毛乌素沙漠城川古湖的范围、消亡时间与成因

温燕生[1)],李保生[1)],牛东风[2)],白庆元[3)],王丰年[4)],司月君[2)],陈敏[1)]

1）华南师范大学,广州,510631; 2）岭南师范学院,广东湛江,524048;
3）内蒙古自治区乌审旗萨拉乌苏考古遗址公园管理局,鄂尔多斯,017300;
4）惠州学院,广东惠州,516007

内容提要: 根据野外考察、结合遥感影像、相关的全新世湖相地层及其年代和历史文献等对毛乌素沙漠南缘的城川古湖范围、消亡时间和原因进行了综合分析。研究表明:① 城川古湖实际面积比原来认为的 100 km^2 的分布更广,达 130 km^2 左右;② 古湖消亡时间约在 300 a AD(公元 300 年)且古湖的盛衰与我国和北半球气温的升降趋势吻合;③ 300 a AD 以后我国和北半球气温虽然几度升高,但古湖不再复兴,其原因与自那时以来古湖东缘最低洼区域的新构造运动由沉降转为抬升并孕生出的萨拉乌苏河谷有关。不仅如此,在 300 a AD 以来新构造抬升的背景下,人类活动对不透水层——全新世湖积物的改造和破坏导致的“人工排水系统”也加速了原来古湖范围地表水体的流失、相继贯入萨拉乌苏河和无定河并最终成为连接黄河的“东逝之水”。

关键词:毛乌素沙漠;城川古湖;消亡时间;气候变化;新构造抬升运动

我国内蒙古鄂尔多斯高原毛乌素沙漠南缘曾经存在过一个“大湖”,其面积远超现今这一高原最大的湖泊红碱淖(67 km^2)(汪勇等,2004)。侯仁之(1965)考察毛乌素沙漠南部的城川——萨拉乌苏河一带的历史地理,发现城川当地“类似已枯之湖泊遗址”。多年后,朱士光(1982)基于历史文献与地貌调查,确定该遗址为一大湖遗迹并命名其为城川古湖(以下简称为“古湖”),推测古湖即是汉代的奢延泽。武沐(2005)通过湖滨堤分布进一步确定了这一古湖范围。他们都认为古湖面积约为 100 km^2,然而古湖消亡时间及驱动机制(侯仁之,1973;朱士光,1982;王尚义等,2001;武沐,2005)仍有不同认识,且既有研究多数依赖定性描述。本文利用遥感影像对该古湖范围进行评估,同时结合地层年代数据和历史文献试图剖析其消亡的时间及驱动机制。

毛乌素沙漠南缘湖泊消亡历史昭示历史时期以来毛乌素沙漠的生态系统曾发生过巨大的环境变迁。深入探讨这一重大的环境变化,对进一步理解毛乌素沙漠沙漠化与水系变迁具有重要的科学价值,可获得该沙漠动态演化的历史背景,具有重要的现实意义。

1 研究区概况

前人阐述的城川古湖残迹散布在毛乌素沙漠(图 1a)南缘——从城川至萨拉乌苏河(又名“红柳河”)大沟湾一线的东西长约 20 km、南北宽数千米的范围(图 2)。在地貌上这里属“鄂尔多斯高原东南部洼地”(杨理华等,1962)的一部分。这里也恰处于我国西北干旱区温带(Ⅱ10)与东部季风区暖温带(Ⅰ3)之间的过渡地带(焦北辰等,1997)(图 1a)。

本文涉及大湖东缘的萨拉乌苏河谷 8 个具有年代标示的全新世地层剖面:剖面❶—剖面❺位于滴哨沟湾,剖面❻位于大沟湾,剖面❼位于米浪沟湾,剖面❽位于康家沟湾(图 1c)。为了进行对比研究,本文还列出了萨拉乌苏河东北的海流兔河流域的剖面❾(分布位置见图 1a)。

注:本文为萨拉乌苏考古遗址公园管理局校地合作项目(编号:slws20230508)的成果。
收稿日期:2025-03-31;改回日期:2025-07-10;网络首发:2025-08-20;责任编辑:李明,章雨旭。Doi:10.16509/j.georeview.2025.08.042
作者简介:温燕生,男,2001 年生,硕士研究生,主要从事第四纪地质与地貌研究;Email:823109691@qq.com。通讯作者:李保生,男,1951 年生,教授,主要从事环境演变研究;Email:libsh@scnu.edu.cn。

