

文章编号: 1000 0585(2001)05-0616-07

根据临汾盆地的演化过程 分析“丁村组”的年代

胡小猛¹, 杨景春²

(1. 上海师范大学城市与旅游学院, 上海 200234; 2. 北京大学城市与环境学系, 北京 100871)

摘要: 自1954年发现“丁村人”化石至今,“丁村组”的年代长期存在很大争论。通过对 S_5 以来临汾盆地地貌沉积演化过程的研究,揭示出“丁村组”的堆积是在 S_1 早期的一次区域构造抬升引起盆地湖退后才开始发生的,时间距今大约13万年。结合上覆“丁村组”的黄土古土壤分析,发现其堆积结束于距今约5.2万年。“丁村组”的堆积与气下 S_1 古土壤的发育和 L_1 黄土下半段的堆积几乎是同期的,其形成时代横跨了中、晚更新世。

关键词: 丁村组; 丁村剖面; 侵蚀面; 湖退; 古土壤

中图分类号: P931; P534.63 **文献标识码:** A

1 引言

“丁村组”是指与丁村人生活同期的一套河湖相堆积层,主要由砂砾石层组成。自1954年在这些砂砾石层中发现大量古人类化石以来,关于化石产出层位——“丁村组”的年代问题就一直有着很大争论。学者们从各自专业角度对“丁村组”的年代提出了不同见解,归纳起来有两种认识,一种认为:“丁村组”上覆的黄土中发育了古土壤,因此其年代属于中更新世晚期^[1~3];另一种认为:丁村动物群中许多种属是我国北方晚更新世时期所特有的,上覆“丁村组”的黄土中存在的褐色条带为中更新世黄土经过搬运后的堆积物,而非古土壤层,因此其年代属晚更新世早期^[4~7]。不同测年方法测出“丁村组”的年代差异也较大:丁村54 100点化石的铀系年代为距今16~21万年^[8];用氨基酸法测定丁村人化石产出层位的年代为距今7万年左右^[9];电子自旋共振(ESR)测得的年代数据为距今7.5~11.4万年^[10]。

对“丁村组”时代认识的分歧在于:“丁村组”是形成于中更新世晚期还是晚更新世早期?而引起这种分歧的剖面研究主要集中于产丁村人化石的54 100石器点剖面。该剖面为“丁村组”标准剖面,剖面中曾出土过三枚人牙化石和一块儿童右顶骨化石^[4]。

作为汾河第三级阶地堆积物^[3],“丁村组”的形成与汾河的河流作用密切相关。本文将从整个临汾盆地河湖环境演化的角度,分析“丁村组”的形成与盆地演化阶段性的关系,在此基础上确定其堆积的始讫年代。

收稿日期: 2001-06-21; 修订日期: 2001-07-20

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49601003)

作者简介: 胡小猛(1965-),男,博士,安徽宣城人,副教授。主要从事地貌第四纪地质研究。E-mail: huxiaomeng@263.net

2 丁村剖面

丁村文化遗址位于山西省襄汾县县城至柴庄的汾河两岸，南北长达 11km。这一区段为临汾盆地内部的局部隆起——柴庄隆起段。“丁村人”化石及石器均产出于两岸阶地中的一套砂砾石或具交错层理的砂层中。虽然在该段上产出化石的各地点地层层位稍有差异，但其中含有的哺乳动物化石组合是相似的；不同层位中产出的石器，无论在石器类型上还是打击石片的方法上都保持着一致性，证明它们属于同一时代^[11]。我们主要研究了丁村 54: 100 石器点剖面（图 1），剖面位于丁村南约 1000m 的汾河东岸。

