

北大巴山下寒武统毒重石矿床赋矿硅质岩地球化学研究

吕志成^{1,2)} 刘丛强³⁾ 刘家军²⁾ 吴丰昌³⁾

1) 中国地质调查局发展研究中心, 北京, 100037

2) 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室, 贵阳, 550002

3) 中国科学院地球化学研究所环境地球化学重点实验室, 贵阳, 550002

内容提要 对北大巴山地区下寒武统黑色岩系中毒重石矿床的顶、底板硅质岩及顶板上覆地层中的硅质岩进行了较为系统的主元素、微量元素和部分样品的硅、氧、锶及钨同位素研究, 结果表明, 赋矿硅质岩为叠加在正常陆源沉积背景上的生物及热水混合成因硅质岩; 矿体底板、顶板与顶板上覆地层中硅质岩的沉积环境不同。矿体底板硅质岩沉积于受同生断裂控制的热热水喷口的附近, 类似于洋中脊附近环境下沉积的硅质岩; 矿体顶板硅质岩沉积于热水活动明显减弱的环境, 类似于大洋盆地构造环境下沉积的硅质岩; 矿体顶板上覆地层中的硅质岩基本没有受到热水活动的影响, 沉积于盆地边缘的构造环境; 而矿床在时间上形成于盆地强烈扩张的高峰期, 在空间上产于盆地内内生作用(火山作用或热水活动)与外生作用(沉积作用)相互叠加所形成的“礁硅岩套”。矿体硅质岩围岩记录了热水盆地的完整发育历史, 并显示出矿床的形成与热水活动的密切关系。

关键词 北大巴山 毒重石矿床 硅质岩 地球化学

川陕鄂交界的北大巴山下寒武统黑色岩系中广泛发育毒重石矿床, 并构成中国唯一的大型毒重石成矿带。整个毒重石成矿带沿大巴山弧形断裂北侧出露(图1), 北从陕西西乡富水河, 向南东经陕西紫阳、四川万源、城口、陕西镇坪, 进入湖北省竹溪、竹山一带, 全长300余千米。目前, 在成矿带中发现的毒重石或毒重石-重晶石矿床(点)达40余处。矿床呈层状或似层状产于下寒武统下部层位的硅质岩之间, 矿体与上、下盘硅质岩围岩呈整合接触, 暗示矿床的形成与含矿岩系的沉积具有密切的时、空和成因联系。多年来, 虽然对有关北大巴山地区下寒武统黑色岩系中毒重石-重晶石矿床的成矿条件、矿床成因及成矿机制等方面进行了一定的研究工作(陈有年, 1989; 孙兴文等, 1990; Wang et al.,

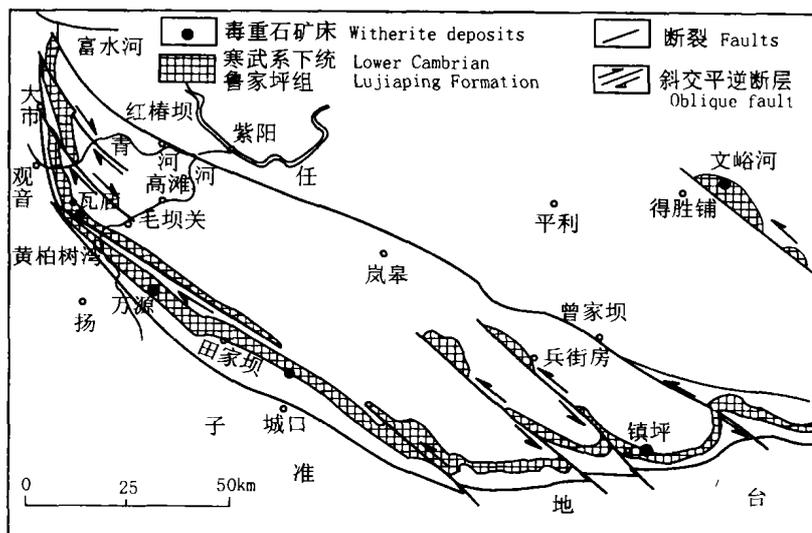


图1 北大巴山下寒武统毒重石成矿带分布图(据陈有年, 1989, 资料修编)
Fig. 1 Sketch map showing the distribution of the North Dabashan Lower Cambrian witherite ore zone (Modified after Chen Younian, 1989)

注: 本文为中国科学院百人计划、国家重点基础研究发展规划项目(编号 G1999045708)和国家杰出科学家基金资助项目(编号 49625304)的成果。

收稿日期: 2003-01-03; 改回日期: 2003-12-23; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 吕志成, 男, 1966生, 博士, 研究员, 主要从事岩石学和矿床地球化学等方面的研究。通讯地址: 100037, 北京市西城区阜外大街45号, 中国地质调查局发展研究中心, 电话: 010-68992617; Email: zhichenglv@hotmail.com。

1991;王忠诚等,1992,1993;焦淑沛,1995;唐菊兴等,1998;端木合顺,1999;吕志成等,2003),但对与毒重石-重晶石矿床具有密切时、空和成因联系的赋矿围岩硅质岩的研究工作极为薄弱,有关硅质岩的成因、硅质岩与成矿之间的关系尚不清楚。本文在详细的野外工作基础上,选择北大巴山地区陕西紫阳黄柏树湾毒重石矿床和竹山文峪河毒重石-重晶石矿床为代表,对矿体的顶、底板硅质岩进行了较为系统的主元素、微量元素和部分样品的硅、氧、锶及钕同位素研究工作,以此推断北大巴山地区毒重石-重晶石矿床的沉积环境及其对成矿的意义。

1 矿床地质概况

紫阳黄柏树湾毒重石矿床是陕西地质矿产局1985~1987年发现和探明的中、小型毒重石矿床(图2)。矿区大地构造位于北大巴山加里东褶皱带西南部南缘,南以大巴山断裂为界与扬子准地台相毗邻,属扬子地台北缘的一部分(图1)。毒重石矿层赋存于下寒武统鲁家坪组下部的硅质岩中,含矿岩系由下而上分别为:①厚层状硅质岩;②中薄层状硅质岩夹白云岩;③薄层状含碳硅质岩夹碳质板岩;④碳质粉砂质板岩;⑤千枚状板岩夹薄层灰岩。毒重石矿体呈层状或似层状产于①和②之间。整个含矿岩系构成明显的海退系列,而毒重石矿层处于深水相沉积(厚层状硅质岩)与浅水相沉积(板岩、粉砂岩)的过渡位置。矿层与顶、底板硅质岩呈整合接触,并与地层发生同步倒转或褶曲,显示明显的沉积特征。矿区构造总体上为一背斜构造。由于断裂构造的影响,使背斜残缺不全,从而造成该区地质现象极其复杂。

竹山文峪河毒重石-重晶石矿床是湖北地质矿产局第五地质大队1985年发现的中、小型重晶石-毒重石矿床(图3)。矿区大地构造位置处于武当古陆西南缘,南以大巴山断裂为界与扬子准地台相毗邻。毒重石-重晶石矿床赋存于下寒武统鲁家坪组下部的硅质岩中。含矿岩系由下而上为寒武系下统第一岩性段厚层状硅质板岩、第二岩性段碳质板岩夹薄层状硅质岩及第三岩性段绢云母石英片岩。重晶石-毒重石矿体呈层状或似层状产于第一岩性段与第二岩性段之间的接触带上,受岩性控制明显。矿体与上、下盘围

岩呈整合接触,沉积特征明显。矿区西北部出露有青白口纪下震旦统耀岭河群中基性火山岩,与寒武系下统第一岩性段呈断层接触。岩石已发生明显的重结晶,但火山岩的残余变晶结构保留完整,原岩应为安山岩。在变火山岩中可见有毒重石或钡解石矿化,反映曾受到成矿流体的强烈交代或蚀变作用。矿区构造为一倒转的褶皱构造,毒重石-重晶石矿层与地层发生同倒转,也反映了矿床的沉积成因特征。

2 含矿硅质岩的岩石学特征

含矿岩系为一套黑色含碳硅质岩沉积,并且由矿体下盘向矿体上盘,含矿岩系的硅质成分明显减少,碳质成分增加。含矿岩系的这一成分变化趋势在岩性上表现为组成矿体底板的硅质岩主要为厚层状硅质岩,组成矿体顶板的硅质岩一般为薄层状碳硅

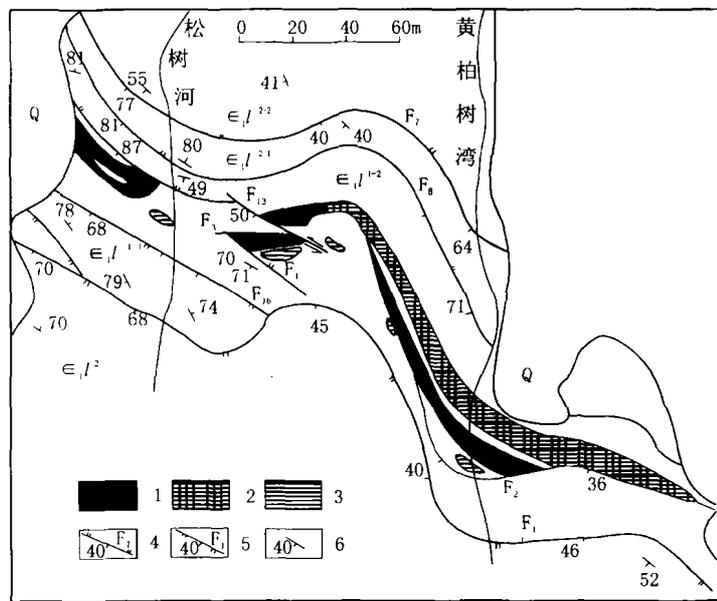


图 2 紫阳黄柏树湾毒重石矿床地质略图(据陈有年,1989,资料修编)
Fig. 2 Geological sketch map of the Huangbaishuwan witherite deposit at Zhiyang (Modified after Chen Younian, 1989)

Q—第四系;下寒武统鲁家坪组: E_{1l2-2} —第二岩性段上亚段, E_{1l2-1} —第二岩性段下亚段, E_{1l1-2} —第一岩性段上亚段, E_{1l1-1} —第一岩性段下亚段; 1—毒重石矿体; 2—毒重石-重晶石矿体; 3—灰岩-斜钡钙石透镜体; 4—逆断层及编号; 5—正断层及编号; 6—地层倾向及倾角

Q—Quaternary; Lower Cambrian Lujiaping Formation, E_{1l2-2} —the upper sub-member of the second lithological member, E_{1l2-1} —the lower sub-member of the second lithological member, E_{1l1-2} —the upper sub-member of the first lithological member, E_{1l1-1} —the lower sub-member of the first lithological member; 1—witherite orebody; 2—witherite-barite orebody; 3—limestone-barytocalcite lense; 4—normal fault and No.; 5—overthrust fault and No.; 6—dipping and dipping angle of the strata

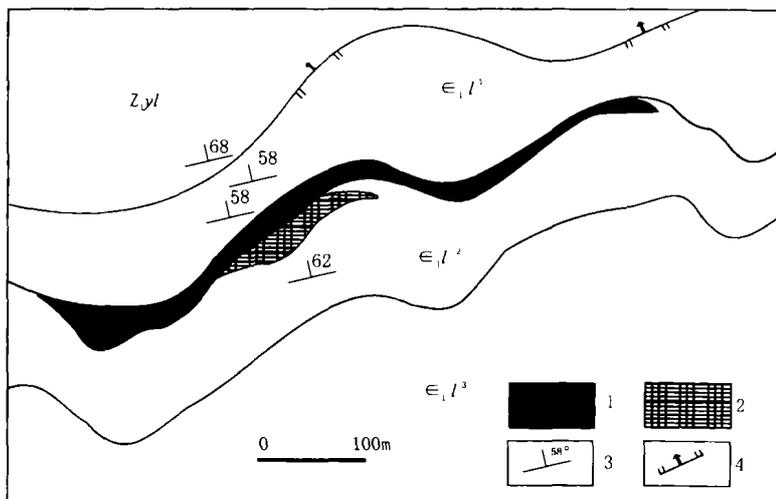


图3 竹山文峪河毒重石-重晶石矿床地质略图
(由湖北省地质矿产局杨明银提供)

Fig. 3 Geological sketch map of the Wenyuhe witherite-barite deposit
(Provided by Yang Mingyin of the Hubei Bureau of
Geology and Mineral Resources)

