

文章编号: 1006-6616 (2017) 03-0339-09

河套地区全新世黄河古河道的分布及期次划分

周青硕^{1,2}, 张绪教², 叶培盛¹, 何泽新³, 蔡茂堂¹, 刘晓彤², 李成路², 吴泽群²

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081

2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083;

3. 北京矿产地质研究院, 北京 100012)

摘要: 黄河古河道的分布及其年代学框架的建立对于探讨黄河迁移规律、重建古气候演化历史具有重要意义。通过 Landsat8 遥感影像解译、1:5万野外地质地貌调查、钻孔资料分析, 结合剖面实测基本判定了色尔腾山以南至现代黄河以北河套平原区黄河埋藏古河道的分布, 采用 OSL 与 ^{14}C 测年较精确地确定了黄河古河道的年代。依据年代学研究结果, 将全新世黄河古河道划分为三期: I 期古河道, 分南北两支, 南支分布在复兴镇西北部, 埋深 2~6 m, 北支分布于呼勒斯太中南部, 埋深 8.2~9 m, 时代为 9.93~7.4 kaB. P.; II 期古河道, 河道主体分布在色尔腾山山前, 呈北西—南东向, 埋藏于现今乌加河古河道下部 4~11 m 处, 南北最宽处约 1.5 km。塔尔湖区存在同一期的古河道, 埋深 7~9 m, 以东西向展布为主, 时代为 7.4~4.1 kaB. P.; III 期古河道, 呼勒斯太中部、塔尔湖中南部及复兴南部都曾发育, 但河道主体为塔尔湖区的古河道, 埋深 2~9 m, 时代为 4.1~1.2 kaB. P.。黄河古河道分布及时代确定有助于更深入地研究黄河在河套段演化历史, 为河套地区的水利建设和农业生产提供参考和借鉴。

关键词: 河套地区; 黄河古河道; OSL 测年; ^{14}C 测年; 全新世 (Qh)

中图分类号: P66

文献标识码: A

0 引言

河套平原为人类居住主要区域, 农业文明发达, 探究黄河古河道分布对农业水渠灌溉、地下水利用及人类的生存与发展有着重大影响。黄河从宁蒙窄谷进入平坦开阔的河套平原, 地貌上的重大转折让河流能量得以突然释放, 使得河套平原成为河流变迁改道最为频繁的场所以^[1]。河道频繁迁移留下了众多地表古河道痕迹(古河道洼地、古河道高地及泛滥平原与决口扇、牛轭湖等微地貌), 而在广阔的河套平原之下同样存在着交错、重迭、覆盖等复杂形态的众多黄河埋藏古河道^[2], 由于古河道是富集和储存地下水的天然空间, 可开发其地下水资源, 使古河道成为天然的“地下

水库”, 更好地服务本区的农业生产^[3]。研究河套地区古河道为水渠修建、农业生产及黄河调汛防洪工程项目提供基础资料^[4]。

前人对河套地区地质与地貌情况进行大量研究的同时, 对黄河古河道发育演化历史的探讨也在不断深入, 在现代黄河南部至库布齐沙漠北缘间隐匿的牛轭湖, 则被认为是古黄河向北摆移后在旧河床上形成的断头湖, 被判定是黄河古河道存在的遗迹^[5-8]。河套地区以往的古河道研究资料大部分为零散的专题类文章, 如对古黄河迁移改道史料相关记载进行分析探究, 古河道成因机制的简单分析等^[7-9]。对于古河道展布范围也存在较大争议, 尤其是全新世以来的黄河古河道分期研究甚为缺乏, 但实际此时在现代黄河南部钻孔资料显示全新世以来一直存在一期古河道砂砾石层

收稿日期: 2016-10-02

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目 (DD20160060); 中国地质调查局项目内蒙古 1:5万呼勒斯太苏木 (K48E017024) 等四幅填图试点 (12120114042101)

作者简介: 周青硕 (1989-), 男, 硕士研究生, 主研究方向第四纪地质环境。E-mail: 2225648403@qq.com

通讯作者: 张绪教 (1964-), 男, 博士, 副教授, 主要从事第四纪地质、新构造运动的教学及科研。E-mail: zhangxj@cugb.edu.cn

沉积^[10]，且研究时段仅为 2000 年以来的后套地区黄河河道演变，对于全新世黄河河道如何演化研究则为空白。同时，河套平原古河道多为埋藏古河道，目前暂无有效的年代约束，对于平原古河道不同时期埋藏深度、分布范围、期次划分等问题需都需更多地从沉积学及年代学方面着手研究。针对上述研究存在的问题，本文着重探讨色尔腾山以南至现代黄河以北的河套平原区埋藏古河道分布，尤其对呼勒斯太苏木—塔尔湖—复兴镇—吉日嘎朗图之间的地面古河道及埋藏古河道进行遥感解译，并进行沉积学及年代学研究，从而厘定了黄河古河道期次及其分布范围、特征。

1 地质地貌背景

河套盆地位于内蒙古自治区中部，北部为阴山断块，由大青山、乌拉山、狼山—色尔腾山组成，海拔高程 1 500 ~ 2 300 m；中间为河套断陷盆地，平原海拔 1 000 m 左右，地势由西向东微倾；

