

doi: 10.6053/j.issn.1001-1412.2020.02.004

福建李坊重晶石矿床中硅质岩硅、氧同位素组成及成因意义

陈宪, 黎敦朋, 崔碧云

(福州大学紫金矿业学院, 福州 350108)

摘要: 福建李坊大型重晶石矿床围岩中发育层状硅质岩, 为了研究硅质岩的成因, 本文对 14 件硅质岩样品进行了硅、氧同位素分析。结果表明: $\delta(^{30}\text{Si})$ 分布范围为 $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$, 平均值为 -0.1×10^{-3} ; $\delta(^{18}\text{O})$ 分布范围为 $10.6 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$, 平均值为 14.7×10^{-3} 。基于该层状硅质岩的 $\delta(^{30}\text{Si})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 分布范围特征, 结合野外地质调查研究工作的认识, 该硅质岩应为原生沉积成因, 二氧化硅来源于热水沉积; 根据燧石-海水氧同位素地质温度计估算石英的形成温度为 $100.2^\circ\text{C} \sim 198.7^\circ\text{C}$, 平均值为 146.0°C , 即该硅质岩形成于热水沉积, 暗示李坊重晶石矿床形成于热水沉积作用。

关键词: 李坊重晶石矿床; 硅氧同位素; 热水沉积; 燧石-海水氧同位素地质温度计; 福建省

中图分类号: P597.2 **文献标识码:** A

讨李坊大型重晶石矿床的成因提供新资料。

0 引言

硅质岩是指 SiO_2 自生矿物含量大于 50% 的沉积岩^[1]。 SiO_2 在化学沉积岩和生物化学沉积岩中数量多、分布广泛, 因其化学性质稳定, 成岩后生变化弱, 其保留了丰富的地球化学信息, 成为分析岩石成因、沉积环境、古地理、古气候和古环境的重要载体^[2]。前人在硅质岩硅、氧同位素方面的研究取得了大量的成果^[3-8], 为分析硅质岩及其共生矿床成因提供了重要途径。

福建李坊大型重晶石矿床顶底板和夹石中均发育硅质岩^[9-13], 罗坤等^[13]对其地球化学特征和构造背景进行了探讨, 得出其形成于大陆边缘的热水沉积的认识, 但尚未开展过硅质岩同位素方面的研究。为了研究李坊重晶石矿床中二氧化硅的来源, 分析重晶石矿床的成因, 本文对李坊重晶石矿床中产出的层状硅质岩进行了硅、氧同位素的研究, 以期探

1 区域地质概况

福建李坊重晶石矿床位于永安市西南约 20 km 的李坊村, 构造位置处于华夏陆块中部, 位于政和一大埔断裂中段西侧的闽西南拗陷带^[14-15]。闽西南拗陷带主要出露下古生界^[16]浅变质细碎屑岩, 上古生界一下三叠统碎屑岩-碳酸盐岩以及中生代陆相沉积火山碎屑岩-碎屑岩。下古生界包括魏坊组、东坑口组和罗峰溪组, 主要为浅变质的板岩、变质砂岩、石英千枚岩、绢云石英千枚岩; 上古生界一下三叠统以砾岩、砂岩、泥岩等碎屑岩和石灰岩、白云质灰岩等碳酸盐岩沉积为主; 中生代以陆相沉积砾岩、砂岩、粉砂岩、泥岩、泥灰岩、火山碎屑和页岩为主。区域缺失上志留统一早中泥盆统、中三叠统一侏罗统、古近系一新近系。

研究区区域发育志留纪花岗岩、中生代花岗岩

收稿日期: 2020-01-07; 责任编辑: 王传泰

基金项目: 国家自然科学基金项目(编号: 41872220)、福建省自然科学基金项目(编号: 2017J01467)联合资助。

作者简介: 陈宪(1995—), 男, 硕士研究生, 从事区域地质学、矿床地质研究。通信地址: 福建省福州市大学城地区福州大学紫金矿业学院; 邮政编码: 350108; E-mail: 450639865@qq.com

(图1)。志留纪花岗岩主要为片麻状二长花岗岩、片麻状钾长花岗岩和少量辉长岩^[17-20]。中生代花岗岩包括三叠纪花岗岩、侏罗纪花岗岩和白垩纪花岗岩。三叠纪花岗岩以二长花岗岩和钾长花岗岩为主^[19,21],无片麻状构造,常与志留纪花岗岩呈复式岩体产出,如重晶石矿区外围的胡坊花岗岩体。侏罗纪—白垩纪花岗岩分布广泛,主要为花岗闪长岩、二长花岗岩、钾长花岗岩、晶洞花岗岩,发育少量辉长辉绿岩脉^[14,19]。火山活动尚未发现古生代的证据,区域上仅发育晚侏罗世—早白垩世的陆相火山碎屑岩,在永安盆地可见厚度数百米的上侏罗统南园组和下白垩统坂头组火山岩碎屑岩和沉火山

