

文章编号: 1000-4734(2007)03-0302-13

重庆城口地区早前寒武系黑色岩系研究: (2) 早寒武世硅质岩的沉积环境研究

李晓彪^{1,2}, 罗远良³, 罗泰义¹, 周明忠^{1,2}

(1. 中国科学院 地球化学研究所 矿床地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100049;
3. 重庆市地质矿产勘查开发总公司 205 地质队, 重庆 永川 402360)

摘要:和平、羊儿坝和猪草河剖面是南秦岭槽区巴山组的三个典型剖面, 从南向北, 这三个剖面的硅质岩厚度逐渐增大。通过对三个剖面硅质岩各种地球化学特征参数的研究分析, 结果表明: 猪草河剖面最接近火山弧带, 为与大陆火山岛弧相邻的弧后盆地, 受火山活动的控制很强烈, 热水沉积的控制占主要地位; 相应的硅质岩和碳酸盐岩都具有强烈的 Eu 正异常, 其中具有高正 Eu 异常的碳酸盐岩在华南下寒武统尚属首次发现。羊儿坝剖面相当于大陆边缘的深水盆地, 热水与海水处于相对平衡的状态。和平剖面最接近大陆边缘, 热水的影响很弱, 以海水的正常沉积为主, 陆源碎屑物质增多。三个剖面沉积相从早到晚的变化体现了南秦岭断陷海槽从拉张到闭合的过程。

关键词: 早寒武世; 巴山组; 硅质岩; 沉积环境

中图分类号: P534.41; P536 **文献标识码:** A

作者简介: 李晓彪, 男, 1970 年生, 博士研究生, 助理研究员, 主要从事矿床地球化学研究。

硅质岩是在化学沉积和生物化学沉积中仅次于碳酸盐岩的岩类, 也是造山带中分布较为广泛的岩石类型之一。它不仅具有重要的构造-地层沉积相成因意义, 而且也是多种矿种的赋矿层位、矿源层及含矿岩系等^[1-2]。由于硅质岩抵抗后期改造的能力较强, 各种成因信息能被较好地保存下来, 因而硅质岩成为了解相关地质历史时期的古环境、古构造、古气候等信息的重要研究对象^[3]。近年来, 有关硅质岩的成因和硅质物质来源等问题成为硅质岩研究的核心内容, 研究方法主要集中于野外成因标志、矿物组成、结构构造、紫外荧光、阴极发光、放射性同位素和稳定同位素、常量及微量元素、稀土元素、古地磁、有机地球化学等方面的研究^[1-2, 4]。

华南下寒武统黑色岩系被称为“多元素富集层”^[5-8], 特别是在贵州遵义-金沙-织金一带及湖南大庸地区, 产出有特殊的 PGE-Ni-Mo 矿化层, 相关地层主要为一套碳质页岩, 只有少量的薄层硅质岩; 虽然大量的研究都论述了上述多元素异常的形成与海底热水沉积活动关系密切^[9-13], 但是由于缺乏丰富的热水沉积岩, 对早寒武世时期古海洋环境

的各种信息依然有待深入的研究。

罗泰义等^[14-15]最近在重庆城巴地区的研究表明, 城巴地区的下寒武统黑色岩系也存在广泛的 PGE 及多种元素的异常 (未达到矿化异常), 在城巴断块, 其主要岩性为碳质钙质细碎屑岩, 与贵州和湖南的岩性相近; 而在槽区, 则发育中厚层块状碳质硅质岩, 而且从城巴深大断裂向北 (从南向北的典型剖面有和平、羊儿坝和猪草河), 硅质岩的厚度逐渐增大, 展示了南秦岭地区从大陆边缘向断陷海槽沉积环境的系统变化。因此, 对这些剖面的硅质岩的研究, 能够提供早寒武世时期南秦岭地区的古海洋环境变化的丰富信息; 本文根据主量元素和微量元素分析, 论证了当时热水沉积作用的广泛存在, 进一步根据上述三个典型剖面的各种地球化学特征的变化情况, 探讨南秦岭早寒武世时期古海洋环境的演化特征。

1 地质概况、样品采集及分析情况

南秦岭槽区早寒武世巴山组地层主要包括碳质硅质岩相和碳钙质页岩相, 硅质岩相由中厚层状硅质岩组成, 内部缺乏沉积构造; 碳钙质页岩相由碳质页岩和钙质泥岩构成, 含磷、钒等矿化, 内具黄铁矿小晶粒, 缺乏底栖生物化石和生物扰动构造, 显示了一种深水环境。罗泰义等对城巴地区早寒

收稿日期: 2007-06-05

基金项目: 国家自然科学基金 (40672053); 重庆市地质矿产勘查开发总公司与中国科学院地球化学研究所合作项目

武世黑色岩系的 PGE 异常进行了系统研究^[14-15], 本文相关的剖面及样品情况, 在此不予赘述。

涉及的分析测试主要包括全岩化学分析、微量元素 ICPMS 分析和 PGE 分析, 全岩化学分析在中国科学院地球化学研究所采用常规湿法分析, 分析精度优于 1%; 微量元素 ICPMS 分析在中国

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, 稀土元素的分析精度优于 3%, 其他微量元素的分析精度优于 10%; PGE 分析由捷克地调局和地矿部郑州综合测试分析中心进行分析。典型硅质岩的主量元素分析结果见表 1, 相关的 PGE 及微量元素分析结果详见文献[15]。

表 1 猪草河剖面典型硅质岩样品岩石化学成分 ($w_B/\%$)

