



# 断裂带地球化学深穿透理论与方法在 钾盐找矿中的应用\*

伯 英, 刘成林\*\* , 曹养同

(中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037)

**摘 要** 文中介绍了断裂带地球化学深穿透理论与技术方法,并结合钾盐找矿实践,对相关技术方法的应用进行了探讨。断裂带地球化学深穿透技术包括地表测线、稀有气体同位素示踪和钾盐深度预测模型,笔者的主要思路是通过地表元素异常来捕捉可能来自深部的物源信息,预测大概的找钾靶区和深度,降低找矿成本。沿垂直于构造断裂带的方向采集地表沉积物、水样,分析其化学元素含量或比值,可以有效识别地球化学异常点 通过分析沿断裂带上升的卤水中逸出的稀有气体(氦、氩、氖等)同位素组成,可以判别气体的来源和断裂的深度,从而辅助判别卤水来源和深度 通过文章给出的一系列地球化学指标和方法,可以识别异常、综合判别卤水或盐类物质来源和深度,灰色模型和异常判别程序的编制可以大大缩短运算和判别时间。上述方法在实际工作中取得了较好的效果,在今后研究和实践中可以进一步提高和完善。

**关键词** 地质学 断裂带 深穿透 地球化学 异常 同位素 模型

**中图分类号**: P595

**文献标志码**: A

## Fault belt geochemical deep-penetration theories and techniques for potassium prospecting

BO Ying, LIU ChengLin and CAO YangTong

(MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, CAGS, Beijing 100037, China)

### Abstract

Fault belt geochemical deep-penetration theories and techniques are introduced in this paper, with emphatically placed on techniques on potassium prospecting based on practical work. Fault belt geochemical deep-penetration techniques, such as survey lines, isotope tracer technique and potash deposit prediction model, are shown in detail, with the central idea that deep information on material sources can be captured through surficial geochemical anomalies so as to locate potential potassium deposits at obviously lower prospecting costs. Surface sediments and water (brines or saline springs) samples in the direction perpendicular to the fault belts are collected and analyzed, so that geochemical anomaly points can be effectively identified according to differences between element content or content ratios of these samples. Isotopic compositions of noble gases (He, Ar, Ne, etc.) escaping from brine rising along fault zones are of great importance in distinguishing the sources of the gas-

\* 本文由自然科学基金项目(编号:41502080)、国家重点基础研究发展计划“973”项目(编号:2011CB403007)和中国地质调查局项目(编号:1212011220894)联合资助

第一作者简介 伯 英,女,1980 年生,博士,助理研究员,主要从事地球化学、含盐盆地水化学及地球化学找钾技术研究。Email: sunnybritney@hotmail.com

\*\* 通讯作者 刘成林,男,1963 年生,研究员,主要从事第四纪盐湖环境与钾盐研究。Email: liuchengl@263.net

收稿日期 2016-07-14; 改回日期 2016-10-10。张绮玲编辑。

es and the depths of the fractures as well as in estimating the sources and depths of brines. Geochemical anomalies can be identified and depths and sources of salts or brines can be predicted according to a given series of geochemical indicators and methods. In addition, the gray model and anomaly identification programs can greatly shorten the computing and discriminating time. These techniques show good performances in practical work but need improvements in further studies.

**Key words:** geology, fault belt, deep-penetration, geochemistry, anomaly, isotope, model

地质找矿离不开探测技术手段。常用的有地球物理技术和地球化学技术。前者包括重力法、声波测井法、 $\gamma$  测井法等多种方法,其中对于隐伏矿最直接的方法是钻井,但其成本昂贵、风险大。传统的地球化学方法对于出露矿床的以及被残积物覆盖的亚出露矿床极为有效,但对隐伏区找矿就显得无能为力(谢学锦等,2003)。

地球化学“深穿透”最早在 Clarke 和 Meier (1990)的文章中以‘depth penetration’字眼的形式出现。1997 年耶路撒冷第 16 届国际化探大会期间, Cameron 在与谢学锦院士谈话时提出“深穿透地球化学”这一术语,谢学锦和王学求也将这一术语应用于在该大会宣读的两篇报告中,并在之后的研究中将它与隐伏区元素向地表运移理论相结合,提出了一个新的以地球气为主的活动元素向上迁移的多营力接力搬运模型(谢学锦等,2003;王学求,2005)。目前,深穿透地球化学勘查方法研究已成为国际化探界的热点。主要研究技术包括选择性提取(Antropova et al., 1992)、土壤气体测量(Xie et al., 1993; Xie, 1995; Wang et al., 1995; 王学求等, 1995a; 1995b; 1996)、物理化学、电化学(Stragliani et al., 1991)和(生物)酶提取方法(汪明后, 2005; Clarke et al., 1990)。

Clarke 等(1990)认为,向上迁移的营力最主要的是深循环的地下水,带动深部金属离子向上迁移;其制定的酶提取法提取金异常在矿体上方非常清晰,也利用该方法在巴西南部发现了一个新的隐伏金矿床。1990 年代初,澳大利亚 Mann 等(1995)发展了活动金属离子方法(MIMI),据 Wantech Pty 公司声称,这种方法找的矿成功率达 86.5%,西澳 Golden Webb 金矿床就是一个突出的实例。瑞典的 Malmqvist 等(1984)提出一种寻找隐伏矿床的新方法——地气方法(GeoGas),以此来解释  $R_n$  可以从深达百米以下的隐伏铀矿床迁移至地表这种现象。随后这种说法在瑞典、中国、德国、捷克及俄罗斯的许多矿区实验中得到验证(王学求等, 1995a; 1995b;

1996; 聂兰仕等, 2007ab; Wang et al., 1995; Zlotnicki et al., 2009; Chen et al., 2009)。前苏联学者 Ryss 等(1973)提出电地球化学方法, Stragliani 等(1991)发展了该方法,提出的部分提取金属法(CHIM)也是基于类似的分散机制。谢学锦、王学求等研究并发展了该方法,提出 NAMEG (Nanoscale metals in the earth gas)、MOMEQ (Mobile metals in overburdens)方法(谢学锦, 1995; 王学求等, 1996; 谢学锦等, 2003; Xie, 1995; Xie et al., 1999; Wang et al., 1997; 1999; Wang, 1998),认为被气体携带至地表的超微细金属逸散入大气之后,可以以各种活动态形式存在于地表土壤中,虽然是假说,但更圆满地解释了有关 MIMI、酶提取、电地球化学、地气异常的主要原因,也为深穿透地球化学方法的发展提供了依据。

对于地质预测深部有远景或者地球物理方法发现深部有某种异常,但又无法取得直接矿化证据的地区,能直接透视深部矿化的深穿透地球化学方法可以发挥关键性作用(谢学锦, 1998)。“深穿透”既是一种找矿方法,用于预测找矿靶区;同时,它也是一种理论,用于解释各种异常的成因、指导找矿。金属矿找矿中,深穿透技术已经得到了很好的发展和应用(聂兰仕等, 2007ab; 刘艳等, 2006)。非金属钾盐矿床找矿也可以借鉴这种理念,但要形成自己的找矿新思路,目前国内外还没见到相关报道。

在以往地球化学研究及“深穿透地球化学”“地球气”等理论的后发下,基于盆地中断裂切穿地层导致深部卤水上涌,或大气降水深循环溶解盐类形成卤水并上升地表形成盐泉等事实,笔者提出了断裂带地球化学深穿透技术,包括地表测线、稀有气体同位素示踪和钾盐深度预测模型,通过地表元素异常来捕捉可能来自深部的物源信息、降低找矿成本、圈定找钾靶区及其深度。

## 1 地表测线方法及应用

通过地表测线样品中元素含量、比值等的分析,

可以识别异常,捕捉深部信息。深部地层水具有高钙、高锶的特征。一般认为, $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$  出现水化学异常,说明该地区的水有深部来源补给(雷亚川等, 1999),如果  $\text{K}^{+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  同时也出现了异常,说明  $\text{K}^{+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  也可能有深部来源。对以往库车盆地水化学数据的统计分析发现,元素分布图中钙、锶、钾、镁具有相对一致的分布趋势,认为各元素含量异常可能是深部地层水沿背斜轴部断裂带上升补给造成的(图 1),也可能是大气降水循环到深部,溶解含盐矿物,又返回地表,形成地表元素异常。

