

# 西藏第四纪泉水活动 与铯的成矿效应

赵元艺 赵希涛 李振清 李波涛 著



地质出版社

国土资源部百人计划项目(2006年度)

国家自然科学基金项目(批准号:40672066,40302028)

科技部“973”项目 2002 CB 412606 课题

联合资助

中国地质科学院矿产资源研究所基本业务费项目(编号:K0809)

# 西藏第四纪泉水活动 与铯的成矿效应

赵元艺 赵希涛 李振清 李波涛 著

地质出版社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

西藏高原泉水最大的特色是富含铯,硅华与盐湖含铯是继承了泉水含铯的特点。本书以搭格架-谷露-布雄朗古三处硅华铯矿与扎布耶盐湖铯矿为例,研究它们的第四纪地质与地貌特征、年代学、矿物学、矿石组构、地球化学及成岩成矿效应。将西藏的铯矿分为硅华型与盐湖型两类,硅华型铯矿的形成又分为搭格架型与谷露型两种成矿作用,搭格架型以热水成矿作用为主,以生物作用为辅;谷露型以生物作用为主,以热水作用为辅。只有在具备氧化条件的地方才能找到硅华型铯矿。对盐湖型铯矿,其形成必须是补给盐湖的泉水富含铯、盐湖属于内流环境、长期干旱的气候条件。

本书附有大量的野外地质现象、标本、显微镜下与扫描电镜下的照片及原始分析数据,供感兴趣的科技人员进一步研究时参考。

本书是关于西藏第四纪泉水活动与铯的成矿效应的系统专著,适宜于从事金属与盐湖资源有关的矿物学、岩石学、矿床地质、地球化学、第四纪地质学等学科的科研、教学工作人员参考使用。

## 图书在版编目(CIP)数据

西藏第四纪泉水活动与铯的成矿效应/赵元艺等著.

—北京:地质出版社,2010.4

ISBN 978-7-116-06622-9

I. ①西… II. ①赵… III. ①第四纪地质—铯—矿床成因论—西藏 IV. ①P618.840.1

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2010)第 053361 号

---

组稿编辑:王大军 白 铁

责任编辑:白 铁 汪福旻

责任校对:李 玫

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324579(编辑室)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:[zbs@gph.com.cn](mailto:zbs@gph.com.cn)

传 真:(010)82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:787mm×1092mm<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

印 张:9.25 图版:56 面

字 数:190 千字

版 次:2010 年 4 月北京第 1 版·第 1 次印刷

定 价:35.00 元

书 号:ISBN 978-7-116-06622-9

---

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

# 目 次

|                                |        |
|--------------------------------|--------|
| 第一章 概述 .....                   | ( 1 )  |
| 一、西藏第四纪泉水活动的地质背景 .....         | ( 1 )  |
| 二、国内外研究现状与本书的研究意义 .....        | ( 4 )  |
| 三、本书工作情况 .....                 | ( 8 )  |
| 四、致谢 .....                     | ( 10 ) |
| 第二章 搭格架铯矿床地质特征与形成时代 .....      | ( 12 ) |
| 一、地质特征 .....                   | ( 12 ) |
| 二、形成时代 .....                   | ( 15 ) |
| 小结 .....                       | ( 19 ) |
| 第三章 搭格架铯矿床矿物学与矿石组构 .....       | ( 20 ) |
| 一、研究样品 .....                   | ( 20 ) |
| 二、矿物学特征 .....                  | ( 20 ) |
| 三、矿石组构特征 .....                 | ( 26 ) |
| 小结 .....                       | ( 27 ) |
| 第四章 搭格架铯矿床地球化学与成矿作用 .....      | ( 28 ) |
| 一、气体与水的地球化学 .....              | ( 28 ) |
| 二、泉华的地球化学 .....                | ( 30 ) |
| 三、泉华的同位素特征 .....               | ( 36 ) |
| 四、成矿作用 .....                   | ( 38 ) |
| 小结 .....                       | ( 40 ) |
| 第五章 谷露铯矿床年代学与地质特征 .....        | ( 42 ) |
| 一、第四纪地质与地貌特征 .....             | ( 42 ) |
| 二、泉华的野外分布特征、年龄测定及矿床的形成阶段 ..... | ( 44 ) |
| 三、谷露热泉活动的地质意义 .....            | ( 48 ) |
| 四、矿石组构 .....                   | ( 49 ) |
| 五、矿物组成 .....                   | ( 49 ) |
| 小结 .....                       | ( 51 ) |

|                                      |         |
|--------------------------------------|---------|
| 第六章 谷露铯矿床地球化学与成矿作用 .....             | ( 52 )  |
| 一、研究样品 .....                         | ( 52 )  |
| 二、地球化学特征 .....                       | ( 53 )  |
| 三、成矿作用 .....                         | ( 58 )  |
| 小结 .....                             | ( 63 )  |
| 第七章 布雄朗古铯矿床年代学与地质地球学特征 .....         | ( 65 )  |
| 一、泉华产出的地质背景 .....                    | ( 65 )  |
| 二、研究样品 .....                         | ( 67 )  |
| 三、泉华的形成年代 .....                      | ( 68 )  |
| 四、地质与地球化学特征 .....                    | ( 69 )  |
| 小结 .....                             | ( 74 )  |
| 第八章 扎布耶盐湖泉水活动与铯的成矿作用 .....           | ( 76 )  |
| 一、钙华产出的地质背景 .....                    | ( 76 )  |
| 二、研究样品 .....                         | ( 78 )  |
| 三、钙华的形成年代 .....                      | ( 79 )  |
| 四、地质与地球化学特征 .....                    | ( 79 )  |
| 五、铯的成矿作用 .....                       | ( 85 )  |
| 小结 .....                             | ( 87 )  |
| 第九章 西藏第四纪泉水活动与铯的成矿效应 .....           | ( 89 )  |
| 一、陆相硅华与海相硅质岩的判别图解 .....              | ( 89 )  |
| 二、铯矿类型的划分 .....                      | ( 91 )  |
| 三、铯的富集成矿机理 .....                     | ( 91 )  |
| 四、成矿时限 .....                         | ( 95 )  |
| 五、热水与铯的来源 .....                      | ( 96 )  |
| 六、成矿环境 .....                         | ( 97 )  |
| 七、成矿动力学与成矿模式 .....                   | ( 97 )  |
| 八、矿床形成之后的变化 .....                    | ( 97 )  |
| 小结 .....                             | ( 100 ) |
| 结 论 .....                            | ( 101 ) |
| 参考文献 .....                           | ( 104 ) |
| 附录 1 搭格架硅华型铯矿床化学分析数据 .....           | ( 109 ) |
| 附录 2 谷露硅华型铯矿床与邻区化学分析数据 .....         | ( 114 ) |
| 附录 3 布雄朗古硅华型铯矿床化学分析数据 .....          | ( 120 ) |
| 附录 4 扎布耶盐湖型铯矿床钙华化学分析数据 .....         | ( 125 ) |
| 附录 5 搭格架硅华型铯矿床图版说明与扫描电镜分析结果统计表 ..... | ( 131 ) |

