藏东南林芝晚更新世咸水湖

胡燕^①, 季建清^{①*}, 徐芹芹^②, 王峰伊^①, 杨晨^①, 钟大赉^②

① 北京大学地球与空间科学学院, 造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871;

② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

* 联系人, E-mail: grsange@pku.edu.cn

2016-02-17 收稿, 2016-04-07 修回, 2016-04-08 接受, 2016-07-14 网络版发表

国家自然科学基金(41472175, 41302280)资助

摘要 雅鲁藏布大峡谷直白以上地区分布着一系列湖相沉积阶地, 这些阶地代表的古湖泊存续年代及成因特征反映了当时大峡谷地区的地质地理环境, 特别是河流体系的演化. 采用沉积学方法, 对大峡谷入口处鲁霞地区一套湖泊沉积阶地中部与底部各选取一段剖面, 连续采集黏土沉积物, 对中部剖面样品进行¹⁴C定年测试与校正, 得到45~31 ka的年龄区间. 采用X射线粉晶衍射技术(X-ray diffraction, XRD)测定两段剖面中黏土各矿物组成: 2 μm以下矿物中伊利石含量占绝对优势, 次为绿泥石, 蒙脱石和高岭石含量很少. 利用XRD图谱分析伊利石结晶学特征, 发现均具有很低的化学指数(chemical index, CI)和积分宽度(integral breadth, IB), 说明沉积的伊利石富Fe-Mg、结晶程度极好, 产出于物理风化盛行的环境. 结合样品硼元素含量, 使用Couch公式恢复湖泊古盐度大于1‰, 在4.5‰~8.5‰之间, 属于咸水湖范围, 并且两段剖面从底部到顶部盐度持续升高. 鲁霞地区湖泊阶地黏土矿物特征与古盐度揭示出: 在45~31 ka的晚更新世, 甚至更晚时期, 现今雅鲁藏布江河道发育位置存在一个古湖泊. 古湖属于封闭型咸水湖泊, 缺少外流水系, 湖泊沉积的黏土矿物形成与物理风化过程相关, 可能是湖盆周围冰川作用产物.

关键词 西藏东南, 古湖泊, ¹⁴C 年龄, 黏土矿物, 结晶学特征, 古盐度

东喜马拉雅构造结地区的雅鲁藏布大峡谷以其复杂而奇特的水文、地貌、气候特征闻名于世. 作为高原东南部物质卸荷的主要载体和搬运方式, 大峡谷被认为是东喜马拉雅构造结独有的构造地貌形成的原因^[1], 其贯通机制、河流演化、古气候变化, 成为地质学者近些年研究的热点问题.

自20世纪70年代以来, 中外学者陆续在大峡谷直白以上地区发现一系列湖泊沉积阶地^[2~4], 这些沉积阶地的发现为大峡谷贯通机制的研究以及古环境的恢复提供了重要物质基础.

围绕这一系列湖泊沉积阶地的年龄及空间分布特征, 国内外研究者提出了不同解释. 最早有学者利

用化石证据提出这些湖泊阶地形成于晚更新世36 ka前后古乡与白玉冰期之间的间冰期, 其时林芝、米林地区发育湖泊, 现今的雅鲁藏布江尚未贯通^[2]. 这一观点得到古地磁定年与植物孢粉研究的印证, 将湖泊存续年代扩展至40 ka^[5]. 有学者利用现代河谷地貌研究支持了这种观点, 指出湖泊沉积的形成早于雅鲁藏布大峡谷的贯通, 冰后期的河流袭夺贯穿了直白以上一系列湖泊, 形成现今的雅鲁藏布江^[6,7]. 而与之对立的观点认为, 古湖是堰塞湖^[8]. 湖泊沉积物的存在反映了南迦巴瓦峰西坡则隆弄冰川下滑入雅鲁藏布江形成的堵江事件^[9], 湖泊沉积形成于堰塞湖中; 导致湖泊形成的冰川堵江事件发生了一次或

引用格式: 胡燕, 季建清, 徐芹芹, 等. 藏东南林芝晚更新世咸水湖. 科学通报, 2016, 61: 2512~2523

Hu Y, Ji J Q, Xu Q Q, et al. Late Pleistocene salt-water lake in the Linzhi area, southeastern Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 2512~2523, doi: 10.1360/N972015-01109

数次, 不同时期沉积阶地对应于不同期次堵江事件, 并与气候事件相耦合. 湖泊成因的堰塞湖假说同时表明雅鲁藏布江的贯通和雅鲁藏布大峡谷的形成早于湖泊阶地的沉积^[10-17], 堰塞湖在跃动冰川的活动下周期性形成和溃决, 巨大的水动力是塑造大峡谷陡峭地貌的重要因素, 同时也减缓了雅鲁藏布江从河流裂点处的溯源侵蚀^[18]. 更新的研究认为, 雅鲁藏布江在2~2.5 Ma即已沿现今河道, 这一时期的构造抬升是形成峡谷地貌的原因, 强烈的河流侵蚀作用是抬升的结果而非原因^[19,20]. 在这种观点下, 万年级的湖泊阶地形成时间远远晚于河流贯通事件, 这些阶地代表了堰塞湖沉积.

大峡谷直白以上地区的湖泊沉积阶地在前人的研究中起到了重要的构造地貌与古环境指示意义. 前人的研究一方面注重区域内湖泊阶地的广泛调研^[2], 在多个阶地获得年代学资料, 并与古气候信息相参照^[10-12,15-17]; 另一方面针对于河流地貌^[6]与河道沉积^[19]开展研究, 这两方面工作都对古湖泊的成因给出推论, 但针对湖泊阶地本身展开的沉积学研究较少, 目前局限于宏观沉积特征描述^[16]、孢粉组合^[21]和磁学参数分析^[22,23]. 湖泊沉积物是湖泊演化的产物, 因此, 它们能反映湖泊的类型^[24]. 本文选取了位于古湖盆中心鲁霞地区的一个巨厚黏土沉积阶地作为研究对象, 确定剖面连续采样, 通过沉积物的化学成分、矿物特征, 并辅以年代学数据, 探讨古湖

泊类型和成因, 并试图为大峡谷地区水系演化问题提供一定启示.

