

可可西里古近系含盐系地层沉积特征及古盐湖成盐模式讨论

龚大兴^{1,2}, 伊海生², 周家云¹, 吴驰华², 夏国清²

(1. 中国地质科学院矿产综合利用研究所, 四川 成都 610041;

2. 成都理工大学, 四川 成都 610500)

摘要:可可西里是羌北—滇西构造域中重要的新生代沉积盆地,其古近系红层是认识中国陆相微陆块成盐作用的重要窗口。该区南部沱沱河盆地、北部错仁德加盆地古近系雅西措群地层中明显包含两套含盐系地层,两套层系形成的时代、古气候条件相同,但古地理条件、古盐湖盆地规模、成盐机制各异。渐新世时期沱沱河盆地属于封闭型的干盐湖沉积,错仁德加盆地属于开放型干盐湖沉积环境,预示着青藏高原中部渐新世大可可西里盆地并非相互连通,其中小型盆地的沉积成盐环境存在差异。

关键词:含盐系地层;沉积特征;成盐模式;盐湖封闭性;古近系;可可西里

中图分类号:P619.211

文献标识码:A

文章编号:1008-858X(2014)03-0001-08

前言

中、新生代滇西至羌塘地区处于新特提斯东段^[1],该特提斯带从侏罗纪—新近纪长期处于炎热干旱的气候环境^[2]。特别是古近纪,在行星风系、北亚热带副高控制下,一条带状的干旱—半干旱带贯穿东西,气候以炎热干旱为主,并随着两极冰盖的形成进一步变冷变干^[3-10]。受此气候条件影响,可可西里地区新生代广泛发育一套陆相红色碎屑岩系和含膏盐岩层,具有多层系厚度巨大的特点,地表还能见到保存较好的盐丘群^[11-14]。在这一时期,柴达木盆地及塔里木盆地均发现有大量的新生代盐类矿产资源,同一纬度带的地中海西北莱茵地堑和西班牙的渐新世盆地也有数亿吨级的盐矿发现^[2,9]。作为羌北—滇西构造域中重要的新生代沉积盆地,可可西里地区古近系红层是认识中国陆相微陆块成盐作用的重要窗口。但是,

区内有限的地质工作中,对这一套膏盐岩系只进行了一般岩性描述,针对古盐盆地沉积——成盐环境的研究工作还是一片空白。本文运用沉积学理论,在研究区渐新统雅西措群中识别出两套含盐系地层,进一步讨论了其沉积特征及沉积成盐模式。

1 地质概况

可可西里是青藏高原陆相新生代地层分布最大的地区,大地构造位置处于可可西里—巴颜喀拉板块西段及羌塘—昌都板块的北部,覆盖了金沙江缝合带。现今南北边界绝大部分为断裂,局部为超覆边界,北部以南昆仑缝合带为界,南部以唐古拉山北缘坎巴塔软断裂为界^[15-16]。

以可可西里—金沙江缝合带为中心,大致可分为南北两个新生代沉积盆地。南部为沱沱河盆地,主体位于沱沱河东南,长轴近于东西

收稿日期:2014-03-05;修回日期:2014-05-12

基金项目:国家973项目“中国陆块海相成钾规律及预测研究”(2011CB403000);国家自然科学基金项目“湖相叠层石韵律纹层生长节律及时间标尺与环境信息研究”(41102060)

作者简介:龚大兴(1986-),男,硕士研究生,主要研究方向沉积地质学。Email:gongdaxing@gmail.com。

向,扁豆状,与区域构造线平行,盆地长约 180 km,宽约 36 km,面积约为 15 317 km²,盆地基底由石炭—二叠系西金乌兰群、二叠系开心岭群、三叠系结扎群组成,总厚度达 23 km^[16];北部为错仁德加盆地,东西走向,盆地南北宽 80~120 km,东西长 380 km,面积约为 45 600 km²,基底出露三叠系巴颜喀拉群浅变质的砂板岩^[15,47]。盆地南北边缘出露零星条带状风火山群,主体地层为雅西措群,湖心部

位分布五道梁群湖相灰岩地层。本文弃用了前人将可可西里盆地四分的模式,即弃用了风火山盆地和通天河盆地,认为风火山盆地是错仁德加盆地东部的一个凹陷。在盆地边界问题上,本文以连片分布的新生代地层出露区以及盆地边缘相砾岩为标志进行圈定,弃用了 1990 年中英考察提出的将风火山北缘作为错仁德加盆地南界的观点^[18]。将青藏公路七十八道班处日尔拉玛山北缘作为该盆地南界(图 1)。

