕竟不能将传说当作事实来论证文化与社会的发展. 欲确证我国史前时期是否发生过大洪水, 还必须从地貌学第四纪沉积学、年代学和环境考古学等多学科交叉的途径入手, 以期获得

直接的科学证据.

近年来, 黄河中游干支流河谷古洪水事件和古洪水水文学研究, 取得了初步的进展^[4~18]. 关中盆地西部漆水河流域, 新石器时代以来的文化积淀深厚, 考古遗存丰富. 尤其是漆水河中下游的武功古镇和杨凌周边地区, 被认为是后稷故乡, 而岐山脚下的周原黄土台原, 在先周时期就建立了都邑, 成为闻名世界的“青铜器之乡”^[19~21]. 如果史前时期发生过影响人类社会的大洪水, 那么, 漆水河河谷地带可能会形成沉积学证据. 因而, 本文提供了我们多年来从第四纪沉积学和年代学方面就漆水河谷以及关中盆地

史前大洪水问题的研究结果.

1 流域概况

漆水河是渭河北侧的重要支流, 流域面积 3835 km², 其主流发源于黄土高原南部、麟游和凤翔县境内的北山地区(海拔 1500~1600 m). 主流从岐山东端出山, 由北向南横穿渭北黄土高原(海拔 600~800 m), 在杨凌和武功县境汇入渭河, 流长 160 km. 支流漳河, 从岐山西端出山, 由西向东穿过整个周原地区, 在汧西庄附近汇入主流, 其流域面积为 2043 km². 周原地区年平均气温 12.0~12.5℃, 年均降水量 600~650 mm. 流域内黄土原面、河流阶地和缓坡皆为农田, 陡坡地植被稀疏, 水土流失严重. 在漳河汇入口以下大约 1.5 km 的漆水河柴家咀水文站, 年平均流量 4.15 m³ s⁻¹, 年平均径流总量 1.3×10⁸ m³, 年平均输沙量为 151×10⁴ t. 实测最大洪水洪峰流量为发生在 1955 年 8 月的 269 m³ s⁻¹ [22,23].

周原黄土台原地区, 土地资源开发历史悠久, 沿着主流漆水河和支流漳河, 河谷阶地和黄土台原边沿地带, 古文化遗址分布密集. 根据文物普查的结果, 流域内凤翔、岐山、扶风和武功境内有前仰韶文化遗址 1 处(距今超过 7000 年), 仰韶文化遗址 195 处(距今 7000~5000 年), 龙山文化遗址 145 处(距今 5000~4000 年), 夏商时代、先周和西周文化遗址 265 处(距今 4000~2700 年), 春秋战国和秦汉遗址 320 处(距今 2700 年以来) [19,20]. 仅就漆水河中游苏坊镇到武功镇和杨凌区河段(图 1), 这些时期的古遗址就有 50 多处, 其中最著名的是位于河谷二级阶地的龙山文化早期(庙底沟二期文化)汧西庄聚落遗址, 位于更高阶地的龙山文化晚期(客省庄二期文化)赵家崖聚落遗址, 和位于黄土台原边沿的先周早期郑家坡遗址、尚家坡遗址等 [21]. 另外, 还有位于杨凌南部渭河二级阶地前沿的疙瘩庙遗址、永安村遗址和姜嫄村遗址等. 有学者认为这些先周早期遗址, 就是历史文献当中记载的“有邠”, 即先周人先祖后稷族群的遗存 [22,23].

2 研究地点和地层

本文主要研究了漆水河中游武功镇到杨凌区河段. 由于河流深切入黄土台原之内, 漆水河及其支流漳河的河谷皆形成深度 80~100 m, 宽度 1000 m 左右

的峡谷. 河流切入此峡谷谷底, 形成高度 15~20 m 的不连续阶地, 为马兰黄土和全新世黄土土壤所覆盖(图 2). 它们属于漆水河的第二级阶地, 其具有二元结构的冲积物被马兰黄土覆盖, 故可以判断该阶地形成在末次冰期之前. 该级阶地面土地平坦肥沃, 成为新石器时代以来人类农业开垦和居住之所, 因而古遗址分布十分密集.

在支流漳河与主流漆水河交汇处形成的宽平阶地面(图 3(a)), 汧西庄村南的取土坑新暴露的陡壁, 地层关系清楚, 层序完整的全新世黄土土壤剖面覆盖在马兰黄土之上(图 3(b)). 在全新世层系中夹有最典型的古洪水滞流沉积层, 具有水平或者波状层理, 其宏观结构和构造与风成黄土古土壤形成鲜明对比(图 3(c)). 这就是典型的古洪水滞流沉积物(slack-water deposit, 缩写为 SWD), 也有些学者称其为“平流沉积物”或者“憩流沉积物” [4,24,25]. 被古洪水滞流沉积层组 SWD1~4 覆盖着的, 正是著名的汧西庄龙山文化早期(庙底沟二期)聚落遗址的文化层(图 3(d)). 通过深入观察研究, 以剖面东段的测量数据为准, 根据沉积物的颜色、结构、构造等宏观特征变化, 结合分析测试获得的理化指标变化规律, 将汧西庄剖面(HXZ)的地层划分为: (1) 0~50 cm, 现代表土层(TS), 浊橙色、粉沙质地、团粒-团块结构、疏松、多大空隙和植物根系; (2) 50~120 cm, 全新世晚期黄土层, 又称现代黄土(L₀), 浊黄橙色、粉砂质地、块状结构、较为疏松; (3) 120~200 cm, 古洪水滞流沉积层组(SWD5), 浊黄橙色、粉砂质地、均质块状结构、较硬, 上下层界为突变, 孔隙中含有锈黄色斑, 反映出水成的特点, 中下部层间发现先周时期的灰色绳纹陶片; (4) 200~260 cm, 全新世中期后段古土壤层(S₀上部), 浊红棕色、粘土质粉砂质地、团粒-团块结构, 多蚯蚓孔洞和粪粒团, 孔隙中有较多次生碳酸钙粉霜, 较硬, 为发育较弱的古土壤; (5) 260~380 cm, 古洪水滞流沉积层组(SWD1~4), 为水平展布的波状层, 各层之间界限为突变, 并可见典型的龟裂构造. 其中 SWD1 和 SWD3 层组为浊黄橙色、粉砂质地、块状结构、较为疏松, 单层顶部还带有薄的粘土质盖层, 风化后成为棱块状结构; SWD2 和 SWD4 层组为浊红棕色、粉砂质亚粘土质地、块状结构, 长期暴露风化后表现为棱块状结构, 坚硬. 在 SWD4 层间多处发现有龙山文化晚期(客省庄二期文化, 距今 4300~4000 年前)的透镜状灰土层和灰色陶片; (6) 380~400 cm,