1 材料与方法

1.1 野外特征与样品采集

前人在野外研究中发现, 大峡谷直白以上地区有大量湖相沉积阶地, 分布范围在八一镇以南、米林以东(图1). 通过对该区域各湖相沉积阶地顶部高程及沉积相分析, 四周较中部略高, 四周沉积物发育中细砂沉积并伴有小的交错层理及波痕, 为湖滨相沉积; 而中部为稳定深水相沉积, 整体构成一个广阔的湖盆^[6].

本文野外工作区域位于尼洋曲入江口以东的鲁霞地区, 处于整个湖相沉积阶地分布区核心. 沉积阶地厚度约16 m, 整体为灰白色黏土沉积, 具典型的明暗相间的韵律层理(图2(a), (c)). 阶地底部为灰色粉砂、细砂沉积.

在沉积阶地的中部及底部各选取了一段剖面, 去除目标剖面表层沉积物, 将不锈钢圆筒以平行于沉积层理的方向击入一定深度, 以保证样品间不发生混合. 间隔10 cm, 连续采样, 使用自封袋将样品编号、封存(图2(b)). 中部剖面顶端距整个沉积阶地顶部约3.1 m, 样品为灰白色黏土沉积, 可见水平纹层; 样品编号自上至下为LXM-1~LXM-14, 采集厚度约1.45 m. 下部

图1 雅鲁藏布大峡谷地区湖泊阶地分布及采样位置图(29°27'39"N, 94°39'17"E)

Figure 1 Geographic map showing the location of the lacustrine terraces and samples site (29°27'39"N, 94°39'17"E)

图2 采样点野外照片与样品电子显微镜照片. (a) 采样湖泊阶地整体照片; (b) 中部采样剖面; (c) 湖泊沉积中明暗相间的韵律层; (d) 中部剖面样品LXM-3电子显微镜照片与主要矿物

Figure 2 Outcrops and scanning electron microscope (SEM) image of sample LXM-3. (a) The sampling lacustrine terrace; (b) the middle sampling profile; (c) alternately dark and bright bedding in the lacustrine sediments; (d) the SEM image of sample LXM-3 and its mineral composition

剖面底部距整个沉积阶地底部约30 cm; 样品编号自上至下为LXL-1~LXL-13, 其中LXL-1~LXL-6为灰白色薄层黏土沉积, 层厚约8 mm; LXL-7~LXL-13为厚层黏土沉积, 层厚约60 cm.

在整个沉积阶地中, 实地可观测并采样的下部及中部剖面除层厚存在上述差别, 其余野外沉积特征类似. 颜色均呈现灰白色, 沉积物粒径细小、均一, 在手标本尺度判断为黏土沉积物, 并存在明暗层相间的沉积纹泥, 一个韵律层厚约1.5 cm. 这些野外特征反映该沉积阶地记录的是稳定的湖泊沉积序列, 属于深水相沉积, 其时深水处湖水平静, 故而保存有完好的原生沉积层理.

1.2 室内研究方法

对中部和底部剖面27个黏土沉积样品在北京大学造山带与地壳演化实验室采用X射线荧光光谱仪熔片法进行主量元素测试; 间隔选取11个样品采用等离子质谱仪测试微量元素含量, 对全部样品测试硼元素含量, 实验在国家地质实验测试中心进行.

中部剖面利用 ^{14}C 年代学方法针对黏土所含有机碳总量进行测量, 限定剖面年龄, 测试在迈阿密

BETA实验室进行, 并使用OxCal 4.2软件对实验获得的 ^{14}C 年龄进行日历校正.

为确定样品中黏土矿物组分与相对含量, 将沉积物充分分散后, 利用斯托克斯公式提取其中 $<2\ \mu\text{m}$ 的黏土颗粒, 制成定向片, 在北京大学化学学院高分子系进行X射线衍射分析(XRD). 实验使用X'Pert Pro型衍射仪, $\text{CuK}\alpha$ 辐射, 管压40 kV, 管流40 mA, 扫描角度 $2^\circ\sim 30^\circ 2\theta$, 步长 0.0167113° , 对于每一个样品, 在不同状态下测量3次, 分别是自然状态下定向片、经乙二醇蒸汽饱和和处理定向片与经加热处理(550°C , 2 h)定向片. 通过对同一样品在3种状态下获得的XRD图谱进行对比分析, 可以获知矿物种类^[25]. 进一步分析各矿物相对含量, 这主要取决于黏土矿物(001)晶面的衍射峰面积, 结合本实验中矿物组合特点, 使用MDI Jade 6.0软件分析样品乙二醇曲线. 选取4:1:2作为蒙脱石、伊利石、高岭石和绿泥石之和三者的参比强度, 17, 10, 7 Å三个峰的衍射面积分别代表这3类矿物含量, 再利用3.57和3.54 Å峰的衍射面积比换算出高岭石和绿泥石的相对含量^[26].

对黏土矿物XRD图谱的分析可以获得矿物结晶学信息, 其中伊利石的结晶度与晶层间 K^+ 受淋滤而

脱离晶格的强烈程度有关,因此伊利石结晶度常用来反映矿物形成时的降水量大小与母岩遭受化学风化程度^[27]。伊利石结晶度有许多指标,在有关气候恢复的研究中,常采用伊利石10 Å峰的积分宽度IB(Integral Breadth)表示^[28]:

$$IB = \frac{10 \text{ Å衍射峰积分面积} \times \text{步长}}{10 \text{ Å衍射峰最大强度}} \quad (1)$$

IB指数小于0.4时,表明伊利石结晶程度极好;0.4~0.6范围内表明结晶程度好;0.6~0.8这一区间说明结晶程度中等;大于0.8时表明结晶程度差^[29]。

另一个反映伊利石成分特征的参数是伊利石的化学指数CI(Chemical Index),用乙二醇曲线上5与10 Å衍射峰面积比值确定。当这一比值小于0.4时,伊利石化学成分富Fe-Mg,说明其成因以物理风化为;当比值大于0.4时,伊利石化学成分富Al,表明经历了化学风化解作用形成^[29]。

