

兰坪—思茅盆地钾盐矿床的物质来源探讨

张从伟^{1,2}, 高东林¹, 马海州¹, 韩文霞¹

(1. 中国科学院青海盐湖研究所, 青海 西宁 810008; 2 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 云南兰坪—思茅盆地是我国重要的成钾盆地。综合前人的研究成果, 简要介绍了该地区的地质概况。对兰坪—思茅盆地钾盐矿床的物质来源进行了阐述和讨论, 认为该盆地钾盐矿床的物质来源以残存古海水为主, 并有陆源水体的补给。盆地内的富钾火山凝灰岩、古盐和风化盐也可能为该盆地钾盐矿床提供物源, 至于深部地下卤水是否提供物源还需更深入的研究论证。兰坪—思茅盆地钾盐矿床成矿物源具有多源性。

关键词: 兰坪—思茅盆地; 钾盐矿床; 成矿物源; 多源性

中图分类号: P619.211 文献标识码: A 文章编号: 1008-858X(2010)04-0012-07

前 言

云南兰坪—思茅盆地位于西部澜沧江缝合线与东部金沙江缝合线之间, 受澜沧江深断裂和金沙江—哀牢山深断裂的夹持, 呈北西—南东向带状展布(图 1), 北部为昌都盆地, 向南延入老挝、泰国境内, 与呵叻盆地毗邻。该盆地矿产丰富, 具有景谷—江城—勐腊含盐(钾)带, 钾盐、天青石储量居我国第 2 位, 已发现江城勐野井钾盐矿等^[1], 是我国颇具找钾前景的地区之一^[2]。一般来说, 钾盐矿床的形成需满足适宜的大地构造条件、岩相古地理条件、气候和物质来源等条件^[3]。本文将根据前人的研究, 就兰坪—思茅盆地钾盐矿床的物质来源进行探讨。

1 区域地质概况

1.1 兰坪—思茅盆地的形成与演化

兰坪—思茅盆地位于印度、欧亚板块以及

其间特提斯洋相互作用而成的^[4-5], 有过多次洋盆开合、多个陆块拼贴和多次造山的特提斯—三江造山带上^[6], 其形成演化与该造山带密切相关。在古特提斯洋于晚二叠世关闭之

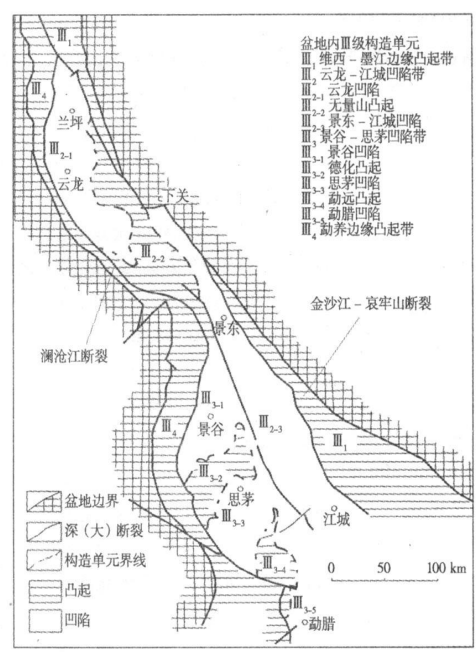


图 1 兰坪—思茅盆地构造分区图^[4]
Fig 1 Tectonic division map of Lanping-Simao basin

后, 伴随中、新特提斯构造演化, 位于扬子大陆西缘的滇西地区发生开合构造运动。中三叠世, 伴随中特提斯洋开启, 地壳拉张裂隙, 兰坪—思茅中生代盆地原型开始形成, 并开始演化^[7]。其演化经历了裂前隆起 (P₂-T₁)、陆内裂谷 (T₂-J₃)、陆内裂谷消亡 (K-E₂ 末) 和走滑变形 (E₂-Q) 4 个阶段^[7-10]。演化过程中, 地壳上升、海水后退、沉积范围缩小是总的趋势。此间海水的进退亦有反复, 因此产生了多个成盐时期, 并造成一些地层的缺失。同时因盆地内部深断裂的控制和造山运动的影响, 使得原有含盐盆地受到很大的改造和破坏^[9]。

