

新疆罗布泊盐湖氢氧锶硫同位素地球化学及钾矿成矿物质来源*

刘成林¹ 王弭力² 焦鹏程³

(1 中国地质科学院矿床地质研究所, 北京 2 中国地质科学院, 北京

3 中国地质科学院水文地质工程地质研究所, 河北正定)

提 要: 罗布泊罗北凹地第四系上部盐层中蕴藏丰富的卤水, 卤水中则富含钾 (KCl 平均品位为 1.40%)。文章通过对罗布泊卤水氢、氧、锶及硫同位素等分析及与塔里木盆地 (河流)、柴达木盆地等地区对比研究, 确定了罗布泊富钾卤水源于地表水, 可能主要是塔里木盆地南北缘河流水; 卤水中的硫酸钾等物质组分主要来源于南天山、塔里木盆地西北、西南部中新生代石膏钙芒硝石盐矿床或地层及其古代地层卤水。由于第四纪期间塔里木盆地西部抬升, 东部罗布泊地区则发生沉降, 这些物质组分被地表水溶解并最终汇集于罗布泊, 从而造成了该区水体中钾硫等背景值较高, 使卤水在蒸发浓缩至钙芒硝阶段时钾就富集成矿。

关键词: 盐湖 稳定同位素 钾矿物质来源 新疆罗布泊

罗布泊位于塔里木盆地东端, 罗北凹地则位于罗布泊东北部 (图 1), 1995 年 10 月在该区发现大型卤水钾矿床^①。又经 1996 年及 1997 年勘查和研究, 确定其资源量为超大型规模^②, 含矿层位产于全新统、上更新及中更新统顶部地层中。由于该钾矿床规模在我国少有, 矿床类型在世界上似乎也不多见, 因此, 引起了社会及钾盐界广泛关注。一直引起我们及有关学者感兴趣的问题是, 该矿床中富钾卤水主要蕴藏于钙芒硝晶间。按照传统的钾盐蒸发沉积规律, 只有当卤水蒸发浓缩至中晚期, 石盐大量析出后, 钾离子才能在卤水中富集成矿。而罗北凹地盐湖只是到全新统晚期才出现石盐及少量钾镁盐沉积。据此, 我们推测其补给水体中钾背景值较高, 或者为古代钾盐矿床风化产物直接补给。但均缺乏充分依据, 本文试图通过稳定同位素地球化学研究, 结合区域地质情况探讨这一新的地质科学之“谜”。

1 卤水地球化学一般特征

按照瓦里亚什科水化学分类^[1], 罗北凹地卤水绝大部分为硫酸镁亚型水。罗布泊盐湖为典型的内陆湖泊成因。卤水氯化钾含量从 0.88%~1.82%, 平均为 1.40%, 高出工业品位 40%。该矿床氯化钾品位及其规模与已建厂的察尔汗盐湖卤水钾矿相当。此外, 卤水中尚富含 B、Li、

* 新疆 305 项目“罗布泊钾盐资源开发利用研究”(95-915-08-05)资助

第一作者简介: 刘成林, 男, 1963 年生, 副研究员, 1987 年毕业于中国地质科学院研究生部, 从事盐湖钾盐研究。邮政编码: 100037

1998-10-23 收稿, 1999-01-20 修改回

① 中国地质科学院简报, 1995, 第八期 (总第 315 期)

