



老挝东泰钾盐矿区矿床控矿因素探析

成世才¹, 宋永芬², 马浩宁³, 亓协全¹, 潘爱宏⁴

(1. 中化地质矿山总局山东地质勘查院, 山东 济南 250013; 2. 济南春旭化工设计有限公司, 山东 济南 250014; 3. 山东省核工业二四八地质大队, 山东 青岛 266600; 4. 山东招金地地质勘查有限公司, 山东 招远 265400)

摘要:通过对区域地质、构造和岩相古地理的研究,从成矿阶段的角度,将控矿因素分为背景控矿因素、沉积控矿因素、改造控矿因素。得出:背景因素为区域性盆地沉积环境形成条件;沉积控矿因素直接控制了工区石盐矿层的层理形态;改造控矿因素中,局部构造对矿层的改造是矿区盐层多呈背斜分布且轴部较两翼矿层大幅变厚的原因,钾石盐出现在光卤石矿层顶部是因为上部裂隙水或者封存的老卤水向下侵蚀光卤石矿层顶部,溶蚀了溶解度相对较大的 $MgCl_2$, 而溶解度相对较小的 KCl 被保留下来,从而多在上盐层光卤石矿顶部形成再生或次生钾石盐矿。

关键词:钾盐;岩相古地理;控矿因素;老挝东泰

中图分类号: P619

文献标识码: A

我国钾资源严重短缺。据统计,我国钾资源总量约为 4.75 亿 t, 占世界总储量的 2.6%, 其中 95% 分布在青海和新疆, 我国又是世界钾盐特别是钾肥消耗的主要国家之一, 约占世界消耗总量的 20%, 钾盐自给率低, 进口依赖程度很高, 2005 年我国进口钾肥超过 600 万 t。随着我国工农业的不断发展, 对可溶性钾盐的需求将愈来愈大。而老挝万象盆地钾镁盐矿已探明含有丰富的钾盐资源, 相关地质勘查报告显示: 总资源/储量矿石量 49.29 亿 t, 氯化钾储量 7.18 亿 t。我国实施“走出去”发展战略, 研究老挝钾盐的控矿因素, 加速老挝万象钾盐资源开发, 对我国具有深远的战略意义。

1 区域概况

1.1 区域构造及地层

矿区位于呵叻高原北部沙空那空盆地的东北缘(图 1)。呵叻高原位于印支中间地块, 它处于藏滇印支地槽褶皱系南段。据李春昱 1982 年出版的《亚洲大地构造图》印支地块的基底为新元古代。其南、西及北东三面分别以北柬埔寨、南乌江、湄公河深大断裂控制, 构成一个独特的长期持续下降的拗陷

带^[1], 其中沉积了广泛厚大的中生代红色碎屑岩建造, 特别是早白垩世晚期的燕山运动, 使拗陷内沿大断裂方向形成一系列凹陷和水上隆起, 控制了该区晚白垩纪—古近纪成盐盆地的展布^[2]。后来盆地中部被普潘隆起所隔, 把大盆地分割为 2 个相对独立的盆地, 北面为“沙空那空盆地”, 南面为“呵叻盆地”, 区域中生代地层简述如表 1 所示。

1.2 区域岩相古地理

1.2.1 中生代沉积盆地形成阶段

三叠纪中晚期的印支运动是地壳运动强化期, 使南亚陆间区发生裂陷; 处于中间地块的呵叻高原地区被海水淹没, 开始接受沉积, 使上三叠统不整合于更老的地层之上, 从岩性可以看出当时主要为海陆交互相至浅海相沉积, 岩性主要是以砂、泥质为主的碎屑岩建造^[3]。白垩纪中期以前, 整个呵叻高原还是一个统一的沉积盆地; 当时的普潘隆起还是一个水下隆起, 后在燕山运动影响下, 该区发生褶皱和断裂^[4], 普潘隆起、肯卡博隆起相继露出水面, 将大盆地分隔成 2 个相对独立而中间仍有缺口并有水力联系的盆地, 为以后形成 2 个独立的成盐盆地奠定了基础。

* 收稿日期: 2011-10-19; 修订日期: 2011-12-26; 编辑: 曹丽丽

作者简介: 成世才(1984—), 男, 山东烟台人, 助理工程师, 主要从事矿床地质、水文地质研究; E-mail: chengshicai2008@163.com。