在断裂带地球化学深穿透理论验证过程中,笔者分别于 2011 年 8 月和 2010 年 9 月对新疆库车盆地北部的克拉苏构造带(克孜尔乡克深 203<sup>#</sup> 钻井东部和北部)和南部的秋里塔格背斜构造断裂带(温巴什乡南冲沟),沿垂直于构造断裂带背斜长轴方向,进行了地表测线固体样品(主要是盐壳或含盐黏土与砂质土壤的混合样)采集,查明异常点的位置。

由于地表含盐固体样品中各组分的绝对含量受采集的样品中盐和黏土等的比例影响较大,因此在实际元素异常研究中,宜以元素比值作为分析指标。如图 2、图 3 为克拉苏构造带(克孜尔)两条测线的钾、钙、镁、锶、氯元素比值的变化情况。克孜尔东部测线剖面钾氯比值( $\text{K} \times 10^3/\text{Cl}$ )在 17~22 号样点间有高峰值(钾氯比值范围为 24.193~54.718);钙镁比值( $\text{Ca} \times 10^3/\text{Mg}$ )在 18、19、22、24 号样点处有高峰值,镁氯比值( $\text{Mg} \times 10^3/\text{Cl}$ )在 17 和 21 号样点处较高;锶氯比值( $\text{Sr} \times 10^3/\text{Cl}$ )在 19 号样点处出现峰值。

克孜尔北部测线剖面钾氯比值在 4 号、16 号(最高值 39.250)及 19~22 号样点有高峰值;镁氯比值( $\text{Mg} \times 10^3/\text{Cl}$ )范围为 0~9.892,呈现多个峰值;钙镁比值( $\text{Ca} \times 10^3/\text{Mg}$ )在 24、28、31 号样点处出现高峰值,在 4 号、17 号、21 号样点也相对较高;锶氯比值( $\text{Sr} \times 10^3/\text{Cl}$ )有 7 个峰值,分别为 6 号、18 号、21 号、25 号、27 号、29 号、31 号。

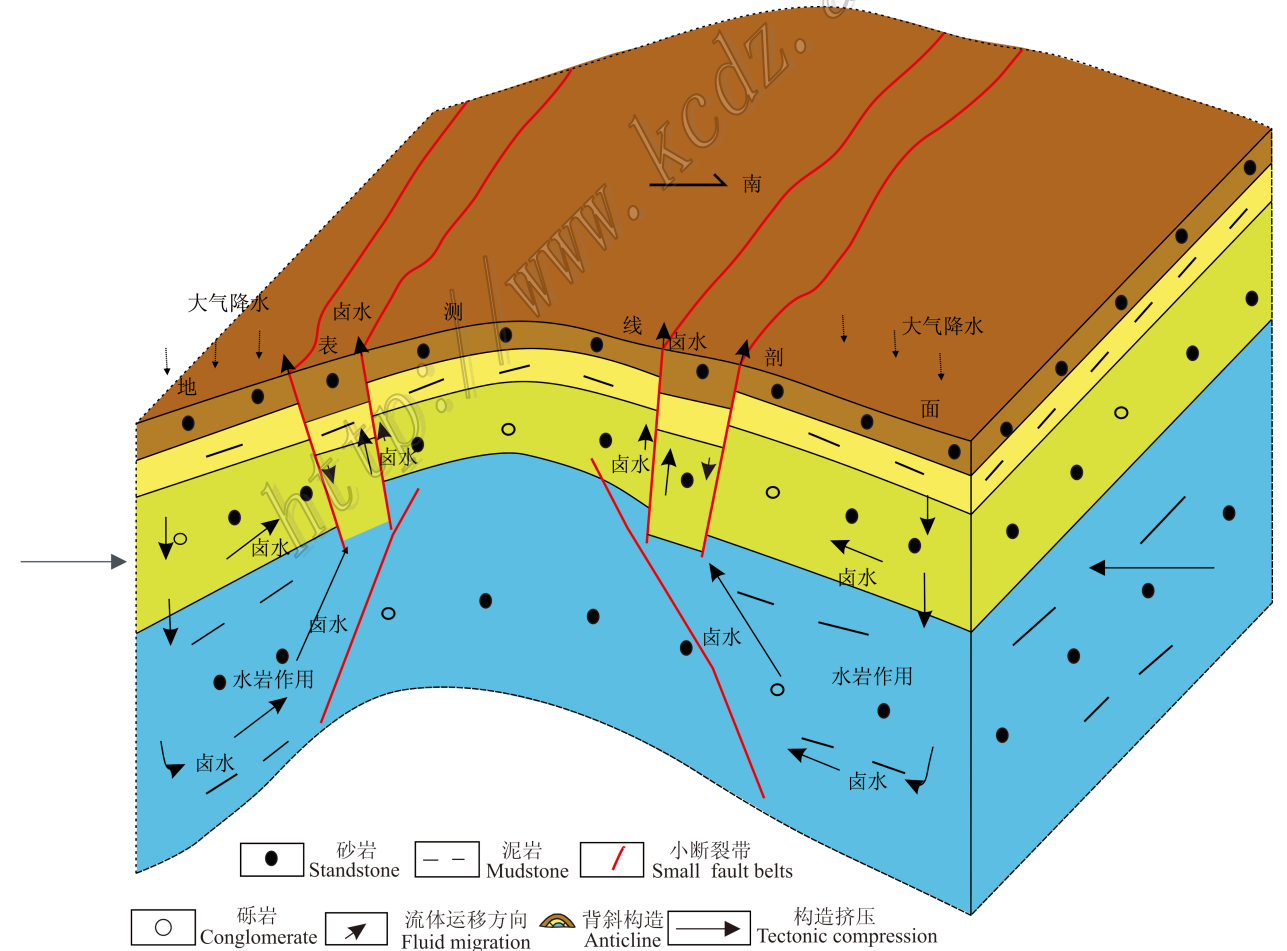


图 1 卤水沿断裂上升示意图(据 Bo et al. , 2014)  
Fig. 1 Brine migration through fault belts(after Bo et al. , 2014)

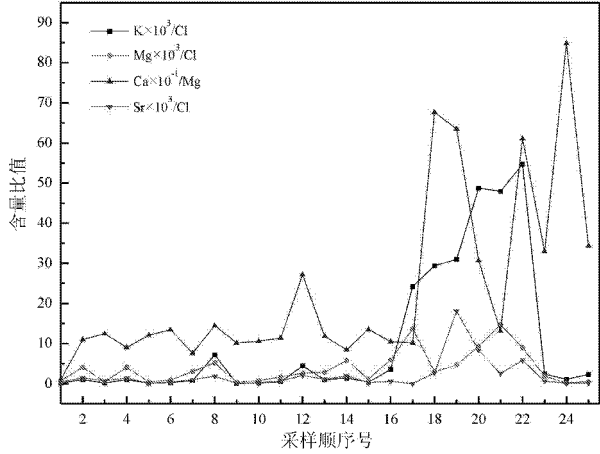


图 2 克孜尔乡克深 203<sup>#</sup> 钻井东部测线样品元素含量比值变化

Fig. 2 Distribution of element content ratios for survey line samples from the east of Keshen 203<sup>#</sup> drill hole in Kezier

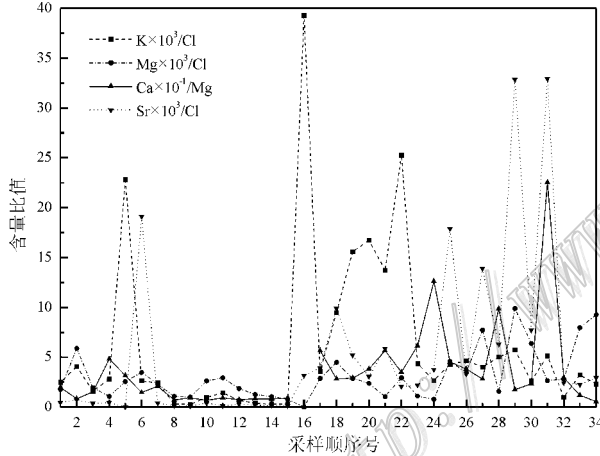


图 3 克孜尔乡克深 203<sup>#</sup> 钻井北部测线样品元素比值变化

Fig. 3 Distribution of element content ratios for survey line samples from the north of Keshen 203<sup>#</sup> drill hole in Kezier