② 新疆罗布泊地区钾矿床 1996 年度工作总结, 1997

Br 等微量元素。

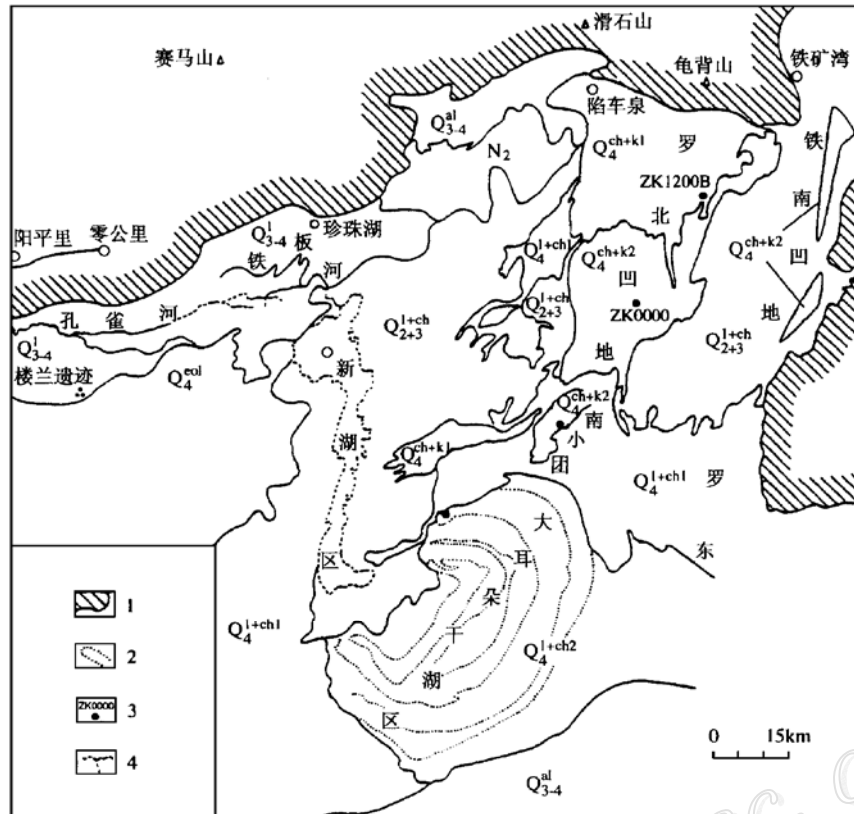


图 1 新疆罗布泊地区地质略图

Q_4^{ch+k1} —全新统下段含钾化学沉积； Q_4^{ch+k2} —全新统上段含钾化学沉积； Q_4^{l+ch1} —全新统下段湖相及化学沉积； Q_4^{l+ch2} —全新统上段湖相及化学沉积； Q_4^{col} —全新统风成沉积； Q_{3-4}^{al} —上更新统和全新统洪积； Q_{2+3}^{l+ch} —中更新及上更新统湖相及化学沉积； N_2 —第三系；1—前第三系；2—遥感图象显示的湖水退缩线；3—钻孔；4—河流水系

Fig. 1. Geological sketch map of Lop Lake, Xinjiang.

Q_4^{ch+k1} —Lower Holocene K-bearing chemical sediments; Q_4^{ch+k2} —Upper Holocene K-bearing chemical sediments;
 Q_4^{l+ch1} —Lower Holocene lacustrine and chemical sediments; Q_4^{l+ch2} —Upper Holocene lacustrine and chemical sediments;
 Q_4^{col} —Holocene eolian sediments; Q_{3-4}^{al} —Upper Pleistocene and Holocene diluvia; Q_{2+3}^{l+ch} —Middle and Upper Pleistocene lacustrine and chemical sediments; N_2 —Tertiary; 1—Pre-Tertiary;
 2—Retrogradation line indicated by remote-sensing image; 3—Drill hole; 4—River system.