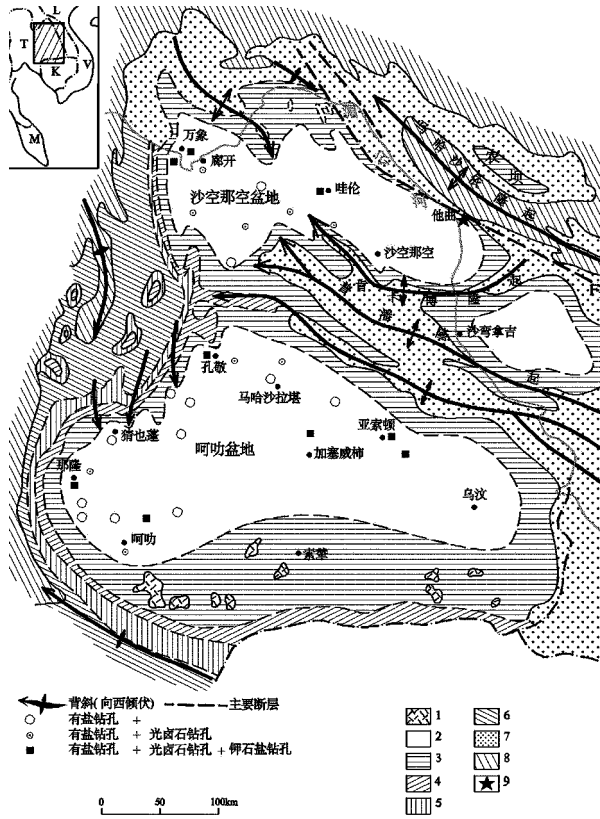


图 1 呵叻高原及老挝临区地质略图

1—玄武岩；2—马哈沙拉堪组；3—版纳尤组；4—普潘组；5—普拉维汉组及少夸组；6—普坎东组；7—普坎东组-普潘组；8—上二叠统或古生代地层；9—勘查区

1.2.2 新生代成盐阶段

侏罗纪晚期的燕山运动使呵叻高原边缘隆起，而盆地中心则相对沉降，与海水连通性受到限制；加之气候日趋炎热、干燥，盆地内的水体在蒸发作用下逐渐浓缩，开始进入成盐阶段^[3]。

1.2.3 后期改造阶段

成盐期后，该区经历了一次构造运动，以褶皱为主，并伴随有断裂，使下盐层和钾盐层一起褶皱和断裂，形成高低不平的地貌特征。

古新世以后，该区结束了盐类沉积，盆地边缘地区也基本上结束了沉积史，只在盆地的中心部位继续沉积了陆相薄层状粉砂质泥岩、砂岩、粉砂岩等碎屑沉积；直至始新世末发生区域性隆起，才结束了其沉积历史。

始新世末，由于新特提斯消亡和印度板块向北俯冲、碰撞，最终导致沙空那空盆地的封闭和消亡；同时，由于印度板块对欧亚大陆的碰撞和楔入造成中生代地层的滑动和盐层中的断裂。

始新世以后，该区相对稳定，未接受沉积。

2 矿区地质

2.1 矿区构造

2.1.1 构造

表 1 呵叻高原地区中新世代地层

系	统	群、组名称	厚度(m)	岩性特征
Q		未定名		未固结的粘土、砂和砾石、红土
E K		未定名	50~590	砂岩、粘土岩、细砂岩和玄武岩
	上	马哈沙拉堪组 Maha Sarakham	377	泥岩、粉砂岩、砂岩、硬石膏、岩盐、光卤石、钾石盐
J	下	班纳尤组 Ban Na Yo	35~709	砂岩、粉砂岩、含钙质结核砂岩和砂砾岩
	中	普潘组 Phu Phan	82~183	砂岩、砾状砂岩、砂砾岩和粘土岩中
		少夸组 Sao khua	404~720	钙泥质粉砂岩和砂岩
		普拉维汉组 Phra Wiham	56~136	砂岩、砂砾岩、页岩和细砂岩
下	普坎东组 Phu Kradung	244~1111	砂岩、粉砂岩、泥岩和砾岩	
T	上	南蓬组 Nam Pha	35~1465	钙质粉砂岩、泥岩、页岩和泥质砂岩
		怀欣拉组 Huai Hin Lat	>140	砂质页岩、细砂岩和砾岩
P		未定名		