岩^[14]。

研究区奥陶系与上泥盆统、下三叠统与上侏罗统呈角度不整合接触,反映研究区至少经历了早古生代末期的加里东构造运动和中生代早期的印支构造运动。下古生界发育倒转褶皱构造^[16,22],上古生界—下三叠统发育复式褶皱构造,上侏罗统—白垩系发育宽缓褶皱构造^[14]。受太平洋板块在中生代向欧亚板块俯冲作用,研究区发育逆冲推覆构造,李坊重晶石矿区属于魏坊—明溪的大型逆冲推覆构造岩片^[16,23-24],下古生界基本都是由逆冲推覆作用才出露地表的,并在逆冲推覆前缘常常引起上古生界地层的倒转,属于外来的无根地层。

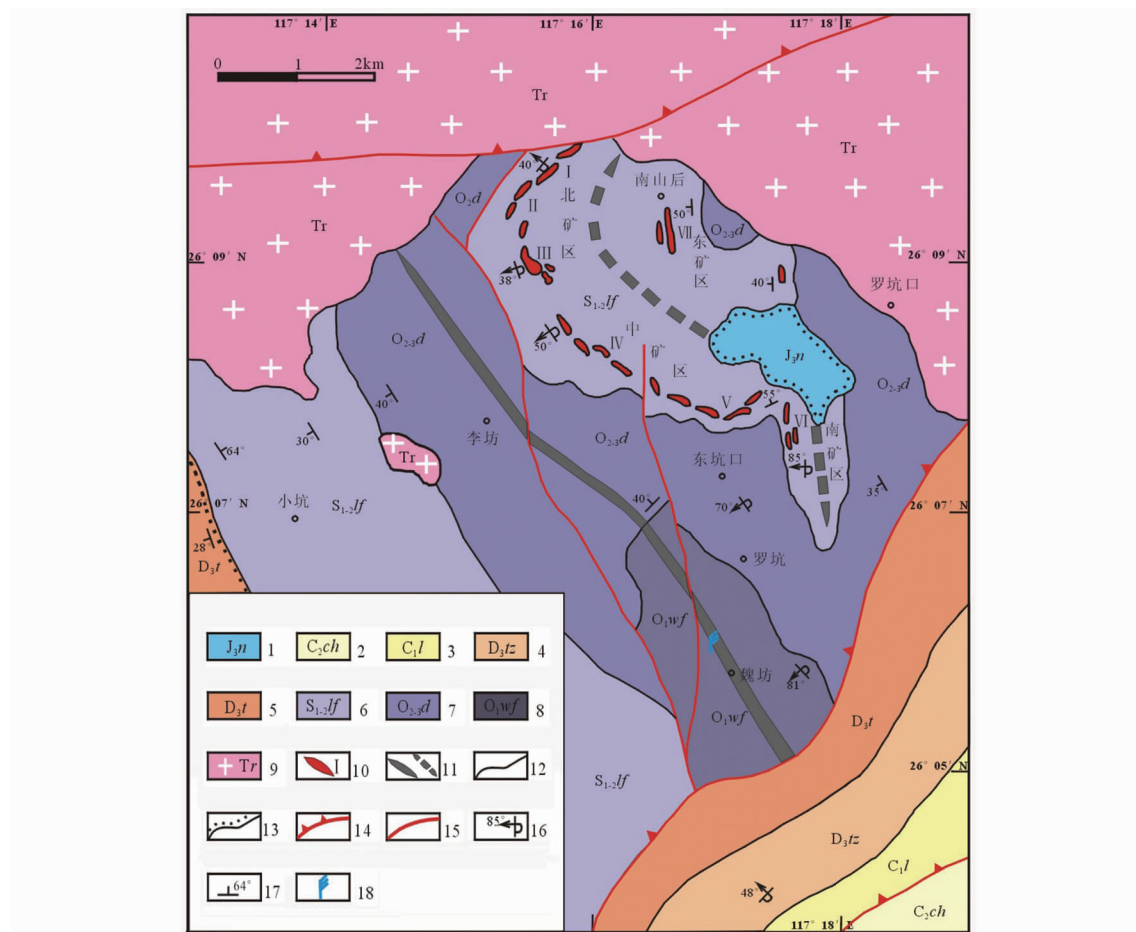


图1 福建李坊重晶石矿床大地构造位置及矿区地质简图

(据文献^[16],修改)

