

# 泥河湾盆地井儿洼剖面揭示的 47~25 ka BP 期间的气候环境演化

迟振卿<sup>1)</sup>, 刘兴起<sup>2)</sup>, 胡欣<sup>3)</sup>, 王永<sup>1)</sup>, 闵隆瑞<sup>1)</sup>, 刘竹杰<sup>4)</sup>

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京, 210008; 3) 中国国土资源经济研究院, 北京, 101149; 4) 天津大港油田滩海开发公司, 天津, 300280

**内容提要:**利用泥河湾盆地井儿洼剖面孢粉、粒度、碳酸盐含量、介形类壳体的  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  等多种环境代用指标, 对泥河湾盆地 47~25 ka BP 期间的古气候环境特征进行了探讨。结果表明, 47~39 ka BP 期间, 植被生长稀疏, 降水较少, 气候冷干。39~30 ka BP 期间, 森林植被发育, 入湖的粗颗粒物物质增多, 表明降水较多。同时介形类的大量繁殖造成碳酸盐含量的显著增高, 以及介形类壳体  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  相对偏负, 说明当时湖水的水热组合适宜, 气候总体暖湿。自 30 ka BP 开始, 气候逐步恶化; 25 ka BP 左右, 井儿洼剖面沉积中断, 气候转为冷干。总体而言, 39~30 ka BP 期间, 泥河湾盆地的气候暖湿, 其暖湿的气候特征与青藏高原和西北地区的气候具有较好的一致性。

**关键词:** 泥河湾盆地; 井儿洼剖面; 古气候环境

河北省阳原盆地中保存了我国北方著名的第四纪河湖相地层, 通常称为泥河湾层, 它以较厚的沉积、丰富的哺乳动物化石和人类遗物为世人所瞩目, 阳原盆地也通常被称为泥河湾盆地。经过几代人近百年的努力, 国内外科学家在泥河湾层的地层学(王克钧和潘建英, 1982; 陈茅南, 1988; 袁宝印等, 1996; 张宗祜等, 2003; 闵隆瑞等, 2000, 2002, 2006)、磁性地层学(Zhu et al., 2001, 2004; Li et al., 2008; Deng et al., 2006, 2008)、古生物学(蔡保全和邱铸鼎, 1993; 蔡保全等, 2008; 邱占祥, 2000; 郑绍华等, 2006)、沉积学(Barbour, 1924, 1925)和古人类(尤玉柱等, 1980; 卫奇, 1985; 侯亚梅, 1999, 2003)等方面的研究取得了丰硕的成果。前人对本区古气候环境的研究主要集中于长时间序列上, 而且研究手段或材料较单一(李月丛等, 1996; 夏正楷, 1992, 2001; 夏正楷和韩军青, 1998; 夏正楷等, 1998; 李容全等, 2000; 迟振卿等, 2002a, b; 闵隆瑞等, 2002; 杨小强等, 2003; Wang et al., 2008), 对更新世晚期的古环境研究(迟振卿和闵隆瑞, 1999; 王燕等, 2003)采样间距大、分辨率较低。为了解晚第四纪泥河湾盆地的演化及其与气候的关系, 特别是深海氧同位素三阶段(MIS 3)的气候特征, 本文将盆地西部井儿

洼剖面为研究对象, 通过孢粉、粒度、碳酸盐、介形类壳体  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  等环境代用指标的综合分析, 探讨泥河湾盆地 47~25 ka BP ( $^{14}\text{C}$  年龄) 期间的古植被和水文状况, 重建其气候环境演化序列。

## 1 井儿洼剖面及样品分析测试

### 1.1 井儿洼剖面

阳原盆地系构造断陷盆地, 形似“J”字型。研究区处于第二级台地的东缘, 以燕山余脉与北京平原相隔。区内三个盆地以山地相隔, 阳原盆地南与蔚县盆地相接, 西与大同盆地相通。井儿洼剖面( $40^{\circ}06'\text{N}$ ,  $114^{\circ}20'\text{E}$ , 海拔高度为 889m) 位于阳原盆地的西部井儿洼村(图 1), 靠近桑干河南岸。挖掘的剖面距地表深 4.1m, 除顶部 10cm 左右的松散堆积物外, 整个剖面为典型的湖相沉积, 根据沉积物的颜色和岩性特征, 可将剖面自下而上划分为三层:

(1)  $J_3$  层(410~300cm) 黄绿色粘土质粉砂和粉砂质粘土互层, 具明显的水平层理, 底部 410~400cm 左右处含少量的胖真星介。

(2)  $J_2$  层(300~92cm) 底部以灰白色砂为主( $J_{2-2}$ 层, 300~220cm), 向上逐步过渡为灰白色粘土质粉砂和粉砂质粘土互层( $J_{2-1}$ 层, 220~92cm), 具清

注: 本文为中国地质科学院地质研究所基础科研业务费项目(编号 J0718, J1001)和国家自然科学基金(编号 40572100)资助的成果。

收稿日期: 2009-09-11; 改回日期: 2010-02-15; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 迟振卿, 女, 1970 年生。研究员, 主要从事第四纪地质及第四纪古环境研究。电话: 010-68999668; Email: zqchi@263.net。