图 4 为温巴温巴什乡一队和温巴什四队两条测线钾、钙、锶、镁 4 种元素和氯比值的分布情况。图中可见,两条测线中纬度较低的一条(一队)元素比值明显高于纬度较高的一条(四队),而且每条测线钾氯比值、钙氯比值、锶氯比值、镁氯比值的分布趋势各自具有一定的一致性。对于同一条测线中元素比值出现峰值的点可以认为是异常点。

## 2 稀有气体同位素示踪方法

现今仍在活动的断裂带是地球内部与地表发生沟通的主要通道,它使深部地层组分不断上移,又使地表水渗入地壳深部形成对流循环(上官志冠, 1988)。断裂带逸出卤水中稀有气体氦、氩等同位素组成是研究盆地地表盐泉和卤水来源、捕捉深部信息的重要辅助手段,也是深穿透地球化学方法的主要研究内容之一。

笔者自 2010 年至 2012 年在新疆库车盆地、罗布泊、云南兰坪-思茅盆地等地均采集了(盐)泉水或地下卤水中的逸出气体,对其中的稀有气体组分进行了取样分析和对比研究。样品用特制工具采集后,立即被送到中国科学院油气资源研究重点实验室,在一个月內完成稀有气体同位素检测(分析数据详见伯英等,2012;Bo et al., 2015)。

将上述气体样品数据与中国西部腾冲的热泉气(Ren et al., 2005)、河西走廊活动断裂带温泉气(赵霞等,2007)和塔里木盆地的天然气数据一并投射在<sup>4</sup>He-R/Ra图(图 5)中。图中可见,腾冲热泉气的 He 同位素比值比较均一,可以较好地表征中国西部地幔流体的特征;塔里木盆地天然气具有典型的地壳 He 同位素特征,可以作为中国西部地壳流体稀有气体同位素特征的代表;河西走廊活动断裂带一部分温泉气中的氦一部分主要来自地壳,还有一部分沿地壳-大气混合线分布或沿地幔流体-大气混合线分布。

采集于塔里木北缘的卤水样品数据点集中于中国西部壳源流体区,大气的混染不明显。采集于罗布泊的卤水样品数据点全部位于 Ra=1 的大气线之上,且沿地幔流体-大气混合线分布,表明罗布泊地区深部壳-幔相互作用一直很活跃(伯英等,2012)。兰坪-思茅盆地盐泉水 He 同位素比值与同样位于滇西的腾冲热泉气有很大差异,一部分沿地壳-大气混合线分布,一部分主要来自地壳,另有一处温泉气具有高于大气的 R 值,沿地幔-地壳混合线分布,说明兰坪-思茅盆地具有与腾冲不同的地质构造。

## 3 钾盐预测模型及应用

### 3.1 盐泉卤水深度预测基本原理

卤水中元素化学组分、同位素组成在某种程度上



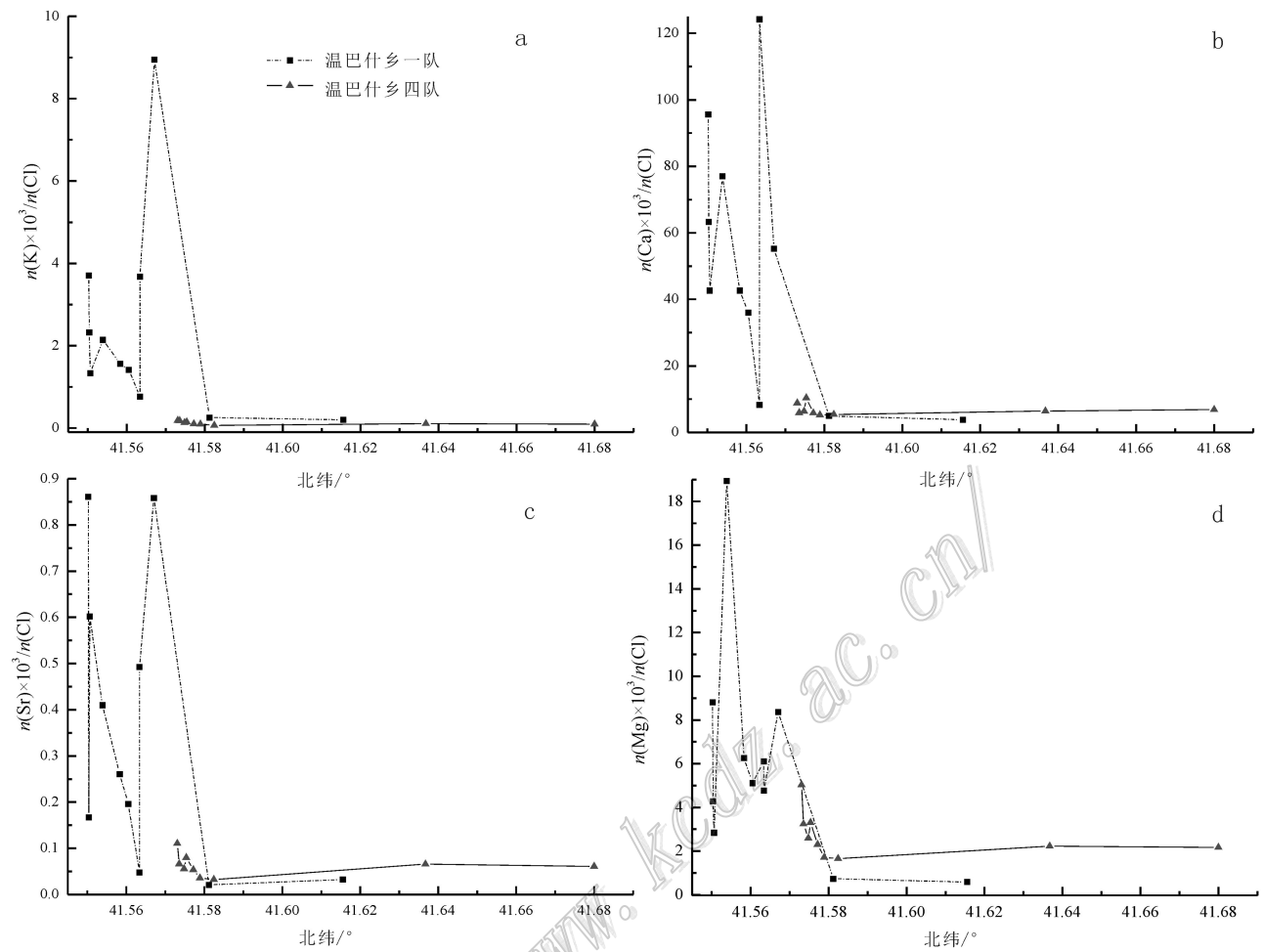


图 4 温巴什南冲沟卤水样品元素含量比值变化  
a. 钾氯比值; b. 钙氯比值; c. 锶氯比值; d. 镁氯比值

Fig. 4 Distribution of element content ratios for brine samples from the gully of southern Wenbashi

a. Potassium to chloride ratios; b. Calcium to chloride ratios; c. Strontium to chloride ratios; d. Magnesium to chloride ratios

可以反映卤水的来源和深度。吴必豪等(1996)总结国内外资料,认为卤水在地下水圈中广泛分布,卤化物型或氯化钙型水位于下部稳定带(原生卤或根卤),其矿化度随深度缓慢增长(图 6)。

简单的溶解并不能形成  $\text{CaCl}_2$  型水,因为  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  或  $\text{Na}^+$ 、 $\text{Cl}^-$  都是等量按比例溶解的。沿深大断裂上升的水受地热梯度的影响,多数以温泉形式出现。它们在一定温度下与围岩发生的各种地球化学反应如钠长石化、绿泥石化、白云石化,可从围岩中获得大量  $\text{Ca}^{2+}$ ,大大提高地热卤水中的  $\text{Ca}^{2+}$  含量,从而有足够的  $\text{Ca}^{2+}$  去平衡水中的  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{HCO}_3^-$ 、 $\text{CO}_3^{2-}$ ,使  $\text{Cl}^-$  成为主导阴离子,形成  $\text{CaCl}_2$  型水。所形成的  $\text{CaCl}_2$  型水  $\text{Ca}^{2+}$  含量高而  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量较低。所以,沿深大断裂及张性构造上升的  $\text{CaCl}_2$

