

文章编号: 1008-0244(2001)03-0032-08

# 秦岭凤太及柞山沉积盆地中硼 地球化学场分析及意义

方维萱<sup>1,2</sup>, 黄转莹<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放研究实验室, 贵州 贵阳, 550002;

2. 西北有色地质勘查局物化探总队, 陕西 西安, 710068)

**摘要:** 在 B 元素地球化学讨论基础上, 采用地球化学场分析研究方法 with 理论, 以秦岭柞山泥盆纪沉积盆地及凤太泥盆纪沉积盆地内 B 地球化学场为实例, 探讨对 B 的地球化学场分析与研究。认为 B 的地球化学场是由热水同生沉积作用所形成, B 异常场可用于追迹和示踪热水流体场的活动范围。可能在八卦庙含金脆韧性剪切带中, 部分电气石石英脉及菊花状电气石集合体富集部位是在后期脆韧性剪切变形过程中同构造期所形成, 岩浆侵位及构造热改造为富 B 层位中 B 的活化提供了能量。

**关键词:** 硼; 地球化学场; 古热水场; 示踪; 电气石; 秦岭

**中图分类号:** P595

**文献标识码:** A

地球化学场分析与研究是随着大量勘查地球化学资料积累而出现的一个新科学问题<sup>[1,2]</sup>, 随着全球地球化学填图的完成和全球地球化学数据库、图形库的建立与应用<sup>[3~6]</sup>, 我国 1:20 万~1:5 万比例尺区域地球化学普查的相继完成, 建立和完善地球化学场的研究分析方法与理论体系已成为急待解决的科学问题。同时, 地球化学场研究分析不但可以探索和认识基础地质问题, 而且在矿产勘查、资源评价、环境监测与保护、地方病防治等诸多方面均具有广阔的应用前景, 因此, 地球化学场研究与分析也是应用性基础科学问题。本文在 B 元素地球化学讨论基础上, 以秦岭地区 B 地球化学场为实例, 探讨对 B 的地球化学场研究分析。

## 1 硼元素地球化学

B 是典型的亲石元素, B 离子 ( $B^{3+}$ ) 的半径 ( $R_i$ ) 是 0.20, 原子半径 ( $R_a$ ) 是 0.97, 具有半径小、极化能力强的特点, 在自然界中易形成稳定的配阴离子  $[BO_3]^{3-}$ 、 $[BO_4]^{5-}$ , 其盐类易水解, 产生  $B(OH)_3$  沉淀。

收稿日期: 2000-03-14

基金项目: 国家重大基础研究规划项目 (1999043200); 国家杰出青年科学基金 (49925300)

第一作者简介: 方维萱 (1961—), 男, 教授级高工, 从事矿产勘查沉积盆地与地质流体研究。

### 1.1 硼在地壳中的分布特征

从表 1 看: B 在地球各层圈中主要富集于地壳中, 中性岩、酸性岩中 B 丰度值最高。在地球表面, 海相粘土、海生植物 (灰份)、淤泥中, B 趋向于富集。在水圈中含量变化很大<sup>[7]</sup>, 在含盐度不同的海水中为  $(83 \sim 9.32) \times 10^{-6}$ , 平均含量为  $4.5 \times 10^{-6}$ 。A. A. Сауков 研究了咸水湖中的 B 含量, 含量范围在  $(13.3 \sim 38.8) \times 10^{-6}$ 。河水中的 B 含量在  $(3 \sim 200) \times 10^{-6}$ , 平均含量为  $25 \times 10^{-6}$ 。在与火山活动有关的泉水中有较高硼含量, 为  $(293 \sim 720) \text{mg/l}$ 。上述事实表明水圈中的 B 是比地球其他层圈富集, 而且趋向于咸水中和与火山活动有关的泉水中最为富集。

### 1.2 硼酸盐矿物及含硼矿物

目前已发现产于自然界中的硼酸盐矿物有 86 种, 有十余种含硼硅酸盐矿物。主要有单硼酸盐, 如天然硼酸、氯硼铜石、砷硼钙石。硼酸盐类, 如水硼钠石、水硼钾石、钠硼解石等。碱土金属的硼酸盐, 如镁硼石、钙硼石、锶硼石。复盐类型的硼酸盐, 如钠硼解石、硼钾镁石、硼锰钙石。锰、铁及其他金属的硼酸盐, 如锰硼石、硼镁铁矿、硼镁锰矿、黑硼锡铁矿。硼氟酸盐, 如氟硼钠石、氟硼钾石。硼硅酸盐, 如赛黄晶、硅钙硼石、电气石、斧石、硼钠长石、硼硅钡铅矿等。

表 1 B 在地球中的丰度

Table 1. Abundance of B in the Earth

B 元素丰度( $\times 10^{-6}$ )	层圈及岩性	资料来源	B 元素丰度( $\times 10^{-6}$ )	岩性	资料来源
13	地层	黎彤(1965)	500	海相铁矿	A. H.
2	上地幔		5	石灰岩	Виноводов
1	下地幔		4	砂岩	(1957)
1	地球		10	土壤	
1	超基性	A. H.	1 500	海生植物灰份	V. M.
5	基性岩	Виноводов	107	咖啡色海相淤泥	Goldschmit et al.
15	中性岩	(1962)	72.8	粘土质海相淤泥	(1948)
15	酸性岩		47.4	砂质海相淤泥	
500	海相粘土		15.2	钙质海相淤泥	