南邻鄂尔多斯高原，海拔 1 200 ~ 1 600 m，分界线分别为阴山山前断裂和鄂尔多斯北缘断裂。西南与贺兰山，桌子山及巴彦浩特盆地毗邻，东部为土默特平原，西部为乌兰布和沙漠。东西长 600 km，南北宽 30 ~ 90 km，面积 $4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，黄河在此先沿着贺兰山向北流，再由于阴山阻挡向东，后沿着吕梁山向南，形成“几”字马蹄形的大弯曲，并在断陷盆地冲积形成了广阔的河套平原（见图 1），东西沿黄河延展，第四纪沉积层厚达千米以上。山前为洪积平原，面积占平原总面积的 1/4，其余为黄河冲积平原。地表极平坦，除山前洪积平原地带坡度较大外，坡降大多为 $1/4\,000 \sim 1/8\,000$ ^[1]，同时，色尔腾山山前存在的活动断裂及平原地区分布的隐伏断裂，这些都为古河道发育提供了有利的地貌位置与构造条件^[11]。此外，本区由北向南跨越了色尔腾山山前台地、中部河套平原及南部库布齐沙漠三大地貌类型，地貌与构造特殊对研究本区古河道发育规律至关重要。

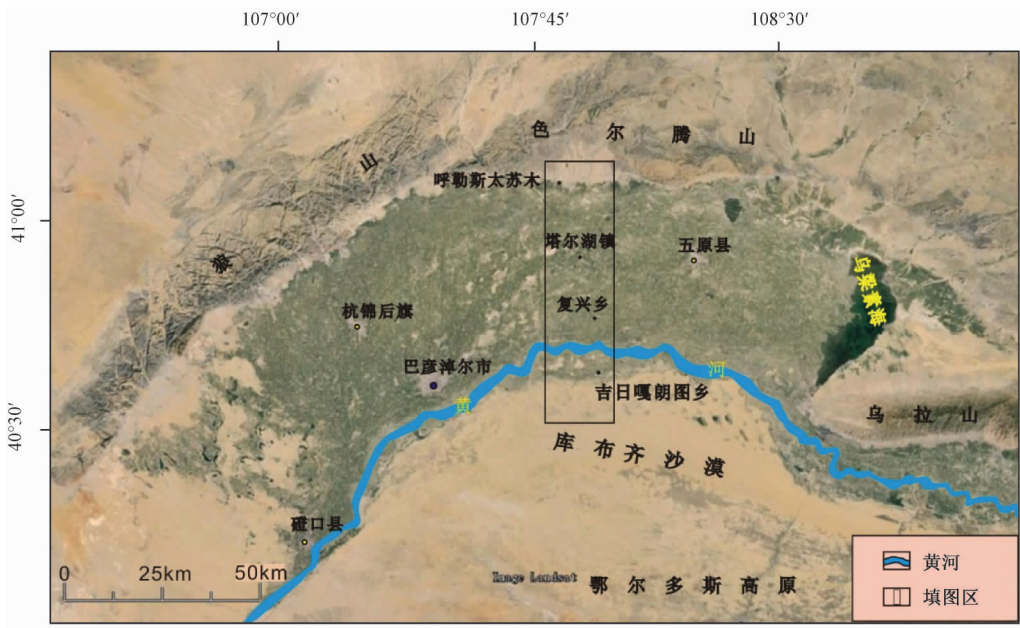


图 1 研究区概况图
Fig. 1 Sketch map of the study area

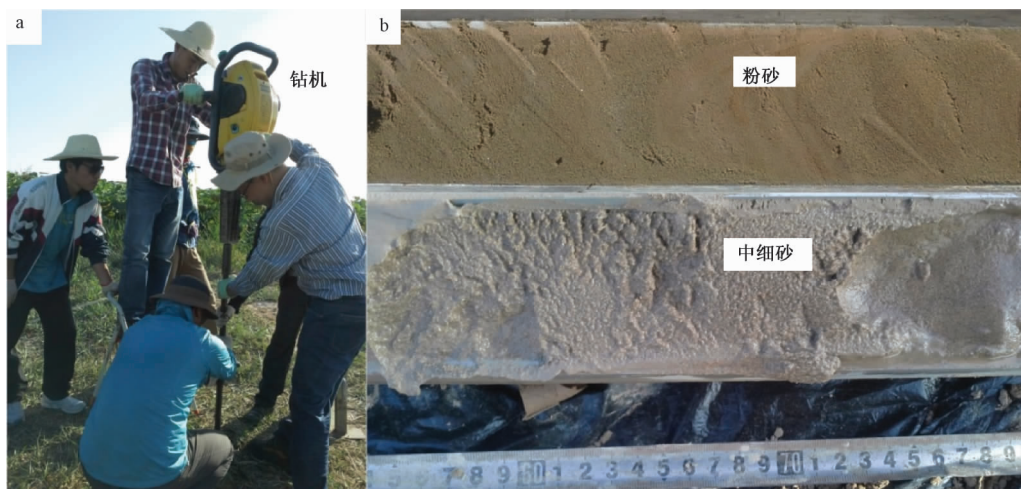
2 研究方法

通过野外实地勘察、钻取岩芯手段收集河套地区全新世地层、钻孔资料，并从岩石地层学、年代学、历史地理学对河套黄河古河道展开深入

研究。先以 Landsat8 遥感影像解译为先导，对地表古河道进行解译。野外调查过程中，在路线地质调查方面主要以地表观察及浅钻地表揭露，并进行剖面分层及描述，观察沉积物的岩性及岩性组合变化，采用逐步逼近原则来控制不同期次的河床相界限。本次采用荷兰进口 1 ~ 5 m 以浅槽型钻