Z_{1yl}—震旦系下统耀岭河群变基性岩;下寒武统鲁家坪组;E_{1l1}—第一岩性段厚层状硅质板岩;E_{1l2}—第二岩性段碳质板岩夹薄层状硅质岩;E_{1l3}—第三岩性段绢云母石英片岩;1—重晶石矿体;2—毒重石矿体;3—地层倾向及倾角;4—断层
Z_{1yl}—Lower Sinian Yaolinghe Group metabasic rocks; Lower Cambrian Lujiaping Formation; E_{1l1}—siliceous slates of the first member; E_{1l2}—carbonaceous slates interbedded with thin-layered siliceous rocks of the second lithological member; E_{1l3}—Lower Cambrian sericite quartz schists of the third lithological member; 1—barite orebody; 2—witherite orebody; 3—dipping and dipping angle of the strata; 4—fault

质板岩或含碳质硅质岩,顶板上覆地层中的硅质岩主要为碳硅质板岩,硅质岩中有机碳含量较高,最高可达17%(王忠诚等,1992)。硅质岩具块状构造、层理构造、纹层理构造、“藻纹层”构造、条带状构造以及隐晶状结构和生物结构,在紫阳黄柏树湾毒重石矿区硅质岩中可见有放射虫和海绵骨针(孙兴文等,1990;吕志成^①)。

硅质岩的矿物组成主要为石英、蛋白石和碳质,占总量的96%,其他矿物有重晶石、伊利石、钾长石、斜长石、方解石、黄铁矿和石膏等。

3 样品及分析方法

本次研究的样品采自紫阳黄柏树湾毒重石矿区及湖北竹山文峪河毒重石-重晶石矿区。样品沿矿体底板→顶板→顶板上覆岩石的地层剖面按野外岩性单位分别进行采集。野外样品经磨片观察和鉴定后,挑选代表性的样品进行化学分析。主元素在中国科学院地球化学研究所采用常规湿法分析。微量元素

在中国科学院地球化学研究所采用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析,分析时用标样OU-3、AMH-1监控分析质量。稀土元素的相对误差不大于3%,其他微量元素的相对误差不大于10%。硅质岩的硅、氧同位素由中国地质科学院矿床研究所完成。硅同位素分析方法是将样品中的Si转化为SiF₄,在气体同位素比值质谱计MAT-251 EM上测定硅同位素组成,δ³⁰Si的标准偏差(精度)为±0.1‰,采用的标准为NBS-28。氧同位素的分析方法是将样品和BrF₅强氧化剂在真空系统中,加热到500~600℃条件下反应生成O₂。O₂经收集和纯化后,与石墨棒反应再转化为CO₂气体,在气体同位素比值质谱计MAT-251 EM上测定其氧同位素组成,δ¹⁸O的分析精度为±0.2‰。样品的铷、锶和钐、钕同位素测定由中国地质科学院同位素实验室完成。铷、锶同位素测定的详细过程为:称取一定量粉碎至200目以下的粉末样品于Teflon烧杯中,加入铷、锶、钐、钕稀释剂,用HF+HClO₄混合酸溶解。待样品完全溶解后,蒸干。用HCl溶解样品,溶液载入DOWEX50W×8(H⁺)(200~400目)离子交换柱,分离Rb、Sr及其他元素,收集Rb、Sr解析液,蒸干进行质谱同位素分析。在Rb、Sr分离后,从Rb、Sr交换柱上用较浓的盐酸接收总REE,经阳离子交换树脂柱(20cm×φ1cm,AG50W×8(H⁺))(200~400目)进行纯化,再经HDEHP交换柱分离出钐和钕溶液,蒸干后进行质谱分析。铷、锶、钐、钕同位素组成用MTA-261固体同位素质谱计进行测定。Sr同位素的质量分馏用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194校正。对标准NBS987的测定结果为⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.710290±12(2σ),Rb/Sr值测定精度优于0.1%。整个分析流程中Rb、Sr空白为10⁻⁹~10⁻¹⁰g。Nd同位素的质量分馏用¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219校正。对标准的测定结果为J. M. Nd₂O₃ ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.512643±8(2σ),BCR-1 ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.512643±12(2σ),Sm/Nd值测定精度优于0.1%。整个流程Sm、Nd空白为5×10⁻¹¹g。岩石的Ce/Ce*和Eu/Eu*异常值计算方法为:

$$Ce/Ce^* = \frac{Ce/Ce_{Shale}}{Ce^*}$$

其中 Ce^* 由 La 和 Pr 的北美页岩 (Gromet et al., 1984) 标准化值内插值得到;

$$Eu/Eu^* = \frac{Eu/Eu_{Shale}}{Eu^*}$$

Eu^* 由 Sm 和 Gd 的页岩标准化值内插值得到;
 La_{excess} 由

$$La_{ex} = La_{sample} - Al_{sample} \cdot \frac{La_{shale}}{Al_{shale}}$$

计算得到; $La_{excess}(\%)$ 值采用公式

$$La_{ex} = La_{ex}/La_{sample}$$

计算得到, 他们分别代表硅质岩中扣除类似北美页岩泥质成分所带入的 La 后, 样品中 La 的含量及其在总量中所占的百分比, 反映了样品中来自非陆源物质稀土贡献的大小。表1和表2列出了硅质岩的主量元素、微量元素和同位素的所有分析结果。

4 硅质岩的成因

自1893年 Wadsworth 提出硅质岩这一名称以来, 围绕硅质岩的结构、构造、矿物成分、生屑组成、成因及形成时构造背景等问题展开了长达一个多世纪的研究, 其中有关硅质岩的成因和硅质物质来源等问题一直成为硅质岩研究的核心内容。迄今为止, 有关硅质岩的成因观点大致有6种, 它们主要为深海正常的化学沉积成因、洋流上升沉积成因、生物或生物化学沉积成因、火山沉积成因、热水沉积成因及交代成因 (唐世荣等, 1994)。值得注意的是硅质岩的这些成因类型的划分主要是按照硅质岩的沉积及成岩作用方式来进行的, 实际上就其硅质物质来源主要有三种, 他们分别为陆源、生物来源和深部来源。

在硅质岩的成因研究中, 直接的岩石学证据 (如生屑成分鉴定、硅质岩的野外地质产状) 在解决硅质岩成因类型中往往能够起到决定性作用 (如划分生物或非生物成因硅质岩)。然而, 对那些地层时代较老的硅质岩, 由于其经历了复杂的成岩作用及后期变质改造作用, 硅质碎屑普遍发生溶解和再沉淀作用, 岩石的原始结构、构造及矿物组成均发生改变, 很难获得可靠的岩石学直接证据。在这种情况下, 目前应用较多的是通过地球化学手段来判断其不同的成因类型。由于不同成因的硅质岩在成岩物质来源、成岩环境及成岩物理化学条件等方面的显著差异, 其岩石化学成分必然显著不同, 这也是利用岩石化学成分研究硅质岩成因的物质及理论基础。近几十年来, 人们通过对现代海洋沉积物及不同成因类型典型硅质岩系统深入的岩石地球化学研究, 已逐步

积累和形成了一套判别不同成因类型硅质岩的岩石化学及地球化学标志, 并广泛地应用于硅质岩的成因类型研究中。值得注意的是这种不同类型硅质岩的岩石化学判别标志多数是建立在现代沉积物或未受到后期改造作用的硅质岩基础之上的, 对于那些地层时代较老、明显受到后期变质作用影响的硅质岩, 由于其成岩物质普遍发生溶解和再沉淀作用, 岩石的原始化学成分发生一定程度的改变 (如氧同位素), 因而在应用这些判别标志进行硅质岩的成因类型判别时一定要考虑各种地球化学标志的实用性问题, 将今不可全部论古。

北大巴山下寒武统毒重石-重晶石矿床赋矿硅质岩中普遍含有放射虫 (孙兴文等, 1990; 吕志成^①), 部分硅质岩含放射虫较多而成为放射虫硅质岩 (王忠诚等, 1992)。硅质岩多呈条带状出现于矿体顶、底板靠近矿体一侧, 条带主要由藻类生物所形成的富碳贫硅有机质条带和富硅贫碳的条带相间排列所构成, 组成“藻叠层”构造, 他们应为藻类生物遗体所形成的硅质软泥在成岩作用期间发生成岩分异作用所形成的。此外, 硅质岩中有机质含量较高, 最高可达40% (张爱云等, 1987)。在硅质岩中已鉴定出卟啉生物标志化合物及多种烷烃成分 (张爱云等, 1987; 范德廉, 1997)。众所周知, 卟啉是叶绿素-A 的前身, 而叶绿素是海洋浮游植物进行光合作用的物质。在寒武纪的海水中, 大量的营光合作用的浮游植物主要是蓝绿藻, 因而通过生物标志化合物推测硅质岩中的有机质主要是由蓝绿藻死亡后遗体分解所形成的。硅质岩的这些岩石学特点表明, 放射虫及蓝绿藻死亡后遗体所形成的生屑至少为硅质岩的形成提供了部分硅质, 也即生物参与了硅质岩的形成过程。

如上所述, 除直接的岩石学证据外, 硅质岩的地球化学成分特征及有关参数也是判别硅质岩成因类型的重要标志。如硅质岩的 Fe、Mn、Al 等元素含量对区分硅质岩的成因类型具有重要的意义, 因为硅质岩中 Fe、Mn 的富集主要与热水的参与有关, 而 Al 的相对富集则多与陆源物质的介入相关。Bostrom (1969; 1973) 提出, 海相沉积物的 $Al/(Fe + Mn + Al)$ 值是衡量沉积物中热水含量的标志。Adachi (1986) 和 Yamamoto (1987) 在系统地研究了热水沉积和生物沉积硅质岩样品后指出, 硅质岩的 $Al/(Fe + Mn + Al)$ 值由纯热水的 0.01 到纯远海生物成因的 0.60, 并依此拟定了硅质岩的 Fe-Mn-Al 三角成因判别图解。在该图解中 (图4), 本区赋矿

表 1 硅质岩的常量元素(%)、微量元素(10^{-6})、硅氧同位素及有关参数
Table 1 Chemical composition, silicon and oxygen isotopic composition of cherts