型卤水普遍富含  $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ ,而相对贫  $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  (雷亚川等,1999)。

深部水中所含盐分可通过断层中的断裂通道向上补给演化,造成地球化学异常分布带,如富钙带,成为隐伏断裂的一种明显标志,钙离子绝对含量或相对含量可以作为判断断裂通道和深层物质来源的有效指示剂。柴达木盆地察尔汗盐湖区研究中发现(杨谦等,1993),盐湖晶间卤水以氯化物型为主,且钙在垂直方向上非均匀分布,经与各种水源化学成分对比,证实了钙主要来自深循环水。察尔汗盐湖卤水中钙的来源大致分为 3 种类型:深源型,  $\text{Ca}/\text{K}$  比值大于 1.5,主要分布在断裂带附近;浅源型小于 0.25;混合型,  $\text{Ca}/\text{K}$  比值介于二者之间。锶含量异常分布也是深循环型水的典型标志,  $\text{Sr}^{2+}/\Sigma\text{盐比}$

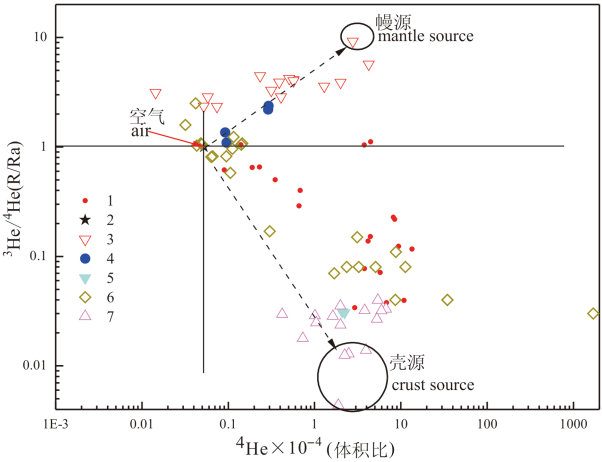


图 5 中国部分地区稀有气体<sup>4</sup>He 与 R/Ra 关系图  
1—兰坪—思茅盆地盐泉/温泉气；2—空气；3—腾冲温泉气；  
4—罗布泊地下卤水气体；5—库车盆地地下卤水气体；  
6—河西走廊温泉气；7—塔里木盆地天然气

Fig. 5 The diagram of <sup>4</sup>He versus R/Ra for noble gases from some places of China

1—Escaped gas samples from (saline) springs of the Lanping-Simao Basin; 2—Air; 3—Escaped gas samples from springs of Tengchong, Yunnan; 4—Escaped gas samples from underground brines of Lop Nur, Xinjiang; 5—Escaped gas samples from underground brines of Kuqa Basin, Xinjiang; 6—Escaped gas samples from springs of the Hexi Corridor; 7—Natural gas samples from the Tarim Basin

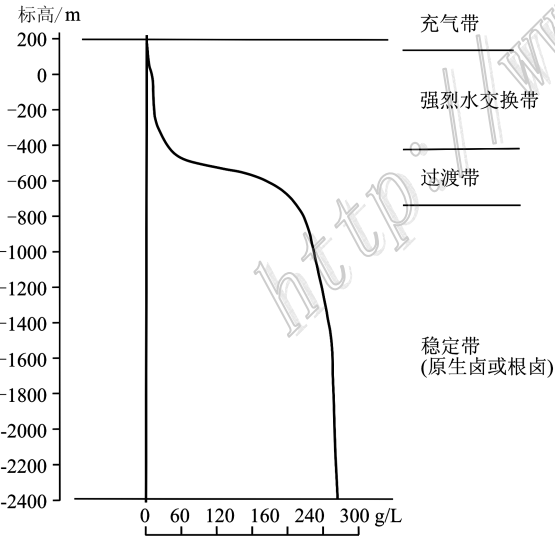


图 6 卤水在陆地下水圈中分布基本模型  
(据吴必豪, 1996)

Fig. 6 The basic relation model between depth and TDS (total dissolved solids) for underground water/brine (after Wu, 1996)

值高值分布区与深部氯化钙型水分布区往往吻合。  
另外,地下水的补给深度与大气降水同位素高

程梯度有着密切的关系。柴达木盆地大气降水自北向南随着海拔高度增加,稳定同位素值逐渐减少,递减梯度为每上升 100 m,  $\delta^{18}\text{O}$  值减小 0.29‰,  $\delta^2\text{H}$  值减小 1.8‰; 地下水也是如此,地形每升高 100 m,  $\delta^{18}\text{O}$  值减小 0.0366‰~0.079‰(杨谦等, 1993)。浅层水由于流程短、水流速度快、基本接受就地补给,因此稳定同位素值较高;深层水补给高度较大,流程长,水流速度较慢,因而稳定同位素值较低。

3.2 深度预测模型

(1)  $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  同深度关系模型

水文地质研究中,若已经确定地下水是由大气降水补给的,则就可进一步确定补给区的位置和范围。大气降水的氢、氧同位素组成具有高程效应,据此可以确定含水层补给区及补给高程(于津生等, 1980; 王恒纯, 1991; 杨谦等, 1993)。

$$H = \frac{\delta g - \delta p}{K} + h$$

式中:  $H$  为同位素入渗高度(m);  $h$  为取样点(井、泉)高程(m);  $\delta_g$  为地下水(泉水)的  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 值;  $\delta_p$  为取样点附近大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 值;  $K$  为大气降水的  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 值的高度梯度 ( $-\delta/100\text{ m}$ , 即每升高 100 m, 同位素值下降); 其中水的氢、氧稳定同位素成分则是其与国际标准平均海水 SMOW 的偏差。

由此建立了  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 与  $H$  的线性关系。在实际应用中则是对取样点的  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 与  $H$  建立一元回归方程,然后再将  $\delta^{18}\text{O}$  (或  $\delta^2\text{H}$ ) 代入,最终求出  $H$ 。

据报道,欧洲大部分地区  $\delta^{18}\text{O}$  同位素高程梯度为 0.2‰~0.3‰(张东等, 2004),于津生等(1980)对中国川、藏、黔一代大气降水同位素组成与地形高程关系进行了研究,得出该地区大气降水  $\delta^{18}\text{O}$  的梯度值为  $-0.0026\text{‰}$ ,同时得到相应的一元回归方程:  $-\delta^{18}\text{O} = 0.0026H + 7.75$ 。本研究中获得的研究区大气降水与高程数据相对较少,短时间内难以直接获得各研究区的经验公式,因此,目前只是根据已有数据对该经验公式进行背景校正,然后用来推算盐泉、卤水的补给深度。

但实践中,  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^2\text{H}$  与  $H$  的关系点坐标有时比较离散,线性关系拟合很牵强。影响同位素值的并非是一单一因素,可能是多种因素综合作用的结果,如果确定高程效应的影响最大,则可以从高程效应和同位素值之间的数值关系作推测,这种推测则

必须基于两者已知数据间的很好的函数关系。将灰色系统理论和同位素高程效应相结合,可建立按梯形面积累加数据生成方式的灰色模型(朱前林,2008),用来预测盐泉卤水的补给深度。

非等间隔数据的微分方程建模过程如下:

令  $x^{(0)}$  为可延续或准延伸的原始序列(邓聚龙,1991):

$$x^{(0)} = (x^{(0)}(t_1), x^{(0)}(t_2), \dots, x^{(0)}(t_n))$$

$$\forall x^{(0)}(t_i) \in x^{(0)} \Rightarrow i \in \{1, 2, \dots, n\}$$

相应地有  $x^{(0)}$  的梯形累加生成序列  $x^{(1)}$  (郑荣跃,2005)。

$$x^{(1)}(t_i) = \sum_{k=2}^i \frac{t_k - t_{k-1}}{2} \frac{x^{(0)}(t_k) + x^{(0)}(t_{k-1})}{2} + x^{(0)}(t_1), i=2, 3, \dots, n,$$

$$x^{(1)}(t_1) = x^{(0)}(t_1)$$

可表示为:

$$x^{(1)} = (x^{(1)}(t_1), x^{(1)}(t_2), \dots, x^{(1)}(t_n))$$

$$\forall x^{(1)}(t_i) \in x^{(1)} \Rightarrow i \in \{1, 2, \dots, n\}$$

经累加生成后,则白化微分方程为:

$$\frac{dx^{(1)}(t_1)}{dt} + ax^{(1)} = \mu$$

写成差分形式为:

$$\frac{x^{(1)}(t_i) - x^{(1)}(t_{i-1})}{t_i - t_{i-1}} + ax^{(1)}(t_i) = \mu, i=2, 3, \dots, n$$

$$\text{即: } Z = B\hat{a}$$

其中:

$$Z = \begin{bmatrix} \frac{x^{(1)}(t_2) - x^{(1)}(t_1)}{t_2 - t_1} \\ \frac{x^{(1)}(t_3) - x^{(1)}(t_2)}{t_3 - t_2} \\ \vdots \\ \frac{x^{(1)}(t_n) - x^{(1)}(t_{n-1})}{t_n - t_{n-1}} \end{bmatrix}_{(n-1) \times 1}$$

$$B = \begin{bmatrix} -x^{(1)}(t_2) & 1 \\ -x^{(1)}(t_3) & 1 \\ \vdots & \vdots \\ -x^{(1)}(t_n) & 1 \end{bmatrix}_{(n-1) \times 2}$$

$$\hat{a} = \begin{bmatrix} a \\ \mu \end{bmatrix}_{2 \times 1}$$

方程中未知参数 2 个,而方程数为  $n-1$ ,通常  $n-1 > 2$ ,在不相容是采用最小二乘解。

由 Enclidian 范围  $\|Z - B\hat{a}\|^2 = (Z - B\hat{a})^T (Z -$

$$B\hat{a}) \rightarrow \min$$

利用求导公式,在  $B^T B$  非奇异是可得最小二乘解:

$$\hat{a} = (B^T B)^{-1} B^T Z$$

$$x^{(0)}(t_1) = x^{(0)}(t_1)$$

这样响应模型为:

$$x^{(0)}(t_i) = -a(x^{(1)}(t_1) - \frac{\mu}{a})e^{-a(t_i - t_1)}, i=2, 3, \dots, n \dots$$

当  $i > n$  时,  $x^{(0)}(t_1)$  为模型的推测值,当  $i = n$  时,  $x^{(0)}(t_1)$  为模型的滤波值,  $i > n$  时,  $x^{(0)}(t_1)$  为模型的平滑值。

(2)  $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  与深度关系灰色模型应用实例

本研究中利用湖北江陵凹陷钻孔卤水  $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  同深度数据建立了相应的深度预测模型(代码用 java 语言编写,MyEclipse 环境下开发,数据来自课题组内部资料),大大节省了建模和运算的时间(图 7)。

灰色模型的计算公式详见邓聚龙(1991)和朱前林(2008)。

原始数列中  $t_i$  和  $X^{(0)}(t_i)$  分别对应表 1 中的同位素值和深度值( $H$ )。按照  $\delta^{18}\text{O}$  值和深度计算得:

$$Z = \begin{bmatrix} 1142 \\ 1393.5 \\ 1616.5 \\ 1668.5 \\ 2279 \end{bmatrix}, B = \begin{bmatrix} -694.2 & 1 \\ -415.5 & 1 \\ -92.2 & 1 \\ 908.9 & 1 \\ 3415.8 & 1 \end{bmatrix}$$

$$\hat{a} = (0.242866, 1468.216)$$

估计结果为: 1151, 1309.948, 1375.147, 1443.591, 1670.049, 2181.484;

误差分别为: 0, -0.156, 0.169, 0.086, 0.0500, 0.221;

误差范围 -0.156 - 22.090, 平均误差: 11.36%。

按照  $\delta^2\text{H}$  值和深度  $H$  计算得

$$Z = \begin{bmatrix} 1402.5 \\ 1393.5 \\ 1356 \\ 1668.5 \\ 2279 \end{bmatrix}, B = \begin{bmatrix} 251.5 & 1 \\ 1645 & 1 \\ 3001 & 1 \\ 11343.5 & 1 \\ 20459.5 & 1 \end{bmatrix}$$

$$\hat{a} = (0.044249, 1295.106)$$

估算结果为: 1151, 1300.465, 1359.302, 1420.800, 1772.635, 2115.866;

误差分别为: 0, 0.214, -0.200, 0.100, -0.008, 0.244;

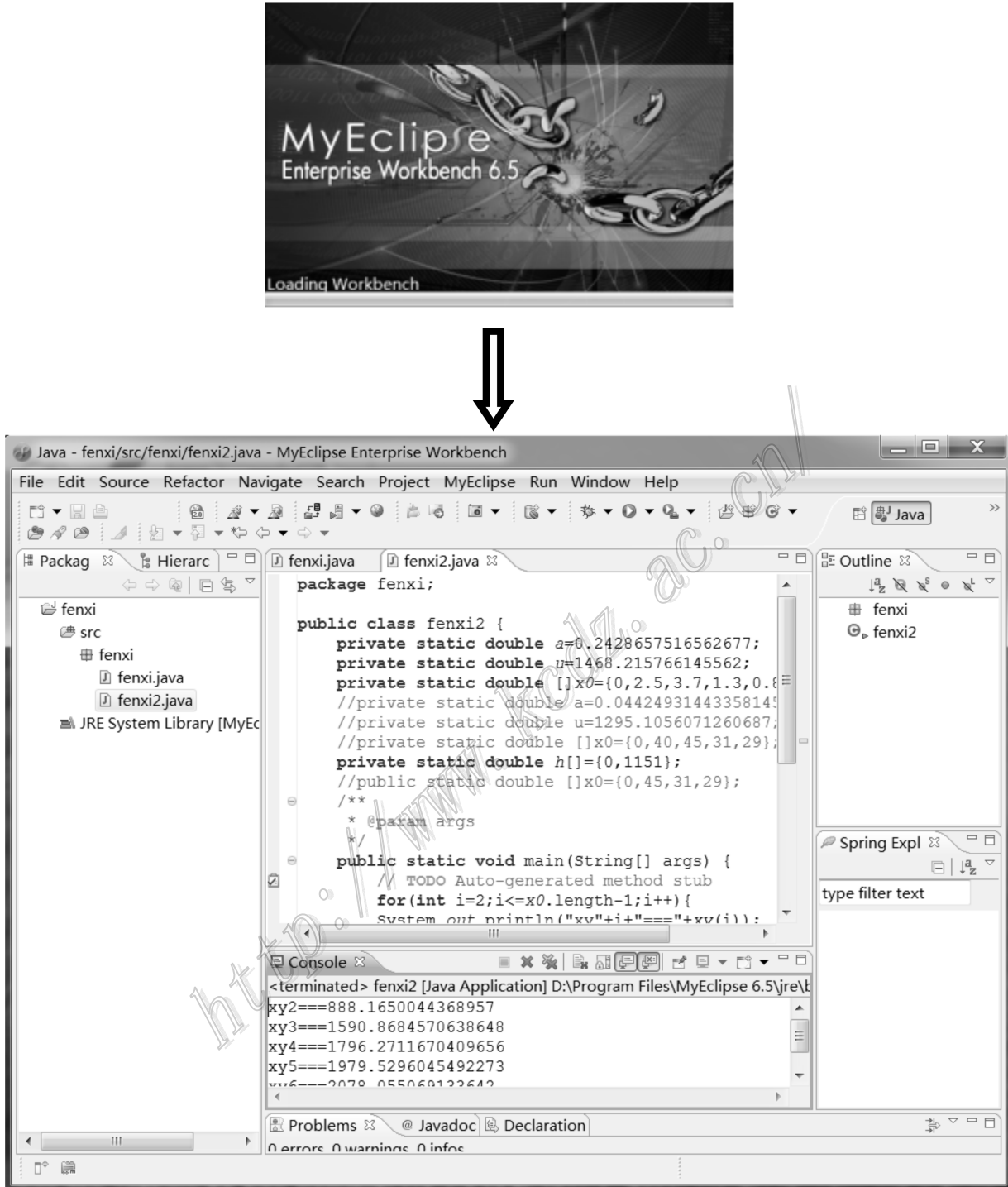


图 7 氢氧同位素与深度关系灰色模型运行界面

Fig. 7 The operation interface of gray model application in depth calculation according to given  $\delta^2\text{H}$  or  $\delta^{18}\text{O}$  values