|       |                                          |       |
|-------|------------------------------------------|-------|
| 附录 6  | 谷露硅华型铈矿床及邻区图版说明与扫描电镜分析结果统计表·····         | (134) |
| 附录 7  | 布雄朗古硅华型铈矿床与邻区泉华图版说明及扫描电镜鉴定结果<br>统计表····· | (136) |
| 附录 8  | 扎布耶盐湖型铈矿床钙华岛钙华与相关图版说明及鉴定结果统计表·····       | (140) |
| 附录 9  | 搭格架硅华型铈矿床图版·····                         | (143) |
| 附录 10 | 谷露硅华型铈矿床与邻区图版·····                       | (159) |
| 附录 11 | 布雄朗古硅华型铈矿床与邻区泉华图版·····                   | (168) |
| 附录 12 | 扎布耶盐湖型铈矿床钙华岛钙华与相关图版·····                 | (186) |

# 第一章 概 述

在我国西藏广袤的高原上,分布着数以百计的泉水出露区,这些地区不仅景色秀美迷人,而且有些是重要的热水资源,在部分泉水中,有较高含量的 Cs, Li 和 K 等元素,则是西藏特种盐湖的重要物质来源之一,有些泉水的沉积物如硅华中铯等元素含量达到了矿床工业品位的要求。

由于对泉水根据温度的不同,有不同的划法与称谓,例如微温泉、低温温泉、热泉等(佟伟等,2000),也有将温度显著高于当地年均气温至 45℃ 定义为温泉,45℃ 至当地淡水的沸点为热泉(佟伟等,1982)等。本书所述泉水包括温度较高的热泉泉水以及温度较低的温泉泉水;所述的成矿效应指泉水活动的成矿效果,包括热泉所形成的与硅华有关的成矿效果及温泉所形成的与钙华有关的元素的富集与贫化特点,重点研究铯元素的成矿效应。

## 一、西藏第四纪泉水活动的地质背景

西藏高原的泉水分布广泛,据统计,西藏全境的热水显示区有 600 余处(佟伟等,1982;鲁连仲,1989),若将温度较低而人感不热的泉水全部计算在内,则有更多的泉水显示区。泉水的显示方式有温泉、间歇喷泉等多种。这些泉水显示区可分为雅鲁藏布江泉水带、雅鲁藏布江谷地泉水带、雅鲁藏布江大拐弯泉水带、念青唐古拉山东麓泉水带、藏北泉水带,以及狮泉河泉水带(鲁连仲,1989)。

西藏高原的泉水活动约有 70% 分布在冈底斯-念青唐古拉山以南,其余 30% 分布在藏北高原。藏北与藏南温泉活动具有明显的不同特点,藏北属于“垂死的温泉活动区”,在历史上,藏北的泉水活动要比现今强得多。而藏南的泉水活动属于年轻的阶段,这种变化的主要原因是印度板块与亚洲大陆碰撞消减带南移的结果(佟伟等,1982)。西藏泉水活动的主要特点之一是强度大,高强度水热活动显示区有 11 处水热爆炸区、3 处间歇喷泉和 28 处沸泉群(佟伟等,1982)。本书的研究重点搭格架与谷露均为典型的间歇喷泉。西藏泉水成分的最大特点是富含铯,这种情况在世界上也是极其罕见的(佟伟等,1982),西藏盐湖富含铯的特点主要是继承了泉水富铯的特点。

受印度-欧亚板块的相向移动碰撞作用的影响,西藏高原出现碰撞后伸展引起的一系列横切 IYS 和 BNS 的近 SN 向正断层系统(Tapponier et al., 1997; Molnar et al., 1978; Ni et al., 1978)(图 1-1),其中 SN 向正断层系统在高原腹地主要体现为 NS 向裂谷和地堑盆地(侯增谦等,2004;李振清等,2005)(图 1-1、图 1-2),由这些 NS 向裂谷和地堑盆地诱发了强烈的现代泉水活动,构成了著名的西藏高原地热带。因此 NS 向裂谷控制着现代泉水活动的规模和分布范围。高原腹地较大的泉水带有:当惹雍错-古错热水带、申扎-谢通门热水