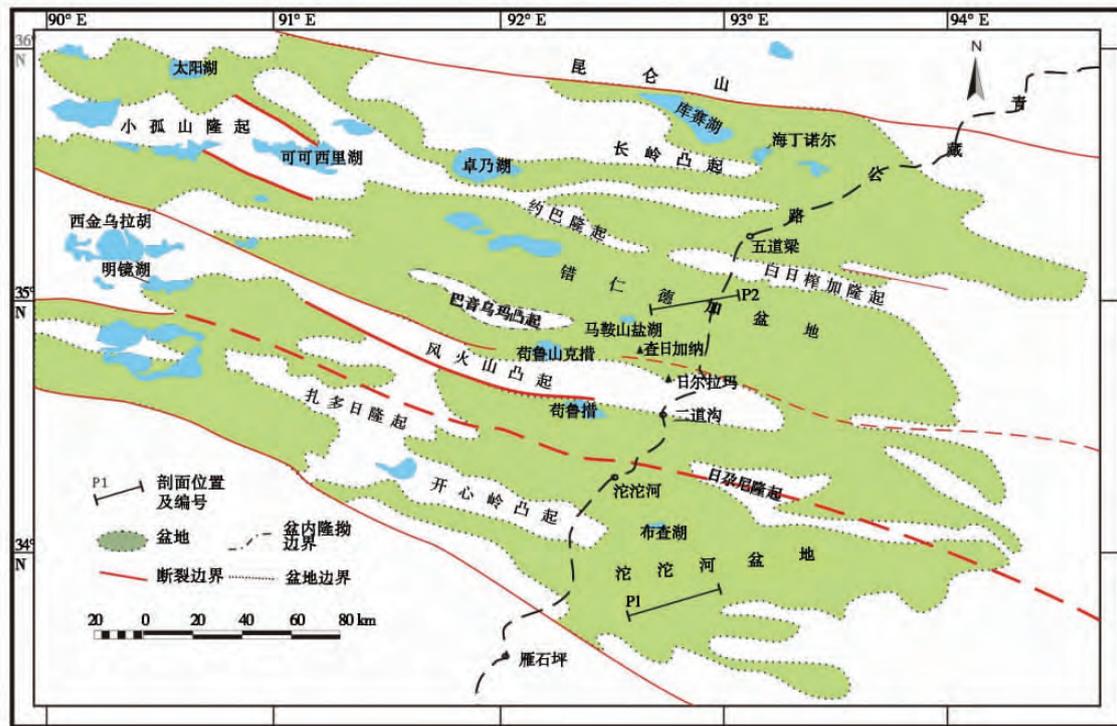


图 1 可可西里地区次级盆地分布图

Fig. 1 The secondary basins in Hoh Xil area

2 含盐地层系的沉积特征

2.1 含盐系地层的识别

可可西里地区古近系渐新统雅西措群中上部是含盐系地层主要赋存的层位。在南北两个不同的盆地,至少可划分出两套含盐系地层,地表以连续沉积,连片产出的石膏层为标志。南部沱沱河盆地含盐层是一套以黄绿色为主色调,间夹紫红色、灰绿色、灰黑色岩层的杂色岩层。岩性以泥灰岩、泥岩为主,间夹大量石膏及

少量砂岩、粉砂岩,控制厚度 1 100 m;北部错仁德加盆地雅西措群含盐层以紫红色为主色调,未见杂色岩层,岩性为紫红色泥岩、粉砂岩、细砂岩不等厚互层间夹大量石膏,属于内陆湖相含盐沉积,厚度达 1 400 m(图 2),以不含碳酸盐岩区别于沱沱河盆地。

两套含盐系地层具有许多相似的特征。第一均出现在雅西措群中上部层位,在各自盆地均大面积分布,广泛出露地表,保留有水平层理、沙纹层理、对称浪成波痕、生物碎屑灰岩、叠层石等明显的湖相沉积标志,沉积环境变化相对简单,沉积相变化不大,膏盐岩层均属于季节