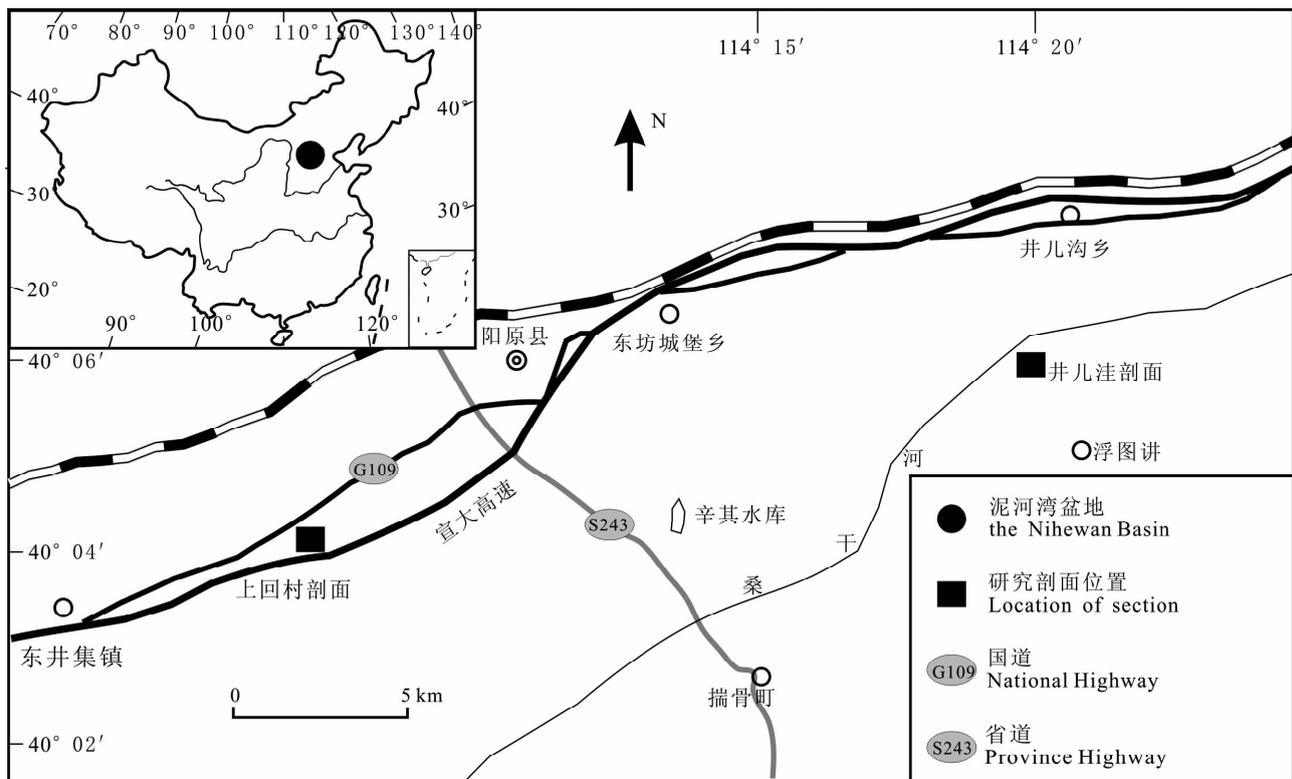


图1 泥河湾盆地及研究区位置

Fig. 1 Study site and Nihewan Basin in China

晰的层理结构。该层介形类壳体十分丰富,以胖真星介为主,其次为土星介。部分层位,如底部 280cm 左右和中部 220cm 左右,介形类壳体可占整个沉积物组成的 50% 左右。

(3)  $J_1$  层(92~0cm)本层底部为棕黄色粘土质粉砂( $J_{1-2}$ 层, 92~60cm),向上过渡为棕黄色粉砂( $J_{1-1}$ 层, 60~0cm),本层顶部 10cm 厚具土壤化特点。该层层理不发育,几乎不含介形类,局部含薄层钙板层。

## 1.2 样品的分析与测试

在含介形类壳体丰富的  $J_2$  层的上、中、下部,用显微镜挑出胖真星介成虫壳体,在日本东京大学放射性碳素测年室,用 AMS  $^{14}\text{C}$  方法进行了测年(表 1,图 2)。对整个剖面在野外自上而下进行了系统的采样,对所采得的样品进行了孢粉、粒度、碳酸盐含量、优势种胖真星介成虫壳体  $\delta^{18}\text{O}$  等的分析。由于只有  $J_2$  层含有丰富的介形类壳体,因此仅对  $J_2$  层的介形类壳体  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  进行了分析。

## 2 结果

### 2.1 年代序列

根据外推,可以得到井儿洼剖面底部和顶部的

年代分别为 47 ka BP 和 25 ka BP。前人的研究表明(夏正楷,1992,2001),泥河湾盆地多处湖相沉积于 23~27 ka BP 期间产生沉积间断,如阳原虎头梁湖积地层顶部所夹钙质结核,其  $^{14}\text{C}$  年龄为 27 ka BP 左右,大田洼湖积地层顶部碳酸盐透镜体的  $^{14}\text{C}$  年龄为 23 ka BP 左右,大同东大沟湖积地层顶部水菱镁矿透镜体  $^{14}\text{C}$  年龄为 26 ka BP 左右(严润娥和夏正楷,1987)。井儿洼剖面外推得到的顶部的年龄(25 ka BP),在区域上与泥河湾盆地多处湖相沉积剖面顶部年代的一致性,表明我们所获得的井儿洼剖面的年代序列是比较可靠的。