2 氢氧同位素地球化学

将罗布泊地区各种水体氢、氧同位素^①比值投到图上(图2)，由图2可见，罗北凹地卤

① 本文氢氧同位素数据由中国地质科学院矿床地质研究所罗续荣分析

水(盐度(矿化度)平均为 353 g/L) δD 平均值为 -30.5‰ 、 $\delta^{18}O$ 平均为 5.10‰ ; 大耳朵湖区北端及南小团(盐度与罗北卤水相当) δD 、 $\delta^{18}O$ 平均值分别为 -35.4‰ 、 5.16‰ ; 铁板河三角洲北部山前的珍珠湖(可能为暂时性小湖泊, 盐度 13.83 g/L) 湖水氢、氧同位素值分别为 -4‰ 、 2.7‰ ; 甘草膏厂(位于库尔勒与罗布泊中间, 孔雀河北部大约 7 km 处) 小溪淡水分别为 -35‰ 、 -7.3‰ ; 罗北雨水为 -59‰ 、 -9.3‰ ; 罗布泊东部阿齐克谷地两个微咸水(盐度 3.6 g/L), δD 为 -70‰ 、 -65‰ , $\delta^{18}O$ 为 -10.0‰ 、 -9.6‰ , 咸水(盐度 53.7 g/L) δD 、 $\delta^{18}O$ 为 -65‰ 、 -5.9‰ 。由图 2 可知, 罗北雨水及阿齐克谷地两个微咸水点位于全球大气降水线^[7]之上, 甘草膏厂小溪淡水有一点偏离全球大气降水线, 总之, 它们具有大气降水性质。而阿齐克咸水则是经一定蒸发作用形成。塔里木盆地塔克拉玛干沙漠南北部河流水线^[2](图 2) 斜率小于全球大气降水线, 表明源于山区的大气降水、融雪水及泉水在汇集形成这些河水时受到一定的蒸发。位于铁板河北部的珍珠湖淡水, 分布于全球大气降水线右下方, 距罗北凹地卤水点区有一定距离, 这表明它受到一定的蒸发作用, 但不很强, 其显然来自北部的天山。罗北凹地卤水投影点分布于全球大气降水线右下方, 比较集中; 南小团及大耳朵湖区北端卤水点分布区与罗北卤水重叠, 表明它们具有相似成因。两者均位于阿齐克谷地蒸发线和盆地内沙漠南北部河流水线延长线夹角内, 似乎与阿齐克谷地水有一定距离, 而与塔克拉玛干沙漠南北部河流关系更密切, 即这些河流水进一步蒸发就可落入罗北凹地卤水分布区。

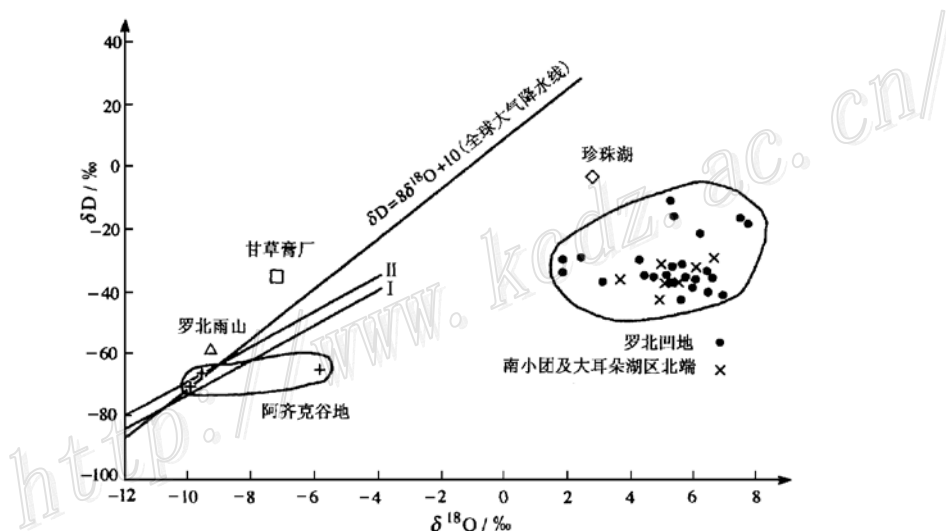


图 2 罗布泊地区地表及地下水 δD - $\delta^{18}O$ 图解

I—塔里木盆地南部河流; II—塔里木盆地北部河流

Fig. 2. δD - $\delta^{18}O$ diagram of surface and underground water in Lop Lake.

I—Rivers in southern Tarim basin; II—Rivers in northern Tarim basin.

