

老挝东泰钾盐矿床地球化学及其沉积后变化 初步研究*

张西营^{1,3}, 马海州¹, 谭红兵², 高东林¹, 李斌凯^{1,3}, 王明祥¹, 唐启亮¹, 袁小龙^{1,3}
(1 中国科学院青海盐湖研究所盐湖资源与化学重点实验室, 青海 西宁 810008; 2 河海大学水文水资源与水利工程
科学国家重点实验室, 江苏 南京 210098; 3 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要 呵叻高原是世界上最大的钾盐沉积矿床分布区之一, 研究区位于呵叻高原北部的沙空那空盆地东部边缘, 钻探资料揭示该地区钾盐资源相当可观。该含盐建造包含上、中、下3个盐段, 每个盐段都由一套蒸发岩-碎屑沉积旋回组成, 钾盐层主要赋存于下盐段上部。剖面和地层学分析表明, 研究区盐构造类型为低结构低成熟度的盐背斜构造, 盐体几何形态为一低结构低成熟度的盐背斜, 盐背斜轴部矿层厚度较两翼矿层厚得多。岩盐中微量元素 Br、K 含量及 $Br \times 1\ 000/Cl$ 系数的变化指示成盐卤水经过了阶段性的浓缩和淡化过程, 并且成盐作用越来越弱。ZK04 孔较低的 Br 含量($\alpha(Br) = 18 \times 10^{-6}$)表明下膏盐层在成盐过程中受到了非海相流体的影响。中膏盐层基底石盐中高 K 低 Br 特征表明, 下膏盐层残余高浓度卤水影响了其成盐过程, 并且该基底石盐很可能又经历了溶解和重结晶过程。

关键词 地质学; 盐体几何形态; 微量元素 Br 和 K; $Br \times 1\ 000/Cl$ 系数; 沉积后变化; 老挝东泰钾盐矿床
中图分类号: P619.21+1 **文献标识码**: A

Preliminary studies of on geochemistry and post-depositional change of Dong Tai potash deposit in Laos

ZHANG XiYing^{1,3}, MA HaiZhou¹, TAN HongBing², GAO DongLin¹, LI BinKai^{1,3}, WANG MingXiang¹,
TANG QiLiang¹ and YUAN XiaoLong^{1,3}

(1 Key Laboratory of Salt Lake Resources and Chemistry, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008, Qinghai, China; 2. State Key Laboratory of Hydrology Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, Jiangsu, China; 3 Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)

Abstract

The study area lies in the eastern margin of Sakon Nakhon Basin within Khorat plateau where there exists one of the world's largest potash deposits. The data from boreholes reveal the existence of abundant potash. The evaporite-bearing formation comprises three members (Lower, Middle and Upper) which are mainly composed of evaporite separated red-colored siliciclastic rocks. The potash layer exists in the uppermost part of the Lower Member. In the light of an analysis of sections and strata, the salt tectonic type in this area is a low-structure and low-maturity anticline which is closely related to differential loading. The existence of salt tectonics influences not only the distribution and thickness of potash but also the geochemical characteristics of rock salts. The

* 本文得到国家自然科学基金项目(批准号:40903014和40603007)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(编号:KZCX2-YW-344)的联合资助

第一作者简介 张西营,男,1977年生,助理研究员,博士研究生,主要从事盐湖矿物学和地球化学研究。Email:xyzchina@isl.ac.cn
收稿日期 2009-06-24;改回日期 2010-04-09。张绮玲编辑。

content of minor elements Br and K as well as the $Br \times 1\,000/Cl$ ratios indicate that the brine experienced stages of concentration and freshening, with the salification becoming more and more weak. Low Br content (18×10^{-6}) in rock salt of borehole ZK04 shows that the salification in the Lower Member was affected by non-marine fluids. The basal halites of the Middle Member rich in K and depleted in Br show that infiltrating of the remained concentrated brine from the Lower Member and resolving and recrystallizing of the basal halite.

Key words: geology, geometric shape of salt body, bromine and potassium of trace elements, $Br \times 1\,000/Cl$ ratios, post-depositional change, Dong Tai potash deposit of Laos

呵叻高原钾盐资源丰富,是世界上最大的钾盐沉积矿床之一(Hite et al., 1979; Fan, 2000)。虽然呵叻高原盐岩研究历史可追溯到20世纪初(Lee, 1923),但关于它的成因、物源等问题却一直存在较大争议(Sundharovat, 1976; Thiramongko, 1978; Hite et al., 1979; Sattayarak et al., 1990; Utha-Aaron, 1993; Donald, 1996; 曲懿华, 1997; 曲懿华等, 1998; Warren, 1999; 钟维敷等, 2003)。对马哈萨拉堪组含盐系地层在20世纪90年代以前的研究主要侧重于其经济价值方面(Utha-Aaron, 1993),即钾镁盐矿的储量勘探和矿产的开发利用,以后才逐渐对该含

盐建造开展了沉积学、地球化学等方面的详细研究(Suvanich, 1993; El Tabakh et al., 1998; 1999; 2003; Timofeeff et al., 2006)。

2006年12月至2007年6月,中国科学院青海盐湖研究所在老挝甘蒙省他曲地区开展了钾盐矿床前期勘探工作,共施工16个钻孔,覆盖面积约20多平方公里(图1),钻孔资料揭示该区钾盐储量相当可观。笔者通过对研究区含盐建造沉积地层学及地球化学的研究,尝试揭示研究区盐体几何形态、初步阐明含盐系岩盐地球化学特征一样探讨钾盐矿床沉积后的一些变化。