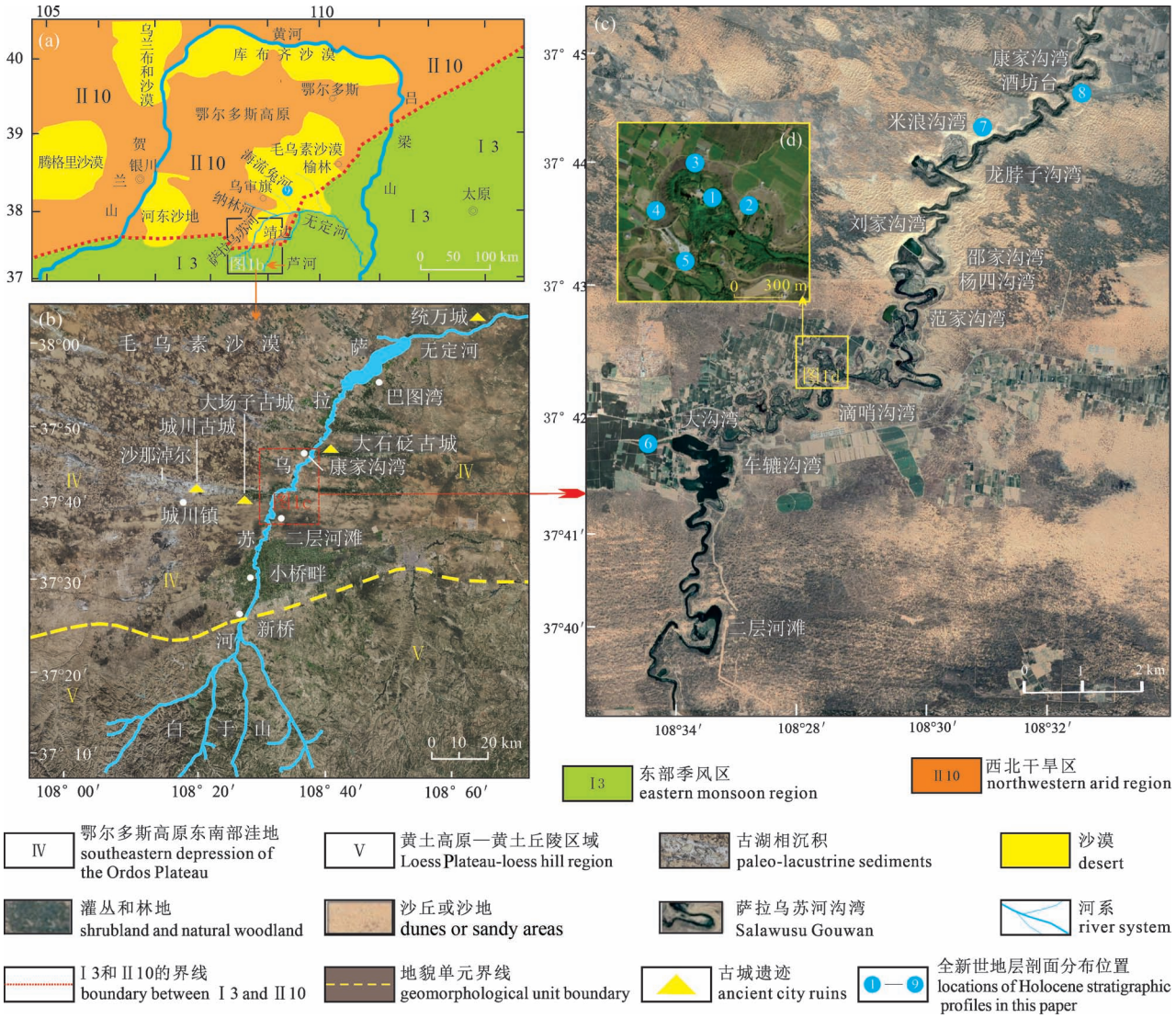

图 1 萨拉乌苏河及其所在的鄂尔多斯高原毛乌素沙漠在中国北方综合自然区划中的位置(a),城川古湖东缘——萨拉乌苏河河谷和古城遗迹位置(b),及本文中全新世地层剖面分布位置(a)(c)

Fig. 1 The positions of the Salawusu River and the Mu Us Desert on the Ordos Plateau in the comprehensive physical regionalization of northern China (a), the location of the eastern margin of the Chengchuan Paleolake —— the Salawusu River valley and ancient city ruins (b), and the distribution positions of the Holocene stratigraphic sections in this paper (a) (c)

2 城川古湖的范围

侯仁之(1965)发现城川古湖之遗迹,其后,侯仁之(1973)推测其范围达 100 km^2 以上。朱士光(1965)也对古湖进行了考察,进而,朱士光(1982)将这一古湖的范围描述为"西起沙那淖尔,东抵红柳河畔,由两条古湖滨堤所包围的地区"。武沐(2005)进一步确定了这个范围。

经调查,笔者等发现前人所指的城川古湖实际上是一套浅灰至青灰色的湖相沉积,由略具胶结的黏土质粉砂—粉砂质极细砂构成。这套湖积物基本出露地表,仅少部分被沙丘沙地覆盖,从沙那淖尔以西数千米起、呈南北宽 3~5 km 从西向东绵延约 35 km 抵萨拉乌苏河沿岸(图 2)。结合遥感影像并经实地查核,本文进一步确定了这套古湖沉积的面积。方法是:用 PlanetScope Ortho Scene 3B AnalyticMS 影像(空间分辨率 3 m,4 波段:蓝、绿、红、近红外),筛选 2024 年 6 月云量<5%的影像覆盖目标区域,影像经 Planet 官方提供的辐射定标和正射校正(基于 SRTM 30 m DEM),并利用 6S 模型进行大气校正以