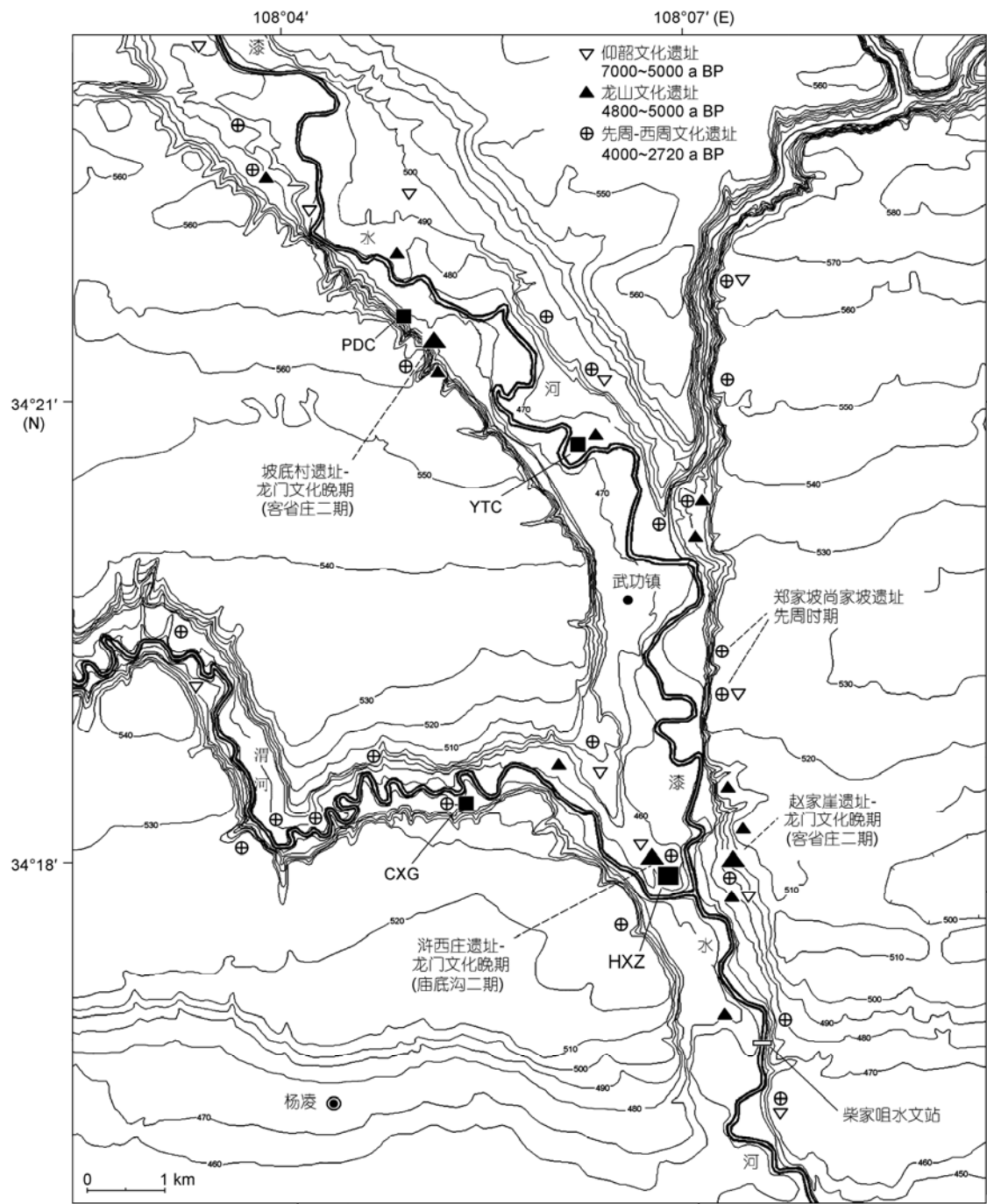


图 1 关中盆地西部漆水河武功杨凌河段地形图

“■”表示史前大洪水滞流沉积层发现地点

龙山文化早期(庙底沟二期, 距今 4800~4300 年前)文化层, 含有灰烬层、红色烧土块、木炭屑、含有灰色和灰黑色陶片, 多蚯蚓孔洞和粪粒团。沿着路边陡坎

剖面, 在数百米范围内多处见到袋装灰坑含有大量陶片; (7) 400~450 cm, 全新世中期前段古土壤层 (S_0 下部), 浊棕色、粘土质粉砂质地、棱块状结构、坚

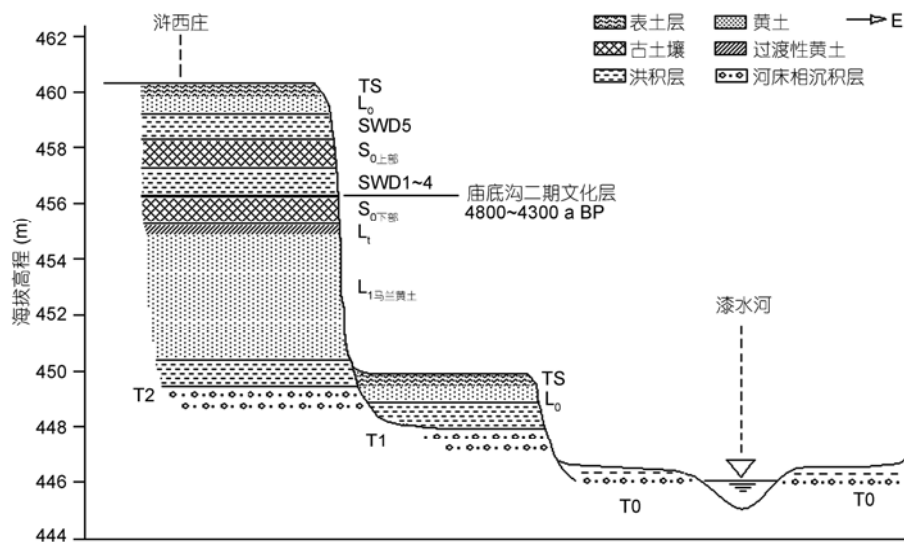


图 2 漆水河浒西庄地点(HXZ)地质地貌断面图

显示全新世古洪水滞流沉积层(SWD)与现代河流关系

硬,多蚯蚓孔洞和粪粒团,为典型的古土壤;(8) 450~500 cm,全新世早期黄土质过渡层(L_0),浊黄橙色、粉砂质地、块状结构、疏松,一些竖直的蚯蚓孔洞含有浊棕色土壤填充物;(9) 500 cm 以下,为典型的马兰黄土(L_1),厚度 500~600 cm,浊黄橙色、粉砂质地、结构均匀而疏松。在马兰黄土之下,赋存着漆水河第二级阶地具有二元结构的河流冲积物(图 2)。

在浒西庄上游约 5.5 km 的印台村(YTC)阶地(图 1),其全新世剖面中也发现了古洪水的滞流沉积层叠压龙山文化早期遗址的现象。在上游约 8 km 的坡底村(PDC)阶地后部(图 1),龙山文化晚期(客省庄二期文化,4300~4000 年前)遗址范围内,也发现了与该遗址同期的大洪水的滞流沉积层(图 4(a), (b))。在路边崖壁剖面,可见在遗址较低位置的袋状灰坑被洪水淹没,其中的黍稷类植物叶穗和籽实颗粒印痕清晰可见(图 4(c))。而位置较高未被洪水淹没的袋状灰坑,则为坡积的次生黄土和土壤物质充填,其中的灰色陶片和动物骨头清晰可见(图 4(d))。在支流漳河崔西沟段(CXG)阶地面(图 1),全新世中期古土壤(S_0)中上部,也夹有典型的古洪水滞流沉积层^[18]。