由上述氢氧同位素分析表明该区卤水主要由塔里木地区大气降水补给, 尤其罗布泊西部的塔克拉玛干沙漠南北部河流水补给很重要, 这些河流水在进入罗布泊前已受到了一定的蒸发。

3 锶同位素

自然界锶有 4 个天然同位素： ^{84}Sr 、 ^{86}Sr 、 ^{87}Sr 和 ^{88}Sr ，它们的丰度分别为 0.56%、9.86%、7.00% 和 82.58%。所以，自然界 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的平均比值应为 0.709939。现今大陆硅铝层的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.719，上地幔或大洋玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围为 0.7012~0.7057，大陆玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化范围为 0.703~0.712（受到硅铝层的混染）^[3]。大陆壳锶的变化复杂，但大多数情况下，其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值高于上地幔值。通常大陆区岩石 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值大于 0.71，而玄武岩、碱性岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值要小于 0.71。尽管 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值会受到 ^{87}Rb 衰变影响，但在地质学界其已被广泛用于研究判断物质来源。鉴于罗北凹地钾矿的特殊性，本文做了几个卤水锶同位素分析，以探讨其起源。

由表 1 可知，罗北凹地 3 个卤水及铁板河三角洲北部的珍珠湖水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相近，分别为 0.71066（3 个卤水平均值）和 0.71048，说明虽然珍珠湖与罗北凹地相距百余公里，分别属于不同的沉积体系，但这些水体仍然具有相似的来源。它们均大于现代海水和新生代海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值（分别为 0.7090、0.70776~0.70885）^[8]，说明它们与海水无直接关系。由于它们的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值略大于 0.71，而地壳大陆区岩石的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值多大于 0.71，故可推断，罗布泊湖水主要由地表水汇集而成。这与柴达木盆地大盐滩卤水的来源相似，但似乎比柴达木卤水受到较多的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值岩源成分影响，因柴达木大盐滩卤水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值最高为 0.71245（表 1），罗北凹地卤水比值则显偏低。它们与昆特依北部的构造湖“盐湖”卤水来源不同，其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值 0.70853~0.70953，均小于 0.71。可能来源于盆地的深处或上地壳。

表 1 罗布泊等地区地表及地下卤水锶同位素 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值

Table 1. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of surface and underground brine in Lop Lake and other areas

样 号	采样地点	样品名称	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	标准误差 $\pm 2\sigma$	资料来源
ZK95-1su1	罗北凹地	卤水	0.71080	0.00006	本文
ZK95-1su2	罗北凹地	卤水	0.71073	0.00005	本文
QK95-1su1	罗北凹地	卤水	0.71044	0.00008	本文
95-Lp1	珍珠湖	半咸水	0.71048	0.00002	本文
Wy92-2	柴达木昆特依“盐湖”	卤水	0.70953		王弭力等，1997
Wy92-9	柴达木昆特依“盐湖”	卤水	0.70853		王弭力等，1997
Wy92-12	柴达木昆特依大盐滩	卤水	0.71178		王弭力等，1997
W93-9	柴达木昆特依大盐滩	卤水	0.71196		王弭力等，1997
Wy92-8	柴达木昆特依清水河	咸水	0.71245		王弭力等，1997

注：由中国地质科学院地质研究所刘凤香、傅国民分析，1996

4 硫同位素

现将罗布泊及相关地区卤水及硫酸盐矿物的硫同位素^①比值投影于图 3 上。由图 3 可见，

① 本文硫同位素数据由中国地质科学院矿床地质研究所白瑞梅分析

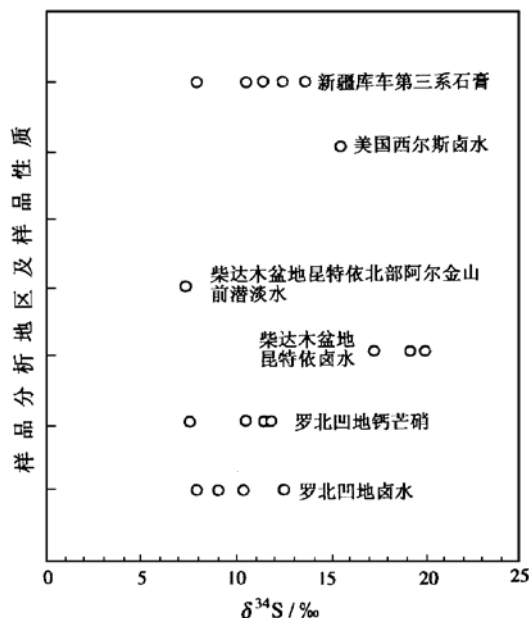


图 3 罗布泊等地区卤水及硫酸盐矿物硫同位素分布

新疆库车第三系石膏, 据刘群等, 1987;

美国西尔斯湖水, 据 W T Holser 等, 1966;

柴达木盆地卤水及察汗斯拉芒硝, 据王弼力等, 1997

Fig. 3. Sulfur isotopic distribution of brine and sulfate minerals in Lop Lake and other areas.