## 2 硼的地球化学作用

### 2.1 硼的内生地球化学作用

火山和岩浆活动是硼的最初来源, 熔融岩浆中 B 呈分散状态, 可形成挥发性强的  $[BO_3]^{3-}$  及挥发性很弱的配阴离子  $[BAlSi_2O_{10}]^{3-}$ 。B 以分散状态进入岩浆岩的浅色矿物, 如斜长石含  $B_2O_3$  可达  $0.03\%^{[8]}$ , 主要形成电气石、硼铝石等含硼矿物。在岩浆作用晚期, B 发生重新分配, 由于 B 具有较强挥发性, 与其他挥发性强的元素 (如 F、Cl、H、P) 分异, 进入气-液流体相中发生高度聚集。在汽成热流体作用和伟晶岩结晶作用时, 形成了大量的硼酸盐和硼铝硅酸盐, 如电气石的各类变种、硼铍石、赛黄晶、斧石、硼铍锂钾石、硼铍铌矿等。如新疆阿尔泰地区的含硼伟晶岩中产出有大量的电气石和含 B 矿物, 其中电气石达宝石级的较多, 产有红碧玺、蓝碧玺等。在岩浆期后汽成热流体因物化条件的改变可形成大量电气石沉淀,

如桂北锡石-硫化物矿床、九毛锡矿床中发育电气石化、电英岩化。在与碳酸盐岩、大理岩、基性火山岩的接触部位, 可形成电气石矽卡岩, 在有利地质环境中形成矽卡岩型硼矿床。Кочекц 认为岩浆期后三个阶段中, B 有不同的地球化学行为: 早期碱性阶段中, 矽卡岩矿物为透辉石-钙铁辉石系列和钙铝榴石-钙铁榴石系列, 无硼矿物晶出; 中期酸性淋滤阶段中, 绿帘石、石英、角闪石、斧石、赛晶石及硅钙硼石析出; 晚期碱性阶段中, 硅钙硼石和方解石形成。Fe、Mg 的存在对于 B 的富集成矿有着重要的意义, 当  $Fe^{2+}$ 、 $Mg^{2+}$  同时大量存在时, 可与  $[BO_3]^{3-}$  结合形成硼镁铁矿、钛硼镁铁矿。在含 F 碱性热水流体中, B 可以呈  $K[B(F, OH)_4]$ 、 $Na[B(F, OH)_4]$  的形式迁移。B 与 Sn、Cu、Mn、Be、Li、Ba、Pb、Zn 等有密切的地球化学内在联系; B 的配合物形式存在上述成矿元素迁移的载体, 通过电气石化使成矿物质卸载、富集成矿, 还可形成一些独立矿物, 如硼钙锡矿、氯硼铜石、硼镁锰矿、硼铍锂钾石、硅硼钙钡石、硼硅钡铅矿等。

表 2 与火山作用有关的流体中 B 含量( $\times 10^{-6}$ )

Table 2. Contents of boron in fluids related to volcanism ( $\times 10^{-6}$ )

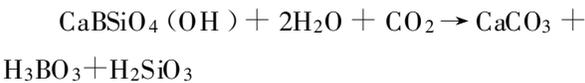
地点	气体冷凝液	热水	地点	气体冷凝液	热水
大陆裂谷和大洋中脊:			大陆主动边缘及碰撞带:		
赫克拉火山	4		美国索耳顿湖温泉		300
红海		7.8	智利彼麦吉尤		37
大陆主动边缘及碰撞带:			意大利拉尔德列洛温泉	100	360~1800
前苏联堪察加泉	25~202		意大利巴格尼温泉		428
前捷列耶夫温泉		8.7~224	硼泉		800
日本昭和火山	21~600		伊斯提苏温泉		680
日本箱根温泉		362~508	阿富汗卢温泉		100~162
日本有松温泉		586	印度普加河谷	100	40~160
新西兰尼亚瓦温泉		912~922	前苏联德温温泉		250~500
美国萨耳弗班克温泉		620	前苏联达雷格温泉		60~370
美国阿耳土温泉		120	达腊伊-纳马克温泉		1690

资料来源 [8]

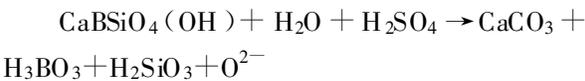
火山作用及火山热液作用中, B 的地球化学性质是十分活跃的, 超基性岩经蛇纹石化后, 可以形成 B 的富集, 含 B 为  $(100 \sim 200) \times 10^{-6}$ , 甚至高达  $(1\ 000 \sim 1\ 260) \times 10^{-6}$ <sup>[8]</sup>。火山沉积型硼酸盐矿床中, 主要工业矿物是硼砂、三方硼砂、钠硼解石、硬硼钙石等。形成大型—超大型硼矿床, 如晚第三纪火山—沉积硼矿, 硼酸盐储量可达 10 亿吨<sup>[8]</sup>。由火山作用形成的热流体中 B 含量是最高的, 尤其是温泉中可达  $(37 \sim 1\ 690) \times 10^{-6}$ , 为用 B 地球化学场追踪与古火山活动有关的热流体及古热泉形成的热水成矿作用提供了地球化学依据和基础。含硼高的温泉和喷气孔, 其硼酸盐可以在两种不同的酸碱性条件下沉淀, 在酸性汽水溶液中(意大利托斯卡那), 硼多呈硼酸析出, 在碱性汽水溶液中, 呈硼砂等硼酸盐析出(德国)。