设备,共获取了230个钻孔数据,基本确定了埋藏古河道位置。对于重点观察地段,加深钻深度,深部观察岩芯变化。此次采用瑞典生产的15 m以浅冲击钻钻取6孔岩芯,并着重于观察埋藏较深的

古河道砂层的沉积特征(见图2),在钻孔中典型层位取河流相沉积物样品进行年代测试(以光释光测年为主),以期对不同时代的古河道年龄进行精确厘定。



a—15 m 以浅冲击钻施工照片;b—岩芯中古河道砂层上层为粉砂,下部为中细砂

图2 钻孔中古河道砂层

Fig. 2 The sand layer of the paleochannel in drill hole

应用年代学方法约束古河道时代,成为近年来古河道研究的重要手段。对于5ka以来年代样品, ^{14}C 测年法准确可靠,但在缺乏 ^{14}C 测年物质的区域,光释光测年更为适用^[12]。本研究中古河道样品年代主要侧重于光释光(OSL)测年,部分则以 ^{14}C 测年作为补充手段,从而全面研究全新世古河道,并对其进行精确地年代控制。因此,在典型的古河床砂层的顶底共取粉砂光释光样品12个、呼勒斯太古河床砂顶底黑色有机粘土含量较高层位 ^{14}C 样品3个,为划分古河道期次提供有利的数据支撑。

本研究主要侧重于光释光(OSL)和 ^{14}C 测年手段,为了更加全面研究全新世古河道,需要精确的年代控制,对于5ka以来年代样品, ^{14}C 测年法更准确适用。同时在呼勒斯太钻孔岩芯中钻取中出现了有机碳很高的样品,采用 ^{14}C 测年效果更佳。近年来光释光(OSL)测年技术无论是在仪器还是在技术方面都取得了长足的进展,使得该方法越来越广泛地应用在缺乏 ^{14}C 测年物质的第四纪沉积年代学上^[12],光释光(OSL)测年法也成为本次研究主要测年手段。因此,在典型的古河床砂层的顶底共取粉砂光释光样品12个、呼勒斯太古河床砂顶底的高含量黑色有机粘土层 ^{14}C 样品3个,为划分古河道期次提供有利的数据支撑。

此外,通过结合历史地理资料,针对前人对水系变迁研究编制的河流历史时期水系变迁图,将其与钻探法揭露确定的古河道分布位置与规模作纵向对比、验证,从而得到更加准确的古河道分布位置。

3 结果

3.1 地面古河道解译结果

河套平原之上的黄河古河道纵横交错,加之不同时期的古河道沉积层层迭累,构成极复杂的古河道沉积体系^[2]。地面古河道即河流改道后遗留下来,且在地面上仍有遗迹出露的河道。本区地面古河道多为南西—北东向展布,宽度在0.3~5 km之间,包括地表残留的古河道遗迹,如乌加河古河道及其残留的牛轭湖,其类型为古河床洼地,而在塔尔湖区古河道存在众多的古河床高地^[13],并在后期风蚀及风积作用下,成为风成沙丘。

对地面古河道进行解译过程中(见图3)。采取2013年LandSat8遥感影像,其中深色和浅色的橙、绿色是陆地,深、浅蓝色是水体。地面古河道主要以老乌加河为主体,分布在色尔腾山前8~12 km的冲积平原之上,受北部冲积扇扇缘挤压影

表 1 光释光年龄结果表								
Table 1 The age of light release								
原始编号	埋藏深度 (cm)	含水率 (%)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	剂量率 (Gy/ka)	等效剂量 (Gy)	年龄 (ka)
CJZ-HL-4A-12A	480~490	23±5	2.35±0.02	10.36±0.10	1.58±0.04	2.48±0.08	7.34±0.91	2.96±0.38
CJZ-HL-4A	877~900	21±5	1.08±0.01	5.54±0.03	1.56±0.02	1.94±0.07	15.62±1.12	8.05±0.65
CJZ-TEH-2A-9A	435~440	24±5	1.64±0.02	8.09±0.04	1.50±0.01	2.13±0.07	3.65±0.08	1.71±0.07
CJZ-TEH-2A	860~880	19±5	1.13±0.02	5.37±0.03	1.45±0.05	1.88±0.07	4.89±0.14	2.59±0.12
CJZ-FX-5A-12B	400~410	21±5	1.55±0.03	7.85±0.05	1.65±0.01	2.67±0.14	26.38±1.28	9.89±0.70
CJZ-FX-5A	560~568	20±5	1.16±0.01	5.94±0.05	1.54±0.01	2.00±0.08	19.88±1.46	9.93±0.82