- 1. 黄土层 孔隙发育，具垂直节理，下部较致密，有两条褐色条带。厚 8m
- 2. 灰白色粉细砂。厚 1. 5m
- 3. 砂砾石 砾石成分主要为灰岩，其次为钙质结核，磨圆分选均较好，砾径多在 1~ 3cm 之间。底部砾石密集，厚度 70cm。产石器及丁村人化石。该层与其下第 4 层之间存在一侵蚀面。厚度 7m
- 4. 灰白色粉细砂 质纯，水平层理发育，由于受上部地层侵蚀，薄厚不等，平均厚度约 2m
- 5. 厚壳蚌层 岩性以砂层含丰富的厚壳蚌为特征，产鼯鼠和鹿类等化石。厚 1. 7m
- 6. 砂砾石 具斜层理，砾石成分主要为小粒钙质结核，砂岩、灰岩、角页岩次之。上细下粗，下部以砾石为主。平均厚度 1. 5m
- 7. 砂砾石 岩性和第 3 层近似，上细下粗，具有明显的旋回性。平均厚度约 2m
- 8. 锈黄色中粗砂 含脊椎动物化石，可见厚度 1. 5m

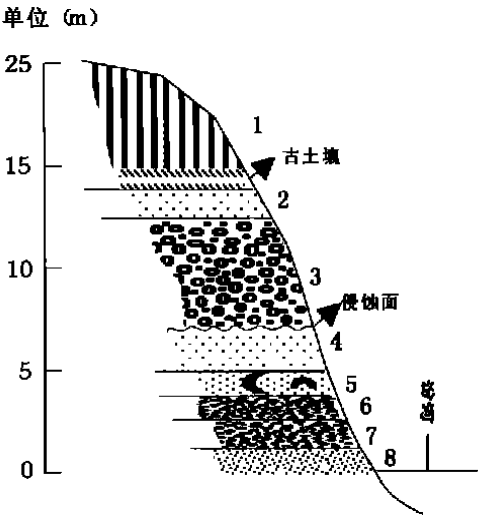


图 1 丁村剖面
Fig. 1 Dingcun section

剖面中 2、3 两层产丁村人化石，为“丁村组”堆积，现为汾河第三级阶地，阶地面海拔 15m 之下的砂砾石层为阶地基座。

该剖面中尤其要引起注意的有两点：

一、自沉积层 4 至上部“丁村组”堆积层，沉积物的粒径特征有一个明显差异：沉积层 4 是一粒度很细、质纯、且水平层理发育的沉积，反映其是在水动力条件较弱的环境下形成的；上部“丁村组”堆积层主要由砂砾石构成，反映的是强水流动力条件下的产物。从整个剖面沉积构造上看，“丁村组”堆积与其下部沉积层 4 之间还存在着明显的侵蚀面，沉积层 4 的顶面由于被蚀而呈现大幅度的凹凸不平。根据陶富海等^[12]的调查研究，该侵蚀面在整个区段上的“丁村组”底部都有发现，并不仅仅只在 54: 100 石器点才有，如 54 96、54 102、79: 02 等地点，出现的是“丁村组”侵蚀了下部一套黄绿色泥灰质粉砂层；76: 008 地点是侵蚀了一套半胶结的黄色粗砂层；76: 006 地点则侵蚀了一套早更新世晚期泥灰岩层。

由上述这些现象可以初步判定：“丁村组”开始堆积时，隆起区上的汾河河段水动力

强度曾发生过显著增大。

二、“丁村组”之上上覆了近 8m 厚的黄土,在与“丁村组”临近的黄土中含有两褐色条带土层。

野外宏观观察似可鉴别出这两褐色条带土为两层弱发育古土壤层,因其具有土壤的一般发生层次,其中淋溶层(A)颜色浅褐色;淀积层(B)中可见细小钙结核和白色碳酸钙菌丝状沉积。室内使用 Icp 光量计(ICAP~900),采用常规方法对剖面黄土样品粒度小于 0.065mm 部分进行了化学成分测定^①。根据测定结果,计算得到 WPI^②(风化潜力指数)值^[13]。WPI 在褐色条带段平均值为 3.3,比其上部黄土层的平均值 4.7 低,反映褐色条带土比上部黄土的风化程度高。另外在低频状态下使用 BartingtonMS2 磁化率仪对剖面黄土样品的磁化率也进行了测定,结果表明,褐色条带土的磁化率最高值可达 $166 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$,明显高于其上部黄土层 $75 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ 。这些特征说明,上覆黄土中的两条褐色条带土层是经过土壤化作用后的古土壤。