1.3 古盐度恢复

研究区沉积物为黏土矿物,碳酸盐等生物相关沉积物很少,针对样品特性,硼元素法是最适宜的古盐度恢复方法^[30]。

黏土矿物吸收、固定硼的数量与水体中硼含量相关,而水体中硼的含量与水体盐度呈线性关系,硼含量与盐度的线性关系既适用于咸水,也适用于淡水;已有的实验数据表明,在0~70‰的盐度范围内,这一线性关系均成立^[31]。黏土矿物对硼的吸附分为两个步骤进行,首先硼元素被吸附于矿物表面,这一过程进行迅速,然后由矿物表面缓慢进入晶格内部。无论硼元素以何种形式附着于矿物,这一吸附过程均不可逆,不会因后期环境条件的变化而改变^[32]。因此,根据湖泊黏土沉积物中硼的含量可以恢复水体盐度。前人发现并总结了硼含量与水体盐度的关系,提出了佛伦德奇吸收方程,黏土矿物吸收的硼含量与水体盐度呈双对数关系:

$$\log B = C_1 \log S + C_2, \quad (2)$$

式中, B 为黏土矿物吸收硼含量(10^{-6} g), S 为水体盐度(‰), C_1 和 C_2 为常数^[33]。

前人结合实验与实测数据,提出了不同的盐度计算公式^[34,35]。其中最符合地质实际并广为应用的是Couch提出的方法,因为这一方法考虑了不同种类黏土矿物对硼元素的吸收能力不同,从而将全岩硼转化为“校正硼”,更能反映黏土对硼的吸附程度:

$$B^* = \frac{B_{\text{样品}}}{4x_i + 2x_m + x_k}, \quad (3)$$

式中, B^* 表示校正硼, x_i , x_m , x_k 分别表示样品中伊利石、蒙脱石和高岭石的质量分数,三者系数由矿物对硼的吸收强度确定^[31]。结合佛伦德奇吸收方程,利用校正硼含量换算古盐度可得:

$$\lg S = \frac{(\lg B^* - 0.11)}{1.28}. \quad (4)$$

该方法最早应用于海相环境古盐度恢复,随后也应用于陆相环境古盐度的研究,并将硼元素法获得的古盐度与古生物等方法相对比,支持了Couch法对于恢复陆相环境古盐度的可靠性^[36~40]。Couch法忽略了成岩作用对黏土矿物造成的影响,应用于第四纪之前的已成岩的样品,最好加以校正^[41]。本文采集样品尚未成岩,且含有多黏土矿物,适合利用Couch校正公式(3)和(4)计算湖泊古盐度。

2 结果

2.1 湖相沉积物显微镜下特征

在电子显微镜下观察,各样品成像差别不大。以中部剖面样品LXM-3为例,在扫描电子显微镜下观察并通过能谱分析确定代表矿物组分(图2(d))。在二次电子图像下,矿物主要分为5种:(1)高岭石,表面具大量细小凹坑,边缘不平整,显微镜下明度较暗,从几微米到几十微米不等;(2)绿泥石,颜色明亮,长约10 μm;(3)伊利石,含量较多,颜色较亮,呈叶片状、针柱状,长度在几微米范围内;(4)石英,表面光滑,边缘圆滑,粒度约10 μm;(5)钾长石,表面较光滑,与石英类似,但磨圆较差,粒度约10 μm。上述黏土矿物在显微镜下呈集合体产出。

2.2 湖相沉积年代测定

^{14}C 年龄测试结果显示,样品年龄上限为27360±140 a BP,下限至41090±700 a BP,各样品年龄分布不符合层序;相应的日历校正年龄则分布在45000~31000 a BP的年龄区间内。有研究者在同一沉积阶地采样,对与LXM-14同层位的黏土进行光释光定年测试,测试结果为25.7±1.7 ka;在本文工作的中部剖面之上,阶地埋深1 m处的黏土样品光释光定年结果为20.3±2.5 ka^[7]。

2.3 主要黏土矿物组成特征

对样品经充分分散制成的定向片进行XRD测试, 分析对比普通片、乙二醇饱和片 and 高温片3种图谱, 得到各种黏土矿物的种类与相对含量(图3). 采集的两个剖面样品成分比较均一, 由4种黏土矿物构成, 按相对含量由多到少依次为: 伊利石(It)含量79%~93%; 绿泥石(Ch)含量5%~17%; 高岭石(Ka)含量0~4.6%; 蒙脱石(Sm)含量0~1.5%. 其中, 伊利石含量占绝对优势, 采自底部剖面下部厚层黏土沉积的7个样品, 其伊利石含量均超过90%; 上部各样品中伊利石含量略有下降, 但仍居主导位置. 分析伊利石主要的结晶学特征, 其化学指数(CI)非常小, 在0.04~0.16之间, 小于伊利石两种化学成分端元的临界值0.4, 说明成分富Fe-Mg. 用于表征伊利石结晶度的参数, 积分宽度(IB)值也很低, 分布在0.3~0.6之间, 部分样品IB值小于0.4, 这表明所有样品中伊利石结晶

程度达到好或极好级别.

2.4 地球化学主要成分及特征

对样品的化学成分进行分析(图4), 样品LXL-7~LXL-13所代表的厚约60 cm的沉积序列中, 与上部样品相比, 主量元素Fe、Mg和Ti含量发生明显变化. 底部7个样品所含Fe、Mg和Ti含量相对一致且高于上部沉积物. 分析各样品微量元素含量, 几种典型相容元素, 如Cr、Co、Ni和V在测试样品中同样呈现分段规律, 底部样品中相容元素含量明显高于上部沉积物中赋存量, 与主量元素所示趋势一致. 黏土样品中硼的含量与沉积时水体盐度直接相关, 两段剖面从底部到顶部样品的硼含量总体呈现逐渐增加的趋势, 底部硼含量在30~40 $\mu\text{g/g}$ 之间, 上部样品的硼含量升高, 达到60~70 $\mu\text{g/g}$ 范围内. 湖泊古盐度在4.5‰~8.5‰之间, 两段剖面从底部到顶部盐度持续升高.

