

西藏佩枯错盆地帮荣组沉积环境演化特征

韩建恩¹ 吕荣平¹ 余 佳¹ 朱大岗¹
邵兆刚¹ 孟宪刚¹ 杨朝斌² 王 津¹ 钱 程¹

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 2. 西藏国土资源厅, 西藏 拉萨 850000)

摘要:笔者通过西藏佩枯错盆地帮荣组剖面的野外地质调查以及沉积物粒度、磁化率、碳酸盐等环境指标的分析, 结合 ESR 法和 U 系测年资料, 分析了晚更新世帮荣组沉积环境演化特征。分析结果表明, 127~15 ka B.P. 的晚更新世时, 佩枯错盆地进入强烈断陷阶段, 佩枯错古湖经历了初始浅湖期, 发展深湖期和萎缩浅湖期一个完整的湖泊演化过程。127~56ka B.P., 气候温暖湿润, 湖水增加, 古湖发育进入浅湖期; 56~31 ka B.P., 湖水波动上升, 古湖进入发展深湖期; 31~15 ka B.P., 湖泊步入萎缩浅湖期, 15 ka B.P. 左右出现的冻融褶皱, 可能指示该区进入冰缘期。

关键词:西藏; 佩枯错盆地; 晚更新世; 沉积环境; 帮荣组

中图分类号: P534.63⁺1 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2009)04-0800-09

佩枯错盆地地处西藏西南部藏南谷地内, 介于喜马拉雅山与其北面的冈底斯山之间, 为一晚新生代断陷盆地^[1]。该盆地呈近 SN 向展布, 南北宽、中间窄, 呈“哑铃”状, 长约 130 km, 宽 20~45 km, 海拔高度为 4000~4500 m, 属高原地带^[2]。盆地的基底为侏罗纪灰岩、砂岩、浅变质岩和花岗岩, 上面不整合堆积了拔湖近百米、厚数十米的第四纪早更新世—全新世湖相沉积地层^[1]。

20 世纪 60 年代, 国内诸多学者对佩枯错盆地的河湖相地层进行了研究。王富葆^[3]研究了朋曲河流域的阶地, 认为阶地形成与藏南谷地的发育及演变密切相关。邓晓峰等^[4]根据对佩枯错湖区古湖岸的升降变化、门曲谷地河流阶地和冰水阶地等的实地考察, 提出佩枯错为堰塞成因的解释。李炳元等^[5]将喜马拉雅区的第四纪河湖相地层划分为中更新统加布拉湖相层(Qp^{2j})和全新统湖沼沉积(Qh¹); 中国科学院青藏高原综合科学考察队^[6]和西藏自治区地质矿产局的夏代祥等^[7]则将这套河湖相地层划分为香孜组(Qp^{1x})和沉错组(Qhc)。最近, 朱大岗等^[8]根据岩石地层、生物地层和年代地层的综合研究结果,

将佩枯错盆地河湖相沉积地层命名为佩枯错群(QP), 并将其从老到新划分为: 第四系下更新统拉洋组(Qp^{1l})、中更新统茫家冻组(Qp^{2m})、上更新统帮荣组(Qp^{3b})和全新统罗马仁布组(Qh¹) (图 1)。

帮荣组(Qp^{3b})由 T₃ 和 T₄ 阶地组成, 沉积连续, 厚度大, 其沉积记录代表了佩枯错湖盆的主要发育阶段。笔者根据帮荣组地层沉积物特征, 利用粒度、磁化率、碳酸盐等多种环境代用指标, 结合孢粉、介形类(结果另文讨论, 笔者仅引用其结论)对帮荣组地层的沉积环境进行了分析, 进而对佩枯错盆地的发育、演化过程和高原隆升与气候变化的关系进行探讨。

1 佩枯错盆地帮荣组剖面特征

第四系上更新统帮荣组(Qp^{3b})剖面, 以位于佩枯错盆地东南的帮荣村附近出露最好, 故命名为帮荣组^[8]。剖面起点坐标为: 85°38.554'E、28°46.216'N, 海拔 4597 m (GPS 测量), 剖面终点坐标为: 85°41.808'E、28°46.314'N, 海拔 4635 m (GPS 测量), 由 T₃ 和 T₄ 两个阶地组成, 总厚度为 27.61 m, 帮荣组

收稿日期: 2008-11-19; 改回日期: 2009-01-09

基金项目: 中国地质调查局地质大调查项目(1212010610108、1212010511902)和国家自然科学基金项目(40572134)共同资助。

作者简介: 韩建恩, 男, 1980 年生, 博士生, 主要从事区域地质、沉积相与古环境研究; E-mail: hanjianen@163.com。

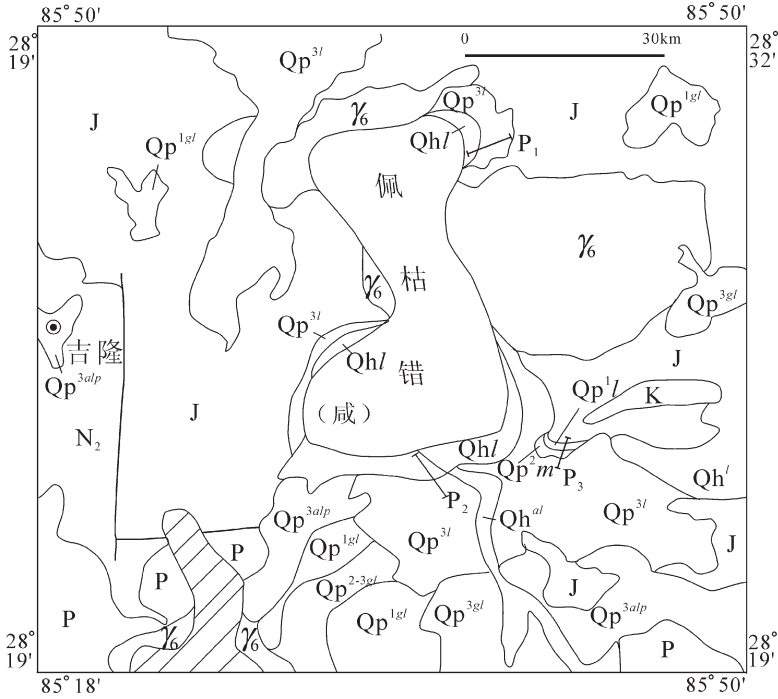


图 1 西藏佩枯错盆地河湖相地层分布图^[2]