两个, 经美国 BETA 实验室测定, 所测年龄中传统的放射性碳年龄已经过同位素分馏效应修正, 并结合了校准日历年。最终年代数据结果见表 2:

表 2 ¹⁴ C 年龄结果表			
Table 2 ¹⁴ C ages			
原始编号	埋藏深度 (cm)	年龄 (ka)	备注
CJZ-HL-2B-21	770~775	4.260±30	
CJZ-HL-2B-25	988~1000	4.640±30	

4 讨论

4.1 浅埋古河道分布特征

河套平原西南临河区全新世埋藏古河道砂层

层位最深达 15 m, 同时, 复兴镇—呼勒斯太苏木间全新世最薄底层厚度约在 9~15 m, 且主要是北厚南薄^[16]。埋藏古河道的主要识别特征是地层中保留的河流相砂体沉积, 埋藏古河道通过 1~5 m 槽型钻进行地表揭露, 15 m 冲击钻进行深部观察沉积相类型, 并将埋藏古河道大概位置进行圈定(见图 4)。

复兴镇—呼勒斯太苏木地区浅埋古河道埋深范围 3~11 m, 基本可以达到全新世地层的底板边界。根据河套平原古河道沉积砂层沉积规律, 将垂向上出现河床砂厚度大于 2 m 的层位定为浅埋古河道的分布位置。如此, 河套平原古河道分布趋势也比较明显。古河道分布大致为北、中、南三

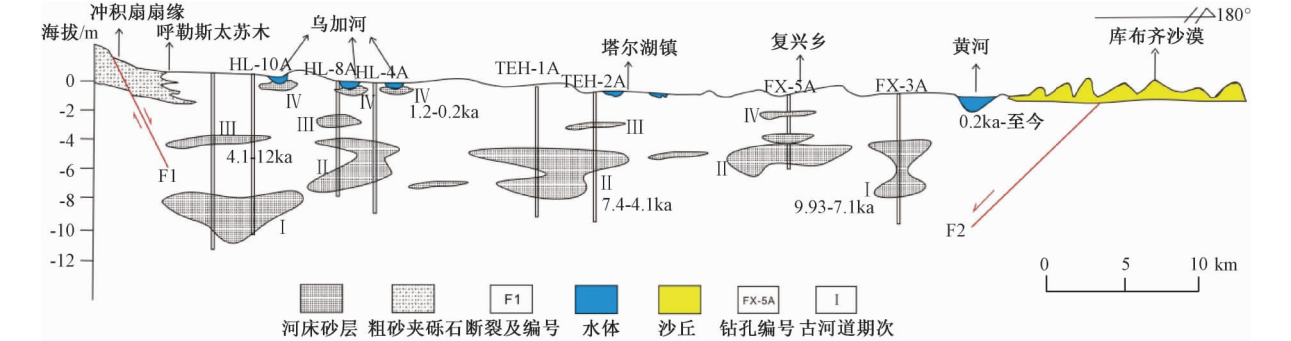


图 4 全新世浅埋古河道联合剖面图
Fig. 4 Joint profile of the shallow buried palaeochannel in the Holocene

条, 最北部埋藏古河道北段主要分布在色尔腾山山前 2~6 km 处, 埋藏于现今乌加河河道之下, 呈北西—南东方向, 具体位置为清克圪旦—裴家圪旦—油房圪旦—王五圪旦一带。靠近山前的部分古河道被冲积扇压盖, 在岩芯表层中出现 2~5 cm 的河流相小砾石, 为山前河流冲积携带至此, 且北部山前埋藏古河道为黄河古河道主道, 受色尔腾山水系沉积物在平原沉积扩展影响^[9], 埋藏古河道相对于同期塔尔湖和复兴镇古河道沉积厚度大。河床相沉积砂层多出现在 6~10 m, 砂层之上

多粉砂粘土。中部埋藏古河道中心河床位置在塔尔湖镇附近, 呈南西—北东向展布, 南部宽约 8 km, 埋藏深度在 5~7 m 之间。在主河道沉积河床砂层之上, 为后期被风蚀及风积作用而形成的风成砂沉积, 形成河床相与风积相上下的叠覆关系。此外, 零星的牛轭湖等湖泊水体残存地表之上, 成为研究地表古河道于此的见证。南部埋藏古河道位于复兴镇西北部, 主河道呈为南西—北东的条带分布, 河套地区古河道规模较小为北部主河道的支流古河道。由于复兴地区沉积物的沉

积速率小于北部山前沉积速率，因此同期古河道的埋藏深度北部与南部差异较大。

4.2 古河道的期次划分

以古河道曲流型沉积旋回层划分为基础，结合沉积物样品的测年、全新世气候事件等资料，将埋深 15 m 内的古河道划分为三期：Ⅰ期古河道（9.93 ~ 7.4 kaB. P.），埋深 4 ~ 5 m，主要分布在复兴西北部，属全新世早期古河道；Ⅱ期古河道（7.4 ~ 4.1 kaB. P.），呼勒斯太地区埋深 8 ~ 11 m 处，塔尔湖同时期的古河道埋深 6 ~ 9 m 为全新世中期古河道；Ⅲ期古河道（4.1 ~ 1.2 kaB. P.），属全新世晚期古河道；Ⅲ期古河道在空间上除复