图3 采样剖面黏土矿物含量、伊利石化学指数(CI)、结晶度指标(IB)变化与剖面沉积类型、光释光年龄分布示意图

Figure 3 The content of clay minerals, chemical index (CI) and integral breadth (IB) of illites, and Optically Stimulated Luminescence (OSL) and radiocarbon age of the sampling profile

图 4 采样剖面黏土化学元素含量、古盐度(S‰)变化图

Figure 4 The chemical concentration of clay minerals and change of paleosalinity in the sampling profile

3 讨论

3.1 鲁霞湖泊沉积的年代

本文采用 ^{14}C 方法经校正获得的年龄为45~31 ka, 这一结果相比于光释光年龄值明显偏老(表1). 两种方法的差异受到湖泊沉积物在 ^{14}C 定年中局限性的影响. 首先, 湖泊沉积黏土中用于测试的有机物成分复杂, 包括腐植酸、胡敏素、脂质等, 其不均一的生物化学性质可能影响到定年结果的准确性. 其次, 在湖泊沉积环境中, 年龄较老的碳组分会随水流搬运进湖盆, 与湖泊内部和沉积作用近于同时的有机质相混合, 使得整体年龄值偏老, 并且破坏了不同层位间的年龄序列^[42].

由于光释光年代学方法针对的是样品埋藏年龄, 因此本文中 ^{14}C 年龄上限可与光释光年龄值相参照, 反映出阶地中段的沉积年龄不晚于 27360 ± 140 a BP. 在前人的研究中, 大峡谷地区的湖泊沉积物存在更早的年龄数据, 林芝砖瓦厂附近湖泊沉积阶地底部古藤本植物化石的放射性碳同位素年龄 ≥ 36 ka^[2]; 利用古地磁方法获取的八一镇古湖沉积年龄不足40 ka^[5]; 米林县南伊沟湖泊沉积阶地植物碎屑的放射性碳同位素年龄大于43 ka^[6]; 有学者在实验和前人年龄数据基础上, 总结出大峡谷地区存在3个湖泊时期, 包括75~40 ka的中晚更新世^[10,15]; 徐芹芹^[7]采

用光释光方法得到了大峡谷地区29.8~15.0 ka之间的湖泊沉积记录; Huang等人^[16]对米林-林芝地区不同海拔(2950~3100 m)多个湖泊阶地进行光释光年龄测试, 年龄序列与沉积层序一致, 表明这些湖泊沉积物在45~27 ka内连续沉积, 本文采样剖面位于该研究区, 剖面海拔在2960~2980 m之间, 年龄区间属于35~30 ka, 可与本文实验数据参照; 更新的研究中, 通过对湖泊沉积更大范围的采样、定年, 分析年龄数据分布特点, 认为不存在多期古湖, 从老于41 ka直至13 ka, 大峡谷入口处始终是湖泊环境^[17]. 综合上述年龄数据, 可以推测大峡谷古湖泊的存在时间覆盖了中-晚更新世数万年时间, 最老的年龄达到75 ka, 而大多数年龄分布在45~13 ka, 本文实验数据43~29 ka也在这一年龄区间.

前人曾提出青藏高原及其北面邻区在40~25 ka(甚至延续到20 ka)存在一个大湖广布的时期, 其时高原上分布的湖泊面积是现代湖泊面积的数倍到数十倍, 称为青藏高原大湖期^[43]. 从湖泊沉积阶地分布来看, 现今青藏高原大量小型内陆咸水湖、盐湖是大湖期以来湖水退缩的残留, 与本研究的鲁霞古湖泊同一时期, 但由于大峡谷地区地貌形态与演化的复杂性, 这些保存下来的湖泊沉积阶地分布不能对古湖的形态提供有力的证据. 本文所采集样品位于大峡谷古湖泊的湖盆中心位置, 综合上述年龄数据, 该湖泊存在时间与大湖期相吻合, 适宜的气候环境使得大湖广布成为可能. 前人提出的冰川堵塞河道并不是大峡谷古湖泊形成的必要条件.

本文选取的鲁霞湖泊沉积的形成是万年级事件, 考虑到雅鲁藏布江中下游的水动力条件, 存续时间达到万年尺度的堰塞湖是难以实现的. 20世纪中叶, 雅鲁藏布江曾发生过则隆弄冰川跃动阻江事件, 但一夜之间冰坝即被冲溃, 堰塞湖随之迅速消亡^[44]. 目前主流的堰塞湖假说解释大峡谷古湖泊为多期冰川堵江事件形成, 冰川堵江形成堰塞湖的一个著名例证是美国密苏拉(Missoula)湖, 在晚更新世时期, 约16~12 ka BP的时限内, 密苏拉湖周期性的形成与溃决可达40次^[45]. 依此假说可以推断, 每一期河流堰塞事件应伴随成分和粒度存在差异的河流相沉积物进入湖盆, 故而在沉积剖面中存在河流相与湖相沉积的互层. 而在本文的研究中, 通过对沉积剖面的野外考察、并结合电子显微镜观察, 可以确知在沉积阶地采集样品主体为典型黏土沉积, 80%以上的沉积

表1 中部剖面 ^{14}C 年龄与日历校正年龄结果

Table 1 The conventional radiocarbon age and calibrated results of the middle sampling profile

样品编号	海拔(m)	^{14}C 年龄(a BP)	校正年龄(a BP)
LXM-1	2981.3	32340 $\pm$ 240	36842~35666
LXM-2	2981.2	36230 $\pm$ 410	41671~40021
LXM-3	2981.1	40240 $\pm$ 640	45051~42867
LXM-4	2981.0	37070 $\pm$ 390	42225~40930
LXM-5	2980.9	39110 $\pm$ 560	44013~42211
LXM-6	2980.8	32120 $\pm$ 220	36479~35514
LXM-7	2980.7	35650 $\pm$ 370	41167~39449
LXM-8	2980.6	38250 $\pm$ 510	43122~41727
LXM-9	2980.5	29780 $\pm$ 220	34312~33547
LXM-10	2980.4	33610 $\pm$ 280	38671~37001
LXM-11	2980.3	41120 $\pm$ 700	45893~43367
LXM-12	2980.2	27400 $\pm$ 140	31469~31046
LXM-13	2980.1	36900 $\pm$ 380	42102~40762
LXM-14	2980.0	35080 $\pm$ 360	40480~38786

物粒径限制在10 μm 以下,其中主要黏土矿物组分为伊利石、绿泥石,并存在粒径在泥一级别的石英、长石颗粒.不同样品间沉积特征一致,不存在河流堰塞成湖过程中河流相沉积物的混入.在本研究选取的剖面内,前人推测的冰川堵江事件并未得到显示.