Qh^l—罗马仁布组; Qh^d—全新世冲积物; Qp^{3b}—帮荣组; Qp^{3dp}—晚更新世冲洪积物; Qp^{3gl}—晚更新世冰积物; Qp^{2-3gl}—中晚更新世冰积物; Qp^{2m}—茫家冻组; Qp^{1l}—拉洋组; Qp^{1gl}—早更新世冰积物; N₂—上新统; K—白垩系; J—侏罗系; P—二叠系; γ₆—喜马拉雅期花岗岩; P₁—P₃—剖面位置及编号

Fig. 1 Distribution of fluviolacustrine sediments in Peigu Co area, Tibet^[2]

Qh^l—Luomarenbu Formation; Qh^d—Holocene alluvia; Qp^{3b}—Bangrong Formation; Qp^{3dp}—Late Pleistocene alluvia-diluvia; Qp^{3gl}—Late Pleistocene glacial deposit; Qp^{2-3gl}—Middle-Late Pleistocene glacial deposit; Qp^{2m}—Mangjiadong Formation; Qp^{1l}—Layang Formation; Qp^{1gl}—Early Pleistocene glacial deposit; N₂—Pliocene; K—Cretaceous; J—Jurassic; P—Permian; γ₆—Himalayan granite; P₁—P₃—Location of sections and their serial number

底界与中更新统茫家冻组(Qp^{2m})呈整合或不整合接触关系,其顶界与全新统罗马仁布组(Qh^l)推测呈不整合接触关系。根据野外观察,按岩性特征,将剖面由上至下划分为 8 层,剖面分层描述如下^[2]:

上覆:地表土壤层

——整合——

- 帮荣组(Qp^{3b}) 27.61 m
- 1.灰黄色粗砂夹含砾粗砂层,顶部发育冻融褶皱 2.22 m
- 2.灰色砂砾石层 6.70 m
- 3.深灰色泥质粉砂层,水平层理发育,产螺化石 0.48 m
- 4.灰褐色粘土层,水平层理发育,顶部见草炭层,产螺化石 0.79 m
- 5.灰色粘土层,水平层理发育,夹膏盐层,产螺化石 2.75 m
- 6.灰色粉砂质粘土层,产螺化石 1.45 m
- 7.灰色含砾粗砂层,水平层理及交错层理发育 8.17 m

8.灰黄色细砂层,平行层理发育,底部见砂砾层 5.05 m 未见底

帮荣组(Qp^{3b})由 3 个由粗到细的正韵律短旋回组成。底部第一旋回由 T₄ 阶地组成,第 2 旋回由 T₃ 阶地中下部组成,第 3 旋回由 T₃ 阶地上部组成。根据帮荣组内出现的 3 个正韵律旋回,将其划分为 3 个岩性段:

一岩段厚 5.05 m,灰黄色细砂层,平行层理发育,上部夹厚 20 cm 的棕色古土壤层,底部为砂砾石层,砾石以灰岩为主,砾径多为 1~5 cm,磨圆、分选较差,砾石约占 40%。

二岩段厚 13.64 m,其下部为厚 8.17 m 的灰色含砾粗砂层,砾石以花岗岩、板岩、石英岩为主,水平层理发育,其中、下部见板状交错层理。本段上部为厚 5.47 m 的灰褐色粘土层、灰-深灰色粉砂质粘土层,水平层理极为发育,胶结较好,含丰富的白色螺壳及黑色炭化的树枝。另外本段上部多夹薄层(1~2

cm)膏盐层。

三岩段为厚 8.92 m 的灰色、灰黄色砂砾石层及含砾粗砂层,其中砾石成分以花岗岩、砂岩、灰岩为主,磨圆度、分选均较佳。砾径在 2~5 cm。本段突出的特征是顶部普遍出现冻融褶皱。

2 帮荣组地层时代

关于帮荣组地层时代,前人做过一定的研究。李炳元等^[4]根据底部湖相沉积中灌木残枝的 ¹⁴C 年龄为距今(6325±200)a 和距今(6150±700)a,佩枯错第三级阶地(帮荣组中部)的形成时代为距今 6000 余年,属于全新世,彭金兰^[5]、黄翡^[6]根据介形类和孢粉分析,认为佩枯错三级阶地形成时代为 13000~4500 a,属于晚更新世—全新世。ESR(电子自旋共振)和铀系法年龄测定是近年来新兴的测年技术,被广泛应用于第四纪地层时代确定之中。笔者在佩枯错盆地帮荣组地层的湖相地层中,约以 3 m 的间隔采集了 12 个 ESR 测年样品,样品主要为泥质粉砂、粉砂、细砂以及粗砂,由成都理工大学应用核技术研究所 ESR 实验室梁兴中教授测定。同时,在 T₃ 和 T₄ 阶地(帮荣组中上部)中采集了富含碳酸盐的湖相细砂、粉砂或粉细砂的 3 个铀系测年样品,铀系全溶样品的等时线年龄由中国科学院地质与地球物理研究所铀系测年实验室马志邦研究员测定。