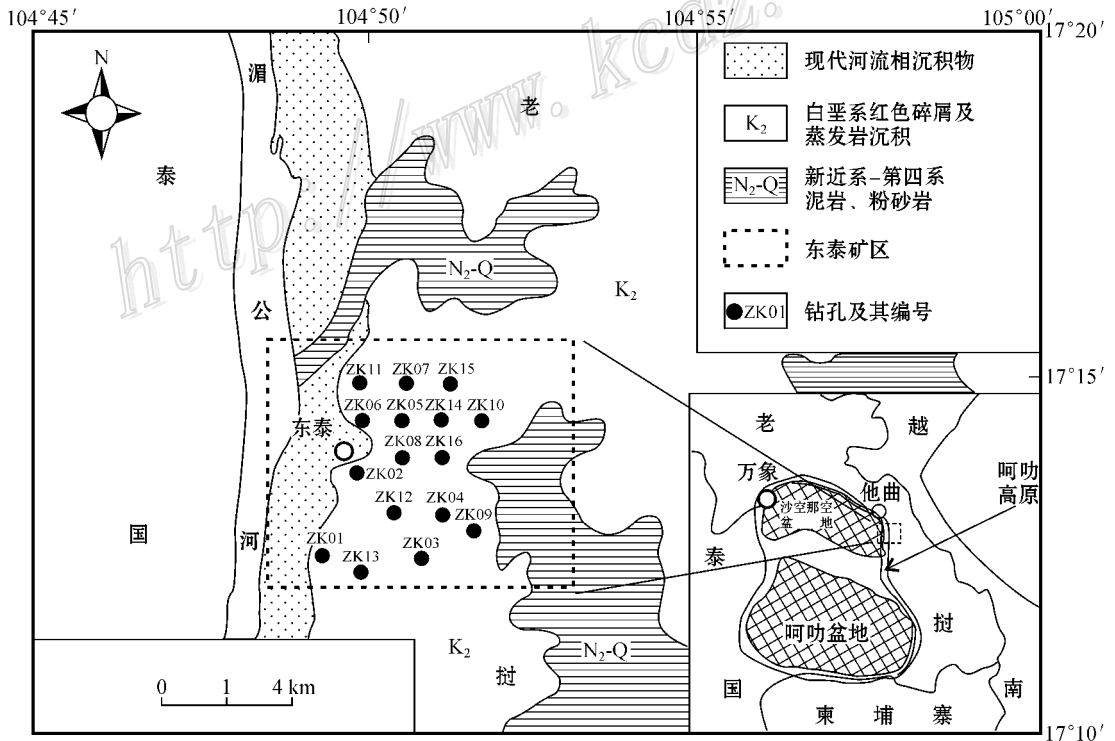


图1 研究区地质简图及钻孔分布图

Fig. 1 Simplified geological map of the study area showing distribution of boreholes

1 区域地质和含盐系地层

呵叻高原位于印支地块之上,主要分布在泰国东北部以及老挝东部和北部边缘部分地区。由于高原中部普潘隆起的阻隔,呵叻高原分为南、北两个次级盆地:南部的呵叻盆地和北部的沙空那空盆地(图 1)。研究区位于沙空那空盆地东部边缘,出露的地层有二叠系、侏罗系、白垩系、第三系和第四系,由于受近东西向的挤压或引张,区内构造较发育,以东西向断层为主,岩浆活动不发育;矿产以钾镁盐矿为主,次为石膏矿(Tran van Ban 2000)。自 20 世纪 20 年代至本世纪初,法国、泰国、越南等国家相继在该区开展了地质调查和资源勘探,目前中国也正在该地区开展钾盐的勘探及相关研究工作。

研究区白垩纪—古近纪含盐系地层马哈萨拉堪组(在万象地区又称为塔贡组)基本分为 3 个蒸发岩-碎屑沉积旋回,岩层自下而上的完整序列包括:基

底硬石膏层—下膏盐层—下碎屑层—中膏盐层—中碎屑层—上膏盐层—上碎屑层,钾镁盐矿层主要赋存于下膏盐层上部(图 2)。该含盐系缺少碳酸盐沉积。见矿钻孔中矿层厚度多在十几米至 80 多米之间,个别钻孔未发现矿层或矿层极薄。上盐段岩盐层因完全被淋滤而仅剩顶部石膏或硬石膏残余,但中、下盐段一般保存完好,在研究区施工的 16 个钻孔中,均未钻进到该含盐系地层底部的基底硬石膏层,只揭露了下盐段部分岩盐。