3.2 黏土沉积物的来源与湖泊类型

通过对样品XRD图谱的分析,发现黏土矿物中伊利石含量占到绝对多数,平均含量可达88%,次为绿泥石,平均含量为9%.黏土矿物组合是揭示形成时气候与风化条件的重要证据,因此在不同环境下,黏土矿物组合特征不同^[46].伊利石与绿泥石形成于岩石物理风化作用强烈的环境下,现代正在进行的沉积作用中,这两种矿物大量富集于高纬度大陆土壤和海洋沉积物,代表了相对干冷的物源环境^[27,29].而伊利石的化学指数(CI)和积分宽度(IB)进一步反映了气候环境,本文中样品化学指数平均值为0.10,积分宽度平均值为0.39,为富Fe-Mg、结晶度极好的伊利石,形成于低温干燥、化学风化受到抑制的环境下.

前人在林芝地区湖相沉积物中发现的动植物化石表明,林芝盆地内部为温暖湿润的自然环境;而同时发现的植物孢粉则包括冷杉等寒冷气候下生长的树种,这反映了局部地区气候垂直分布的特征:周围的高山环境与盆地内自然条件差异很大,海拔向上迅速转冷^[2].本文对矿物成分和结晶特征的分析与化石证据相吻合,阶地中的黏土沉积物应当来自湖盆周围山地,寒冷气候下的物理风化过程是以伊利石、绿泥石为主的黏土矿物组合形成的稳定条件.

剖面的化学组分特征将样品总体划分为两组,底部(LXL-7~LXL-13)具较高含量的Fe、Mg、Ti和典型相容元素Cr、Co、Ni和V,而这些元素在该段之上的样品中含量均较低.这反映了两组黏土沉积物具有不同物源.古湖泊分布区域附近,以南迦巴瓦峰为核心,是冰川作用强烈的地区.受降水因素的制约,现代时期南迦巴瓦峰各坡向雪线高度存在差别,西北坡为4800 m左右,南坡雪线在4300~4400 m高程^[47].在末次冰期间,全球平均温度比现代时期降低约8℃,按5.5℃/km的温度梯度计算,末次冰期的雪线高度较现代雪线高度应下降约1200 m^[48].在南迦巴瓦峰西坡格嘎至白曲登一带,亦即古湖泊湖盆边缘位置,有末次冰期早期的冰碛物大量分布,可达海拔2900 m区域^[47].可见在样品沉积时段内,湖盆周边冰川活

动带来的冰碛物是湖泊沉积物的重要来源,不同的沉积样品物源反映了不同时期不同区域的冰川活动在沉积物的供应上起到主导作用.

尽管黏土的来源存在变化,但区域岩性主要为以前寒武纪印度大陆结晶基底为原岩的高级变质岩及冈底斯岛弧岩浆岩^[49],由于不存在硼含量极高的膏岩沉积区作为物源,因此,来自黏土物源区的继承硼含量对结果不会造成显著影响.尽管继承硼的影响在Couch古盐度恢复算法中无法定量排除,但值得注意的是本文硼含量的变化趋势,从剖面底部到顶部不断升高:底部硼含量小于40 $\mu\text{g/g}$,上部硼含量大于40 $\mu\text{g/g}$,最高可至75 $\mu\text{g/g}$;在前人的研究中,样品硼含量达到40 $\mu\text{g/g}$ 即有可能为海相地层^[50].进一步利用Couch校正公式计算古盐度,研究区域的古湖泊盐度从4.5‰升高至8.5‰,校正硼与古盐度参数的变化趋势指示了湖水盐度不断升高的事实.

在水体化学性质的研究中,水体盐度或矿化度是一个重要指标,依据不同使用习惯,“盐度”常用于描述海洋环境,“矿化度”更多地应用于陆地上的天然水体,两个概念均可用于描述湖泊内盐类物质积累程度及其自然环境,盐度1‰与矿化度1 g/L地质意义等价.按湖水矿化度或盐度划分,矿化度小于1 g/L(盐度小于1‰)为淡水湖,矿化度在1~35 g/L之间(盐度1‰~35‰)为咸水湖,矿化度大于35 g/L(盐度大于35‰)为盐湖.西藏最大湖泊纳木错,也是我国第二大咸水湖,湖水矿化度约1.715 g/L^[51].咸水湖的成分和浓度范围变化复杂,对盐度下限有不同分类,也有学者根据生物在湖泊生存的临界盐度为标准,用5‰作为淡水和咸水的界限^[52].无论依照何种标准分类,本研究中古湖泊属于咸水湖,并且盐度逐渐升高.咸水湖的形成和存在需要满足3个基本条件:(1)水体的出流必须受到限制,例如在水文上是封闭盆地;(2)蒸发作用导致的出水量大于入水量;(3)入水量足够维持静止水体^[52].过去的研究认为,大峡谷以上的湖泊沉积仅代表某时期雅鲁藏布江局部环境,是河谷中的一个外流湖泊,上游仍与河流相连通,并非一个封闭的内陆湖泊^[12].这种认识与本文对湖泊古盐度的恢复相矛盾,实验与计算结果反映了研究区古湖为封闭型湖泊,沉积物来自冰川剥蚀作用,冰川融水为进入湖盆的重要水源,而缺少外流水系的封闭环境使得湖盆内水体盐度积累,在数万年的稳定演化中,盐度逐渐升高,向咸水湖方向演化.

现今的西藏是我国湖泊最多的地区,湖泊总面积占全国湖泊面积30%^[53]. 西藏湖泊在地理上可以分为3个区域,88.5%湖泊位于藏北,10.5%位于藏南,仅1%位于藏东南. 这3个区域湖泊在盐度上呈现出自东南向西北、自南向北升高的趋势:藏东南湖泊矿化度仅为0.1 g/L(盐度0.1‰),属于淡水湖;藏南湖泊矿化度在0.4~6.0 g/L(盐度0.4‰~6‰),淡水湖咸水湖均有;藏北南部矿化度在1~45 g/L(盐度1‰~45‰),藏北北部矿化度可升高至22~300 g/L(盐度22‰~300‰),主要为盐湖^[3]. 大峡谷入口所处的藏东南地区,湖泊分布稀少,堰塞湖是本区重要类型,如然乌错、易贡错等,这些湖泊都是外流湖,盐度低,属于淡水湖. 然乌错湖水矿化度为0.32 g/L,易贡错矿化度为0.089 g/L^[51]. 本文研究中的鲁霞古湖泊矿化度达到4.5~8.5 g/L,与上述湖泊矿化度有量级的差别,与现今藏东南湖泊特征不吻合. 这反映了古湖泊存续期间,藏东南水文体系与现今并不一致,古咸水湖

占据了现今雅鲁藏布江的河道位置.