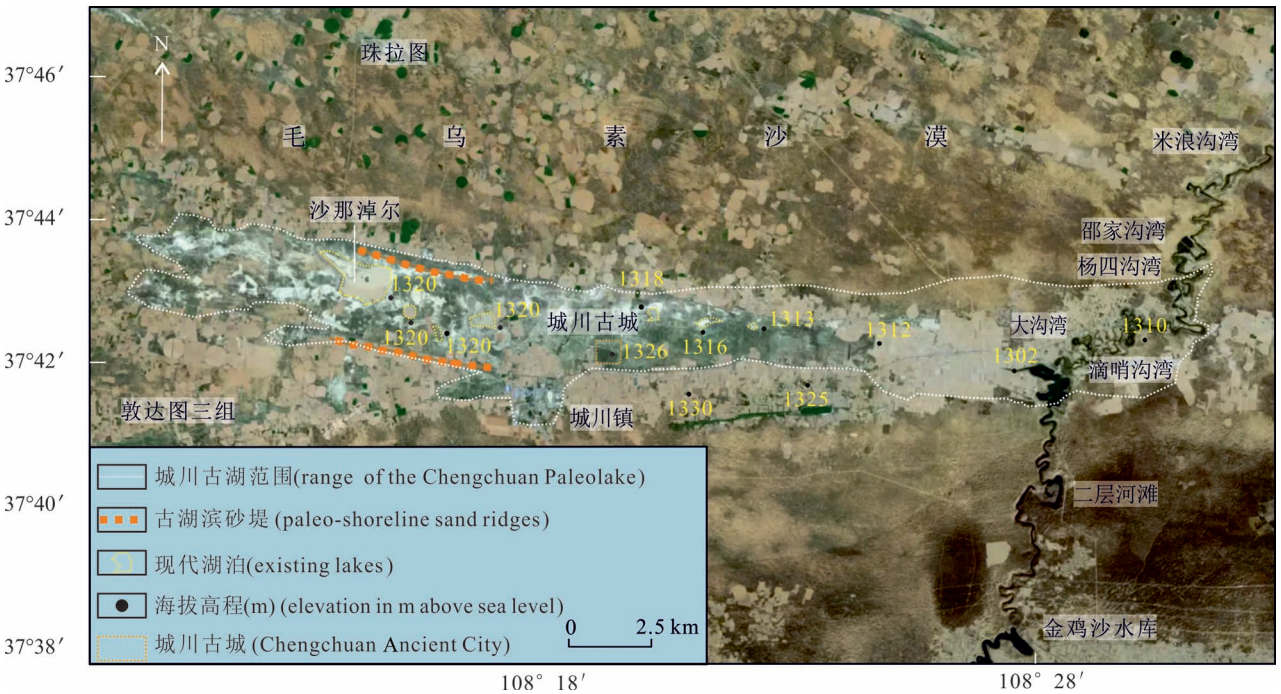

图 2 城川古湖的分布

Fig. 2 The scope of the Chengchuan Paleolake

消除气溶胶散射影响。由两名操作者基于假彩色合成影像(NIR—R—G)手动数字化区域边界,参考永久性地物(如道路),每个区域独立绘制 3 次,剔除离群值后取均值。最后得到古湖范围远不止 100 km^2、而可达 130 km^2(±5 km^2),误差来源于分辨率限制和人为数字化过程。在地势上,这套古湖沉积的地表出露从其分布的最西端向东到萨拉乌苏河畔微微倾斜,比降大致在 1/2000 m,古湖东缘的萨拉乌苏河谷范围也是古湖最低的沉积之地。

3　古湖消亡时间

从城川古湖东部边缘的萨拉乌苏河谷全新统及其年代结果(Liu Kai et al. , 2012; Zhao Hui et al. , 2016; Liu Xiaokang et al. , 2018a,2018b; 牛东风等,2023; Wen Xiaohao et al. , 2023)(图 3 剖面❶—剖面❽)来看,这里的湖泊最迟在进入全新世时业已存在, 如图 3 剖面❶、剖面❷和剖面❹的底部显示的那些前全新世年代。按湖相顶部年龄,这里的湖泊沼泽(泥炭)一直或因古湖边缘沙漠(古流动沙丘砂)导致其沉积间断(见图 3 剖面❶和❼)而断断续续地延续到 1810~1330 a BP。自此之后基本上不复存在,其时间跨度包括了后述的古湖的先秦时期。其中剖面❸(2550±60 a BP)、❹(2250±190 a BP)和❼(2332±181 a BP)的湖沼相年龄暗示秦朝前夜古湖的存在,这也有力地支持了朱士光(1982)关于秦汉时期和武沐(2005)关于东汉时期奢延泽存在的考证。

上述的这里的湖泊沼泽“1810~1330 a BP”和“自此之后基本上不复存在”,其时间范围包括了 6 个、也是目前已知的萨拉乌苏河谷几乎全部全新世湖沼相顶部或近顶部的年龄(图 3 剖面❶—剖面❹,剖面❻、剖面❼)。这些年代结果的平均年龄为 1688 a BP(按距今年龄计算)。虽然,剖面❼^{14}C 的 1366±243 a BP 偏离平均年龄数值较大,但如果按正误差年龄计算也接近 1700 a BP。也就是说,这一大湖结束的时间大致相当于 300 a AD(公元 300 年)左右。基于对萨拉乌苏河谷“古湖最低的沉积之地”的认识,因此将 300 a AD 左右作为这一大湖结束的时间节点是合适的。

虽然,上述剖面显示的萨拉乌苏河谷 1700 a BP 以后或 300 a AD 以来的全新统湖沼相不复存在,但一些学者对剖面❷—剖面❺所示“淡黄色次生粉砂、次生河流粉砂层、浅黄色河流粉砂或细砂、极细河流砂以及冲积或洪积物”这些沉积相,有的认为是冲积物、洪积物,指示出流水作用的存在,而有的则认为属于耕作土或者其他类型。然而,从这些沉