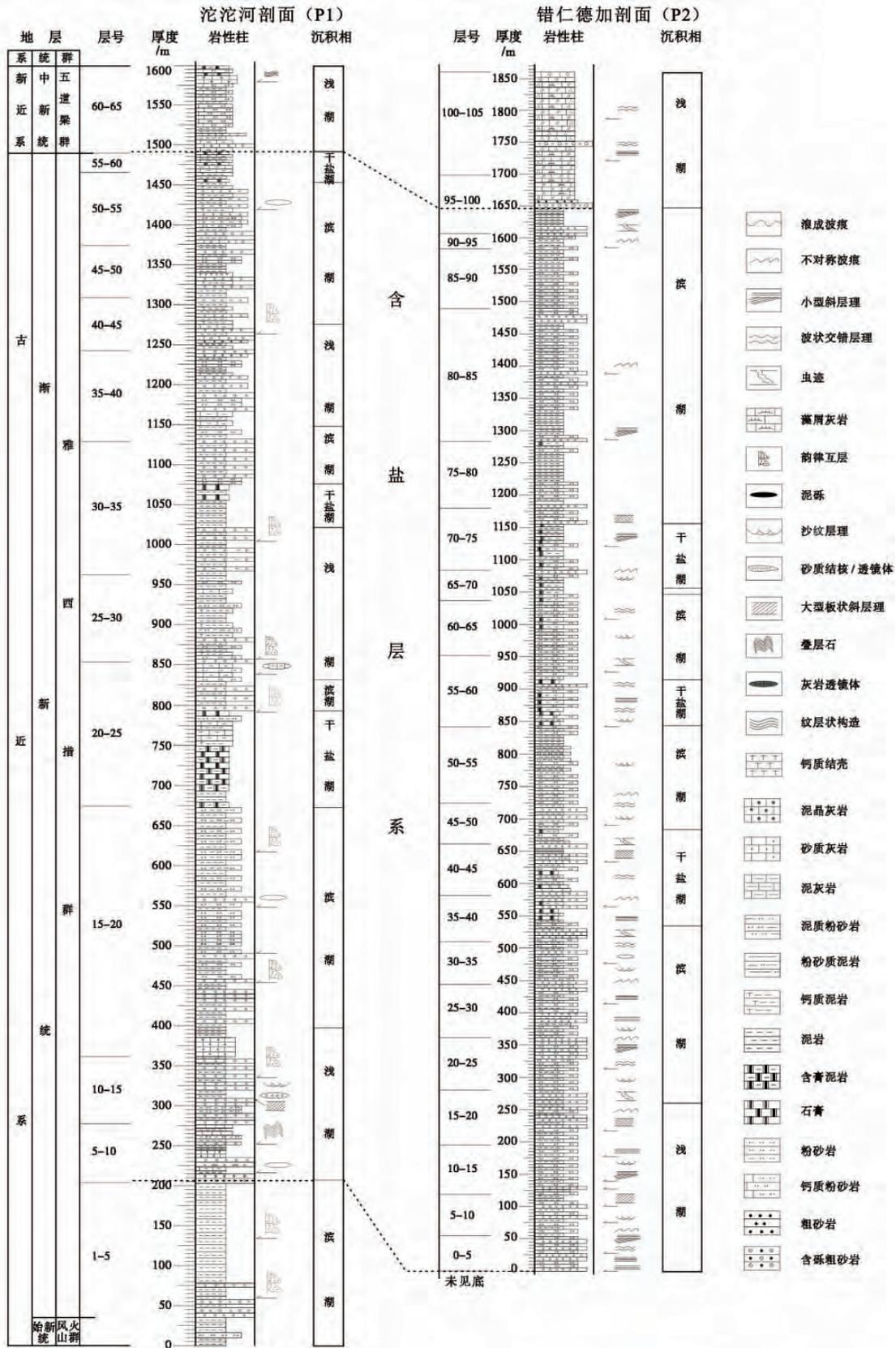


图2 可可西里地区含盐系地层剖面对比图

Fig. 2 Comparisons of salt-bearing sections in Hoh Xil area

性有水的陆相干盐湖沉积 (playa)^[19-20] (图 2)。第二,两套岩系中均含有大量连片产出的石膏层,石膏一般呈透镜状、层状产出,风化后常突出于地表,呈卷曲的薄板状、薄层状。第三,两套含膏盐岩系地表均可见白色盐类颗粒,粒径极小,味咸、涩,是地层内部的盐类矿物经地表水的淋滤作用、蒸发作用后析出的盐类晶体,是地层含盐的有利证据,在其它地层中未见此现象。第四,盆内盐丘、盐泉(卤水)、盐湖几乎都发育在这两套含盐系地层之中(图 1),如查日加纳盐丘、马鞍山盐湖及布查湖,区域地质资料中两套岩系均可见有石盐、石膏矿层的描述。

季节性干盐湖有“潮湿”和“干旱”季节相交替的特征。在湿季暴雨洪水可淹没整个干盐湖,片流还带来大量的碎屑物(主要是泥、粉砂)及部分盐类物质,形成有纹层结构或斜层理的泥岩、粉砂岩夹层。在丰富的营养物质供给的情况下,在浅湖—深湖等水体相对稳定的区域还会大量沉淀碳酸盐。在旱季随着蒸发作用,水体浓度逐渐加大,会形成新的一层盐层,并在干涸的盐湖表面,经风蚀及风的搬运、沉积作用改造,形成风成沉积及石膏砂丘等。因此,季节性干盐湖的沉积组合通常为—套盐层、泥岩夹层及风成沉积夹层组成。与永久性盐湖不同,其易溶盐类出现在不易溶盐类之下,显示倒转的盐类沉积层序。盐丘、膏盐层与卤水沉积常常作为发现盐类矿床的重要找矿标志^[21-22],也是本文将这两套岩系标识为含盐系地层的原因。