兴钻孔 FX-3A 未有分布外，Ⅱ期和Ⅲ期古河道垂向上其它地区均有多分布（见图 5）。在现今库布沙漠北部现代黄河南部的沙丘之下存在一期黄河古河道^[17]，由于库布齐沙漠向北推挤使其掩埋在了沙丘之下。通过正在进行的河套地质填图项目（12120114042101）深钻资料显示：在埋深 2 m 开始出现粒径在 0.6 ~ 2 cm 不等的河流砾石，磨圆主要以次圆为主，疑似黄河砾石，且存在河道砂砾石层。但至今缺乏确定全新世古河道砂层的精确测年，对于本期古河道的分布和规模状况仍需要进一步研究。

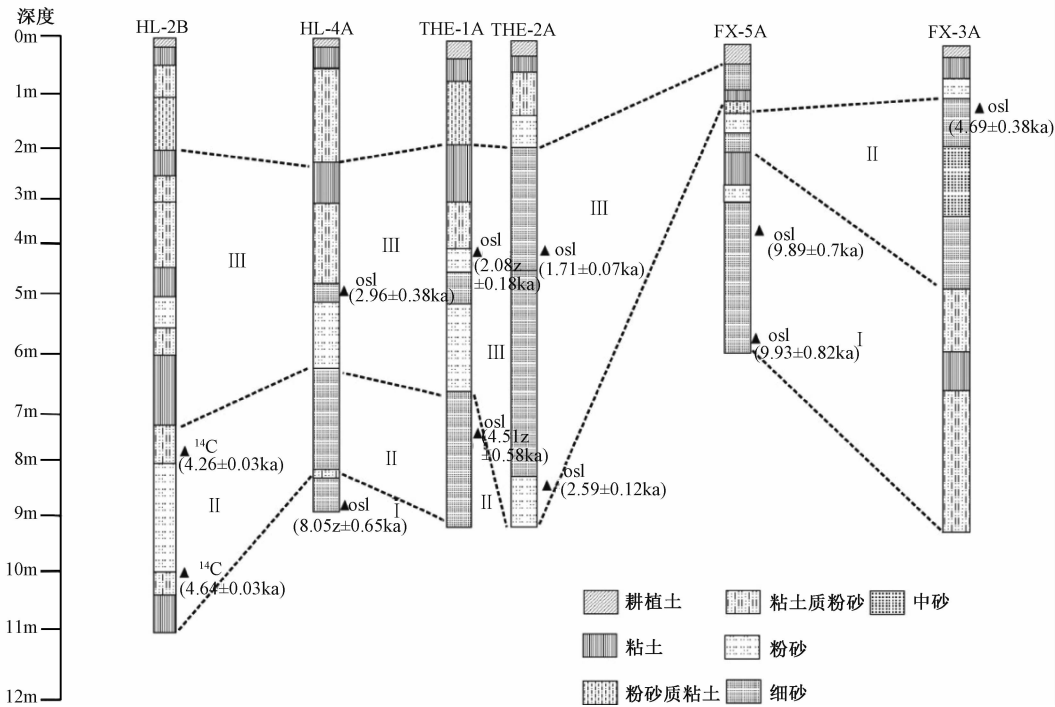


图 5 古河道钻孔岩芯对比图

Fig. 5 Contrast diagram of the drill core in the paleochannel

4.2.1 Ⅰ期古河道（9.93 ~ 7.4 ka B. P.）

时代上为最老一期古河道，分布于复兴镇西北部及呼勒斯东南部，古河道整体流向为北西—南东方向。埋深为 4 ~ 6 m，经 OSL 年龄测定，位于复兴镇西北部的 FX-5A 钻孔埋深 4.0 ~ 4.1 m 处，相当于该钻孔古河道顶板砂层接触面上粉砂的光释光年龄为 9.89 ± 0.70 ka B. P.，在埋深为 5.60 ~ 5.78 m 处，为该期古河道底板处细砂层测得的最早一期古河道开始年龄为 9.93 ± 0.82 ka B. P.，顶底年龄上老下新，与地层层序一致。根据两个层位时代可知该钻孔河道砂层沉积速率约为 2.778 cm/a，而临河凹陷区 Qk5 钻孔平均沉积

速率 0.160 cm/a^[16]，两者相差甚大，推断当时沉积环境极不稳定，造成古河道砂层水动力环境波动较大，这也与河套地区全新世气候早期 9.1 ~ 7.4 ka B. P. 的偏干偏冷事件导致的季节性洪水事件频发因素密切相关^[18]。综上所述，将第一期古河道存在时间定为 9.93 ~ 7.4 ka B. P.，即全新世早期古河道。由于该期古河道较早，规模较小，且存在时间较短，判断其为古黄河支流古河道。而在呼勒斯太东南部赵三虎圪旦处钻孔 HL-4A 的岩芯显示：同属一期古河道砂层埋藏深度较 FX-5A 中的河床砂层深约 4 ~ 5 m，局部有粒度较粗的中砂出现，在该钻孔埋深 8.77 ~ 9 m 底板细砂层位处