地区硫酸盐类沉积物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值也可以代表盐湖卤水中硫酸盐的硫同位素组成, 由上面的讨论可知, 固体硫酸盐与卤水硫的同位素是一致的。此外, 一般认为, 影响硫同位素变化的因素主要有两个, 即物质来源和细菌还原。由于罗北凹地第四纪沉积物中未发现硫化物沉积, 可以认为该地区硫同位素没有受到细菌活动的影响。

柴达木盆地昆特依卤水与罗北凹地卤水均主要为硫酸镁型, 也都为蒸发作用形成。但从图 3 可见, 前者的 $\delta^{34}\text{S}$ 值从 17.3‰~19.9‰, 平均为 18.83‰^[4], 比罗北凹地高出 8.0‰, 而该区淡水为 7.2‰, 罗北凹地卤水介于两者之间, 甚至接近淡水。从图 3 还可知, 罗布泊卤水 $\delta^{34}\text{S}$ 值也低于美国西尔斯湖卤水^[10]。由此说明, 物质来源对盐湖卤水硫同位素变化影响很大, 不同地区盐湖, 尽管水化学类型及蒸发强度相似, 湖水硫同位素值差异很大。

塔里木河上游流域内小海子石炭系海相石膏 $\delta^{34}\text{S}$ 为 17.0‰~20.2‰, 平均为 19.1‰, 南天山石膏岩从 14.6‰~17.4‰, 平均为 16.3‰^[5]。新疆库车盆地第三系的 E_{2+3} 地层由下向上, $\delta^{34}\text{S}$ 比值从 13.5‰~7.7‰, 平均为 10.94‰^[6]。可见, 石炭系海相 $\delta^{34}\text{S}$ 明显高于罗布泊硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$, 而第三系硫同位素值则与罗布泊硫同位素相近。由于塔里木盆地广泛分布有第三系膏盐层, 从天山南麓的库车凹陷至南部的莎车凹陷均广泛出现石膏、钙芒硝石盐及卤泉点, 有的已证实为大型石膏矿和石盐矿。据刘群^[6]初步统计, 目前塔里木盆地内发现的盐点 46 处, 最

卤水中硫酸根的硫同位素比值变化在 7.8‰~12.5‰之间, 平均为 9.9‰; 固体硫酸盐矿物硫同位素值 7.4‰~11.5‰, 平均为 10.13‰。卤水及沉积物硫同位素比值相近。其中一个固体硫酸盐样品采于罗北凹地湖岸阶地上更新统地层, 其时代相当于 $80 \times 10^3 \sim 90 \times 10^3 \text{ a}$, 说明自晚更新世以来, 罗布泊水体的补给源、沉积环境及卤水蒸发条件变化不大。H Sakai^[9]指出, 25℃溶解的 SO_4^{2-} 与沉淀硫酸盐之间硫同位素分馏系数很小。世界其他一些盆地中现代石膏的结晶作用中硫的同位素分馏作用非常弱^[10,11], 这些研究进一步说明硫酸盐的硫同位素比值可以代表古湖水硫同位素比值。

现代海洋硫酸盐的 $\delta^{34}\text{S}$ 约为 20.0‰, 现代海相蒸发岩与海水中的硫酸盐 $\delta^{34}\text{S}$ 相似。一般认为, 海相蒸发岩的 $\delta^{34}\text{S}$ 代表了海水硫酸盐的硫同位素。由此类推, 罗布泊

大者是阿克苏盐丘,出露面积达 16 km^2 ,而石膏矿床和矿点更多,卤泉点比比皆是。因为 $25\text{ }^\circ\text{C}$ 溶解 SO_4^{2-} 与沉淀硫酸盐之间硫同位素分馏系数很小,相应地推断,地表水对硫酸盐的溶解不会对硫同位素组成造成很大影响,河湖水中 SO_4^{2-} 的同位素组成基本代表了被溶解硫酸盐的组成。由此推论,罗布泊地区湖水硫酸根主要来源于塔里木盆地中西部的中生代石膏钙芒硝层风化产物。