Fig. 1 Geological sketch with geotectonic position of the Lifang barite deposit

1. 上侏罗统南园组; 2. 上石炭统船山组; 3. 下石炭统林地组;
4. 上泥盆统桃子坑组; 5. 上泥盆统天瓦寨组; 6. 中下志留统罗峰溪组;
7. 中上奥陶统东坑口组; 8. 下奥陶统魏坊组; 9. 三叠纪花岗岩;
10. 倒转背斜与向斜轴迹; 11. 重晶石矿体及矿段编号; 12. 地质界线;
13. 角度不整合接触界线; 14. 逆冲推覆断层; 15. 性质不明断层;
16. 倒转地层产状; 17. 地层产状; 18. 笔石化石产地

2 硅质岩特征

李坊大型重晶石矿床中硅质岩常为重晶石矿的顶底板或夹石,其主要有 2 种类型:一种为浅色硅质岩,颜色以白色—灰白色(图 2a)为主,常发育管孔状构造、蜂窝状构造、碳膜构造;另一种为深色硅质岩,颜色以黑色—灰黑色为主,常呈厚层状构造(图 2b)、条纹条带状构造(图 2c)。

浅色硅质岩常见管孔状构造、蜂窝状构造,管孔状构造中常见炭粉分布。管孔状构造以单孔形分布为主,常呈椭圆形,直径一般 3~12 mm,沿管孔壁常分布炭膜、炭粉;蜂窝状构造,一般形态不规则,多以扁状、椭圆状孔洞为主,孔洞成群分布,孔径一般 2~5 mm。镜下观察,浅色硅质岩主要矿物成分为

石英,含少量绢云母和黄铁矿等(图 2d)。

深色硅质岩多呈层状构造、条纹条带状构造,最显著特征是岩石颜色较深,多呈黑色—灰黑色—深灰色。层状构造深色硅质岩在矿床中呈薄—中层产出,为内部组构均一的沉积构造,坚硬致密,宏观观察岩石成分较为均匀,主要是由微晶石英组成,并含有少量重晶石和黄铁矿(图 2b);镜下观察层状构造深色硅质岩的矿物成分和含量变化较大,石英含量一般 55%~75%,石英呈细—微粒结构,一般粒度为 0.01~0.05 mm,其余主要成分为绢云母和黄铁矿等(图 2e)。条纹条带状构造深色硅质岩可见厘米级的条纹或毫米级的纹层(图 2c),岩石坚硬致密,其中条带或纹层常为泥质、黄铁矿、重晶石层等组成;镜下观察条带条纹状深色硅质岩的矿物成分和含量变化较大,石英含量一般 50%~85%,微粒结构,一般粒度为 0.005~0.002 mm,其余主要成分