1.2 盆地内沉积地层及主要含盐层

区内沉积建造主要由三叠系、侏罗系、白垩系组成, 其上局部叠加覆盖新生代地层, 有些层系有不同程度的缺失^[7], 见图 2^[9]。

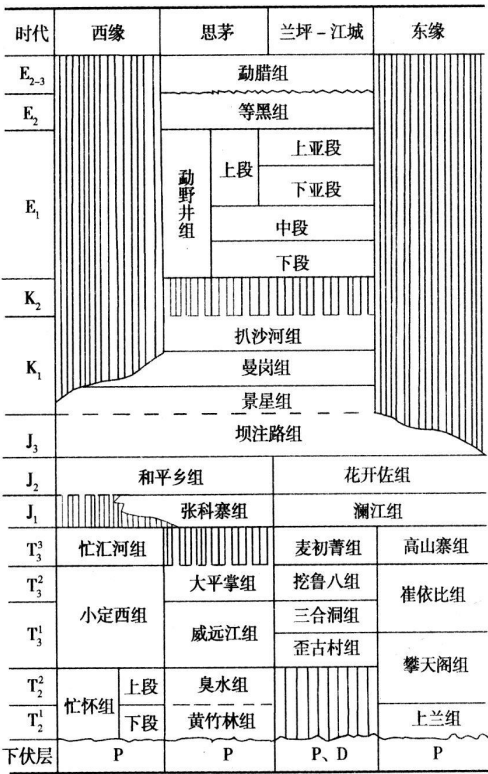


图 2 兰坪—思茅盆地中生代地层系统
Fig 2 Mesozoic and Cenozoic stratigraphic system of Lanping-Sima basin

本区主要含盐地层有:

1) 上三叠统歪古村组 含盐层段为该组

下部, 兰坪地区主要由杂色沙泥岩夹蒸发岩, 底部含砾粗砂岩、砾岩组成; 思茅地区由灰绿色泥岩夹泥质灰岩、砂岩、底部砾岩组成^[9-11]。根据构造演化资料推测其蒸发岩建造是由被岛堡环绕的咸化泻湖盆地蒸发形成的。本层位发现多处石盐矿床、石膏层和盐泉分布, 兰坪盆地向北经德钦延入西藏盐井地区相同层位中盐泉水富钾, 当地盐厂熬制的成品盐含 KC 可达 2% ~ 3%, 表明这是一个具有找钾远景的含钾层位^[9]。

2) 中侏罗统和平乡组及下侏罗统张科寨组 中侏罗统和平乡组。下部以红色碎屑岩为主, 向上灰绿层增加, 并出现介壳灰岩、燧石条带灰岩, 顶部为岩溶泥砾岩、石膏岩。岩石组合以杂色泥质岩、粉砂岩夹砂岩、细碎屑岩、细砂岩为主^[9]。根据所含生物化石判断, 该组在思茅盆地西部以海相沉积为主, 兰坪、江城地区以陆相为主, 沉积环境为泻湖潮坪环境^[12-13]。下侏罗统张科寨组。思茅盆地西部以紫色泥岩为主, 夹有粉砂岩、砂岩及石膏岩、泥砾岩; 兰坪、江城地区以紫红色粉砂岩为主, 夹细砂岩。总体而言, 该组属于干热气候条件下的海湾潮坪—泻湖沉积^[9-11]。

以上两个层位中泥砾岩、石膏层和盐泉均分布广泛, 水化学资料表明许多盐泉相对富钾, 因此本区中下侏罗统也是值得重视的含盐层位^[9-13]。

3) 古新统勐野井组 古新统勐野井组自下而上分为下、中、上三段, 由下部蒸发岩—中部淡化层—上部蒸发岩—顶部淡化层组成两个大的沉积旋回, 全区均可对比, 为大陆湖泊相沉积^[9-13]。下段 (下泥砾岩层), 泥砾岩夹粉砂岩, 局部夹层状硬石膏, 底部有时为泥灰岩透镜体, 为盐盆早期沉积, 含盐度低, 一般只达到碳酸盐阶段, 局部为硫酸盐阶段沉积。中段, 棕红色粉砂岩夹细砂岩、泥岩, 局部夹次生石膏。上段 (上泥砾岩层), 为钠钾盐岩段, 主要由石盐岩、钾盐岩组成, 夹含盐泥砾层, 盆地边缘相变为硫酸盐泥砾层或碳酸盐泥砾层和粉砂岩。