Table 1. The chemical composition of typical chert in the Zhucaohe section

样品	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Loss	P ₂ O ₅	Total
HA-1	70.51	0.56	13.68	2.18	0.01	0.45	0.69	0.08	3.30	7.87	0.30	99.62
HA-2	90.15	0.36	4.25	0.57	0.01	0.49	0.49	0.05	0.80	2.77	0.18	100.12
HA-3	91.37	0.11	3.06	0.57	0.01	0.23	0.56	0.04	0.26	3.03	0.27	99.51
HA-4	96.31	0.00	0.42	0.37	0.01	0.13	0.30	0.12	0.07	2.06	0.35	100.13
HA-5	89.27	0.23	2.57	1.29	0.01	0.32	0.48	0.04	0.73	4.92	0.22	100.08
HA-6	81.50	0.41	6.69	1.21	0.01	0.38	0.52	0.06	1.86	6.74	0.22	99.60
HA-7	89.92	0.11	2.62	1.03	0.01	0.29	0.51	0.05	0.94	3.98	0.20	99.66
HA-8	77.00	0.58	9.04	2.67	0.01	0.58	0.49	0.07	2.68	6.83	0.30	100.26
HA-9	78.07	0.31	5.40	1.76	0.01	0.63	0.66	0.05	0.70	11.49	0.45	99.53
HA-9-2	89.21	0.11	2.62	1.53	0.01	0.32	0.55	0.05	0.32	4.75	0.54	100.01
HA-10	76.78	0.35	4.92	2.72	0.01	0.54	0.80	0.07	1.17	12.20	0.72	100.27
HA-11	79.35	0.30	5.66	3.36	0.01	0.59	0.75	0.06	1.48	8.00	0.55	100.11
HA-13	78.26	0.21	4.15	3.15	0.01	0.61	0.83	0.06	1.10	11.08	0.49	99.95
HA-14	93.82	0.03	1.52	0.76	0.01	0.13	0.86	0.05	0.23	2.15	0.54	100.09
HA-15-3	71.56	0.62	11.83	3.81	0.03	0.68	0.51	0.07	3.13	7.23	0.30	99.77
HA-16	89.23	0.18	3.64	1.34	0.01	0.30	0.50	0.05	0.76	3.88	0.23	100.11
HA-17	94.29	0.00	1.31	0.44	0.01	0.16	0.48	0.04	0.06	2.91	0.34	100.04
SHA30-5A	92.70	0.07	1.95	1.17	0.01	0.32	0.52	0.05	0.43	2.38	0.41	100.01

2 猪草河剖面巴山组的热液沉积作用研究

猪草河剖面发育厚层块状的硅质岩序列, 由于后期的构造改造, 地层的层序区分有一定困难。根据羊儿坝剖面较完整的层序(出现两套地表易区分的硅质岩), 我们认为猪草河剖面的硅质岩可以基本划分为两套, 跟羊儿坝剖面类似。第一套(下部)硅质岩厚度巨大, 存在两段地表易识别的绿色表生矾类氧化带, 第二套(上部)硅质岩厚度变薄, 存在一段绿色表生矾类氧化带。此外, 该剖面硅质岩序列中存在一定厚度的碳酸盐岩组合, 也具有热液沉积喷流岩的特点, 在此一并叙述。

2.1 碳酸盐岩

猪草河剖面第一套硅质岩的底板附近发育白云质灰岩, 近底板的硅质岩中还含有比较特殊的富磷透镜体(HA11T), 含 12.74% 的 P₂O₅, 稀土元素的含量也最高; 这一带的灰岩受硅质热液的影响, 有较高含量的硅; 稀土元素的配分模式很相似(图 1),

整体上也与邻近的硅质岩可以对比, 具有重稀土富集、轻稀土亏损以及明显的 Ce 负异常和 Eu 正异常(1.9~3.0, 平均 2.5)特征, 表明这些白云质灰岩沉积时受到强烈的热液沉积作用的影响。

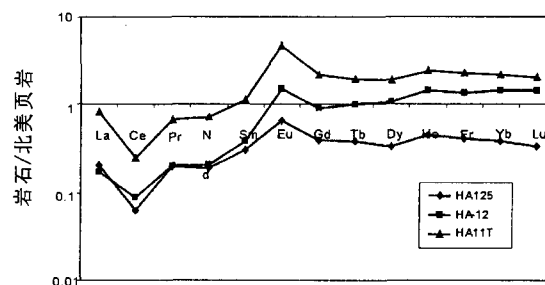


图 1 猪草河剖面硅质岩底板白云质灰岩的稀土元素配分模式

Fig. 1. The REE distribution patterns of dolomitic limestone on the siliceous rock base of the Zhucaohe section.

两套硅质岩中间的灰岩组合大致可以分为两类, 一种是致密块状黑色结晶灰岩, 产于第一套硅质岩的顶板, 和底板白云质灰岩相比较, 硅的含量

很低,稀土元素的含量也降低,但是稀土元素的配分模式相近(图2),也具有重稀土富集、轻稀土亏损及明显的Ce负异常和Eu正异常的特征,表明它们受到热水沉积作用的影响。另外一类灰岩具有特殊的深黑色,比重较轻,镜下鉴定表明含有一定量的镁硅酸盐矿物,轻重稀土分异不明显,也具有明显的Ce负异常和Eu正异常(图2,HAC-3)。

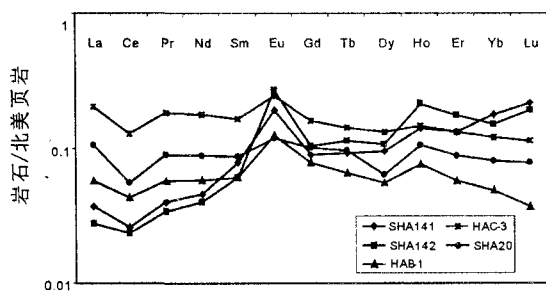


图2 猪草河剖面硅质岩序列中部的碳质灰岩的稀土元素配分模式

Fig.2. The REE distribution patterns of carbonaceous limestone in the middle part of the siliceous rock series of the Zhucaohu section.

总的来说,猪草河剖面硅质岩序列中存在大量的灰岩组合,具有明显的Ce负异常和Eu正异常,表明它们在沉积时海水中可能混合了大量的高温热水;这种具有高的Eu正异常(1.0~3.3,平均2.1)的灰岩在中国的下寒武统黑色岩系中还是首次发现,有待进一步深入的研究。

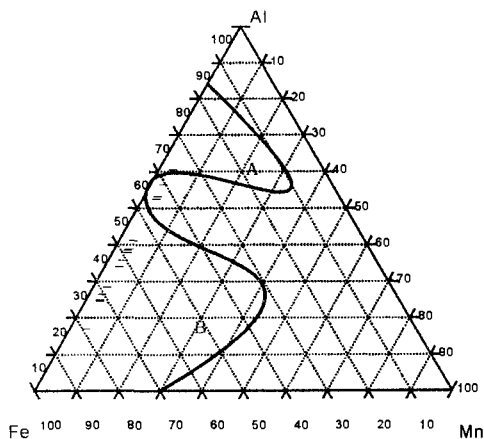
2.2 碳质硅质岩

第一套硅质岩的SiO₂含量变化范围为70.51%~96.31%(表1),Al₂O₃含量为0.42~13.68%,Si/Al比值为9~129,低于纯硅质岩的Si/Al比值(800~1400),根据岩矿鉴定结果,表明这些硅质岩中含有一定比例的碎屑(火山凝灰质+火山碎屑)沉积物。