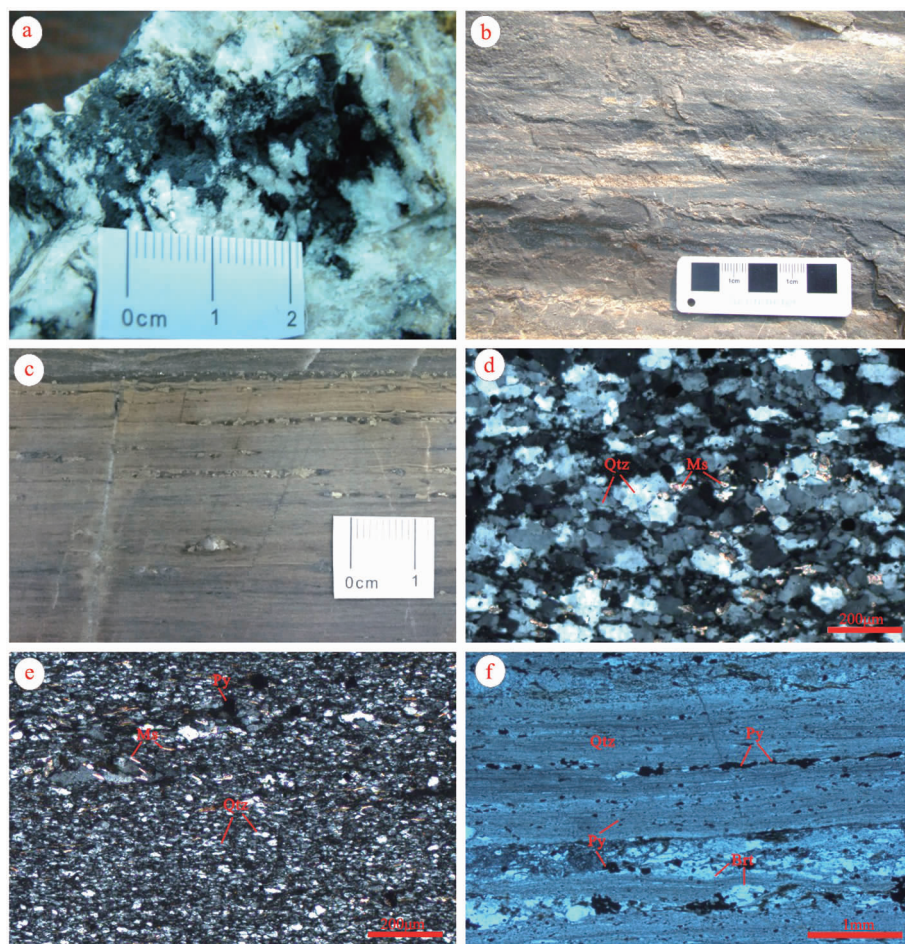


图 2 李坊重晶石矿床硅质岩标本与显微照片

Fig. 2 The photos and microscopic photo of specimens of siliceous rocks in the Lifang barite deposit
Brt. 重晶石; Py. 黄铁矿; Qtz. 石英; Ms. 绢云母

为重晶石、黄铁矿和绢云母等(图 2f)。

3 样品采集及分析方法

(1)样品采集与加工

本次研究在李坊重晶石矿床北矿区Ⅱ矿段 435—495 中段共采集了 14 件硅质岩样品。其中,在 435 中段采集浅色硅质岩 1 件,在 475 中段采集硅质岩样品 8 件(其中浅色硅质岩样品 2 件、深色硅质岩 6 件),在 495 中段采集硅质岩样品 5 件(其中浅色硅质岩样品 4 件、深色硅质岩 1 件)。

样品在室内破碎至 40 目—60 目,在双目镜下挑选出纯净的石英,供后期进行硅氧同位素分析使用。

(2)分析方法

硅、氧同位素分析在北京核工业地质研究院实验室 MAT-253 气体同位素质谱计上进行,分别采用 SiF_4 、 BrF_5 方法;分别按照 DZ/T0184.22-1997《硅同位素组成的测定》、DZ/T0184.13-1997《硅酸盐及氧化物矿物中氧同位素组成的五氟化溴法测定》标准程序检测,测定精度为 $\pm 0.1 \times 10^{-3}$ 。

4 分析结果

14 件硅质岩样品 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 分布于 $-0.3 \times$

$10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$ (表 1),平均值为 -0.1×10^{-3} ,在很窄的范围内变化。其中,3 件样品为正值,11 件样品为负值,表明硅质岩总体富集 ^{28}Si ;7 件浅色硅质岩 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 分布于 $-0.2 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$,平均值为 -0.1×10^{-3} ;7 件深色硅质岩 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 分布于 $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$,平均值为 -0.1×10^{-3} ,深色硅质岩与浅色硅质岩 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 未发生显著的分馏作用。435 中段 1 件 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 值为 -0.1×10^{-3} ,475 中段 8 件 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 值为 $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$,495 中段 5 件 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 值均为 -0.1×10^{-3} ,平均值亦为 -0.1×10^{-3} ;不同高程 $\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})$ 的平均值均为 -0.1×10^{-3} ,暗示不同高程没有产生明显的硅同位素分馏作用。

14 件硅质岩样品 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 分布范围为 $10.6 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$ (表 1),变化范围较大,平均值为 14.7×10^{-3} 。其中,浅色硅质岩 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 分布于 $14.9 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$,平均值为 17.3×10^{-3} ;深色硅质岩 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 分布于 $10.6 \times 10^{-3} \sim 14.4 \times 10^{-3}$,平均值为 12.0×10^{-3} ,深色硅质岩与浅色硅质岩 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 发生了一定的氧同位素分馏作用。435 中段 1 件 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 值为 17.4×10^{-3} ,475 中段 8 件 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 值为 $10.6 \times 10^{-3} \sim 16.4 \times 10^{-3}$,平均值为 12.6×10^{-3} ;495 中段 5 件 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})$ 值均为 $14.4 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$,平均值亦为 17.4×10^{-3} ,显示不同中段氧同位素也产生了一定的分馏作用。

表 1 硅质岩硅、氧同位素分析结果及形成温度

Table 1 The analysis of silicon and oxygen isotopes of siliceous rocks and the formation temperature