## 2.2 硼的外生地球化学作用

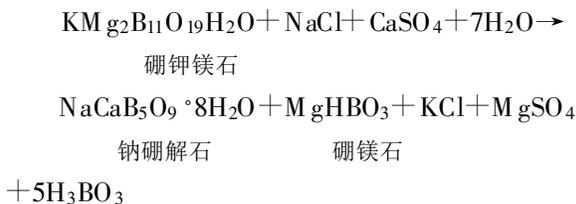
B 的地球化学性在表生条件下表现最为明显, 硼来源除硼矿床风化作用外, 含 B 水体及岩石中均可提供 B 源。硅钙硼石在外生条件下, 受水和 CO<sub>2</sub> 影响可转变为硼酸迁移。



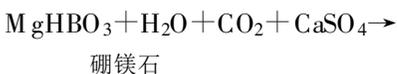
在硫化物矿床氧化带中, 硅钙硼石在氧化带硫酸作用下发生分解:



硼酸盐矿床中, 当有碳酸盐存在时, 盐层中的矿物易被碳酸盐所替代:



硼镁石可以下列方式进一步转变:



方解石

所形成的硫酸镁和硼酸因溶解度大, 在地形条件有利时可被地表水径流带走, 最终留下了难溶的方解石。表生条件下, B 呈  $[\text{BO}_3]^{3-}$ 、 $[\text{BO}_2]^{2-}$ 、

$[\text{B}_4\text{O}_7]^{2-}$  的配阴离子形式迁移。而从岩石中迁移出的 B 离子可因径流作用而进入河水、湖泊、海洋中, B 进入水体后多呈分散状态, 汇入湖泊的含 B 水体, 当降雨量(汇入水量)小于蒸发量时, 可因不断蒸发作用而发生富集。

当含硼温泉或火山气体上升到地表时, 因体系压力、温度发生骤降, 硼溶解度剧烈降低而发生沉淀。湖相 B 富集主要发生在碳酸盐型盐化盆地中, 这类特点是盆地内水体的碱变高, 随着总矿化度升高和硼浓度增高, pH 值也不断提高, 形成钠硼解石、硼砂等沉积。海洋中硼富集是在硫酸盐成盐盆地中发生的, 在水体中含盐度、硼含量、碱度变化及  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  的活动性很强条件下, 沉积二价的 Ca、Mg 多硼酸盐, 伴有硬石膏、杂卤石和硫酸盐矿物的共生。随着卤水盐度继续增高, 硼含量增加、pH 值降低、 $\text{Mg}^{2+}$  的活动性增强, 而沉淀出二价的四硼酸盐和三硼酸盐及三价的五硼酸盐等。粘土中 B 的主要载体是水云母, 含 B 量常超过  $100 \times 10^{-6}$ 。水云母中颗粒愈细, 愈可导致 B 含量明显增加。随着水体总矿化度和 B 含量的增高, 粘土中 B 含量也不断增高。据研究<sup>[8]</sup>, 正常盐度下沉积的粘土质页岩中, 含 B 量平均为  $(100 \sim 120) \times 10^{-6}$ , 而在含盐沉积层内的粘土和泥炭岩中, B 含量可高出数倍, 达  $(1000 \sim 2000) \times 10^{-6}$ , 前苏联普里皮亚特盆地中的泥盆纪粘土岩含 B 平均为  $300 \times 10^{-6}$ ; 中乌拉尔地区的二叠纪泥岩中含 B 为  $460 \times 10^{-6}$ , 吉萨尔山脉的侏罗纪粘土岩中含 B 为  $640 \times 10^{-6}$ 。一般淡水相的粘土岩含 B 为  $40 \times 10^{-6}$ , 半咸水相粘土岩含 B 为  $(70 \sim 90) \times 10^{-6}$ , 咸水相粘土岩中含 B 为  $(100 \sim 1100) \times 10^{-6}$ 。Walker (1968) 提出计算粘土质岩石中伊利石的 B 含量作为海水古盐度标志, 伊利石中 B 含量(又称“校正 B 含量”)的计算公式为<sup>[9]</sup>:

$$\text{校正 B 含量} = \text{岩石中 B 含量} \times 8.5 / \text{岩石中 K}_2\text{O}(\%)$$

这样计算的校正 B 含量与伊利石形成的介质盐度呈正相关关系, 计算条件是岩石中除伊利石外无其他含 K 矿物<sup>[9]</sup>。任达明等<sup>[10]</sup> 根据伊利石含 B 量划分了盐度相及沉积环境, 随着沉积环境的改变, 水体中总矿化度和盐度升高, 伊利石中含 B 量也升高。

## 3 秦岭地区硼地球化学场实例分析

秦岭造山带泥盆系是我国重要的 Au—Ag、

多金属、Hg—Sb—As—Fe 的成矿带, 金属成矿集中区多与泥盆纪沉积盆地密切相关, 银多金属矿床、重晶石菱铁矿床、汞锑矿床产于中泥盆统及下泥盆统碳酸盐建造向碎屑岩建造的过渡部位, 赋矿层位主要是一套热水沉积建造, 热水沉积岩主要有绿泥石岩、钠长岩、钠长角砾岩一角砾状铁白云石钠长岩、似碧玉岩、硅质岩—硅质铁白云岩—硅质灰岩、菱铁矿岩、重晶石岩、重晶石岩、白云岩等。局部矿化集中区有 B 的地球化学场分布, 与成矿密切相关。现以柞山泥盆纪沉积盆地、凤太泥盆纪沉积盆地为例进行分析。