2.2 含盐系地层的沉积特征

虽然同形成于渐新世时期炎热干旱的气候环境,但错仁德加盆地和沱沱河盆地含盐系地层的沉积特征却有较大的差异。

1) 含盐系地层的颜色不同。前者为紫红色,后者为杂色,说明两套层系形成于不同的氧化还原条件下。

2) 含盐系地层岩性上的差别,紫红色含盐系地层中未见碳酸盐岩,而杂色层系中碳酸盐

岩为主要的岩相类型(图 2),说明形成两套层系的湖泊水体浑浊度、深度各异。

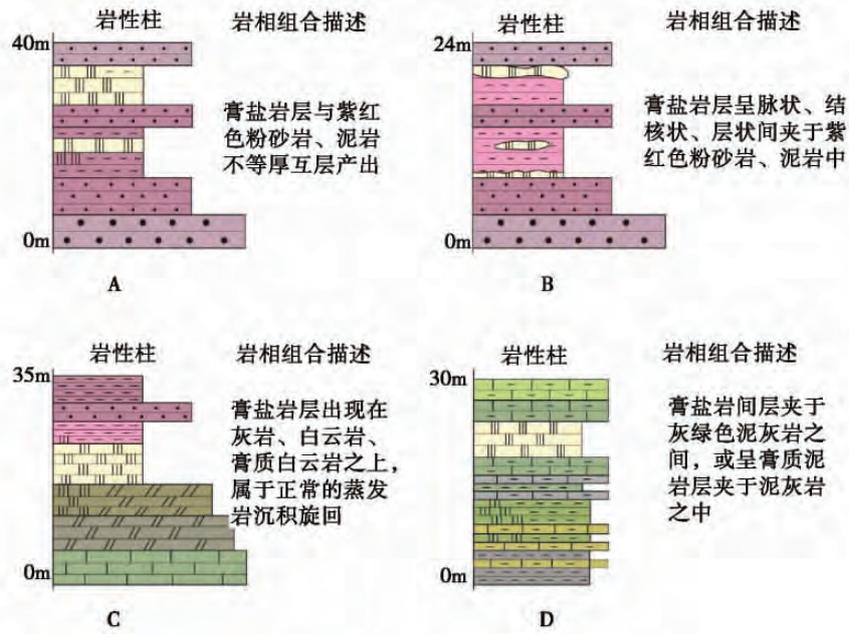
3) 含盐系地层中膏盐岩的厚度、连续性、产出状态不同。沱沱河盆地的膏盐岩层明显更厚,连续性更好,如 P1 剖面 22 层,单层石膏厚度达 70 m;错仁德加盆地膏盐层普遍较薄,连续性较差,P2 剖面中最厚的膏盐层(38 层)仅 24 m(图 2)。

4) 两套含盐系地层的岩相组合形式各异,特别是膏盐岩相的组合特征不同。错仁德加地区膏盐岩主要赋存于紫红色—桔红色砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩中,常与粉砂岩、泥岩不等厚互层产出,或与泥岩共生表现为紫红色含膏泥岩夹泥质细砂岩和粉砂岩(图 3A),或呈脉状、团块状石膏条带、结核,也见次生的脉状石膏呈斜切纹理的网状(图 3B)。在粉砂岩夹层中,主要见小型沙纹层理和波痕,代表了局限的含膏盐湖沉积环境,属于滨湖相或湖湾相局限环境的产物^[23-24]。在沱沱河盆地则常见膏岩层与白云质灰岩、砂质灰岩、泥灰岩共生,属于正常的蒸发岩沉积旋回(图 3C),或与灰绿色泥灰岩互层,间夹于泥灰岩、灰色泥岩中(图 3D),这种情况沉积形成的膏盐岩层往往较厚,属于季节性有水的干盐湖在干旱期湖盆中心位置的沉积。

这些不同点说明两个盆地在渐新世的古地理环境、沉积模式并不是相同的,有着各自的特殊性。

3 含盐系地层的沉积模式

盐湖盆地中干盐湖的演化过程及沉积模式要受到气候、地下水、干盐湖体系本身的大小和开放程度的影响^[19]。在气候条件、补给条件、盆地规模都大致相同的情况下,盐湖的开放程度是含盐系地层岩相组合形式的主控因素。开放程度较低,湖盆封闭性较好,干盐湖的演化过程中干盐湖和卤水湖通常交替出现;开放程度较高,干盐湖中则会出现干盐滩与卤水湖并存,受季节性河流的影响强烈。