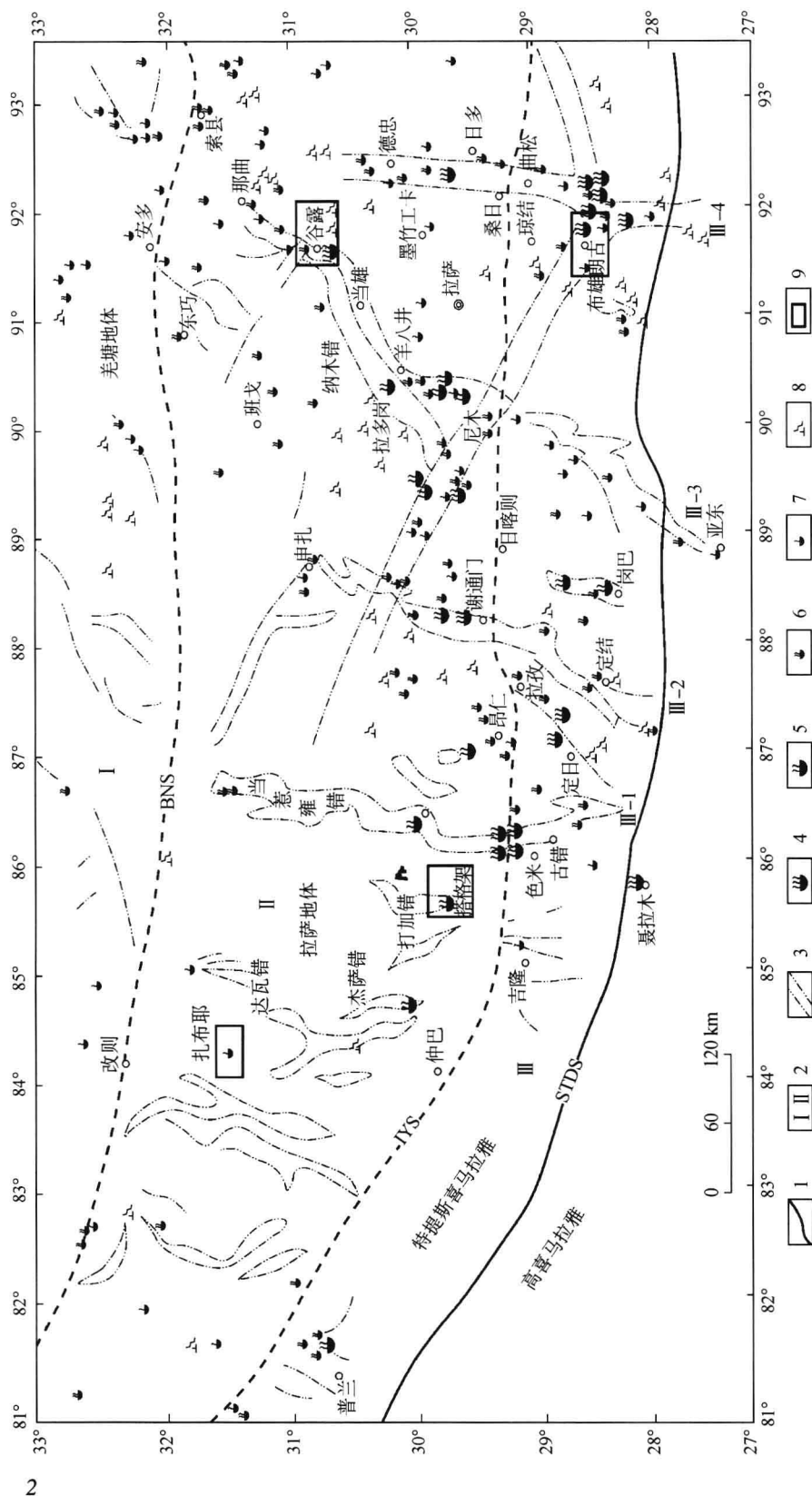


图 1-1 西藏高原造山带 NS 向裂谷和裂隙带与泉水显示区分布图

(据侯增谦等, 2004; 李振清等, 2005; 在个别地名等方面有简化)

1—热水活动带边界断裂; 2—热水活动分区; 3—裂谷与地堑盆地; 4—沸泉; 5—热水爆炸、间歇喷泉; 6—热泉; 7—温泉; 8—热水显示; 9—研究区; IYS—印度-雅鲁藏布缝合带, BNS—班公错-怒江缝合带; III-1—当惹雍错-古堆热水带; III-2—申扎-谢通门热水带; III-3—亚东-谷露热水带; III-4—桑日-错那热水带

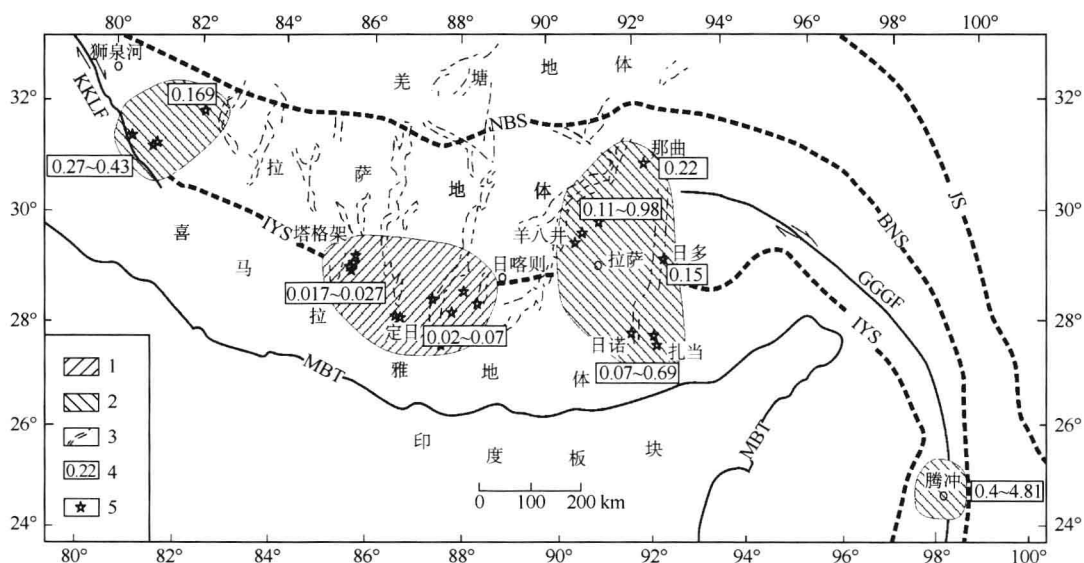


图 1-2 青藏高原构造格架与泉水气体 He( $R/R_a$ ) 变化域分布

(据侯增谦等,2004;李振清等,2005)

1—壳源 He 域;2—幔源 He 域;3—地堑裂谷;4— $R/R_a$  值;5—取样点;IYS—印度-雅鲁藏布缝合带;BNS—班公错缝合带;KKLF—喀喇昆仑走滑断裂;GGGF—嘉黎-高黎走滑断裂;MBT—主边界断裂;JS—金沙江缝合带

带、亚东-谷露热水带和桑日-错那热水带。高原腹地的泉水地表温度平面分布图显示(图 1-3),泉水活动主要分布在班公错-怒江缝合带之南,其中高于 60℃ 的高温温泉呈片状分布,主要分布于狮泉河-玛旁雍错、搭格架、卡乌地热田、羊八井-当雄、古堆地热田等地,与双低速低阻尼层和高热流值存在的空间位置相互对应(李振清等,2005)。

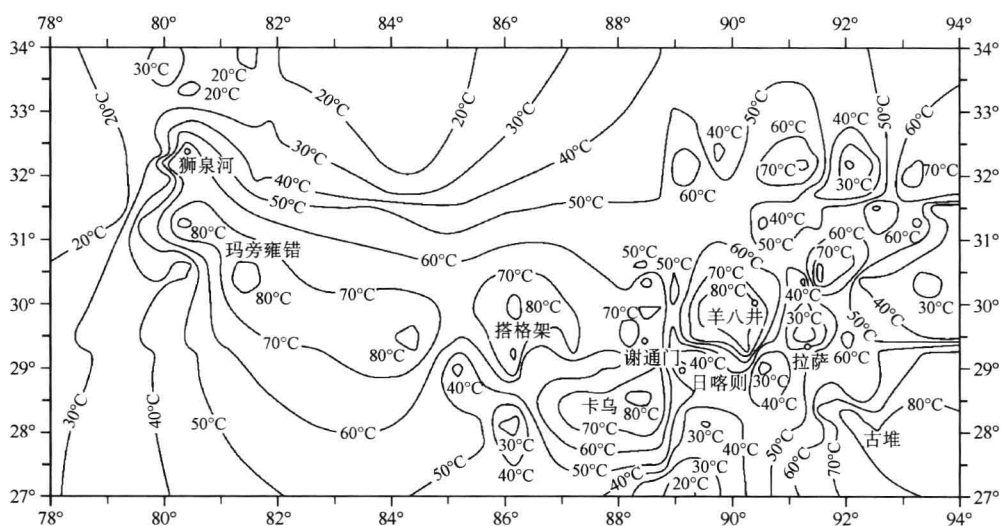


图 1-3 西藏高原腹地泉水地表温度平面图

(据李振清等,2005)