表 1 泥河湾盆地生物壳体的  $^{14}\text{C}$  测年结果Table 1  $^{14}\text{C}$  ages of ostracode shells in Jing'erwa section

样品编号	实验室编号	距地表深度 (cm)	测年材料	$^{14}\text{C}$ 年代 (aBP)
J95	Tka-14021	95cm	介形类壳体	28,350±130
J152	Tka-14022	152cm	介形类壳体	30,570±620
J283	Tka-14025	283cm	介形类壳体	39,080±280

### 2.2 孢粉

整个剖面,乔木植物花粉单调,以松(*Pinus*)、云杉(*Picea*)占优势,偶见柏科(*Cupressaceae*)、铁杉

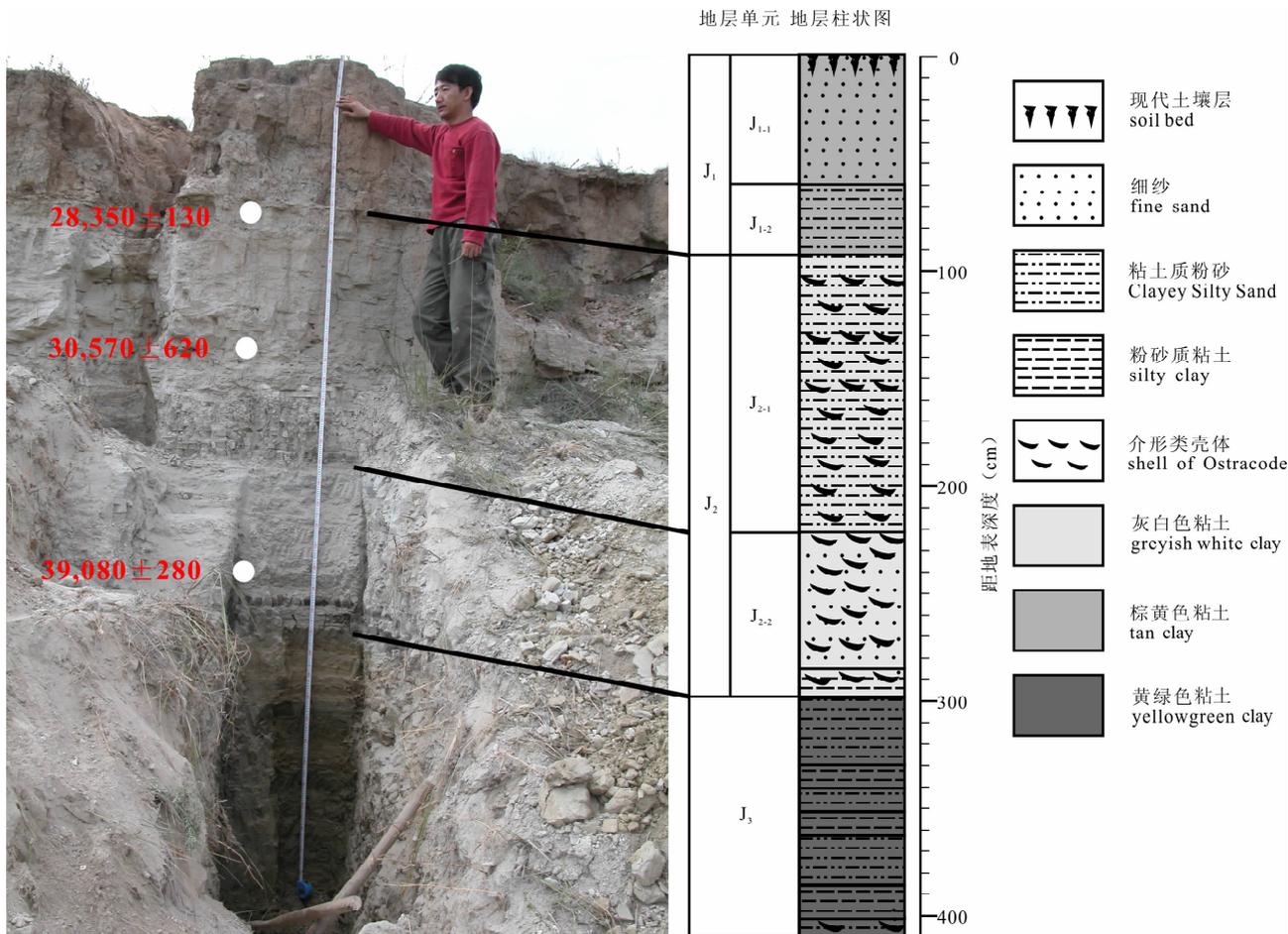


图 2 泥河湾盆地井儿洼剖面柱状图及介形层年代

Fig. 2 Profile of Jing'erwa section and the age of ostracode layer in Nihewan Basin

(*Tsuga*)、桦木(*Betula*)、榆(*Ulmus*)、栎(*Quercus*)、栗(*Castanea*)等。灌木植物花粉在剖面中占的比例很少(只占1%左右),主要有麻黄(*Ephedra*)、白刺(*Nitraria*)、圣柳(*Tamarix*)、绣线菊(*Spiraea*)等。草本植物花粉丰富,主要有蒿(*Artemisia*)、藜科(*Chenopodiaceae*)、禾本科(*Gramineae*)、百合科(*Liliaceae*)、玄参科(*Scrophulariaceae*)、伞形科(*Umbelliferae*)、唇形科(*Labiatae*)蔷薇科(*Rosaceae*)、唇形科(*Labiatae*)及毛茛科(*Ranunculaceae*)等。蕨类植物孢子相对也较丰富,主要为卷柏(*Sellaginella*)、真蕨纲(*Filicale*)、铁线蕨(*Adiantum*)、水龙骨科(*Polypodiaceae*)等。