测得年龄为 8.05 ± 0.65 ka B. P., 向上 2.3 m 除 0.2 m 粘土质粉砂夹层外皆为较厚砂层。需要指出的是,第一期古河道砂体上部有薄层粘土质粉砂保留,构成河流的二元沉积结构的上部,后期被河流(第二期古河道)冲蚀掉,中间仅有薄层河床滞留沉积相隔,在生产实用上,将其划为一期古河道也是可以的,但在古河道分期中一定要将其区分开来^[19]。

4.2.2 II 期古河道 (7.4 ~ 4.1 ka B. P.)

为跨度时间段最长一期古河道,起止时间为 7.4 ~ 4.1 ka B. P., 属全新世中期古河道。主要分布在呼勒斯太中南部,塔尔湖西北部及复兴镇西南部,除钻孔 TEH-2A 外的典型钻孔: HL-2B、HL-4A、TEH-1A、FX-5A、FX-3A 中层位都有 II 期古河道砂层分布,其中 HL-2B 钻孔中 II 期古河道砂主要为粉砂及细分砂为主,局部含有机质灰黑色炭质条带,判断其当时为还原环境。在该砂层的顶底分别获取本期精确地古河道的¹⁴C 顶底年龄,分别为: 4.260 ± 30 ka B. P. 和 4.640 ± 30 ka B. P.; 估算该钻孔沉积速率为 0.560 cm/a, 较 I 期古河道砂层沉积速率明显变快,距离冲洪积扇扇缘较近,处古河道中心位置,应为该钻孔沉积速率加快的重要原因。而在该砂层之上约 1m 厚的粘土层中含有大量铁锈斑块,应为当时氧化环境所致。综上分析,该钻孔沉积砂层早期所处还原环境,后期沉积粘土层转变为氧化环境,这与全新世 7.4 ~ 4.1 ka B. P. 前段气候降温温凉,后段转暖趋势相一致^[20]。而该层位对应的 HL-4A 砂层年龄早于 4.260 ± 30 kaB. P 晚于 8.05 ± 0.65 ka B. P., 因此,将 II 期古河道时代划为 7.4 ~ 4.1 ka B. P., 即全新世中期古河道。

4.2.3 III 期古河道 (4.1 ka ~ 1.2 kaB. P.)

主要分布在呼勒斯太塔尔湖及复兴镇,本期古河道砂层在钻孔岩心厚度较 I、II 古河道偏厚,TEH-2A 钻孔最厚层位达 5 m。其砂层主要以为中细砂为主,其矿物成分以石英、长石及大量片状云母为主,这易与地表的风成沙丘中矿物成分分选较好特征相区别。在顶底年龄获取响应年龄为 1.71 ± 0.07 ka B. P. 及 2.59 ± 0.12 ka B. P., 该钻孔沉积速率较高,估算为 0.512 cm/a, 且砂层粒度较粗,分选较差,局部具有交错层理,表明该钻孔位置靠近或者处在主河道中心位置。该层位砂层与其他钻河道砂层组合对比划分,将其时代

定为 4.1 ~ 1.2 kaB. P., 属全新世晚期古河道。此时段气候属有暖湿向干冷阶段的过渡期^[21~22], 钻孔中河道内砂层出现沉积间断,表现为河道砂层与粘土粉砂互层出现。

5 总结

全新世河套地区地表古河道以乌加河古河道为主体。地表古河道分布色尔腾山山前冲积平原之上,受北部冲积扇扇缘挤压影响,整体流向呈北西—南东展布,古河道形态曲折,致使河道截弯取直形成众多串珠状残存牛轭湖。

除北部地表古河道外,研究区主体则是埋藏古河道。全新世埋藏古河道埋深范围在 2 ~ 15 m, 其中三期古河道砂层在呼勒斯太、塔尔湖及复兴镇附近都有分布,为古黄河主河道分布区。

古黄河自全新世以来,在河套地区共发育了三期古河道: I 期古河道,时代为 9.93 ~ 7.4 kaB. P.、II 期古河道,时代 7.4 ~ 4.1 kaB. P., III 期古河道,4.1 ~ 1.2 kaB. P.。三期古河道发育贯穿河套平原南北,且不同时期古河道环境特征与古气候环境变化趋势相一致。