2 钾盐矿区盐体特征

盐体几何形态对于研究盐体的形成原因、运动规律和成矿作用具有重要意义,因此成矿规律的研究必然离不开对区域盐体特征的分析。

通过多条剖面线的对比分析发现,该含盐地层下盐段的变化最为活跃,主要体现在下膏盐层的深度(即矿层顶板深度)和下碎屑层的厚度上,该层的位

组	段	层	柱状图	厚度/m	岩性描述
第三系—第四系沉积物				0.2~13.0	棕红、土黄色粘土,上部见砾石层
马哈萨拉堪组	上盐段	上碎屑层		9.5~81.4	棕红、灰紫色泥岩和泥质粉砂岩
		上膏盐层		2.2~20.4	灰黑色石膏/硬石膏
	中盐段	中碎屑层		54.2~133.5	棕红色、灰紫色泥岩和泥质粉砂岩,底部为灰绿色
		中膏盐层		8.7~235.5	无色透明、灰白色、灰黑色石盐岩,部分层位可见筛网状硬石膏夹层
	下盐段	下碎屑层		3.1~142.7	棕红色、灰紫色泥岩,底部为灰绿色,泥岩裂隙中常充填桔红色、桔黄色脉状次生光卤石和石盐
		下膏盐层		0.0~86.0	钾镁盐矿层,多为灰白色、无色透明光卤石、钾石盐和石盐
				7.4~245.9	无色透明、灰色、灰黑色石盐岩,部分层位可见筛网状硬石膏钾层。石盐层未见底。



图 2 研究区含盐系地层岩性柱状图

1—含砾粘土;2—泥质粉砂岩;3—泥岩;4—石盐;5—(硬)石膏;6—钾镁盐

Fig. 2 Lithostratigraphy of the evaporite-bearing formation in the study area

1—Gravel-bearing clay; 2—Muddy siltstone; 3—Mudstone; 4—Halite; 5—Gypsum/anhydrite 6—K-Mg salts

置越浅,下碎屑层的厚度越薄;反之,该层埋藏深度越大,下碎屑层的厚度越大,某些孔位(ZK04孔)还可能缺失,这与下盐段的盐流对上覆岩层的强烈刺穿作用有关;中盐段和上盐段的厚度和深度相对要稳定的多,盐体的塑变对其影响很小。由上述分析可以看到,盐流对下盐段的影响最大,这在呵叻高原其他地区含盐地层的研究中也得到了证实(Warren, 1999)。

以各钻孔下盐段顶部深度(矿层顶板深度)为依据作图,可观察到研究区盐体的几何形态。从图3可以看出,研究区盐体的几何形态大致是以ZK07-ZK05-ZK08-ZK04为轴线的狭长弯曲的盐背斜,这是一种低结构低成熟度的盐构造类型,与Khon Kaen附近(呵叻高原西部边缘地区)盐体几何形态非常类似(Wannakomol, 2005)。

3 岩盐地球化学特征

对东泰钾盐矿床共施工16个钻孔,样品采集密度一般约为2 m,前期对ZK01~ZK05等5个钻孔的样品进行了化学分析。首先挑选石盐颗粒5 g左右,

然后用无水乙醇清洗表面污染物(泥质颗粒以及钻探过程中粘附的含有K、Mg等离子体的钻井液),最后将样品在研钵中磨碎后待分析。K元素的分析测试在火焰/石墨原子吸收光谱仪上进行,测试精度优于5%;Br元素用荧光素法在分光光度计上进行,其精度一般优于5%,Br含量较低时精度优于10%。具体分析方法见《卤水和盐的分析方法》(中国科学院青海盐湖研究所分析室,1988)。

石盐中的K是衡量盐层是否矿化的最直接的指标。正常海相蒸发岩沉积序列中,随着成盐卤水不断蒸发浓缩,石盐中的K含量也是不断增大的,在成盐的后期阶段,就会相继析出钾石盐、光卤石等含K矿物,从而形成具有重要经济价值的钾盐矿床。古岩盐中的Br含量在早期研究中被用作区分海相和非海相蒸发岩母卤来源的指标(Valyashko, 1956; Holser, 1966; 1979; Dean, 1978; Wilgus et al., 1984)。虽然利用岩盐中的Br含量作为区分海相/非海相沉积指标存在一些局限性(Hardie, 1984),但该指标还是有助于探讨在盐类沉积时成盐卤水的稳定性(Holser, 1966; 1979),从而进一步探讨成盐环境及其变化过程。Br \times 1000/Cl系数作为指示卤水演化和