3 研究方法

在野外详细观察测量和进行地层划分的基础上,通过与流域内外诸多全新世黄土土壤剖面地层对

比^[10,11],初步获得浒西庄(HXZ)剖面的基本年代框架(图 5)。进而在该剖面按照每 4 cm 厚度连续采得沉积学样品,并且在相应的地层单元采取 OSL 测年样品。同时在漆水河中游采集了现代洪水滞流沉积物样品,以便作对比分析。将沉积学样品置于室内自然风干,对其进行了磁化率和粒度成分分析测试。磁化率测量使用英国 Bartington/MS-2B 型磁化率仪,分别对每个样品进行高频和低频磁化率的测量。粒度成分使用英国 Mastersizer-S 激光粒度仪进行分析。烧失量的测定是对于精确称量的样品,置于马弗炉中在 550℃ 下灼烧 4 个小时,再次精确称量,计算获得烧失量。古洪水滞流沉积层、土壤层和文化层出土的陶片的 OSL 年代测定,使用丹麦 Risø-TL-OSL-DA15 断代系统。具体步骤采用细颗粒技术单片再生剂量法进行测定^[26]。

4 分析结果与讨论

4.1 古洪水滞流沉积层的鉴别

全新世古洪水滞流沉积层,亦即俗称的洪水淤泥层,是大洪水溢出主河槽之外,在沿河谷阶地面,或者支流沟口内水流迟滞的情况下,由悬移质泥沙缓慢沉积形成。根据世界各地河流古洪水沉积学的研究结果^[4~9,24,27~34],结合我们多年来在黄河中游黄土地区河流实际调查的结果^[10~18],将古洪水滞流沉

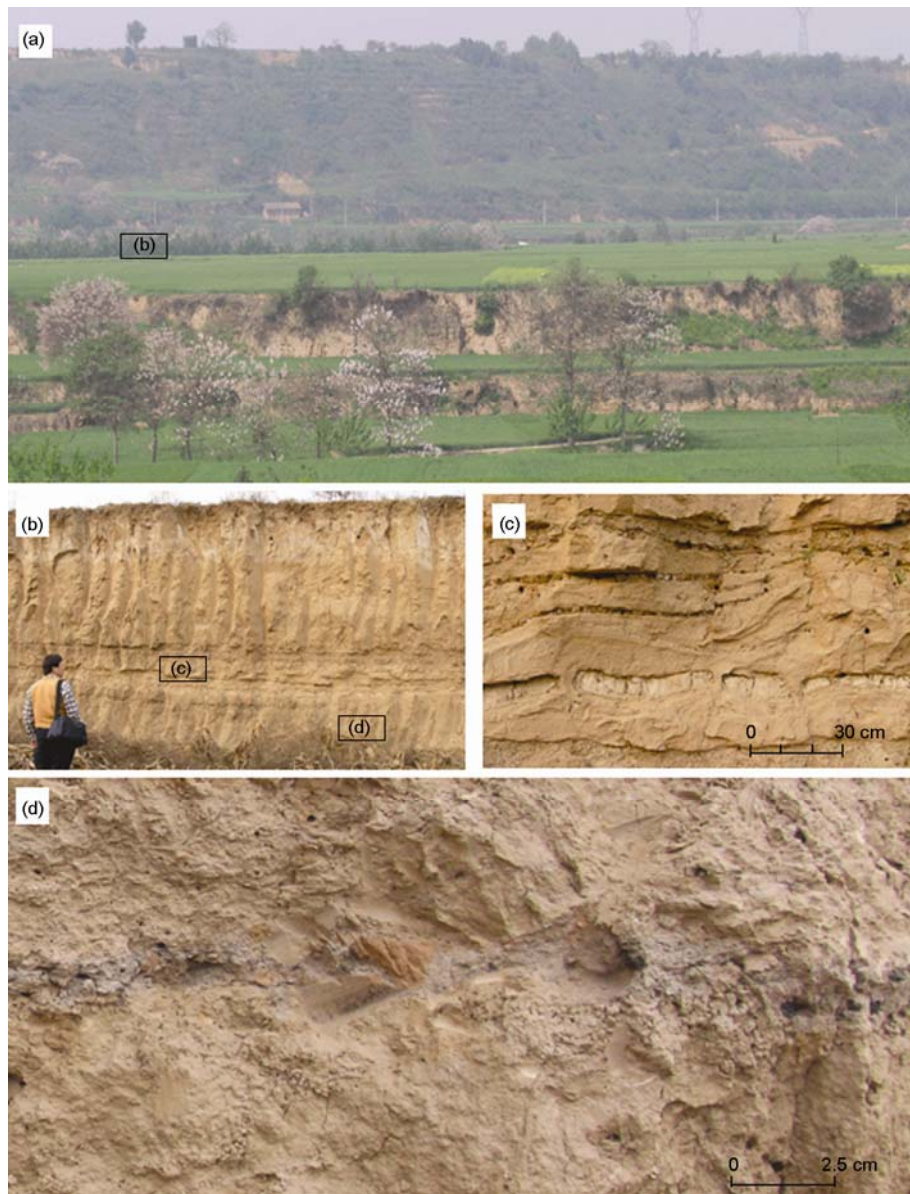


图3 漆水河谷汧西庄阶地地形与全新世黄土土壤剖面及其所含古洪水滞流沉积层和文化层

(a) 漆水河谷汧西庄阶地; (b) 汧西庄(HXZ)全新世黄土土壤剖面; (c) 汧西庄(HXZ)剖面所夹史前大洪水滞流沉积层的局部放大图; (d) 大洪水滞流沉积层之下的龙山文化早期(庙底沟二期, 距今 4800~4300 年)文化层的局部放大图

积物(SWD)的基本特征, 总结如下: (1) 古洪水滞流沉积物通常为粉砂、粘土质粉砂、粉砂质亚粘土和细砂等; (2) 在垂直方向上, 沉积物的颜色、结构和构造发生了突变; (3) 在垂直方向上, 沉积物的粒度成分发生了突变; (4) 沉积过程当中的分选作用, 使得单个沉积层的顶部会形成薄的粘土质盖层, 或者由洪水携带的炭屑、树枝、树叶、种子等沉积而形成的有机质层, 故一个古洪水事件沉积的 SWD, 有时可表

现为两个亚层(如图 3(c)上半部); (5) 两个古洪水事件形成的 SWD 层之间具有显著的沉积间断; (6) 粘土和亚粘土质沉积层会形成龟裂, 在断面上表现为香肠状构造(如图 3(c)中下部); (7) 古洪水 SWD 的孔隙中会有锈斑; (8) 两个古洪水事件形成的 SWD 层之间会出现生物扰动构造; (9) 两个古洪水事件形成的 SWD 层之间会出现古土壤夹层; (10) 两个古洪水事件形成的 SWD 层之间会出现风成黄土、坡积物和支