硅质岩的Fe、Mn、Al等常量元素含量对区分硅质岩的成因类型具有重要的意义^[16-17]。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^[18]提出,海相沉积物的Al/(Fe+Mn+Al)比值是衡量沉积物中热水含量的标志;Adachi等^[19]和Yamamoto^[20]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)比值由纯热水的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(图3)。在该图解中,本区赋矿硅质岩投影点主要落于热水沉积物区,部分落入生物沉积及其他非热水沉积物区,落入A区的样品主要可能是含有较多的火山碎屑物质。

Al/(Al+Fe+Mn)比值是衡量沉积物陆源物质和热水沉积物质相对贡献的重要指标^[21]。该比值随离开热水系统中心距离的增大而增大,本区硅质岩Al/(Al+Fe+Mn)比值为0.22~0.65,平均值为0.41,其平均值明显低于页岩和正常沉积硅质岩的Al/(Al+Fe+Mn)比值,反映了硅质岩是在正常泥硅质沉积的背景上不同程度地叠加了热水沉积建造。同时该比值反映了硅质岩沉积时期热水喷口的变化情况,从图4可以看出,在第一套硅质岩沉积时期,喷口位置至少有两次距离剖面位置很近。



A. 生物沉积及其他非热水沉积区 B. 热水沉积区

图3 猪草河剖面第一套硅质岩的Fe-Al-Mn图解

Fig.3. Fe-Al-Mn diagram of the lower chert in the Zhucaohu section.

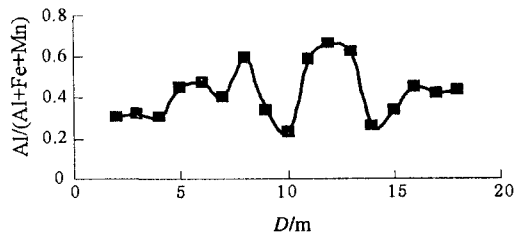


图4 猪草河剖面第一套硅质岩Al/(Al+Mn+Fe)比值在剖面上的局部变化情况

Fig.4. The partial variation of Al/(Al+Mn+Fe) in the lower chert in the Zhucaohu section.

硅质岩的 MnO/TiO_2 及 $TFeO/TiO_2$ 比值很好地指示了硅质岩的成因及沉积环境。如果生物成因的硅质岩受到热水沉积作用的影响,其 MnO/TiO_2 及 $TFeO/TiO_2$ 比值会增高。图 5 是热水成因的硅质岩与非热水成因硅质岩的 MnO/TiO_2 - $TFeO/TiO_2$ 的关系图。虚线下部为热水沉积物区,上部为非热水沉积物区。本区硅质岩样品投影点全部落于热水沉积物区,反映了本区硅质岩的热水沉积特点。

硅质岩的 REE 配分模式非常相似(图 6),存在明显的重稀土富集而轻稀土亏损,具有非常显著的 Ce 负异常和 Eu 正异常(0.7 ~ 5.6, 平均 1.6)。硅质岩这一特征的配分模式表明一系列的硅质岩(包括相近的碳酸盐岩)具有热水沉积的

成因,反映了它们形成于热水和海水相混合的沉积介质中^[22-24]。

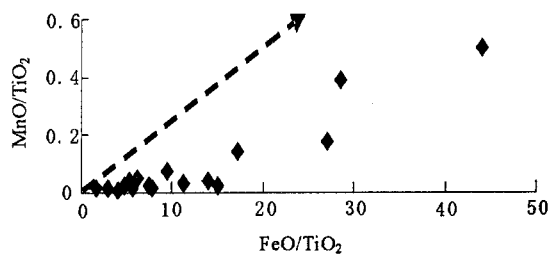


图 5 猪草河剖面第一套硅质岩的 MnO/TiO_2 - $TFeO/TiO_2$ 图解

Fig.5. MnO/TiO_2 - $TFeO/TiO_2$ diagram of the lower chert in the Zhucaohe section.

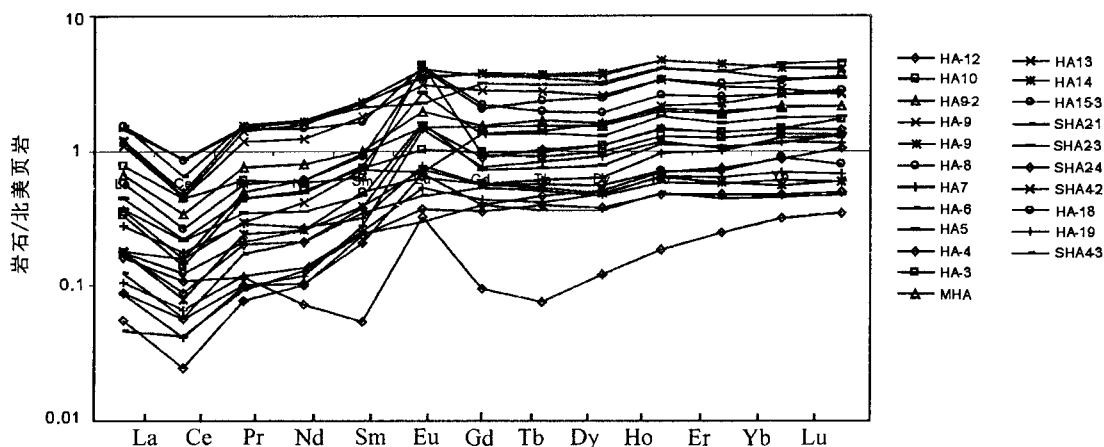


图 6 猪草河剖面第一套硅质岩的稀土元素配分模式

Fig.6. The REE distribution patterns of the lower chert in the Zhucaohe section.