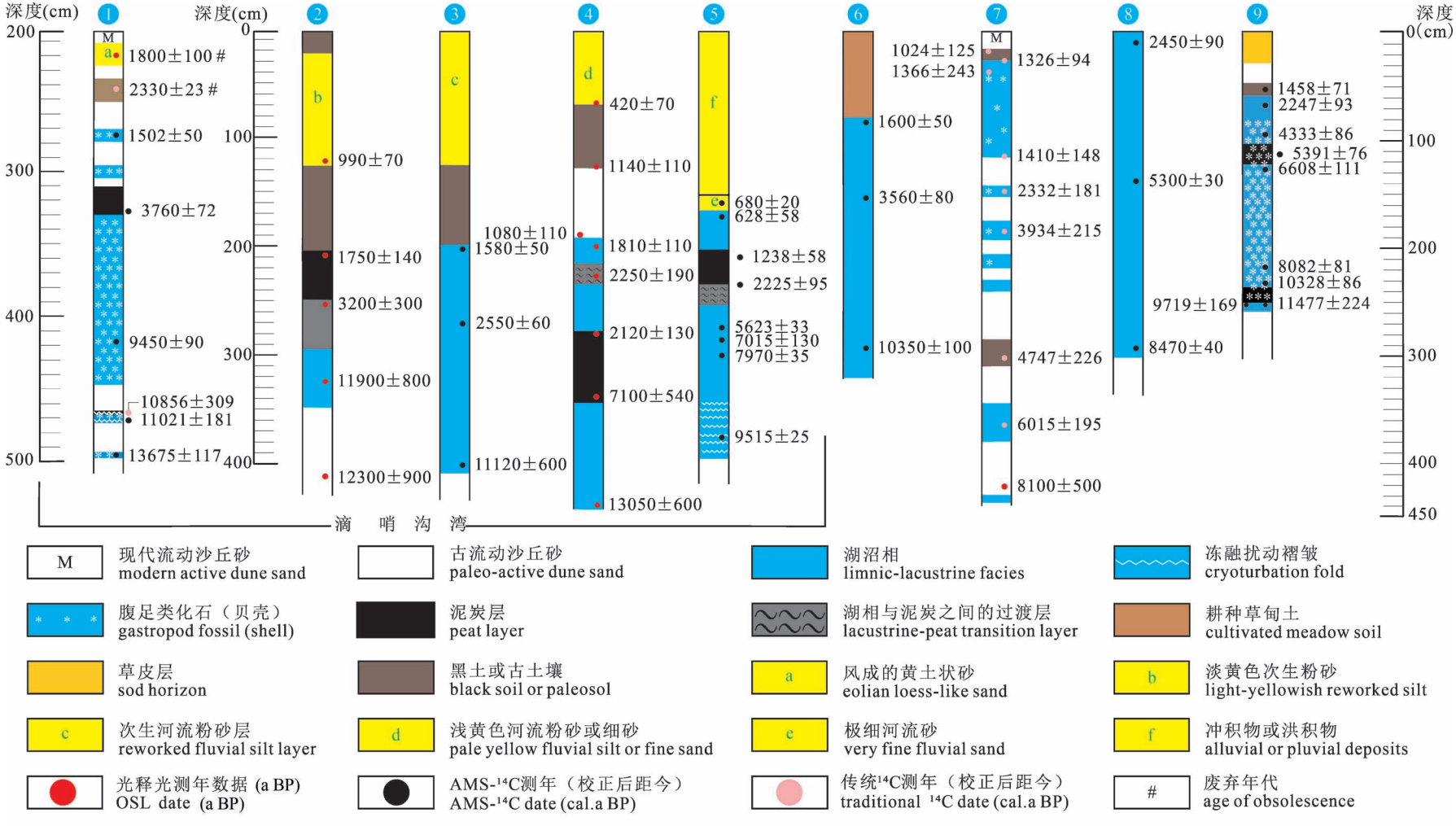

图3 古湖东部边缘和相邻区域的全新统柱状剖面

Fig. 3 Holocene columnar sections at the eastern edge of the Chengchuan ancient lake and in the adjacent areas

❶—本文；❷—Liu Kai et al., 2012；❸、❻、❽—Wen Xiaohao et al., 2023；❹—Zhao Hui. et al.，2016；❺—Liu Xiaokang et al., 2018 a；❼—牛东风等，2023；❾— Liu Xiaokang et al., 2018 b;剖面❶中，王丰年等（2015）曾经使用过的“1800±100 a”和“2300±23 a”，综合考虑新的AMS-14C 数据和剖面❷中Liu Kai et al.(2012) OSL结果，本文将这两个年龄作为“废弃年代”

❶—This paper; ❷—Liu Kai et al., 2012; ❸, ❻, and ❽—Wen Xiaohao et al., 2023; ❹—Zhao Hui. et al., 2016; ❺—Liu Xiaokang et al., 2018 a; ❼—Niu Dongfeng et al.,2023&; ❾— Liu Xiaokang et al., 2018 b; within profile ❶, previously reported ages of 1800±100 a and 2300±23 a (Wang Fengnian et al., 2015&) are reinterpreted as marking the age of obsolescence for the relevant sedimentary units, based on new AMS-14C dating from this profile and OSL (Optically Stimulated Luminescence) results from Profile ❷ (Liu Kai et al., 2012)

积相在岩性上分选颇为均匀且非常发育的垂直节理等特征来看,其主要是风成的黄土状砂质沉积(如剖面❶上的“风成的黄土状砂”)。这说明 300 a AD 以来大湖东缘的萨拉乌苏河谷范围即使有流水堆积,甚至局部洼地出现残存的湖泊环境(如图 3 剖面❺),也不再具备大湖的环境了。因此,现在出露在该河谷沿岸的全新统顶部的湖沼相,即袁宝印(1978)命名的“鄂尔多斯高原面”的主要土体应该终结于大约 300 a AD。

值得注意的是,萨拉乌苏河邻近的海流兔河一带最年轻湖相的 2247±93 a BP 和上覆古土壤 1458±71 a BP 的年代(Liu Xiaokang et al., 2018)(图 3 剖面❾,分布位置见图 1a),后者接近于 1700 a BP 的时间。如果这一看法无误,则表明古湖范围可能在该河流域的存在,且其消亡的时间节点也是在大约 300 a AD。何彤慧等对古湖的研究曾指出,“秦汉以来的 2000 多年中,毛乌素沙地中大湖萎缩分裂、小湖干涸消亡是一个普遍规律(何彤慧等,2010)。”这一看法,似乎也说明 300 a AD 以来作为一个统一的城川大湖的解体和消亡的趋势。