图中温度等值线代表温泉的地表露头温度

关于青藏高原泉水物质的源区,He 同位素的研究结果显示,向北俯冲的印度大陆板块可能沿 89°E 线或者沿亚东-谷露裂谷发生撕裂,以西的大陆板块可能以缓角度向北俯冲,并诱发了地壳部分熔融,驱动了壳源 He 域的泉水活动。即在高原腹地 89°E 以西的壳源 He 域,上地壳部分熔融层驱动了泉水的对流循环,并贡献了大量壳源 He 气,而在 89°E 以东的拉萨泉水活动带,上地壳部分熔融层驱动了泉水的对流循环,但熔融层下部的幔源岩浆熔体的放气作用可能贡献了 5% ~ 10% 的幔源 He 气(侯增谦等,2004)。

西藏泉华的电子自旋共振法(ESR)测年数据(侯增谦等,2001;侯增谦等,2004)表明,泉水活动空间上北部(羌塘地体)早,规模大;南部(拉萨地体)晚,规模小。关于西藏泉华的形成时间,不同的研究人员给出了不同的数据。目前已获得的硅华最老的年龄为 69 万年(郑绵平等,1995),而青藏高原的初始隆升的年龄(Harrison et al., 1995; Blisniuk et al., 2001; 吴珍汉等,2007)远早于此,因此与高原的隆升相比,泉水活动显得非常年轻,并且泉水活动主要受断层和深部过程控制(吴珍汉等,2005;郑绵平等,2007),似乎难以将二者联系起来。对此,笔者推测有 3 种可能:第一,高原隆升初期由于所受应力较小,地壳的热膨胀程度较低,地表水下渗所能到达的部位没有发生岩浆熔融或岩浆熔融的程度不足以使铯、锂等稀散碱金属元素足够富集(郑绵平等,1983;郑绵平等,2007),当然也就没有硅华型铯矿床的形成,导致此类矿床仅形成于陆陆碰撞的晚期,即硅华型铯矿床形成于第四幕(郑绵平等,1995)。第二,高原隆升到一定阶段后就有硅华型铯矿床的形成,由于后来高原的差异性隆升使这种矿床被剥蚀掉,导致现今无法发现更古老的硅华型铯矿床。第三,目前尚未发现更古老的硅华型铯矿床,以后有可能发现。总之,如果对一个具体的硅华型铯矿床来说,其形成受构造与深部岩浆活动的控制,但从宏观角度看,构造与深部岩浆活动为高原隆升所致。因此,从源头上来说,西藏的硅华型铯矿床的形成受控于高原的隆升过程,西藏的泉水活动与高原的隆升有因果关系(佟伟等,1981)。

## 二、国内外研究现状与本书的研究意义

铯元素具有优良的光电特性和强烈的化学活动性,因此铯金属及其化合物具有独特的性能,故在多种技术领域,特别是军事等高科技领域中得到广泛应用(黄万抚等,2003)。自然界中独立的铯矿物主要有铯沸石、南平石、Rhodizite、铯锰星叶石和铯蛋白石(A、CT 与 C3 种)等(郑绵平等,1995)。已知的铯矿床有:①含铯伟晶岩矿床,代表性矿床为新疆阿尔泰与四川康定等地的铯矿床(董普等,2005);②碱性花岗岩型铌钽伴生铯矿,代表性矿床为湖南郴州、衡阳及江西宜春等地的铯矿床(董普等,2005);③碱性岩石风化沉积型铌钽伴生铯矿,代表性矿床为广东增城等地的铯矿床(董普等,2005);④盐湖型铯矿床,代表性矿床为西藏扎布耶盐湖;⑤含铯温泉水、热卤水及其硅华矿床,以西藏的色米及本书的重点研究对象搭格架、谷露的铯矿床为代表。

海底热水活动所形成的矿床具有规模大、品位高等特征,因而有着重要的经济价值,并且该类型矿床的研究程度也较高。同样,也有较多的陆相热水成因矿床被发现,例如美国的 McLaughlin、Paradise Peak、Sleeper、Borealis、Jaimes Ridge、Cerro Duro、East Ridge、Buckhoem、Hasbrouck、Sulfur、Florida Canyon 和 Hog Ranch 等金矿,巴布亚新几内亚的 Lihir、Wau 和

Kennecott 金矿,日本的 Akeshi、Iwato 和 Kasuga 等金矿,新西兰的 Great Barrier 岛金矿(戴杰敏,2000)。此外,在玻利维亚发现了与近代热泉活动有关的 Sb 矿化,在意大利的阿米亚特热天边缘发现有 Hg 矿等诸多矿床或矿化(朱炳球等,1992)。我国也发现了一定数量的该成因类型的矿床或金矿化,例如黑龙江虎林市四平山金矿(孙荣祥等,2000),云南腾冲热海与硝塘等地的金矿化(刘宝珺等,1998),西藏羊八井的硫矿床(张锡根,1998)及西藏搭格架、谷露与色米的铯矿床(郑绵平等,1995),广东长坑金银矿床(孙晓明等,1995),福建太华山金矿(黄亚南,1999)和四川西部的金矿化(王登红等,2003)等。但总体来看,该类型矿床与矿化的研究程度相对较低,尽管初步总结了包括区域构造、矿石结构构造、地球化学及矿床分带等的陆相热水沉积矿床的综合判别标志,但缺乏系统的研究(王江海等,1998)。