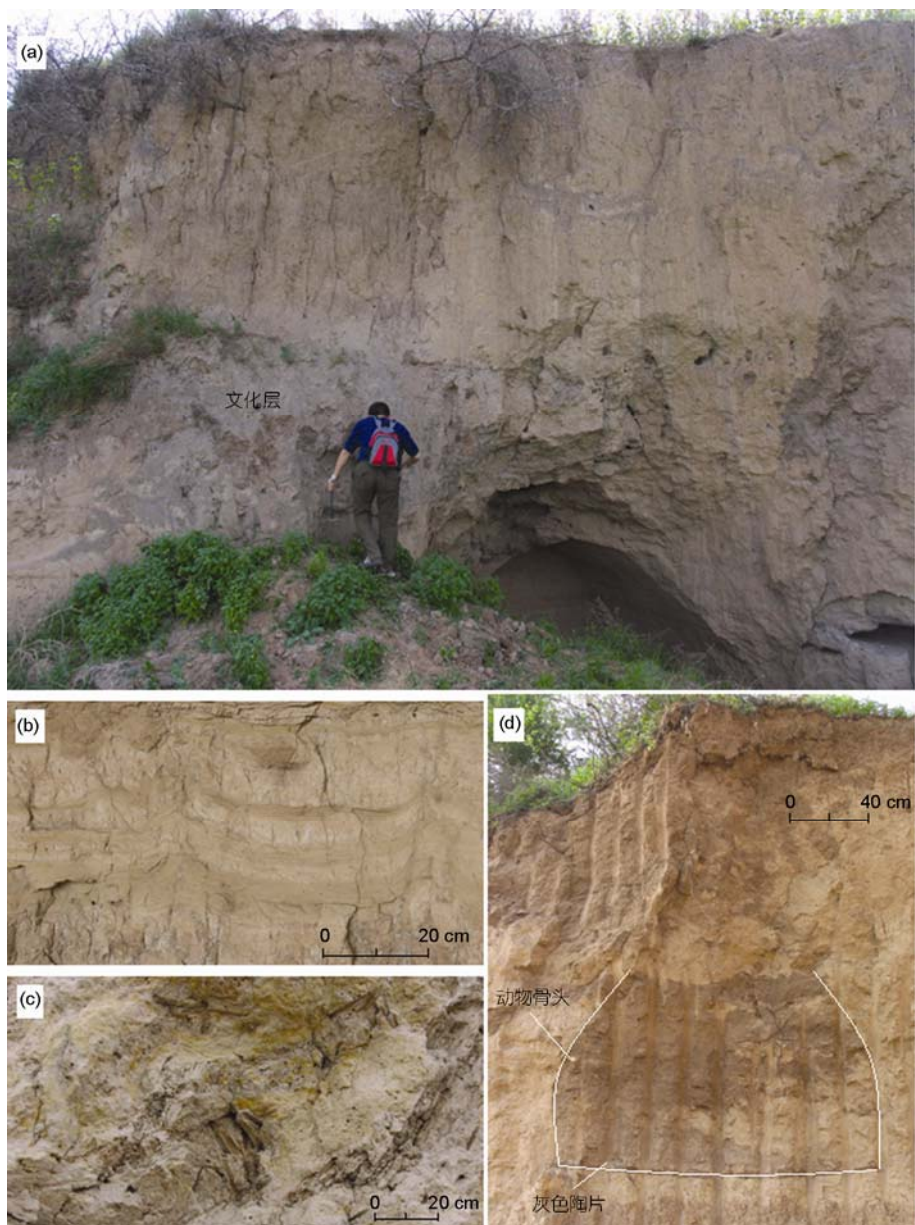


图 4 漆水河谷坡底村全新世黄土土壤剖面及其所含古洪水滞流沉积层和文化层

(a) 坡底村(PDC)剖面龙山文化晚期(客省庄二期文化, 距今 4300~4000 年)文化层; (b) (a)中窑壁上的古洪水滞流沉积层; (c) 被洪水淹没的袋状灰坑底部的黍稷叶穗和籽粒印痕; (d) 坡积物充填的含有陶片和动物骨骼的袋状灰坑

流混杂沉积物夹层. 由于世界各地河流流域自然条件和古洪水沉积环境千差万别, 在一个具体的古洪水 SWD 剖面, 不可能出现上述全部特征. 所以, 在野外考察当中, 只要观察到其中某些主要特征, 即可判定为古洪水滞流沉积物^[11,12,24,27~34].

根据上述这些宏观的沉积学特征, 在漆水河中游河流第二级阶地泇西庄(HXZ)剖面, 可以识别出有

两套古洪水沉积层组, 分别出现在 380~260 和 200~120 cm 深度. 这些水平或者波状沉积层, 层与层之间因为沉积间断而形成的层界十分清楚, 某些层次的粘土质盖层、龟裂构造等也很典型, 明显地区别于风成黄土和古土壤, 具有古洪水滞流沉积物的大多数特征. 结合沉积学方面的宏观特征, 可将 HXZ 剖面的古洪水滞流沉积物详细地划分为五个层

组, 即 380~360 cm 为 SWD1, 360~334 cm 为 SWD2, 334~300 cm 为 SWD3, 300~260 cm 为 SWD4, 200~120 cm 为 SWD5. 每组 SWD 包含若干个古洪水滞流沉积单层, 代表了若干次大洪水事件(如图 3(c)). 通过进一步的理化指标分析测试, 则揭示出汧西庄(HXZ)剖面古洪水滞流沉积物与黄土和古土壤的微观差异.

磁化率是表征沉积物和土壤中铁磁性矿物含量的指标, 因而它对于判断沉积物剖面各个层位的沉积学性质变化和风化成壤强度变化很有效. 漆水河谷 HXZ 剖面磁化率值变化范围在 $(60\sim170)\times10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 之间, 表现出在黄土层位较低, 古土壤和表土层较高的基本规律(图 5). 在剖面 380~260 和 200~120 cm 深度, 根据其沉积学的宏观特征, 野外考察当中鉴别为古洪水滞流沉积层. 在这些层位磁化率出现

了具有突变性的变化, 且变化幅度甚大, 这与其他全新世纯粹的风成黄土土壤剖面的平滑式渐变特征有很大不同. 因此, 磁化率变化在 HXZ 剖面清晰地揭示出古洪水滞流沉积层的层位界限. 其中, 在野外表现为浊黄橙色的 SWD1, SWD3 和 SWD5 层组, 为粉砂质地, 磁化率值与黄土或者古土壤相当, 表明其所记录的洪水和悬移质泥沙来源是支流漳河中游的周原黄土台原地区; 而浊红棕色的 SWD2 和 SWD4 层组, 为粉砂质亚粘土质地, 其磁化率值远大于黄土和古土壤层, 从其细腻的质地和较高的磁化率, 可以判断出它们所记录的洪水和悬移质泥沙可能来自于漆水河主流上游的岐山和北山地区. 因为这些山区降水量较大, 植被和土壤发育较好, 土壤侵蚀轻微, 故洪水泥沙含量相对较少且质地细腻.