该组是本区最重要的含盐层位, 已发现勐野井等多处钾盐矿床, 推测其下泥砾岩段仍有较好的找钾前景^[9]。

2 兰坪—思茅盆地钾盐矿床的成矿物质源

钾盐的物质来源具有多源性、复杂性。海退残留的古海水, 风化壳含钾矿物, 含钾岩石风化、淋滤、溶解的流体, 岩浆活动的富钾热液、热泉等均可作为钾盐矿床提供物源^[14]。对兰坪—思茅盆地而言, 目前仅在古新统勐野井组发现了可采的钾盐矿床, 本文仅就勐野井组钾盐矿床可能的物质来源进行探讨。

2.1 古海水

残留古海水作为本区钾盐矿床物质来源的证据是充分的。

从构造演化上分析, 兰坪—思茅盆地与泰国呵叻盆地同处在一个大地构造带, 成矿时代和层位相同, 母液卤水组成具同缘性, 兰坪—思茅盆地卤水是由呵叻盆地经万象平原向北迁移所致^[15-18]。早白垩世早期, 本区内海水时进时退, 晚期终于退出, 使盆地演化为大型陆相盆地, 残存海水构成的统一大湖在干旱气候下蒸发解体, 变为若干潜水湖或干盐湖, 沉积了本区最主要的含盐蒸发岩建造^[9]。

一般来说, 除化石外 (本地层内尚未找到典型的海相化石), 盐矿的物质成分特征应该反映成盐物质的来源^[13]。勐野井 3 号穿脉有 4 层, 钾 1 井有两层含钾石盐岩发现有海绿石分布; 江城附近勐野井组夹有大量钠长石, 而钠长石的形成通常与海水有关。对石膏中有机质做色谱分析得出其组分以饱和烃为主, 缺乏芳香烃, 表明其为海源有机质^[13]。

含卤盆地正常浓缩时有碳酸盐—硫酸盐—氯化物沉积的顺序变化, 本区北成盐带出现少量硫酸盐矿物, 南成盐带出现较多的光卤石及硼矿物, 这种空间上矿物组合分布与泰国呵叻盆地可以类比, 说明氯化物型卤水来自南部的入侵^[9, 13]。

B 来源于海水, 盐类矿物中的 B 含量和 $B \times 10^3 / C$ 系数值对成盐卤水的蒸发浓缩程度和成盐阶段具有明显的指示意义^[11, 19], 可通过其与海相沉积的石盐、钾石盐的 B 含量和 $B \times$

$10^3 / C$ 系数值对比来指示物源。海水中 B 的平均含量为 65×10^{-6} , 河水仅 0.006×10^{-6} ^[20], 勐野井钾盐矿床石盐岩的平均 Br 含量为 202×10^{-6} , $Br \times 10^3 / C$ 系数值平均为 0.47; 钾石盐单矿物样的 Br 含量平均值为 1739×10^{-6} , $Br \times 10^3 / C$ 系数值平均为 3.58 与海相沉积的石盐和钾石盐 (分别为 $70 \times 10^{-6} \sim 260 \times 10^{-6}$, $0.11 \sim 0.43$, $1370 \times 10^{-6} \sim 2660 \times 10^{-6}$, $0.29 \sim 0.40$) 极为相似^[11]。