### 3.1 柞山泥盆纪沉积盆地中硼地球化学场分析

在柞山泥盆纪沉积盆地中, 银硃子—大西沟重晶石菱铁矿、银多金属矿床内, 桐木沟锌矿床内及黑沟银多金属矿床内发育有 B 地球化学场, 一般含 B 在  $(80 \sim 200) \times 10^{-6}$ , 沿地层的走向呈东西向展布, 没有明显的浓集中心, 多为低缓的 B 区域地球化学异常场, 这些地球化学场多与已发现的大型—中型银多金属、重晶石菱铁矿床相吻合。通过矿床原生异常研究发现, B 异常主要在菱铁矿重晶石矿层、银多金属矿层中, 上、下盘岩石中比较发育, 沿走向延伸。一般含量范围在  $(64 \sim 321) \times 10^{-6}$ , 矿层及底板围岩中异常强度较大, 为  $(204 \sim 321) \times 10^{-6}$ , 局部可达  $1\ 000 \times 10^{-6}$  以上, 与 Sr、Ba 异常相一致, 矿层中与 Ag、Cu、Pb、Zn、As、Sb、Mn、Ba 相吻合。

在 B 异常的发育层位中采集岩石薄片及电子探针分析样品, 镜下发现有伊利石矿物, 而且绢云母、钡白云母<sup>[11]</sup>、铁白云母十分发育, 经电子探针分析得知绢云母类是主要含 K<sub>2</sub>O 矿物, 未发现其他矿物含较高的 K<sub>2</sub>O。由于本区未发现伊利石, 含 K 矿物主要是绢云母, K 含量在 1.51% ~ 6.85%, 平均含 K<sub>2</sub>O 为 7.95%; 含绢云母岩石的

K<sub>2</sub>O 含量在 3.00% ~ 6.02%, 可见其 K<sub>2</sub>O 含量主要为绢云母中的 K<sub>2</sub>O。因此, 按 Walker 提出的粘土质岩石中伊利石的 B 含量作为估计本区的海水古盐度则是不合理推测。尽管绢云母可能是伊利石经变质作用所形成, 本区 B 含量异常主要是由含电气石钠长岩中的电气石所形成, 如银硃子—大西沟菱铁矿重晶石、银多金属矿床的矿层及底板围岩中含电气石为 1% ~ 8%<sup>[12]</sup>, 桐木沟锌矿床中钠质喷气岩含有电气石<sup>[13]</sup>。研究者<sup>[12~14]</sup>从不同角度证明了这些电气石是由热水同生沉积作用所形成的, 考虑到柞山泥盆纪沉积盆地中未发现盐层, 有理由认为 B 的地球化学场是由热水同生沉积作用形成的, B 异常可用于示踪热水流体场的活动范围。

### 3.2 凤太泥盆纪沉积盆地内硼地球化学场分析

#### 3.2.1 八卦庙—八方山 B 地球化学场特征

本区在八卦庙—八方山金、多金属矿田内形成 B 地球化学场, B 低缓区域地球化学异常场呈 NE 向串珠状展布 (见图 1), 在长沟—八卦庙一带形成了明显的浓集中心,  $B > 500 \times 10^{-6}$ 。基岩地球化学剖面发现  $B > 1000 \times 10^{-6}$  的高强度异常, B 浓集中心外围有三个 Au 浓集中心。已探明超大型八卦庙金矿床位于南侧浓集中心, 而其他两个浓集中心均已发现地表金矿体。从表 3 看, B 地球化学场不可能由泥盆系中正常沉积岩所引起, 八卦庙金矿床中电气石与钠长石共生, 电气石主要产于钠质喷流岩中。金矿体的上、下盘围岩中含 Na<sub>2</sub>O 2.09% ~ 2.94%, 说明 B 地球化学场是由热水同生沉积作用所形成, B 地球化学场可作为热水活动示踪标志 (图 1)。B 浓集中心呈 NNW 向展布, 与秦岭造山带泥盆纪沉积盆地中同沉积断层 (山阳—凤镇—青崖沟) 的西部位相一致, 指示该同沉积断层可能在八卦庙—青崖沟—

表 3 凤太沉积盆地中不同岩石中 B 含量

Table 3. Contents of boron in different rocks in the Fengtai sedimentary basin

地层时代	岩性	样品数	B × 10 <sup>-6</sup>	地层时代	岩性	样品数	B × 10 <sup>-6</sup>
中泥盆统 星红铺组 上岩段	含砾板岩	15	115	中泥盆统星红铺 组下岩段(D <sub>2x1</sub> )	千枚岩	52	45
	黑云母千枚岩	24	79		碳酸盐岩	10	24
	碳酸盐岩	8	14		中泥盆统古道岭 组上岩段(D <sub>2g2</sub> )	碳酸盐岩	33
(D <sub>2x2</sub> )	砂岩、粉砂岩 千枚岩	23	43	砂岩	7	34	
		22	49	中泥盆统古道岭 组下岩段(D <sub>2g1</sub> )	钙质砂岩	18	36

测试单位: 华东有色地质研究所, ICP 直读光谱。据文献 [15]。

带规模较大,而且是海底热水运移的通道。NE向串珠状低缓异常场反映可能发育着NE向次级同生断裂。本区B、Ba异常同时发育,与银铜子多金属矿床具有一致特征,而其他一些中—小型矿床中,B、Ba地球化学场不发育。B—Ba组合的

地球化学场是本区超大型银多金属矿床、金—多金属矿床的成矿集中区找矿标志,它反映热水活动最强烈的中心地段,在这些地区因热水活动强烈,能够提供足够的成矿物质,易形成成矿集中区。