A P2剖面70~73层; B P2剖面56~58层; C P1剖面20~22层; D P1剖面55~60层

图3 含盐系地层典型岩相组合示意图

Fig. 3 Lithofacies association of the typical salt-bearing series

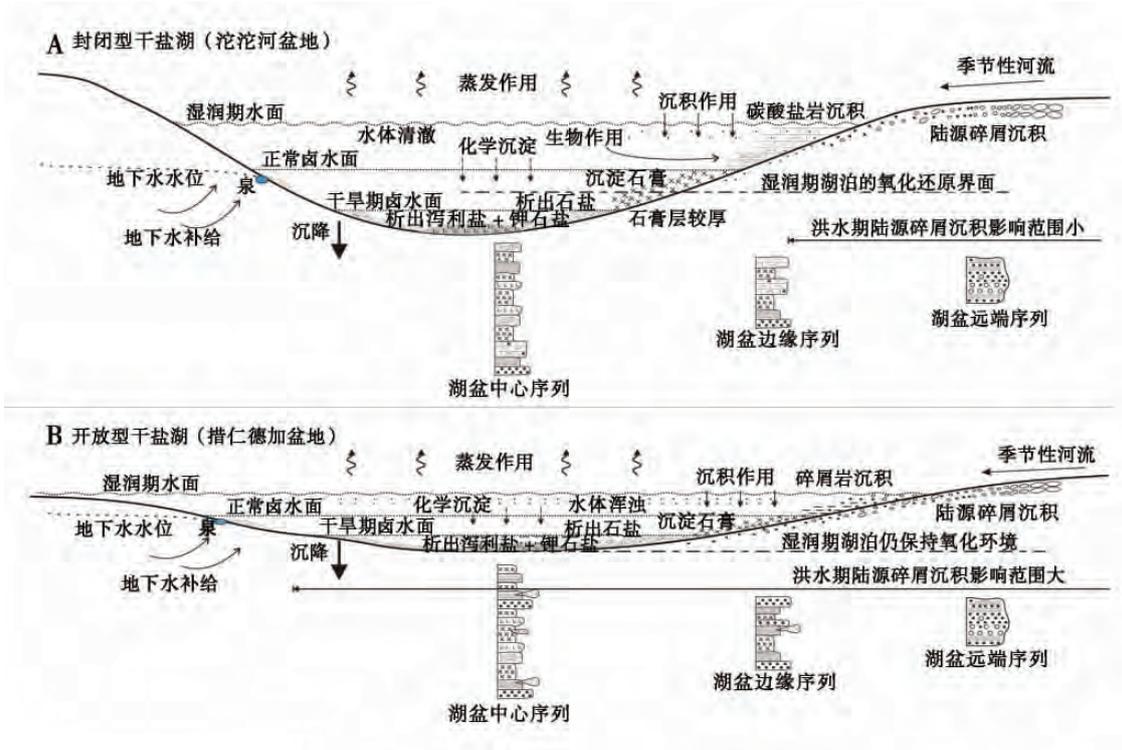


图4 可可西里地区含盐系地层沉积成盐模式图

Fig. 4 Sedimentary facies and salt-forming model about the salt-bearing series in Hoh area

古沱沱河盆地属于封闭型的干盐湖沉积体系,特别是在布查湖—通天河北岸一带,湖盆相对较深,距离河流入湖口较远。在干早期,季节性河流供给不足,主要靠地下水补给,在蒸发作用控制下,卤水持续干化浓缩。以化学沉淀为主,依次析出硫酸盐、石盐,甚至出现泻利盐与钾石盐。由于盐类析出过程发生在卤水演化的中晚期,在卤水补给量与蒸发量达到盐类析出节点之前,湖心位置通常会形成较多厚层的石膏。在相对湿润期,因为距离干盐湖中心位置较远,季节性河流影响的范围较小,降水、洪水带来的碎屑物质不能到达湖心,只能在干盐湖的湖滩地带沉积,湖泊中水体相对清洁,生物繁盛,沉积作用以碳酸盐岩的沉积为主;处于水动力条件较弱或静水环境的湖心位置,波浪作用不能涉及,水体安静、清洁,处于缺氧的还原环境,仅有少量的呈悬移载荷的泥质沉积,形成泥岩,在生物作用的影响下形成钙质泥岩、泥灰岩(图 4A)。由于湖盆较深,湿润期的古沱沱河盆地中沉积物还会受到氧化还原界面的控制和

影响,所以两套含盐系地层在颜色和岩性上差别也较大。

错仁德加盆地属于开放型干盐湖沉积体系,以缺少碳酸盐岩沉积,富含红色陆源碎屑岩为主要特征。干盐湖湖盆较浅,相对平坦,干早期也会受到季节性河流的影响,所以在膏盐岩的沉积过程中夹杂着较多的陆源碎屑沉积,含膏泥岩、粉砂岩表面发育较多浅水波痕、虫迹等沉积构造。由于湖泊较浅,相对平坦,卤水湖的面积和成盐作用的范围会更大更广,但宽阔的干盐滩上淋滤先期沉淀的盐类沉积的效率也会更高。在湿润期,干盐湖会更大范围地受到陆源碎屑的影响,湖泊水体浑浊,以碎屑岩的沉积为主,碳酸盐岩沉积不发育。地表水的加入会溶解先期形成的盐类,同时快速的陆源碎屑物质的堆积也会有效地保存盐类沉积,这样的破坏和保存作用会因为湖底地形、水位、沉积速率的不同而不同,最终保留下来的膏岩层常会呈现出薄层状、透镜状和丘状,错仁德加盆地地层中膏盐岩层的产出形态就是这样(图 4B)。