ESR 测试结果表明,帮荣组顶部的 ESR 年龄为 1.5 万年,底部 ESR 年龄为 12.7 万年^[2]。铀系法年龄测定结果表明,帮荣组(T₃—T₄ 湖积阶地)中下部形成于(45.2±2.4) ka B.P.、中部形成于(32.4±2.1) ka B.P.、上部形成于(26.8±1.8) ka B.P.^[2]。帮荣组剖面中地层序属上新下老的正常层序,在 ESR 和铀系测年结果中均表现出年龄随着深度增加而增大。12 个 ESR 年龄与样品相对深度之间有良好的线性关系,相关系数达 0.9 以上。两种测年结果均表明,帮荣组地层形成时代介于 1~13 万年的年龄范围内,属于晚更新世^[10-12]。

3 粒度、磁化率、碳酸盐含量分析

在帮荣组河湖相地层剖面中,T₃ 阶地按约 15 cm 间距进行了连续采样,T₄ 阶地按约 10 cm 间距进行采样,根据岩性和层间的变化情况,共选取 97 个样品进行粒度、磁化率、碳酸盐含量分析测定。粒度、磁化率、碳酸盐含量在中国地质科学院地质力学

研究所第四纪实验室进行测试。粒度测试使用中国科学院南京地理与湖泊研究所研制的 CG-1 离心沉降式粒度分布测定仪进行测试,磁化率测定使用南京师范大学与江苏海洋大地科技公司研制的 SUS-942 磁化率仪测试,碳酸盐含量使用中国科学院南京地理与湖泊研究所研制的碳酸盐含量分析仪完成。佩枯错盆地帮荣组地层的粒度、磁化率、碳酸盐含量分析表明,三项环境代用指标存在明显的变化,反映了佩枯错湖盆沉积环境的变化过程,其中粒度中值粒径变化范围在 3.7~32.1 μm,磁化率为 2×10⁻⁶~14×10⁻⁶SI,碳酸盐含量为 4.9%~77.5%。

3.1 粒度、碳酸盐含量、磁化率所指示的环境意义

(1)粒度。湖泊沉积物的粒度特征反应了湖泊流体搬运能力及沉积环境,同时与沉积物物源的原始颗粒大小有关。一般来说由湖岸到湖心,沉积物颗粒逐渐变细且平行于湖岸线呈同心圆带状分布,随着湖面的扩张和收缩,沉积物分布带随之移动。因此某一点的沉积物粒度粗细变化可以反映湖泊水位高低变化,细粒和粗粒分别代表湖泊的高水位时期和低水位时期,分别对应气候的湿润期和干早期^[13-16]。值得注意的是,湖泊沉积物的粒度分布本质上是受湖水能量控制,粒度组成与沉积环境不是简单的线性关系。一方面,当气候湿润,降水量大,地表径流增加,湖水补给充分,湖面升高,湖岸线后退,同一沉积位置由于距湖岸变远,湖水能量降低使得物质较细。另一方面,由于气候湿润条件下,降雨量大,地表径流增大,湖泊流体水动力增大,较粗颗粒也可以被带到离湖岸更远的地方,甚至湖心;反之,气候干旱时,可以是因湖面降低而沉积粗颗粒,而较弱的地表径流也会造成粗颗粒物质的搬运能力下降^[17]。因此,利用粒度特征判识气候环境的变化,还须结合其他环境指标综合分析。

(2)碳酸盐含量。碳酸盐含量类矿物是湖泊水体的一类重要水化学成分,沉积物中碳酸盐含量的变化受湖区气候变化和入湖水量变化的制约。当蒸发量远远大于降水量,湖水中的 Ca²⁺向过饱和状态发展,湖泊沉积物中碳酸盐含量增加;而入湖水量增大时,湖水淡化,湖泊沉积物碳酸盐含量降低,所以湖泊沉积物碳酸盐含量的高低分别代表了湖水量的增加和减少,而湖水量的变化则反映了气候的干湿变化^[18-20]。