特别的是,样品 SHA2-4 含有大量的自形到半自形的方解石晶屑,这种方解石晶体的解理纹中含有较多的锌氧化物,表明原始状态的方解石可能是一种钙锌碳酸盐的固溶体,暗示了这种方解石晶体应该属于岩浆成因,也表明了当时火山活动岩浆性质很复杂。该样品的稀土元素配分模式也不同于剖面中的其它硅质岩,轻重稀土分异不明显,弱的 Ce 异常和强烈的 Eu 正异常(4.6)形成很大的反差。这一特征和产于第一套硅质岩顶部的球体(HAN-1; Eu 正异常 4.8)很相似,硅质岩中的球体可能是早寒武地层中的典型标志,广泛产于遵义、天柱、大庸等地的早寒武黑色岩系中,是遵义 Ni-Mo 富集层的底板标志物,在城口地区的水井沱组地层中更为常见,但在槽区硅质岩中较少,也不太容易辨认。水井沱组地层中的球体

主要是硅质的碳酸盐球体,在槽区硅质岩中则主要是硅质球体,含有一定的长石等矿物,其成因还很不清楚,笔者倾向于它们是在火山活动过程中的一种特殊的火山泥球。从图 7 中可以看出,球体 HAN-1 的配分模式和围岩硅质岩 SHA26-1 有较大的差别,是平坦的配分模式,轻重稀土分异不明显,但是具有突出的 Eu 正异常,表明火山来源的高温物质是具有正的 Eu 异常(具有较高的 Rb 含量)。而热水活动对火山物质的改造特别是对长石类矿物(Eu 正异常的主要载体)的改造将 Eu 的正异常转移到相关的热热水沉积岩石中。

硅质岩中含有的火山物质也对 REE 的配分模式具有决定作用,由于 Cr 在海底氧化过程中很稳定^[25],可以样品中的 Cr 含量来表征残留火山物质的多少。以 HA-17 为例,具有最低的 Cr

含量,相应的 REE 含量也最低,基本不显示 Eu 的正异常。由于 Cr 和 Zr 地球化学性质差异,从图 8 中也可以看出硅质岩与现代热水沉积物接

近。对应的多元素蜘蛛图解(图 9)表明,在热水活动中硅质岩明显富集 Ba、U,而 Sr、Pb、Nb、Ta 亏损。

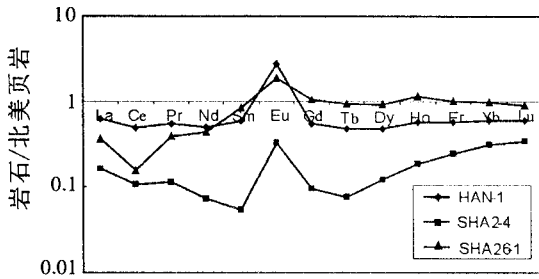
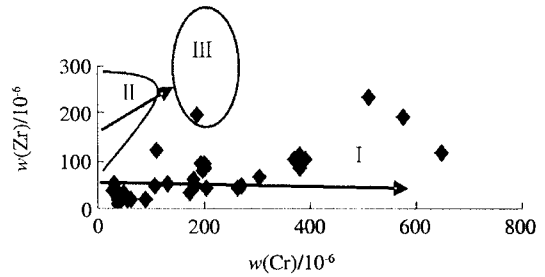


图 7 猪草河剖面第一套硅质岩中特殊样品的稀土元素配分模式
Fig.7. The REE distribution patterns of the specific samples of the lower chert in the Zhucaohe section.



I 区为现代热水沉积物的分布区和趋势线, II 区为现代水成沉积物的集中区和趋势线, III 区为现代水成含金属沉积物分布区
图 8 猪草河剖面第一套硅质岩的 Cr-Zr 关系图解
Fig.8. Cr-Zr diagram of the lower chert in the Zhucaohe section.

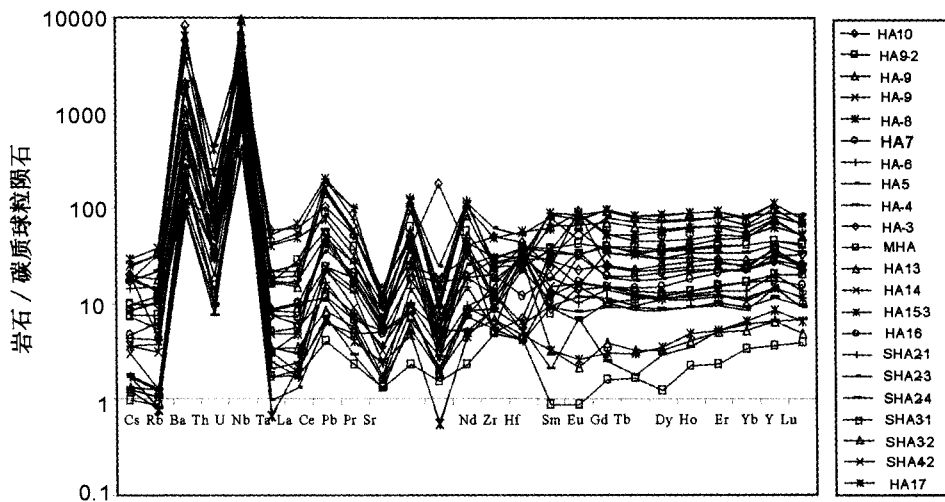


图 9 猪草河剖面第一套硅质岩的多元素蜘蛛配分模式
Fig. 9. The multi-element spider distribution patterns of the lower chert in the Zhucaohe section.

3 猪草河剖面巴山组硅质岩的沉积环境研究

3.1 主量元素指标

$Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 比值是判别硅质岩形成环境的一个良好指标,猪草河剖面第一段硅质岩 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 比值为 0.53 ~ 0.88, 平均 0.72, 明显地高于大洋中脊硅质岩 (< 0.4), 而与大洋盆地硅质岩 (0.4 ~ 0.7) 及大陆边缘硅质岩 (0.5 ~ 0.9) 的变化范围较为一致。

硅质岩中的 MnO 代表大洋深部热液的贡献, 而 TiO_2 与碎屑物质的介入有关, 因而 MnO/TiO_2 比值可用于区分硅质岩形成的古地理环境。开阔大洋中沉积的硅质岩 $MnO/TiO_2 > 0.5$; 大陆斜坡和边缘海沉积的硅质岩, $MnO/TiO_2 < 0.5$ 。猪草河剖面第一段硅质岩 MnO/TiO_2 比值为 0.01 ~ 0.50, 主要集中在 0.01 ~ 0.10 之间, 平均 0.09, 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。

根据上述数据和文献资料, 可以推测当时的构造环境为大陆性质的火山弧, 硅质岩沉积的盆

地应该属于弧后盆地环境。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。

3.2 稀土元素特征

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,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、海水及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 ΣREE 、 Eu/Eu^* 、 Ce/Ce^* 、 La/Ce_N 及 La/Yb_N)的系统变化^[23-24]。