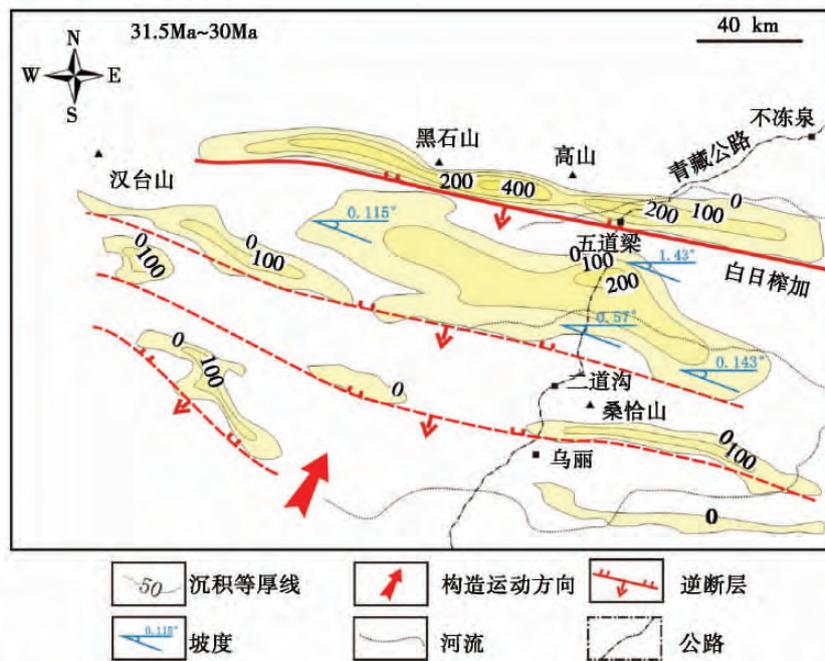


图 5 渐新世错仁德加古湖盆坡度及地层等厚图^[24]

Fig. 5 Isopach map and the slope of the Paleo-Saline in Oligocene in CRDJ basin

4 讨论

对于沱沱河盆地的封闭型,前人从岩石的碳氧同位素角度入手也做过相关研究,结果表明区内雅西措群碳酸盐岩中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 相关性好,同样得出了新生代的沱沱河盆地的水体是封闭湖泊水体的结论^[4]。错仁德加盆地属于开放型干盐湖沉积的证据还有古湖盆的坡度。前人对可可西里五道梁地区渐新世的沉积厚度进行过研究,编制了地层等厚线图^[24],以1:20万地形图作为参照,可以计算当时古湖盆的坡度(图5)。至少在31.5 Ma~30 Ma渐新世沉积期间,错仁德加盆地是宽缓的浅水湖盆,近东西向展布,西缘坡度仅 0.115° ,东缘 0.143° ,南北向坡度稍陡,南缘坡度为 0.57° ,北缘为 1.43° 。由于湖盆较浅,即使是在相对湿润期,湖泊沉积体系仍然保持着氧化环境,所以沉积物以单一的红色色调为主,露头上呈现出紫红色含盐系地层特征。

可可西里新生代沉积盆地是青藏高原隆升和气候变化的信息载体,一直是高原研究的热点地区^[25-29]。特别是2008年以后关于“原青藏高原”和“古柴达木前陆盆地”的研究不断涌现。目前,许多学者从区域沉积充填序列、时代、物源、构造变形、演化历史及岩石组合等多个方面,肯定了新生代“大可可西里盆地”这一观点,认为可可西里在新生代存在一个统一的盆地^[30-33]。但是,如同三叠纪时期的四川盆地,统一的大型盆地中,存在一些互不连通的小型盆地、凹地,中三叠世漫长的成盐期里,四川盆地形成了星罗棋布的次级盐凹、盐盆,各个次级盐盆的成盐规模、咸化程度、成盐时限各不相同^[34-36]。可可西里渐新世时期的两套含盐系地层形成的时代、古气候条件、沉积环境相同,但古地理条件、古盐湖盆地规模、成盐机制、成岩后期变化各异。沱沱河盆地属于封闭型的干盐湖沉积,错仁德加盆地属于开放型干盐湖沉积环境,预示着青藏高原中部渐新世大可可西里盆地也并非相互连通,其中小型盆地的沉积成盐环境存在差异。

5 结论

1)可可西里地区古近系渐新统雅西措群中上部是含盐系地层主要赋存的层位。在南北两个不同的盆地,至少可划分出两套含盐系地层,北部错仁德加盆地为一套紫红色泥岩、粉砂岩、细砂岩间夹有大量石膏层;南部沱沱河盆地以黄绿色为主色调,间夹紫红色、灰绿色、灰黑色的杂色泥岩、粉砂岩、碳酸盐岩间夹大量石膏层。

2)渐新世时期沱沱河盆地属于封闭型的干盐湖沉积体系,错仁德加盆地属于开放型干盐湖沉积体系。前者受季节性河流的影响较小,后者在干旱期也会受到陆源碎屑物质的影响。沉积物碳酸盐岩含量、沉积物的颜色受氧化还原界面的控制。两套含盐系地层沉积成盐模式的不同,造成了两者沉积特征的差异,预示青藏高原中部渐新世大可可西里盆地可能并不是相互连通的,分布其中的小型盆地沉积成盐环境存在较大的差异。