青藏高原的形成演化及其资源环境效应是国内外研究的热点领域。晚新生代以来,因印度板块与欧亚板块的相向移动碰撞,使青藏高原隆升除了引起全球气候变化(施雅风等,1998)外,同时也引起了高原内部的明显变化,这些变化包括地壳的双倍加厚、碰撞带东西两端出现大型构造结(Yin et al., 2000)及碰撞后伸展引起的一系列横切 IYS 和 BNS 的近 SN 向正断层系统(Tapponier et al., 1977; Molnar et al., 1978; Ni et al., 1978; 侯增谦等, 2004; 李振清等, 2005)。这些 SN 向正断层系统诱发了强烈的第四纪泉水活动,构成了著名的喜马拉雅大型地热带(廖志杰等,1981)。因此,西藏泉水活动是高原碰撞造山过程中的产物,泉水活动强度和时空变化真实地记录着高原隆升的过程(赵平等,2002)。该地热带的部分泉水中锂铷铯硼等元素含量较高,这些泉水也是特种盐湖主要的成矿物质来源之一,同时也形成了部分硅华型与盐湖铯矿床。与这种陆陆碰撞背景下的西藏硅华型铯矿床不同,北美科迪勒拉热水矿床属于大陆边缘构造成矿(潘捷耶夫,1987);而海底热水矿床和硫化物“黑矿”为洋脊扩张作用下成矿(侯增谦等,2003)。西藏泉水中的铯含量高达  $4.45 \times 10^{-6}$ ,为 Galapagos 扩张中心热卤水铯含量  $0.27 \times 10^{-6}$  (Zheng Mianping, 1999) 的 16.5 倍。现今已知的铯矿床除了含铯伟晶岩矿床等(董普等,2005)外,还有含铯盐湖矿床,例如我国西藏扎布耶盐湖,其卤水中铯含量达 50mg/L(工业品位要求为 10mg/L),液体矿的铯资源量达 1558.96t(曹文虎等,2004)。含铯泉水、热卤水及其硅华矿床,以西藏的搭格架、谷露的铯矿床为代表,该类矿床中以硅华的铯含量最高,迄今发现含铯最高者为西藏搭格架的硅华,其铯含量最高为  $11632 \times 10^{-6}$ 。总之,西藏的硅华型铯矿床的铯含量在泉水与硅华中均显示奇特的高值。

关于西藏泉华的形成时代,国内对现代泉水沉积物的年龄测定多基于 ESR、U 系和  $^{14}\text{C}$  方法。陈以健等(1992)与郑绵平等(1995)测定了西藏搭格架、谷露与色米 3 处硅华的 ESR 年龄,并且郑绵平等(1995)在 15 个 ESR 年龄的基础上,认为泉华形成于 3 个时期:第一期  $69 \pm 1.1 \sim >30 \pm 6.7$  万年,第二期  $30 \pm 6.7 \sim 2 \pm 0.5$  万年,第三期  $>1.5 \pm 0.54$  万年(还在继续中)。李振清(2002)根据西藏 9 处泉华(包括搭格架)的 26 个 ESR 年龄,提出了西藏泉华形成于 4 个时期:50~47 万年、40~35 万年、27~20 万年和 15 万年以来。而侯增谦等(2001)则根据西藏 7 处泉华的 ESR 年龄,也给出了西藏泉华形成于 4 个时期的看法:0.5~0.47MaB P、0.4~0.35MaB P、0.27~0.2MaB P 和 <0.1MaB P。在综合冈底斯热泉华热水活动基础上,侯增谦等(2001)曾定性地指出,0.5Ma 以来,青藏高原有两次( $0.37 \pm 0.05\text{Ma}$  和 0.1Ma 以来)较大规模的快速隆升,该认识得到青藏高原相关地区沉积的响应。朱梅湘等(1993)给出了西藏羊八井地热田水热蚀变岩石的 U 系和  $^{14}\text{C}$  年龄,该年龄可分为 1.93~

2.1 万年、10.2 ~ 14.2 万年、30.7 ~ 36.85 万年 3 个阶段,并认为基本涵盖冈底斯重要热水时间的年龄(李振清,2002)。吴中海等(2004、2005)在研究唐古拉山北温泉地区西缘的晚新生代正断层作用时测定了 5 件钙华的年龄,其中 1 件为 ESR 年龄,4 件为 U 系法年龄。但详细分析上述所有有关泉华形成时代的看法,可以发现它们仅是 ESR、U 系和 $^{14}\text{C}$  年龄数据的统计结果,而缺乏这些测年样品所在地质体的系统的第四纪地质与地貌学证据,因而对这些数据的可靠性无法做出判断。因此,笔者认为,这些时代与分期的可靠性值得探讨。同时泉华的年龄测定是零星的,缺乏系统的分析研究,应是今后研究的一个重要方向(赵平等,2002)。

总之,目前获得的西藏泉华的年代学数据主要为 ESR 与 U 系法两种方法的测年结果。本书使用的主要是 U 系法,其测年原理是,在地质作用过程中,U 元素无处不在,只是在不同的地质体中其含量高低不同而已。在碳酸盐样品中,U 与碳酸根形成铀铍络阴离子  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$  和  $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{3-}$ ,它们易溶于水并随水而迁移;由于 Th 易于水解、沉淀或被吸附在其他物质上,因而纯碳酸盐中的 Th 含量甚微而可忽略不计。除碳酸盐外,铀酰与硅酸盐离子等也形成可溶性络合物(Gascoyne,1992)。对于泉华样品,由于形成后较为坚硬,U 沉积于泉华中后几乎没有被迁出的可能,导致其可能处于封闭体系。但在样品形成初期引进了 $^{232}\text{Th}$ ,这样,在计算样品年龄时必须对碎屑 Th 的污染进行校正。据此,笔者等尝试把这类样品看做为由两种成分组成,即自生相的泉华物质和碎屑相的泥质物质,并假定自生相代表泉华形成的年代,且保持了封闭体系(赵元艺等,2006a、2006c)。也就是说,在该相中不存在 $^{232}\text{Th}$ ,全部 $^{232}\text{Th}$  均应来自碎屑相。那么从理论和从数学关系上可以导出,所有数据点应在 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  对 $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$  和 $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$  对 $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$  等时线图中落在一条直线上。直线的斜率( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  和 $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ )代表了去掉碎屑污染的泉华的同位素比值,或者说是年龄值。由于部分泉华的 U 含量低,用稀酸淋取时难于获得可测量的 U、Th 同位素比值,但样品全溶后的 $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  比值变化在 3.72 ~ 14.50 之间。因此,这些样品的年龄是假定被测对象在久期平衡时的  $\text{Th}/\text{U} = 3.8$  进行了校正之后所获得的(Szabo et al.,1996;Shen et al.,2004)。Szabo et al. 采用稀酸淋滤法对美国内华达州 Pyramid 湖含碎屑泉华的 U 系年龄做了详细研究,经等时线校正后得到了与其他方法所获得的年龄数据及地质背景相吻合的结果。在被分析的数十个样品中有相当一部分样品的 $^{230}\text{Th}$  相对 $^{234}\text{U}$  过剩,一些样品的 Th 含量极其高,达到  $(1140 \sim 3700) \times 10^{-6}$ , $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  比值最高达到 47。类似结果在美国加利福尼亚州的 Death Valley 也存在(Ku et al.,1998)。而在坦桑尼亚 Natron 盆地湖中泉华的 $^{230}\text{Th}$  超过母体 $^{234}\text{U}$ ,达到 1200 % (Hillaire-Marcel et al.,1986;Casanova & Hillaire-Marcel,1992)。