根据区域地层追踪和对比,这两层褐色古土壤层为马兰黄土(L₁)堆积期间,由于气候的波动,在气候湿热阶段形成的 L₁SS(L₁SS 为马兰黄土堆积期间发育的弱古土壤层,形成时期相当于深海沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 阶段 3。下同)。

3 S₅古土壤发育以来临汾盆地的河湖演化

临汾盆地是晚新生代时期形成的一个断陷盆地,在第四纪期间盆地曾长期被湖泊所占据,但受构造运动及气候变化的影响,盆地中湖泊范围、湖面高度经常发生变化^[14]。由于盆地边界断层活动强度的差异,现代汾河在临汾-襄汾河段偏向盆地西侧。而汾河以东的盆地部分从最东边的浮山台地至现代汾河漫滩,地形上明显地呈几级阶梯状下降。不同高度的台地,虽然台地的下部都是冲湖相沉积层,上部为黄土古土壤堆积层,但各台地的剖面结构还是有所不同(图 2)。这种结构的不同主要体现在上覆冲湖相沉积层的黄土古土壤序列的差别;而不同的黄土古土壤序列反映着不同高度的台地脱离水下环境的时间早晚不一。

大阳台地是盆地中最高一级湖积台地,在灰绿色水平层理发育的湖相沉积层之上直接覆盖着 S₅(S₅为我国北方黄土剖面中发育的第五层古土壤层。下同)及其以来的黄土古土壤层,其厚度达 30m。在台地的前缘,S₅古土壤层的产状明显地向下一级乔李-临汾台地倾斜,且出现后期湖侵沉积层超覆 S₅的现象。

乔李-临汾台地比大阳台地低约 70m,但在东西宽度上可达 14km。在灰黄色及杂色湖相沉积层之上堆积了愈 15m 厚的 S₁(S₁为我国北方黄土剖面中发育的第一层古土壤层。下同)及其以来的黄土古土壤层。在该台地后缘多处见湖相沉积层超覆 L₂(L₂为我国北方黄土剖面中堆积的第二层黄土层)黄土层现象。

屯里-甘亭台地的组成物质主要是冲积砂层,台地面之上覆盖了弱古土壤 L₁SS 及其

① 化学成分的测定由北京大学地质学系分析实验室邵宏祥高工完成。

② $\text{WPI} = 100 (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO} + \text{MgOH}_2\text{O}) / (\text{Si}_2\text{O}_5 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{F}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

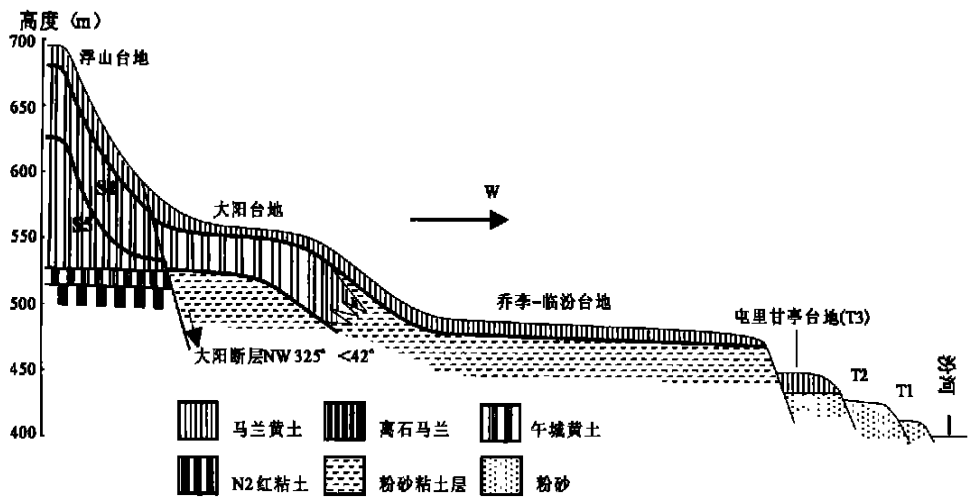


图 2 浮山台地- 大阳- 临汾- 汾河河岸地貌沉积剖面

Fig. 2 The cross profile about the landform and sediment in Linfen Basin from Fushan platform to flood plain of Fenhe River