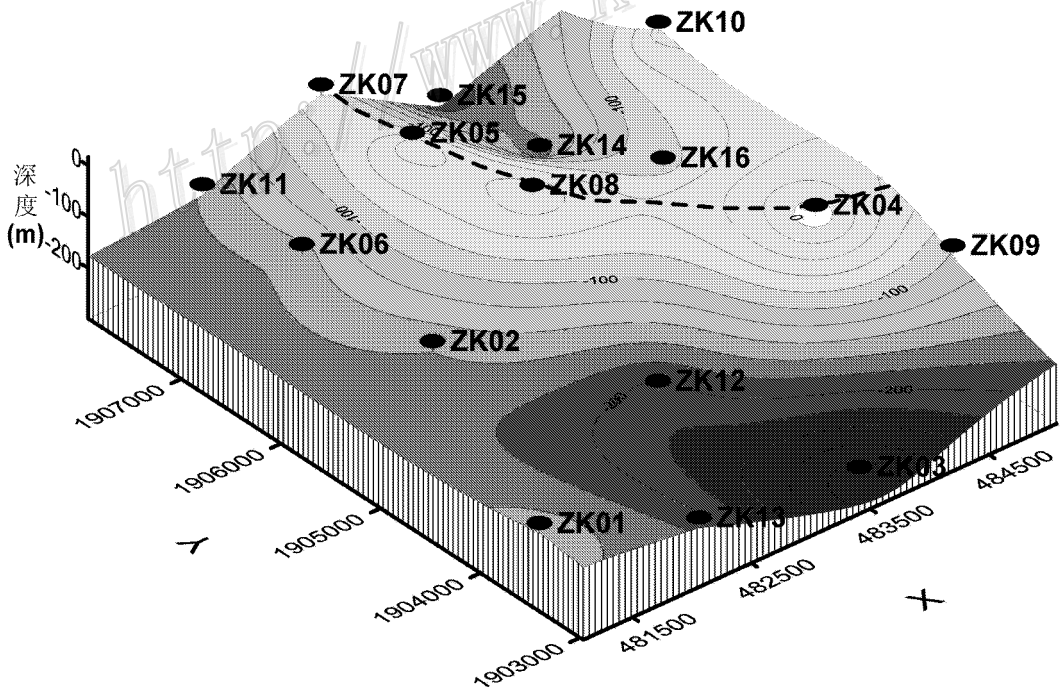


图3 研究区盐体几何形态(虚线表示盐背斜的轴线:ZK07-ZK05-ZK08-ZK04)

Fig. 3 Geometric shape of salt body in the study area (the dashed line represents the axis of salt anticline: ZK07-ZK05-ZK08-ZK04)

找钾的经典指标已经得到了广泛应用,如在中国的塔里木盆地(Tan et al., 2005)等。

在已做分析的 5 个钻孔中,除了 ZK03 孔只揭露了中盐段且未见钾镁盐矿层外,其余钻孔都穿透并发现了下膏盐层上部的矿层。从图 4 可以看出,石盐层中微量元素 Br 和 K 含量的变化在 5 个钻孔中有明显差异,而 Br 含量与 Br×1 000/Cl 系数的曲线变化则完全一致。

ZK01 孔下膏盐层石盐层(L-H)的变化很明显,Br 和 K 的含量及 Br×1 000/Cl 系数自底部向上都呈增加趋势。在约 440 m 处,ω(K)由 114×10⁻⁶突然增至 493×10⁻⁶,Br×1 000/Cl 系数则由 0.191 增至 0.621,两者的变化完全同步,这一显著的地球化学分层现象显示了成盐卤水已经开始向钾盐析出阶段转变,如果仅从数据来看,应该已经到了光卤石析出的阶段,因为在海水浓缩至光卤石析出阶段时,共生的石盐中 ω(K)大于 370×10⁻⁶,而 Br×1 000/Cl

大于 0.611,ω(K)在该深度却无明显变化,只是在接近钾盐析出的 342 m 处 ω(K)由 219×10⁻⁶急剧增加到 854×10⁻⁶,它的变化或分层现象与 Br 及 Br×1 000/Cl 系数并不同步,似乎表明 Br 及 Br×1 000/Cl 系数对卤水浓缩程度有更高的指示灵敏度。在中膏盐层石盐层(M-H),Br 含量与 Br×1 000/Cl 系数自底部向上以波动的方式缓慢增加,ω(Br)不超过 260×10⁻⁶(浓缩海水在石盐析出阶段后期的含量),后者的数值不超过 0.42(浓缩海水在石盐析出阶段后期的数值),这表明了该时期处于石盐的析出阶段,而 K 的变化则从底部的高值(660×10⁻⁶)急剧变小后再缓慢变化,显示了中盐段成盐卤水的浓缩咸化趋势,低 Br(Br×1 000/Cl 系数)与高 K 形成了鲜明对比。ZK01 孔的地球化学分层主要表现在下膏盐层变化的拐点(440 m)处,该点以下为低含量或低值区,以上则为高含量或高值区。