矿物形成之后的变化是普遍存在的,变化的方向是由不稳定态向稳定态转变。蛋白石类矿物形成之后的变化路径为结构不稳定的无定型壳体(opal-A)→方石英为主的 opal-CT→结晶度高的石英(Herdianita et al.,2000;Umeda M.,2003;Hinman et al.,2005;王汝建等,2001;周永章等,2006)。尽管这种转变是非常缓慢的,水温、pH 值以及杂质的多寡都会影响转变的速率(Umeda M.,2003),但这些转变是不容怀疑的。与这种矿物结构变化而导致的矿物种类变化相对应,矿石的组构也呈现规律性的变化(Herdianita et al.,2000;周永章等,2006;赵元艺等,2008)。

对于常量元素,由于不同成因硅质岩有着不同的  $\text{SiO}_2$  等物质来源(杨建明等,1999;曾

普胜等,2004),因此元素含量及其有关参数是判别硅质岩成因类型和沉积环境的重要标志之一,近年来广泛使用的有  $\text{Fe}-\text{Mn}-\text{Al}$ 、 $\text{U}-\text{Th}$ 、 $\text{Zr}-\text{Cr}$ 、 $\text{Si}-\text{Mg}$ 、 $\text{Fe}/\text{Ti}-\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$  等图解(周永章等,1994;董维全等,1994;吕志成等,2004)。一般的,纯硅质岩的  $\text{SiO}_2$  含量的变化范围为 91%~98.8% (Murray et al., 1992)。但多数硅质岩样品比纯硅质岩的  $\text{SiO}_2$  含量为低。 $\text{Si}/\text{Al}$  比值较低反映出硅华中有相对较高比例的成分相当于页岩的富含  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的陆源沉积物的混入(吕志成等,2004)。 $\text{Al}/\text{Fe}$  比值 $[\text{Al}/\text{Fe} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)]$  常被用来确定硅质岩的形成环境,例如大陆边缘硅质岩  $\text{Al}/\text{Fe}$  为 0.5~0.9、大洋中脊硅质岩  $<0.4$  (Murray et al., 1991、1994)。 $\text{MnO}/\text{TiO}_2$  常被用来探讨硅质岩的形成环境 (Bostrom et al., 1973; Adachi, 1986),例如大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩  $\text{MnO}/\text{TiO}_2 <0.5$ ,而大洋沉积的硅质岩  $\text{MnO}/\text{TiO}_2 >0.5$ 。一般的,硅质岩中的  $\text{Fe}$ 、 $\text{Mn}$  的富集主要与热水的参与有关,而  $\text{Al}$  的相对富集则多与陆源物质的介入相关(吕志成等,2004),并且  $\text{Al}/(\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Al})$  值由纯水的 0.01 到纯远海生物成因的 0.60,据此 Adachi (1986) 和 Yamamoto (1987) 等系统地给出了热水沉积物和非热水沉积物在  $\text{Fe}-\text{Mn}-\text{Al}$  图中的位置。

对于微量元素,一般的, $\text{Cr}$  与  $\text{U}$  主要富集在还原性的热水沉积物中,而  $\text{Zr}$  与  $\text{Th}$  则主要富集在碎屑成因的颗粒物中。因此,在  $\text{Cr}-\text{Zr}$  与  $\text{U}-\text{Th}$  图解中,现代热水沉积物与其他成因沉积物应有不同的位置(Rona P. A., 1984;吕志成等,2004)。对海相成因硅质岩的稀土元素地球化学行为的研究比较深入,一般来说硅质岩的稀土元素主要来源于海水,因此硅质岩中稀土元素含量多少受控于其沉积速度,若沉积速度大,则从海水中吸收的稀土元素就少,反之亦然。并且硅质岩与海水有较为近似的稀土元素特征,因而硅质岩中的稀土元素及有关参数常被用来判别其形成当时的古环境(丁林等,1995;Murray et al., 1991、1992;Murray, 1994;吕志成等,2004)。但对陆-陆碰撞条件下的硅华稀土元素地球化学行为研究较为薄弱,对一些参数的地球化学解释也较为初步(李振清,2002)。由于硅质岩中的稀土元素主要来源于围岩,因此  $\Sigma\text{REE}$  的大小直接反映了围岩所起作用的大小。 $\text{La}_{\text{shale}}/\text{Ce}_{\text{shale}}$  比值可较为准确地判别硅质岩的形成环境(Murray et al., 1991;丁林等,1995),洋中脊附近的硅质岩该比值为 3.5 左右,大洋盆地硅质岩的为 1~2.5,大陆边缘硅质岩的为 0.5~1.5。 $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  为稀土元素主要的参数之一,在硅质岩的形成环境判别中广为应用。在大洋中,随海水的加深,负  $\text{Eu}$  异常明显加大,若其中有热液活动时则出现明显的正异常(Mudhard, 1989; Douville et al., 1999),但笔者认为该结论不完全正确(赵元艺等,2007),例如张家界柑子样的热水成因硅质岩  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.70 \sim 1.04$  (李胜荣等,1996)。秦岭泥盆系热水成因铁白云石硅质岩和似碧玉岩的  $\text{Eu}$  具明显的负异常(炎金才,1996),北大巴山下寒武统黄柏树湾、松树湾、王家山等地以热水成因为主的硅质岩的  $\text{Eu}$  多呈负异常(吕志成等,2004)。西藏当雄、谷露、羊八井热水成因泉华  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  有正有负,三地 18 个  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  数据中,有 11 个负异常,7 个正异常(李振清,2002)。因此,对  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  的正负异常应具体情况具体分析。 $\text{Ce}$  常出现 +3、+4 两种价态,其中  $\text{Ce}^{3+}$  的溶解度较大;而  $\text{Ce}^{4+}$  的溶解度较小,并易与  $\text{Mn}^{4+}$  呈类质同象,而易被从液体相中沉淀析出,造成沉积物  $\text{Ce}$  的负异常。由于不同沉积环境的铁锰氧化物的丰度不同,由此而引起的  $\text{Ce}$  亏损程度也不相同(吕志成等,2004)。丁林等(1995)、Murray 等(1991)均给出了不同沉积环境的  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  变化范围和平均值。另据 Shimizu (1977) 的研究结果,热水成因硅质岩的  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  为负异常,而非热水成因硅质岩的  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  为正异常。例如,湖南石门雄黄矿区(熊先孝等,1997)和江西金山金矿区(刘志远