4 结论

对鲁霞地区巨厚湖泊阶地进行沉积学分析,选取底部和中部剖面连续采样,对中部剖面样品进行¹⁴C定年测试与校正,得到45~31 ka的年龄区间,与前人研究中的青藏高原大湖期相吻合. 采用XRD技术测定两段剖面中黏土各矿物组成,黏土矿物以伊利石和绿泥石为主;分析图谱反映的结晶特征,沉积的伊利石富Fe-Mg、结晶程度极好,产出于物理风化盛行的环境,冰川作用是沉积黏土的主要成因. 结合样品硼元素含量,使用Couch公式恢复湖泊古盐度在4.5‰~8.5‰之间,向上不断升高,属于咸水湖范围.

鲁霞地区湖泊阶地的上述沉积特征揭示:本文研究的古湖属于缺少外流水系的封闭型咸水湖泊,并非冰川堵江形成的暂时性堰塞湖;该咸水湖在晚更新世存在于现今雅鲁藏布江河道发育位置.

致谢 感谢米玛次仁、西绕、仁青次仁在西藏野外考察中的协助,审稿人为本文提供了宝贵意见,在此一并感谢.

参考文献

- 1 Zeitler P K, Meltzer A S, Koons P O, et al. Erosion, Himalayan geodynamics, and the geomorphology of metamorphism. *GSA Today*, 2001, 11: 4–9
- 2 Chen W Y. The natural environment of Linzhi Basin, Tibet, during Late Cenozoic (in Chinese). *Vertebrat Palasiat*, 1980, 18: 52–58 [陈万勇. 西藏林芝盆地新生代晚期的自然环境. 古脊椎动物与古人类, 1980, 18: 52–58]
- 3 Zhang R Z, Zheng D, Yang Q Y. *Physical Geography of Tibet* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1982 [张荣祖, 郑度, 杨勤业. 西藏自然地理. 北京: 科学出版社, 1982]
- 4 Liao G Y. The discovery and significance of ancient lakes in Zhibai, Yarlung Zangbo Gorge (in Chinese). In: Abstract Collection of Article of Geology and Resources in Tibetan Plateau and Adjacent Regions Symposium. 2003. 107–108 [廖光宇. 雅鲁藏布江大拐弯地区直白古湖的发现及其意义. 见: 青藏高原及邻区地质与资源环境学术讨论会论文摘要汇编. 2003. 107–108]
- 5 Yin G H, Zhang L Q, Bao G, et al. New knowledge of the Quaternary strata of the Linzhi Area, Tibet (in Chinese). *J Stratigr*, 2005, 29(Suppl 1): 626–630 [尹光侯, 张留青, 包钢, 等. 西藏林芝地区第四系新知. 地层学杂志, 2005, 29(Suppl 1): 626–630]
- 6 Chen J J, Ji J Q, Gong J F, et al. Formation of the Yarlung Zangbo Grand Canyon (in Chinese). *Geol Bull China*, 2008, 27: 491–499 [陈建军, 季建清, 龚俊峰, 等. 雅鲁藏布江大峡谷的形成. 地质通报, 2008, 27: 491–499]
- 7 Xu Q Q. Post-glacial cutting of rivers influences drainage patterns in the southeastern Tibetan Plateau (in Chinese). Postdoctoral Research Report. Beijing: Institute of Geology and Geophysics, CAS, 2013 [徐芹芹. 冰后期河流下切对藏东南水文体系的影响. 博士后研究报告. 北京: 中国科学院地质与地球物理研究所, 2013]
- 8 Li B Y, Wang F B, Zhang Q S, et al. *Quaternary Geology in Xizang* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1983 [李炳元, 王富葆, 张青松, 等. 西藏第四纪地质. 北京: 科学出版社, 1983]
- 9 Zhang W J. Some features of the surge glacier in the Mt. Namjagbarwa (in Chinese). *Mountain Res*, 1985, 3: 234–238 [张文敬. 南迦巴瓦峰跃动冰川的某些特征. 山地学报, 1985, 3: 234–238]
- 10 Zhu S, Wu Z H, Zhao X T, et al. Glacial dammed lakes in the Tsangpo River during late Pleistocene, southeastern Tibet. *Quat Int*, 2013, 298: 114–122
- 11 Montgomery D R, Hallet B, Lin Y P, et al. Evidence for Holocene megafloods down the Tsangpo River Gorge, southeastern Tibet. *Quat Res*, 2004, 62: 201–207