(3)磁化率。湖泊沉积物磁化率是表征沉积物磁

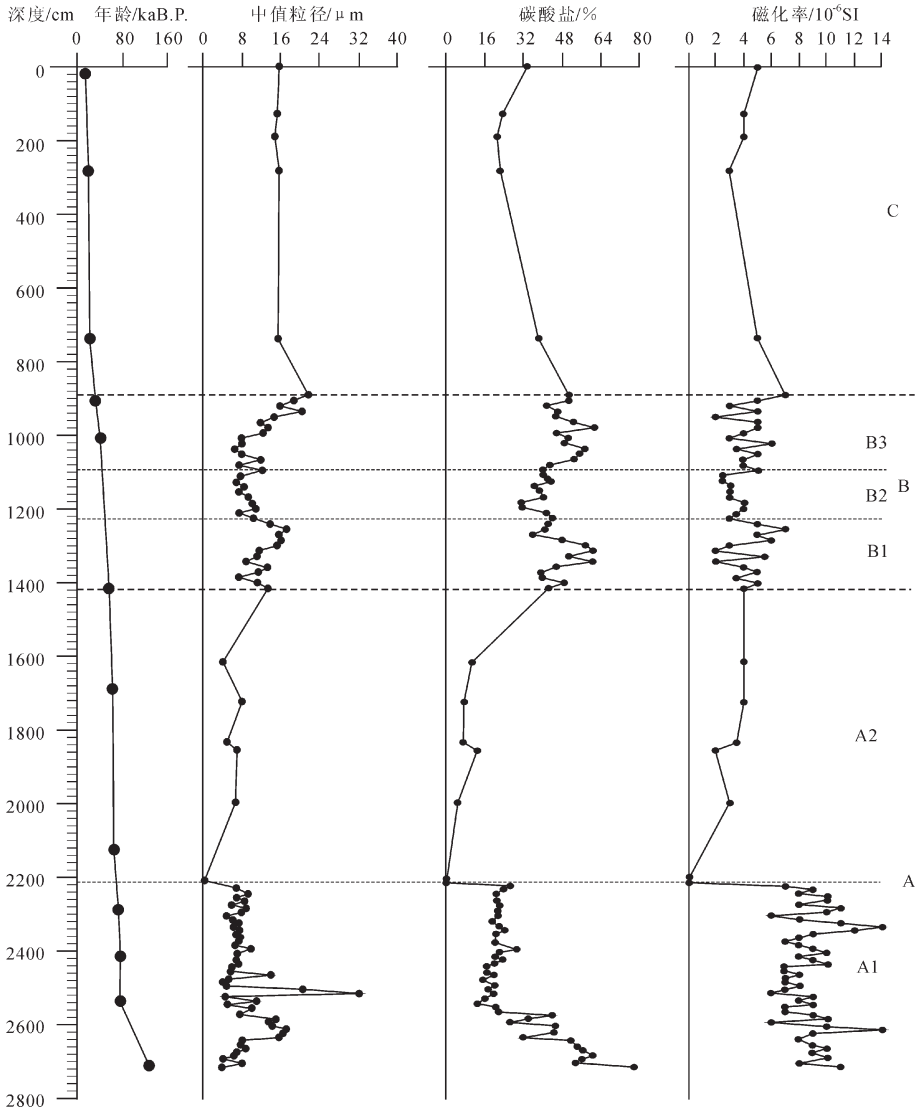


图 2 佩枯错湖相沉积物粒度、碳酸盐含量和磁化率分析结果

Fig.2 Particle sizes, carbonate content and susceptibility of lacustrine sediments in Peiku Co

学特征的物理量,近年来研究认为,其磁性特征可以反映古环境气候变化。湖泊沉积物磁化率变化为分析古环境、古气候变化以及其规律与形成过程提供可靠的磁学证据。研究认为:样品的磁化率相对较高,相应的沉积物粒度则较细,表明样品是在相对暖湿的环境下形成的;反之,样品的磁化率相对较低,相应的沉积物粒度则较粗,表明样品是在相对干冷的环境下形成^[21-24]。

3.2 粒度、碳酸盐含量、磁化率变化特征分析

根据佩枯错河湖相沉积物的粒度、碳酸盐含量、磁化率曲线的总体特征,结合岩性变化特征,将帮荣

组沉积地层划分为 3 个阶段(A、B、C)(图 2),分别与佩枯错晚更新世古湖泊发育的浅湖-深湖-浅湖阶段相对应。其中,第一阶段可进一步划分为两个湖泊期(A1、A2);第二阶段又可进一步划分为 3 个湖泊波动期(B1、B2、B3),各期沉积环境变化特征如下:

A 带(127~56 ka B.P.),该带沉积物形成 T₄ 阶地和 T₃ 阶地的下部层位,属于湖泊初始浅湖期。T₄ 阶地地层主要为灰黄色细砂层,发育平行层理,底部为砂砾石层,磨圆、分选较差,砾石约占 40%;T₃ 阶地的下部主要为砂砾石层。A 带粒度、碳酸盐含量、磁化率曲线变化特征特征明显(图 2),依据这些特

征可将 A 带分为两段:

A1 段(127~70 ka B.P.):在该段地层中采集了 50 个样品,其中值粒径在 3.7~32.1 μm ,碳酸盐含量为 13.0%~77.5%,磁化率为 6×10^{-6} ~ 14×10^{-6} SI,粒度值相对较高,该带中下部有 6 次明显的峰值,并且出现最大值,碳酸盐含量由高向低转变,磁化率曲线的干湿波动频繁,且高磁化率值对应低粒度和低碳酸盐含量。碳酸盐含量由高到低并趋于稳定,表明湖泊水体逐渐增大,水位上升,气候湿润。植被为针阔叶混交林,气候较温暖。总之该段入湖径流增加,水体增大,湖泊水位上升,水动力增强,气候温暖湿润,湖泊进入初始浅湖期。

A2 段(70~56 ka B.P.):该段为含砾粗砂层,采集到 6 个样品,粒度、碳酸盐含量、磁化率的平均值分别为 6.0 μm 、8.6%、 3.3×10^{-6} SI。该段粒度、碳酸盐含量、磁化率均低于 A1 段,特别是碳酸盐含量和磁化率大幅下降,这说明水体在 A1 段基础上继续增大,水位继续上升。该段的粒度较 A1 低,但样品主要采于含砾粗砂层中,粗颗粒在测试前被剔除,总体上比 A1 段高。粒度、碳酸盐含量、磁化率均指示该段水体、水动力较 A1 增强,可将大量粗粒碎屑带入湖盆,气候在 A1 段基础上进一步向湿润转变。

B 带(56~31 ka B.P.):该带沉积物形成 T₃ 阶地的中下部,属于湖泊深湖期。该带下部为灰色含砾粗砂层,砾石以花岗岩、板岩、石英岩为主,发育水平层理,胶结较好,含丰富的白色螺壳及黑色炭化的树枝。本带上部为灰褐色粘土层和灰-深灰色粉砂质粘土层。在该带中采集了 36 个样品,样品的中值粒径为 3.9~20.2 μm ,平均值为 11.4 μm ;碳酸盐含量为 4.9%~61.1%,平均值为 40.0%;磁化率为 2×10^{-6} ~ 7×10^{-6} SI,平均值为 4.0×10^{-6} SI。根据粒度、碳酸盐含量、磁化率曲线变化特征(图 2),将 B 带分为 3 段:

B1 段(56~49 ka B.P.):粒度、碳酸盐含量、磁化率的平均值分别为 12.6 μm 、47.0%、 4.4×10^{-6} SI,均高于整个剖面的平均水平,磁化率的升高与粗颗粒的增加有很好的对应关系,并且碳酸盐含量增幅明显,指示降水量的增加有更多的粗碎屑被携入湖盆导致磁化率增加,且溶蚀了大量的碳酸盐含量,说明气候湿润,湖泊水位大幅上升。

B2 段(49~46 ka B.P.):粒度、碳酸盐含量、磁化率的平均值分别为 8.6 μm 、38.6%、 3.2×10^{-6} SI,比上段降低,且都低于剖面的平均水平。低粒度说明水动力

条件相对 B1 段变弱,该段出现数层 1~2 cm 的膏盐层,指示相对干旱的气候环境,湖泊水位有所下降。综合考虑,该段湖泊水体在 B2 阶段升高后波动下降,气候较 B2 段偏干。

B3 段(46~31 ka B.P.):粒度、碳酸盐含量、磁化率的平均值分别为 9.2 μm 、38.4%、 3.3×10^{-6} SI,比上段明显升高,高于整个剖面的平均水平,粒度、碳酸盐含量、磁化率总体上处于一个峰值区,但其中的小波动频繁,粒度和碳酸盐含量都出现整个剖面的最高值,说明湖泊补给充足,水动力条件强,湖水面又一次大幅上升,草本植物的数量减少,气候湿润。

C 带(31~15 ka B.P.):该带沉积物形成 T3 阶地上部,属于浅湖期。该带主要为灰色、灰黄色砂砾石层及含砾粗砂层,砾石成分以花岗岩、砂岩、灰岩为主,磨圆度及分选均较佳。在本带顶部普遍出现冻融褶皱。在该带中采集了 5 个样品,其粒度、碳酸盐含量、磁化率的平均值分别为 16.3 μm 、31.5%、 4.7×10^{-6} SI,均高于 B3 段,而碳酸盐含量由高向低再向高变化,指示气候由湿润逐渐变干,且幅度较大,在后期又向湿润转变,但幅度较小,喜湿的莎草科大幅明显增加,表明湖泊沼泽化,湖水位下降,湖泊萎缩。

粒度、碳酸盐含量、磁化率分析结果,记录了佩枯错盆地晚更新世古湖从形成浅湖、波动发展壮大为深湖、再萎缩至浅湖的完整的古湖演化过程。说明佩枯错地区晚更新世气候由干旱→湿润→干旱的变化过程。

4 帮荣组指示的佩枯错古沉积环境

晚更新世,佩枯错盆地在晚更新世湖泊强烈断陷基础之上,古湖泊进入扩张期,经历了湖泊由浅湖-半深湖-深湖的过程。根据帮荣组湖相地层沉积物特征及粒度、碳酸盐含量、磁化率分析结果,佩枯错盆地晚更新世湖泊环境演化明显可分为湖泊初始浅湖期、湖泊发展深湖期、湖泊萎缩浅湖期 3 个阶段(图 3)。

4.1 湖泊初始浅湖期

该时期(127~56 ka B.P.)包括帮荣组第 1~2 层,沉积 T₄ 阶地和 T₃ 阶地的下部层位,与上述 A 带对应。A1 段时期沉积物主要为细砂层,底部有砂砾石层。入湖径流增加,湖水水动力增强,湖泊水位上升,气候温暖湿润,植被为以针叶林松、铁杉、云杉、冷杉为主的针阔叶混交林。A2 段岩性为含砾粗砂层,下