以来的黄土古土壤沉积层，厚约 6m。

根据对盆地横剖面的分析研究，我们对 S₅发育以来的盆地演化得出以下一些认识：

1) S₅古土壤发育之前，盆地处在一个湖侵时期；自 S₅以来盆地中曾发生过两次大幅度的湖退和一次湖侵，在这一过程当中形成了两级湖积台地——大阳台地、乔李-临汾台地。

因为上覆两级湖积台地的最老气下堆积物都是古土壤层，所以两次湖退也都是发生在古土壤发育时期。古土壤发育时期，气候湿热，而在湿热的气候条件下出现大幅度的湖泊后退，只能是构造抬升为其主要致因。这说明在 S₅古土壤、S₁古土壤开始发育时，盆地中曾出现过两次构造抬升。根据刘东生^[15]、刘嘉麒等^[16]的研究，S₅古土壤、S₁古土壤开始发育时的年龄分别为 0.50MaBP、0.13MaBP，据此推断临汾盆地中的这两次湖退开始时的时间分别距今约 50 万年和 13 万年。

2) S₅古土壤发育晚期至 S₁古土壤发育早期这一时间段，是盆地内的一次湖侵时期，湖侵持续时间约 40 万年。因为乔李-临汾台地后缘多处见到湖相沉积层超覆 L₂黄土层现象，据此断定在 S₁早期的湖退开始前夕，盆地曾处于一个特高湖面阶段。

3) 发生于 S₁早期的这次构造抬升所引起的湖退，使得盆地中的水域范围大幅度缩小，除局部低洼处还残留湖泊外，广大盆地中心已出现汾河河流冲积物堆积。至 L₁SS 开始发育时，由于气候变得湿润温暖，河流径流加大，下切加强，形成了屯里-甘亭台地——汾河 T₃ 阶地。所以，该级阶地的形成实际上是气候变化的产物，是一级气候阶地。

4 “丁村组”时代的分析

从地貌上看，“丁村组”是汾河第三级阶地堆积物；从古生物化石组合上看，其含有大量晚更新世生物种属，因此“丁村组”的时代不会太早^[11]

由丁村剖面揭示,“丁村组”开始堆积时,区域沉积环境曾发生了一次巨大变化,亦即是水动力条件的显著加强。这种沉积环境的强烈变化是与盆地的演化过程密切相关的。中更新世晚期以来的重大盆地演化事件是 S_1 发育早期的一次区域性构造抬升所引起的整个湖盆的湖水外泄、湖面下降。柴庄隆起是盆地内部的局部隆起,隆起的南北两侧分别为侯马凹陷、临汾凹陷,隆起段上的汾河河道是联系两凹陷水体的通道。当凹陷中湖泊水位上升、湖面扩大时,湖水淹没了隆起段上的汾河河道,河道也成为湖泊的一部分;当湖泊萎缩、湖面下降时,则汾河在隆起上重新出现。

临汾盆地中,在 S_1 发育早期的这次湖退发生前夕,由于盆地处在一个特高湖面时期,隆起区段的汾河河道被湖水淹没,成为湖泊的一部分,因而水动力条件很弱,沉积了水平层理发育的粉细砂层(剖面中第4层)。开始于距今13万年的构造抬升使湖水外泄、湖面下降,隆起上的河流作用开始出现。由于这次湖退期对应着 S_1 古土壤发育期,湿润的气候条件使得水循环加快,水动力增强,侵蚀了下部湖相层4,并广泛形成了一级侵蚀面;在此过程中也堆积了“丁村组”砂砾石层。所以,“丁村组”的开始堆积是发生在 S_1 古土壤发育早期,年代距今约13万年。