参考文献:

- [1] 黄汲清,陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化[M]. 北京:地质出版社,1987.
- [2] 郑绵平,袁鹤然,张永生,等. 中国钾盐区域分布与找钾远景[J]. 地质学报,2010,84(11):1523-1553.
- [3] 尹成明,李伟民,Andrea R. 柴达木盆地新生代以来的气候变化研究[J]. 吉林大学学报,2007,37(5):901-907.
- [4] 高玄曦,白宪洲,李勇,等. 用碳氧同位素对沱沱河古近纪及新近纪早期气候变化的研究[J]. 成都理工大学学报,2006,33(1):19-23.
- [5] 徐丽,苗运法,方小敏,等. 青藏高原东北部西宁盆地中始新世—渐新世沉积物颜色与气候变化[J]. 兰州大学学报,2009,45(1):12-19.
- [6] Liu Z, Wang C. Facies analysis and depositional systems of Cenozoic sediments in the Hoh Xil basin, northern Tibet [J]. Sedimentary Geology 2001, 140(3-4):251-270.
- [7] 苗运法,方小敏,宋之琛,等. 青藏高原北部始新世孢粉记录与古环境变化[J]. 中国科学(D辑:地球科学),2008,38(2):187-196.
- [8] 伊海生,林金辉,周恩恩,等. 青藏高原北部新生代湖相碳酸盐岩碳氧同位素特征及古环境意义[J]. 古地理学报,2007,9(3):303-312.

- [9] 马万栋, 马海州. 塔里木盆地西部卤水地球化学特征及成钾远景预测[J]. 沉积学报, 2006, 24(1): 96-106.
- [10] Sun X, Wang P. How old is the Asian monsoon system? — Palaeobotanical records from China [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2005, 222(3-4): 181-222.
- [11] 伊海生, 林金辉, 时志强, 等. 藏北乌兰乌拉湖地区第三纪陆相红层古地磁研究的初步结果及地质意义[J]. 地球学报, 2004, 25(6): 633-638.
- [12] 刘志飞, 王成善, 金玮, 等. 青藏高原沱沱河盆地渐新—中新世沉积环境分析[J]. 沉积学报, 2005, 23(2): 210-217.
- [13] 张克信, 王国灿, 季军良, 等. 青藏高原古近纪—新近纪地层分区与序列及其对隆升的响应[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 2010, 40(12): 1632-1654.
- [14] 刘燕学, 侯增谦, 王光辉, 等. 沱沱河盆地古近纪—新近纪盆地演化及青藏高原隆升的沉积响应[J]. 地学前缘, 2011, 18(4): 65-76.
- [15] 中国石油天然气公司新区勘探开发事业部. 青藏地区可可西里盆地区域石油地质调查报告[R]. 北京: 中国石油天然气总公司新区勘探开发事业部, 1997.
- [16] 张以蒹, 郑健康. 青海可可西里及邻区地质概论[M]. 北京: 地震出版社, 1994, 40-44, 177.
- [17] 孙瑕, 伊海生, 林金辉, 等. 青藏高原北部新生代陆相盆地石油地质条件及勘探前景[J]. 沉积与特提斯地质, 2008, 28(4): 7-13.
- [18] 中—英青藏高原综合地质考察队. 青藏高原地质演化[M]. 北京: 科学出版社, 1990: 384-410.
- [19] Walker R G, *et al.* 沉积相模式[C]. 项仁杰, 等译. 北京: 地质部情报研究所出版, 1979.
- [20] Eugster H P, Hardie L A. Sedimentation in an ancient playa-lake complex—the Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1975, 86(3): 319-334.
- [21] 袁见齐. 袁见齐教授盐矿地质论文集[C]. 北京: 学院出版社, 1988.
- [22] 成都理工大学. 岩相古地理教程[M]. 成都: 成都理工大学, 1995: 78-81.
- [23] 刘志飞, 王成善. 可可西里盆地早渐新世雅西措群沉积环境分析及古气候意义[J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 355-361.
- [24] 朱利东. 青藏高原北部隆升与盆地和地貌记录[D]. 成都: 成都理工大学, 2004.
- [25] Tapponnier P, Xu Z, Roger F, *et al.* Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau [J]. *Science*, 2001, 294(5547): 1671-1677.
- [26] Decelles P G, Gehrels G E, Quade J, *et al.* Neogene fore-land basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1998, 110(1): 2-21.
- [27] Zhu L, Wang C, Zheng H *et al.* Tectonic and sedimentary evolution of basins in the northeast of Qinghai-Tibet Plateau and their implication for the northward growth of the Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 241(1): 49-60.
- [28] Fang X, Zhang W, Meng Q *et al.* High-resolution magnetostratigraphy of the Neogene Huaitoutala section in the eastern Qaidam Basin on the NE Tibetan Plateau, Qinghai Province, China and its implication on tectonic uplift of the NE Tibetan Plateau [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 258(1-2): 293-306.
- [29] Wang C, Gao R, Yin A *et al.* A mid-crustal strain-transfer model for continental deformation: A new perspective from high-resolution deep seismic-reflection profiling across NE Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 306(3-4): 279-288.
- [30] Wang C, Zhao X, Liu Z, *et al.* Constraints on the early uplift history of the Tibetan Plateau [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2008, 105(13): 4987-4992.
- [31] Yin A, Dang Y, Wang L, *et al.* Cenozoic tectonic evolution of Qaidam basin and its surrounding regions (Part 1): The southern Qilian Shan-Nan Shan thrust belt and northern Qaidam basin [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2008, 120(7-8): 813-846.
- [32] Dai J, Zhao X, Wang C, *et al.* The vast proto-Tibetan Plateau: New constraints from Paleogene Hoh Xil Basin [J]. *Gondwana Research*, 2011, 22(2): 434-446.
- [33] 李亚林, 朱利东, 戴紧根, 等. 可可西里西段羊湖盆地沉积、构造特征及其动力学意义[J]. 岩石学报, 2013, 29(03): 1017-1026.
- [34] 林耀庭, 何金权, 叶茂才. 论四川盆地中三叠统成盐模式及找钾方向[J]. 化工矿产地质, 2003, 25(2): 76-86.
- [35] 林耀庭, 陈绍兰. 论四川盆地中、中三叠统蒸发岩的生成模式、成盐机理及找钾展望[J]. 盐湖研究, 2008, 16(3): 1-10.
- [36] 蔡克勤, 袁见齐. 四川三叠系钾盐成矿条件和找矿方向[J]. 化工地质, 1986, (2): 1-9.