- 12 Liu Y P, Montgomery D R, Hallet B, et al. Quaternary glacier blocking events at the entrance of Yarlung Zangbo Great Canyon, south-east Tibet (in Chinese). *Quat Sci*, 2006, 26: 52–62 [刘宇平, Montgomery D R, Hallet B, 等. 西藏东南雅鲁藏布大峡谷入口处第四纪多次冰川阻江事件. *第四纪研究*, 2006, 26: 52–62]
- 13 Zhang P Q, Liu X H, Kong P. Evidence for glacial movement since last glacial period in the Great Canyon, Yarlung Zangbo, SE Tibet and its tectonic environmental implications (in Chinese). *Chin J Geol*, 2008, 43: 588–602 [张沛全, 刘小汉, 孔屏. 雅鲁藏布江大拐弯地区末次冰期以来的冰川活动证据及其构造——环境意义. *地质科学*, 2008, 43: 588–602]
- 14 Wang Z C. A preliminary research on the ancient glacial relics in the Mt. Namjagbarwa region (in Chinese). *Mountain Res*, 1984, 2: 216–220 [王志超. 南迦巴瓦峰地区古冰川遗迹概述. *山地学报*, 1984, 2: 216–220]
- 15 Zhu S, Wu Z H, Zhao X T, et al. Middle-Late Pleistocene glacial lakes in the grand canyon of the Tsangpo River, Tibet. *Acta Geol Sin*, 2012, 86: 266–283
- 16 Huang S Y, Chen Y G, Burr G S, et al. Late Pleistocene sedimentary history of multiple glacially dammed lake episodes along the Yarlung-Tsangpo river, southeast Tibet. *Quat Res*, 2014, 82: 430–440
- 17 Liu W M, Lai Z P, Hu K H, et al. Age and extent of a giant glacial-dammed lake at Yarlung Tsangpo gorge in the Tibetan Plateau. *Geomorphology*, 2015, 246: 370–376
- 18 Korup O, Montgomery D R. Tibetan Plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo Gorge. *Nature*, 2008, 455: 786–789
- 19 Wang P, Scherler D, Liu-Zeng J, et al. Tectonic control of Yarlung Tsangpo Gorge revealed by a buried canyon in Southern Tibet. *Science*, 2014, 346: 978–981
- 20 Whipple K X. Can erosion drive tectonics? *Science*, 2014, 346: 918–919
- 21 Pan W J, Yu J X, Chang H, et al. Vegetation succession and environmental transition during Late Pleistocene in Milin Area, Tibetan Plateau (in Chinese). *Geol Sci Technol Inform*, 2013, 32 [潘文静, 喻建新, 常浩, 等. 青藏高原米林地区晚更新世晚期植被演替与环境变迁. *地质科技情报*, 2013, 32]
- 22 Zhu Z M, Cun J H, Pang L F, et al. Magnetic properties of lacustrine sediments and implications for paleoclimate in Milin Area, Tibet (in Chinese). *Earth Sci*, 2007, 32: 622–628 [朱宗敏, 寸金鸿, 庞龙飞, 等. 西藏米林地区湖积物的磁性特征及其古气候意义. *地球科学*, 2007, 32: 622–628]
- 23 Liu W M, Cui P, Lai Z P, et al. Sediment rock magnetic properties indicate outburst events for Gega dammed lake at the Tsangpo Gorge in the Tibetan Plateau (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2014, 57: 2869–2877 [刘维明, 崔鹏, 赖忠平, 等. 雅鲁藏布大峡谷格嘎古堰塞湖沉积岩石磁学性质指示的溃决事件. *地球物理学报*, 2014, 57: 2869–2877]
- 24 Hakanson L, Janson M. *Principles of Lake Sedimentology* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1992 [霍坎松, 杨松. *湖泊沉积学原理*. 北京: 科学出版社, 1992]
- 25 Ren L F. *Clay Minerals and Clay Rocks* (in Chinese). Beijing: Geology Press, 1992 [任磊夫. *黏土矿物与黏土岩*. 北京: 地质出版社, 1992]
- 26 Zhang Q, Chen M H, Liu J G, et al. Clay mineral assemblages at IODP Site U1340 in the Bering Sea and their paleoclimatic significance. *Sci China Earth Sci*, 2015, 58: 707–717 [张强, 陈木宏, 刘建国, 等. 白令海 IODP U1340 井位黏土矿物组合特征及其古气候意义. *中国科学: 地球科学*, 2015, 45: 468–480]
- 27 Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—A review. *Earth-Sci Rev*, 1984, 21: 251–293
- 28 Petschick R, Kuhn G, Gingele F. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: Sources, transport, and relation to oceanography. *Mar Geol*, 1996, 130: 203–229
- 29 Ehrmann W. Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 1998, 139: 213–231
- 30 You H T, Cheng R H, Liu C L. Review of paleosalinity recovering methods (in Chinese). *World Geol*, 2002, 21: 111–117 [游海涛, 程日辉, 刘昌岭. 古盐度复原法综述. *世界地质*, 2002, 21: 111–117]
- 31 Couch E L. Calculation of paleosalinities from boron and clay mineral data. *AAPG Bull*, 1971, 55: 1829–1837
- 32 Couch E L, Grim R E. Boron fixation by illites. *Clays Clay Miner*, 1968, 16: 249–256
- 33 Landergren S, Carvajal M. Geochemistry of boron. III. The relationship between boron concentration in marine clay sediments and the salinity of the depositional environments expressed as an adsorption isotherm. *Arkiv Kem Mineral Geol*, 1969, 5: 13–22
- 34 Adams T D, Haynes J R, Walker C T. Boron in Holocene illites of the Dovey estuary, Wales, and its relationship to paleosalinity in cyclothem. *Sedimentology*, 1965, 4: 189–195
- 35 Walker C T, Price N B, Wales S. Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. *AAPG Bull*, 1963, 47: 833–841
- 36 Zhao Y S, Song Z Y, Wen J P, et al. Quantitative evaluation of paleosalinities and distribution of trace elements in the lacustrine mudstone of Baoshan Basin (in Chinese). *Oceanol Limnol Sin*, 1998, 29: 409–415 [赵永胜, 宋振亚, 温景萍, 等. 保山盆地湖相泥岩微量元素分布与古盐度定量评价. *海洋与湖沼*, 1998, 29: 409–415]