ZK02 孔下膏盐层石盐层中 Br 的变化自下而上

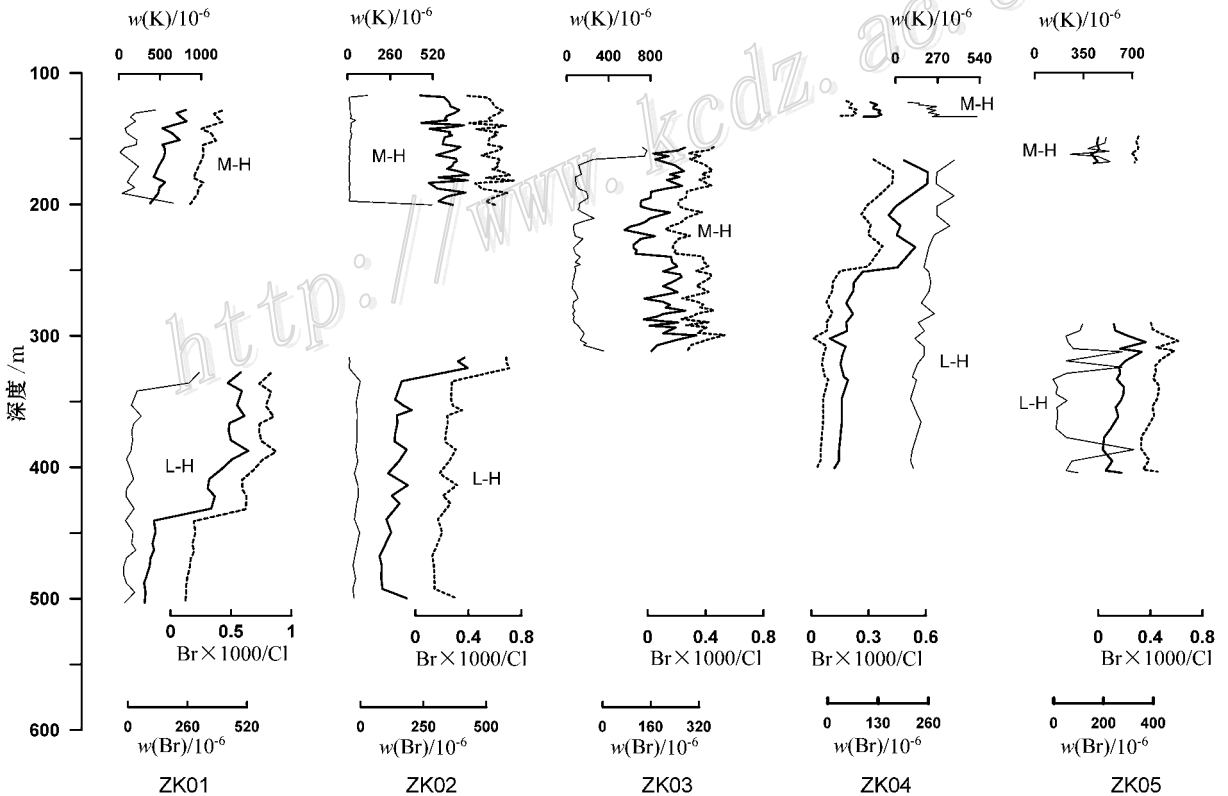


图 4 岩盐中微量元素 K、Br 含量及溴氯系数变化曲线

(细实线为 K 含量曲线,粗实线为 Br 含量曲线,虚线为溴氯系数曲线)

Fig. 4 Profiles of minor elements K and Br content and Br×1 000/Cl ratios in rock salts

(The K content profiles are marked with thin solid lines, the Br content with thick solid lines, and the Br×1 000/Cl ratios with dashed lines)

基本呈缓慢增加趋势,在约 335 m 处, $w(\text{Br})$ 由 164×10^{-6} 增至 426×10^{-6} ; $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数则由 0.275 增为 0.708, 这与 ZK01 孔下膏盐层的变化非常相似, 只不过其变化的拐点已经很接近钾盐析出的层位; K 含量几乎不随深度变化而变化, $w(\text{K})$ 基本保持在 $40 \times 10^{-6} \sim 60 \times 10^{-6}$, 没有明显的趋势变化, 只是在接近钾盐析出时, $w(\text{K})$ 变小至 10×10^{-6} 左右。中膏盐层, Br 含量基本没有明显的变化趋势, 但波动较剧烈, $w(\text{Br})$ 范围一般在 $236 \times 10^{-6} \sim 430 \times 10^{-6}$, 而 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数则控制在 0.39~0.74 之间; K 在该石盐层的一个显著特点是底部 $w(\text{K})$ 高达 513×10^{-6} , 此后的含量一直很低且变化很小, 在盐层顶部又增至 121×10^{-6} , 在盐层底部也存在一个低 Br ($\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数) 高 K 的现象。总体来看, 该孔在地球化学的分层上也是较明显的。

ZK03 孔仅见中膏盐层的石盐层, 未见钾镁盐矿层。石盐层 Br、K 含量及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数的整体呈现为高一低一高的变化趋势, 且波动较大。 $w(\text{Br})$ 及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数在石盐层下部分别为 311×10^{-6} 和 0.533, 随后在波动中逐渐降低, 在 220 m 处(拐点)降至 73×10^{-6} 和 0.123, 在石盐层顶部又渐增大为 274×10^{-6} 和 0.456; K 含量在该层底部较高, $w(\text{K})$ 约为 352×10^{-6} , 随后逐渐降低, 在约 220 m 处 $w(\text{K})$ 降低为 66×10^{-6} , 随后又缓慢增加, 在接近顶部时 $w(\text{K})$ 又陡增至 754×10^{-6} 。石盐层底部的高 Br 低 K 现象同样存在, 而顶部石盐中的高 K 含量显示了可能存在局部矿化的现象, 同时, 地球化学分层(以 220 m 处的拐点为界线)也是存在的, 但不是太明显。

ZK04 孔下膏盐层底部 $w(\text{Br})$ ($\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数) 只有 18×10^{-6} (0.031), 然后逐渐增加, 在 250 m 处(拐点) $w(\text{Br})$ 从 90×10^{-6} (0.151) 增至 180×10^{-6} (0.296), 随后呈波动增加趋势, 在接近钾盐层时, $w(\text{Br})$ 最高可达 258×10^{-6} (0.428), 这与 ZK01 孔及老挝万象地区的 L-1 孔非常相似(Hite, 1979); $w(\text{K})$ 自底部的 114×10^{-6} 向上逐渐增加至顶部的 377×10^{-6} , 基本呈直线增加的趋势, 没有发现明显的拐点和分层现象。中膏盐层只有 10 多 m, 厚度较薄, 其底部的 $w(\text{K})$ 为 521×10^{-6} , 然后剧减为 236×10^{-6} , 并逐渐降低; 与 K 含量形成鲜明对比的是, $w(\text{Br})$ ($\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数) 在该层底部仅为 93×10^{-6} (0.156), 此后 $w(\text{Br})$ 立即升至 138×10^{-6} (0.233), 然后再逐渐下降, 这里同样存在一个高 K