根据孢粉在剖面上的变化情况,可将剖面的孢粉组合特征及气候特点阐述如下(图3):

带 I: 松-蒿花粉组合带(410~285cm; 47~39 ka BP)

此阶段花粉数目少,木本花粉占了 58.33%,其中松属占了 52.05%,后期云杉有较高的含量,占

10%左右。草本花粉占 39.80%,以蒿属为主(26.57%左右),其它可见藜科(5%)、禾本科(6.63%)。蕨类植物的真蕨纲占约 1.52%。虽然孢粉组合显示研究区的植被类型可能为稀疏的草原-森林或稀疏的森林草原,但该带孢粉很少,可能反映气候冷干。

带 II: 松花粉带(285~155cm; 39~30 ka BP)

此阶段,孢粉数量显著增加,木本花粉达到了 91.18%左右,以松属为主(88.55%),云杉几乎消失。草本花粉含量减少到<10%。灌木植物花粉及蕨类植物孢子少见。木本(以松为主)植被和孢粉数量显著增加的特点,表明该阶段气候较上期有明显的改善,气候以暖湿为特征。

带 III: 松-藜-蒿花粉组合带(155~75cm; 30~28 ka BP)

木本花粉和草本花粉各占一半,木本花粉占 51.76%,其中松的含量高达 50.61%,草本花粉占花粉总数的 47.48%,藜属占了 20.52%,蒿属占了

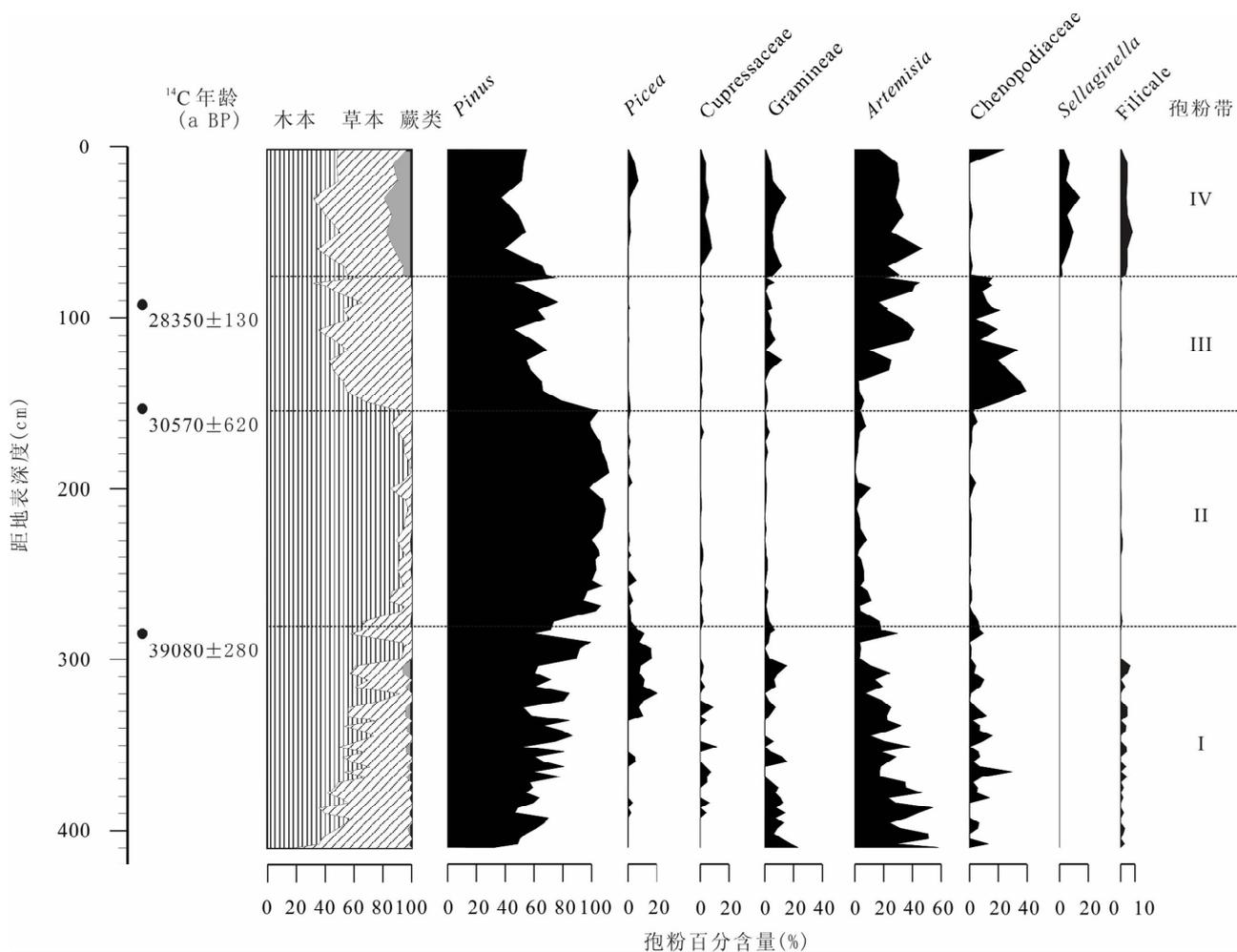


图3 井儿洼剖面孢粉组合特征

Fig. 3 The sporopollen percentage of Jin'erwa Section

总数的 22.53%，禾本科 3.26%。孢粉的组合特征表明，研究区的植被类型为草原森林型，气候温暖偏湿。

带 IV：松-蒿花粉组合带(75~0cm; 28~25 ka BP)