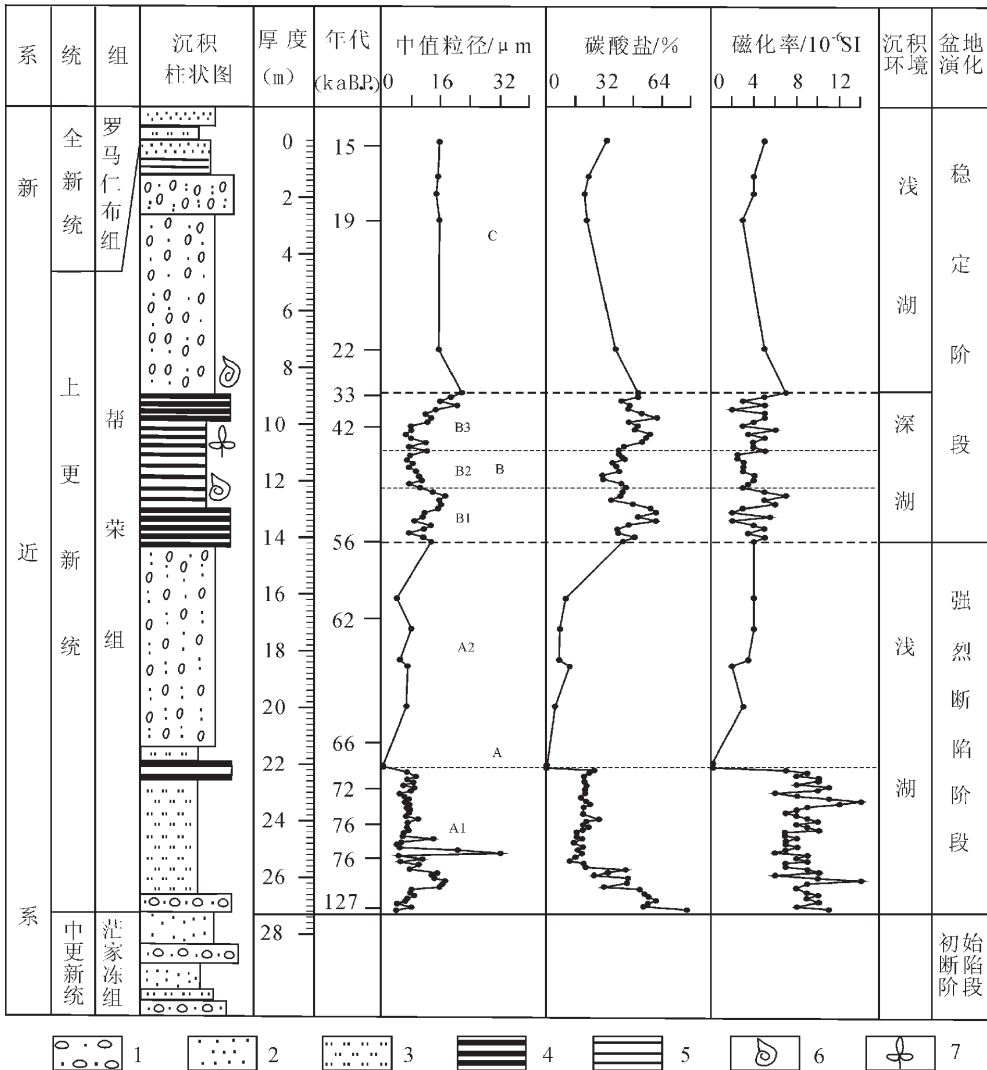


图 3 佩枯错盆地帮荣组地层、粒度、碳酸盐含量和磁化率与湖泊演化对比^[2]

1—砂砾石层;2—中粗粒砂层;3—细、粉砂层;4—粉砂质粘土层;5—粘土层;6—腹足类化石;7—植物化石

Fig.3 A comparison between strata of Bangrong Formation, particle sizes, carbonate contents and susceptibilities in Peiku Co basin and evolution of the Peiku Co Lake

1—Pebbly sandstone; 2—Coarse-grained sand layer; 3—Fine, silty sand layer; 4—Silty clay layer; 5—Clay; 6—Gastropoda fossils; 7—Plant fossils

部发育板状交错层理,上部见水平层理,沉积物下部草本植物花粉较多,上部木本植物花粉增多,说明气候近一步温暖湿润,降水量增加,湖平面渐升,为滨浅湖沉积环境。

4.2 湖泊发展深湖期

该时期(56~31 ka B.P.)包括帮荣组第 3~6 层,与前文 B 带对应。其中 B1 段岩性为粉砂质粘土层,见喜淡水的介形类 *Candona*, *Leucocytherella*, 湖水淡化,说明入湖径流大增。B2 段岩性为粘土层,水平层

理发育,夹 1~2 cm 的膏盐层,产螺化石,属于深湖相环境,但冷水种 *Leucocytherella mirabilis* 消失,喜淡水的 *Candona* 的属种丰度值降低,这是湖水补给量减少、湖水盐度升高所致。这说明湖泊虽然整体处于深湖相沉积期,但气候有所波动,气温升高,湖泊水位有所下降。B3 段岩性为泥质粉砂层,水平层理发育,冷水种介形类 *Leucocytherella mirabilis* 达到了一定峰值,喜冷且喜淡水的 *Candona xizangensis* 有较大幅度的上升,温度降低,湖水淡化,粒度和碳酸盐含

量都出现整个剖面的最高值,说明湖泊补给充足,水动力条件强,湖水面又一次大幅上升,湖泊扩张,为深湖沉积环境。

4.3 湖泊萎缩浅湖期

该时期(31~15 ka B.P.)包括帮荣组第 7~8 层,与上述 C 带对应。岩性为砂砾石层和含砾粗砂层,湖泊沼泽化,湖水面下降,湖泊萎缩,8 层顶部发育冻融褶皱,指示气候突然转冷,湖泊开始大规模萎缩,为浅水湖沼环境。

5 结 论

(1)晚更新世,佩枯错盆地在更新世湖泊强烈断陷基础之上,古湖泊进入形成发育期。佩枯错古湖在晚更新世经历了湖泊初始浅湖期、湖泊发展深湖期、湖泊萎缩浅湖期 3 个发展阶段,帮荣组沉积物的粒度、碳酸盐含量、磁化率分析结果很好地反映了这一过程。

(2)127~56 ka B.P.,佩枯错古湖进入初始浅湖期,粒度、碳酸盐含量、磁化率环境代用指标分析表明该时期入湖径流逐渐增加,湖水水动力增强,湖泊水位上升。孢粉组合显示该期植被以针阔叶混交林为主,气候温暖湿润。

(3)56~31 ka B.P.,古湖进入发展深湖期,沉积物以粉砂质粘土层为主,水平层理发育,为深湖沉积环境。粒度、碳酸盐含量、磁化率总体显示湖水位大幅上升,湖泊生产力变强。表现为湖泊由滨浅湖到深湖的发展过程,深湖期持续时间较长。深湖期湖平面呈现出波浪式的抬升趋势,喜淡水的介形类和冷水种介形类交替出现,也说明湖泊水体波动变化。总体上该期粒度和碳酸盐含量均出现整个剖面的最高值,说明湖泊补给充足,水动力条件强,湖水面又一次大幅上升,湖泊扩张,为深湖沉积环境。