低 Br 的现象。

ZK05 孔下膏盐层 Br 含量 $w(\text{Br})$ ($\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数) 从 208×10^{-6} (0.346) 逐渐增加至 369×10^{-6} (0.612), 在接近矿层底部时又渐减小为 242×10^{-6} (0.404); K 的变化似乎比较大, 某些点上的含量特别高, 可能是石盐中存在含 K 的包裹体所致, 但其总体趋势越向上部其含量越高; ZK05 孔中膏盐层厚度也较小(约为 20 多 m), 石盐层中 Br 含量、 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数及 K 含量均是先变小, 然后再增加, 前两者的变化幅度不大而后者明显较大, 这可能也是由于含 K 包裹体的存在所致, 尚待进一步研究。从三个地球化学指标来看, 在下、中膏盐层中没有发现明显的拐点和分层。

4 讨论

总体来看, 石盐层 K、Br 含量及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数的变化主要体现在分层性或阶段性, 而这种现象则体现了成盐卤水在演化过程中不断蒸发浓缩及其与外部流体相互作用的本质特点。下膏盐层石盐层(L-H)具有明显的分层现象, 以某些深度(拐点)为界线, 地球化学指标有着不同的数量变化特征, 这些表面的量变实质上是成盐卤水在演化过程中质变的体现。除了 ZK03 孔外, 其余 4 个钻孔在中膏盐层石盐层(M-H)的分层并不明显, 基本表现为自下而上平缓增加的趋势。总体来看, 每个沉积旋回内部的变化是相似的, 随着卤水不断蒸发浓缩, 微量元素 K 和 Br 在石盐中不断富集。由 K、Br 含量及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数的地球化学特征, 可以看出, 下膏盐层石盐层比中膏盐层具有更为明显的阶段性变化, 且前者卤水浓缩程度要明显高于后者, 这也表明研究区成钾盆地的成盐矿化作用越来越弱。

从 3 个地球化学指标的变化来看, Br 含量和 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数相对 K 含量有更为灵敏的指示卤水咸化的意义, 尤其是当沉积的盐类与外部流体发生相互作用时, 而这种作用对于蒸发岩沉积来说是经常的和普遍的。对于 ZK01 孔和 ZK02 孔, 其下膏盐层在拐点盐层之上的 Br 含量及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数已经达到或超过了海相沉积光卤石析出阶段的理论值, 并且直接从析出石盐阶段直接跃升到析出光卤石的阶段, 而这恰与下膏盐层缺少(或缺乏)原生沉积的钾石盐层相吻合, 事实上, Hite 等(1974; 1979)也是根据这些地球化学指标(尤其是盐岩中的 Br 含

量)把呵叻高原马哈萨拉堪组蒸发岩认定为海相沉积的。而对于 ZK04 和 ZK05 孔, Br 含量及 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数的数值从理论上来看应处于钾盐析出阶段,其咸化阶段似乎要低于 ZK01 或 ZK02 孔。从盐层厚度来看, ZK01 和 ZK02 孔钾盐矿层厚度一致且较薄,而 ZK04 和 ZK05 孔的矿层则较厚;从产出位置来看,前两者处于盐背斜的翼部而后两者处于轴部。综合这些因素可以推测,盐背斜不但对赋矿层位有重要影响,对矿层下部岩盐的地球化学也产生了很大影响,由于所分析的钻孔数量及地球化学数据有限,对后者的影响还难以做出比较全面的评价。

新鲜海水含有 $\omega(\text{Br})$ 约 65×10^{-6} (Braithc et al., 1971), 在蒸发过程中,随着成盐卤水不断浓缩,在不同的阶段析出不同 Br 含量的矿物,石盐开始析出时,固相石盐中的 $\omega(\text{Br})$ 约为 $50 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$, 至钾盐析出前,其沉淀出的石盐中 $\omega(\text{Br})$ 约 270×10^{-6} (Valyashko, 1956)。当石盐是由二次循环水或低 Br 含量的溶液形成时,其 Br 含量会很低,如果是非海相循环水时,石盐中 $\omega(\text{Br})$ 仅有 20×10^{-6} 或更低 (Wilgus et al., 1984)。在下膏盐层 L-H 石盐层中,阶段内部变化相对稳定主要是由于成盐盆地卤水不断受到外部流体(循环海水、大气水或深部卤水)的掺入和稀释,从而导致卤水的蒸发浓缩作用不能持续进行,而只能维持在一个蒸发浓缩-稀释淡化的动态平衡之中。从图 4 中可以看出这种动态平衡具有明显的波动性,而这种波动是气候变化引起的还是沉积盆地的局部构造运动导致的,或者是两者的综合影响,目前还不清楚。ZK04 孔 L-H 石盐层底部 $\omega(\text{Br})$ 仅为 18×10^{-6} , 显示了成盐过程中很可能受到了非海相循环水的影响 (Wilgus et al., 1984)。以 Br 含量和 $\text{Br} \times 1000/\text{Cl}$ 系数急剧变化为标志的阶段变化说明这种平衡已经被破坏,从而又开始了新的蒸发浓缩-稀释淡化的动态平衡过程,整体则显示成盐卤水在逐渐浓缩。

在中膏盐层 M-L 石盐层中,一个有意思的现象是该层底部石盐中具有较高含量的 K, 同时 Br 含量一般较低,并且这一现象普遍存在。Hite 等(1979)通过对泰国境内廊开附近 K-2 孔的研究发现,该孔中膏盐层基底石盐中含有较高的 Br, 他认为这是由于下膏盐层在压实过程中排出的高浓度卤水向上运移并参与到了中膏盐层基底石盐的成盐过程中而形成的。但研究区 5 个钻孔在中膏盐层基底石盐中似乎表现出了高 K 低 Br 的现象,这表明很可能在中膏