误差范围  $-0.120\% \sim 24.4\%$ ，平均误差：  
12.77%。

用常用的线性拟合得到  $\delta^{18}\text{O}$  值和深度线性关  
系为  $y = 657.08x + 2697.6$ ， $r = 0.9606$ ；估算深度

平均误差为 8.855%； $\delta^2\text{H}$  值和深度线性关系为  $y =$   
 $115.82x + 5810$ ， $r = 0.8903$ ，估算深度平均误差为  
13.31%。

又将另一未参与建模，且与其他数据点氢、氧同

表 1 不同补给深度卤水的  $\delta^2\text{H}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  值

Table 1 A list of depth and the corresponding  $\delta^2\text{H}$  and  $\delta^{18}\text{O}$

| 序号 | $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}/\text{‰}$ | $\delta^2\text{H}/\text{‰}$ | $H/\text{m}$ |
|----|-----------------------------------------------|-----------------------------|--------------|
| 1  | -2.5                                          | -40                         | 1151         |
| 2  | -2.1                                          | -39                         | 1654         |
| 3  | -1.9                                          | -38                         | 1133         |
| 4  | -1.7                                          | -37                         | 1579         |
| 5  | -1.1                                          | -32                         | 1758         |
| 6  | 0                                             | -28                         | 2800         |

位素(在大气降水线投点)差异大的数据( $\delta^{18}\text{O} = -0.8\text{‰}$ ,  $\delta^2\text{H} = -31\text{‰}$ ,  $H = 1139\text{ m}$ ) 同位素值代入灰色模型后估算深度得 1796.271 m 和 1852.834 m; 而线性模型估算值分别为 2171.936 m 和 2219.58 m, 后者误差明显大于前者。

通过上述比较分析后认为,在实际作预测时,线性拟合好的数据优先用线性模型,对于线性拟合不好的数据建议用灰色模型。

(3) 卤水组分与深度关系模型

通过湖北江陵凹陷钻孔卤水各组分与深度对比分析后发现, $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Sr}^{2+}$ 、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量与补给深度有关,其中, $\text{Mg}^{2+}$  与深度呈很好的负相关关系,相关系数  $r = -0.9493$ ,线性关系方程为  $y = -0.5959x + 1957.6$ (图 8,数据来自课题组内部资料)。可以利用该线性方程,根据卤水中  $\text{Mg}^{2+}$  含量来估算该地区卤水的补给深度。

(4) 钾盐综合预测模型(异常、来源、深度)

若将同位素高程效应线性模型、灰色模型引入

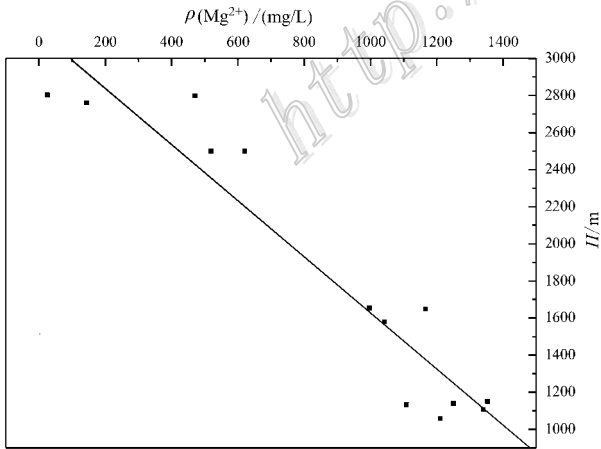


图 8 湖北江陵凹陷卤水中  $\text{Mg}^{2+}$  含量与取样深度关系图

( $r = 0.949, n = 14$ )

Fig. 8 A plot of  $\text{Mg}^{2+}$  versus depth for underground brine in Jiangling Depression of Hubei Province

( $r = 0.949, n = 14$ )

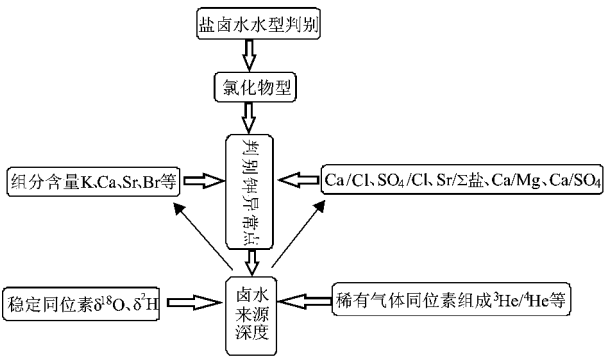


图 9 钾盐预测模型(据 Bo et al. ,2014 修改)

Fig. 9 Potash deposit prediction sketch map (modified after Bo et al. , 2014)

钾盐找矿预测,结合实际水化学组分含量、特征系数、稀有气体同位素组成数据等,便可初步建立盐泉卤水异常及深度预测模型,重点研究  $\text{CaCl}_2$  型(氯化物型)盐卤水。

选用的指标有水中的  $\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}$ 、 $\text{Sr}$  含量,  $\text{Ca}/\text{Na}$ 、 $\text{Ca}/\text{Mg}$  比值、 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^2\text{H}$  以及气体中  $^3\text{He}/^4\text{He}$  值等。首先对水样数据按照瓦氏分类法分类后,选出其中的氯化物型水,然后对  $\text{Ca}$  绝对含量、相对含量与研究区相应指标异常阈值作对比,筛选出 I 级和 II 级异常目标样点。例如,从库车盆地已有数据看,石油钻孔(克拉 2 $\#$ 、克拉 4 $\#$ ) 卤水和温巴什南冲沟、阿克苏几处盐泉水中  $\rho(\text{Ca}^{2+})$  均达到  $10\text{ g/L}$  以上,  $\rho(\text{Sr}^{2+})$  也相对偏高,平均值为  $207.337\text{ mg/L}$ ,为 I 级异常点。然后建立研究区盐泉卤水补给深度模型(氢氧同位素、化学组分含量、离子比值),同时结合稀有气体同位素数据、 $\text{Sr}$  同位素数据综合预测盐泉卤水的补给来源和深度(图 9)。

此外,本研究专门设计了水化学异常指标判别小程序(图 10),导入指定格式的原数据后,即可获得相关水化学特征系数值、水化学类型、水化学组分和特征系数判别结果。根据软件判别的结果,可以进一步锁定异常区和异常点,结合地质资料和已经获得的水化学分布图,缩小找钾靶区。在新疆库车盆地和云南兰坪思茅盆地找钾靶区预测实践中(伯英等,2014 2015),已证实异常判别软件的使用,可以大大提高数据处理、异常点识别和水化学类型判别的速度。