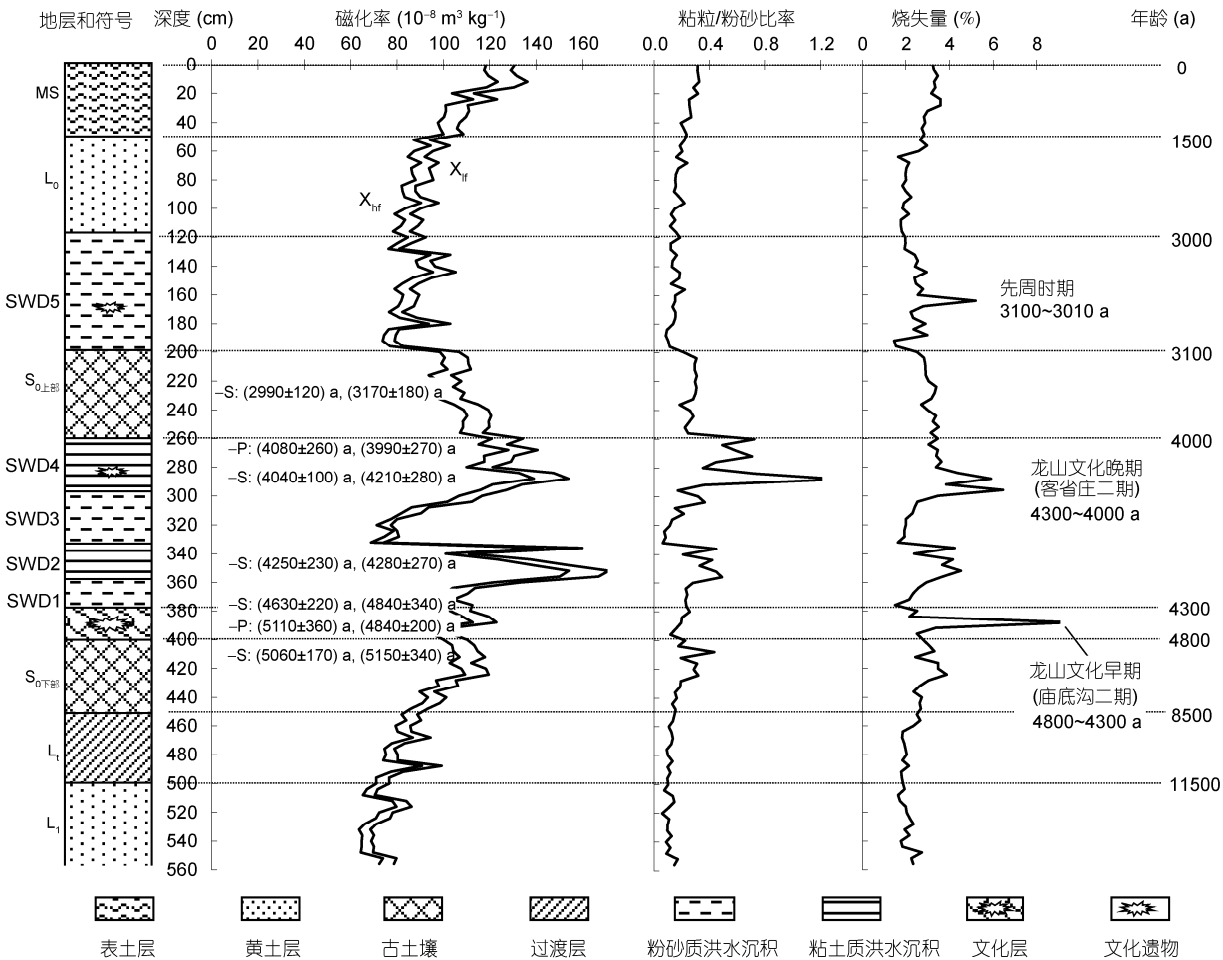


图 5 漆水河谷汧西庄(HXZ)全新世剖面地层划分、磁化率、粘粒/粉砂比率、烧失量曲线、考古学年龄和 OSL 年龄框架图
左侧 OSL 年龄: P 表示测定了陶片, S 表示测定了土壤或者沉积物

粒度成分能够反映沉积物和土壤的性质、成因和形成环境. 漆水河谷 HXZ 剖面黄土和古土壤的粒度成分以粗粉砂为主, 其分布频率曲线表现为正偏态, 与黄土高原南部其他全新世剖面完全相同^[10-18], 表明它们是风成物(图 6). 古洪水滞流沉积层组 SWD1, SWD3 和 SWD5 的粒度成分也是以粗粉砂为主, 其分布频率曲线, 恰恰介于黄土和古土壤曲线之间. 这表明其物质是黄土和古土壤的混合物, 这显然是暴雨洪水从支流漳河中游的周原黄土台原地区侵蚀搬运堆积而成. 而古洪水滞流沉积层组 SWD2 和 SWD4 的粒度成分以细粉砂为主, 其分布频率曲线基本表现为正态, 与黄土古土壤有着较大区别. 这表明它们来自于非黄土地区, 也就是漆水河主流上游的岐山和北山地区. 这些古洪水滞流沉积物的粒度分布特征, 均与漆水河现代洪水滞流沉积物可比, 更进一步证明它们是河流古洪水沉积物(图 6).

漆水河谷 HXZ 剖面粘粒/粉砂比率的变化也清楚地界定了黄土和古土壤的层位及其界限(图 5). 同时, 古洪水滞流沉积层组 SWD1, SWD3 和 SWD5 的粘粒/粉砂比率与黄土相当, 为粉砂、或者粘土质粉砂性质. 而古洪水滞流沉积层组 SWD2 和 SWD4 的粘粒/粉砂比率则大于黄土和古土壤层, 为粉砂质亚粘土性质, 也表明它们来源于非黄土地区.

烧失量能够反映出土壤和沉积物当中有机质成分(包括结晶水)的含量. 漆水河谷 HXZ 剖面烧失量的变化, 总体上表现出黄土层位低, 古土壤和表土层位高的特点(图 5). 古洪水滞流沉积层组 SWD1, SWD3 和 SWD5, 烧失量也介于黄土和古土壤之间, 也表明其性质与黄土古土壤相似. 而古洪水滞流沉积层组 SWD2 和 SWD4 的烧失量大于古土壤, 这主要是因为其粘土成分含量较多, 故结晶水含量较高造成的. 值得注意的是, 烧失量在 388, 296 和 164 cm 的三个尖峰, 恰好对应着许西庄阶地三期古遗址文化层中含有灰烬层、木炭屑、红烧土和陶片的层位(图 5). 这也进一步确证了野外考察当中的观察结果, 指示出许西庄阶地全新世黄土土壤剖面记录着人类活动证据的具体层位.

综上所述, 通过对于野外宏观指标和分析测试获得的理化指标的综合分析, 我们在漆水河谷许西庄阶地 HXZ 全新世剖面, 界定了风成黄土、古土壤层, 并且辨别出其中所夹的五组古洪水滞流沉积层和三个时期人类活动遗留的文化层.