木本花粉占 49.19%，其中最为丰富的是松属占孢粉总数的 43.97%，云杉 1.7%，草本花粉占总数的 40.89%，主要以蒿为主(28.33%)，其次有禾本科(6.35%)，百合科 1.47%，藜科几乎消失；蕨类孢子占花粉总数的 9.48%，主要为卷柏(占 4.84%)，真蕨纲(占 3.66%)。孢粉组合表明，研究区的植被类型为森林草原，气候向冷干化方向发展，蕨类植物的发育，表明此期湖区具有一定的湿度。25 ka BP 以后，沉积缺失，湖泊干涸，气候冷干。

### 2.3 粒度

粒度的粗细能够反映湖泊流域的区域降水，区

域降水的增多，一方面增强了流域的侵蚀强度，另一方面也增大了流域的径流量，这样有利于粗颗粒物被搬运入湖。因此，湖泊中粗颗粒物质的增多，能够反映区域降水的增多，反之，粗颗粒物质的减少，反映区域降水的减少(Campbell, 1998; 张家武等 2004; Peng et al., 2005)。

根据井儿洼剖面粒度的变化(图 4)，可以看出：47~39 ka BP 期间，沉积物的中值粒径较低，为 30 $\mu\text{m}$  左右，沉积物以细粒的粉砂和粘土为主，各占 65% 和 25% 左右，砂的含量仅为 10% 左右，表明此期降水较少，较弱的流域径流量使得粗颗粒物难以被搬运入湖，显示当时的气候干旱。39~28 ka BP 期间，中值粒径明显增高，平均达 50 $\mu\text{m}$ ；砂的含量增加到 30% 左右，个别时段可高达 50% 左右，粉砂和粘土含量减少以及砂含量的显著增高，表明该期降水和流域的径流量明显增大，使得搬运入湖的

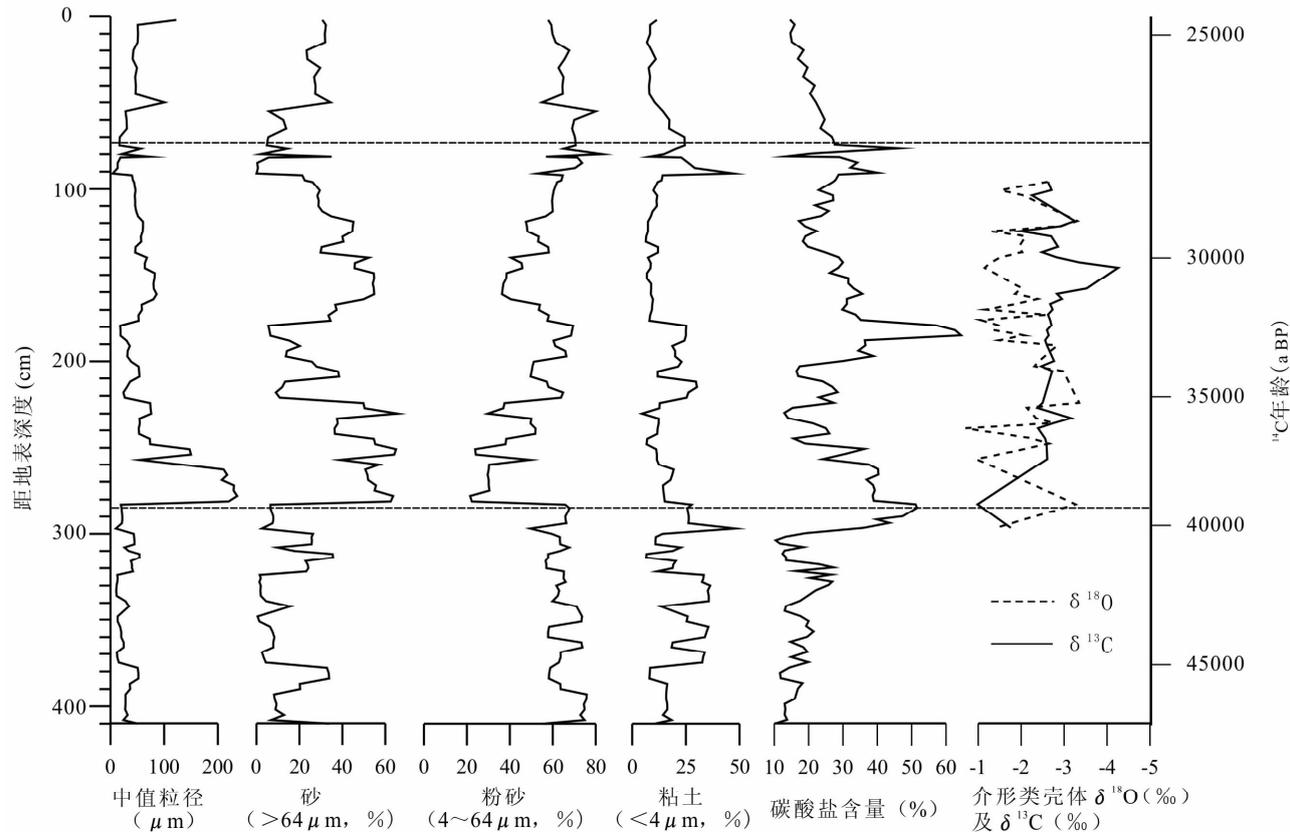


图4 井儿洼剖面粒度、碳酸盐含量、介形类壳体  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  的变化