根据重力勘探推断，该区断裂以 NW 和 NE 两组断裂为主；SN 向和 EW 向断裂很少^[5]。其中，NW 向断裂形成较早，延深约 250 m 以上；NE 向断裂形成稍晚，延深较浅，约 100 m 左右，多切割 NW 向断裂。

2.1.2 盐背斜

矿区内存在 2 个明显的盐背斜。一个盐背斜的轴部位于 ZK2428、ZK2108 和 ZK1705 一线，轴部的最高点在 ZK2108，埋深高程约 -20 m，NE 翼向 NE 倾斜，倾角 16°，SW 翼向 SW 倾斜，倾角约 33°；另一

个轴部位于 ZK2935, ZK2804 和 ZK2637 一线, 轴部的最高点在 ZK2804 孔, 埋深高程约 -20 m, 以 ZK2804 为轴的背斜, NE 翼倾角 13°, SW 翼倾角 24°(图 2)。

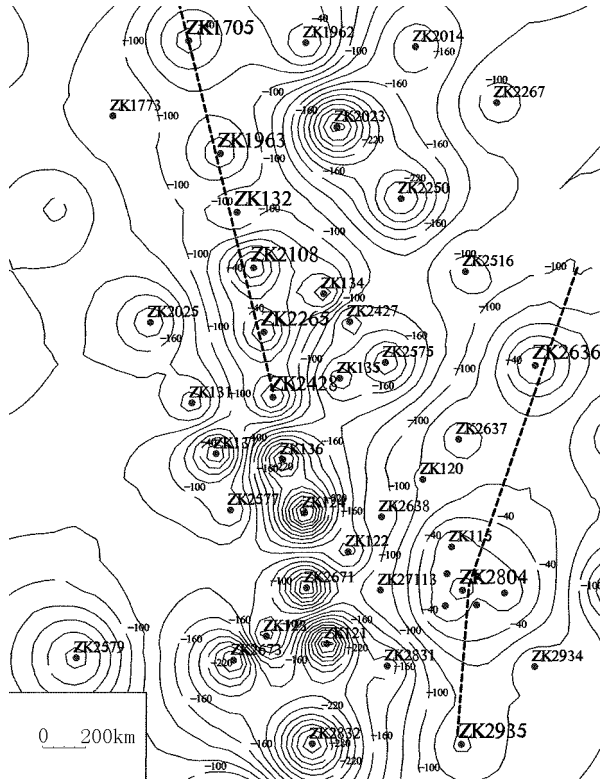


图 2 矿区盐层顶板等值线略图

含盐系地层划分为 3 个盐段和 3 个盐层, 由下而上见表 2。

2.2 矿层及围岩岩性及特征

受构造影响, 矿区内盐背斜发育, 矿层的厚度差别很大。

下盐层中的钾矿层是主矿层, 矿层厚度最大为 73.40 m, 最薄的为 1.31 m。由于矿层受后期改造的程度各不相同, 故除了上层钾石盐可以大体相连以外, 下部的光卤石矿往往在背斜轴部的下部或在埋深很大的部位产出。

该矿区矿层的顶板围岩主要为粘土岩, 其余为岩盐。矿层的夹石为岩盐。

3 分析与讨论

控制矿床形成的地质因素简称控矿因素^[6]。矿床的形成需要多种有利地质因素的结合^[2]。区域性构造因素和沉积因素往往在外生矿床的形成中起到非常重要的作用^[7]。从成矿阶段的角度, 将控矿因素分为成矿前准备阶段的背景控矿因素、成矿期的成矿控矿因素及成矿期后的改造控矿因素。