盐层基底石盐层沉积时,残余卤水本身含有较高的 K 和 Br, 故最初沉积的石盐具有较高的含量 K 和 Br, 但在沉积后又受到陆源环境低 Br 含量流体的影响产生了重结晶作用,从而导致 Br 释放回成盐母液中去,而溶液中因相对较高浓度的 K 使相应析出的石盐中出现 K 含量较高的现象,从而形成了石盐中高 K 低 Br 的异常。实际上,在整个下碎屑层泥岩中都发现了许多以裂隙充填形式存在的次生脉状光卤石和石盐(图 5), 这些次生盐类是下盐段残余卤水在压实过程中经过下碎屑层而结晶析出的。因此,富含 K、Mg 等离子的高浓度残余卤水通过压实作用到达了中膏盐层并为其底部石盐中的高 K 提供物质来源。

盐构造以及溶解-重结晶作用往往使得含盐系地层在岩石学特征、沉积方式以及钾盐的保存质量等方面变得极为复杂 (Hite, 1979; Sessler, 1990; Utha-aroon et al., 1993)。ZK04 和 ZK05 孔位于盐背斜的轴部,其矿层相对翼部的 ZK01 孔、ZK02 孔、ZK03 孔要厚得多,最薄的是 ZK02 孔,仅 2 m 左右,而 ZK03 孔则未揭露矿层,故推测翼部下盐段的盐体(包括钾镁盐矿体)在“差异负载”作用下向盐背斜轴部方向产生塑性流动,从而使得轴线部分的钻孔(ZK04 和 ZK05)具有相对较厚的钾镁盐矿层,并且埋藏很浅。由于轴部的 ZK04 孔和 ZK05 孔更接近地表,因此更容易受到大气水的淋滤作用,翼部钻孔相对而言受此影响要弱。这种影响对矿产资源的利用却是有利的,光卤石矿层由于渗滤的大气水而被钾石盐所交代,钾石盐显然比光卤石在生产工艺处理过程上要简单得多,也更容易利用,因此,通过研究盐体的局部构造特征,可以为发现更多的钾石盐矿床(或矿层)提供重要的手段和途径。总之,盐体塑性流动是控制盐体(包括矿体)厚度和展布形态的一个重要因素。

5 结 论

(1) 研究区含盐系地层分为上、中、下 3 个盐段,每段的内部又包括一套蒸发岩-碎屑沉积旋回,钾盐层主要赋存于下膏盐层上部,其厚度变化较大。

(2) 根据剖面对比和地层学分析,研究区盐构造类型为低结构低成熟度的盐背斜构造,具体来说就是以 ZK07-ZK05-ZK08-ZK04 为轴线的狭长而弯曲的盐背斜。由于盐体(矿体)塑性流动,盐背



图 5 下碎屑泥岩中的脉状光卤石

Fig. 5 Carnallite veins in mudstones of Lower Clastic Unit

斜轴部矿层的厚度较两翼要厚得多。

(3) 岩盐中微量元素 Br 和 K 及 $Br \times 1000/Cl$ 系数指示了成矿前期石盐沉积具有明显的阶段性变化,下膏盐层石盐层比中膏盐层变化更为明显,这表明成矿卤水经过了阶段性的浓缩和淡化过程,并且研究区次级成钾盆地的成盐作用越来越弱。

(4) 在下膏盐层成盐过程中,非海相流体掺入到了成盐过程之中。下膏盐层残余卤水渗入以及溶解和重结晶作用可能导致中膏岩层基底石盐中高 K 低 Br 的现象。

志 谢 孙志国教授、徐黎明高工、沙占江副教授、沙占军、孙亚联、白艳芬、姜松、刘湘东等参加了野外工作,冉广芬副研究员、吕亚平老师、王波老师参加了室内化学分析,在此一并表示感谢。衷心感谢评审人提出的宝贵意见和建议。

References

Analysis lab of Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences. 1988. Analysis methods of brines and salt [M]. Beijing: Science Press. 29-237 (in Chinese).

Braithc O, Burek P J, Herman A J, et al. 1971. Salt deposits, their origin and composition [M]. Berlin: Springer Verlag. 138.

Dean W E. 1978. Trace and minor elements in evaporates [A]. In:

Dean W E and Schreiber B C, ed Marine evaporates [M]. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short course notes, 4: 86-104.

Donald E G. 1996. Potash deposits, proceeding, properties and uses [M]. Great Britain: Chapman and Hall. 159-164.

El Tabakh M, Schreiber B C, Utha-Aroon C, Coshell L and Warren J K. 1998. Diagenetic origin of basal anhydrite in the Cretaceous Maha Sarakham salt, Khorat Plateau, NE Thailand [J]. Sedimentology, 45: 579-594.

El Tabakh M, Utha-Aroon C and Schreiber B C. 1999. Sedimentology of the Maha Sarakham evaporites in the Khorat Plateau of northeastern Thailand [J]. Sedimentary Geology, 123: 31-62.

El Tabakh M, Utha-Aroon C, Warren J K and Schreiber B C. 2003. Origin of dolomites in the Cretaceous Maha Sarakham evaporites of the Khorat Plateau, northeast Thailand [J]. Sedimentary Geology, 157: 235-252.

Fan P F. 2000. Accreted terranes and mineral deposits of Indochina [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 18: 343-350.