4　大湖消亡的原因

从 3000 a BP 以来的物候温度曲线来看(竺可桢,1973),1000 a BC(公元前 1000 年)~200 a AD(大约 3000~1800 a BP)差不多是一个中国的高温时期。最近,利用树轮记录的多参数分析和基于过程的生理模拟研究(Qin Chun et al.,2025)表明,在这个高温期之内的秦汉时期(270 a BC~77 a AD),我国北方亚洲夏季风区的降水比现今高 18%~34%且夏季风边界在当时向西北方向迁移了 60~100 km,其中深入到鄂尔多斯高原达 200 km。城川古湖恰处在夏季风扩展的鄂尔多斯南部区域。现城川镇的多年平均降水约 350 mm/a,如果按上述秦汉时期较今高出幅度的中间值 26%来计,则那时降水也可高达差不多 450 mm/a。这一数据很好地诠释了秦汉时期大湖的存在。然而,竺可桢的 200~500 a AD 温度曲线显著下降为深谷,300 a AD 前后为此谷之底,且这几百年的气温变化几乎与北半球者(Ge Quansheng et al.,2017)惊人的一致。有趣的是这一“气温谷”最低点恰与大湖结束的时间节点相当耦合。据此并从我国东亚季风区水热配置基本呈正相关(张兰生等,1990;Chen Lin et al., 2024)的视角出发可以认为,秦汉时期一个巨大的城川湖泊和自此(300 a AD)之后的急速消亡与之响应的这种气候的巨变有关。换言之,城川古湖的兴衰似乎与我国乃至北半球气候变化存在逻辑上的关联。

然而,上述看法不可避免的出现一个令人困惑的问题,即竺可桢(1973)的 500~1000 a AD 温度曲线是一个凸起的高温、北半球 500~1300 a AD 也曾几度出现显著的气温高涨(Ge Quansheng et al., 2017),则为什么城川古湖特别是其东缘最低洼的萨拉乌苏河谷不再显示复苏迹象?当将对这一问题的探索视线聚焦到相关的古代文献记载的考证时,发现“300 a AD”不仅是大湖终结的节点,恰恰也是萨拉乌苏河谷区域新构造抬升的起点,这也许是破解这一问题之关键所在。

朱士光(1982)的考证认为“城川古湖在汉代即是史书上所称的奢延泽”。那时的城川古湖与之东部边缘——当时称“奢延水”的萨拉乌苏河是贯通为一体的。《后汉书》中《皇甫张段列传》的东汉建宁元年—168 a AD “至走马水上,寻闻虏在奢延泽”的记载说明那时这个大湖依然存在。至于大湖解体或消亡的时间,武沐(2005)认为奢延泽与奢延水在北魏“郦道元著《水经注》时,两者之间早已无相通的痕迹”。这一看法或许暗示此时的萨拉乌苏河已经出现。实际上,郦道元(470~527 a AD)在其所著《水经注》的《水经·河水注》中已记述了无定河及其相关支流的存在。这一记述并经赵永复(1981)考证,认为萨拉乌苏河在 386~534 a AD 的北魏时期业已存在,那时的萨拉乌苏河与无定河统称“奢延水”,前者相当于奢延水的上游河段;现今无定河的一些其他支流也有记载,如相邻的纳林河和海流兔河(位置见图 1a),那时分别称为“温泉”和“黑水”。显而易见,大湖解体或消亡大体上也就是萨拉乌苏河诞生的时间,应该发生在 168 a AD 的东汉建宁元年——386 a AD 的北魏初年。这与本文的萨拉乌苏河谷湖沼相终结的 300 a AD 相吻合。

根据此前的研究(董光荣等,2017;牛东风等,2023),这个时间节点也恰恰是结束过去一个长达 130 ka 的地壳沉降的“萨拉乌苏地堑”、并继而转为急速上升的如前所述的“构造抬升的起点”。这一看法也与袁宝印(1978)的萨拉乌苏河谷“最高阶地的时代不会早于 2 ka ”的推论基本一致。这是令人鼓舞的。因为,按赵永复(1981)的考证,包括萨拉乌苏河在内的上述无定河及其支流在 300 a AD 嗣后不久的北魏时期出现,而尤其重要的是其已经具备了今日所见的河形。不仅如此,赵永复(1981)所绘《唐宋时期夏州附近图》中的萨拉乌苏河也与其

现今的形态几乎没有什么不同。这清楚地表明,自 300 a AD 萨拉乌苏河诞生、经唐宋并一直延续至今,其河态是一脉相承的。而近年的研究表明,仅在 650~800 a BP 以来萨拉乌苏河就下切了大约 60 m 的深度(Wen Penghui et al. , 2021;Wang Wei et al. , 2022)。如果不是新构造的抬升如何才能使之保持“一脉相承”? 不言而喻,只有在地壳持续抬升的新构造背景下才能够使得所述这些河形得以固定并延续至今日之所见。也正是因为如此,孕生的萨拉乌苏河谷 4~6 级基座阶都被限制在这一狭窄的谷地中(董光荣等,2017;牛东风等,2023)。

现今的萨拉乌苏河位于鄂尔多斯高原面之下最深 80 m 的深度。可以推断,随着 300 a AD 以来的侵蚀基准面的急速的相对下降,尽管期间气候多度转暖(竺可桢,1973;Ge Quansheng et al. ,2017)和必然发生的多度丰沛的降水期,但原来古湖范围的地表径流也大多水土流失注入无定河,随之汇入黄河并最终成东逝之水。

城川古湖消亡的另一个值得关注的因素即是人类活动的影响。以下主要参考历史文献记载的紧连萨拉乌苏河的无定河畔古城——统万城(图 1b)历史时期人口资料对此作一讨论。《水经注》记载的统万城是在西汉奢延县的基础上改建而成。邓辉等(2001)研究表明: ① 奢延县在西汉武帝时期(141~87 a BC)人口已经具有相当规模,其时该县 4508 户,人口 26000 以上。② 统万城从公元 5 世纪初建成到 10 世纪末(994 a AD)被放弃,在这大约 500 多年的时间里,尤其是从十六国时期(304~439 a AD)开始,当地人口基本保持在 20000 人以上。其中,十六国时期人口数字最高,达 40000 人;其次是在北宋初年(960~1022 a AD),人口达 35643. 5 人。③ 这一持续高密度人口的维系,使得当地土地资源长期受到过度耕垦与过度牧放,“终于使得原来一个河流纵横的草原地区逐渐沦为流沙满目的荒凉沙地”。值得注意的是,除了统万城外,在萨拉乌苏河沿岸还分布有大场村古城(汉)和大石砭古城(宋、西夏、元)遗址(王乃昂等,2006)以及古湖区域的城川古城(唐—西夏)遗址(图 1b)。