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。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。在第一段硅质岩中,铝的含量与硅质岩中稀土元素总量及轻稀土含量具有很好的相关性(图 10),表明了(火山)碎屑物质对稀土元素的控制作用。

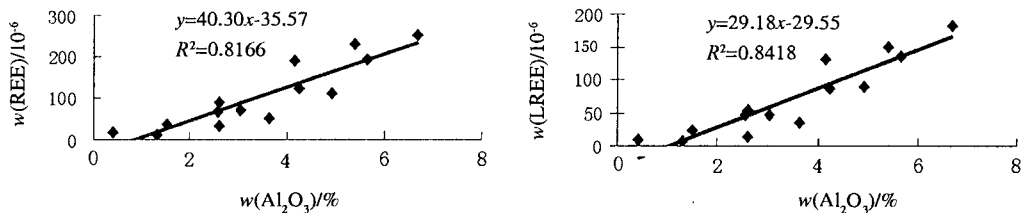


图 10 猪草河剖面底部硅质岩中 Al_2O_3 与 REE、LREE 关系图

Fig. 10. Al_2O_3 , REE and LREE diagram of the lower chert in the Zhucaohe section.

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^[22, 26]。第一段硅质岩出现非常明显的正 Eu 异常,有 8 个样品的 $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 2$, Eu/Eu^* 变化范围为 0.87 ~ 5.56, 平均值为 2.1; 第二段硅质岩 Eu/Eu^* 变化范围为 0.87 ~ 2.70, 平均值为 1.4; 第三段硅质岩 Eu/Eu^* 变化范围为 0.88 ~ 1.55, 平均值为 1.1。从第一段硅质岩到第二段、第三段,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,也即三个阶段火山岩浆作用的强度在逐渐变化。图 11 给出了在剖面上的变化情况,清晰地表现了第一段硅质岩沉积时期多次强烈的高温热水作用,到第二、三段硅质岩沉积时期,热水活动逐渐减弱。

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, Ce^{3+} 可以氧化为溶解度较小的 Ce^{4+} , Ce^{4+} 与 Mn^{4+} 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^[26-27]。Murray^[28] 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,平均值在 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^[29] 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^* 可指示其沉积环境。

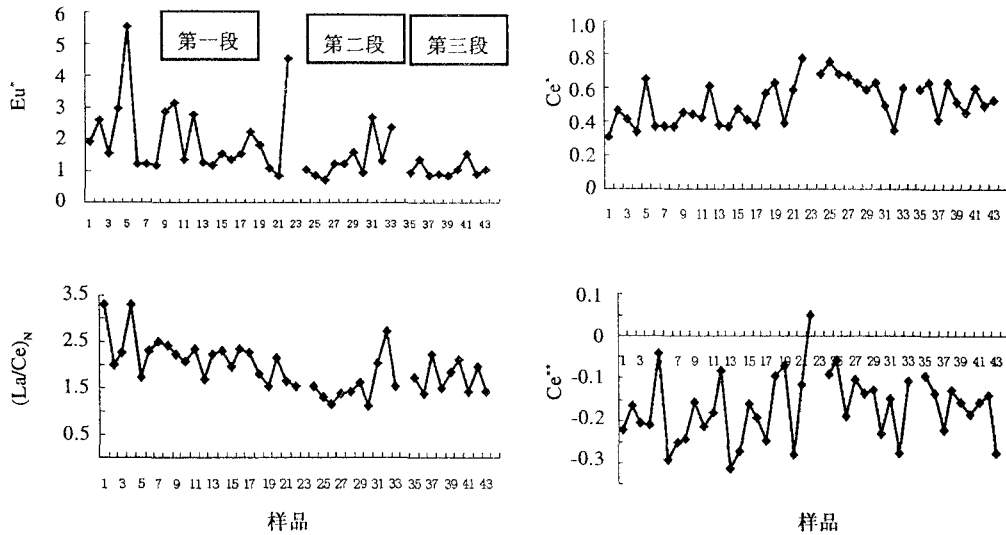


图 11 猪草河剖面 Eu^* 、 Ce^* 、 Ce^{**} 、 La/Ce_N 在剖面上的变化情况图

Fig. 11. Eu^* , Ce^* , Ce^{**} , La/Ce_N variation diagram of the Zhucaohe section.

第一段硅质岩的 Ce/Ce^* 变化范围为 0.30 ~ 0.65, 平均值为 0.46; 第二段硅质岩 Ce/Ce^* 变化范围为 0.34 ~ 0.76, 平均值为 0.61; 第三段硅质岩 Ce/Ce^* 变化范围为 0.41 ~ 0.64, 平均 0.53。上述的变化指示了一种相当于洋中脊到深海平原的过渡环境。

以上讨论了该地区的大地构造沉积环境应该属于大陆边缘的弧后盆地, 由于同生断裂的活动而引起边缘海盆地的扩张, 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; 因而位于同生断裂带附近环境下沉积形成的硅质岩, 具有大洋中脊硅质岩的特点; 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深海平原盆地硅质岩的特点。这不仅解释了本区硅质岩的 Ce/Ce^* 变化具有大洋中脊硅质岩和大洋盆地硅质岩的地球化学特点, 同时这种变化也指示了当时海水深度的变化, 从图 11 可以看出, 早期第一段硅质岩, 由于边缘海盆地的快速扩张, 盆地下沉, 海水深度加大; 中期扩张减弱, 海水深度有所变浅; 晚期可能由于深部岩浆房的冷却收缩, 海水深度一度变深, 但岩浆的热驱动力已经减弱, 热水活动的温度和强度也减弱, 形成的硅质岩厚度变薄。

Ce/Ce^{**} 可以指示相关环境的氧化还原状态, 该值 > -0.1 指示还原环境, < -0.1 指示氧化环境。第一段硅质岩的 Ce/Ce^{**} 变化范围为 $-0.29 \sim 0.05$, 平均 -0.18 ; 第二段硅质岩 $Ce/$

Ce^{**} 变化范围为 $-0.23 \sim -0.06$, 平均 -0.15 ; 第三段硅质岩 Ce/Ce^{**} 变化范围为 $-0.27 \sim -0.09$, 平均 -0.16 。由图 11 可见, 大部分样品都处于一种“氧化”的沉积环境, 和明月剖面陡山沱晚期的碳硅质黑色页岩沉积的还原环境形成一种巨大的反差。根据大洋中脊热水活动的氧化还原状态研究, 喷出的热水一般处于特殊的超临界状态, 而且是一种“氧化”状态的水, 猪草河剖面硅质岩的也表明了当时的“氧化”沉积环境, 说明环境中热水的比例很高, 也即该剖面处于活动的喷口带附近。