Hardie L A. 1984. Evaporites: marine or non-marine [J]? American Journal of Science, 284: 193-240.

Hite R J. 1974. Evaporite deposits of the Khorat Plateau, northeastern Thailand [A]. Coogan A H, ed. 4th Symposium on Salt [C]. Northern Ohio Geological Society. 135-146.

Hite R J and Japakasetr T. 1979. Potash deposits of Khorat Plateau, Thailand and Laos [J]. Econ. Geol., 74: 448-458.

Holser W T. 1966. Bromide geochemistry of salt rocks [A]. In: Ran J H, ed. 2nd Symposium on Salt [C]. Cleveland: Northern Ohio Geological Society. 248-275.

- Holser W T. 1979. Mineralogy of evaporates[A]. In : Burns R G , ed. Marine mineral[M]. Reviews in Mineralogy , Mineralogical Society America , 6 : 211-294.
- Lee W M. 1923. Reconnaissance geological report of the Khorat region , province of Nakhon Rajasima , Roi Et , Udon and Ubon. Siam , Mimeorg[R]. Copy reproduction
- Qu Y H. 1997. On affinity of potassium bearing brine in Lanping-Simao Basin , China to that in Ale Basin , Thailand , and Location of target areas for potassium hunting in former basir[J]. Geology of Chemical Minerals , 19(2) : 81-84 (in Chinese with English abstract).
- Qu Y H , Yuan P Q , Shuai K Y , Zhang Y , Cai K Q , Jia S Y and Chen Z D. 1998. Potash-forming rules and prospect of Lower Tertiary in Lanping-Simao Basin , Yunnan[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 76-80 (in Chinese with English abstract).
- Sattayarak N and Polachan S. 1990. Rock salt in the Khorat Plateau [A]. Proceedings of the 3rd conference on geologic resource management [C]. Bangkok : Department of Mineral Resources. 1-13 (in Thai).
- Sessler W. 1990. Influence of subsrosion on three different types of salt deposits[A]. Sediments and environmental geochemistry[M]. Berlin : Springer-Verlag. 179-196.
- Sundharovat S. 1976. Potash in E-sarr[J]. Min. Resour. Gazette , 21 (11) : 1-8 (in Thai).
- Suwanich P. 1993. Clay-mineral assemblages from some levels of K-118 drill core of Maha Sarakham evaporites , northeastern Thailand[J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences , 8(1-4) : 369-381.
- Tan H B , Ma H Z , Xiao Y K , Wei H Z , Zhang X Y and Ma W D. 2005. Characteristics of chlorine isotope distribution and analysis on sylvinitic deposit formation based on ancient salt rock in the western Tarim Basir[J]. Science in China(Series D) , 48(11) : 1913-1920.
- Timofeff M N , Lowenstein T K , Martins da Silva M A and Harris N B. 2006. Secular variation in the major-ion chemistry of seawater : Evidence from fluid inclusions in Cretaceous halites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta , 70 : 1977-1994.
- Thiramongkol V. 1978. Some suggestions of potash and rock salt genes in NE region[J]. Min. Resour. Gazette , 21(8) : 24-40 (in Thai).
- Tran van Ban. 2000. Report geology and minerals of Mid-central Laos region[R]. Department of geology and mines , Laos Utha-Aroon C. Continental origin of the Maha Sarakham evaporites , northeastern Thailand[J]. Journal of Southeast Asia Earth Sciences , 1993 , 8(1-4) : 193-203.
- Utha-Aroon C. 1993. Continental origin of the Maha Sarakham evaporites , northeastern Thailand[J]. Journal of Southeast Asia Earth Sciences , 8(1-4) : 193-203
- Valyashko M G. 1956. Geochemistry of bromine in the processes of salt deposition and the use of bromine content as a genetic and propection criterior[J]. Geokhimiya , 6 : 570-589.
- Wannakomol A. 2005. Soil and groundwater salinization problems in the Khorat Plateau , NE Thailand-Integrated study of remote sensing , geophysical and field data [D]. Dissertation Angefertigt mit Genehmigung des Fachbereiches Geowissenschaften der Freien Universität Berlin. 45-51.
- Warren K. 1999. Evaporites : Their evolution and economics[M]. Oxford : Blackwell Science. 235-239.
- Wilgus C K and Holser W T. 1984. Marine and nonmarine salts of western Interior , United States[J]. American Association Petroleum Geologists Bulletin , 68 : 765-767.
- Zhong W F , Li Z W and Shan W G. 2003. A study on the sedimentary characteristics and origin of K-Mg salt in Khorat Basir[J]. Yunnan Geology , 22(2) : 142-150 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 曲懿华. 1997. 兰坪-思茅盆地与泰国呵叻盆地含钾卤水同源性研究-兼论该区找钾有利层位和地区[J]. 化工矿产地质 , 19(2) : 81-84.
- 曲懿华, 袁品泉, 帅开业, 张 瑛, 蔡克勤, 贾疏源, 陈朝德. 1998. 兰坪-思茅盆地钾盐成矿规律及预测[M]. 北京 : 地质出版社. 76-80.
- 中国科学院青海盐湖研究所分析室编著. 1988. 卤水和盐的分析方法[M] 北京 : 科学出版社. 29-237.
- 钟维敷, 李志伟, 单卫国. 2003. 呵叻盆地钾镁盐矿沉积特征及成因探讨[J]. 云南地质 , 22(2) : 142-150.