等,2005)热水成因硅质岩。 $V/Y$  比值对海相成因硅质岩形成环境判别的应用不多见,但近年来也有人试图利用此比值进行研究(Murray et al.,1991;吕志成等,2004),指出  $V/Y$  值从洋中脊( $V/Y \approx 4.3$ )和大洋盆地( $V/Y \approx 5.8$ )比大陆边缘( $V/Y \approx 1.34$ )的明显偏高。 $U/Th$ 比值反映了热水物质与陆源水成物质相对贡献的大小(吕志成等,2004)。

泉水沉积硅质岩的硅同位素组成可以用来探讨其成因和沉积环境,其中低温水体中自生沉积的石英  $\delta^{30}Si$  为  $1.1\% \sim 1.4\%$ ,热水沉积硅质岩的  $\delta^{30}Si$  为  $-1.5\% \sim 0.8\%$ ,成岩过程中次生石英的  $\delta^{30}Si$  为  $2.4\% \sim 3.48\%$ ,生物成因硅质岩的  $\delta^{30}Si$  变化较大,并与沉积环境关系密切(吕志成等,2004)。 $Sr$ 、 $Nd$  同位素在火山岩、岩浆岩与变质岩的物质来源的研究中发挥了重要作用,在海相硅质岩的研究中已有较多的数据发表(吕志成等,2004;黄思静等,1999);但在热水成因泉华的研究在本书相关工作之前未见报道。关于硅华的形成环境,由于海底为还原环境,故与海相热水活动有关的成矿作用多为还原条件;而陆相泉水活动多形成于氧化条件(王江海等,1998)。

总之,西藏泉水沉积物较为准确地记录了印度-亚洲大陆碰撞的历史,而泉水富铯并在部分沉积物中富集成矿,这种矿床在西藏乃至全球具有极大的特殊性,为我国独具特色的矿床类型。因此,深入系统地研究西藏第四纪泉水的成矿效应具有重要的意义。

### 三、本书工作情况

本书主要是在第一作者负责与参加有关项目研究成果的基础上经系统整理编撰而成,第九章第三节部分收集了李振清(2002)的研究成果。项目以西藏搭格架、谷露、布雄朗古与扎布耶盐湖钙华岛的泉水活动所导致的铯的成矿效应为研究对象,但重点是搭格架与谷露两处。其中搭格架、谷露与布雄朗古三处主要为温度高于  $85^{\circ}C$  的热泉型硅华铯矿床;扎布耶为盐湖型铯矿,而铯由温度约  $10^{\circ}C$  的泉水提供。因此本书所述铯的成矿效应分为硅华型与盐湖型两种。本书主要研究它们的第四纪地质与地貌特征、年代学、矿物学、矿石组构、地球化学及成岩成矿效应等。所采取的技术路线与方法是在印度板块与亚洲板块碰撞的有关理论指导下,进行系统的野外调查,了解泉华在野外特别是泉华在河流阶地的位置、与湖相沉积的接触关系,查明泉华的野外地质分期,采集代表性的样品;室内采用现代仪器设备,对样品进行大量的分析测试并开展综合性的研究工作,查明这四处泉华形成的地质与地球化学特征,探讨其成岩与成矿作用。由于与海相热水成因硅质岩相比,陆相硅华的研究程度相对较低,并且二者之间有诸多的共同特征,但也有许多差异(朱梅香,1993),故将二者进行对比,就显得非常重要,因此,本书的部分工作涉及二者之间特征的对比。

参加本书工作的人员有中国地质科学院矿产资源研究所赵元艺研究员、李振清副研究员、韩景仪副研究员以及郭立鹤研究员,中国科学院地质与地球物理研究所赵希涛研究员、马志邦研究员,以及中国地质大学(北京)硕士研究生李波涛。

全书共分九章,第一章执笔人为赵元艺,主要介绍了西藏第四纪泉水活动地质背景、国内外研究现状与本书的研究意义等。第二章执笔人为赵元艺、赵希涛、马志邦,主要介绍了搭格架铯矿床地质特征及形成时代。第三章执笔人为赵元艺、韩景仪、郭立鹤,主要介绍了搭格架铯矿床矿物学与矿石组构。第四章执笔人为赵元艺,主要介绍了搭格架铯矿床地球

化学与成矿作用。第五章执笔人为赵元艺、赵希涛、马志邦,主要介绍了谷露铯矿床年代学与地质特征。第六章执笔人为赵元艺,主要介绍了谷露铯矿床地球化学与成矿作用。第七章执笔人为赵元艺、赵希涛,主要介绍了布雄朗古铯矿床的年化学与地质地球化学特征。第八章执笔人为赵元艺、赵希涛,主要介绍了扎布耶盐湖温泉活动与成矿作用。第九章执笔人为赵元艺、李波涛、李振清,主要介绍了西藏第四纪泉水活动的铯的成矿效应。其他部分均由赵元艺完成。由赵元艺与赵希涛统稿定稿。本书附有大量的野外地质现象、标本、显微镜下与扫描电镜下的照片及原始分析数据。不足之处,敬请指正!

本书完成的主要实物工作量如表 1-1 所示。

表 1-1 完成的主要实物工作量

| 序号 | 类 别           | 工作量                                            | 序号 | 类 别         | 工作量             |
|----|---------------|------------------------------------------------|----|-------------|-----------------|
| 1  | 开展野外地质调查次数与时间 | 8 次,5 个月                                       | 8  | 显微镜下照片      | 80 张(书中选用 30 张) |
|    |               |                                                | 9  | X 射线衍射分析    | 48 件            |
| 2  | 泉华样品采集        | 搭格架 52 件,谷露 30 件,布雄朗古 34 件,扎布耶钙华 35 件,总计 151 件 | 10 | 红外光谱测定      | 15 件            |
|    |               |                                                | 11 | 常量元素与微量元素分析 | 178 件           |
| 3  | 薄片磨制与鉴定       | 50 件                                           | 12 | 硅同位素分析      | 32 件            |
| 4  | U 系法测年        | 40 件                                           | 13 | 碳氧同位素分析     | 32 件            |
| 5  | 扫描电镜观察图像      | 350 张(书中选用 328 张)                              | 14 | 锶钕同位素分析     | 15 件            |
| 6  | 野外照片          | 200 张(书中选用 43 张)                               | 15 | 完成学术论文      | 8 篇             |
| 7  | 标本照片          | 60 张(书中选用 26 张)                                | 16 | 参加学术汇报与交流   | 8 次             |