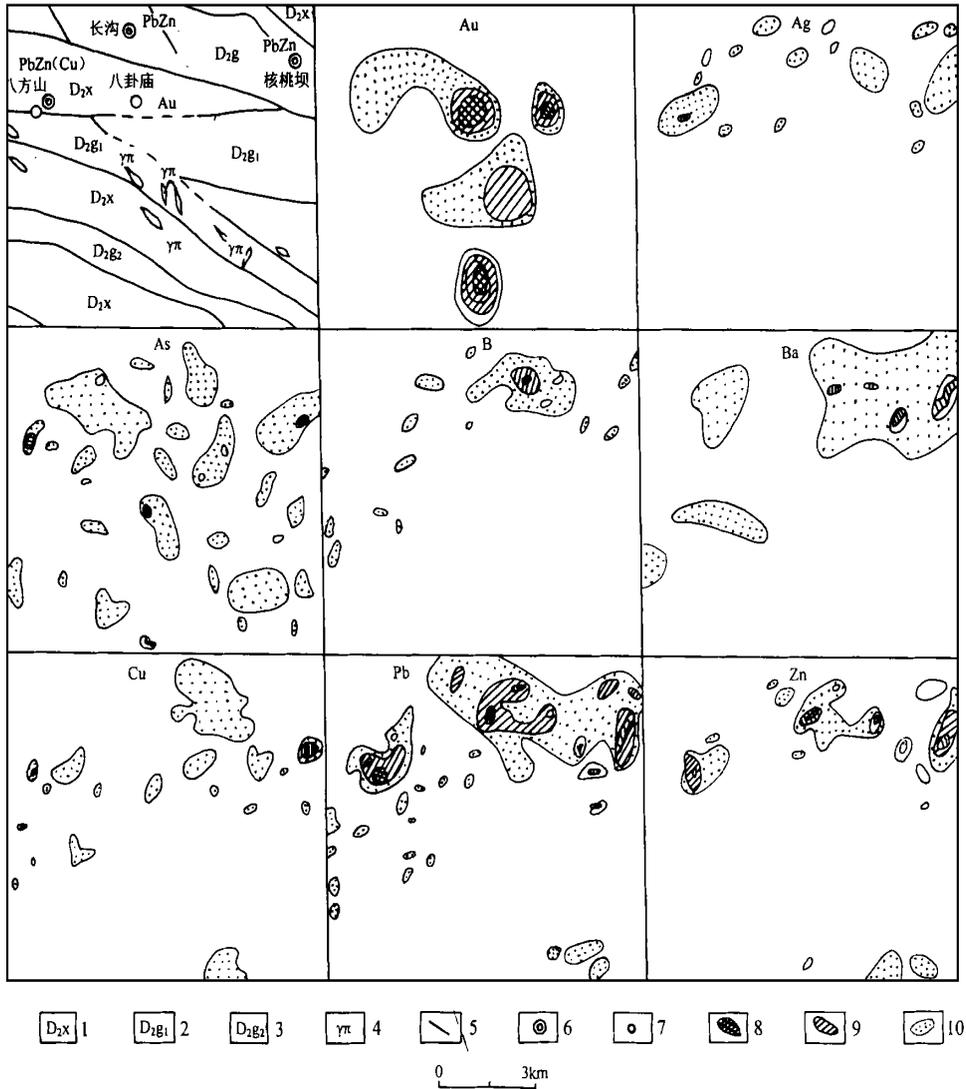


图 1 凤县八卦庙金多金属矿田地质地球化学异常图

Fig. 1. Map showing the geochemical geological anomalies for the Baguamiao gold-polymetallic orefield in Fengxian, Shaanxi Province.

1. 板岩千枚岩夹薄层灰岩; 2. 砂页岩千枚岩灰岩互层; 3. 灰岩、生物灰岩; 4. 花岗闪长斑岩脉; 5. 断层; 6. Pb、Zn 多金属矿(点)床; 7. 金矿床; 8. 强异常:  $Au \geq 20 \times 10^{-9}$ ,  $Ag \geq 0.6 \times 10^{-6}$ ,  $B \geq 500 \times 10^{-6}$ ,  $Ba \geq 5000 \times 10^{-6}$ ,  $Cu \geq 500 \times 10^{-6}$ ,  $Pb \geq 500 \times 10^{-6}$ ,  $Zn \geq 500$ ; 9. 中值异常:  $Au(5 \sim 20) \times 10^{-9}$ ,  $Ag(0.3 \sim 0.6) \times 10^{-6}$ ,  $As(50 \sim 100) \times 10^{-6}$ ,  $B(250 \sim 500) \times 10^{-6}$ ,  $Ba(2000 \sim 5000) \times 10^{-6}$ ,  $Cu(150 \sim 500) \times 10^{-6}$ ,  $Pb(100 \sim 500) \times 10^{-6}$ ,  $Zn(200 \sim 500) \times 10^{-6}$ ; 10. 弱异常:  $Au(3 \sim 5) \times 10^{-9}$ ,  $Ag(0.1 \sim 0.3) \times 10^{-6}$ ,  $As(15 \sim 50) \times 10^{-6}$ ,  $B(100 \sim 250) \times 10^{-6}$ ,  $Ba(1000 \sim 2000) \times 10^{-6}$ ,  $Cu(35 \sim 150) \times 10^{-6}$ ,  $Pb(40 \sim 106) \times 10^{-6}$ ,  $Zn(60 \sim 200) \times 10^{-6}$