5 盐类沉积特征

罗北凹地固体盐类矿物主要为钙芒硝,其次为石膏,仅全新统上部及上更新统上部才分别出现石盐及部分杂卤石和少量钠镁矾等。罗北凹地ZK12000B孔深230 m,其盐类矿物层累计厚度为155 m,而石盐累计厚度为4.18 m,杂卤石层累计2.32 m,钠镁矾层累计厚5.43 m。硫酸盐层与盐层总厚度之比为95.81%,而石盐层所占比例仅为2.7%。柴达木盆地西部众多盐湖的卤水化学类型与罗北凹地相同,即为硫酸镁亚型,两者卤水演化阶段相近,罗北凹地的演化阶段似乎还更高一点,然而前者的石盐沉积量占很高比例,如昆特依盐湖石盐地质储量与总的盐矿地质储量^①之比达98%,这与罗北凹地情况形成强烈反差。

尽管罗北凹地卤水演化已到中晚期阶段,但是其石盐沉积量相对太少。从罗北凹地盐类矿物比例来看,其沉积阶段相当于石盐开始沉淀。正常海水在浓缩至石盐开始沉淀时,相对密度为 1.2 g/cm^3 ,盐度为 330 g/L ,KCl为0.52%^②,而罗北凹地卤水平均相对密度为 1.23473 g/cm^3 ($1.20186\sim 1.26682\text{ g/cm}^3$),盐度为 353.49 g/L ($305.8\sim 393.7\text{ g/L}$),KCl达1.40%($0.88\%\sim 1.82\%$),它们均明显高于海水石盐沉积时的相应参数,由此表明罗北凹地卤水中硫酸盐及钾含量相对较偏高,而NaCl含量相对偏低。

由以上两方面的分析可以推断,补给罗北凹地及罗布泊盐湖的河水相对具有较高的 SO_4^{2-} 及钾含量。

6 成矿物质来源及矿床成因讨论

通过对塔里木盆地,尤其是对罗布泊地区地表及地下水氢、氧同位素的比值分析,认为罗布泊地区湖水主要由地表水(河水,如塔里木河)补给,罗北凹地卤水则是由这些补给水经较强烈的蒸发浓缩形成。

罗布泊地区几个卤水样品的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值均大于0.71,平均为0.71061,代表了大陆地表水来源,说明该区水体起源于大陆地表水。

硫同位素研究证明,第四纪罗布泊湖水硫酸根主要来自塔里木中西部及南天山中生代地层,尤其第三系石膏、钙芒硝层风化产物。

罗北凹地盐类沉积特征也表明,罗布泊湖水的补给源相对富含 SO_4^{2-} 及钾。

由上述讨论还可进一步推测,罗布泊罗北凹地卤水中的钾等元素也可能主要来自塔里木

① 青海省柴达木综合地质勘查大队,1990,青海省冷湖镇昆特依钾矿田普查报告

② 地质科学院情报所编译,1972,国外钾盐矿床普查资料(专辑)

盆地的中生代地层。由于塔里木盆地西南缘(莎车凹陷)及北缘(库车凹陷等)广大范围内从晚白垩纪—第三纪出现两次成盐期,莎车成盐带沉积的石膏及石盐层累计厚度分别为400 m及1500 m;库车成盐带盐层最大累计厚度达1500 m^[6]。这些沉积以石膏、石盐及钙芒硝为主,局部出现次生光卤石^[6],且在早第三纪,此两成盐带为海相或受到古地中海水补给^①。由此推断,这些巨厚含盐系地层中封存的古卤水及沉积物中必然蕴含有丰富钾元素。第四纪时期,塔里木盆地中西部普遍抬升,而罗布泊则快速沉降而成为塔里木盆地的最终汇水中心,从而导致盆地西部大量第三系等含盐地层出露地表,并被风化释放出硫酸根和钾等元素,最终汇集于罗布泊地区。因此,塔里木盆地范围内地表水对古代含盐膏地层或矿床的淋漓溶解,并汇集于罗布泊,最终导致罗布泊湖水中钾硫背景含量较高。罗北凹地受到这种水体的多期次补给,经进一步蒸发浓缩即形成了卤水钾矿。