B 在海水中随蒸发作用而富集, 沉积物中的 B 含量与沉积时水体中 B 的含量有关。一般的海相沉积物中 B 含量约为 100×10^{-6} 或更高, 成盐泻湖中含盐粘土含 B 在 1000×10^{-6} 以上^[11, 13]。在该组粘土矿中测得 B 含量大部分在 $50 \times 10^{-6} \sim 100 \times 10^{-6}$, 少数达 300×10^{-6} , 个别小于 50×10^{-6} , 与一般海相粘土岩特征相吻合^[13]。需要指出的是, 现今许多研究证实, 用沉积物中的 B 含量与海相沉积物的 B 含量相比并不能准确判断含 B 水体是海源还是陆源, 因为许多陆源水体的陆相沉积物中 B 含量比海相的还要高^[21]。如我国西藏地区的郭加林错盐湖表层粘土中 B 含量为 305×10^{-6} , 错尼东湖粘土沉积物中 B 含量为 500×10^{-6} ^[22], 青海大柴旦湖的湖底沉积物中 B 含量甚至都在 3600×10^{-6} 以上^[23]。

对于判断物源而言, B 同位素和 S 同位素都是具有良好指示意义的地化指标^[24-31]。硼是易溶元素, 在含水流体中广泛存在, 具有两种稳定同位素 ^{10}B 和 ^{11}B 相对丰度分别是 19.90% 和 80.10%^[32]。由于硼在自然界中分布较集中, 平均丰度低, 且 ^{10}B 和 ^{11}B 之间相对质量差大, 分馏效应显著 (自然界中 $\delta^{11}\text{B}$ 值的变化范围为 $-37\% \sim +58\%$ ^[24]), 不同地质体中 $\delta^{11}\text{B}$ 值明显不同, 与生成环境密切相关, 因此可以作为判定硼来源的有效示踪剂和指相标志, 广泛应用于多种地质过程的示踪研究^[24-27]。近几年硼及硼同位素检测技术的进步 (目前, 硼同位素的分析精度优于 0.2‰)^[25], 其地球化学研究越来越受到重视, 应用于矿床研究可以解释成矿流体演化, 探讨成矿物质来源^[26-27]。前人在这方面已取得很多成果, 如对我国柴达木地区的盐湖开展的硼同位素研究就对该区盐湖的

物源做出了明确的判断^[33-35]。

锶的稳定同位素有⁸⁴Sr、⁸⁶Sr、⁸⁷Sr和⁸⁸Sr 其中只有⁸⁷Sr是由⁸⁷Rb衰变生成, 故⁸⁷Sr在地质历史中是逐渐增多的, 一般以⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值表示Sr同位素组成^[28]。S在海洋中存留时间至少在1 Ma以上, 而海洋的混合时间只有1 ka, 故认为S在海洋中的分布是均匀的, 不受纬度、深度的影响^[29]。一般认为⁸⁷Sr/⁸⁶Sr值不因物理、化学和生物过程发生分馏, 主要是受锶来源的控制^[30], 且Sr同位素组成不易被风化、搬运和沉积过程改造, 所以可根据某地锶同位素组成特征来判别物质的来源^[31]。在其他地区前人利用⁸⁷Sr/⁸⁶Sr作为示踪剂判别物源取得了很好的效果。如川东南地区石牛栏组地层中沉积碳酸盐岩的物源, 黄海、东海沉积物物源, 热水沉积岩物源, 黄土高原物质来源等等^[28-30]。

但遗憾的是, 目前尚未见到前人利用B和Sr同位素研究本区钾盐矿床物质来源的报道。

2.2 陆源水体

勐野井组的沉积相总的来说属于大陆湖泊沉积, 可细分为碎屑湖泊相, 盐湖相, 湖成三角洲相, 高弯度河、冲积平原相^[9]。高弯度河、冲积平原相的存在说明了该区在成盐过程中有陆源水体对成盐卤水的补给。

通过兰坪—思茅盆地与呵叻盆地矿物组合对比分析, 发现两地盐类矿物组合基本相同, 细微差异之处为兰坪—思茅地区的硫酸盐矿物种类和数量都远多于呵叻盆地, 表示周边少量淡水补给物和卤水演化阶段的不同, 说明我国陆源水补给较泰国强, 尤其兰坪地区更为明显, 有由北向南补给的趋势^[13-15]。