5 结 论

(1) 深穿透地球化学理论不仅适用于金属找矿,同样也适用于非金属找矿,还需要进一步摸索提

|     |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |
|-----|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|-------------|-----------------|-------------|-----------------|
| 计算  |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |
| 导入  |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |
| 输入  |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |
| 序号  | K+ (g/L)        | Na+ (g/L)       | Ca2+ (g/L)      | Mg2+ (g/L)      | Cl- (g/L)       | SO42- (g/L)     | HC03- (g/L)     | CO32- (g/L) | Br- (mg/L)      | B203 (mg/L) | Sr2+ (mg/L)     |
| 87  | 2.85360625      | 128.98514675... | 0.0037359705... | 2.3335479175... | 151.67          | 76.66           | 0.3898311897... |             | 0.8988800000... | 21.206      | 3.120264        |
| 88  | 0.0091315399... | 1.7401472499... | 0.028019778795  | 0.2605417577... | 3.1333960000... | 0.4239206486... | 0.1164590032... |             | 0.3146080000... | 3.621       | 0.4566240000... |
| 383 | 0.063           | 4.627           | 0.153           | 0.561           | 6.712           | 2.638           | 0.752           |             | 0.072           | 0           |                 |
| 384 | 0.079           | 4.242           | 0.181           | 0.866           | 6.557           | 3.346           | 0.733           |             | 0.103           | 0           |                 |
| 385 | 0.012           | 0.124           | 0.081           | 0.122           | 0.231           | 0.389           | 0.314           |             | 0.01            | 0           |                 |
| 输出  |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |
| 序号  | K+ (g/L)        | 判别结果            | Na+ (g/L)       | 判别结果1           | Ca2+ (g/L)      | 判别结果2           | Mg2+ (g/L)      | 判别结果3       | Cl- (g/L)       | 判别结果4       | SO42- (g/L)     |
| 87  | 2.85360625      | I级异常            | 128.98514675... | II级异常           | 0.003735970506  | 正常              | 2.3335479175... | I级异常        | 151.67          | II级异常       | 76.66           |
| 88  | 0.00913154      | 正常              | 1.7401472499... | 正常              | 0.028019778795  | 正常              | 0.2605417577... | 正常          | 3.133396        | 正常          | 0.4239206486... |
| 383 | 0.063           | 正常              | 4.627           | 正常              | 0.153           | 正常              | 0.561           | II级异常       | 6.712           | 正常          | 2.638           |
| 384 | 0.079           | 正常              | 4.242           | 正常              | 0.181           | 正常              | 0.866           | II级异常       | 6.557           | 正常          | 3.346           |
| 385 | 0.012           | 正常              | 0.124           | 正常              | 0.081           | 正常              | 0.122           | 正常          | 0.231           | 正常          | 0.389           |
| 386 | 0.088           | 正常              | 122.349         | II级异常           | 1.449           | 正常              | 0.334           | 正常          | 188.351         | II级异常       | 4.075           |
| 导出  |                 |                 |                 |                 |                 |                 |                 |             |                 |             |                 |

图 10 水化学异常指标判别软件界面演示  
Fig. 10 A demo picture of the hydrochemical anomaly indentification program

高。

(2) 通过地表测线样品中元素含量、比值等的分析,可以识别异常,捕捉深部信息,这是今后缩小找钾靶区、低成本找钾的一个值得推荐的方法。

(3) 通过测试沿断裂带上升的卤水中逸出稀有气体(氦、氩、氡等)同位素组成,可以判别气体的来源和断裂的深度,从而辅助判别卤水来源和深度。

(4) 卤水中部分化学组分、氢氧同位素组成与深度具有较好的相关性;灰色模型、异常识别程序的编制在实际应用中可以有效缩短运算、异常判别的时间;钾盐预测模型中给出的一系列地球化学指标和方法,为长期经验总结,可用于识别异常、综合判别卤水或盐类物质来源和深度。

志 谢 本研究中,程序编制得到伯龙飞、郑建为的帮助,样品采集得到高超、赵宪福、袁立刚、韩冬等的帮助,在此表示诚挚的感谢。感谢评审专家对稿件的认真审阅和修改。

References

Antropova L V. 1992. New methods of regional exploration for blind mineralization: Application in the USSR[J]. Journal of Geochemical Exploration, 43: 157-166.

Bo Y, Liu C L, Jiao p C and Ye X R. 2012. The mantle source noble gas from underground brine of the Lop Nur in Xinjiang and its scientific significance[J]. Geology in China, 39(4): 978-984(in Chinese with English abstract).

with English abstract).

Bo Y, Liu C L, Jiao P C, Chen Y Z and Cao Y T. 2013. Saline spring hydrochemical characteristics and indicators for potassium exploration in southwestern and northern Tarim Basin, Xinjiang[J]. Acta Geoscientica Sinica, 34(5): 594-602(in Chinese with English abstract).

Bo Y, Liu C L, Zhao Y J and Wang L C. 2014. Hydrochemical characteristics and potassium-prospecting indicators of Lanping-Simao Basin, Yunnan Province[J]. Mineral Deposits, 33(5): 1031-1044 (in Chinese with English abstract).

Bo Y, Liu C L and Cao Y T. 2014. Fault zone fluid deep-penetrating techniques for potash deposit prediction in Lanping-Simao Basin, Yunnan, South China[J]. Acta Geologica Sinica, 88(Suppl. 1): 201-202.

Bo Y, Liu C L, Zhao Y J and Wang L C. 2015. Chemical and isotopic characteristics and origin of spring waters in the Lanping-Simao Basin, Yunnan, Southwestern China[J]. Chemie der Erde, 75(3): 287-300.

Chen Y Q, Huang J N, Zhai X M and Zhao B B. 2009. Telescoping ore targets by geochemical exploration at multiple scales in Eastern Yunnan Pt geochemical province, southwestern China[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 52(5): 627-637.

Clarke J R and Meier A L. 1990. Enzyme leaching of surficial geochemical samples for detecting hydromorphic trace-element anomalies associated with precious-metal mineralized bedrock buried beneath glacial overburden in northern Minnesota[C]. In: Hause D M, et al. ed. GOLD 90. Philippine: Society of Mining Engineers, 19: 189-207.



- Deng J L. 2002. Foundation of grey theory[M]. Wuhan: Huazhong University of Science and Technology Press(in Chinese).
- Lei Y C and Xu Z Q. 1999. The effects of ground  $\text{CaCl}_2$ -type brine on potassium salts deposits of Charhen Salt Lake[J]. Journal of Salt Lake Research, 7(3): 22-28(in Chinese with English abstract).
- Liu Y and Wang X Q. 2006. Application of Selective Leaching of Mobile Metal forms on the Exploration for Sandstone-type Uranium Deposit in Shihongtan, Xinjiang [J]. China Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 36(2): 183-186(in Chinese with English abstract).
- Malmqvist L and Kristiansson K. 1984. Experiment evidence for an ascending micro-flow of geogas in the ground[J]. Earth and Planetary Science Letters, 70: 407-416.
- Mann A W, Birrell R D, Gay L M, Mann A T, Perdrix J L and Gardner K R. 1995. Partial extractions and mobile metal ions[A]. Camuti K S. Extended abstracts of the 17th IGES[C]. 31-34.
- Nie L S, Cheng Z Z, Wang X Q and Wei H L. 2007a. Comparative study of deep-penetrating geochemical methods: A case study of the Huaobote lead-zinc deposits, Inner Mongolia, China[J]. Geological Bulletin of China, 26 (12): 1574-1578(in Chinese with English abstract).
- Nie L S, Cheng Z Z, Wang X Q and Wei H L. 2007b. Deep-penetrating geochemistry-a comparative study in the Dayingezhuang gold ore district, Shandong [J]. Computing Techniques for Geophysical and Geochemical Exploration, 29 (S1): 207-210(in Chinese with English abstract).
- Ren J G, Wang X B and Ouyang Z Y. 2005. Mantle-derived  $\text{CO}_2$  in hot springs of the Rehai geothermal field, Tengchong, China[J]. Acta Geologica Sinica, 79(3): 426-431.
- Ryss Yu S and Goldberg I S. 1973. The partial extraction of metals (CHIM) method in mineral exploration [J]. Method and Technique, ONTI, VITR, Leningrad, 84: 5-19.
- Shangguan Z G. 1988. A study on the origin of the fault gas in west Yunnan Province[J]. Earthquake Research in China, 5(2): 51-56 (in Chinese with English abstract).
- Stragliani W M, Doelman P, Salomons W, Schulin R, Smidt G R B and Van der Zee S E A T M. 1991. Chemical time bombs: Predicting the unpredictable[J]. Environment, 33: 4-30.
- Wang H C. 1991. Introduction to isotope hydrogeology[M]. Beijing: Geological Publishing House. 39-57(in Chinese).
- Wang M Q. 2005. From exploration geochemistry to applied geochemistry: A review of the 21th international geochemical exploration symposium[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 29 (2): 96-100(in Chinese with English abstract).
- Wang X Q, Lu Y X, Cheng Z Z and Xie X J. 1995a. Experimental study on local geogas and element mobile forms determination for giant deposits exploration in concealed areas[J]. Geophysical and Geochemical Exploration Translations, 4: 57-58 (in Chinese).
- Wang X Q, Xie X J and Lu Y X. 1995b. Dynamic collection of geogas and its preliminary application in search for concealed deposits[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 19(3): 161-171(in Chinese with English abstract).
- Wang X Q, Xie X J and Ye S Y. 1995. Concepts for gold exploration based on the abundance and distribution of ultrafine gold[J]. Journal of Geochemical Exploration, 55(1-3): 93-102.
- Wang X Q and Cheng Z Z. 1996. Development and significance of the determination techniques for element mobile forms[J]. Foreign Geoexploration Technology, (2): 17-22(in Chinese).
- Wang X Q, Cheng Z Z, Liu D W and Xie X J. 1997. Nanoscale metals in earthgas and mobile forms of metals in overburden in wide-spaced regional exploration for giant ore deposits in overburden terrains[J]. Journal of Geochemical Exploration, 58 (1): 63-72.
- Wang X Q, Xie X J, Cheng Z Z and Liu D W. 1999. Delineation of regional geochemical anomalies penetrating through thick cover in concealed terrains-a case history from the Olympic Dam deposit, Australia[J]. Journal of Geochemical Exploration, 66: 85-97.
- Wang X Q. 1998. Leach of mobile forms of metals in overburden: Development and application[J]. Journal of Geochemical Exploration, 61: 39-55.
- Wang X Q. 2005. Conceptual model of deep-penetrating geochemical migration[J]. Geological Bulletin of China, 24(10-11): 892-896(in Chinese with English abstract).
- Wu B H, Wang M L, Liu C L and Li C H. 1996. The characteristics and formation mechanism of salt lakes in Qaidam Basin [A]. Salt lake resources and environment and global changes [M]. Beijing: Geological Publishing House. 28-36 (in Chinese).
- Xie X J and Wang X Q. 1993. Unconventional geochemical exploration for gold[A]. In: the Abstract of 16th IGES[C]. Beijing, China. 105-106.
- Xie X J. 1995. New concepts and technologies for giant deposits exploration[J]. Scientific Chinese, 15: 14-16(in Chinese).
- Xie X J. 1995. Surficial and superimposed geochemical exploration of giant ore deposits [A]. In: Clark A H, ed. Giant ore deposits II [M]. 475-485.
- Xie X J. 1998. Tactical and strategic deep-penetration geochemical surveys[J]. Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing), 5(1-2): 171-183(in Chinese with English abstract).
- Xie X J, Wang X Q, Xu L, Kremenetsky A A and Kheffets V K. 1999.