样号	地点	岩性	(%)																$(\times 10^{-6})$													
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y							
HB-3	黄柏树湾	底板硅质岩	95.82	0.26	0.24	0.93	0.39	0.13	0.53	1.32	0.08	0.04	0.004	241.9	42.82	4.4	33.63	99.1	101.8	0.64	0.18	9.59	0.64	2464.	10.51							
HB-5	黄柏树湾	顶板硅质岩	78.65	0.54	5.96	6.93	1.43	0.13	0.92	3.32	0.11	1.09	0.229	3726.8	298.22	6.46	217	222.2	634.9	4.87	0.48	35.15	37.24	490.4	134.69							
HB-13	黄柏树湾	泥质硅质岩(上覆)	76.9	0.79	12.11	2.94	0.6	0.08	0.76	0.22	2.85	1.78	0.218	177.8	72.23	9.43	33.77	40.5	13.6	14.12	1.16	18.8	63.78	92.2	24.8							
WM-17	松树湾	底板硅质岩	93.01	0.38	3.11	1.31	0.33	0.08	0.33	0.33	0.05	0.45	0.253	1113.8	93.31	8.09	262.04	165.6	106	4.52	0.4	17.49	14.91	24.0	74.27							
WM-12	松树湾	顶板硅质岩	80.7	0.63	7.02	7.26	0.36	0.1	1.43	0.24	0.14	1.37	0.001	497.6	81.2	12.64	210.14	21.8	146.8	10.21	0.73	63.55	31.62	81.2	78.39							
WM-8	松树湾	泥质硅质岩(上覆)	72.91	0.55	13.12	6.77	0.18	0.09	0.86	0.32	2.51	2.24	0.316	141	78.73	11.56	52.98	11.8	17.7	11.9	1.94	7.87	83.28	117.7	23.45							
WM-7	松树湾	黄铁矿结核												69.7	51.68	31.67	115.75	285.7	27.7	3.44	0.67	55.36	21.95	24.4	4.82							
W-4	王家山	底板硅质岩	96.88	0.34	0.14	0.73	0.3	0.11	0.15	0.91	0.06	0.03	0.002	328.7	53.02	2.22	26.61	162.1	559.2	0.94	0.66	31.95	0.88	2726.6	22.49							
W-7	王家山	顶板硅质岩	90.79	0.12	2.03	0.75	0.15	0.07	0.11	2.77	0.05	0.04	2.325	438.1	96.66	1.94	33.44	104.6	277.3	2.59	0.14	11.21	1.29	616.8	76.17							
W-3	王家山	硅质岩(上覆)	75.28	0.93	8.27	3.7	1.81	0.13	2.66	4.11	0.1	2.08	0.399	3426.8	273.65	13.99	606.19	157.9	1028.2	10.31	1.04	72.3	52.47	256.8	120.33							
H-23	文峪河	底板硅质岩	95.88	0.32	0.25	0.42	0.72	0.09	0.06	1.27	0.32	0.1	0.21	483.19	48.49	1.82	16.51	29.67	16.51	1.61	0.27	8.61	2.05	21.50	8.49							
H-22	文峪河	底板硅质岩	98.16	0.31	0.14	0.47	0.1	0.08	0.1	0.5	0.04	0.05	0.003	285.4	66.71	1.94	13.82	59.9	6.2	0.86	0.09	6.54	0.83	28.2	7.03							
H-2	文峪河	顶板硅质岩												169.2	26.69	11.43	80.15	13.67	87.60	1.83	0.26	12.16	4.02	202.5	15.35							
H-1	文峪河	铁质泥质岩(上覆)	21.68	0.001	1.99	70.6	1.74	0.054	0.46	1.66	0.24	0.46	0.47	130.47	22.39	186.86	1215.57	299.66	296.9	2.60	0.51	22.32	8.05	10.43	321.43							
样号	地点	岩性	$(\times 10^{-6})$																$(\times 10^{-6})$													
			Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Sb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Cd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf								
HB-3	黄柏树湾	底板硅质岩	5.66	0.34	27	4.3	0.9	2.77	0.67	18.18	6.83	1.22	3.2	1.14	3.35	0.87	0.16	1.00	0.22	0.60	0.08	0.37	0.05	0.14								
HB-5	黄柏树湾	顶板硅质岩	87.85	6.52	66.29	8.7	0.88	14.38	1.52	46.62	35.7	10.74	47.57	10.91	3.96	14.47	2.32	17.25	3.91	13.25	1.95	12.9	1.95	1.58								
HB-13	黄柏树湾	泥质硅质岩(上覆)	156.77	10.28	33.06	0.19	2.97	4.87	3.48	34.28	63.85	6.96	26.07	4.61	0.79	4.29	0.63	4.01	0.9	2.61	0.41	2.47	0.38	4.73								
WM-17	松树湾	底板硅质岩	51.5	2.18	33.79	1.17	1.53	4.28	0.89	20.46	21.23	5.15	23.45	5.68	1.37	7.76	1.23	8.55	1.95	6.04	0.9	5.12	0.78	0.62								
WM-12	松树湾	顶板硅质岩	76.82	9.72	78.49	1.1	1.11	10.6	1.08	41.06	55.39	8.81	37.63	8.93	2.37	9.61	1.38	9.47	1.9	6.21	0.89	5.38	0.74	1.92								
WM-8	松树湾	泥质硅质岩(上覆)	176.7	12.39	21.61	0.18	2.55	0.87	4.59	34.1	67.36	7.56	28.7	5.52	1.29	4.63	0.73	4.09	0.81	2.44	0.35	2.48	0.38	5.76								
WM-7	松树湾	黄铁矿结核	40.13	3.83	35.14	0.39	3.06	28.66	0.76	8.12	16.31	1.85	6.95	1.25	0.33	0.94	0.12	0.8	0.14	0.5	0.08	0.53	0.08	1.31								
W-4	王家山	底板硅质岩	5.35	0.46	20.29	8.23	1.92	4.34	0.81	18.8	5.33	1.96	8.49	2.3	0.84	2.33	0.35	2.06	0.54	1.72	0.26	1.63	0.28	0.11								
W-7	王家山	顶板硅质岩	23.94	1.33	8.64	8.36	0.87	4.54	0.31	26.68	28.9	7.51	32.57	8.35	2.94	10.31	1.7	11.6	2.5	7.8	1.1	7.41	1	0.42								
W-3	王家山	硅质岩(上覆)	90.73	7.76	160.34	43.73	2.1	13.13	2.54	49.23	59.68	10.15	46.81	10	2.75	11.42	1.83	12.33	2.8	8.41	1.08	6.36	0.92	2.29								
H-23	文峪河	底板硅质岩	16.08	0.53	7.12	0.23	0.87	1.80	0.10	3.59	4.79	0.72	2.70	0.62	0.43	0.59	0.10	0.66	0.17	0.62	0.10	0.60	0.10	0.28								
H-22	文峪河	底板硅质岩	9.37	0.36	6.4	0.25	0.86	0.39	0.03	2.27	4.34	0.59	2.63	0.46	0.16	0.59	0.1	0.65	0.16	0.5	0.06	0.5	0.08	0.19								
H-2	文峪河	顶板硅质岩	23.45	1.68	10.24	1.31	1.04	0.73	0.15	4.81	8.67	1.14	4.95	1.12	0.41	1.37	0.23	1.58	0.31	0.95	0.13	0.72	0.10	0.70								
H-1	文峪河	铁质泥质岩(上覆)	35.35	2.36	11.08	1.07	2.42	1.66	0.74	33.00	74.97	11.62	65.67	24.40	9.19	59.44	10.28	63.33	11.31	28.65	3.48	17.80	2.10	0.86								

续表 1

样品号	地点	岩性	微量元素 (×10 ⁻⁶)										ΣREE	U	Y/Ho	$\left(\frac{La}{Ce}\right)_{Shale}$	$\left(\frac{La}{Y}\right)_{Shale}$	$\frac{Ce}{Ce^*}$	$\frac{Eu}{Eu^*}$	L _{access} (%)	L _{ex} (%)	V/Y	U/Th	δ ³⁰ Si (‰)	δ ¹⁸ O (‰)	Si/Al	Ti/V
			Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U																		
HB-3	黄柏树湾	底板硅质岩	0.02	1.16	0.72	13.9	0.05	0.2	15.3	37.3	48.43	5.39	4.26	0.29	14.4	17.61	96.8	23.02	76.5	-0.6	23.4	352.7	6.44				
HB-5	黄柏树湾	顶板硅质岩	0.3	2.78	3.7	32.99	0.19	3.93	23.46	223.5	2.64	0.31	0.39	1.32	32.17	69	27.67	5.97	-0.1	20.5	11.7	0.87					
HB-13	黄柏树湾	泥质硅质岩(上覆)	0.87	7.16	1.34	41.28	0.2	12.75	12.02	152.3	1.09	1.19	1.01	0.76	4.91	14.3	7.17	0.94			5.6	26.64					
WM-17	松树湾	底板硅质岩	0.12	1.9	1.84	48.82	0.11	1.94	59.96	109.7	1.95	0.34	0.51	0.86	12.91	63.1	15	30.9	0.6	21.7	26.4	2.05					
WM-12	松树湾	顶板硅质岩	0.47	1.75	2.24	83.03	0.78	5.67	44.87	189.8	1.5	0.65	0.71	1.09	24.02	58.5	6.35	7.91	0.4	20.7	10.2	7.59					
WM-8	松树湾	泥质硅质岩(上覆)	0.87	2.27	1.05	6.27	0.05	10.69	8.49	160.4	1.02	1.18	1.03	1.1	2.25	6.6	6.01	0.79			4.9	23.38					
WM-7	松树湾	黄铁矿结核	0.25	1.6	1.62	185.2	1.33	3.05	1.63	38.0	1.01	1.31	1.03	1.31							611.3	6.20					
W-4	王家山	底板硅质岩	0.04	1.16	0.26	41.82	0.13	0.18	5.95	46.9	7.14	0.99	0.2	1.55	18.46	98.2	14.62	33.06	-0.3	19.1	39.5	1.64					
W-7	王家山	顶板硅质岩	0.15	1.31	0.23	28.95	0.15	0.98	14.49	150.4	1.87	0.31	0.5	1.33	21.76	81.6	5.75	14.79	-0.2	20.0	8.0	1.63					
W-3	王家山	硅质岩(上覆)	0.44	4.61	9.28	127.97	0.42	4.65	110.09	223.8	1.67	0.66	0.65	1.09	29.16	59.2	28.48	23.68			344.8	0.01					
H-23	文峪河	底板硅质岩	0.02	1.48	0.29	8.66	0.03	0.42	4.03	15.8	49.33	1.52	0.51	0.73	3.08	3.00	83.42	56.95	9.53		8.0	619.4					
H-22	文峪河	底板硅质岩	0.02	1.07	0.11	3.95	0.03	0.37	3.28	13.1	44.22	1.06	0.39	0.92	1.3	1.93	85	40.6	8.86	-0.2	16.4	619.4					
H-2	文峪河	顶板碳质硅质岩	0.12	1.30	0.18	3.64	0.02	0.70	3.21	26.5	50.16	1.12	0.58	0.91	1.41	4.81			4.56		10.2	6.51					
H-1	文峪河	铁质泥质岩(上覆)	0.18	1.37	0.27	11.69	0.08	0.78	54.76	415.2	28.41	0.89	0.16	0.92	0.90	28.16											

注: Shale 代表页岩标准化值; 微量元素由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室李莉蓉分析, 其余元素由中国科学院地球化学研究所矿床地球化学开放实验室滕亮分析; 硅、氧同位素由国土资源部同位素地质实验室万德芳分析。

表 2 硅质岩及细碧岩的 Rb-Sr 与 Sm-Nd 同位素分析结果

Table 2 The rubidium, strontium, samarium and neodymium isotopic composition of cherts and spilites

样品号	岩石名称	Rb (×10 ⁻⁶)	Sr (×10 ⁻⁶)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	±2σ	$\left(\frac{87}{86}Sr\right)$	Sm (×10 ⁻⁶)	Nd (×10 ⁻⁶)	$\frac{147Sm}{144Nd}$	$\frac{143Nd}{144Nd}$	±2σ	ε(t)	f _{Sm/Nd}
WM-10	硅质岩	75.600	269.40	0.8127	0.712281	12	0.7055	7.225	41.763	0.1046	0.512003	9	-5.92	0.511626
WM-12	硅质岩	39.450	61.1	1.87	0.71376	10	0.6982	7.568	34.145	0.1341	0.51189	10	-10.20	0.511406
WM-17	硅质岩	14.300	21.320	1.943	0.720704	10	0.7046	5.149	23.076	0.135	0.512183	7	-4.54	0.511697
W-7	硅质岩	3.241	541.6	0.01733	0.710053	12	0.709909	7.486	30.456	0.1487	0.51206	7	-7.91	0.511524
H-22	硅质岩	0.8639	26.12	0.09577	0.710419	13	0.709627	0.4427	2.792	0.09591	0.512065	8	-4.09	0.511719
11 [⊙]	细碧岩	13.989	527.46	0.07645	0.70675	14	0.70618	10.693	52.915	0.1222	0.512426	28	1.10	0.511985
12 [⊙]	细碧岩	19.452	384.61	0.1458	0.70685	10	0.70564	11.453	43.471	0.1593	0.512635	50	2.57	0.512061
13 [⊙]	细碧岩	31.257	364.84	0.24699	0.70761	10	0.705567	15.228	49.144	0.1873	0.512754	50	2.93	0.512079
14 [⊙]	细碧岩							22.492	103.188	0.1318	0.512495	30	1.77	0.512020
15 [⊙]	细碧岩							22.541	113.041	0.1599	0.512637	5	2.57	0.512061
H-2	碳质硅质岩	4.754	132.3	0.1041	0.71081	10	0.7099							

注: 样品由国土资源部同位素地质实验室唐素寒分析; ⊙ 据杨寿琼(1996)。

硅质岩投影点落于热水沉积物区和生物沉积及其他非热水沉积物区,反映了本区赋矿硅质岩的生物及热水的混合成因特点。

硅质岩的微量元素含量特点及其元素组合是判别热水及其他非热水成因硅质岩的地球化学指标。由于U、Cr等元素主要富集在还原性的热水沉积物中,Th及Zr主要富集在水成及碎屑成因的颗粒物中,因而在U-Th及Zr-Cr图解中(图5、图6),热水及水成沉积物分别投影于不同的位置。本区赋矿硅质岩样品投影点绝大部分落于富U及Cr的热水沉积物区,仅个别投影点落于水成及普通深海沉积物区,反映了本区赋矿硅质岩是叠加在正常水成沉积之上的热水成因硅质岩的地球化学特点。

世界上典型的生物成因硅质岩和火山成因硅质岩在SiO₂-MgO图解(图7)中具有明显不同的分布区域(杨建民等,1999),生物成因硅质岩以富含SiO₂为特点;而火山成因硅质岩以富含Mg为特点,并且后者的SiO₂和MgO呈明显的负相关关系,这与火山岩的一般演化规律是一致的。本区赋矿硅质岩样品投影点绝大部分落于富SiO₂的生物成因硅

质岩的范围内,仅部分投影点落于火山成因硅质岩的分布区域内,暗示本区赋矿硅质岩的生物成因特点,同时部分硅质岩样品中可能含有由火山物质经海解或生物作用而形成的硅质。这与硅质岩的岩石学证据是一致的。