现代海水中B含量为 4.7×10^{-6} , 淡水中则一般不含B^[36], 海相沉积物中B含量为 100×10^{-6} , 而勐野井钾盐矿床中盐岩的B含量最高值为 80.4×10^{-6} , 与海相沉积物的B含量较接近, 但B含量的最低值为 0.3×10^{-6} , 平均值为 23.0×10^{-6} , 显然低于海相沉积物中的B含量^[11]。

硫是自然界同位素分馏效应最明显的元素, $\delta^{34}\text{S}$ 值的变化范围总体可达180‰^[37], 蒸发岩中硫同位素的组成特征主要受控于成盐卤水

的物质来源和细菌对硫酸盐的还原作用^[11]。由于硫元素在循环过程中经历了多种地球化学过程, 从而造成不同地质体具有不同的硫同位素组成特征, 由此决定了不同来源的成盐卤水具有不同的 $\delta^{34}\text{S}$ 值^[38]。 $\delta^{34}\text{S}$ 值常被用来研究蒸发岩矿床的成矿物源和判断蒸发岩形成的海陆相环境^[11]。

根据海水硫同位素组成的年龄曲线, 古、新近纪海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为21‰左右^[39], 河水和大气降水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分别为2‰~9‰和7‰^[40], 相对于海水的 $\delta^{34}\text{S}$ 值明显较低^[11]。勐野井钾盐矿床中硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布在3.85‰~15.51‰之间, 其中混合沉积的盐岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值都小于10‰, 说明其成盐卤水与陆源水体有关, 蒸发沉积的盐岩 $\delta^{34}\text{S}$ 值均大于10‰, 明显具有混合水体(海水和陆源水体)的硫同位素组成特征^[11]。

$\delta^{37}\text{Cl}$ 值可用来判断成盐古卤水的蒸发浓缩程度, 是研究不同流体的演化和各种相关矿床成因的良好地球化学参数^[11, 41]。盐湖卤水氯同位素的组成特征不仅受其蒸发浓缩程度的控制, 而且也受补给水的重要影响, 不同来源水体的氯同位素组成有所不同^[42]。

海水的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值为0.00‰, 由于同位素分馏作用, 正常沉积的海相石盐岩的氯同位素组成应该为正值, 应高于海水的氯同位素组成。勐野井钾盐矿床的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值总体上与海水的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值一致, 石盐岩的平均 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值为正值(0.20‰), 但比较接近海水的氯同位素组成^[11], 因此不能用来判断其海陆相来源。

这里需要指出的是, 稳定氯同位素的分馏作用有限, 同位素比值变化小, 各地质体的 $\delta^{37}\text{Cl}$ 值也有较大重叠^[43-44], 从而掩盖了氯的来源信息, 降低了其在地球化学领域的示踪作用, 且其地球化学应用研究还处于资料积累阶段, 涉及面较窄, 对各地质体也缺乏系统研究, 故而还不能作为指相指标^[45]。

2.3 深部地下卤水

从构造上看, 本区西侧的澜沧江深断裂及东侧的阿墨江深断裂、红河断裂既是导致盆地形成的构造因素, 又是深部卤水补给盆地的通道^[13]。这些断裂的活动势必会造成深部地下卤

水的上升,从而为钾盐矿床的形成提供物质来源^[11]。

从矿物成分上看,盐层中 Pb Cu等重金属含量偏高,这些重金属的富集可能是由于深层卤水具有较高的溶解和搬运重金属的能力所致^[13]。勐野井钾盐层中有火山玻屑,石盐矿物包裹体普遍有 100 ℃以上的记录(据资料记载东非大裂谷也有与深部补给有关的 100 ~ 130 ℃的高温小盐湖)^[13 46];该层自生石英的包裹体溶液的盐度为 35% ~ 60%,形成温度为 255 ~ 530 ℃,表明形成自生石英时可能有深部热卤水加入。黄铁矿的热电性具有成因指示意义,对该层所含黄铁矿测试所得的热电性特点完全不同于一般沉积型黄铁矿,而与热液型黄铁矿的特点吻合,说明本区成矿时有热卤水的补给或热变质作用^[9]。另外,兰坪—思茅地洼区中的金属矿床乃至非金属矿床都跟热卤水成矿作用有关,矿点附近常伴生蒸发沉积矿床,即石膏、石盐等。地球化学研究表明,形成云南中新世代层控多金属矿床的热卤水具多来源特征^[47],因此也可能有深部地下卤水。