3.2.2 八卦庙—八方山硼地球化学场分析

从表 3 看,本区的碳酸盐中 B 含量较低,为(14~

$24) \times 10^{-6}$ ,砂岩、千枚岩中 B 含量在(36~49) $\times 10^{-6}$ ;黑云母千枚岩、含砾板岩中 B 含量较高,分

别为  $79 \times 10^{-6}$ 、 $115 \times 10^{-6}$ 。含砾板岩是由海底热水活动而引发的海震所形成的同成分砾岩, 含 B 高可能有热水活动参与沉积。在八卦庙矿区的北部西河剖面上, 各类岩石中普遍富 TFe、MgO、Ti、Cr、V, 这是一组偏基性—超基性的元素组合, 可能为偏基性—超基性火山岩区, 经变质作用衍生的热水参与沉积。其向东、西侧发生相变, 向西侧黑云母减少, B、Ti、MgO、TFe、Cr、V 含量降低, 向东侧变为王家愣组。侵入于星红铺组中的黑云母花岗岩, 富  $\text{Na}_2\text{O}$ 、Ba, 贫  $\text{SiO}_2$ 、B, 这与该区沉积岩的岩石化学组成有相反的特点, 尤其 Ba 高达  $(1\ 100 \sim 1\ 207) \times 10^{-6}$ , 而 B 在  $(10 \sim 12) \times 10^{-6}$ , 直接说明了黑云母花岗岩与围岩没有明显的物质组分交换。因为 Ba、B 是酸性、活动性均较强的元素, B 且具有很强的挥发性, 这些活动强的地球化学元素未发生物质交换, 很难想象其他元素有明显的物质交换。试图将八卦庙—西河一带的电气石解释为由燕山期岩浆活动所产生的富 B 热流体有关, 也是缺乏地球化学证据的。黑云母花岗岩的外接触带确有围绕岩体分布的黑云母石英角岩, 但多在 10~50m 范围内, 且  $\text{Sn} > 200 \times 10^{-6}$ 。岩浆活动使地层发生角岩化, 但仅限于岩体的附近。这种区域性的黑云母岩及含黑云母岩很难用岩浆侵位解释。构造动热作用多限于断裂带或脆韧性剪切带中, 形成穿层的黄铁矿电气石石英脉 ( $\text{B} > 200 \times 10^{-6}$ )、黄铁矿石英方解石脉、方解石砷黄铁矿钠长石脉, 这些脉体显然与构造动热作用有关, 脉体中富  $\text{Na}_2\text{O}$  (达 6.60%)、 $\text{B} (\geq 200 \times 10^{-6})$ 、 $\text{K}_2\text{O}$  (4.45%)、As、Sb、Hg、Au ( $450 \times 10^{-9}$ ), 这些元素的地球化学性质均较为活泼, 可在构造热作用中发生活化、迁移与富集。可能八卦庙含金脆韧性剪切带中, 部分电气石石英脉及菊花状电气石集合体富集部位是在后期脆韧性剪切变形过程中同构造期所形成, 岩浆侵位及构造动热改造为富 B 层位中 B 的活化提供了能量。但岩浆侵位及构造动热改造均不会造成区域性物质交换, 而只能在局部 (构造带) 发生物质调正及热变质, 富 Fe、MgO、Ti、Cr、V、B 特点主要与星红铺组岩石的沉积过程有密切关系。

### 3.2.3 八卦庙—八方山热水沉积地球化学

在区域上<sup>[16]</sup>, 星红铺组第一岩性段从下到上, Fe、MgO、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、Ba、Ti、Cr、V 含量逐渐升高, 铁白云质、泥质 (绢云母)、砂质逐渐增多, 钙质逐渐减少, CaO、Sr 含量逐渐降低。铁白云质板岩

中 Ba 可达  $620 \times 10^{-6}$ , 校正 B 含量为  $464 \times 10^{-6}$ , 显示有热卤水活动。第二岩性段中, 钠长石黑云母岩及黑云母岩富 Fe、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、MgO、Ti、Cr、V、B, 校正 B 含量在  $(214 \sim 590) \times 10^{-6}$ , 说明岩石在沉积过程中有热水作用参与, 可能为热水浊流沉积 (物源盆地基底来源)。第三岩性段中, 发育三层热水浊积岩, 富 Fe、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、MgO、CaO, 这种化学组成与典型的热水类型不同<sup>[17]</sup>, 显示多种成分的混合特点, 无明显的成分分异, 说明是一种快速沉积作用所形成。第四岩性段为含砾板岩夹黑云母岩, 砾石与胶结物同成分, 棱角明显, 其厚度可达 200 余米, 滑塌构造发育, 指示了曾由同生断裂活动引起海震。从铜玲沟—金洞沟—八卦庙—核桃坝, 星红铺组第三岩性段的厚度在近 SN 向最大, 向 EW 两侧迅速减薄消失, 指示了可能曾发育近 SN 向的裂槽, 这种裂槽受近 SN 向同生断层的控制。