4.2 文化层与古洪水事件的断代

漆水河流域有着从新石器时代以来的众多古文化遗址. 同时, 也积累了大量的 ^{14}C 测年数据, 为这

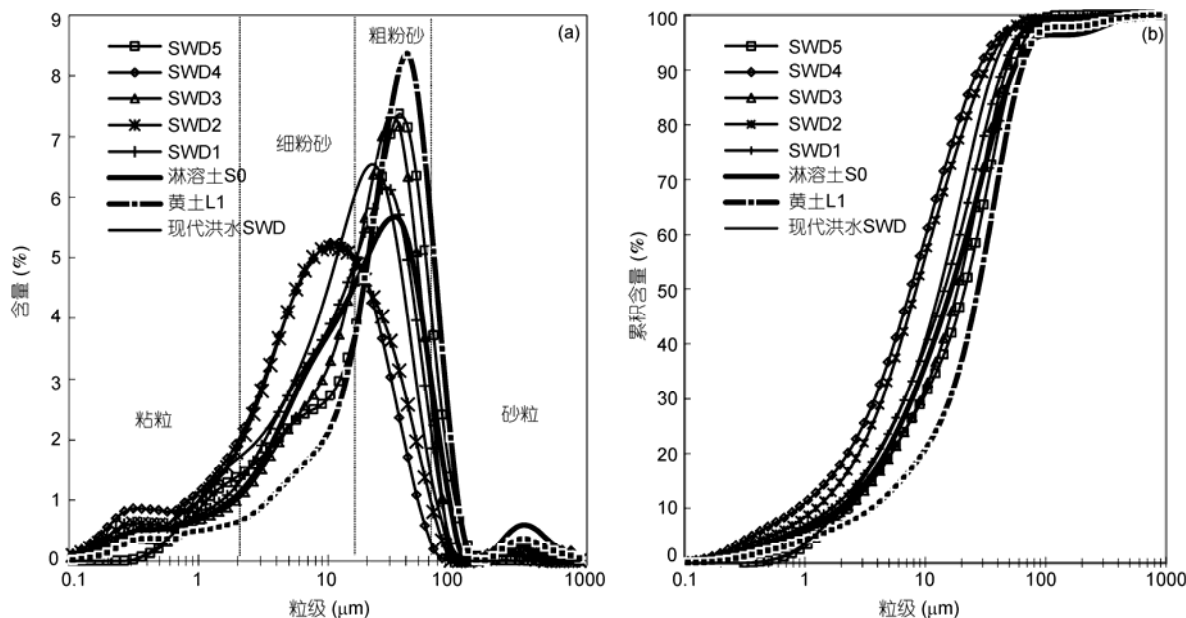


图 6 漆水河谷许西庄(HXZ)全新世剖面古洪水滞流沉积层粒度

(a) 分布频率曲线图; (b) 概率累积曲线图

些古文化遗址断代提供了可靠的证据^[20,35]。结合 ^{14}C 测年数据, 考古学界将漆水河龙山文化早期(庙底沟二期)的文化年代确定为距今 4800~4300 年, 龙山文化晚期(客省庄二期)文化年代确定为距今 4300~4000 年前。汧西庄阶地的全新世古洪水滞流沉积地层, 明确地记录着漆水河谷史前大洪水事件。这些洪水的滞流沉积层直接叠压龙山文化早期(庙底沟二期)聚落遗址文化层。所以古洪水事件的断代与该古遗址的断代是密切相关的。这里我们主要依据考古学遗址中木炭的 ^{14}C 断代和黄土与陶片 OSL 测年结果, 来论述漆水河谷史前大洪水的发生年代问题。

考古发掘表明, 漆水河谷汧西庄阶地的古遗址, 以龙山文化早期(庙底沟二期, 距今 4800~4300 年)为主。其文化层中木炭的 ^{14}C 年龄分布也证明了这一点(图 7)。HXZ 剖面的古洪水滞流沉积层组 SWD1 直接覆盖着聚落遗址文化层(图 3(b), 5), 故可以肯定, 最先淹没汧西庄阶地及古聚落的这一组大洪水事件发生的年代不会早于距今 4300 年。而古洪水滞流沉积层组 SWD4 的层间含有龙山文化晚期(客省庄二期文化)的灰土层和陶片(图 5), 也就可以肯定, 该期大洪

水不会晚于距今 4000 年。这就是说, 由这四组古洪水滞流沉积层(SWD1~4)所记录的史前大洪水, 发生在距今 4300~4000 年之间的时期。这也正是漆水河对面更高阶地面赵家崖聚落遗址形成和发展的时期(图 7)。考古学界认为这个龙山文化晚期(客省庄二期)的聚落与汧西庄龙山文化早期(庙底沟二期)聚落具有显著的继承性关系^[20,35]。而古洪水滞流沉积层组 SWD5 出现在古土壤(S_0 上部)的顶界, 亦即黄土 L_0 的底界。该界限在周原众多全新世剖面被确定为距今 3100 年。同时 SWD5 层间发现了先周时期的灰土层和陶片等文化遗存(图 5), 也就可以肯定这期大洪水发生在距今 3100~3010 年之间, 也就是先周的古公亶父、季历和文王姬发三代在周原地区发展农业和手工业, 建立“岐邑”的时期。

对于 HXZ 剖面 OSL 断代研究的结果, 为确定漆水河谷史前大洪水的年代, 提供了又一个方面的重要依据(图 5, 7)。全新世中期古土壤(S_0 下部)的最顶部, OSL 断代结果为(5060 ± 170) a/(5150 ± 340) a。在古洪水滞流沉积层组 SWD1 之下的龙山文化早期(庙底沟二期)文化层, OSL 断代结果为(4630 ± 220) a/($4840 \pm$

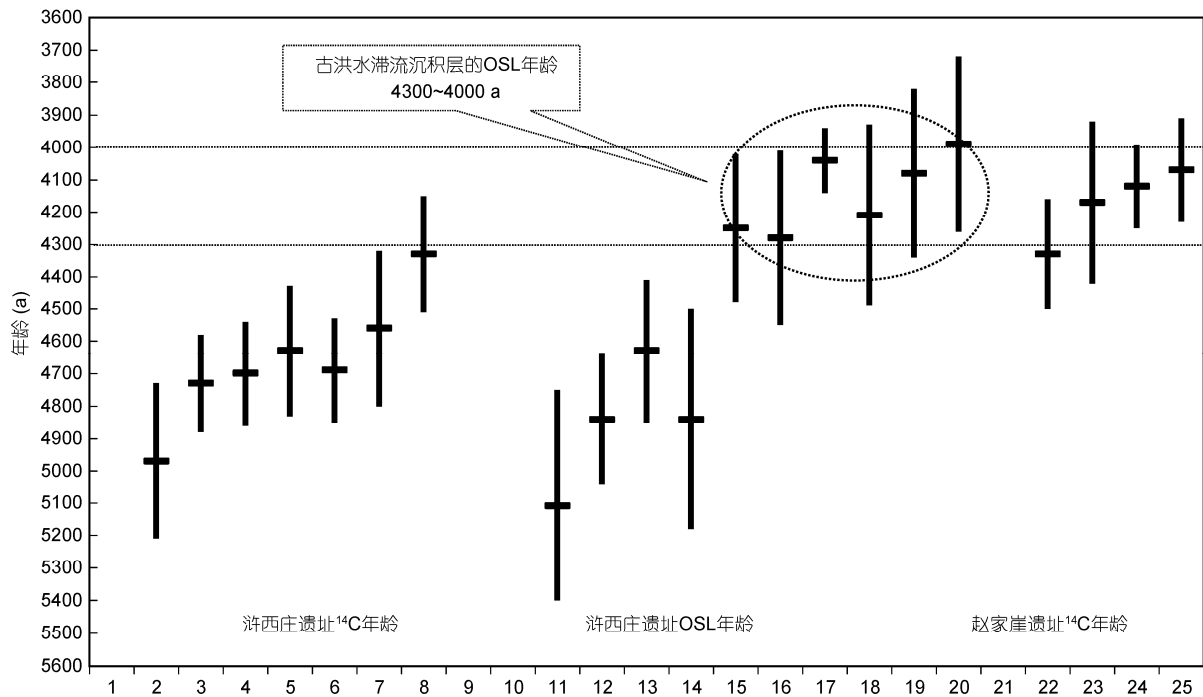


图 7 漆水河谷汧西庄剖面古洪水沉积层组 SWD1~4 的 OSL 年龄与汧西庄遗址和赵家崖遗址校正的 ^{14}C 年龄关系和汧西庄 (HXZ)剖面 OSL 年龄数据分布图
遗址 ^{14}C 年龄来自文献[35]

340) a, 从其中出土的黑灰色陶片 OSL 断代结果为 (5110 ± 360) a/ (4840 ± 200) a. 古洪水滞流沉积层组 SWD2 的 OSL 断代结果为 (4250 ± 230) a/ 4280 ± 270) a, SWD4 的断代结果为 (4040 ± 100) a/ (4210 ± 280) a. 而 SWD4 层间当中所夹龙山文化晚期(客省庄二期)文化层出土的灰色陶片, OSL 测年结果为 (4080 ± 260) a/ (3990 ± 270) a. 古土壤 S_0 上部中段 OSL 断代结果为 (2990 ± 120) a/ (3170 ± 180) a.