通过上述赋矿硅质岩的成因类型判别,并结合硅质岩的岩石学特点,可以发现本区硅质岩兼具有热水、生物及正常化学沉积硅质岩的地球化学特点。在硅质岩的Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)关系图解中(图8),本区赋矿硅质岩投影点大多数落于热水沉积物分别与陆源物质和生物物质所组成的两条理想混合线之间,仅两点落于热水沉积物与生物物质所组成的理想混合线之外。这进一步说明本区赋矿硅质岩是叠加在正常陆源沉积背景上的生物及热水混合成因硅质岩。

5 硅质岩的沉积环境

5.1 主元素

硅质岩的SiO₂含量变化范围为72.91%~

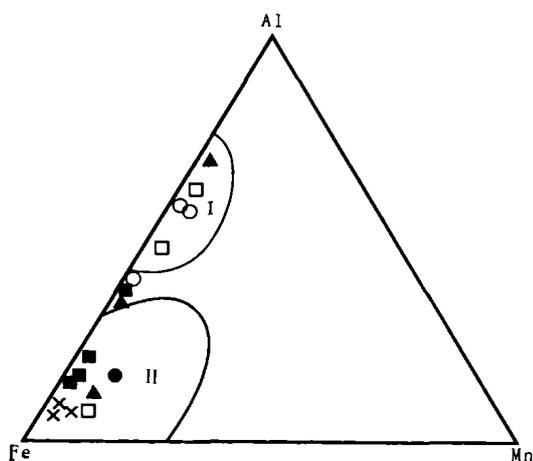


图4 硅质岩的Fe-Mn-Al三角成因判别图解

(底图据 Adachi 等,1986,;Rona,1984)

Fig. 4 Triangle diagram of Al-Fe-Mn

(after Adachi et al., 1986,;Rona,1984)

I—生物沉积及其他非热水沉积物区; II—热水沉积物区; ▲—黄柏树湾硅质岩; □—王家山硅质岩; ○—松树湾含尾海鞘硅质岩; ●—竹山文峪河硅质岩; ×—黄柏树湾含放射虫硅质岩; ■—万源庙子硅质岩

I—Biological and the other non-hydrothermal sediment region; II—hydrothermal sediment region; ▲—Huangbaishuwan cherts; □—Wangjiashan cherts; ○—Songshuwan *Appendicisporites* bearing cherts; ●—Wenyuhe cherts; ×—Huangbaishuwan Radiolaria bearing cherts; ■—Wanyuanmiaozhi cherts

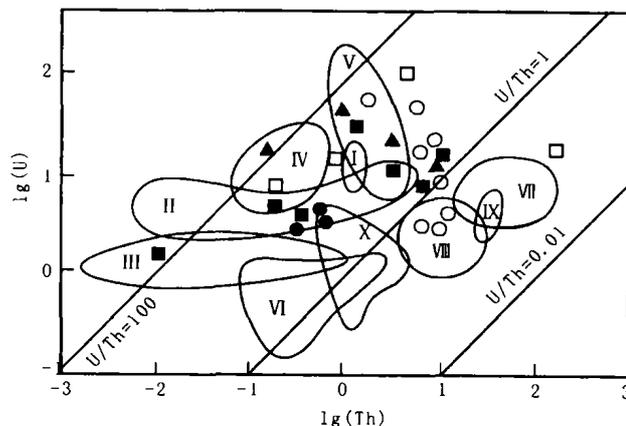


图5 不同类型沉积物的U-Th关系图

(据 Rona P A, 1984)

Fig. 5 U versus Th diagram of different sediments

I—TAG 热水沉积物区; II—Galapagos 热水沉积物区; III—Amphitrite; IV—红海热水沉积物区; V—中太平洋中脊热水沉积物区; VI—Langban 热水沉积物区; VII—锰结核区; VIII—普通深海沉积物区; IX—铝土矿区; X—古老石化的热水沉积物区; 其他同图4

I—TAG hydrothermal sediment region; II—Galapagos hydrothermal sediment region; III—Amphitrite hydrothermal sediment region; IV—Red Sea hydrothermal sediment region; V—hydrothermal sediment region of Pacific Middle ridge; VI—Langban hydrothermal sediment region; VII—manganese nodule region; VIII—common deep sea sediment region; IX—bauxite sediment region; X—precontemporary hydrothermal sediment region; others are the same as those in Fig. 4

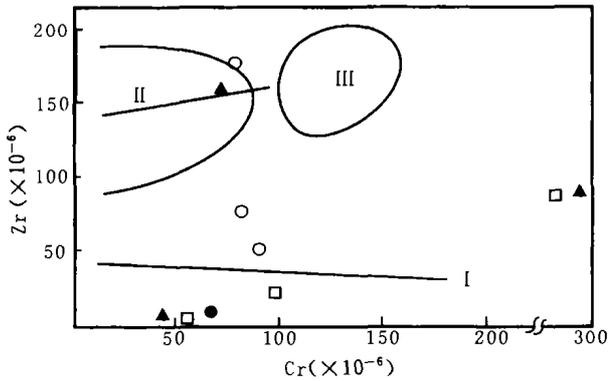


图 6 硅质岩的 Zr-Cr 图解(据 Marchin et al., 1982)

Fig. 6 The diagram of the Zr versus Cr of cherts (after Marchin et al., 1982)

I—现代热水沉积物的趋势线; II—现代水成沉积物的趋势线及集中区; III—现代水成含金属沉积物分布区; 其他同图4
I—Trend line of modern hydrothermal sediment; II—trend line and concentrated region of modern hydrotogen sediment; III—concentrated region of modern metal bearing hydrotogen sediment; others are the same as those in Fig. 4

98.16%, 明显低于纯硅质岩的 SiO₂ 含量(91%~99.8%) (Murray et al., 1992a); Al₂O₃ 含量为 0.14%~13.12%, Si/Al 值为 4.91~619.42, 部分 Al₂O₃ 含量较高的样品(如 HB-13 和 WM-8)经镜下鉴定为泥质硅质岩。同时, 样品中整体相对偏高的

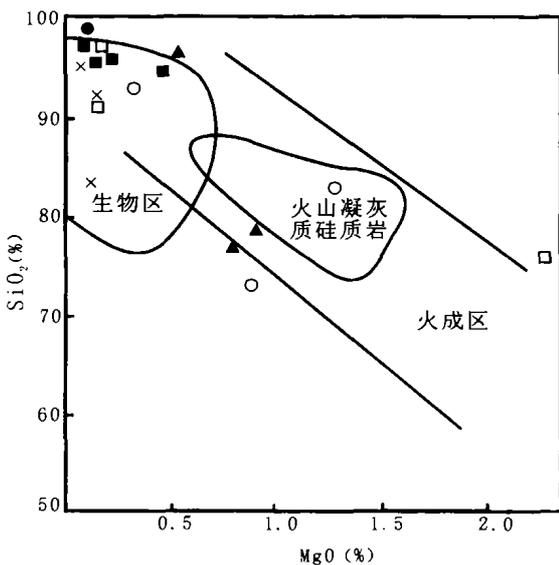


图 7 硅质岩的 SiO₂-MgO 图解

Fig. 7 The diagram of the SiO₂ versus MgO (符号含义同图4)

symbols are the same as those in Fig. 5

Al₂O₃ 含量表明这些硅质岩中含有一定比例的成分相当于页岩的陆源泥质沉积物。Al/Fe 值 [Al/Fe = Al₂O₃ / (Al₂O₃ + Fe₂O₃)] 是判别硅质岩形成环境的一个良好指标 (Murray et al., 1991; Murray, 1994), 由表 3 硅质岩围岩的 Al/Fe 值可知, 松树湾硅质岩围岩 Al/Fe 值(0.49~0.70)与大洋盆地硅质岩(0.4~0.7)的变化范围较为一致; 王家山硅质岩围岩 Al/Fe 值(0.16~0.73)和黄柏树湾硅质岩围岩 Al/Fe 值(0.20~0.80)与大洋中脊硅质岩(<0.4)和大洋盆地硅质岩相当, 并具有向大陆边缘硅质岩 (Murray, 1994) (0.5~0.9) 过渡的特点; 湖北竹山文峪河毒重石-重晶石矿体底板硅质岩围岩 Al/Fe 值(0.26~0.37)与产于大洋中脊硅质岩相当。硅质岩的 MnO 代表大洋深部热液的贡献, 而 TiO₂ 与陆源物质的介入有关, 因而 MnO/TiO₂ 值可用于区分硅质岩形成的古地理环境 (Adachi M, 1986; Bostrom K, 1973)。开阔大洋中沉积的硅质岩 MnO/TiO₂ > 0.5; 大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩, MnO/TiO₂ < 0.5。本区硅质岩围岩 MnO/TiO₂ 值 < 0.5 (仅一个样品 Wm-12 为 0.58), 反映了硅质岩围岩形成于边缘海盆地或大陆边缘的构造环境。

表 3 赋矿硅质岩的元素对比值

Table 3 The elemental ratios of ore-bearing cherts

样号	地点	岩性	MnO/TiO ₂	Al/Fe	Si/Al
HB-3	黄柏树湾	底板硅质岩	0.5	0.2	352.7
HB-5	黄柏树湾	顶板硅质岩	0.23	0.46	11.7
HB-13	黄柏树湾	泥质碳质岩(上覆)	0.1	0.8	5.6
WM-17	松树湾	底板硅质岩	0.2	0.7	26.4
WM-12	松树湾	顶板硅质岩	0.15	0.49	10.2
WM-8	松树湾	泥质硅质岩(上覆)	0.17	0.66	4.9
W-4	王家山	底板硅质岩	0.32	0.16	611.3
W-7	王家山	顶板硅质岩	0.58	0.73	39.5
W-3	王家山	硅质岩(上覆)	0.14	0.69	8.0
H-23	文峪河	底板硅质岩	0.28	0.37	344.8
H-22	文峪河	底板硅质岩	0.26	0.23	619.4

注: Al/Fe = Al₂O₃ / (Al₂O₃ + Fe₂O₃)

上述硅质岩的 MnO/TiO₂ 和 Al/Fe 值所指示的沉积环境似乎是彼此矛盾的。本区下寒武统沉积地层的岩相学研究(杨家骏等, 1991) 成果亦不支持处于扬子地台北缘的本区在早寒武世曾发育有完整的脊、盆、沟、弧体系, 再者, 在地层厚度不足 500m 的含矿地层系统内, 不可能记录脊、盆、沟、弧体系及大陆边缘不同环境下形成的硅质岩。同时, MnO/TiO₂ 和 Al/Fe 值所指示的彼此矛盾的沉积环境也说明硅质岩围岩不是形成于开阔洋的构造环境。而事实上(杨家骏等, 1991; 张爱云等, 1987; 吕志成^①), 本区在

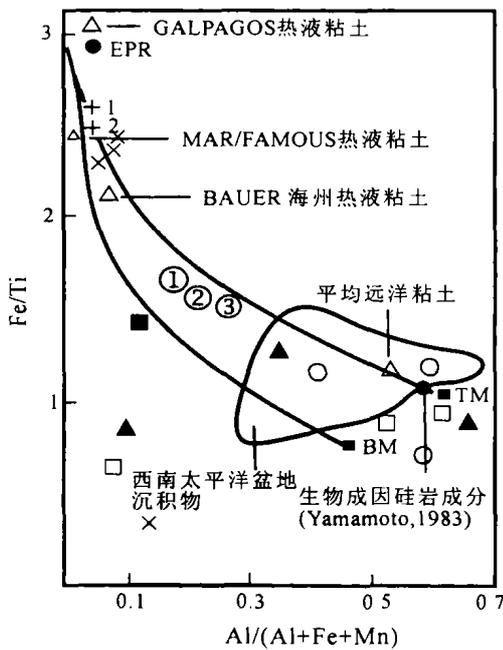


图8 硅质岩的 Fe/Ti-Al/(Al+Fe+Mn)图解
(据 Bostrom, 1973)

Fig. 8 The Fe/Ti versus Al/(Al+Fe+Mn) diagram of cherts(after Bostrom, 1973)

EPR—东太平洋陆隆热液端元沉积物; TM—陆泥物质端元沉积物; BM—生物物质端元沉积物; +1、+2—热液硅岩端元成分; ①②③—热水叠加的放射虫硅岩的平均成分(Yamamoto, 1987); 两条曲线代表随着 Fe/Ti 值的减少和 Al/(Al+Fe+Mn) 值的增加, 热水沉积物分别与陆源物质(左实曲线)和生物物质(右实曲线)的理想混合线; 其他同5

EPR—The end member of hydrothermal sediment from East Pacific Rising; TM—the end member of terrigenous mud sediment; BM—the end member of biogenic sediment; +1, +2—the end member of hydrothermal cherts; ①②③—the average composition of radiolarian chert overlapped by hydrothermal water (Yamamoto, 1987); two curves represent ideal mixing lines of biogenic sediment and biogenic sediment mixed by hydrothermal sediment respectively, correspondingly the decrease of Fe/Ti ratios and increasing of Al/(Al+Fe+Mn) ratios; others are the same as those in Fig. 4