在八卦庙—八方山矿区内, 中泥盆统古道岭组以黄铁矿化大理岩、结晶灰岩、硅化黄铁矿化大理岩、结晶灰岩为主, TFe、As、Sb 较高, 普遍具有黄铁矿化, 局部有弱的黄铜矿化 (金矿化), As 最高可达  $2\ 307.5 \times 10^{-6}$ , Sb 为  $28.0 \times 10^{-6}$ , 并富 Hg、Cu、Pb、Zn、Ni、Co, 这些元素的异常含量及矿化特征显示可能为富 (As、Sb、Hg、Au) 挥发组分的海底热水喷汽作用参与。上泥盆统星红铺组第一岩性段的下部发育热水钙屑浊积岩, 富 Ba (可达  $1\ 686 \times 10^{-6}$ ) 热卤水混入钙屑浊流沉积中, 由于处于八方山热水沉积盆地的边缘, 热水迅速被宏大的海底浊流所吸收, 未能形成金属富集。校正 B 含量在  $(172 \sim 295) \times 10^{-6}$ , 说明水体中盐度偏高。高 F [ $(1\ 150 \sim 1\ 480) \times 10^{-6}$ ] 的热卤水也可能为海底热水喷汽作用所形成, 因为 F 易以 HF 的形式从热水体系中以蒸汽相的形式逸出, 从而形成高 F 的热卤水。每一个小旋回以薄层灰岩/含炭生物碎屑灰岩 (风暴沉积) 为结束, 反映了热水喷汽作用逐渐减弱, 最终为静水环境中的正常化学沉积为主。星红铺组第一岩性段 ( $\text{D}_3\text{x}_1^1$ ) 中部以钙屑浊积岩、热水钙屑浊积岩、热水粉砂泥质浊积岩为主, Fe、MgO 高指示铁白云质,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{SiO}_2$  高反映了粉砂—泥质, As、Sb、B、F 含量高指示海底热水喷汽作用, 校正 B 含量 (ZK 113) 可达  $763 \times 10^{-6}$ , 说明沉积水体曾一度高度卤化, 为低温热卤水沉积。

星红铺组第一岩性段 ( $\text{D}_3\text{x}_1^1$ ) 上部以钠质热水

泥质浊积岩为主, 沉积水体的盐度仍然偏高, 校正 B 含量为  $(347 \sim 315) \times 10^{-6}$ , TFe、MgO 含量高反映了仍有铁白云质沉积。总体上看: 海底热水喷汽作用为富 As、Sb、Hg、Au 型 → 富 Ba 型 → 富 F 型 → 富 B 型 → 富 Na 型, 这种不同成分的热热水喷汽作用变化规律较为显著, 它是热水幕式活动和热水沉积岩相时序结构<sup>[18]</sup>的实证。但由于处于八方山三级热水沉积盆地边缘, 不利于成矿物质聚集, 沉积岩中记录了不同成分热水活动历史, 是热水成晕作用的产物。

### 3.3 铅硐山—双石铺硼的地球化学场分析

在铅硐山—双石铺矿带中<sup>[19]</sup>已探明铅硐山大型铅锌矿床, 手搬崖、银硐梁及峰崖三个中型铅锌矿床, 水系沉积物地球化学测量未发现 B 的地球化学异常场, B 含量一般均在  $100 \times 10^{-6}$  以下。钻孔原生晕发现局部铁白云质千枚岩中发育 B 异常, B 含量  $(2\ 000 \sim 500) \times 10^{-6}$ , 钻孔中铁白云质千枚岩中含有蒙脱石、伊利石等粘土矿物, 矿层中发育有微量的石膏, 未见有电气石化。B 含量可能与伊利石中 B 含量所引起, 绢云母系后期动力变质作用所形成, 但多分布于绢云母千枚岩中, 而含粘土矿物较多的铁白云质千枚岩中含  $K_2O$  均在 3.0 以下。而含粘土矿物较多的铁白云质千枚岩中含  $K_2O$  可达 5.58%, 应用 Walder (1968)<sup>[9]</sup> 提出计算粘土质岩石中伊利石的 B 含量作为海水古盐度的标志, 校正 B 含量在铅硐山东部热水盆地的边部为  $162 \times 10^{-6}$ , 古海水中含盐度低, 中

心部位(铅硐山、银硐梁、手搬崖)校正 B 含量为  $286 \times 10^{-6}$ , 反映海水古盐度较高, 含有石膏 ( $CaSO_4$ ) 也是佐证之一。

## 4 讨论与结论

地壳中硼的储库主要有碎屑岩、陆相和海相蒸发岩及中酸性火山岩<sup>[20]</sup>, 与火山有关的热热水及火山喷汽的冷凝物中含有较高的硼含量<sup>[8]</sup>。考虑到在研究区内没有发现陆相和海相蒸发岩, 在研究区内的硼地球化学场可能与热水沉积作用有直接的关系。从热水沉积作用和成矿效应看<sup>[21~23]</sup>, 在热水同生沉积时, 硼以电气石的形式产于电气石钠长石似碧玉岩中<sup>[12, 13]</sup>, 主要由于热水体系中含有丰富的  $Na^+$ 、 $[Al\ SiO_4]^{2-}$ , 古热水场属硼硅酸盐型热水场<sup>[24]</sup>, 这种古热水场可能属热水喷流的中心位置和活动强烈的部位。在热水喷流活动较弱的部位, 热水体系中缺少  $Na^+$ 、 $[Al\ SiO_4]^{2-}$ , 不能形成电气石, 因粘土矿物沉积吸附大量的硼, F—B—Ba—As—Sb—Hg 组合型化探异常暗示古热水场属热卤水型热水场<sup>[24]</sup>。在银硐子—大西沟和八卦庙—八方山大型—超大型金银多金属矿床集中区内, Cu—Pb—Zn—Ag—Au—As—Sb—Hg 的地球化学场中, 均共生有大规模的 B 地球化学场。在秦岭造山带中, B 地球化学场及其元素的共生组合类型不但可能指示大型—超大型金属矿床集中区, 而且可以恢复古热水场的地球化学类型、热水喷流中心和热水活动的强弱。