序号	样品编号	矿物	$\delta(^{30}\text{Si}_{\text{V-NBS28}})/\times 10^{-3}$	$\delta(^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}})/\times 10^{-3}$	$T/^{\circ}\text{C}$	备注
1	435-10	石英	-0.1	17.4	113.5	浅色硅质岩
2	475-10	石英	0.1	14.9	139.2	浅色硅质岩
3	475-20	石英	-0.2	16.4	123.1	浅色硅质岩
4	475-30	石英	-0.2	12.9	163.9	块状深色硅质岩
5	475-L001	石英	-0.3	10.6	198.7	条带状深色硅质岩
6	475-L002	石英	-0.1	11.2	188.8	条带状深色硅质岩
7	475-L003	石英	-0.1	11.6	182.5	条带状深色硅质岩
8	475-L004	石英	0.1	12.0	176.5	条纹状深色硅质岩
9	475-L005	石英	0.1	11.4	185.6	条纹状深色硅质岩
10	495-10	石英	-0.1	14.4	144.9	块状深色硅质岩
11	495-20	石英	-0.1	17.4	113.5	浅色硅质岩
12	495-30	石英	-0.1	18.0	108.0	浅色硅质岩
13	495-40	石英	-0.1	18.2	106.2	浅色硅质岩
14	495-50	石英	-0.1	18.9	100.2	浅色硅质岩

5 硅质岩成因讨论

目前,对硅质岩的成因主要有 4 种认识:1)生物化学作用成因,如放射虫硅质岩^[25-26];2)热水沉积成因^[27-29];3)交代作用成因^[30-31];4)正常海相化学沉积作用成因^[32]。

5.1 二氧化硅来源

Douthitt^[33]和 Clayton^[34]研究得出沉积成因硅质岩的自生沉淀的石英 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值为 $1.1 \times 10^{-3} \sim 1.4 \times 10^{-3}$ 、热液来源的石英 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值为 $-1.5 \times 10^{-3} \sim +0.8 \times 10^{-3}$ 、交代成因石英 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值为 $2.4 \times 10^{-3} \sim 3.4 \times 10^{-3}$ 。丁梯平等^[35]、宋天锐等^[3]研究认为生物成因硅质岩的 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值变化非常复杂,范围宽,多为 $-1.4 \times 10^{-3} \sim +1.7 \times 10^{-3}$ (图 3)。李坊重晶石矿区与重晶石伴生的硅质岩的 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值为 $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$,变化范围很窄,表明其不可能为生物成因,其 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值落入热液石英和自生加大石英范围,暗示其形成于热液作用,并可能经历了自生加大重结晶作用。

Savin 等^[36]、Clayton^[34]研究认为 $\delta(^{18}\text{O})$ 可以用来确定石英的成因,火成石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $8.3 \times 10^{-3} \sim 11.2 \times 10^{-3}$,平均为 9×10^{-3} ;变质石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $11.2 \times 10^{-3} \sim 16.4 \times 10^{-3}$,平均为 $13 \times 10^{-3} \sim 14 \times 10^{-3}$;热水泉华石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $12.2 \times 10^{-3} \sim 23.6 \times 10^{-3}$;成岩石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $13 \times 10^{-3} \sim 36 \times 10^{-3}$;平均为 22×10^{-3} ;现代海滩石英砂的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $10.3 \times 10^{-3} \sim 12.5 \times 10^{-3}$;平均为 12×10^{-3} ;成岩作用过程中重结晶作用形成的嵌晶石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值为 $19.3 \times 10^{-3} \sim 21.8 \times 10^{-3}$;平均为

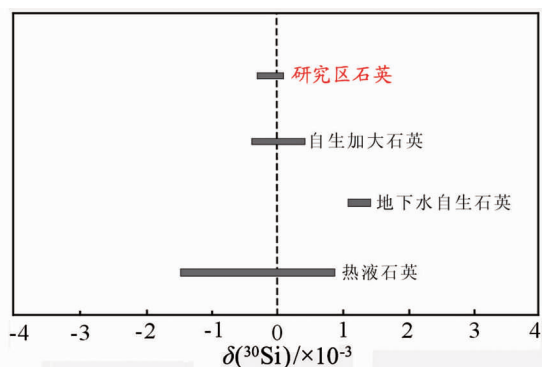


图 3 不同成因石英的 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值

(底图据文献[33-34])

Fig. 3 $\delta(^{30}\text{Si})$ values of quartz with various origins

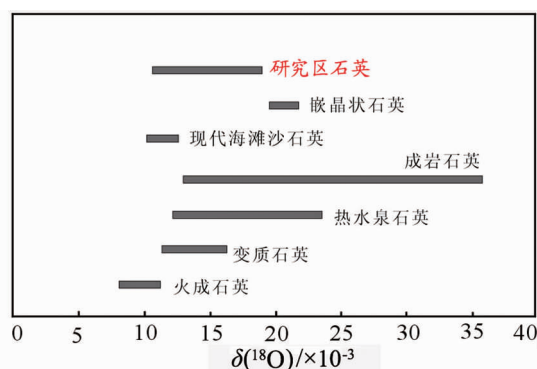


图 4 不同成因石英的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值

(底图据文献[34-36])