已有的研究表明, 经页岩平均值标准化的硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 比值 $La/Ce_N = (La/La_{shale}) / (Ce/Ce_{shale})$, $La/Yb_N = (La/La_{shale}) / (Yb/Yb_{shale})$, 可以有效地判别硅质岩的形成环境^[27, 30-31]。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 ~ 2.5; 大陆边缘硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 比值为 0.5 ~ 1.5。猪草河剖面第一段硅质岩的 La_{shale}/Ce_{shale} 变化范围为 1.52 ~ 3.31, 平均值为 2.18; 第二段硅质岩 La_{shale}/Ce_{shale} 变化范围为 1.11 ~ 2.01, 平均值为 1.58; 第三段硅质岩 La_{shale}/Ce_{shale} 变化范围为 1.40 ~ 2.25, 平均值为 1.73。从第一段 → 第二段 → 第三段硅质岩, 其 La_{shale}/Ce_{shale} 比值呈下降的变化趋势(图 11), 暗示沉积环境由类似大洋中脊向大陆边缘的系统变化。根据上面的讨论, 我们认为该比值实际可能反映了热水溶液的温度性质, 即该比值在剖面上

单调下降,反映了热水温度不断下降,间接指示了岩浆活动的强度变化。

4 羊儿坝剖面巴山组硅质岩的沉积环境研究

羊儿坝剖面的两套硅质岩在地形上非常突出,第一套(BT6,底部)硅质岩厚度较大,在上部的硅质岩中也发现存在一些硅质球体,可以作为区域上的对比标志;第二套硅质岩(BT1,顶部)厚度减薄,顶底板都是碳质灰岩,硅质岩中含有一些构造透镜体,其中包含有白云质碎块。

剖面系列样品的稀土元素对北美页岩标准化的配分模式分别列于图 12(BT6 硅质岩)、图 13

(BT1 硅质岩)和图 14(顶底板灰岩及剖面中的白云质碎块)中,可以看出,所有的硅质岩都具有明显的重稀土元素富集而轻稀土亏损的模式,普遍具有 Ce 的负异常,而 Eu 的异常不太明显,但是在 BT1 的构造透镜体附近,出现一个明显的 Eu 的正异常,表明存在后期热液的交代作用。上述硅质岩的配分模式虽然在 Eu 的异常上和猪草河剖面硅质岩差异较大,但还是反映了沉积环境中有一定量的热水加入。BT1 顶底板的灰岩为平坦的配分模式,轻重稀土分异不明显,存在明显的 Ce 的负异常, Eu 基本无异常;白云质碎块具有和硅质岩相似的配分模式,但是 Eu 的正异常非常明显,可能受到了后期热液的改造。

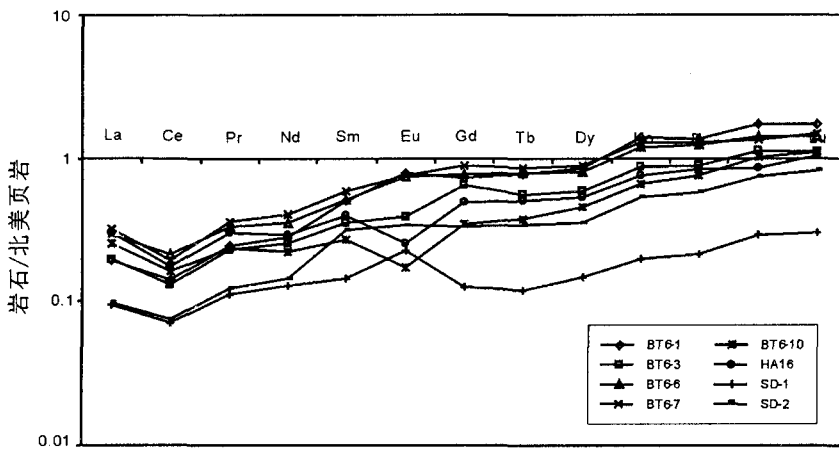


图 12 羊儿坝剖面 BT6 硅质岩的稀土元素配分模式图解

Fig. 12. The REE distribution patterns of BT6 chert in the Yang'erba section.

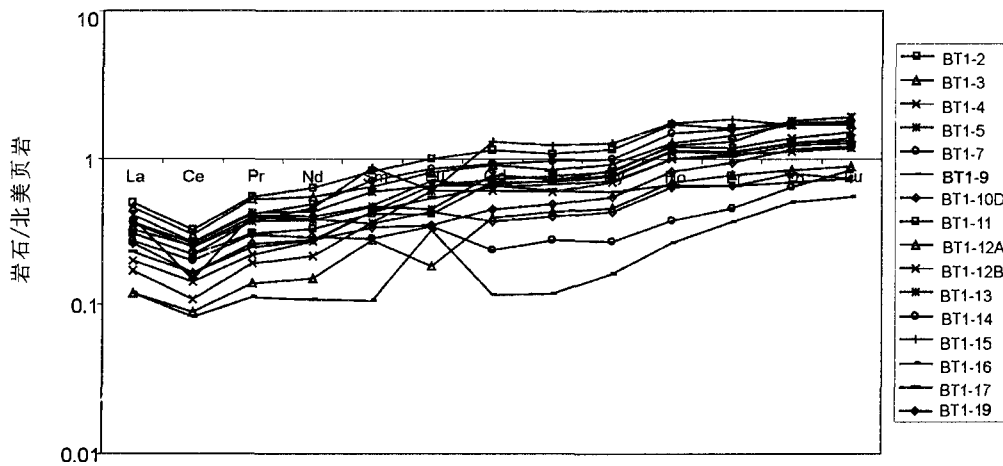


图 13 羊儿坝剖面 BT1 硅质岩的稀土元素配分模式图解

Fig. 13. The REE distribution patterns of BT1 chert in the Yang'erba section.