早寒武世是一个规模较小的受同生断裂控制的边缘海断陷盆地。盆地内由于同生断裂的活动而引起边缘海盆地的扩张, 并由于同生断裂的活动在其断裂带附近形成类似于大洋中脊的热液对流系统。因而, 同生断裂带附近沉积的硅质岩, 具有大洋中脊硅质岩的特点; 而距同生断裂带较远的在边缘海盆地中形成的硅质岩具有开阔大洋盆地硅质岩的特点。这就不难解释本区硅质岩具有大洋中脊硅质岩和大洋盆地硅质岩的地球化学特点。

5.2 稀土元素

硅质岩中稀土元素的变化与相应环境下的海水

和沉积物相类似(Murray et al., 1991, 1992a; Murray, 1994; 丁林等, 1995)。因而, 硅质岩中的稀土元素的分布特点可作为其沉积时的古海水及其对应沉积物的近似代表。从海水中吸附和继承陆源及海底火山颗粒中的稀土元素是大洋沉积物中稀土元素的主要来源。在大洋的不同构造环境下(洋中脊、大洋盆地及大陆边缘), 由于陆源物质和热液中稀土元素对沉积物中稀土元素的相对贡献不同而引起沉积物中稀土元素及有关参数(如 Ce/Ce*, La/Ce, Eu/Eu*, Σ REE 及 La/Yb)的系统变化(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995)。因而沉积物的稀土元素特点反映其沉积时的古构造环境。已有的研究实例表明(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995; 李献华, 2000), 细碎屑岩及硅质岩中的稀土元素已成为古构造环境示踪的有效手段之一。

由本区硅质岩围岩及黄铁矿结核页岩(Gromet et al., 1984) 标准化稀土元素分配模式图(图9)可知, 本区赋矿硅质岩和黄铁矿结核的稀土元素分配模式极为相似, 均表现为重稀土富集的稀土元素分配特点, 具不同程度的铈或铈的正异常或负异常, 反映了海水、热液及陆源沉积物对硅质岩中稀土元素的不同贡献。

5.2.1 铈异常(Ce/Ce*)

Ce 有 +3 和 +4 两种价态, 在大陆沉积物、火山岩及河水中, Ce 主要表现为 +3 价, 一般不出现 Ce 的异常。在海水中, Ce³⁺ 可以氧化为溶解度较小的 Ce⁴⁺, Ce⁴⁺ 与 Mn⁴⁺ 进行类质同像替换而进入水成铁锰氧化物晶格, 随水成铁锰氧化物快速地从海水中除去, 造成 Ce 相对其他稀土元素的亏损。在大洋不同的沉积环境下, 由于来自热液的铁锰氧化物的丰度不同, 由此而引起的 Ce 的亏损程度也不相同。Murray 等(1991)的研究表明, 加利福尼亚弗朗西斯科大陆边缘环境下沉积的硅质岩, 其 Ce/Ce* 在 0.65~1.35 之间变化, 平均值为 1.09; 深海平原环境下沉积的硅质岩, Ce/Ce* 在 0.50~0.76 之间变化, 平均值为 0.60; 洋脊附近环境下沉积的硅质岩, Ce/Ce* 在 0.22~0.38 之间变化, 平均值为 0.30。丁林等(1995)对三江地区昌宁—孟连一带硅质岩进行了稀土元素研究, 发现在大陆边缘沉积的硅质岩, 其 Ce/Ce* 在 0.72~0.98 之间变化, 平均值为 0.90; 沉积于深海平原环境中的硅质岩, Ce/Ce* 变化在 0.55~0.80 之间, 平均值为 0.62; 沉积于洋中脊附近环境中的硅质岩, Ce/Ce* 变化于 0.31~0.49 之间, 平均值为 0.37。上述研究表明, 硅质岩的 Ce/Ce* 指示其沉

积环境。

陕西紫阳毒重石矿体三个剖面的顶、底板硅质岩及上覆地层中硅质岩的 Ce/Ce^* 表现出明显的变化规律(表1, 图9)。其中黄柏树湾毒重石矿体底、顶板硅质岩 Ce/Ce^* 分别为0.29和0.39, 指示其沉积于类似洋脊或大洋盆地构造环境。矿体上盘上覆地层中的硅质岩, 其 Ce/Ce^* 为1.03, 指示其沉积于类似大陆边缘的构造环境。松树沟毒重石矿体底、顶板硅质岩 Ce/Ce^* 分别为0.51和0.71, 与大洋盆地环境沉积的硅质岩相当。矿体上盘上覆地层中的硅质岩, 其 Ce/Ce^* 为1.03, 同样反映了其沉积于类似大陆边缘的构造环境。王家山毒重石矿体底、顶板硅质岩 Ce/Ce^* 分别为0.2和0.50, 反映其底板沉积于类似洋脊

附近的构造环境, 顶板沉积于大洋盆地的构造环境。W-4样品采自距顶板距离较近(10 m)的上覆地层中, 其 Ce/Ce^* 值为0.65, 与顶板硅质岩相接近, 表明他们沉积于相同的类似于大洋盆地的构造环境。文峪河毒重石-重晶石矿床底板硅质岩 Ce/Ce^* 为0.73和0.92, 顶板及顶板上覆地层岩石的 Ce/Ce^* 为0.91和0.92, 总体上反映了他们沉积于类似大陆边缘的构造环境。产于 WM-8样品中的黄铁矿结核 Ce/Ce^* 为1.03, 与 WM-8 的 Ce/Ce^* 相当一致, 表明它们沉积于相同的类似大陆边缘的构造环境, 并说明在早期成岩阶段黄铁矿结核的形成过程中, Ce 未发生分异。细碎屑岩及硅质岩全岩 Ce/Ce^* 反映其沉积环境的氧化-还原条件(Hein et al., 1988; Liu et al.,

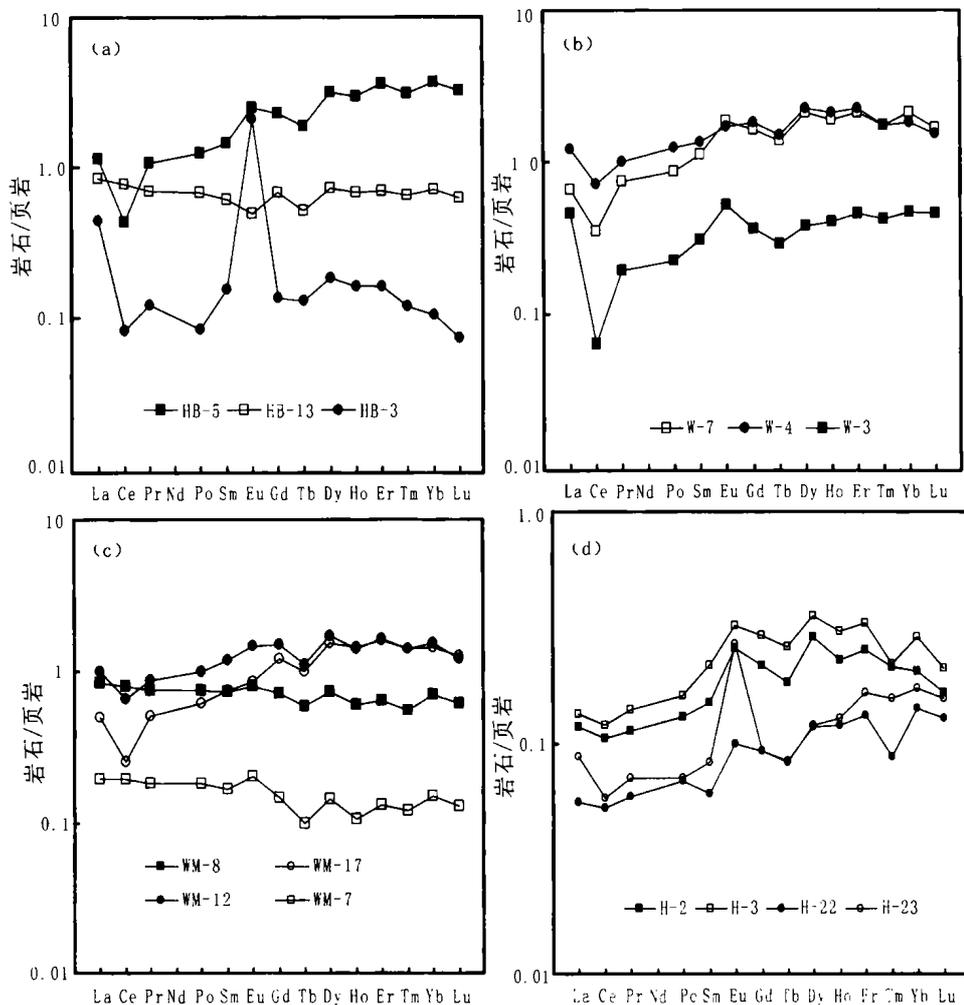


图 9 硅质岩围岩及黄铁矿结核页岩标准化稀土元素分配模式图

Fig. 9 Shale normalized REE patterns of the surrounding cherts and pyrite nodule

(a) 黄柏树湾硅质岩; (b) 松树沟硅质岩; (c) 王家山硅质岩; (d) 文峪河硅质岩

(a) Huangbaishuwan cherts; (b) Songshuwan cherts; (c) Wangjiashan cherts; (d) Wenyuhe cherts

1988),本区含矿硅质岩 Ce/Ce^* 从底板→顶板→上覆地层的单调增加暗示沉积环境由还原向氧化条件的系统变化,而毒重石矿床形成于沉积物氧化-还原环境的界面及其附近。紫阳毒重石矿床底、顶板硅质岩及上覆地层中硅质岩 Ce/Ce^* 所指示的沉积环境,由类似于洋脊附近一大洋盆地一大陆边缘环境的系统变化,反映了当时的沉积盆地具有类似现代大洋的影响稀土元素行为的作用机制。

5.2.2 La_{shale}/Ce_{shale}

经页岩平均值标准化的硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 值可以有效地判别硅质岩的形成环境(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995; 李献华, 2000)。洋中脊附近硅质岩的 $La_{shale}/Ce_{shale} \approx 3.5$; 大洋盆地硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 为 $1.0 \sim 2.5$; 大陆边缘硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 值为 $0.5 \sim 1.5$ 。本区毒重石矿床顶、底板硅质岩围岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 值(表1)基本上与洋中脊附近硅质岩和大洋盆地硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 值相当,而上盘上覆地层中的硅质岩其 La_{shale}/Ce_{shale} 值(表1)与大陆边缘硅质岩相当。

La_{ex} 代表扣除类似页岩平均成分的陆源物质后海水 La 对硅质岩中总 La 相对贡献的质量百分数(Murray et al., 1992a)。从本区硅质岩 La_{ex} 计算结果(表1)可知,矿体底、顶板硅质岩中的 La 主要来自于海水,顶板上覆地层硅质岩中的 La 主要来自类似北美页岩平均成分的陆源物质。从底板硅质岩→顶板硅质岩→上覆地层中的硅质岩,来自海水贡献的 La 具有明显的单调下降趋势,同时也说明了陆源物质的贡献相对增加。

5.2.3 稀土总量(ΣREE)

从海水中吸收稀土是硅质岩稀土元素的主要来源,其次是从陆源和海底火山颗粒中继承稀土元素(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995)。因而硅质岩的沉积速率就成为控制其稀土含量的主要因素。一般来说,大洋中脊和大陆边缘的沉积速率较大,硅质岩暴露在海水中时间较短,从海水中吸收的稀土就较少,但若有陆源物质的加入和火山活动的影响,则硅质岩中的稀土含量会因此而增加,并表现出轻稀土富集的特点;深海平原远离大洋中脊和大陆边缘,沉积速率小,硅质岩在海水中暴露时间较长,吸收的稀土元素较多。因此,从大陆边缘→深海平原→大洋中脊,硅质岩的稀土总量有一个正态分布的特点。从本区毒重石-重晶石矿床硅质岩围岩的稀土总量可知(表1),从底板硅质岩→顶板硅质岩→上覆

地层中的硅质岩其稀土总量基本上符合正态分布的特点,反映的盆地沉积环境由同生断裂带附近环境向距同生断裂带较远的在边缘海盆地环境的渐变过渡。沉积于盆地边缘的矿体上盘上覆地层中的硅质岩其稀土总量明显偏高,与陆源物质贡献的相对增加有关。