另外,在侯马凹陷中有一个南梁石器点^[17],该石器点位于侯马以北的凹陷边缘,从石器出露的地貌部位看是盆地内部的汾河第三级阶地,其形成时代与“丁村组”相当,而不是高一级的湖积台地;这说明距今13万年前的那次构造抬升引起湖泊萎缩后,古人类的活动已扩展到盆地内部的汾河边缘。这个现象也表明了“丁村组”的发育是距今13万年以来才开始的。

从上覆“丁村组”最老黄土古土壤层为 L_1SS 推断,“丁村组”堆积一直持续到 L_1SS 开始发育之时。由于此时构造相对稳定,而气候开始变得较温暖湿润,水流下蚀作用能力加强,从而使河床高度降低,“丁村组”相对抬高,形成隆起段上的汾河第三级阶地(T_3)。该阶地同盆地内部的 T_3 阶地——屯里-甘亭台地一样,都是响应气候变化的结果。根据文献[16、18], L_1SS 开始发育的年龄为52KaBP,也即是说“丁村组”堆积结束的年代距今约5.2万年。

5 结 论

把“丁村组”的形成放到整个临汾盆地第四纪中晚期以来的演化背景中去分析,是探讨“丁村组”年代的一个新途径。作为临汾盆地中的一个局部隆起,隆起上沉积环境的变化必定受着整个盆地演化过程的控制。根据丁村剖面中的侵蚀面构造及“丁村组”堆积层的特点,结合中更新世中晚期以来的盆地演化历史过程分析,我们得到下列一些结论:

在 S_1 古土壤发育初期,临汾盆地出现了一次构造引起的大幅度湖退事件,使柴庄隆起上的汾河河谷由弱水流环境转变成强动力河流环境,并开始了“丁村组”堆积。因此“丁村组”的堆积与 S_1 古土壤的发育几乎是同时的,开始的时间距今约13万年。

在晚更新世期间,由于气候的波动,在 L_1SS 古土壤发育时,临汾盆地中广泛发育了一级气候阶地(T_3)。作为 T_3 阶地的“丁村组”堆积就结束于这次因气候湿热变化所产生的河床下切过程,时间距今约5.2万年。

“丁村组”的堆积与气下 S_1 古土壤的发育和 L_1 黄土下半段的堆积几乎是同期的。持

续时间从距今 13 万年至 5.2 万年。按目前对第四纪的划分, 其形成时代横跨了中、晚更新世。

此外, 本文的上述结论对周叔昆所做的丁村剖面孢粉分析结果能有一个全面合理的解释。丁村 54: 100 石器点剖面孢粉分析结果显示^[6], “丁村组”沉积早期, 气候相对较暖, 沉积物中含松树花粉; 但因这个时期水流速度较快, 沉积层中的花粉数量很少。而沉积后期, 气候较凉, 沉积层中出现了大量蒿、藜和冷杉花粉。

孢粉所揭示的气候环境由暖转凉, 河谷水流由强变弱, 实际上反映着由 S₁古土壤发育时的湿热气候向 L₁黄土下半段堆积时的干冷气候的转变。

参考文献:

- [1] 贾兰坡. 山西襄汾县丁村人类化石及旧石器发掘报告[J]. 科学通报, 1955, (1): 23~ 26.
- [2] 刘东生, 等. 中国北方第四纪地层的某些问题[M]. 北京: 科学出版社, 1962. 50~ 61.
- [3] 杨景春, 刘光勋. 关于“丁村组”的几个问题[J]. 地层学杂志, 1979, 3(3): 194~ 199.
- [4] 裴文中, 吴汝康. 山西襄汾丁村旧石器时代遗址发掘报告[A]. 见: 中国古脊椎动物研究所编. 中国科学院古脊椎动物研究所甲种专刊第二号[C]. 北京: 科学出版社, 1958. 40~ 45.
- [5] 周明镇, 等. 晋西南几个晚新生代地层剖面的观察[J]. 古脊椎动物与古人类, 1965, (9): 11~ 13.
- [6] 周昆叔. 山西丁村剖面考察及其花粉分析[A]. 见: 周昆叔主编. 第四纪孢粉分析与古环境[C]. 北京: 科学出版社, 1975. 54~ 59.
- [7] 贾兰坡, 卫奇. 建议用古人类和考古学的成果建立我国第四纪的标准剖面[J]. 地质学报, 1982, (3): 25~ 27.
- [8] 陈铁梅, 原思训, 高世君. 铀子系法测定骨化石年龄的可靠性研究及华北地区主要旧石器地点的铀子系年代序列[J]. 人类学学报, 1984, 3(3): 259~ 269.
- [9] 王建, 陶富海, 王益人. 丁村旧石器时代遗志群调查发掘简报[J]. 文物季刊, 1994, (3): 1~ 75.
- [10] 郑洪汉. 中国北方晚更新世河湖相地层与风积黄土[J]. 地球化学, 1989, (4): 343~ 351.
- [11] 裴文中, 贾兰坡. 丁村旧石器[A]. 见: 山西省考古研究所编. 山西旧石器考古文集[C]. 太原: 山西经济出版社, 1991. 149~ 167.
- [12] 陶富海, 解晓勇. 丁村组底界的侵蚀面[J]. 地层学杂志, 1990, 14(4): 311~ 314.
- [13] Goudie A. Geomorphological techniques[M]. Cambridge University Press, 1991. 217~ 218.
- [14] 王乃梁, 杨景春, 夏正楷, 等. 山西地堑系新生代沉积与构造地貌[M]. 北京: 科学出版社, 1996. 156~ 200.
- [15] 刘东生, 等. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985. 238~ 276.
- [16] 刘嘉麒, 陈铁梅, 聂众高, 等. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五年来高分辨率时间序列的建立[J]. 第四纪研究, 1994, (3): 193~ 200.
- [17] 王择义, 等. 山西侯马市南梁的旧石器[J]. 古脊椎动物与人类, 1959, 1(4): 23~ 25.
- [18] Stephen C P, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation[J]. Nature, 1995, 375: 305~ 308.

Analysis on the age of Dingcun Formation according to the evolution history of Linfen Basin

HU Xiao-meng¹, YANG Jing-chun²

(1. The Urban and Tourism Department, Shanghai Teaching University, Shanghai 200234, China;

2. The Urban and Environmental Department, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: Since the discovery of fossils of Dingcun Culture in 1954, many scholars have been studying the age of Dingcun Formation in different ways. But there is still no certain answer to it by now. Some researchers think it was formed in the late of middle Pleistocene, and the others think it was in the early of late Pleistocene. Their researches normally focused on the changes of the fossils of Mammal in Dingcun Formation and determined its age according to these changes. Because some animals had lived for a long time during middle-late Pleistocene, this made it difficult to do so.

As a terrace of Fenhe River, the deposition of Dingcun Formation was strongly controlled by the development of Linfen Basin during middle-late Pleistocene. By studying the landforms in Linfen Basin, we find: 1) there occurred an extensive withdrawal of lake resulting from a regionally structural uplift; while S_1 began to develop; 2) when L_1SS began to develop, the strong down dissection of Fenhe River led to the formation of the terrace(T3).

The existence of an erosion surface in Dingcun section and the characteristics of Dingcun Formation indicated that there was a remarkable increase in hydrodynamics when Dingcun Formation began to accumulate.

Taking all the above-discussed into account, we draw the following conclusions:

1) Dingcun Formation began to accumulate about 0.13MaBP when S_1 began to form, while a structural uplift took place there.

2) The deposition of Dingcun Formation ended about 52kaBP. The wet and warm climate then caused a strong down dissection and the end of the deposition of Dingcun Formation when L_1SS began to develop.

3) The accumulation of Dingcun Formation was in correspondence with the formation of S_1 and the lower part of L_1 in time.

Key words: Dingcun Formation; Dingcun section; erosion surface; withdrawal of lake; paleosol