致谢 感谢一起做实验的梁莹、管育春,感谢容丽娜、张帅对本文图件进行的修改帮助。

参 考 文 献

- [1] 李炳元,葛全胜,郑景云. 近 2000 年来内蒙后套平原黄河河道演变 [J]. 地理学报, 2003, 58 (2): 239 ~ 246.
LI Bing-yuan, GE Quan-sheng, ZHENG Jing-yun. Evolution of the Yellow River in the Houtao plain of Inner Mongolia in the past 2000 years [J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58 (2): 239 ~ 246.
- [2] 张祖陆. 鲁北平原黄河古河道初步研究 [J]. 地理学报, 1990, 45 (4): 457 ~ 466.
ZAHNG Zu-lu. Preliminary study on the ancient river of the Yellow River Lubei plain [J]. Acta Geographica Sinica, 1990, 45 (4): 457 ~ 466.
- [3] 何乃华,宋宜清,刘益旭. 滹沱河古河道沉积和古河道地下水 [J]. 河北省科学院学报, 1989, (1): 63 ~ 69.
HE Nai-hua, SONG Xuan-qing, LIU Yi-xu. The paleochannel sediments and groundwater of the Hutuo river [J]. Journal of the Hebei Academy of Sciences, 1989, (1): 63 ~ 69.
- [4] 吴忱. 论“古河道学”的研究对象、内容与方法 [J]. 地理学与国土研究, 2002, 18 (4): 82 ~ 85.
WU Chen. The object, content and methods of studying cultural

- "Ancient River Science" [J]. Geography and Territorial Research, 2002, 18 (4): 82 ~ 85.
- [5] 齐召南. 水道提纲: 卷五·黄河[M]. 霞城精舍藏版. 北京: 人民出版社, 1987.
- QI Shao-nan. Channel outline: volume five-the Yellow River [M]. Hondar Hall Books in Tibetan Vihara board. Beijing: People Press, 1987.
- [6] 郝志成, 白音查干. 清代后套研究中的几个问题 [J]. 河套大学学报, 2011, 8 (3): 5 ~ 10, 14.
- HAO Zhi-cheng, BAI Yin-cha-gan. Several issues on the research of Houtao in Qing Dynasty [J]. Journal of Hetao University, 2011, 8 (3): 5 ~ 10, 14.
- [7] 陈耳东. 河套段黄河变迁史话 [J]. 内蒙古水利, 1997, (3): 54 ~ 55.
- CHEN Er-dong. The history of the Yellow River in the river sets [J]. Inner Mongolia Water Conservancy, 1997, (3): 54 ~ 55.
- [8] 梁霞, 杨勇, 公王斌, 等. 内蒙古西部库布齐沙漠北缘沙漠化特征讨论 [J]. 地质评论, 2015, 61 (4): 873 ~ 882.
- LIANG Xia, YANG Yong, GONG Wang-bin, et al. Discussion of desertification on northern margin of the Hobq Desert, western Inner Mongolia [J]. Geological Review, 2015, 61 (4): 873 ~ 882.
- [9] 王新亮. 内蒙古呼一包盆地第四纪沉积、构造特征研究 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2006.
- WANG Xin-liang. Quaternary sedimentary and structure features of the Hohhot-Baotou Basin, Inner Mongolia [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2006.
- [10] 吴泽群. 内蒙古河套地区晚第四纪库布齐沙漠的形成和演化 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2017.
- WU Ze-qun. The formation and evolution of Kubuqi Desert during the late Quaternary in Hetao area (Inner Mongolia) [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2017.
- [11] 何泽新, 张绪教, 贾丽云, 等. 内蒙古狼山山前台地成因及其新构造运动意义 [J]. 现代地质, 2014, 28 (1): 99 ~ 108.
- HE Ze-xin, ZHANG Xu-jiao, JIA Li-yun, et al. Genesis of piedmont terraces and its neotectonic movement significance in Langshan Mountain Area, Inner Mongolia [J]. Geoscience, 2014, 28 (1): 99 ~ 108.
- [12] 刘进峰, 陈杰, 雷生学, 等. 南京市埋藏古河道沉积物的年代 [J]. 第四纪研究, 2009, 29 (4): 837 ~ 844.
- LIU Jin-feng, CHEN Jie, LEI Sheng-xue, et al. Preliminary dating results for Qinhuai palaeochannel sediments in Nanjing city [J]. Quaternary Sciences, 2009, 29 (4): 837 ~ 844.
- [13] 张绪教, 贾丽云, 何泽新, 等. 巴彦淖尔狼山地区新构造运动特征及与河套平原的形成演化关系研究 [R]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2012, 65 ~ 68.
- ZHANG Xu-jiao, JIA Li-yun, HE Ze-xin, et al. Characteristics of neotectonic movement in Bayannaoer and Langshan area in Hetao Plain and the formation and evolution of relationships [R]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2012, 65 ~ 68.
- [14] 王旭龙, 卢滨涛, 李晓妮. 黄土细颗粒单测片再生法光释光测年的进展 [J]. 核技术, 2005, 28 (5): 384 ~ 387.
- WANG Xu-long, LU Yan-chou, LI Xiao-ni. Progress in luminescence dating of Chinese loess by Single-aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol [J]. Nuclear Techniques, 2005, 28 (5): 384 ~ 387.
- [15] Lu Y C, Wang X L, Wintle A G. A new OSL chronology for dust accumulation in the last 130, 000 yr for the Chinese Loess Plateau [J]. Quaternary Research, 2007, 67 (1): 152 ~ 160.
- [16] 刘哲, 赵华, 王成敏, 等. 临河凹陷晚更新世以来沉积地层的光释光年龄 [J]. 干旱区地理, 2014, 37 (3): 439 ~ 446.
- LIU Zhe, ZHAO Hua, WANG Cheng-min, et al. OSL ages of sedimentary layers in Linhe Depression since Late Pleistocene [J]. Arid Land Geography, 2014, 37 (3): 439 ~ 446.
- [17] 艾冲. 公元 7 ~ 9 世纪库布齐沙漠分布范围探讨 [J]. 唐史论丛, 2009, (1): 251 ~ 260.
- AI Chong. 7 ~ 9 century AD Kubuqi Desert distribution range of probing into the history of the Tang Dynasty [J]. In the history of the Tang Dynasty, 2009, (1): 251 ~ 260.
- [18] 张小瑾. 河套地区 (内蒙古磴口) 晚冰期以来古气候演化初步研究 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2011.
- ZHANG Xiao-jin. Preliminary study of paleoclimate changes in Hetao Area since late glacial: a case study in Dengkou County of Inner Mongolia [D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2011.
- [19] Samadder R K, Kumar S, Gupta R P. Paleochannels and their potential for artificial groundwater recharge in the western Ganga plains [J]. Journal of Hydrology, 2011, 400 (1/2): 154 ~ 164.
- [20] 崔海亭, 黄润华, 崔之久, 等. 内蒙古大青山全新世环境变化的古地理学证据 [J]. 中国环境科学, 1992, 12 (5): 323 ~ 328.
- CUI Hai-ting, HUANG Run-hua, CUI Zhi-jiu, et al. Palaeogeographical evidences of environmental changes during Holocene in Daqingshan Area, Inner Mongolia [J]. China Environmental Science, 1992, 12 (5): 323 ~ 328.
- [21] 王苏民, 吴瑞金, 蒋新禾. 内蒙古岱海末次冰期以来的环境变迁与古气候 [J]. 第四纪研究, 1990, 10 (3): 223 ~ 232.
- WANG Su-min, WU Rui-jin, JIANG Xin-he. Environment evolution and paleoclimate of Daihai Lake, Inner Mongolia since the last glaciation [J]. Quaternary Sciences, 1990, 10 (3): 223 ~ 232.
- [22] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征 [A]. 施雅风. 中国全新世大暖期气候与环境 [M]. 北京: 海洋出版社, 1992, 1 ~ 18.
- SHI Ya-feng, KONG Zhao-chen, WANG Su-min, et al. The basic characteristics of climate and environment during Holocene warm season in China [A]. SHI Ya-feng. Beijing: China Ocean Press, 1992, 1 ~ 18.