3.1 背景控矿因素

通过张西营^[8]等对东泰矿区钾石盐成因的研究, 认为该矿床应属于海源陆相成因。因此, 对钾石盐的形成, 区域性构造因素起着重要的背景作用。

表 2 矿区含盐系地层划分

界	系	统	组	代号	厚度(m)	岩性特征
中生代	白垩系	侏罗统	侏罗组	Qmk	0~10.4	土黄色, 含砂砾、砾石、结核粉质粘土
				Elnb ³	0~68.13	红褐色、青灰色泥岩, 含石膏
					2.19~21.50	灰黑色、灰绿色石膏-硬石膏, 含泥质
					0~120.48	红褐色、青灰色泥岩, 含石膏
				Elnb ²	2.45~180.59	白色、灰白色, 透明粗中粒石盐晶体, 偶见石膏、泥岩夹层, 局部见钾石盐透镜体
					4.45~144.67	红褐色、青灰色泥岩, 含石膏、光卤石
				Elnb ¹	18.91~269.66	白色、灰白色, 透明粗粒石盐晶体, 顶部为钾盐带, 钾盐带厚度变化很大, 由钾石盐、石盐、光卤石组成, 局部夹石膏透镜体
中生代白垩系	侏罗统	侏罗组	K ₂ cp	500~550	红色、青灰色砂岩、粉砂岩	

早白垩世晚期的燕山运动, 使拗陷内沿大断裂方向形成一系列的凹陷和水下隆起, 直接控制了该区晚白垩—古近系的成盐盆地的展布。此后虽经历了多期构造运动影响, 但高原内部的构造仍较简单, 其形态总体上为边缘向上翘, 周边地层向盆地中心倾斜, 盆地内多以平缓波状褶曲为主, 断裂较少。区

域性盆地的形成为钾石盐的原始沉积形成了大的盆地沉积环境^[9]。

3.2 沉积控矿因素

成矿过程当中沉积因素的影响是直接导致矿层分布的控矿因素。

对沉积因素来讲, 地块的抬升和下降, 海进或是

海退,都直接决定了该地块在地质历史期间是接受沉积还是被侵蚀,是连续沉积还是间断沉积^[3]。在沉降期,外来海水大量涌入,盆内水体淡化,终止了盐类沉积;在相对稳定时期,进入盆内的水体受到限制,水体进一步浓缩,沉积了中盐层。以后再一次淡化,又一次浓缩,沉积了上盐层。在此沉积过程中,湖盆的范围逐渐缩小,成盐时间也逐渐缩短,因此造成中、上盐层的厚度和分布面积远不如下盐层那么广大;厚度也逐渐减少。特别是在处于大盆地边缘的老挝农波拗陷地区,基本上缺失上盐层的沉积。

3.3 改造控矿因素

3.3.1 局部构造控矿

工作区断层规模不大,以 NW 和 NE 两组断裂为主;SN 向和 EW 向两组断裂很少。成盐后期,受区域压应力的影响,形成了一系列低结构低成熟度的褶皱。断裂构造的剥蚀及河流下切因素形成了差异负荷^[5],进而导致了盐类矿层的塑性流动,最终形成盐背斜。钾盐矿层位于石盐层的顶部,在石盐岩向背斜轴部塑性流动的同时钾盐矿也同时向其轴部流动。随着盐岩向盐背斜轴部流动,致使轴部被抬高,加速河流的下切速度,增大差异荷载,加速盐背斜的形成。这种塑性流动在漫长的过程中就导致了盐背斜轴部的盐层与两翼相比较厚。

3.3.2 岩性控矿

矿层围岩的物理性质和化学性质对于成矿作用方式、矿化强度、矿体产状以及矿床类型等均有明显的控制作用。

工作区矿层的顶板一般为泥岩。在盐背斜形成以后,由于核部泥岩中存在节理、裂隙或者上部泥岩已经被剥蚀,导致裂隙水或雨水开始侵蚀光卤石矿层顶部,使光卤石慢慢溶蚀,在溶蚀过程中溶解度相对较大的 $MgCl_2$ 被带走,而溶解度相对较小的 KCl 被保留下来,再加之重结晶形成的钾石盐得以保存^[5,8]。在部分光卤石矿层溶蚀后由于上部覆盖层继续沉积加厚,使上部水不能再继续渗入淋滤到光卤石矿层,故而在光卤石矿层顶部形成了次生钾石盐矿。

4 结论

从成矿阶段的角度将控矿因素分为成矿前准备

阶段的背景控矿因素、成矿期的成矿控矿因素及成矿期后的改造控矿因素。

(1)背景控矿因素。区域构造运动为钾石盐的原始沉积形成了大的盆地沉积环境。燕山运动,使拗陷内沿大断裂方向形成一系列的凹陷和水下隆起,控制了该区晚白垩—古近纪的成盐盆地的展布。