5.2.4 Eu/Eu^*

海水、大洋沉积物及沉积岩中 Eu 大部分为+3价,在大洋中,随海水的加深,负 Eu 异常明显加大,但在大洋中如果存在着热液活动时则出现明显的正 Eu 异常(Michard, 1989; Douville et al., 1999)。本区毒重石-重晶石矿床顶、底板硅质岩均出现不同程度 Eu 的正异常($Wm-17, Eu/Eu^*$ 为 0.86 ,可能是由于陆源物质的贡献较大而引起;黄柏树湾毒重石矿体上盘上覆地层中的硅质岩, Eu/Eu^* 为 0.76 ,与壳源物质的 Eu/Eu^* 较为接近,反映了沉积物主要来自于陆源区)。从矿体底板硅质岩→顶板硅质岩→顶板上覆地层中的硅质岩,其 Eu/Eu^* 具有单调下降趋势,反映了来自热液的贡献依次减弱。竹山文峪河毒重石-重晶石矿体底板硅质岩 Eu/Eu^* 为 3.08 和 1.30 ,同样也反映热水的参与,产于矿体上盘的 H-2 样品其 Eu/Eu^* 为 1.41 和 0.90 ,反映了热水活动明显减弱的特点。产于硅质岩中的黄铁矿结核 Eu/Eu^* 为 1.31 ,再一次说明了在硅质岩和黄铁矿的形成过程中有大量的热水溶液参与。

对现代热卤水及沉积物的研究表明(Michard, 1989; Douville et al., 1999),热水及其沉积物稀土元素以出现正 Eu 异常、不具 Ce 异常及轻稀土相对重稀土富集的地球化学特点而不同于正常海水及其沉积物。同前人的研究成果相似(Murray et al., 1991),在古热水系统中沉积形成的硅质岩或细碎屑岩中,现代典型热水及其沉积物的 Ce 及轻稀土相对富集的特点很少能够被完整地保存下来(特别是 Ce/Ce^*),一般情况下仅保存 Eu/Eu^* 的正异常。但在本区硅质岩中的黄铁矿结核中,典型热水及其沉积物的稀土特点($Eu/Eu^* = 1.31; Ce/Ce^* = 1.01; (La/Yb)_{shale} = 1.31$)被完整地得以保存。这是否说明了硅质岩在成岩期或成岩期后稀土元素曾发生过明显的分异?有关该方面的研究尚需进一步深入。

5.3 其他微量元素

与稀土元素不同,硅质岩的微量元素在成岩作用过程中表现出相对的活动性(Murray et al., 1992b),因而,有关沉积于不同大洋沉积环境中的硅质岩其微量元素系统变化的研究资料很少,难以

进行系统的对比研究。已有的少数研究资料表明(Murray et al., 1991; 李献华, 2000), 洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V 含量明显高于大陆边缘硅质岩, 而 Y 含量则相反。所以洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V/Y 值明显高于大陆边缘硅质岩, 而 Ti/V 值则低于大陆边缘硅质岩。由本区毒重石矿床硅质岩围岩的 V/Y 和 Ti/V 值(表1)可知, 矿体顶、底板硅质岩的 V/Y 和 Ti/V 值与大洋盆地硅质岩(V/Y \approx 5.8, Ti/V \approx 25)和洋中脊(V/Y \approx 4.3, Ti/V \approx 7)硅质岩相接近, 顶板上覆地层硅质岩 V/Y 和 Ti/V 值未落于大陆边缘硅质岩的(V/Y \approx 1.34, Ti/V \approx 40)范围内, 而与大洋盆地硅质岩相接近, 可能与有机质对 V 的富集作用(钒卟啉)而引起 V 含量偏高有关。从矿体底板硅质岩 \rightarrow 顶板硅质岩 \rightarrow 顶板上覆地层硅质岩, Nb、Ta、Zr、Hf、Rb、Ge 及 Ga 含量(表1)系统增加, 暗示陆源物质输入比例相对依次增加。U、Th 在内生环境中为一对密切相伴(共)生的元素, 在表生氧化环境下, 由于 U 极易氧化成易迁移的铀酰离子而发生 U、Th 分离。相对于铀而言, Th 极为稳定, 主要残留富集在大陆风化物质所形成的碎屑含钍矿物内, 而在那些较纯的化学沉积岩中钍的含量很低, 如在石灰岩中 Th/U 值可低至 0.02, 磷酸岩中 Th/U 值 $<$ 0.1。相反, 铀主要在一些还原环境的沉积物中富集, 而热水沉积环境大多是一些快速沉积的还原环境, 因而 U/Th 值反映了沉积物或沉积岩中热水物质和陆源水成物质相对贡献的大小。本区赋矿硅质岩从矿体底板硅质岩 \rightarrow 矿体顶板硅质岩 \rightarrow 到矿区顶板上覆地层硅质岩或碎屑岩其 U/Th 值依次下降, 暗示硅质岩中陆源物质输入比例相对增加、热水沉积物质依次减少的变化趋势, 同时也进一步说明了矿床的形成与热水沉积物质的大量参与有关。

5.4 硅、氧同位素

硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 反映其成因和硅质岩的沉积环境(丁梯平等, 1988, 1994; 宋天锐等, 1989; 李延河等, 1994; Christina, 2000), 低温水中自生沉积的石英 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 1.1‰ \sim 1.4‰, 热水沉积硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-1.5‰ \sim 0.8‰, 成岩过程中次生石英的 $\delta^{30}\text{Si}$ 介于两者之间, 交代成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 2.4‰ \sim 3.48‰。生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值变化较大, 并与沉积环境关系密切。深海环境下沉积并与蛇绿岩或混杂岩共生的生物成因硅质岩其 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.6‰ \sim 0.8‰, 平均值为 0.16‰; 半深海环境下与石灰岩共生的生物成因硅质岩, 其 $\delta^{30}\text{Si}$ 为 0.1‰ \sim 0.6‰, 平均值为 0.4‰; 浅海环境下与叠层石白云岩共生的生物成因

硅质岩, 其 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.35‰ \sim 3.4‰, 平均值为 1.3‰。紫阳毒重石矿体顶、底板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.6‰ \sim 0.8‰, 位于热水沉积硅质岩和生物成因硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 变化范围内, 反映了硅质岩的生物与热水沉积的特点; 文峪河矿体底板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.1‰, 顶板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.2‰, 与火山成因硅质的 $\delta^{30}\text{Si}$ 值相接近。同时, 本区硅质岩的生物-热水混合成因特点适合于其沉积环境的研究中。紫阳毒重石矿体底板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 平均值及其变化范围(-0.6‰ \sim 0.6‰, 平均值为-0.15‰)与深海环境下硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 接近; 顶板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 平均值及其变化范围(-0.2‰ \sim 0.1‰, 平均值为-0.1‰)同样也反映了深海环境下硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 特点。湖北文峪河毒重石-重晶石矿体底板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.2‰, 顶板硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 为-0.1‰, 同样反映了深海硅质岩的 $\delta^{30}\text{Si}$ 特点。黄柏树湾、王家山和文峪河矿段从矿体底板硅质岩 \rightarrow 顶板硅质岩其 $\delta^{30}\text{Si}$ 依次增大, 反映了早期沉积的硅质富 ^{28}Si 特点, 与硅同位素分馏的理论研究结果(丁梯平等, 1994)相一致。松树湾毒重石矿体底板硅质岩 $\delta^{30}\text{Si}$ 为相对较大的正值, 并不符合早期沉积的硅质富 ^{28}Si 、后期沉积的硅质富 ^{30}Si 的硅同位素分馏效应, 可能与硅质岩中生物成因硅质的相对增加有关, 这与在该矿段硅质岩样品中镜下发现较多的生物碎屑成分的事实是一致的。

紫阳毒重石矿体顶、底板硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 19.1‰ \sim 23.4‰, 平均值为 20.9‰, 既高于现代水成沉积海滨石英砂(10.8‰ \sim 12.5‰)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(薛春纪等, 1998), 又低于生物成因蛋白石岩类的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(28.6‰ \sim 32‰)(薛春纪等, 1998), 而与岩浆成因石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(6‰ \sim 15‰)亦明显不同, 与海底热液沉积硅质岩(20.7‰ \sim 23.7‰)相当(薛春纪等, 1998)。因此, 氧同位素组成指示硅质岩的海底热水沉积特征。文峪河矿体底板硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 16.4‰, 顶板硅质岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 为 10.2‰, 与岩浆成因石英的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(6‰ \sim 15‰)相接近, 这与其产于火山岩中的地质环境相一致, 同时说明硅质岩的部分硅质来源于火山岩。

5.5 Rb-Sr 与 Sm-Nd 同位素

赋矿硅质岩的 Rb、Sr 含量变化较大(表3), 并且硅质岩中的 Rb 含量与 Al_2O_3 含量呈明显的正相关演化趋势, 表明 Rb 主要受来自陆源的碎屑物质的输入所控制。在 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 关系图解中(图略), 投影点呈线性相关, 说明样品中的 Sr 曾被放射成因的铷所叠加。硅质岩属于典型的内源岩, 对

于正常生物或生物化学沉积成因的硅质岩,其初始 Sr 主要来源于陆源碎屑物质及硅质岩沉淀时所吸附的海水中的 Sr,由于海水中的 Sr (8×10^{-6}) 含量远低于陆源碎屑物质 (Sr 含量为 $n \times 10^{-4}$),因而对于那些陆源碎屑物质含量较高的硅质岩,其 Sr 同位素比值更多地反映了碎屑物质的源区特征;而对于那些不含或含碎屑物质较少的纯硅质岩,经放射性成因锶扣除后的初始锶比值主要反映其沉积母液的初始锶比值。对于热水成因硅质岩,经放射性成因锶扣除后的初始锶比值主要反映其热水的初始锶组成。W-7 硅质岩样品和 H-22 样品经镜下鉴定和 XRD 分析表明,其矿物组成主要为石英及微量重晶石,经时间校正后的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值分别为 0.7099 和 0.7096,如果硅质岩的 Rb-Sr 同位素体系在硅质岩形成后处于封闭,则硅质岩的 Sr 同位素组成应代表其在海底沉淀时流体的锶同位素组成,而这一值明显高于同时期下伏地层耀岭河群火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (表 2),并高于世界不同地区寒武纪海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值平均值 (0.709 左右,如 0.70899 (张自超, 1995); 0.7091 (Faure, 1986)) 及峡东扬子区与鲁家坪组同时代水井沱组碳酸盐岩沉积时古海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值 (0.70899) (张自超, 1995)。硅质岩的这一同位素组成特点反映了硅质岩的硅质来源于大陆风化物质。尽管赋矿硅质岩的地球化学特点表明在硅质岩的形成过程中有热水物质的参与,但由于它是发育在大陆边缘基础上受同生断裂控制的规模较小的热水系统 (相对于洋中脊),下渗海水主要与大陆地壳物质发生作用后沿同生断裂而喷出海底,缺乏与下渗海水相互作用的基性玄武岩洋壳。因而,这种热水系统所喷出的热水其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值应具有大陆地壳 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值的特点。在这种情况下,热水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 高于同期海水,在秘鲁汇聚边缘发现的正在活动的热水喷流系统就属于此类。

由表 3 硅质岩及耀岭河群细碧岩的 Sm-Nd 同位素分析结果可知,硅质岩的 Sm 和 Nd 含量较低,而且硅质岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 值与 Al_2O_3 含量呈正相关关系 ($r=0.81$),说明硅质岩中的陆源粘土矿物是 Nd 的主要载体。硅质岩属于典型的内源岩,硅质岩中的初始 Sm、Nd 是其沉积时混入的碎屑物质 (如大陆碎屑或火山碎屑) 所含的 Sm、Nd 和硅质岩沉淀时从海水 (或热水或二者的混合溶液) 中所吸附的 Sm、Nd 的混合。由于硅质沉淀时从海水或热水中所吸附的 Sm、Nd 远低于碎屑物质中的 Sm、Nd 含量,因而对那些含粘土矿物较高 (即 Al_2O_3 含量较高) 的