THE DISTRIBUTION AND PERIOD DIVISION OF HOLOCENE PALAEO CHANNELS OF THE YELLOW RIVER IN HETAO AREA

ZHOU Qing-shuo^{1,2}, ZHANG Xu-jiao², YE Pei-sheng¹, HE Ze-xin³,
CAI Mao-tang¹, LIU Xiao-tong², LI Cheng-lu², WU Ze-qun²

(1. *Institute of geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*

2. *School of Earth Sciences and resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China;*

3. *Beijing Institute of Geology and mineral resources, Beijing 100012, China*)

Abstract: The distribution of palaeo channels of the Yellow River and the establishment of Chronological framework are of great significance to explore the rule of the Yellow River migration and reconstruct the history of palaeoclimate. Based on the Remote Sensing Image solution translation of Landsat 8 and the analysis of 1:50000 field geological and geomorphical survey and the drill data, combined with the measured profile, it is basically determined that there is the distribution of palaeo channels buried under the Modern Yellow River in Hetao Plain from the south of Seertang mountains to the north of modern Yellow River. In the meantime, using OSL and ¹⁴C dating, the age of the palaeo channels of the Yellow River are accurately determined. According to the results of chronology research, the palaeo channels of the Yellow River in Holocene are divided into three phases: Phase I, the palaeo channels were formed by north branch which spread in the northwest of Fuxing Town with the burial depth of 2 ~ 6 m and south branch which spread in the south central of Hulesitai with the burial depth of 8.2 ~ 9 m, and the age is 9.93 ~ 7.4 ka B. P.; Phase II, the principle parts of the palaeo channels mainly spread in front of the Seertang mountains, with the direction of NW-SE, buried at 4 ~ 11 m of the bottom of the palaeo channels of the Ugab River with the widest part of 1.5 km in NS direction. There were palaeo channels of the same phase in Taal Lake Area with the burial depth of 7 ~ 9 m and its age is 7.4 ~ 4.1 ka B. P.; Phase III, the palaeo channels in the central Hulesitai, the south central of Taal Lake and the south of Fuxing once all developed, but the main bodies were the palaeo channels in Taal Lake Area, with the burial depth of 2 ~ 9 m, and the age is 4.1 ~ 1.2 ka B. P. The identification of distribution and ages of the palaeo channels of the Yellow River helps to study the evolution history of the Yellow River in Hetao Area and provides reference for water conservancy construction and agricultural production in Hetao Area.

Key words: Hetao Area; palaeo channel of the Yellow River; OSL dating; ¹⁴C dating; Holocene (Qh)