(2)沉积控矿因素。炎热、干燥的气候,使盆地内的水体在蒸发作用的影响下逐渐浓缩,开始沉积成盐。在成盐过程中,由于受到构造运动的影响,沉降期和相对稳定期交替出现,致使该区农波组盐层和泥层交替出现。

(3)改造控矿作用。局部构造运动的挤压作用使该区内矿层形成褶皱,钾石盐矿体多呈盐背斜形态富集分布,石盐岩由向斜核部向背斜核部塑性流动,同时钾盐矿也随盐层向背斜轴部流动。这种塑性流动在漫长的过程中就导致了盐背斜轴部的盐层与两翼相比较厚。

(4)围岩岩性物化性质对矿体产状和矿床类型起后期改造作用,裂隙中的水溶蚀了光卤石,带走了 $MgCl_2$,然后重结晶,从而在光卤石的顶部形成钾石盐。

参考文献:

- [1] 王少华. 老挝万象平原钾盐矿床控矿构造研究[J]. 化工矿产地质, 2011, 33, (1): 41 - 45.
- [2] 郭远生, 吴军, 朱延浙, 等. 老挝万象钾盐地质[M]. 昆明: 云南科技出版社, 2005: 200 - 220.
- [3] 钟维敷, 李志伟, 单卫国. 呵叻盆地钾镁盐矿沉积特征及成因探讨[J]. 云南地质, 2003, 22(2): 142 - 150.
- [4] 李兴振, 刘朝基, 于俊. 大湄公河次地区主要结合带的对比与连接[J]. 沉积与特提斯地质, 2004, 24(4): 1 - 12.
- [5] 石国成, 路耀祖, 徐新文, 孔逊. 试探盐背斜与固体钾盐矿的关系—以老挝农波盆地钾盐矿为例[J]. 青海大学学报, 2010, 28(6): 70 - 72.
- [6] 前自强, 曲懿华, 刘群, 等. 钾盐矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1982: 223 - 233.
- [7] 曲懿华, 袁品泉. 兰坪-思茅盆地钾盐成矿规律及预测[M]. 北京: 地质出版社, 1998: 76 - 80.
- [8] 张西营, 马海州, 谭红兵, 等. 老挝东泰钾盐矿床地球化学及其沉积后变化初步研究[J]. 矿床地质, 2010, 29(4): 714 - 720.
- [9] 朱延浙. 老挝万象平原钾盐矿床[J]. 地质与资源, 2008, 17(1): 45 - 49.

Primary Study on Ore – controlling Factors of Sylvine Mining Areas in Dongtai of Laos

CHENG Shicai¹, SONG Yongfen², MA Haoning³, QI Xiequan¹, PAN Aihong⁴

(1. Shandong Geological Prospecting Institute of China Chemical Geology and Gine Burea, Shandong Jinan 250013, China; 2. Chunxu Chemical Design Limited Corporation in Jinan City, Shandong Jinan 250013, China; 3. No. 248 Geological Brigade of Nuclear Industry in Shandong Province, Shandong Qingdao 266600, China; 4. Zhaojin Geological Exploration Limited Corporation in Shandong Province, Shandong Zhaoyuan 265400, China)

Abstract: Through study on regional geology, structure and lithofacies paleogeography, from the aspect of mineralization, ore – controlling factors can be divided into background of ore – controlling factors, deposition ore – controlling factors and transformation ore – controlling factors. It is concluded that background ore – controlling factors are the forming conditions for sedimentary environment of regional basins; deposition ore – controlling factors directly control the bedding patterns of the rock salt layers; while in transformation ore – controlling factors, the transformation of local structures to layers will cause the salt – bed distributed in anticline, and the salt – bed in axis partis are thicker than in the wings. Sylvite occurred on the top of carnallite – bed, because the upper fracture water or old brine eroded carnallite – bed from the top to down part, and eroded $MgCl_2$ with relative high solubility, while KCl with relative low solubility was preserved. Thus, recrystallized or secondary crystallized halite had been formed on the top of carnallite bed.

Key words: Potassium salt; lithofacies paleogeography; ore – controlling factors; Dongtai in Laos