硅质岩,其 Sm、Nd 同位素特点更多地反映了碎屑物质的源区特征。通过对现代海洋沉积物的 Sm、Nd 同位素研究已证实陆源碎屑物质与海水之间远没有达到 Sm、Nd 同位素交换平衡 (Jones et al., 1994), 沉积物的 Sm、Nd 特点反映物源区特征;而对于那些不含或含粘土矿物较低的硅质岩,其初始 Sm、Nd 同位素特点应反映其沉积母液的 (如海水或热水) Nd 同位素特征。本次研究的 WM-12 样品,其 Al_2O_3 含量较高,为泥质硅质岩,其初始 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -10.2,反映了其碎屑物质来源于风化大陆。H-22 硅质岩样品经镜下鉴定和 XRD 分析未发现粘土矿物,其矿物组成主要为石英, Al_2O_3 含量极低 (0.14%), 其 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-4.10) 略高于中国前寒武纪—寒武纪过渡期海水的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-6.6 ± 0.5 (杨杰东等, 1994)), 暗示硅质岩沉淀时海水中有亏损物质的加入。五件耀岭河群火山岩样品的 Sm、Nd 含量较高,与硅质岩的 Sm、Nd 含量明显不同。其 $\epsilon_{\text{Nd}}(0.55\text{Ga})$ 值变化于 1.10~2.93,反映了亏损地幔的源区特点。在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 与 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$ 关系图解中 (图 10), 赋矿硅质岩投影于第三象限内并构成一条线性演化线 (图 10)。细碧岩的投影点在第二象限内构成一条相关直线,显示亏损地幔的物源特点。值得注意的是,虽然细碧岩的演化线与赋矿硅质岩及钡解石的演化趋势线明显不同,但他们在第二象限存在一交点 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 0.8 左右),可能反映了与耀岭河群火山岩相作用的流体相的同位素组成,这可能说明了硅质岩沉淀时的母液曾经历了由热水向正常海水方向演化的趋势,同时也说明了硅质岩由热水沉积向正常生物或生物化学沉积过渡的特点。

6 硅质岩沉积环境与毒重石、重晶石矿化

本文系统的主量元素、微量元素、稀土元素和同位素研究结果表明,紫阳毒重石矿床底板硅质岩沉积于盆地内同生断裂带附近的构造环境;矿体顶板硅质岩沉积于受同生断裂带控制的边缘海断陷盆地或同生断裂两侧的边缘海盆地构造环境中;矿体顶板上覆地层硅质岩沉积于盆地边缘的构造环境。显然,毒重石矿体沉积于同生断裂带附近的构造环境。这一结果意味着处于扬子地台北缘的南秦岭早寒武世沉积盆地未曾发育类似现代大洋的完整的脊、盆、沟、弧体系,同时也说明了当时的沉积断陷盆地存在着类似现代大洋的影响常量元素、微量元素、稀土元素及同位素的作用过程和机制,从而使这些元素 (特

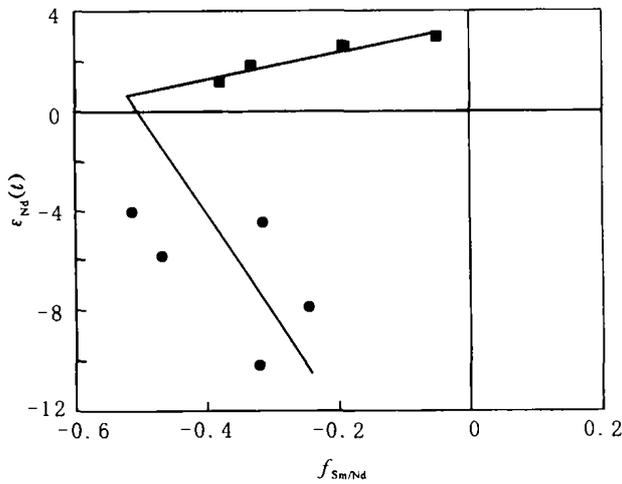


图 10 硅质岩和细碧岩的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 与 $f_{Sm/Nd}$ 关系图解

Fig. 10 The $\epsilon_{Nd}(t)$ versus $f_{Sm/Nd}$ of cherts and spilites

●—硅质岩; ■—细碧岩
●—Cherts; ■—spilites

别是稀土元素)或同位素出现类似现代大洋系统中的地球化学行为。

这一结论与区域构造演化及岩相古地理的研究结果是一致的。已有的研究表明(杨家骥,1991;张爱云等,1987;张国伟等,1996,2000;陕西地质矿产局,1991),震旦纪—早寒武世,南秦岭普遍接受扬子型震旦系陡山沱组和灯影组沉积盖层,说明此时该区已成为扬子地台北部陆缘区的一部分。与扬子地台整体处于陆表海的沉积环境不同,该区的沉积盆地性质为扬子地台北缘被动大陆边缘型受同生断裂控制的边缘海断陷盆地。盆地内火山活动极其发育(洞河群),显示盆地的拉张性质。在上述构造背景下,本区毒重石沉积盆地不可能发育完善的脊、盆、沟、弧大洋系统。勉县—略阳一线被认为是秦岭游离微板块(即南秦岭板块)与扬子板块最终的缝合带,但它主要是早古生代—中生代的蛇绿构造混杂岩,在该蛇绿岩带中也未曾发现早古生代洋脊扩张的任何证据。再者,在地层厚度不足500m的赋矿地层系统内,不可能依次形成能够分别记录脊、盆、沟、弧及大陆边缘体系不同大地环境的硅质岩。基于上述理由,认为紫阳毒重石矿床顶、底板硅质岩及顶板上覆地层硅质岩出现的主量元素、微量元素及同位素的系统变化并非由盆地内存在类似现代大洋的构造单元引起的,而是存在着另外一种类似现代大洋系统的影响元素地球化学行为的作用和机制,这种作用或机制为沉积盆地内由于同生断裂的活动和盆地扩张

所形成的类似洋中脊的热水系统。具体理由如下:

(1)已有的研究资料表明(杨家骥,1991),早寒武世处于扬子地台北缘的本区由于地壳拉张作用而形成断陷盆地(坳拉槽或裂陷槽)。在断陷盆地边界及内部发育一系列断裂,如洪山寺—平利断裂、红椿坝—曾家坝断裂及白河断裂等,断裂带两侧沉积类型及厚度显示出明显的不协调性,并控制了区内寒武纪火山岩的展布,显然,它们属同生断裂无疑。区域内重晶石、毒重石矿床的分布在空间上明显地受上述同生断裂带的控制(涂怀奎,1998,1999),而本次研究的毒重石矿床位于红椿坝—曾家坝同生断裂带附近及其两侧(图1),受断裂控制作用明显。因而,从区域成矿背景分析,本区毒重石—重晶石沉积盆地为一受同生断裂带控制的大陆边缘海扩张断陷盆地,具备形成热水盆地的条件。

(2)本区毒重石矿床硅质岩围岩的地球化学研究表明,在硅质岩的形成过程中,曾有不同程度的热水参与。硅质岩的成因类型研究表明,赋矿硅质岩为叠加于正常沉积背景之上的热水与生物混合成因硅质岩。矿体底板硅质岩沉积于受同生断裂控制的热水喷口的附近,类似于洋中脊附近环境下沉积的硅质岩;矿体顶板硅质岩沉积于热水活动明显减弱的环境,类似于大洋盆地构造环境下沉积的硅质岩;矿体顶板上覆地层中的硅质岩基本没有受到热水活动的影响,沉积于大陆边缘的构造环境;而矿床在时间上形成于盆地强烈扩张的高峰期,在空间上产于盆地内内生作用(火山作用或热水活动)与外生作用(沉积作用)相互叠加所形成的“礁硅岩套”(陈多沛等,1992;陈多福等,1997)内。矿体硅质岩围岩记录了热水盆地的完整发育历史,并显示出矿床的形成与热水活动的密切关系,同时说明了盆地中曾发育有大规模的热热水活动。

由毒重石矿石的稀土元素页岩标准化模式图(图11)可以看出,毒重石矿石中稀土总量较低,轻、重稀土分异较弱,重稀土略富集,稀土分配模式表现为平坦型,反映了与毒重石达到平衡时的孔隙水流体或成矿流体其稀土元素特点主要受海水和陆源物质所控制。毒重石矿石中稀土元素分配的另一个特点是出现明显的负Ce异常和正Eu异常。对于负Ce异常而言,它反映了海水参与毒重石矿物的形成特点,这与早期成岩阶段沉积物中的孔隙水具有海水某些特点的事实是一致的。然而,对于正Eu异常而言,它一般是热水沉积物稀土元素组成特征的可靠标志,它反映热水参与毒重石矿物形成的地球化学

特点。毒重石矿石的稀土元素成分特点同样也反映了热水活动参与成矿的过程。

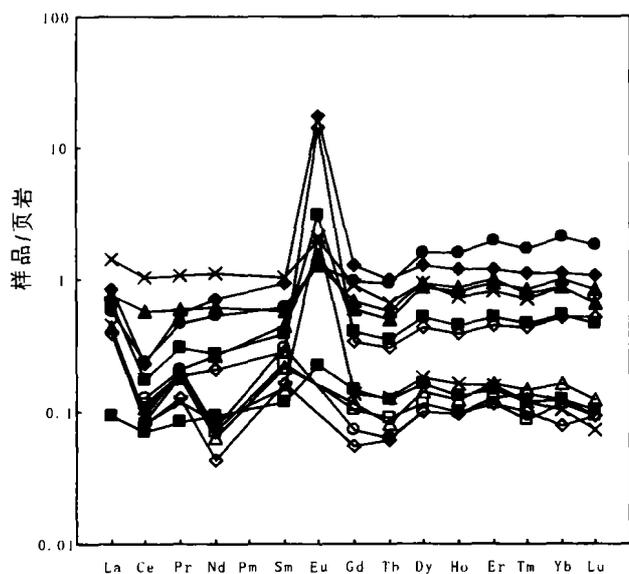


图11 毒重石矿石的稀土元素分布模式图
Fig. 11 Shale normalized REE patterns of the witherite ores

(3)就其对元素的影响机制而言,大洋系统不同构造环境中元素(特别是微量元素和稀土元素)之所以出现系统的变化,其主要原因是不同构造环境的沉积物中来自陆源和洋脊火山活动及其与海水反应所形成的热液的贡献不同,其次是在不同的大地构造环境下由于沉积速率的不同而导致的沉积物从海水中吸收微量元素的总量不同(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995; David, 1994)。南秦岭毒重石沉积盆地位于扬子地台北缘陆源区,南临扬子地台,陆源物质供应丰富,形成类似现代大洋的大陆边缘构造端员。在盆地的内部及边缘,同生断裂持续活动及其伴生的火山作用形成类似洋中脊的热液对流系统。介于断裂带和扬子地台北缘的盆地部分为类似大洋盆地的构造环境。因而,从控制元素地球化学行为的角度出发,形成本区毒重石矿床的这种沉积盆地构造配置无疑是一个现代大洋的“微版”,它具有类似现代大洋的影响元素行为(特别是稀土元素)的作用和功能。

注 释

① 吕志成. 2003. 南秦岭毒重石成矿带成矿机制研究. 博士后工作研究报告, 中国科学院地球化学研究所.

参 考 文 献

- 陈有年. 1989. 陕南寒武系下统鲁家坪组毒重石矿产出的基本特征. 陕西地质科技情报, 3: 28~38.
- 陈先沛, 高计元, 陈多福. 1992. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志. 沉积学报, 10(3): 124~132.
- 陈多福, 陈先沛, 陈光谦, 等. 1997. 热水沉积作用与成矿效应. 地质地球化学, 4: 7~12.
- 丁林, 钟大赉. 1995. 滇西昌宁—孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铈异常特征. 中国科学(B辑), 25(1): 93~101.
- 丁梯平, 万德芳, 李金城, 蒋少涌, 宋鹤彬, 李延河, 刘志坚. 1988. 硅同位素测量方法及其地质应用. 矿床地质, 7(4): 90~95.
- 丁梯平, 蒋少涌, 万德芳, 李延河, 李金城, 宋鹤彬, 刘志坚, 姚晓梅. 1994. 硅同位素地球化学. 北京: 地质出版社, 31~42.
- 端木合顺. 1999. 镇巴—城口震旦系毒重石成矿带地质特征. 西安矿业学院学报, 19(4): 329~332.
- 范德廉. 1997. 大洋缺氧事件与沉积矿床. 见: 涂光炽, 主编. 矿床地球化学. 北京: 科学出版社, 1~30.
- 焦淑沛. 1995. 四川城口县超大型钼矿床的成矿条件及其成因探讨. 大地构造与成矿学, 18: 240~241.
- 李献华. 2000. 赣东北蛇绿混杂岩的地球化学特征及构造意义. 中国科学(D辑), 30(3): 1~5.
- 李延河, 丁梯平, 万德芳. 1994. 硅同位素动力学分馏的实验研究及其地质应用. 矿床地质, 13(3): 282~288.
- 吕志成, 刘丛强, 刘家军, 赵志琦. 2003. 紫阳黄柏树湾和竹山文峪河毒重石矿床碳、氧及硼同位素研究. 中国科学(D辑), 33(3): 223~235.
- 孙兴文, 李瑞贞. 1990. 陕西紫阳黄柏树湾毒重石矿床地质特征. 陕西地质, 8(1): 77~88.
- 宋天锐, 丁梯平. 1989. 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. 科学通报, 34(18): 1408~1411.
- 陕西省地质矿产局. 1991. 陕西省区域地质志. 北京: 地质出版社, 515~600.
- 唐世荣, 王东安. 1994. 硅岩研究的进展. 地球科学进展, 9(6): 71~75.
- 唐菊兴, 林文弟, 高德宋, 纂纪录. 1998. 四川庙子毒重石—钼解石—白云石型钼矿床的成因. 矿床地质, 17(3): 264~276.
- 涂怀奎. 1998. 扬子地台北缘大型超大型重晶石矿床成矿作用的探讨. 陕西地质, 16(2): 27~35.
- 涂怀奎. 1999. 秦巴山区钼矿床分带初步研究. 甘肃地质学报, 8(2): 53~57.
- 王忠诚, 范德廉, 陈锦石. 1992. 大巴山下寒武统黑色岩系中毒重石矿床的成因探讨. 地质科学, (4): 237~247.
- 王忠诚, 储雪蕾. 1993. 早寒武世重晶石与毒重石的铈同位素比值. 科学通报, 33(16): 1490~1492.
- 王寿琼. 1996. 鄂西北地区耀岭河群同位素年龄讨论. 湖北地质, 10(1): 48~55.
- 薛春纪, 蒋少涌, 李延河. 1998. 秦岭泥盆纪硅质岩硅、氧同位素地球化学研究. 西安工程学院学报, 20(1): 10~13.
- 杨建民, 王登红, 毛景文, 张作衡, 张招崇, 王志良. 1999. 硅质岩岩石地球化学研究方法及其在“镜铁山式”铁矿床中的应用. 岩石矿物学杂志, 18(2): 108~120.
- 杨杰东, 孙为国, 王银喜, 王宗哲. 1994. 中国前寒武纪—寒武纪过渡期海水 Sm-Nd 同位素特征及其意义. 中国科学(B辑), 24(2): 202~208.
- 杨家骥. 1991. 东秦岭—大巴山寒武纪岩相古地理及三叶虫动物群. 武汉: 中国地质大学出版社, 1~94.