Fig. 4 Changes of grainsize, carbonate content, and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of ostracode shells in Jing'erwa section

粗颗粒增多,显示该期气候总体湿润。28~25 ka BP 期间,中值粒径平均在  $40\mu\text{m}$  左右,粗颗粒组分的砂的含量降低至 25% 左右,而粉砂和粘土的含量则分别增高为 65% 和 10% 左右,表明该期降水减少,气候又逐步转干,但该期中值粒径及砂的含量均比 47~39 ka BP 期间的略高,说明 28~25 ka BP 期间的干旱化程度要比 47~39 ka BP 期间的弱。

#### 2.4 碳酸盐、介形类壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 及 $\delta^{13}\text{C}$

整个剖面的碳酸盐含量都在 10% 以上,平均含量为 25.1%,最高达到 64.35% (图 4)。井儿洼剖面中的介形类主要分布在 100~300cm (图 2),以 *Eucypris inflata* 为主,含量极为丰富,该种是广温型的种,可生长在耐盐性极高的湖沼中。碳酸盐的高值段出现在 75~300cm 处 (图 4),说明井儿洼剖面中介形类壳体对碳酸盐含量的贡献较大,因此可以利用碳酸盐的含量反映介形类的生长情况。根据碳酸盐的含量变化 (图 4) 可以看出:47~39 ka BP 期间,碳酸盐含量较低,在 15% 左右,几乎不含介形类,表明当时气候冷干,不适合介形类的生长。39~28 ka BP 期间,碳酸盐含量总体较高,升高到了

30% 左右,个别时段可达到 50% 以上,同时介形类在此阶段十分丰富。介形类壳体的  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  均整体偏负 (平均分别为  $-2.2\text{‰}$  和  $-2.6\text{‰}$  左右),指示当时蒸发较弱、湖水盐度较低。因此,39~28 ka BP 期间,气候条件较好,相对于前期而言,气候温暖潮湿。28~25 ka BP 期间,碳酸盐含量持续下降,介形类很少,表明气候向冷干化方向发展。

### 3 讨论

综合分析井儿洼剖面孢粉、粒度、碳酸盐含量、介形类壳体  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  等指标的变化,可以看出:47~39 ka BP 期间,植被生长稀疏,降水较少;沉积物中细颗粒物物质相对较多,表明流域内的径流量较小;介形类的不繁盛导致的碳酸盐含量较低,说明湖区的水热组合较差。总之,47~39 ka BP 期间,气候相对冷干。39~28 ka BP 期间,植被生长茂盛,降水明显增多,导致流域径流量增加,使得入湖的沉积物粗颗粒成分明显增多;介形类的大量繁殖导致碳酸盐含量急剧增高,以及介形类壳体的  $\delta^{18}\text{O}$  及  $\delta^{13}\text{C}$  的整体偏负,说明当时湖水的水热组合较好,

气候适宜。特别是 39~30 ka BP 期间,湖区木本花粉的含量达到了 90% 以上,此期气候暖湿。28 ka BP 左右开始,介形类消失,碳酸盐含量持续降低,表明气候可能向干冷化方向发展,但该期蕨类植物相对发育,以及具有一定量的粗颗粒物质,说明此期湖区仍具有一定的湿度。25 ka BP 左右,湖相沉积缺失,井儿洼古湖产生干涸,25 ka BP 冷干的气候条件造成的湖泊干涸在泥河湾盆地多处剖面中也得到了证实。

40~30 ka BP 相当于末次冰期(75~10ka BP)中的大间冰阶(megainterstadial)或海洋氧同位素第 3 阶段的晚期(MIS 3a)。大量的研究表明,在 40~30 ka BP 期间,中国气候比现代湿润(施雅风和于革,2003)。这一气候特征在青藏高原和西北地区表现得尤为显著,如青藏高原和内蒙古的腾格里沙漠出现大湖面(李炳元,2000;Zhang et al., 2002, 2004;马玉贞等,1998),柴达木盆地贝壳体形成于 39.7~17.5 <sup>14</sup>C ka BP(张虎才等,2007),指示当时的柴达木盆地内的湖泊为淡水湖,而现今盐湖广布于柴达木盆地内,说明 39.7~17.5 <sup>14</sup>C ka BP 期间,柴达木盆地的气候要比现在湿润。黄土高原的孢粉(Li et al., 1998;孙湘君等,1996)、磁化率(郭正堂等,1994;Chen et al., 1997)、植物硅酸体(Lu et al., 2007)等指标,均指示 40~30 ka BP 期间的气候暖湿。井儿洼剖面多种环境代用指标的研究表明,39~30 ka BP 期间,泥河湾盆地气候暖湿,其气候特征与青藏高原和西北地区的气候具有较好的一致性(施雅风和于革,2003)。

## 4 结论

通过对泥河湾盆地井儿洼剖面多种代用指标的综合分析,对泥河湾盆地 47~25 ka BP 期间的气候环境演化进行了重建,得到的主要结论为:

(1)47~39 ka BP 期间,气候冷干;39~30 ka BP 期间,气候总体暖湿;自 30 ka BP 开始,气候逐步恶化;25 ka BP 左右,泥河湾盆地多处剖面显示沉积中断,气候转为冷干。

(2)井儿洼剖面揭示的泥河湾盆地整体暖湿的气候发生在 39~30 ka BP 期间,该时期对应于中晚 MIS 3 阶段。在区域上,泥河湾盆地 39~30 ka BP 期间暖湿气候特征,与青藏高原和西北地区的气候具有较好的一致性。

## 参 考 文 献

蔡保全,邱铸鼎. 1993. 河北阳原—蔚县晚上新世鼠科化石. 古脊椎

动物学报, 31(4):267~293.