Fig. 4 $\delta(^{18}\text{O})$ values of quartz with various origins

20.45×10^{-3} (图 4)。研究区硅质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 范围为 $10.6 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$,变化范围较大(见表 1),平均值为 14.7×10^{-3} ,主体落入热水泉华石英和现代海滩石英砂 $\delta(^{18}\text{O})$ 值范围;因研究区硅质岩形成于古生代,可以排除为现代海滩石英砂,表明硅质岩为热水成因。其与秦岭泥盆系地层分布区海底热液沉积型硅质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值 ($18.6 \times 10^{-3} \sim 20.9 \times 10^{-3}$) 比较^[6],李坊重晶石矿区硅质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值较小;与大厂锡矿硅质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值 ($12.0 \times 10^{-3} \sim 23.4 \times 10^{-3}$)^[37]、西秦岭三叠系底部的大水桥金矿硅质岩的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值 ($12.8 \times 10^{-3} \sim 17.9 \times 10^{-3}$) 比较^[38],其 $\delta(^{18}\text{O})$ 值较为接近。

综上,李坊重晶石矿区硅质岩中石英的 $\delta(^{30}\text{Si})$ 、 $\delta(^{18}\text{O})$ 同位素判别二氧化硅均来源于热水沉积。

5.2 形成温度

硅质岩化学性质稳定,其同位素组成成岩后变化不大,因此可以利用硅质岩的氧同位素估算岩石的形成温度。Knauth et al. (1976) 建立的燧石-海水氧同位素地质温度计方程^[38]: $1000 \ln a_{\text{燧石-海水}} = 3.09 \times 10^6 T^{-2} - 3.29$ 。

据上述公式估算得到李坊重晶石矿区中硅质岩的形成温度为 $100.2^\circ\text{C} \sim 198.7^\circ\text{C}$ (见表 1),平均温度为 146.0°C 。其中,7 件浅色硅质岩形成的平均温度约为 114.8°C ,7 件深色硅质岩形成的平均温度约为 177.3°C ,表明深色硅质岩形成温度高于浅色硅质岩的形成温度;435 中段硅质岩的形成的平均温度约为 113.5°C ,475 中段 8 件硅质岩的形成的平均温度约为 169.8°C ,495 中段 5 件硅质岩的形成的平均温度约为 114.6°C ,表明不同中段硅质岩形成的温度有较大差异,这可能与距离喷口的距离和热水的温度有关。海底调查发现,海底热泉的温度各地

差异较大,如红海的 Atlantic Deep II 槽谷热水喷口的温度为 100℃,其邻近处水温为 56℃^[39],而加拉帕戈斯洋隆轴部黑烟管的热泉喷口处水温高达 350℃^[40]。

陈先沛等^[11]对李坊重晶石矿床的重晶石流体包裹体测温得出均一温度范围为 142℃—205℃,集中分布区间为 150℃—180℃,平均值为 170℃;黎敦朋等^[12]对重晶石流体包裹体测温得出均一温度范围为 89.3℃—208.5℃,集中分布区间为 140℃—180℃,平均值为 162.7℃。硅质岩氧同位素地质温度计估算的硅质岩形成温度与矿区重晶石的形成温度在误差范围内基本一致,指示李坊重晶石矿床沉积时海水温度约为 100.2℃—198.7℃,这远远高于当时的海水温度,表明李坊重晶石矿床为非正常海水温度下的热水沉积作用形成。

6 结语

通过对福建李坊大型重晶石矿床顶底板和夹石中的 14 件硅质岩样品的石英硅、氧同位素分析,得出以下结论:

(1)李坊大型重晶石矿床中的硅质岩 $\delta(^{30}\text{Si})$ 值分布范围为 $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$,平均值为 -0.09×10^{-3} ; $\delta(^{18}\text{O})$ 值分布范围为 $10.6 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$,平均值为 14.7×10^{-3} ;不同中段 $\delta(^{30}\text{Si})$ 同位素无明显分馏,而 $\delta(^{18}\text{O})$ 同位素具有一定的分馏作用。