- 37 Zheng R C, Liu M Q. Study on palaeosalinity of Chang-6 oil reservoir set in Ordos Basin (in Chinese). *Oil Gas Geol*, 1999, 20: 22–27 [郑荣才, 柳梅青. 鄂尔多斯盆地长6油层组古盐度研究. *石油与天然气地质*, 1999, 20: 22–27]
- 38 Yi H S, Shi Z Q, Zhu Y T, et al. Reconstruction of paleo-salinity and lake-level fluctuation history by using boron concentration in lacustrine mudstones (in Chinese). *J Lake Sci*, 2009, 21: 77–83 [伊海生, 时志强, 朱迎堂, 等. 利用泥质岩硼含量重建过去湖泊古盐度和湖面变化历史. *湖泊科学*, 2009, 21: 77–83]
- 39 Zhang J, Li X H, Zheng Y J, et al. Analysis on the paleosalinity of upper Permian Linxi Formation in Jarud Area, Inner Mongolia (in Chinese). *Geol Res*, 2013, 22: 471–477 [张健, 李晓海, 郑月娟, 等. 内蒙古扎鲁特地区上二叠统林西组古盐度分析. *地质与资源*, 2013, 22: 471–477]
- 40 Chen N G, Wang Y Q, Xu F, et al. Palaeosalinity characteristics and sedimentary response to the Cenozoic salt-water lacustrine deposition in Qaidam Basin (in Chinese). *J Palaeogeogr*, 2015, 17: 371–380 [陈能贵, 王艳清, 徐峰, 等. 柴达木盆地新生界湖盆咸化特征及沉积响应. *古地学报*, 2015, 17: 371–380]
- 41 Qian K, Wang S M, Liu S F, et al. Evaluation of salinity of lake water in Tertiary of the Dongying Depression (in Chinese). *Acta Petrol Sin*, 1982, 4: 95–102 [钱凯, 王素民, 刘淑范, 等. 东营凹陷早第三纪湖水盐度的计算. *石油学报*, 1982, 4: 95–102]
- 42 Walker M. *Quaternary Dating Methods*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd., 2005
- 43 Li B Y. The last greatest lakes on the Xizang (Tibetan) Plateau (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2000, 55: 174–182 [李炳元. 青藏高原大湖期. *地理学报*, 2000, 55: 174–182]
- 44 Zhang W J. A surging glacier in the Nanjiabawa Peak Area, Himalayas (in Chinese). *J Glaciol Cryopedol*, 1983, 5: 75–76 [张文敬. 南迦巴瓦峰的跃动冰川. *冰川冻土*, 1983, 5: 75–76]
- 45 Baker V R, Bunker R C. Cataclysmic late Pleistocene flooding from glacial Lake Missoula: A review. *Quat Sci Rev*, 1985, 4: 1–41
- 46 Singer A. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soils and weathering profiles. *Earth-Sci Rev*, 1980, 15: 303–326
- 47 Shi Y F. *The Glacier and Environmental Changes during Quaternary in China* (in Chinese). Shijiazhuang: Hebei Science and Technology Press, 2006 [施雅风. 中国第四纪冰川与环境变化. 石家庄: 河北科学技术出版社, 2006]
- 48 Wexler H. Variations in insolation, general circulation and climate. *Tellus A*, 1956, 8: 480–494
- 49 Bureau of Geology and Mineral Resources of Tibet Autonomous Region. *Regional Geology of Xizang Tibet Autonomous Region* (in Chinese). Beijing: Geology Press, 1993 [西藏自治区地质矿产局. 西藏自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993]
- 50 Chen T, Wang H J, Zhang Z Q, et al. An approach to paleoclimate-reconstruction by clay minerals (in Chinese). *Acta Sci Nat PKU*, 2005, 41: 309–316 [陈涛, 王河锦, 张祖青, 等. 浅谈利用黏土矿物重建古气候. *北京大学学报(自然科学版)*, 2005, 41: 309–316]
- 51 Guan Z H, Chen C Y, Qu Y X, et al. *Rivers and Lakes of Xizang* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1984 [关志华, 陈传友, 区裕雄, 等. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984]
- 52 Lerman A. *Lakes Chemistry Geology Physics* (in Chinese). Beijing: Geology Press, 1989 [莱尔曼. 湖泊的化学地质学和物理学. 北京: 地质出版社, 1989]
- 53 Yang Y C, Li B Y, Yin Z S, et al. *Geomorphology of Tibet* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1983 [杨逸畴, 李炳元, 尹泽生, 等. 西藏地貌. 北京: 科学出版社, 1983]

Late Pleistocene salt-water lake in the Linzhi area, southeastern Tibetan Plateau

HU Yan¹, JI JianQing¹, XU QinQin², WANG FengYi¹, YANG Chen¹ & ZHONG DaLai²

¹ Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;

² Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

A series of lacustrine terraces distributed upstream of Zhibai village in the Yarlung Tsangpo Gorge have been identified during the past tens of years. The precise age and formation of the paleolake provide evidence of the geological and geographical environment of the Yarlung Tsangpo Gorge in the past, especially the evolution of the river systems. A lacustrine terrace in Luxia village in the Linzhi area was the object of this study, because its well-preserved sediments provide ideal samples for sedimentological research. Continuous sediment samples were collected from two sections of the terrace, one in the middle part and the other at the bottom. This research combines field geological investigation, radiocarbon dating and analysis of chemical and mineral compositions to study the sedimentary features of the lacustrine terrace and to reconstruct the salinity and classification of the paleolake. Fourteen samples were collected from the middle sampling profile and were dated by accelerator mass spectrometry radiocarbon dating. The measurements were conducted in the BETA Analytic radiocarbon dating laboratory in Miami and the measurements were calculated using Oxcal 4.2. The radiocarbon dating results yield an age range of 45–31 ka, during the Late Pleistocene. All the 27 samples from the two sampled sections were determined to consist mostly of clay minerals based on scanning electron microscopy observations. Analysis of the X-ray diffraction spectrum of the clay minerals demonstrated that illite is the predominant constituent, followed by chlorite, and the contents of smectite and kaolinite are very small. The low numbers of the chemical index and integral breadth of illite indicate that the illite in the samples is rich in Fe and Mg and has perfect crystallinity, leading to the conclusion that the clay minerals in the lacustrine sediments were formed mainly through physical weathering processes. Geochemical analysis of the samples shows that the concentration of boron is comparatively high, from less than 40 µg/g at the bottom of the profile to 75 µg/g at the top. The boron concentration of clay minerals can be correlated with the paleosalinity of the waterbody in which the clay minerals were deposited. Of the different methods to calculate paleosalinity based on the boron-salinity relationship, the validity of the Couch Formula has been established over the past several decades. The Couch Formula accounts for the different capacities of boron absorption of different kinds of clay minerals, and the method is applicable to a considerable salinity range, between 0‰ and 70‰. In this study, we calculated the paleosalinity of the lake using the Couch Formula, which yielded a paleosalinity of more than 1‰, ranging from 4.5‰ to 8.5‰. In addition, the paleosalinity showed an increasing trend from the bottom of the sampling profile to the top. Salinity plays an important role in understanding the chemical features of a water body, and a salinity of 1‰ is commonly used to distinguish fresh-water from salt-water lakes. The paleolake in the Linzhi area was a salt-water lake. We hereby conclude that a salt-water lake, which existed from at least 45 to 31 ka during the Late Pleistocene, was present upstream of the Yarlung Tsangpo Gorge. The salt-water paleolake was a landlocked body of water that lacked an external outflow. The clay minerals deposited in the paleolake were formed in a physical-weathering-dominated environment. The results of this study indicate that the drainage networks of the Southeastern Tibetan Plateau may have been substantially different from those of the present day.

southeastern Tibetan Plateau, paleolake, radiocarbon dating, clay minerals, illite crystallinity, paleosalinity

doi: 10.1360/N972015-01109