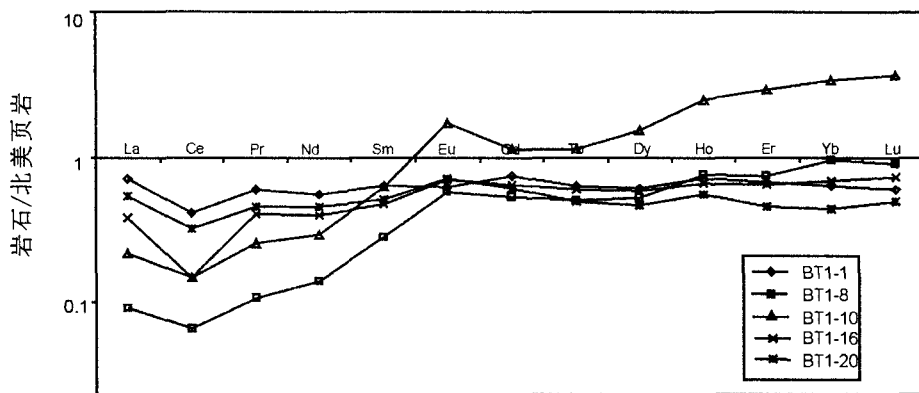


图 14 羊儿坝剖面碳酸盐岩的稀土元素配分模式图解

Fig. 14. The REE distribution patterns of carbonate rocks in the Yang'erba section.

BT1 剖面(不包括顶底板灰岩)的稀土总量平均为 59.03×10^{-6} ($20.44 \times 10^{-6} \sim 96.99 \times 10^{-6}$), 略高于硅质岩剖面 BT6 的平均值 45.40×10^{-6} ($18.11 \times 10^{-6} \sim 66.06 \times 10^{-6}$), 总体上羊儿坝剖面硅质岩比猪草河剖面硅质岩贫稀土元素, 主要原因在于沉积时富含稀土元素的火山碎屑物质的量少, 表明该剖面远离火山活动中心。

BT1 的 Eu/Eu^* 平均为 1.19 (0.56 ~ 2.86), BT6 的 Eu/Eu^* 平均为 1.02 (0.81 ~ 1.66), 从图 15 可以看出, 其中的峰值是因为构造透镜体的后期热液改造作用所造成的, 如果排除这一因素, 整个剖面的 Eu/Eu^* 基本上在 1 附近振荡, 表明虽然有热水的加入, 但是大量海水的混合作用, 已经使沉积介质的温度降低。

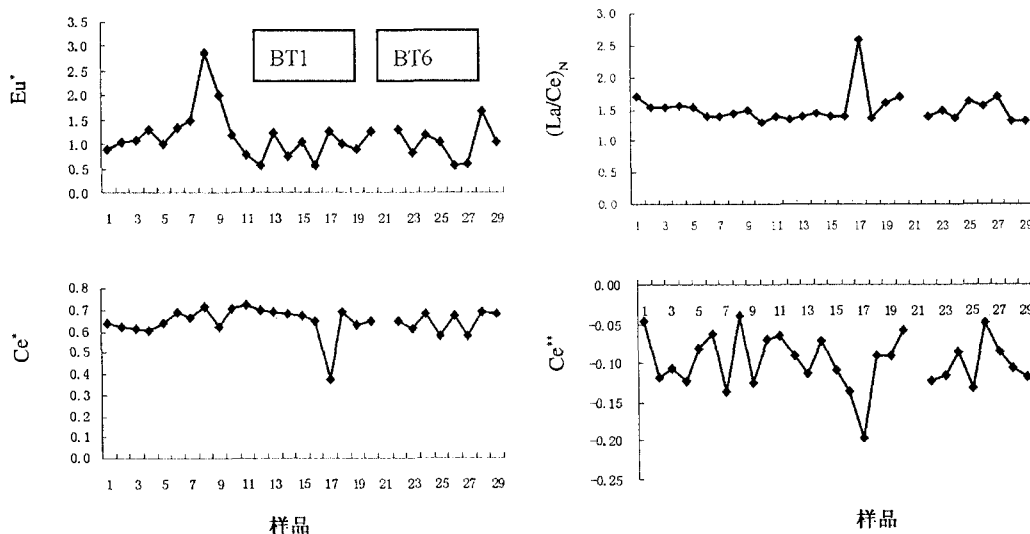


图 15 羊儿坝剖面 Eu^* 、 Ce^* 、 Ce^{**} 、 $(La/Ce)_N$ 在剖面上的变化情况图

Fig. 15. Eu^* , Ce^* , Ce^{**} , $(La/Ce)_N$ variation diagram of the Yang'erba section.

BT1 的 Ce/Ce^* 平均为 0.65 (0.38 ~ 0.72), BT6 的 Ce/Ce^* 平均为 0.64 (0.57 ~ 0.69), 剖面中存在一个样品 (BT1-16) 的低异常, 该样品正好处于破碎带上, 样品可能经受了地表的强烈氧化淋滤, Ce 的迁移造成了较低的负异常。总体上两段硅质岩的沉积环境从类似于深海平原的环境向大陆边缘过渡, 根据前面的讨论, 可以厘定为大陆边缘盆地相。

BT1 的 Ce/Ce^{**} 平均为 -0.10 (-0.20 ~ -0.04), BT6 的 Ce/Ce^{**} 平均为 -0.10 (-0.13 ~ -0.09), 除了 BT1-16 的后期氧化条件外, 总体上剖面的 Ce/Ce^{**} 在 -0.10 附近振荡, 表明当时的水体环境处于比较中和的氧化还原状态, 还原性的海水和氧化性的热水处于一种准平衡状态。

BT1 的 La_{shale}/Ce_{shale} 平均为 1.50 (1.29 ~

2.58), BT6 的 La_{shale}/Ce_{shale} 平均为 1.48 (1.31 ~ 1.72), 排除 BT1-16 的后期氧化条件造成的 La、Ce 分异外, 剖面总体的 La_{shale}/Ce_{shale} 基本在 1.50 左右平衡, 同样指示了大陆边缘盆地相的沉积环境。

5 和平剖面南段巴山组硅质岩的沉积环境研究

和平剖面可以分成 2 段, 北段是水井沱组地层, 通过 γ 能谱的工作, 发现了 1 个 U-V-Mo-PGE 异常带; 南段根据区域地层对比, 应该属于巴山组地层, 中间被断层带分隔, 可能属于巴山组最靠近断块区的地层被挤压推覆到断块区。

南段巴山组剖面的底板为灯影组白云岩, 其顶部含有磷质条带, 与上覆巴山组为波浪形的断层接触; 巴山组底部为条带状硅质岩和块状硅质岩组合, 夹薄层泥质条带, 在块状硅质岩中发现有