根据该地区火山凝灰岩富锂和深部地下卤水的活动特点,这种卤水的 Li含量也应该较高^[11],而实际上勐野井钾盐矿床中的 Li含量却极低,甚至大部分样品都未检测到 Li^[11 13],这与深部卤水活动和补给的矛盾尚需研究^[11]。

2.4 火山岩、古盐、风化盐

在勐野井矿床,盐层剖面碎屑岩中有凝灰岩产出,表明在盐湖盆地有火山活动^[46]。江城地区的中段和北段勐野井组地层中分布有火山岩透镜体,该矿床灰绿色钾盐层中也曾发现过火山岩碎屑,化学分析结果表明其为玄武—安山质火山凝灰岩,具有富钾的特点^[11 13]。因此,成盐期的火山活动及其所产生的富钾安山质火山凝灰岩也可能为该区钾盐矿床的形成提供物源。另外,此前沉积的上三叠统歪古村组、中侏罗统和平乡组及下侏罗统张科寨组在本区均有盐泉分布;西部澜沧江隆起带大面积的华力西晚期含钾花岗岩体及沿东西边缘大断裂带的石炭—二叠—三叠系中广泛分布的含钾火山岩和火山岩沉积岩石的风化也可能会提供部分

成矿物质来源^[13]。

3 结 论

1)本区构造演化史、盐矿的物质成分特征及分布、具有物源指示意义的地球化学指标等多方面都证实海退后残存的古海水为兰坪—思茅盆地钾盐矿床提供了主要物质来源,同时存在着陆体水源的补给。本区成盐期火山活动所产生的富钾玄武—安山质火山凝灰岩及古盐和含钾风化岩也可能提供了部分物源,兰坪—思茅盆地钾盐矿床的成矿物质来源具有多源性。

2)深部地下卤水可为该区钾盐矿床提供物源虽然也有较多论据,但还存在值得推敲和矛盾之处。对该区石盐矿物和自生石英的流体包裹体的温度和盐度的测试结果,以及对该层所含黄铁矿测试所得的热电性特点均说明本区成矿时可能有深部热卤水的补给,但是强烈的构造活动中塑性变形过程导致的高温高压条件也同样可产生此结果,而构造演化资料显示该区成矿过程中经历了此类构造活动。另外根据该区火山凝灰岩富锂和深部地下卤水的活动特点推断,这种卤水的 Li含量也应较高,而在勐野井钾盐矿床中测得的 Li含量却极低甚至为零,显然与深部卤水的补给相矛盾。

3)在利用地球化学指标研究本区成矿物质源方面,前人采用了 B含量、 $B \times 10^3 / C$ 系数值、B含量以及 $\delta^4 S$ $\delta^7 C$ 值来指相和判断物源。但现在研究证明,用 B含量并不能准确判别海陆相沉积。 $\delta^7 C$ 值的地球化学应用研究还处于资料积累阶段,因其分馏作用有限,各地质体之间多有重叠,海陆相的 $\delta^7 C$ 值不存在显著的差别,也不能用于指相研究。

B同位素和 S同位素都是具有物源指示意义的良好指标,在其他地区和领域已得到了很好的应用,但对于本区而言,尚未有人进行相关研究。若以后开展此类工作,相信会对本区物源,特别是对确定古盐、富钾火山岩风化等对物源的贡献,以及解决深部地下卤水是否提供物源的争议起到重要作用。

参考文献:

[1] 云南省人民政府.兰坪思茅成矿带[EB/OL]. (2009-10

— 13). http://www.yn.gov.cn/Yunnan_China/74594171658174464/20020118/6309.html

[2] 宣之强. 中国含盐盆地成钾矿集区划分与找钾前景概述—纪念中国找钾 60 年 [J]. 化工矿产地质, 2009, 31 (1): 59—64

[3] 魏东岩. 试论钾盐矿床的成矿条件 [J]. 化工矿产地质, 1999, 21 (1): 1—6

[4] Mohar P, Tappomnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision [J]. Science, 1975, 189 (4201): 419—426

[5] Scharer U, Tappomnier P. Intraplate tectonics of Asia: A precise age for large-scale Miocene movement along the Aikashan-Red-River shear zone, China [J]. Earth Planet Science Letters, 1990, 97 (1—2): 65—77

[6] 陶晓风, 朱利东, 刘登忠, 等. 滇西兰坪盆地的形成及演化 [J]. 成都理工学院学报, 2002, 29 (5): 521—525

[7] 廖宗延, 陈跃昆. 兰坪—思茅盆地原型的性质及演化 [J]. 同济大学学报 (自然科学版), 2005, 33 (11): 1527—1531

[8] 朱创业, 夏文杰, 伊海生, 等. 兰坪—思茅中生代盆地性质及构造演化 [J]. 成都理工学院学报, 1997, 24 (4): 23—30

[9] 曲懿华, 袁品泉, 帅开业, 等. 兰坪思茅盆地钾盐成矿规律及预测 [M]. 北京: 地质出版社, 1998

[10] 付修根. 兰坪陆相盆地演化与金属矿床的形成 [J]. 地球科学与环境学报, 2005, 27 (2): 26—32

[11] 许建新. 云南勐野井钾盐矿床地球化学与成因研究 [D]. 西宁: 中国科学院盐湖研究所, 2008

[12] 云南省地质矿产局等. 云南思茅盐矿地质 [M]. 北京: 地质出版社, 1986

[13] 钾盐地质科学研究队. 云南思茅地区钾盐地质研究论文集 [Q]. 昆明: 云南省地质局, 1980

[14] 郑大中. 钾盐矿床的物质来源和成矿机制 [J]. 云南地质, 2006, 25 (2): 125—142

[15] 曲懿华. 兰坪—思茅盆地与泰国呵叻盆地含钾卤水同源性研究 [J]. 化工矿产地质, 1997, 19 (2): 81—84

[16] Hie R J, Japakesir T. Potash Deposits of the Khorat Plateau, Thailand and Laos [J]. Economic Geology, 1979, 74 (2): 448—458

[17] 朱延浙. 老挝万象平原钾盐矿床 [J]. 地质与资源, 2008, 17 (1): 45—49

[18] 郭远生. 老挝万象平原钾盐资源 [J]. 无机化工信息, 2004 (3): 5—9

[19] 程怀德, 马海州, 谭红兵, 等. 钾盐矿床中 B 的地球化学特征及研究进展 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27 (4): 399—408

[20] 林耀庭. 溴的地球化学学习性及其在四川找钾工作中的应用 [J]. 化工矿产地质, 1995, 17 (3): 175—181

[21] 孙镇城, 曹春潮, 梁新献, 等. 关于沉积物中硼、镓含量划相指标的探讨 [J]. 石油学报, 1992, 13 (2): 42—46

[22] 郑喜玉, 张明刚, 徐旭, 等. 中国盐湖志 [M]. 北京: 科学出版社, 2002

[23] 肖应凯. 石墨的热离子发射特性及其应用 [M]. 北京: 科学出版社, 2003

[24] 张崇耿, 肖应凯. 硼同位素分馏及其在环境研究中的应用 [J]. 盐湖研究, 2002, 10 (2): 54—60

[25] 吕苑苑, 赵平, 高剑锋, 等. 硼同位素分析方法研究进展 [J]. 地质科学, 2009, 44 (3): 1052—1061

[26] 肖荣阁, 大井隆夫, 蔡克勤, 等. 硼及硼同位素地球化学在地质研究中的应用 [J]. 地学前缘, 1999, 6 (2): 361—368

[27] 程家龙, 赵永鑫, 柳丰龙. 硼同位素在矿床学中的应用研究 [J]. 地质找矿论丛, 2010, 25 (1): 65—71

[28] 刘昊年, 黄思静, 胡作维, 等. 锶同位素在沉积学中的研究与进展 [J]. 岩性油气藏, 2007, 19 (3): 59—65

[29] McArthur J M, Burnett J, Hancock J M. Strontium isotopes at K/T boundary: discussion [J]. Nature, 1992, 355 (6355): 28