(下转第 25 页)

The Influence of Mass on Magnetic Susceptibility during the Measurement

ZENG Fang-ming ,LAI Zhong-ping ,LIU Xiang-jun

(*Qinghai Institute of Salt Lakes , Chinese Academy of Sciences , Xining 810008 , China*)

Abstract: Magnetic susceptibility , usually used in eolian deposits , lacustrine sediments and marine sediments , has been one of the most important indexes to reconstruct the paleoenvironmental evolution for Cenozoic strata and even pre-Cenozoic strata. Accurate measurement of magnetic susceptibility is critical. Investigating the effect of mass of a specific sample on magnetic susceptibility measurement has not been reported yet. The current study measured the magnetic susceptibilities of various masses for two air-dried samples (LT297 and LT365) taken from the late Quaternary loess-paleosol sequences at Lintao County , Gansu Province , in the Chinese Loess Plateau. The effect of mass on susceptibility measurement were investigated. The results show that: (1) The effect of mass is significant. When the mass is less than 6g , the low-frequency magnetic susceptibilities (χ_{lf}) increases with the increase of mass , and when the mass is no less than 6g the χ_{lf} values remains stable. (2) The relationship between frequency-dependent magnetic susceptibility ($\chi_{fd}\%$) and the mass is complicated. When the mass is less than 6g , the amplitude of variation of $\chi_{fd}\%$ value is larger than that of mass of more than 6g. (3) The authors suggest that mass should be no less than 6 g for a sample during the susceptibility measurement.

Key words: Magnetic susceptibility measurement; Mass effect; Paleoenvironment reconstruction

(上接第8页)

Discussion on Sedimentary Characteristics of the Paleogene Salt-bearing Formation and Saltforming Model of the Paleo-Saline in Hoh Xil Area

GONG Da-xing^{1,2} , YI Hai-sheng² , ZHOU Jia-yun¹ , WU Chi-hua² , Xia Guo-qing²

(1. *Institute of Multipurpose Utilization of Mineral Resources , Chinese Academy of Geological Sciences , Chengdu , 610041 , China*; 2. *Chengdu University of Technology , Chengdu , 610500 , China*)

Abstract: The Hoh xil area is the most important sedimentary basin in the tectonic domain of Qiangtang—West Yunnan in Cenozoic. That has been called red-layer or gypsum-salt bed is very wide distribution in this area , it gives us a bright window to the salt-forming mechanism of continental palaeo-block. Taking sedimentology and paleogeographic analysis as guiding theory , focusing on Yaxicuo formation in Oligocene , selecting Cuorendejia (CRDJ) basin and Tuotuohe (TTH) basin in Hoh Xil area as the main research object , two salt-bearing series could be recognized. Comprehensive evaluation revealed that both of the salt-bearing series formed in the same period and paleoclimate , but there are different palaeogeographical conditions , different scale of the Paleo-Saline and salt-forming mechanism for the two secondary salt basins. The CRDJ basin was an opening playa , while the TTH basin was more closed , imply that the wide Hoh Xil area was consisted by a series of distinctive , secondary salt basins.

Key words: Salt-bearing formation; Sedimentary characteristics; Saltforming model; Sealing of paleo-saline; Paleogene; Hoh Xil