综合上述断代结果, 充分表明以古洪水滞流沉积层组 SWD1~4 为代表的大洪水, 发生在距今 4300~4000 年前, 即龙山文化晚期(庙底沟二期). 以古洪水滞流沉积层组 SWD5 为代表的大洪水发生在距今 3100~3010 年前, 即先周的周原“岐邑”的时期.

4.3 史前大洪水发生的气候背景

黄土高原南部诸多全新世剖面的研究表明, 该区域高原面普遍存在的黑垆土(Ustic isohumusol)和河谷盆地普遍存在的褐色土(Ustic luvisol)类古土壤(S_0), 记录着全新世中期(距今 8500~3100 年前)的温暖湿润气候. 该古土壤之上的盖层, 即现代黄土(L_0)和表土层(TS), 记录了最近 3100 年来的相对干旱的气候^[10~12]. 漆水河谷汧西庄阶地全新世黄土土壤剖面的基本结构, 也符合这样一个基本的规律. 汧西庄地点古洪水滞流沉积层组 SWD1~4 被夹在全新世中期古土壤 S_0 之中, 表明这些大洪水事件发生在全新世大暖期里. 测年结果表明, 其发生时代为距今 4300~4000 年前, 相当于大暖期收尾阶段. 在全新世大暖期的主体时段, 即距今 8500~4300 年前的时期, 并没有发生能够淹没汧西庄阶地的大洪水, 因而沿河阶地上的褐色土类古土壤(S_0 下部)才能够正常地发育.

我国各地的证据表明, 全新世大暖期收尾阶段, 大约从距今 4500 年前开始, 气候逐渐恶化, 尤其是距今 4200~4000 年前, 干旱事件和洪水事件皆有发生^[36~44]. 来自世界其他地区的事实, 也表明距今 4200~3800 年前出现了一个严重的气候恶化期^[45~50]. 漆水河谷距今 4300~4000 年前大洪水事件, 正是发生在这个气候恶化期内. 同时, 前期的调查研究当中, 我们在汇入关中盆地中部的泾河中游河谷, 和东部的北洛河中游河谷, 也都发现了该时期特大洪水的沉积学证据^[11~13, 16, 17]. 综合多方面的研究, 证明全新世中期大暖期向着全新世晚期干旱期的转折过程当

中, 我国黄河中游的关中盆地, 季风状态失稳, 气候多变, 旱涝灾害频繁发生. 发生在这个时期的大洪水灾害, 对于龙山文化晚期的人类社会带来了严重的影响. 这有可能促成了文化的突变和社会的转型, 从而在黄河中游流域诞生了古国和城邦, 标志着中国历史上的夏代肇始^[1~3]. 在距今 4000~3100 年前的时期里, 漆水河谷没有发生能够淹没汧西庄第二级阶地的大洪水, 因而阶地面上的褐色土成壤过程得到恢复.

漆水河谷发生在距今 3100~3010 年前大洪水, 也不是孤立的. 我们在周原西侧渭河宝鸡峡谷河段的调查, 发现在 3200~3000 年前发生了多次特大洪水^[12]. 渭河古洪水的一组滞流沉积层, 与漆水河 SWD5 一样, 也恰好出现在全新世晚期黄土(L_0)与全新世中期褐色土(S_0)的分界面. 这就表明漆水河和渭河这一期大洪水事件发生的时代, 正是全新世大暖期彻底结束, 现代黄土堆积取代褐色土成壤的时段. 这也是与季风气候状态的转变和气候变率增大等因素有着密切的联系^[10]. 漆水河该期大洪水滞流沉积层的性质表明, 洪水主要来源于支流漳河流域的周原地区. 故可以推论, 先周时期在周原大规模的农业土地开发和都邑、聚落建设, 对于植被和景观带来严重影响, 导致水土流失, 加剧了该时期洪水的侵蚀和沉积过程. 其后, 汧西庄阶地与整个黄土高原一样, 堆积了晚全新世的黄土(L_0)和现代表土层(TS). 在汧西庄阶地的这两个土壤地层单元当中, 不存在洪水沉积层, 故可以推论, 在最近 3000 年来, 漆水河再没有发生过能够淹没汧西庄第二级阶地的更大洪水.

5 结论

结合全新世黄土古土壤地层对比, 考古文化断代, OSL 和 ^{14}C 测年结果, 以及沉积物宏观特征、成因、性质和理化分析指标, 对漆水河谷地全新世环境变化和大洪水事件获得了明确地认识. 在末次冰期之前, 由于河流下切, 以汧西庄地点为代表的沿河阶地开始出现, 并且稳定地接受风成的马兰黄土的堆积(L_1). 在全新世早期(距今 11500~8500 年前), 随着气候转暖, 风成沉积受到一定程度的风化, 形成了黄土质的过渡层(L_0). 从 8500 年前开始, 气候温暖湿润, 风成沉积受到强烈的风化成壤作用改造, 平坦开阔的阶地表面形成了十分肥沃的褐色土(Ustic luvisol)

类型的土壤(S_0 下部), 这个所谓的“全新世大暖期”里, 由于降水量年内分布比较均匀, 所以漆水河流域在该时期并没有发生特大暴雨洪水. 从距今 5000 年前开始, 龙山文化人类移居到这些沿河阶地, 建立了稳定的聚落, 开垦土地, 发展农业生产. 从其袋状灰坑内的遗存来看, 当是人们以种植黍稷(*Panicum miliaceum*)为主. 到距今 4300 年前, 也就是大暖期开始衰退的阶段, 气候变得很不稳定, 漆水河流域频繁发生大暴雨洪水, 浒西庄等阶地上的原始聚落和农田常被淹没, 洪水淤泥层覆盖了村落和肥沃土壤. 这个时期, 位于河对岸更高阶地上的赵家崖等聚落得到较大发展. 漆水河谷洪水泛滥延续到距今 4000 年前为止, 因而浒西庄等沿河阶地的风尘成壤过程又得到恢复, 形成了厚度 60 cm 的褐色土类土壤(S_0 上部).

以郑家坡遗址和疙瘩庙遗址为代表的先周早期(后稷时代)遗址的地形特色, 表明当时人们仍然将聚落建立在黄土原畔和渭河阶地前沿的高地. 当先周晚期古公亶父从泾河中游“古豳”高原迁移到关中盆地西部周原黄土台原建立“岐邑”的时期(距今 3100~3010 年前), 也就是古土壤 S_0 成壤过程终止的时期, 漆水河流域又发生了大暴雨洪水, 洪水多次淹没浒西庄阶地. 此后气候干旱化发展, 沙尘暴盛行, 浒西庄阶地稳定地接受风尘堆积, 形成了典型的现代黄土(L_0)和现代表土层(TS).

这里, 我们从多学科交叉的途径, 以确凿的客观证据揭示了漆水河谷全新世环境变迁、史前大洪水与聚落的关系. 这也正是整个关中盆地、乃至黄河中游黄土地区的一个缩影.