## 参 考 文 献

- [1] 方维萱, 黄转莹. 论区域地球化学场研究与分析的基本原则[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2000, 30(4): 116~121.
- [2] 方维萱. 试论地球化学场的研究方法[J]. 西北地质, 1999, 21(1): 11~18.
- [3] Darnley A G, Bjorklund A, Bolviken B et al. A global geochemical database for environment and resource management (Final report of IGCP project 259) [M]. published by the UNESCO, 1995, 15~84.
- [4] Darnley A G. International geochemical mapping: a new global project [J]. *J. of Geochemical Exploration.*, 1990, 39: 1~14.
- [5] Xie Xuejing. Some problems, strategical and tactical in international geochemical mapping [J]. *J. of Geochemical Exploration.*, 1990, 39: 15~33.
- [6] Xie Xuejing, Ren Tianxiang. National geochemical mapping and environment geochemistry-progress in China [J]. *J. of Geochemical Exploration.*, 1993, 49: 15~34.
- [7] Davenport P H, Noloan W L, Kilfoil G J. Image-processing of geochemical data to map geological structures and alteration zones [A]. *Exploration Geochemistry 1990. Proceedings of the third International Joint Symposium of the IAGC and AGE*

- [ Q ] . Prague, Czechoslovakia. 1990, 57~61.
- [ 8 ] А А Озод. 秦国兴, 刘吉成译. 沉积和火山沉积硼矿(中译本)[ M ] . 北京: 地质出版社, 1987, 5 ~ 194.
- [ 9 ] 何起祥. 沉积岩和沉积矿床[ M ] . 北京: 地质出版社 1978, 316 ~ 32.
- [ 10 ] 任达明, 王乃梁著. 现代沉积环境概论[ M ] . 北京: 科学出版社. 1982.
- [ 11 ] 方维萱, 张国伟, 黄转莹. 银洞子—大西沟特大型矿床中重晶石岩类特征及成岩成矿作用[ J ] . 岩石学报. 1999, 15 (3) : 484 ~ 491.
- [ 12 ] 薛春纪, 蒋少涌, 李延河. 东秦岭泥盆纪山阳—柞水成矿区电气石矿物化学和硼同位素组成[ J ] . 地球化学, 1997, (1): 36~43.
- [ 13 ] 马国良, 祁思敬, 薛春纪. 陕西桐木沟锌矿床钠质喷汽岩的岩石学及地球化学特征[ J ] . 矿物岩石. 1993, (3): 29~35.
- [ 14 ] 炎金才. 秦岭泥盆系热水沉积岩中主要矿物的标型特征[ J ] . 矿物学报. 1995, (3): 317~323.
- [ 15 ] 方维萱, 黄转莹. 陕西凤太地区地层地球化学[ R ] . 西北有色金属地质勘查局物化探总队. 1987, 5 ~ 32.
- [ 16 ] 方维萱. 秦岭造山带泥盆纪构造热水沉积成矿盆地与流体成岩成矿特征及其演化规律[ D ] , 西安: 西北大学地质学系, 1999, 3 ~ 72.
- [ 17 ] 方维萱. 秦岭造山带古热水场地球化学类型及流体动力学模型探讨—热水沉积成矿盆地分析与研究方法之二[ J ] . 西北地质科学, 1999, 20(2): 17~26.
- [ 18 ] 方维萱, 胡瑞忠, 张国伟, 等. 秦岭造山带泥盆系热水沉积岩相的亚相和微相划分及特征[ J ] . 地质与勘探, 2001, 37 (2): 50~54.
- [ 19 ] 方维萱. 陕西铅铜山大型铅锌矿床热水沉积岩相特征[ J ] . 沉积学报. 1999, 17(1): 44~50.
- [ 20 ] 彭齐鸣, 许虹. 硼同位素地球化学及其示踪意义[ J ] . 地质地球化学, 1994, 5: 55~59.
- [ 21 ] 郑作平, 于学元, 陈繁荣. 八卦庙金矿的某些地球化学制约因素[ J ] . 地质地球化学, 1996, 24(1): 61~71.
- [ 22 ] 陈多福, 陈先沛, 陈光谦, 等. 热水沉积作用与成矿效应[ J ] . 地质地球化学, 1997, 25(4): 7~12.
- [ 23 ] 贾润幸, 魏合明, 方维萱. 八卦庙大型金矿床含矿岩石中斑点成因及其与成矿的关系[ J ] . 西北地质科学, 2000, 21 (1): 46~52.
- [ 24 ] 方维萱. 秦岭造山带古热水场地球化学类型及流体动力学模型探讨—热水沉积成矿盆地分析与研究方法之二[ J ] . 西北地质科学, 1999, 20(2): 17~27.

## THE ANALYSIS AND STUDY OF BORON GEOCHEMICAL FIELDS IN THE QINLING OROGEN

Fang Weixuan<sup>1,2</sup>, Huang Zhuanyin<sup>1,2</sup>

(1. Open Lab of Ore Deposits Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;

2. Northwest Geological Exploration Bureau, CNNC, Xi'an, 710054)

### Abstract

Based on boron geochemistry, the boron geochemical fields of the Zhashan and Fengtai sedimentary basins in the Qinling orogen are discussed in this paper using the method and theory of geochemical field analysis. Boron geochemical fields in the Qinling orogen were probably formed by hydrothermal deposition. Therefore, the boron geochemical fields can be used to reconstruct the activity history of paleo-hydrothermal fields.

**Key words:** boron, geochemical field; hydrothermal activity; indicator; tourmaline; Qinling