- Orientation study of strategic deep penetration, geochemical methods for delineating large geochemical in the central Kyzylkum desert terrain, Uzbekistan[J]. *Journal of Geochemical Exploration*, 66 :135-143.
- Xie X J and Wang X Q. 2003. Recent developments on deep-penetrating geochemistry[J]. *Earth Science Frontiers (China University of Geosciences, Beijing)*, 10(1) :225-238(in Chinese with English abstract).
- Yang Q, Wu B H, Wang S Z, Cai K Q, Qian Z H, et al. 1993. Potash deposit geology in Chaerhan salt lake[M]. Beijing :Geological Publishing House (in Chinese).
- Yu J S, Zhang H B, Yu F J and Liu D P. 1980. Oxygen isotopic Composition of meteoric water in the eastern part of Xizang[J]. *Geochimica*, (2) :113-121(in Chinese with English abstract).
- Zhang D, Yin G X and He Y X. 2004. Application of stable isotope methods to tracing the pollution source of groundwater[J]. *Journal of Jiaozuo Institute of Technology (Natural Science)*, 23(2) :140-142(in Chinese with English abstract).
- Zhao X, Chen J S, Yao W B, Dong H Z, Sheng X F, Su Z G and Cheng L. 2007. Tracing groundwater with helium isotopic compositions in the Hexi Corridor Basin, northwestern China[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(4) :563-569(in Chinese with English abstract).
- Zheng R Y. 2005. The second order differential equation modeling method fitting fatigue crack propagation  $a-N$  curve[J]. *Systems Engineering Theory and Practice*, (5) :95-100(in Chinese with English abstract).
- Zhu Q L. 2008. Study on water recharge altitude with isotope altitude effect[J]. *Science Paper Online* :1-6(in Chinese with English abstract).
- Zlotnicki J, Sasai Y, Toutain J P, et al. 2009. Combined electromagnetic, geochemical and thermal surveys of Taal volcano (Philippines) during the period 2005-2006[J]. *Bulletin of Volcanology*, (71) :29-47.
- ### 附中文参考文献
- 伯英, 刘成林, 焦鹏程, 叶先仁. 2012. 罗布泊地下卤水中幔源稀有气体及其意义[J]. *中国地质*, (4) :978-984.
- 伯英, 刘成林, 焦鹏程, 陈永志, 曹养同. 2013. 塔里木盆地西南部及北部盐泉水化学特征及找钾指标探讨[J]. *地球学报*, 34(5) :594-602.
- 伯英, 刘成林, 赵艳军, 王立成. 2014. 兰坪-思茅盆地水化学特征及找钾指标探讨[J]. *矿床地质*, 33(5) :1031-1044.
- 邓聚龙. 2002. 灰理论基础[M]. 武汉 :华中科技大学出版社.
- 雷亚川, 许志强. 1999. 深部  $\text{CaCl}_2$  型卤水对查尔汗盐湖钾盐沉积的影响[J]. *盐湖研究*, 7(3) :22-28.
- 刘艳, 王学求. 2006. 金属活动态提取技术在十红滩铀矿的应用[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 36(2) :183-186.
- 聂兰仕, 程志中, 王学求, 魏华玲. 2007a. 深穿透地球化学方法对比研究——以内蒙古花敖包特铅锌矿为例[J]. *地质通报*, 26(12) :1574-1578.
- 聂兰仕, 程志中, 王学求, 魏华玲. 2007b. 深穿透地球化学方法在山东大尹格庄金矿区试验研究[J]. *物探化探计算技术*, 29(S1) :207-210.
- 上官志冠. 1988. 滇西地区断层气体成因研究[J]. *中国地震*, 5(2) :51-56.
- 汪明启. 2005. 从勘查地球化学到应用地球化学-第21届国际勘查地球化学会议综述[J]. *物探与化探*, 29(2) :96-100.
- 王恒纯. 1991. 同位素水文地质概论[M]. 北京 :地质出版社. 39-57.
- 王学求, 卢荫麻, 程志中, 谢学锦. 1995a. 区域地气与元素活动态测量在隐伏区寻找巨型矿的试验研究[J]. *物探与化探译丛*, 4 :57-58.
- 王学求, 谢学锦, 卢荫麻. 1995b. 地气活动态提取技术的研制及在寻找隐伏矿上的初步试验[J]. *物探与化探*, 19(3) :161-171.
- 王学求, 程志中. 1996. 元素活动态测量技术的发展及其意义[J]. *国外地质勘探技术*, (2) :17-22.
- 王学求. 2005. 深穿透地球化学迁移模型[J]. *地质通报*, 24(10-11) :892-896.
- 吴必豪, 王弼力, 刘成林, 李长华. 1996. 柴达木盆地盐湖的特征与形成机理[A]. *盐湖资源环境与全球变化* [M]. 北京 :地质出版社. 28-36.
- 谢学锦. 1995. 用新观念与新技术寻找巨型矿床[J]. *科学中国人*, 15 :14-16.
- 谢学锦. 1998. 战术性与战略性的深穿透地球化学方法[J]. *地学前缘*, 5(1-2) :171-183.
- 谢学锦, 王学求. 2003. 深穿透地球化学新进展[J]. *地学前缘*, 10(1) :225-238.
- 杨谦, 吴必豪, 王绳祖, 蔡克勤, 钱作华, 等. 1993. 察尔汗盐湖钾盐矿床地质[M]. 北京 :地质出版社.
- 于津生, 张鸿斌, 虞福基, 刘德平. 1980. 西藏东部大气降水氧同位素组成特征[J]. *地球化学*, (2) :113-121.
- 张东, 尹国勋, 贺玉晓. 2004. 稳定同位素法在追踪地下水污染源中的应用[J]. *焦作工学院学报(自然科学版)*, 23(2) :140-142.
- 赵霞, 陈建生, 饶文波, 董海洲, 盛雪芬, 苏治国, 陈亮. 2007. 河西走廊盆地地下水的氩同位素指示[J]. *地质学报*, 81(4) :563-569.
- 郑荣跃. 2005.  $a-N$  曲线的二阶微分方程建模拟合法[J]. *系统工程理论与实践*, (5) :95-100.
- 朱前林. 2008. 同位素高程效应推测水补给源的研究[J]. *中国科技在线* :1-6.