由此可见,这些古城修建及运作特别是生产活动,如对土地、草地、林地等的“滥垦滥牧滥伐”,也必然辐射到整个城川古湖区域。其结果,除了导致包括先秦时期在内的全新世积淀的湖积物表土裸露与风蚀外,也必然产生对其的改造(如开疆拓土,村舍与城镇建设等)。后者也许起到城川古湖不再复苏的一个加速因素。因为,这一湖积物土质是一相对的“隔水层”,其下伏物质则是数十米厚的具有透水功能的城川组沙漠堆积(李保生等,1993)。人类活动对湖积物的改造势必使之形成无数的“网眼”或“漏斗”——“千疮百孔”并进而筑成大面积古湖土体的“人工排水系统”。显然,伴随新构造抬升与萨拉乌苏河谷的下切,即使在具有较多降水时期的城川古湖区域,由于这种“排水系统”的存在,可利用的地表水也大部流失了。当然,除了大量水流“东逝”外,还成就了萨拉乌苏河谷多达 6 级的基座阶地(董光荣等,2017)。

由此推论,城川古湖消亡和不再复苏的原因可能是气候和新构造抬升共同导致的结果;人类活动则是在这两个因素影响背景下的叠加且加速了这一结果。

5 结论

(1) 通过 PlanetScope 高分辨率遥感影像解译、实地调查与多剖面湖相地层年代验证,获得城川古湖范围约为 130 km^2,较前人认为的这一范围扩展了 30%。

(2) 300 AD 是古湖消亡的时间节点。① 萨拉乌苏河谷 6 个全新世剖面的湖相地层顶部年代平均约 1700 a BP,标志 300 a AD 古湖东缘最低洼处的湖泊环境的终结。②《后汉书》中记载东汉建宁元年(168 a AD)仍存在城川古湖“奢延泽”,此后的《水经注》(386~534 a AD)则记载了北魏时期奢延水——萨拉乌苏河和无定河已经存在,而 300 a AD 的时间节点恰恰介于所述的奢延泽和奢延水的年龄之间,与该地湖相地层顶部年代界定的大湖消亡的时间基本吻合。

(3) 古湖的存在和消亡是气候变化和新构造运动叠加的结果。①气候:我国物候温度曲线显示 1000 a BC~200 a AD 是一个高温时期。受此影响的秦汉时期的城川古湖范围的降水可以高达约 450 mm/a,较现今城川镇降水高出 100 mm/a。200~500 a AD 我国物候温度曲线与北半球者惊人的一致,都显著下降为深谷,300 a AD 前后恰为此谷之底,与大湖结束的时间节点相当耦合。因此认为秦汉时期一个巨大的城川湖泊和自此之后(300 a AD)的急速消亡与之响应的这种气候的巨变存在逻辑上的关联。② 构造:300 a AD 也恰是萨拉乌苏河谷晚第四纪长期的地堑环境进入新构造抬升的起点。其结果,导致的无定河支流——萨拉乌苏河出现并成为

外流水系,尽管 300 a AD 以来我国乃至北半球几度普遍出现高温期,但作为城川古湖最低洼的萨拉乌苏河谷区域的地层也未能记录古湖再度复苏的迹象。

(4) 人类活动。在邻近萨拉乌苏河的统万古城,该城从公元 5 世纪初建成到 10 世纪末(994 a AD),当地人口基本保持在 2 万人以上,而统万城前身的奢延县在十六国时期高达 4 万 人。大量人口的生存与繁衍,特别是人类的生产活动,如对土地、草地、林地等的"滥垦滥牧滥伐",也必然辐射到整个城川古湖区域。这导致具有不透水功能的全新世湖积物的破坏和势必使之形成无数的"漏斗,并进而筑成大面积古湖土体的"人工排水系统"。伴随 300 a AD 以来新构造抬升与萨拉乌苏河谷的下切,即使城川古湖区域具有丰沛降水,可利用的地表水也大部流失了——最终成为贯入黄河的"东逝之水"。但这些人类活动不是决定因素,只是叠加在气候和构造原因之上的导致古湖消亡的一个加速因素。

参 考 文 献 / References

(The literature whose publishing year followed by a "&" is in Chinese with English abstract; The literature whose publishing year followed by a "#" is in Chinese without English abstract)

邓辉, 夏正楷, 王琫瑜. 2001. 从统万城的兴废看人类活动对生态环境脆弱地区的影响. 中国历史地理论丛, 16(2):104~113+126.

董光荣, 李保生, 陈永志. 2017. 萨拉乌苏河晚第四纪地质与古人类综合研究. 北京: 科学出版社, 305~323.

何彤慧, 王乃昂, 黄银洲, 程弘毅. 2010. 毛乌素沙地古城反演的地表水环境变化. 中国沙漠, 30(3): 471~476.

侯仁之. 1965. 历史地理学在沙漠考察中的任务. 地理, (1): 18~20.

侯仁之. 1973. 从红柳河上的古城废墟看毛乌素沙漠的变迁. 文物, (1): 35~41.

焦北辰, 刘明光, 张先恩. 1997. 综合自然区划:中国自然地理图集(第二版). 北京: 中国地图出版社: 65~111.

李保生, 董光荣, 吴正, 高尚玉, 祝一志, 靳鹤龄, 邵亚军. 1993. 我国北方上更新统城川组的建立. 地质论评, 39(2): 91~100.

牛东风, 李保生, 白庆元. 2023. 萨拉乌苏现象. 北京: 地质出版社: 5~9.