致谢 感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

- 徐旭生. 中国古史的传说时代. 北京: 文物出版社, 2003. 1-366
- 王晖. 尧舜大洪水与中国早期国家的起源. 陕西师范大学学报, 2005, 34: 76-97
- 王巍. 公元前 2000 年前后我国大范围文化变化的原因探讨. 考古, 2004, 1: 67-77
- 詹道江, 谢悦波. 洪水计算新进展——古洪水研究. 水文, 1997, 1: 1-6
- 谢悦波, 王井泉, 李里. 2360 a BP 古洪水对小浪底设计洪水的作用. 水文, 1998, 6: 18-23
- Yang D Y, Yu G, Xie Y B, et al. Sedimentary records of large Holocene floods from the middle reaches of the Yellow River, China. Geomorphology, 2000, 33: 73-88
- 夏正楷, 王赞红, 赵青春. 我国中原地区 3500 a B.P.前后的异常洪水事件及其气候背景. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 881-888
- 葛兆帅, 杨达源, 谢悦波, 等. 沁河流域全新世特大洪水及其重现期初步研究. 自然灾害学报, 2004, 13: 144-148
- 杨晓燕, 夏正楷, 崔之久. 黄河上游全新世特大洪水及其沉积特征. 第四纪研究, 2005, 25: 80-85
- Huang C C, Pang J L, Zha X C, et al. Impact of monsoonal climatic change on Holocene overbank flooding along the Sushui River within the Middle Reaches of the Yellow River, China. Quat Sci Rev, 2007, 26: 2247-2264
- Huang C C, Pang J L, Zha X C, et al. Extraordinary floods of 4100-4000 a BP recorded at the late Neolithic ruins in the Jinghe River gorges, middle reach of the Yellow River, China. Paleogeogr Paleoclimatol Palaeoecol, 2010, 289: 1-9
- 万红莲, 黄春长, 查小春, 等. 渭河宝鸡峡全新世古洪水水文学研究. 第四纪研究, 2009, 30: 421-431
- 葛本伟, 黄春长, 周亚利, 等. 龙山文化末期泾河特大洪水事件光释光测年研究. 第四纪研究, 2009, 30: 413-420
- 文杨, 黄春长, 庞奖励, 等. 关中盆地黄土剖面古洪水水平流沉积物鉴别研究. 干旱区资源环境, 2008, 22: 90-94
- 孙素梅, 黄春长, 庞奖励, 等. 黄土地区河谷全新世古洪水水平流沉积物特征研究. 土壤通报, 2009, 40: 72-76
- 姚平, 黄春长, 庞奖励, 等. 北洛河中游黄陵洛川段全新世古洪水研究. 地理学报, 2008, 63: 1198-1206
- 李瑜琴, 黄春长, 查小春, 等. 泾河中游龙山文化晚期特大洪水水文学研究. 地理学报, 2009, 64: 541-552
- 李晓刚, 黄春长, 庞奖励, 等. 关中西部漳水河全新世古洪水水平流沉积地层研究. 地层学杂志, 2009, 33: 198-205
- 张洲. 周原的环境与文化. 西安: 三秦出版社, 1998. 1-336
- 国家文物局. 中国文物地图集——陕西分册. 西安: 地图出版社, 1998. 上卷: 166-221; 下卷: 201-488
- 中国社会科学院考古研究所. 武功发掘报告——浒西庄与赵家来(崖). 北京: 文物出版社, 1988
- 武功地方志编纂委员会. 武功县志. 西安: 陕西人民出版社, 2001. 79-83
- 陕西省地方志编纂委员会. 陕西省志——地理志. 西安: 陕西人民出版社, 2000. 197-611

- 24 Kochel R C, Baker V R. Palaeoflood hydrology. *Science*, 1982, 215: 353–361
- 25 朱诚, 郑朝贵, 马春梅, 等. 长江三峡库区中坝遗址地层古洪水沉积判别研究. *科学通报*, 2005, 50: 2240–2250
- 26 Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements*, 2000, 32: 57–33
- 27 Ely L L, Baker V R. Reconstructing of palaeofloods hydrology with slackwater deposits: Verde River, Arizona. *Phys Geogr*, 1985, 6: 103–126
- 28 Ely L L, Enzel Y, Baker V R, et al. Changes in the magnitude and frequency of Late Holocene monsoon floods on the Narmada River, central India. *Geol Soc Am Bull*, 1996, 108: 1134–1148
- 29 Baker V R. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. *J Hydrol*, 1987, 96: 79–99
- 30 Kale V S, Singhvi A K, Mishra P K, et al. Sediementary records and luminescence chronology of late Holocene palaeofloods in the Luni River, Thar Desert, northwest India. *Catean*, 2000, 40: 337–358
- 31 Knox J C. Sensitivity of modern and Holocene floods to climatic change. *Quat Sci Rev*, 2000, 19: 439–457
- 32 Bentto G, Lang M, Barriendos M, et al. Use of systematic palaeoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation: Review of scientific methods. *Nat Hazards*, 2004, 31: 623–643
- 33 Baker V R. Palaeoflood hydrology in a global context. *Catena*, 2006, 66: 161–168
- 34 Sridhar A. A mid-late Holocene flood record from the alluvial reach of the Mahi River, western India. *Catena*, 2007, 70: 330–339
- 35 中国社会科学院考古研究所. 中国考古学中碳十四年代数据集(1965–1991). 北京: 文物出版社, 1991. 251–271
- 36 Chen F, Shi Q, Wang J. Environmental change documented by sedimentation of Lake Yiema in arid China since the last glaciation. *J Palaeolimn*, 1999, 22: 159–169
- 37 Yan G, Wang F, Shi G, et al. Palynological and isotopic study of palaeoenvironmental changes on the northwestern Tibetan Plateau in the last 30000 years. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1999, 153: 147–159
- 38 Zhang H C, Ma Y Z, Wunnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2000, 162: 389–401
- 39 Peng Y, Xiao J, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of the Daihai Lake in Inner Mongolia of North central China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 467–479
- 40 Wang Y, Chan H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854–857
- 41 邵晓华, 汪永进, 程海, 等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. 2006, 51: 80–86
- 42 张美良, 林玉石, 朱晓燕, 等. 云南宁蒗地区中全新世晚期气候变化的石笋记录. *海洋地质与第四纪地质*, 2006, 26: 35–40
- 43 吴文祥, 葛全胜. 夏朝前夕洪水发生的可能性及大禹治水真相. *第四纪研究*, 2005, 25: 740–749
- 44 谭亮成, 安芷生, 蔡演军, 等. 4.2 ka BP 气候事件在中国的降雨表现及其全球联系. *地质论评*, 2008, 54: 95–104
- 45 Weiss H, Courty M A, Wetterstrom W, et al. The genesis and collapse of third millennium North Mesopotamian civilization. *Science*, 1993, 261: 995–1004
- 46 Staubwasser M, Sirocko F, Grootes P M, et al. Climate change at 4.2 ka BP termination of the Indus valley civilization and Holocene south Asian monsoon variability. *Geogr Res Lett*, 2003, 30: 1425–1428
- 47 Marchant R, Hooghiemstra H. Rapid environmental change in Africa and South American tropics around 4000 years before present: A review. *Earth Sci Rev*, 2004, 66: 217–260
- 48 Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. Holocene climate variability. *Quat Res*, 2004, 62: 243–255
- 49 Booth R K, Jackson S T, Forman S L, et al. A severe centennial-scale drought in mid-continental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *Holocene*, 2005, 15: 321–328
- 50 Arz H W, Lamy F, Pätzold J. A pronounced dry event recorded around 4.2 ka in brine sediments from the northern Red Sea. *Quat Res*, 2006, 66: 432–441