- 张爱云,伍大茂,郭丽娜,王云龙. 1987. 海相黑色页岩建造地球化学与成矿意义. 北京:科学出版社,72~215.
- 张国伟,孟庆任,于在平,等. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D辑), 26(3):193~200.
- 张国伟,于在平,董云鹏,姚安平. 2000. 秦岭区前寒武纪构造格局与演化问题探讨. 岩石学报, 16(1):1~15.
- 张自超. 1995. 我国某些元古宙及早寒武世碳酸岩岩石的锶同位素组成. 地质论评, 41(4):349~354.

References

- Adachi M, Yamamoto K, Sujgisk R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the North Pacific; Their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1~2):125~148.
- Bostrom K. 1973. Provenance and accumulation rate of opaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediment. *Chemical Geology*, 11(1~2):123~148.
- Chen Younian. 1989. The geological characteristics of the witherite deposits in early Cambrian Lujiaoping Group of southern Shaanxi. *Shaanxi Science and Technology Information of Geology*, 3:28~38 (in Chinese with English abstract).
- Chen Duofu, Chen Xianpei, Chen Guangqian. 1997. The hydrothermal sedimentation and its metallogenetic effect. *Geology-Geochemistry*, 4: 7 ~ 12 (in Chinese with English abstract).
- Chen Xianpei, Gao Jiyuan, Chen Duofu, Dong Weiuan. 1992. The concept of hydrothermal sedimentation and its petrological criteria. *Acta Sedimentologica Sinica*, 10(3):124~132. (in Chinese with English abstract).
- David Z P. 1994. Seawater as the source of minor elements in black shales, phosphorites and other sedimentary rocks. *Chemical Geology*, 114:95~114.
- De la Rocha C L, Brzezinski M A, Deniro M J. 2000. A first look at distribution of the stable isotopes of silicon in natural water. *Geochim Cosmochim Acta*, 64:2467~2477.
- De Baar H J W, German C R, Elderfield H, Gaans P V. 1988. Rare earth element distribution in anoxic water of the Cariaco Trench. *Geochim Cosmochim Acta*, 52:1203~1219.
- Ding Lin, Zhong Dalai. 1995. Rare earth elements and cerium anomaly of Tethys Sea cherts in Changning-Menglian in western Yunnan. *Science in China (Series B)*, 25(1):93~101 (in Chinese).
- Ding Tiping, Wan Defang, Li Jincheng, Jiang Shaoyong, Song Hebing, Li Yanhe, Liu Zhijian. 1988. The analytic method of silicon isotopes and its geological application. *Mineral Deposits*, 7(4):90~95 (in Chinese with English abstract).
- Douville E, Bievenue P, Charlou J L, Donval J P, Donval J P, Fouquet Y, Appiou P, Gamo T. 1999. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63:627~643.
- Duanmu Heshun. 1999. The geological feature of Sinian witherite mineralized belt in Zhenba-Chengkou. *Journal of Xi'an Mining Institute*, 19(4):329~332 (in Chinese with English abstract).
- Fan Delian. 1997. Anoxic environment and metallogence. In: Tu Guangchi, ed. *Ore deposit geochemistry*. Beijing: Geological Publishing House, 266~283 (in Chinese).
- Faure G. 1986. *Principle of Isotope Geology*, 2nd eds. London: John Wiley & Sons, 85~172.
- Gromet L P, Dymek R F, Haskin L A. 1984. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim et Cosmochim Acta*, 48:269~2482.
- Jiao Shupe. 1995. Formation conditions and genesis of Bashan superlarge barium deposit, Chengkou County, Sichuan. *Geotectonica et Metallogenia*, 18: 240 ~ 241 (in Chinese with English abstract).
- Li Xianhua. 2000. The geochemical characteristics and its tectonic significance of ophiolitic melange in north-east Jiangxi. *Science in China (Series D)*, 30(3):1~5 (in Chinese).
- Li Yanhe, Ding Tiping, Wan Defang. 1994. Experimental study of silicon isotope dynamic fractionation and its geological application. *Mineral Deposits*, 13(3):282~288 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y G, Mith M R U, Schmitt R A. 1998. Cerium: a chemical tracer for paleo-oceanic redox condition. *Geochim Cosmochim Acta*, 52:1361~1371.
- Lü Zhicheng, Liu Congqiang, Liu Jiajun, Zhao Zhiqi. 2003. Carbon, oxygen and boron isotopic studies of Huangbaishuwan witherite deposit at Zhiyang and Wenyuhe witherite deposit at Zhushan. *Science in China (Series D)*, 3(33):223~235 (in Chinese).
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, Russ G P, Jones D L. 1991. Rare earth, major, and trace elements in chert from Franciscan Complex and Monterey Group; Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 55:1875~1895.
- Murray R W, Jones D L, Buchholtz Ten Brink M R. 1992a. Diagenetic formation of bedded chert: evidence from chemistry of chert-shale couplet. *Geology*, 20:271~274.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, Russ G P, Jones D L. 1992b. Rare earth, major, and trace elements composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment; Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochim et Cosmochim Acta*, 56:2657~2671.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and application. *Sediment Geology*, 90:213~232.
- Michard A. 1989. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids. *Geochim Cosmochim Acta*, 53:745~750.
- Sun Xingwen, Li Ruizhen. 1990. The geological characteristics of the Huangbaishuwan witherite deposit in Ziyang County of Shaanxi. *Shaanxi Geology*, 8(1):77~88 (in Chinese with English abstract).
- Song Tianrui, Ding Tiping. 1989. The new attempt of application the silicon isotope ($\delta^{30}\text{Si}$) of cherts to the facies analysis. *Chinese Science Bulletin*, 34(18):1408~1411.
- Tang Juxing, Lin Wendi, Gao Derong, Mu Jilu. 1998. The genesis of the Miaozhi witherite-barytocalcite-barytodolomite deposit in Wanyuan city, Sichuan Province. *Mineral Deposits*, 17(3):264~276 (in Chinese with English abstract).
- Tu Huikui. 1998. Study on mineralization of the large-giant barite deposits in northern margin of the Yangtze platform. *Shaanxi Geology*, 16(2):27~35 (in Chinese with English abstract).
- Mineralizing conditions and mechanism of the barite deposits in the meeting area of Shaanxi, Gansu and Sichuan Provinces. *Geology of Chinal Minerals*, 20(4):295~300 (in Chinese with English abstract).
- Tu Huikui. 1999. Study on barium deposit zonation in Qinling-Dabashan Mountains areas. *Acta Geologica Gansu*, 8(2):53~57 (in Chinese with English abstract).
- Tang Shirong, Wang Dong'an. 1994. Advances in chert research.

- Advance in Earth Science, 9(6):71~75 (in Chinese with English abstract).
- Wang Shouqiong. 1996. A discussion on the isotopic dating for Yaolinghe Group in northwestern Hubei. *Hubei Geology*, 10(1): 48~55 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhongcheng, Li Guizhi. 1991. Barite and witherite deposits in Lower Cambrian shales of South China; stratigraphic distribution and geochemical characteristics. *Economic Geology*, 86: 354~363.
- Wang Zhongcheng, Fan Delian, Chen Jinshi. 1992. Origin of witherite deposits in early Cambrian Dabashan black shale series. *Scientia Geologica Sinica*, 4:237~247 (in Chinese with English abstract).
- Wang Zhongcheng, Chu Xuelei. 1994. Strontium isotopic composition of the Early Cambrian barite and witherite deposits. *Chinese Science Bulletin*, 39(1):52~55.
- Xue Chunji, Jiang Shaoyong, Li Yanhe. 1998. The silicon and oxygen isotope studies of Devonian cherts in Qinling. *Journal of Xi'an Engineering University*, 20(1):10~13 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terrenes. *Sedimentary Geology*, 52:65~108.
- Yang Jialu. 1991. Cambrian facies, paleogeography and trilobite fauna in east Qinling—Dabashan. Wuhan: China Geoscience University Press, 1~94 (in Chinese).
- Yang Jiedong, Sun Weiguo, Wang Yinxi, Wang Zhongze. 1994. Sm-Nd isotopic characteristic and significance of seawater in China during Precambrian to Cambrian period. *Science in China (Series B)*, 24(2):202~208 (in Chinese).
- Yang Jianmin, Wang Denghong, Mao Jingwen, Zhang Zuoheng, Zhang Zuoheng, Zhang Zhaochong, Wang Zhiliang. 1999. The petrochemical research method for silicalite and its application to the "Jintieshan type" iron deposits. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 18(2):108~120 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Guowei, Yu Zaiping, Dong Yunpeng, Yao Anping. 2000. On Precambrian framework and evolution of the Qinling belt. *Acta Petrologica Sinica*, 16(1):1~15 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Aiyun, Wu Damao, Guo Lina, Wang Yunlong. 1987. Geochemistry of marine black shale formation and its mineralization significance. Beijing: Science Press, 72~215 (in Chinese).
- Zhang Zichao. 1995. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data for some Middle—Late Proterozoic to early Cambrian carbonate rocks in China. *Geological Review*, 41(4):349~354 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Guowei, Meng Qinren, Yu Zaiping, Sun Yong, Zhou Tingwu, Guo Anlin. 1996. The orogenic process and its dynamical characteristic of the Qinling orogenic zone. *Science in China (Series D)*, 26(3):193~200 (in Chinese).

Geochemical Studies on the Lower Cambrian Witherite-bearing Cherts in the Northern Daba Mountains

LU Zhicheng^{1,2)}, LIU Congqiang³⁾, LIU Jiajun¹⁾, WU Fengchang²⁾

1) *Development and Research Center, China Geological Survey, Beijing, 100037*

2) *Open Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*

3) *The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002*

Abstract

The major elements, trace elements, silicon isotope, oxygen isotope, strontium isotope and neodymium isotope of witherite-bearing cherts have been studied in this paper. The results suggested that the ore-bearing siliceous rocks have an origin of the mixture of normal biochemistry and hydrothermal water sedimentation, and the sedimentary tectonic environments of the footwall siliceous rocks are different from those of the hanging wall siliceous rocks and overlying siliceous rocks. The footwall rocks are deposited near the vent of a basin that is controlled by the activity of growth fault, similarly to cherts deposited near the ridge of a modern ocean basin. The hanging wall siliceous rocks is deposited in a basin environment, with weak hydrothermal activity, and far away from the vent, similarly to cherts deposited in a modern ocean basin. The overlying siliceous rocks were not influenced by hydrothermal activity, and they are deposited on the margin of a hydrothermal basin. The witherite orebodies are deposited in the peak stage when the basin spread strongly, and the witherite orebodies spatially formed in "reef-silicon formation" which is characterized by an overlap of endogenetic activity (bioactivity) and exogenetic activity (volcanic or hydrothermal activity). So, siliceous country rocks of the orebodies record a complete history of hydrothermal activity, and witherite deposits are strongly related to the hydrothermal activity in basin.

Key words: northern Daba Mountains; witherite deposit; cherts; geochemistry