王丰年, 李保生, 牛东风, 温小浩, 李志文, 司月君, 郭亿华, 杨志英, 刘恩波. 毛乌素沙漠东南缘 DGS1 层段 $CaCO_3$ 记录的全新世气候变化. 地球环境学报, 2015, 6(3): 145~153.

王乃昂, 何彤慧, 黄银洲, 冯文勇, 程弘毅. 2006. 六胡州古城址的发现及其环境意义. 中国历史地理论丛, 21(3): 36~46.

王尚义, 董靖保. 2001. 统万城的兴废与毛乌素沙地之变迁. 地理研究, 20(3): 347~353.

汪勇, 羊向东, 沈吉, 潘红玺, 肖霞云. 2004. 陕西红碱淖近百年来环境变化的湖泊沉积记录. 湖泊科学, 16(2): 105~112.

武沐. 2005. 城川古湖的变迁. 见: 伍精华, 主编. 民族理论论集. 北京: 民族出版社: 452~463.

杨理华. 1962. 鄂尔多斯第四纪地质调查报告. 黄河中游第四纪地质调查报告. 北京: 科学出版社: 221~254.

袁宝印. 1978. 萨拉乌苏组的沉积环境及地层划分问题. 地质科学, 13(3): 220~234.

张兰生, 史培军, 方修琦. 1990. 中国北方农牧交错带(鄂尔多斯地区)全新世环境演变及未来百年预测. 见:中国北方农牧交错带全新世环境演变及预测. 北京: 地质出版社: 1~16.

赵永复. 1981. 历史上毛乌素沙地的变迁问题. 历史地理, (1): 34~47.

竺可桢. 1973. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 中国科学, (2): 168~169

朱士光. 1982. 内蒙城川地区湖泊的古今变迁及其与农垦之关系. 农业考古, (1): 14~18+157.

Chen Lin, Chen Jie, Shen Zhongwei, Zhao jiaju, Li Mengjing, Huang Xianyu, Liu Jianbao, Zhou Aifeng. 2024. Drought in the Asian summer monsoon region is linked to a weakened interhemispheric temperature gradient. Communications Earth & Environment, 5(1): 432.

Deng Hui, Xia Zhengkai, Wang Bengyu. 2001&. Human Activities´ Influence on the Areas of Weak Ecological Environment in Terms of the Rise and Fall of tongwan City. Collected Papers of Chinese Historical Geography, 16(2): 104~113+126.

Dong Guangrong, Li Baosheng, Chen Yongzhi. 2017&. Comprehensive Studies on Late Quaternary Geology and Paleoanthropology in the Sjara-soos-gol River region. Beijing: Science Press: 305~323.

Ge Quansheng, Liu Haolong, Ma Xiang, Zheng Jingyun, Hao Zhixin. 2017. Characteristics of temperature change in China over the last 2000 years and spatial patterns of dryness/wetness during cold and warm periods. Advances in Atmospheric Sciences, 34(8): 941~951.

He Tonghui, Wang Naiang, Huang Yinzhou, Chen Hongyi. 2010&. S Surface Water Environment Change of the Mu Us Desert During Historic Times: an Ancient-city Perspective. Journal of Desert Research, 30(3): 471~476.

Hou Renzhi. 1965 #. The tasks of historical geography in desert investigations. Geography, (1): 18~20.

Hou Renzhi. 1973#. Changes of the Mu Us Desert in light of the remains of an ancient city on the Hongliu River. Cultural Relics, (1): 35~41.

Jiao Beichen, Liu Mingguang, Zhang Xiane. 1997. Comprehensive Physical Regionalization: Atlas of China's Physical Geography (2nd ed.). Beijing: China Cartographic Publishing House: 65~111.

Li Baosheng, Dong Guangrong, Wu Zheng, Gao Shangyu, Zhu Yizhi, Jin Heling, Shao Yajun. 1993&. The establishment of the upper pleistocene Chengchuan Formation in northern China. Geological Review, 39(2): 91~100.

Liu Kai, Lai Zhongping. 2012. Chronology of Holocene sediments from the archaeological Salawusu site in the Mu Us Desert in China and its palaeoenvironmental implications. Journal of Asian Earth Sciences, 45: 247~255.

Liu Xiaokang, Lu Ruijie, Jia Feifei, Chen Lu, Li Tengfei, Ma Yuzhen, Wu Yongqiu. 2018a. Holocene water-level changes inferred from a section of fluvio—lacustrine sediments in the southeastern Mu Us Desert, China. Quaternary International, 469: 58~67.

Liu Xiaokang, Lu Ruijie, Du Jing, Lyu Zhiqiang, Wang Lindong, Gao Shangyu, Wu Yongqiu. 2018b. Evolution of Peatlands in the Mu

Us Desert, northern China, since the last Deglaciation. Journal of Geographical Sciences, 123(2): 252~261.

Niu Dongfeng, Li Baosheng, Bai Qingyuan. 2023&. The Sjara-Osso-Gol Phenomenon. Beijing: Geological Publishing House: 5~9.

Qin Chun, Yang Bao, Bräuning A, Fredrik C L, Timothy J O, Vladimir S, He Minhui, Kang Shuyuan, Schneider L, Jan E, Ulf B, Jussi G, Huang Danqing, Zhang Peng, Stefanie T, Xoplaki E, Luterbacher J, Nils C S. 2025. Persistent humid climate favored the Qin and western Han Dynasties in China around 2, 200 y ago. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 122(1): e2415294121.

Wang Fengnian, Li Baosheng, Niu Dongfeng, Wen Xiaohao, Li Zhiwen, Si Yuejun, Guo Yihua, Yang Zhiying, Liu Enbo. 2015&. Holocene climate change recorded by $CaCO_3$ in the DGS1 section in the southeast of the Mu Us Desert. Journal of Earth Environment, 6(3): 145~153.

Wang Naiang, He Tonghui, Huang Yinzhou, Feng Wenyong, Cheng Hongyi. 2006&. Discovery of Liuhu State Relic and its significance of environmental indication. Collected Papers of Chinese Historical Geography, 21(3): 36~46.