(4)31~15 ka B.P.,湖泊步入萎缩浅湖期,主要沉积含砾粗砂层,湖水面下降,出现沼泽化,为浅水湖沼环境。15 ka B.P.出现的冻融褶皱,指示气候突然变冷,湖泊开始大规模萎缩阶段。

致谢:在野外工作期间得到西藏自治区国土资源厅王保生厅长,河南省地勘局区域地质调查院王建平院长,区域地质调查队刘彦明队长,西藏地矿厅培训中心余保林主任,中国地质调查局拉萨安全保障工作站负责人李全文等的热情帮助和全力支持。成文中,自始至终得到了地质力学研究所孙立蓓、王建

平、马天林研究员的指导和帮助,谨致谢忱。

参考文献(References):

- [1] 西藏自治区地质矿产局,西藏自治区区域地质志[M].北京:地质出版社,1993:250-256.
Bureau of Geology and Mineral Resources of Xizang Autonomous Region. Regional Geology of Xizang (Tibet) Autonomous Region [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1993:250-256 (in Chinese with English abstract).
- [2] 朱大岗,邵兆刚,孟宪刚,等.西藏佩枯错盆地第四纪湖相地层的厘定、划分和佩枯错群的建立[J].地质通报,2008,27(7):1035-1043.
Zhu Dagang, Shao Zhaogang, Meng Xiangang, et al. Redefinition and division of Quaternary lacustrine strata and establishment of the Paiku Co group in the Paiku Co basin, Tibet, China [J]. Geological Bulletin of China, 2008, 27(7):1035-1043 (in Chinese with English abstract).
- [3] 王富葆. 朋曲河流域的阶地[C]//珠穆朗玛峰地区科学考察报告.北京:科学出版社,1974:180-190.
Wang Fubao. Terraces in the area of Pengqu river [C]//The Scientific Expedition Report in Everset Area. Beijing: Science Press, 1974:180-190 (in Chinese with English abstract).
- [4] 邓晓峰,刘勇. 希夏邦马峰北麓佩枯错湖堰塞成因的解释 [J]. 冰川冻土,1995,20(1):85-87.
Deng Xiaofeng, Liu Yong. An explanation of the dam of the Peiku Co lake in the north slope of Mt. Xixiabangma [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1995, 20 (1):85-87 (in Chinese with English abstract).
- [5] 李炳元,王富葆,张青松,等. 西藏第四纪地质[M].北京:科学出版社,1983:15-40.
Li Binyuan, Wang Fubao, Zhang Qingsong, et al. Xizang Quaternary Geology [M]. Beijing: Science Press, 1983:15-40 (in Chinese with English abstract).
- [6] 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏地层[M].北京:科学出版社,1984:127-396.
Scientific Expedition Team of Qinghai-Tibetan Plateau. Chinese Academy of Sciences. Stratigraphy of Tibet [M]. Beijing: Science Press, 1983:15-40.
- [7] 夏代祥,刘世坤,滕云. 西藏自治区岩石地层[M].武汉:中国地质大学出版社,1997:239-240.
Xia Daixiang, Liu Shikun, Teng Yun. Stratigraphy (lithostratic) of Xizang Autonomous Region [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1997:239-240 (in Chinese with English abstract).
- [8] 彭金兰. 西藏佩枯错距今 13000-4500 年间的介形类及环境变迁 [J]. 微体古生物学报,1997,14(3):239-254.
Peng Jinlan. Ostracod assemblages and environmental changes during 13000-4500 a.B.P. in Peiku Co, Tibet [J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 1997, 14 (3):239-254 (in Chinese with English abstract).
- [9] 黄翡. 西藏佩枯错 13000-5000 a.B.P. 植物与环境 [J]. 古生物学