(2)应用 $\delta(^{30}\text{Si})$ 、 $\delta(^{18}\text{O})$ 分析硅质岩成因得出其为原生沉积成因,二氧化硅来源于热水沉积;利用燧石—海水氧同位素地质温度计估算得到李坊重晶石矿区硅质岩石英的形成温度为 100.2℃—198.7℃,平均温度约为 146.0℃,佐证了硅质岩形成于热水环境,指示李坊重晶石矿床形成于热水沉积作用。

参考文献:

- [1] 桑隆康,马昌前. 岩石学[M]. 北京:地质出版社,2012:373-378.
- [2] 雷卞军,阙洪培,胡军,等. 鄂西古生代硅质岩的地球化学特征及沉积环境[J]. 沉积与特提斯地质,2002,22(2):70-79.
- [3] 宋天锐,丁悌平. 硅质岩中的硅同位素 $\delta(^{30}\text{Si})$ 应用于沉积相分析的新尝试[J]. 科学通报,1989,39(18):1408-1411.
- [4] 彭军,夏文杰,伊海生. 湘西前寒武纪层状硅质岩硅氧同位素组成及成因分析[J]. 地质论评,1995,41(1):34-41.
- [5] 侯增谦,吴世迎,Urabe T. 四川呷村黑矿型矿床硅质岩的硅、氧同位素组成及其与现代海底硅质烟囱比较研究[J]. 地质论评,1996,42(6):531-539.
- [6] 薛春纪,蒋少勇,李延河. 秦岭泥盆纪硅质岩硅、氧同位素地球化学研究[J]. 西安工程学院学报,1998,20(1):10-13.
- [7] 腾飞,刘云华,李中会,等. 西秦岭大桥金矿硅质岩硅氧同位素特征及成因探讨[J]. 西北地质,2018,51(1):255-264.
- [8] Marshall C P, Emry J R, Marshall A O. Haematite pseudomicrofossils present in the 3.5-billion-year-old Apex Chert [J]. Nature Geoscience, 2011, 4(4): 240-243.
- [9] 许诚贤,吴家聪. 福建李坊重晶石矿床成因探讨[J]. 福建地质,1983,2(3):47-55.
- [10] 詹柏松. 福建李坊重晶石矿床地质特征及成矿条件探讨[J]. 福建地质,1985,4(1):17-36.
- [11] 陈先沛,高计元,曹俊臣. 中国重晶石和萤石矿床[M]//中国矿床编委会. 中国矿床,北京:地质出版社,1994:281-314.
- [12] 黎敦朋,罗坤,肖爱芳,等. 对福建李坊重晶石矿床成因的新认识:来自矿石构造、矿物学和流体包裹体的证据[J]. 地质学报,2019,93(12):3095-3110.
- [13] 罗坤,黎敦朋,王力园,等. 福建李坊重晶石矿床形成环境及矿床成因[J]. 现代地质,2019,33(3):476-486.
- [14] 福建省地质调查研究院. 中国区域地质志福建志[M]. 北京:地质出版社,2016:1-976.
- [15] Gao Yuan, Zhang Zhenjie, Xiong Yihui, et al. Mapping mineral prospectivity for Cu polymetallic mineralization in south-west Fujian province, China [J]. Ore geology reviews, 2016, 75: 16-28.
- [16] 朱玉磷,张金塔. 对福建西部早古生代地层划分及对比问题的商榷[J]. 福建地质,1988,7(2):142-165.
- [17] 徐先兵,张岳桥,舒良树,等. 闽西南玮浦岩体和赣南菖蒲混合岩锆石 La-ICPMS U-Pb 年代学:对武夷山加里东运动时代的制约[J]. 地质论评,2009,55(2):277-290.
- [18] 张爱梅,王岳军,范蔚茗,等. 闽西南清流地区加里东期花岗岩 U-Pb 年代学及 Hf 同位素组成研究[J]. 大地构造与成矿学,2010,34(3):408-418.
- [19] 蒋婷. 闽西地区玮浦、胡坊、桂岩头和古田岩体花岗岩年代学和地球化学[D]. 北京:中国地质大学(北京),2014:1-95.
- [20] Zhang Qiao, Jiang Yaohui, Wang Guochang, et al. Origin of Silurian gabbros and I-type granites in central Fujian, SE China: implications for the evolution of the early Paleozoic orogen of south China [J]. Lithos, 2015, 216-217: 285-297.
- [21] 肖爱芳,王治淇,黎敦朋. 闽西南新冲正长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年及其找矿意义[J]. 地球科学前沿,2017,7(3):349-355.
- [22] 施满堂,陈文彬,林辉,等. 李坊受变质沉积重晶石矿区(着重于IV矿段)构造分析[J]. 福建地质,1986,5(2):18-35.
- [23] Chen A. Mirror-image thrusting in the south China orogenic belt: tectonic evidence from western Fujian. Southeastern China [J]. Tectonophysics, 1999, 305: 497-519.
- [24] 吕良冀,张达,林全胜,等. 闽西南广平推覆构造变形样式与年代学约束及动力学意义[J]. 中南大学学报(自然科学版),2014,45(3):862-875.