Wang Shangyi, Dong Jingbao. 2001&. The rise and fall of Tongwan city with the environmental change of Mu Us Sandy Land. Geographical Research, 20(3): 347~353.

Wang Wei, Li Baosheng, Wen Xiaohao, Xu Liubing, Huang Rihui, Feng Jing, Qiu Mingkun. 2022. Abandonment of ancient cities near the Salawusu River valley, China, triggered by stream capture. Communications Earth & Environment, 3(1): 1~12.

Wang Yong, Yang Xiangdong, Shen Ji, Pan Hongxi, Xiao Xiayun. 2004&. A O 1 ka - year record of environmental evolution in Hongjiannao Lake, Shaanxi Province. Journal of Lake Sciences, 16(2): 105~112.

Wen Penghui, Wang Naiang, Wang Yixin, Huang Yinzhou, Cheng Hongyi, He Tonghui. 2021. Fluvial incision caused irreversible environmental degradation of an ancient city in the Mu Us Desert, China. Quaternary Research, 99: 1~13.

Wen Xiaohao, Matt W T, Li Baosheng, Wei Wang, Tim D, Wang Chen, Tian Mengyuan, Qiu Mingkun. 2023. Holocene variations in the Asian Summer and Winter Monsoons reconstructed from extensive lacustrine sediments in the Mu Us Desert, northern China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 623: 111580.

Wu Mu. 2005#. Evolution of the Chengchuan Paleolake. In: Wu Jinghua, ed. Collected Papers on Ethnic Theory. Beijing: Ethnic Publishing House: 452~463.

Yang Lihua. 1962#. Report on the Quaternary Geological Survey of the Middle Reaches of the Yellow River. Beijing: Science Press: 221~254.

Yuan Baoyin. 1978&. Sedimetary environment and stratigraphical subdivision of Sjara Osso-Gol Formation. Scientia Geologica Sinica, 13(3): 220~234.

Zhang Lansheng, Shi Peijun, Fang Xiuqi. 1990#. Holocene environmental evolution and next century forecast for the North China farming—pastoral ecotone (Ordos region). In: Environmental Evolution and Prediction of the Holocene in the Agro - pastoral Ecotone of Northern China. Beijing: Geological Publishing House: 1~16.

Zhao Hui, Sheng Yongwei, Li Bo, Fan Yuxin. 2016. Holocene environment changes around the Sara Us River, northern China, revealed by optical dating of lacustrine—aeolian sediments. Journal of Asian Earth Sciences, 120: 184~191.

Zhao Yongfu. 1981#. Issues regarding the historical changes of the Mu Us Sandy Land. Historical Geography, (1): 34~47.

Zhu Kezhen. 1973#. A preliminary study on the climatic variations during the last 5,000 years in China. Scientia Sinica, (2): 168~169.

Zhu Shiguang. 1982#. The relationship between historical and present changes of lakes in the Chengchuan region of Inner Mongolia and agricultural reclamation. Agricultural Archaeology, (1): 14~18+157.

Range, termination timing and formation mechanisms of the Chengchuan Paleolake in the Mu Us Desert

WEN Yansheng[1)], LI Baosheng[1)], NIU Dongfeng[2)], BAI Qingyuan[3)], WANG Fengnian[4)], SI Yuejun[2)], CHEN Min[1)]

1) *South China Normal University*, *Guangzhou*, 510631;

2) *Lingnan Normal University*, *Zhanjiang*, *Guangdong*, 524048;

3) *Administration Bureau of Salawusu Archaeological Site Park*, *Uxin Banner*, *Ordos*, *Inner Mongolia*, 017300;

4) *Huizhou University*, *Huizhou*, *Guangdong*, 516007

Objectives: This study aims to comprehensively analyze the spatial extent, extinction time, and causes of the Chengchuan Paleolake in the southern Mu Us Desert by integrating multi-source evidence.

Methods: Integrated field investigations, remote sensing imagery interpretation, chronological analysis of Holocene lacustrine strata, and synthesis of historical literature documenting regional lake evolution were employed.

Results: The Chengchuan Paleolake covered ~130 km^2, significantly exceeding prior estimates of 100 km^2, as constrained by newly identified sedimentary boundaries and topographic data. Its extinction occurred around 300 a AD, synchronous with climatic cooling and aridification trends across China and the Northern Hemisphere.

Despite subsequent temperature increases, the lake never recovered due to neotectonic uplift post-300 a AD along its eastern margin. This uplift initiated the formation of the Salawusu River Valley, diverting groundwater and disrupting hydrological stability. Concurrently, human activities modified impermeable Holocene lacustrine deposits, creating artificial drainage systems that accelerated surface water loss into the Salawusu and Wuding Rivers, ultimately integrating the paleolake into the Yellow River system.

Conclusions: The permanent extinction of Chengchuan Paleolake resulted from synergistic drivers: Initial climate-driven aridification triggered decline (~300 a AD); neotectonic uplift established irreversible drainage pathways; and anthropogenic alterations further disrupted hydrology, transforming the basin into part of the Yellow River network.

Keywords: Mu Us Desert; Chengchuan Paleolake; termination timing; climate change; neotectonic uplift

Acknowlegements: This work was supported by the University—Institution Collaborative Program of the Salawusu Archaeological Site Park Administration (No. slws20230508).

First author: WEN Yansheng, Male, born in 2001, master, Quaternary geology and geomorphology; Email: 823109691@qq.com

Corresponding author: Ll Baosheng, Male, born in 1951, professor, is mainly engaged in environmental evolution studies; Email: libsh@scnu.edu.cn

Manuscript received on: 2025-03-31; Accepted on: 2025-07-10; Published online on: 2025-08-20

Doi: 10.16509/j.georeview.2025.08.042 **Edited by**: LI Ming, ZHANG Yuxu