### 室内工作方法

光学显微镜的工作:将样品磨成薄片后再在偏光显微镜下鉴定与照相。

搭格架地区水样的分析方法分别为离子色谱法(DZ/T0064.51-93)测定 F<sup>-</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>,滴定法(DZ/T0064.49-93)测定 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>,离子色谱法(DZ/T0064.28-93)测定 Li<sup>+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Ca<sup>2+</sup>,ICP-MS 法(DZ/T0223-2001)测定 Rb<sup>+</sup>、Cs<sup>+</sup>;分析仪器:DIONEX-500 离子色谱仪,METPOHM 全自动滴定仪,ELEMENT;分析者核工业北京地质研究院分析测试研究中心。

扫描电子显微镜与电镜能谱分析:将原状泉华样品,使用上海市试验仪器总厂生产的 101A-2B 型干燥箱在 80℃ 温度下,对样品进行干燥处理,处理时间为 3 天,使样品达到干燥状态。对干燥后的样品,用日本产 Shimadzu Lc-50 型镀膜机进行抽真空,然后镀金膜,膜的厚度为 100Å。<sup>❶</sup>最后用 LEO-435VP 型扫描电子显微镜对样品进行观察并对有代表性的图像拍照;对典型的图像用 LINK-ISIS 型 X-射线能谱仪进行成分分析。测试条件:20kV,100PA。执行标准为:SY/T5162-1997 岩石样品扫描电子显微镜分析方法。测试单位为中国石油勘探开发研究院石油地质试验研究中心。

X-射线衍射分析:样品经粉碎后过 300 目筛,用缩分仪缩分,取分析样品约 10g 备用。分析时将硅华粉末置于小玻璃片深为 2mm 的凹槽内压实,将装有硅华粉末样品的小玻璃片

❶ 1Å = 10<sup>-10</sup> m。

放入 X-射线衍射仪中扫描。测试条件:衍射仪:Bruker D8 Advance Diffractometer, X 光源:铜靶/40kV/40mA, 探测器:锂漂移硅固体探测器, 狭缝:DS = SS = 1 mm, RS = 0.1 mm, 扫描方式:连续扫描, 扫描速度:3°/min, 采样间隔:0.02°。测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所。

红外光谱分析:中红外光谱用 KBr 片法;近红外不制样,直接测量粉末样品。测试条件:BRUKER 光谱仪器公司的 IFS 25 型傅里叶变换红外谱仪,分辨率:4cm<sup>-1</sup>,测量范围:4000 ~ 400cm<sup>-1</sup>,扫描 32 次,相对湿度 45%。BRUKER 光谱仪器公司的 MPA 型傅里叶变换近红外谱仪,分辨率:8cm<sup>-1</sup>,测量范围:12500 ~ 4000cm<sup>-1</sup>,扫描 64 次。测试单位为中国地质科学院矿产资源研究所。

搭格架地区的常量元素的分析由中国科学院贵阳地球化学研究所用常规湿法进行。其余地区泉华中常量与稀土元素的测定依据与方法为 GB/T 14506.28—93 硅酸盐岩石化学分析方法 X 射线荧光光谱法测定主、次元素量,测试仪器为飞利浦 PW2404X 射线荧光光谱仪,测定单位为核工业北京地质研究院分析测试研究中心。

泉华 Si 同位素的分析方法:BrF5 法,质谱计型号:MAT253EM,分析精度:±0.2%;C、O 同位素的分析方法:100%磷酸法,质谱计型号:MAT253EM,分析精度:±0.2%。对扎布耶钙华岛钙华的 C、O 同位素的测试工作由核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成外,其余样品的 Si、C、O 同位素均由中国地质科学院矿产资源研究所测试。

Nd 与 Sr 同位素由中国科学院广州质谱中心 ISO PROBE MC-ICPMS 实验室分析,分析方法见文献(梁细荣等,2002;韦刚健等,2002)。

## 四、致 谢

本书的工作得到国土资源部百人计划项目(2006 年度)、国家自然科学基金项目(批准号:40672066,40302028)、国家重点基础研究规划“973”项目“印度-亚洲大陆主碰撞带成矿作用”(编号:2002CB412606)与中国地质科学院矿产资源研究所中央级公益性科研院所基本科研业务费项目(编号:K0809)的联合资助。在本书的研究工作进行过程中,得到中国地质科学院矿产资源研究所王瑞江所长、毛景文副所长、张佳文副书记以及吕庆田处长、孙文泓副处长和亓峰副研究员的指导与大力支持,得到侯增谦研究员、杨岳清研究员、聂风军研究员、李挺栋院士、裴荣富院士、郑绵平院士、多吉院士、莫宣学院士、曲晓明研究员、赵平研究员、王登红研究员以及周永章教授的指导。硅藻生物的初步鉴定由李家英研究员完成。样品扫描电镜观测过程中得到钱作华高工的积极协助,X 光衍射分析由韩景仪副研究员完成,红外光谱分析由郭立鹤研究员完成,搭格架地区的常量元素测试工作由李荪蓉同志完成。其余常量与微量元素的测试工作由夏晨光及张彦辉同志完成,硅同位素的测试工作由万德芳研究员完成,搭格架与谷露地区的碳-氧同位素的测试工作由王成玉同志完成,布雄朗古与扎布耶地区的碳-氧同位素的测试工作由刘汉斌研究员完成,锶钕同位素的测试工作由梁细荣研究员完成,扫描电镜与能谱的测试由魏宝和高工完成。有关矿区的卫星照片由 Google 网站下载,并在照片的右下角自动生成 Google 标志。搭格架与谷露地区的薄片鉴定由刘丹阳高工完成,布雄朗古与扎布耶地区的薄片鉴定得到刘妍副

研究员的大力帮助,标本与薄片的显微镜下照相由沙俊生同志完成。野外样品采集期间得到同乡好友王卫东、国家地质实验测试中心樊兴涛、西藏扎布耶盐湖欧珠与占堆矿长以及田能、黄维农、周伦等同志的帮助。中国地质大学(北京)硕士研究生宋亮与崔玉斌同学协助整理分析数据,并进行成矿作用的统计计算。可以说,没有这些同志的指导、支持与帮助,本书的工作是无法完成的,在此向上述相关单位与个人表示衷心的感谢。