蔡保全,李强,郑绍华. 2008. 泥河湾盆地马圈沟遗址化石哺乳动物及年代讨论. 人类学学报, 27(2):129~142.

陈茅南. 1988. 论泥河湾层的研究. 北京:海洋出版社,1~145.

迟振卿,闵隆瑞. 1999. 平顶村剖面古气候变化记录. 地质力学学报, 5(4):66~72.

迟振卿,闵隆瑞,武志军. 2002a. 河北阳原盆地井儿洼钻孔岩心氧化铁变化的古环境记录. 地质通报, 21(10):632~637.

迟振卿,闵隆瑞,朱关祥. 2002b. 阳原盆地井儿洼钻孔磁化率、粒度反映的环境意义. 地质力学学报, 8(1):87~96

郭正堂,刘东生,安芷生. 1994. 渭南黄土沉积中 15 万年来的古土壤及其形成时的环境. 第四纪研究, (3):256~269.

侯亚梅. 1999. 在泥河湾盆地可望找到二百万年前的人类遗址. 第四纪研究, (1): 95.

侯亚梅. 2003. “东谷坨石核”类型的命名与初步研究. 人类学学报, 22(3):279~292.

李炳元. 2000. 青藏高原大湖期. 地理学报, 55:174~181.

李容全,乔建国,邱维理,翟秋敏,李永良. 2000. 泥河湾层易容盐沉积及其环境意义. 中国科学(D辑), 30(2):148~158.

李月丛,许清海,阳小兰. 1996. 河北省阳原县飞梁遗址孢粉分析. 地理学与国土研究, 12(3):55~58.

马玉贞,张虎才,李吉均, Pachur H J. 1998. 腾格里沙漠晚更新世孢粉植物群与气候环境演变. 植物学报, 40(9):871~879.

闵隆瑞,迟振卿,朱关祥. 2000. 从井儿洼岩心看阳原盆地第四纪湖相层的划分. 地质学报, 74(2):108~115.

闵隆瑞,迟振卿,朱关祥,姚培毅,牛平山. 2002. 河北阳原东目连第四纪叠层石古环境分析. 地质学报, 76(4):446~453.

闵隆瑞,张宗祐,王喜生,郑绍华,朱关祥. 2006. 河北阳原台儿沟剖面泥河湾组底界的确定. 地层学杂志, 30(2):103~108.

邱占祥. 2000. 泥河湾哺乳动物群与中国第四系下限. 第四纪研究, 20(2):142~153.

施雅风,于革. 2003. 40~30ka BP 中国暖湿气候和海侵的特征与成因探讨. 第四纪研究, 23(1):1~11.

孙湘君,宋长青,王璋瑜,孙孟蓉. 1996. 黄土高原南缘最近 10 万年来的植被. 植物学报, 38(12):982~988.

王克钧,潘建英. 1982. 泥河湾组地层划分及红崖冰碛层. 中国地质科学院地质力学研究所刊, (2):133~146.

王燕,王书兵,蒋复初,童国榜,赵志中. 2003. 河北阳原槽村剖面孢粉组合特征及古气候意义. 地质通报, 22(9):665~669.

卫奇. 1985. 东谷坨旧石器初步观察. 人类学学报, 4(4): 289~300.

夏正楷. 2001. 泥河湾层的研究现状和展望. 第四纪研究, 21(3): 262~269.

夏正楷,韩军青. 1998. 泥河湾盆地虎头梁湖相叠层石的生态环境分析. 第四纪研究 4: 344~350.

夏正楷. 1992. 大同一阳原盆地古泥河湾湖的岸线变化. 地理研究, 11(2): 52~59.

夏正楷,韩军青,金德秋,周锡煌. 1998. 泥河湾盆地末次间冰期气候变化的氧碳同位素记录. 北京大学学报(自然科学版), 34(1): 119~124.

杨小强,李华梅,李海涛. 2003. 华北泥河湾盆地黄土沉积及其古地理意义. 古地理学报, 5(2):209~216.