- [25] 朱杰, 杜远生. 北祁连造山带老虎山奥陶系硅质岩地球化学特征及古地理意义[J]. 古地理学报, 2002, 9(1): 69-76.
- [26] 刘新宇, 颜佳新. 华南二叠纪栖霞组燧石结核成因研究及其地质意义[J]. 沉积学报, 2007, 25(5): 730-736.
- [27] 周永章, 何俊国, 杨志军. 华南热水沉积硅质岩建造及其成矿效应[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 373-377.
- [28] 杨瑞东, 张传林, 罗新荣. 新疆库鲁克塔格地区早寒武世硅质岩地球化学特征及其意义[J]. 地质学报, 2006, 80(4): 598-605.
- [29] 冯胜斌, 周洪瑞, 燕长海, 等. 东秦岭二郎坪组硅质岩地球化学特征及其沉积环境意义[J]. 现代地质, 2007, 21(4): 675-682.
- [30] 朱同兴, 张启跃, 董瀚, 等. 藏北双湖地区才多茶卡一带构造混杂岩中发现晚泥盆世和晚二叠世放射虫硅质岩[J]. 地质通报, 2006, 25(12): 1413-1418.
- [31] 曹秋香, 郭福生, 刘向铜, 等. 浙江江山丁家山组硅质岩阴极发光特征及成因探讨[J]. 沉积学报, 2008, 26(5): 797-803.
- [32] 杜远生, 朱杰, 顾松竹. 北祁连肃南一带硅质岩沉积地球化学特征及其多岛洋构造意义[J]. 地球科学: 中国地质大学学报, 2006, 31(1): 101-109.
- [33] Douthitt C B. The geochemistry of the stable isotope of silicon [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1982, 46(8): 1449-1458.
- [34] Clayton R N. High temperature isotope effects in the early solar system [J]. *Reviews in Mineralogy*, 1986, 16: 129-139.
- [35] 丁悌平, 万德芳, 李金城, 等. 硅同位素测量方法及其应用[J]. 矿床地质, 1988, 7(4): 90-96.
- [36] Savin S M, Epstein S. The oxygen isotope compositions of coarse grained sedimentary rocks and minerals [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1970, 34(3): 323-329.
- [37] 韩发, 沈建忠. 大厂锡矿床硅、氧同位素地球化学[J]. 矿物学报, 1994, 14(2): 172-180.
- [38] Knauth P L, Epstein S. Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1976, 40(9): 1095-1108.
- [39] Rona P A. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust [J]. *Economic Geology*, 1978, 73(2): 135-160.
- [40] Edmond J M, Damm K V. Hotspring at the Sea floor [J]. *Science*, 1993(8): 37-50.

Silicon and oxygen isotopic composition of siliceous rocks in the Lifang barite deposit, Fujian province and its genetic significance

CHEN Xian, LI Dunpeng, CUI Biyun

(Zijin College of Mining, Fuzhou University, Fuzhou 350108, China)

Abstract: Layered siliceous rocks are developed in the surrounding rocks of the large-scale barite deposit in Lifang, Fujian province. In order to study the genesis of siliceous rocks silicon and oxygen isotopes of 14 siliceous rock samples are analyzed. The results show that the value of $\delta(^{30}\text{Si})$ is $-0.3 \times 10^{-3} \sim +0.1 \times 10^{-3}$, with an average of -0.1×10^{-3} ; the value of $\delta(^{18}\text{O})$ is $10.6 \times 10^{-3} \sim 18.9 \times 10^{-3}$, average value of 14.7×10^{-3} . Based on the $\delta(^{30}\text{Si})$ and $\delta(^{18}\text{O})$ distribution range characteristics of the layered siliceous rock, combined with the field geological survey and research work, it is considered that siliceous rocks are in the original sedimentary genesis. Silica precipitated from hot water. By the flint-sea water oxygen isotope geological thermometer quartz is estimated to form at temperature of around $100.2^\circ\text{C} - 198.7^\circ\text{C}$, with an average value of 146.0°C , that is, the siliceous rock was formed in hot water deposition, suggesting that the Lifang barite deposit was formed in hot water deposition.

Key Words: Lifang barite deposit; silicon and oxygen isotope; hot water deposition; flint-seawater oxygen isotope geological thermometer; Fujian province