- 报,2000, 39(3):441-448.
- Huang Fei. Vegetation and climate between 13 ka to 5 kaB.P. in Peiku Co,Tibet [J]. Acta Palaeontologica Sinica, 2000, 39 (3):441-448(in Chinese with English abstract).
- [10] 中国地质调查局. 青藏高原区域地质调查野外工作手册[M]. 武汉:中国地质大学出版社, 2001.
- China Geological Survey. The Field Work Handbook of the Regional Geological Surveys in Qinghai - Tibet Plateau [M]. Wuhan:China University of Geosciences Press, 2001 (in Chinese with English abstract).
- [11] 全国地层委员会. 中国区域年代地层 (地质年代) 表说明书[M]. 北京:地质出版社, 2002.
- China Commission on Stratigraphy. Explanatory Notes to the Regional Chronostratigraphic (Geochronologic) Scale [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2002 (in Chinese with English abstract).
- [12] 《中国地层典》编委会. 中国地层典——第四系[M]. 北京:地质出版社, 2000.
- Editorial Committee of Stratigraphical Lexicon of China.The Quaternary [M]. Beijing:Geological Publishing House, 2000 (in Chinese with English abstract).
- [13] 陈敬安, 万国江. 云南洱海沉积物粒度组成及其环境意义辨识 [J]. 矿物学报, 1999, 19(2):175-182.
- Chen Jing'an, Wan Guojiang. Sediment particle size distribution and its environmental significance in lake Erhai,Yunnan Province [J]. Acta Mineralogica Sinica, 1999, 19 (2):175-182 (in Chinese with English abstract).
- [14] 江樟焰, 伍永秋, 崔之久. 昆仑山垭口盆地松散沉积物粒度特征及其构造和环境意义 [J]. 北京师范大学学报 (自然科学版), 2002, 38(5):92-699.
- Jiang Zhangyan, Wu Yongqiu, Cui Zhijiu. Tectonic and environmental significance deduced from grain size characteristics of incompact sediment in Kunlun pass basin [J]. Journal of Beijing Normal University (Natural Science), 2002, 38 (5):92-699 (in Chinese with English abstract).
- [15] 刘耕年, 崔之久. 南极长城站松散沉积物的粒度特征及环境意义 [J]. 冰川冻土, 1997, 19(1):30-38.
- Liu Gengnian, Cui Zhijiu. Grain size analysis and environmental significance of sediments around the great wall station of China in Antarctica [J]. Journal of Glaciology And Geocryology, 1997, 19(1): 30-38(in Chinese with English abstract).
- [16] 杨晓强, 李华梅. 泥河湾盆地沉积物磁化率及粒度参数对沉积环境的响应 [J]. 沉积学报, 1999, 17:763-768.
- Yang Xiaoqiang, Li Huamei. The sediment susceptibility and grain-size profile respond to change of depositional environment in Nihewan basin [J].Acta Sedimentologica Sinica, 1999, 17:763-768 (in Chinese with English abstract).
- [17] 王津, 朱大岗, 孟宪刚, 等. 西藏札达盆地古格组剖面沉积环境演化特征 [J]. 中国地质, 2006, 33(5):1005-1012.
- Wang Jin, Zhu Dagang, Meng Xiangang, et al. Features of the change in pliocene depositional environment at the guge formation section in the Zanda basin,Tibet [J]. Geology in China, 2006, 33 (5):1005-1012(in Chinese with English abstract).
- [18] 谭红兵, 马海州, 张西营. 碳酸盐含量研究与其记录的环境变化 [J]. 盐湖研究, 2003, 11(4):20-27.
- Tan Hongbing, Ma Haizhou, Zhang Xiyong. Study on carbonates and its record for environmental changes [J]. Journal of Salt Lake Research,2003, 11(4):20-27(in Chinese with English abstract).
- [19] 卢演传. 黄土地层中 CaCO_3 含量变化与更新世气候旋回 [J]. 地质科学, 1981, (2):122-131.
- Lu Yanchou. Pleistocene climatic cycles and variation of CaCO_3 contents in a loess profile [J]. Chinese Journal of Geology, 1981, (2):122-131(in Chinese with English abstract).
- [20] 王云飞. 青海湖、岱海的湖泊碳酸盐含量化学沉积与气候环境变化 [J]. 海洋与湖沼, 1993, 24(1):31-36.
- Wang Yunfei. Lacustrine carbonate chemical sedimentation and climatic-environmental evolution ——a case study of Qinghai lake and Daihai Lake [J]. Oceanologia & Limnologia Sinica, 1993, 24 (1):31-36(in Chinese with English abstract).
- [21] Hu Shouyun, Wang Sumin, Erwin Appel. Environmental mechanism of magnetic susceptibility changes of lacustrine sediments from Lake Hulun, China [J]. Science in China (Series D), 2000, 43 (5):534-540.
- [22] 张普纲, 樊行昭, 霍俊杰. 磁性参数的环境指示意义 [J]. 太原理工大学学报, 2003, 34(3):301-308.
- Zhang Pugang, Fan Xingzhao, Huo Junjie. Environment designating singification of magnetic parameters [J]. Journal of Taiyuan University of Technology, 2003, 34 (3):301-308 (in Chinese with English abstract).
- [23] 杨建强, 崔之久, 易朝露, 等. 云南点苍山冰川湖泊沉积物磁化率的影响因素及其环境意义 [J]. 第四纪研究, 2004, 24(5):591-597.
- Yang Jianqiang, Cui Zhijiu, Yi Chaolu, et al. The influencing factors and environmental significance of magnetic susceptibility in the glacio lacustrine sediments on the Diancang Mountains,Yunnan Province [J].Quaternary Sciences, 2004, 24(5):591-597(in Chinese with English abstract).
- [24] Hiron K R, Thompson R.Palaeoenvironmental application of magnetic measurements from Inter -Drumlin Hollow Lake sediments near Dungannon Co. Tyrone,Northern Ireland [J]. Boreas, 1986, 15:117-135.

Variation characteristics of the depositional environment in the Peiku Co Basin, Tibet

HAN Jian-en¹, LV Rong-ping¹, YU Jia¹, ZHU Da-gang¹, SHAO Zhao-gang¹,
MENG Xian-gang¹, YANG Chao-bin², WANG Jin¹, QIAN Cheng¹

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

2. *Tibet Bureau of Land and Resources, Lhasa 850000, Tibet, China*)

Abstract: Based on field geological survey and an analysis of such environmental indicators as grain sizes, magnetic susceptibility and carbonate content as well as ESR and U-series ages, this paper discusses the variation of the depositional environment in the Bangrong Formation during late Pleistocene. The analytical results show that the Peiku Co paleolake underwent a whole process of lake evolution: the initial shallow lake period and the development of the deep lake and the shrinkage into the shallow lake. During 127~15 ka B.P. in Late Pleistocene, the basin evolved into the strong rift stage. Being warm and humid, the water table of the lake rose, and the paleolake evolved into the shallow lake stage during 127~56 ka B.P. The paleolake went into the deep lake stage with the surface of paleolake wave rising during 56~31 ka B.P. The paleolake shrank into the shallow lake stage during 31~15 ka B.P. The emergence of freeze-thaw fold may suggest that this region went into the ice-border period.

Key words: Tibet; Peiku Co Basin; Late Pleistocene; depositional environment; Bangrong Formation

About the first author: HAN Jian-en, male, born in 1980, doctor candidate, engages in regional geology, sedimentary facies and paleoenvironment; E-mail: hanjianen@163.com.