严润娥,夏正楷. 1987. 山西大同盆地更新世地层中水菱镁矿沉积及

- 其形成环境的探讨. 北京大学学报(自然科学版), 2: 98~110.
- 尤玉柱, 汤英俊, 李毅. 1980. 泥河湾旧石器的发现. 中国第四纪研究, 5(1): 1~11.
- 袁宝印, 崔久旭, 朱日祥, 田文来, 李容全, 王强, 严富华. 1996. 泥河湾组的时代、地层划分和对比问题. 中国科学(D) 辑, 26(1): 67~73.
- 张虎才, 雷国良, 常风琴, 樊红芳, 杨明生, 张文翔. 2007. 柴达木盆地察尔汗贝壳堤剖面年代学研究. 第四纪研究, 27(4): 511~521.
- 张家武, 金明, 陈发虎, Battarbee, R. W., Henderson, A. C. G. 2004. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去800年以来的降水变化. 科学通报, 1: 10~14.
- 张宗祜, 闵隆瑞, 朱关祥. 2003. 河北省阳原台儿沟剖面泥河湾河湖相层岩石地层的划分. 地质通报, 22(6): 379~383.
- 郑绍华, 蔡保全, 李强. 2006. 泥河湾盆地动过剖面上新世/更新世小哺乳动物. 古脊椎动物学报, 44(4): 320~331.
- Barbour G B. 1924. Preliminary observation in Kalgan area. Bulletin of the Geological Society of China, 3: 153~167.
- Barbour G B. 1925. The deposits of the Sangkanho Valley. Bulletin of the Geological Society of China, 4: 53~55.
- Campbell C. 1998. Late Holocene lake sedimentology and climate change in southern Alberta, Canada. Quaternary Research, 49: 96~101.
- Chen F H, Bloemendal J, Wang J M. 1997. High resolution multiproxy climate records for Chinese loess evidence for rapid climatic change over the last 75 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 130: 325~335.
- Deng C L, Zhu R X, Zhang R, Ao H, Pan Y X. 2008. Timing of the Nihewan formation and faunas. Quaternary Research 69: 77~90.
- Deng C L, Wei Q, Zhu R X, Wang H Q, Zhang R, Ao H, Chang L, Pan Y X. 2006. Magnetostratigraphic age of the Xiantai Paleolithic site in the Nihewan Basin and implications for early human colonization of Northeast Asia. Earth and Planetary Science Letters, 244: 336~348.
- Li H M, Yang X Q, Friedrich H, Li H T. 2008. High resolution magnetostratigraphy and deposition cycles in the Nihewan Basin (North China) and their significance for stone artifact dating. Quaternary Research, 69: 250~262.
- Li J J, Feng Z D, Tang L Y. 1998. Late Quaternary Monsoon Patterns on the Loess Plateau of China. Earth surface Processes and Landform, 13: 125~135.
- Lu H Y, Wu N Q, Liu K B, Jiang H, Liu T S. 2007. Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China II: palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau. Quaternary Science Reviews, 26: 759~772.
- Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, Liu B L, Inouchi Y. 2005. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China. Earth and Planetary Science Letters, 233: 467~479.
- Wang X S, Liu R, Su P, Fan X H. 2008. Magnetic signature of environmental change reflected by Pleistocene lacustrine sediments from the Nihewan Basin, North China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 260: 452~462.
- Zhang H, Peng J L, Ma Y Z, Chen G J, Feng Z D, Li B, Fan H F, Chang F Q, Lei G, W nemann B. 2004. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 211: 45~58.
- Zhang H C, Wu nemann B, Ma Y Z, Pachur H J, Li J, Qi Y, Chen G J, Fang H B. 2002. Lake level and climate change between 40,000 and 18,000 <sup>14</sup>C years BP in Tengger Desert, NW China. Quaternary Research, 58: 62~72.
- Zhu R X, Hoffman K A, Potts R, Deng C L, Pan Y X, Guo B, Shi C D, Guo Z T, Yuan B Y, Hou Y M, Huang W W. 2001. Earliest presence of humans in northeast Asia. Nature, 413: 413~417.
- Zhu R X, Potts R, Xie F, Hoffman K A, Deng C L, Shi C D, Pan Y X, Wang H Q, Shi R P, Wan Y C, Shi G H, Wu N Q. 2004. New evidence on the earliest human presence at high northern latitudes in Northeast Asia. Nature, 431: 559~562.

## Paleoenvironmental and Paleoclimatic Changes During 47~25 ka BP as Indicated by Jingerwa Section in Nihewan Basin

CHI Zhenqing<sup>1)</sup>, LIU Xingqi<sup>2)</sup>, HU Xin<sup>3)</sup>, WANG Yong<sup>1)</sup>, MIN Longrui<sup>1)</sup>, LIU Zhujie<sup>4)</sup>

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;* 2) *State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy Sciences, Nanjing, 210008;* 3) *Chinese Academy of Land and Resource Economics, Beijing, 101149;* 4) *Dagang Oilfield Shallowwater Development Company, Tianjin, 300280*

### Abstract

Paleoenvironmental and paleoclimatic changes of the Nihewan Basin between 47 and 25 ka BP was analyzed using multi-proxies such as pollen, grain size, carbonate, and  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  of ostracode shells from the Jingerwa section of Nihewan Basin. The results show that the episode between 47 and 39 ka BP saw sparse vegetation cover and low precipitation, which suggests cold and dry climate. During the period between 47 and 39 ka BP, abundant forest vegetation and increasing amount of coarse sediment into the lake indicate that the precipitation was high at that time. Meanwhile, the mass reproduction of ostracode caused increasing content of carbonate and relatively negative  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values of ostracode shells, suggesting that lake water was warm with low salinity. The climate was wet and warm. The climate began to deteriorate since 30 ka BP. Lacustrine sedimentation terminated in 25 ka BP, which is probably attributed to cold and dry climate. In a word, the climate was warm and wet between 39 and 30 ka BP, which is generally consistent with the record from the Tibet Plateau and the Northwestern China.

**Key words:** Nihewan Basin; Jingerwa section; Paleoenvironment and paleoclimate