参加野外工作的还有杨志琛、李长华、陈勇志等,在野外工作中还得到新疆第三地质大队领导及野外技术人员和工人们的大力支持,在此一并表示谢意。

参 考 文 献

- 1 瓦里亚什科 M I 钾盐矿床形成的地球化学规律. 北京:中国工业出版社,1965.
- 2 陈玮. 塔克拉玛干沙漠地下水环境同位素研究. 干旱地区地理, 1992, 15 (1): 18~19.
- 3 南京大学. 地球化学. 北京:科学出版社,1979, 409~410.
- 4 王弭力, 杨志琛, 刘成林等. 柴达木盆地北部盐湖钾矿床及其开发前景. 北京:地质出版社,1997, 64~68.
- 5 刘群, 陈郁华, 李银彩等. 中国中生代陆源碎屑-化学岩型盐类沉积. 北京:北京科学技术出版社,1987, 97~101, 130~131, 12.
- 6 刘群, 杜之岳, 陈郁华等. 陕北奥陶系和塔里木石炭系钾盐找矿远景. 北京:原子能出版社,1997, 206~208.
- 7 Craig H. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702 (1961).
- 8 Koepnick R. B et al. Construction of the Triassic and Jurassic portion of the Phanerozoic curve of seater ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. Chemical geology (Isotope Geoscience Section), 1990, 80: 327~349.
- 9 Sakai H. Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal posesses. Geochem. J., 1968, 2 (1): 2.
- 10 Holser W. T., Kaplan I R. Isotope geochemistry of sedimentary sulfates. Chem. Geol., 1966, 1.
- 11 Thode H G, Monster J. Sulfur isotope geochemistry of petroleum, evaporates, and ancient seas. Amer. Assoc. Petr. Geol., Mem. 4, 1964.

① 地质部矿床地质研究所、新疆地质局第八地质队, 1981, 新疆库车盆地第三纪成盐条件及找钾远景研究报告

HYDROGEN, OXYGEN, STRONTIUM AND SULFUR ISOTOPIC GEOCHEMISTRY AND POTASH-FORMING MATERIAL SOURCES OF LOP SALT LAKE, XINJIANG

Liu Chenglin

(Institute of Mineral deposits, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Wang Mili

(Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Jiao Pengcheng

(Institute of Hydrology and Engineering Geology, Zhengding 050803)

Key words: Lop lake in Xinjiang, salt lake, stable isotopes, sources of the potash-forming materials

Abstract

Plenty of brine exists in Upper Quaternary and Holocene salt strata of Luobei depression, Lop Lake, Xinjiang. The brine is rich in potassium, whose average content is 1.40% (KCl), higher than the industrial tenor of 1%. The brine-hosting matter is mainly glauberite characterized by well-developed pores. Nevertheless, the conditions seem to be different from the general formation regularity of potash deposits: potash deposits were formed before the crystallization and precipitation of large quantities of halite as a result of the evaporation of brine. Based on a comparative study of hydrogen, oxygen and sulfur and strontium isotopes of underground brine and saline minerals in Tarim and Qaidam basins, it is considered that (1) the K-rich brine of Luobei depression originated from surface water, mainly from the rivers distributed over the south and north margins of Tarim basin, (2) sulfur and potassium and other elements of brine were derived from gypsum and glauberite and halite deposits and ancient brine in Cenozoic strata distributed in South Tianshan Mountains and the northwestern and southwestern parts of Tarim basin. The western part of Tarim basin was elevated while the eastern part, especially Lop Lake, subsided during Quaternary. Some of these strata were dissolved and lots of potash-forming materials were eventually brought into Lop lake. As a result, the background contents of potassium and sulfur in lake water are relatively high, and potash deposits were formed during the crystallization and deposition of glauberite through the evaporation of the lake water.