[30] 王勇, 施泽进, 彭俊, 等. 川东南地区石牛栏组碳、氧、锶同位素特征及其地质意义 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2009, 28 (4): 330—335

[31] 刘静, 季宏兵. 锶及其同位素在环境地球化学研究中的应用 [J]. 首都师范大学学报 (自然科学版), 2008, 29 (4): 67—73

[32] Aggarwal J K, Palmer M R. Boron isotope analysis: a review [J]. Analyst, 1995, 120 (5): 1301—1307

[33] Xiao Y K, Sun D P, Wang Y H, et al. Boron isotopic composition of brine sediments and source water in Da Qaidam Lake, Qinghai, China [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1992, 56 (4): 156—1568

[34] 李俊周, 孙大鹏. 大柴达木盐湖硼同位素地球化学研究 [J]. 地球化学, 1996, 25 (3): 277—285

[35] 宋粤华. 硼同位素化学和柴旦地区盐湖硼同位素地球化学研究 [J]. 盐湖研究, 2004, 12 (2): 68—69

[36] 南京大学地质学系. 地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1979

[37] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 2000

[38] Bottrell S H, Newton R J. Reconstruction of changes in global sulfur cycling from marine sulfate isotopes [J]. Earth Science Reviews, 2006, 75 (1—4): 59—83

[39] Claypool G E, Holser W T, Kaplan I R, et al. The age curves for sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation [J]. Chemical Geology, 1980, 28 (3—4): 199—260

[40] Grinenko V A, Krouse H R. Isotope data on the nature of riverine sulfates [J]. Mitt Geol.-Paleontol. Inst. Univ. Hamb., 1992 (72): 9—18

[41] 谭红兵, 马海州, 许建新, 等. 塔里木盆地西部古盐岩同位素地球化学与成钾预测研究 [J]. 地球学报, 2005, 26

(增刊): 174—179

[42] 刘卫国, 肖应凯, 孙大鹏, 等. 柴达木盆地氯同位素组成特征[J]. 地球化学, 1996 25(3): 296—303.

[43] Hoes J 稳定同位素地球化学[M]. 刘季花, 石学法, 卜文瑞, 译. 北京: 海洋出版社, 2002.

[44] 李艳平, 蒋少涌. 氯同位素测量方法及其地质应用研究新进展[J]. 南京大学学报 (自然科学), 2006 42(3): 280—289

[45] 许建新, 马海州, 肖应凯, 等. 稳定氯同位素及其应用地球化学研究[J]. 盐湖研究, 2008, 16(1): 51—59

[46] 张芳. 兰坪—思茅盆地石盐矿床盐矿物包裹体特征[J]. 矿产与地质, 2001, 15(82): 113—115

[47] 肖荣阁. 云南中新世盆地构造环境沉积建造与成矿作用[J]. 西南矿产地质, 1990, 4(4): 73—82

A Tentative Discussion on Material Source of Potash Deposit in Lanping-Sima Basin

ZHANG Congwei², GAO Dongli¹, MA Hai¹zhong, HAN Wenxia

- (1. Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining 810008 China;
2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039 China)

Abstract: Lanping-sima basin that contains potash deposit is an important basin in China. Based on previous research, the general geology of Lanping-Sima basin and the material sources of potash deposit are discussed here. The results show that the main material sources of the potash deposit in this basin are archaic seawater and terrestrial water. Potassium-rich volcanic tuff in this basin, ancient salt and weathering salt may also be the material source. For deep underground brine, further studies are needed. The material sources of the potash salt deposit in Lanping-Sima basin are multi-sourced.

Key words: Lanping-Sima basin; Potash deposit; Material source; Multi-source