硅质球体(直径 20 cm 左右), 虽然球体的规模小于前述的槽区剖面, 但这类球体可能是区域地对比的关键标志; 中部为条带状碳酸盐岩夹薄层泥质条带组合; 上部为厚层块状碳硅质泥岩, 夹白云质透镜体, 含磷质结核为特征; 顶部出现重晶石矿化为特征。其中底部和中部碳含量不高, 上部和顶部的碳含量高。

硅质岩和其他黑色岩系样品的稀土元素配分模式分别示于图 16 和图 17 中, 剖面的稀土元素参数变化示于图 18 中。硅质岩中遭受改造作用的样品 HP7-3 稀土含量较高, 平坦分布, 明显的 Ce 负异常和弱的 Eu 负异常; 其余硅质岩稀土含量很低, 左倾分布, 重稀土富集, 具有弱的 Ce 和 Eu 的负异常; 只有 HP14-1, 是专门采集的富粉末状黄铁矿的样品, 具有突出的 Eu 正异常, 表明这些黄铁矿可能是一种高温的气相氧化的产物。

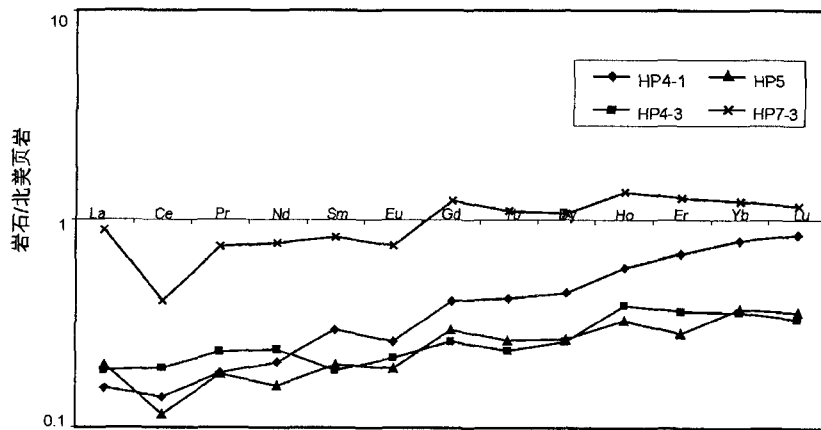


图 16 和平剖面硅质岩的稀土元素配分模式

Fig. 16. The REE distribution patterns of chert in the Heping section.

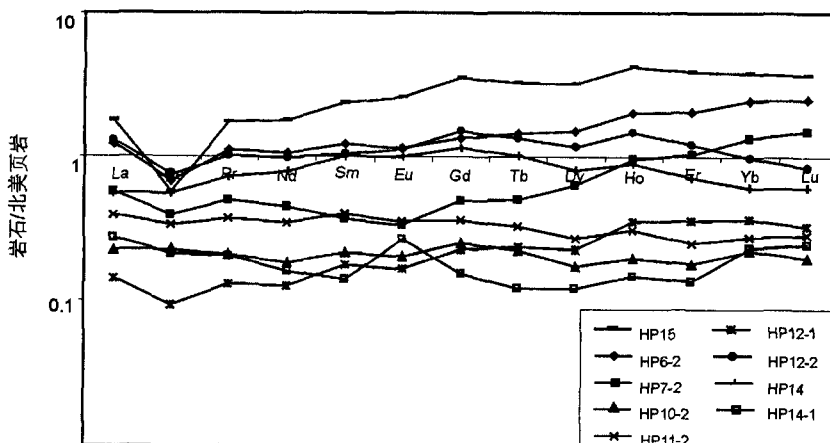


图 17 和平剖面黑色岩系的稀土元素配分模式

Fig. 17. The REE distribution patterns of the black shale series in the Heping section.

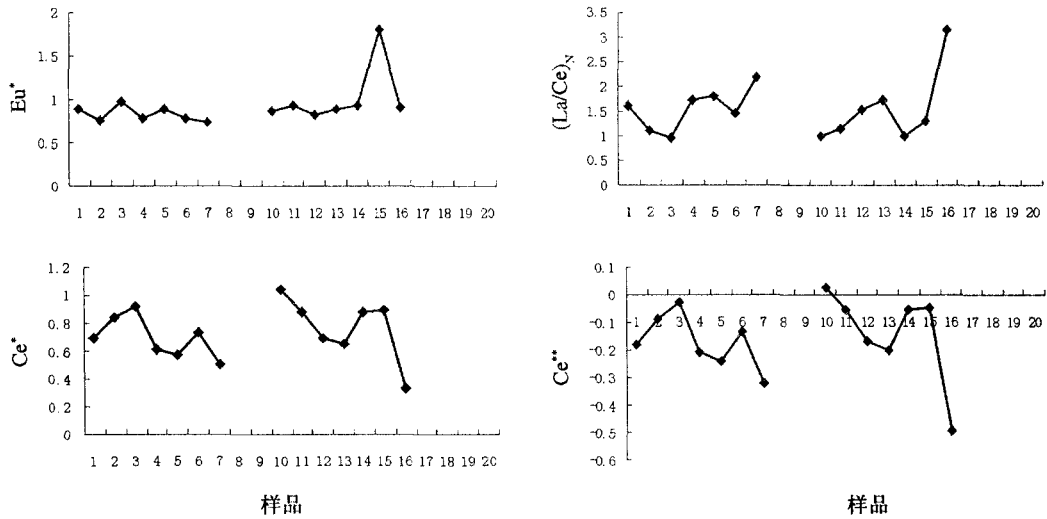


图 18 和平剖面 Eu^* 、 Ce^* 、 Ce^{**} 、 La/Ce_N 在剖面上的变化情况图

Fig. 18. Eu^* , Ce^* , Ce^{**} , La/Ce_N variation diagram of the Heping section.

未经历改造作用的硅质岩具有很低的稀土总量(平均 34.33×10^{-6}), Eu/Eu^* 平均为 0.84, 表明沉积介质已经主要是低温的海水为主; Ce/Ce^* 平均为 0.79, La_{shale}/Ce_{shale} 平均为 1.27, 共同揭示了处于大陆边缘的沉积环境, 但是海水的深度比羊儿坝剖面更浅; Ce/Ce^{**} 平均为 -0.11, 基本上处于一种平衡状态, 但硅质岩层很薄, 又和泥质条带互层, 表明是在一种浅水条件下由于大气氧补给形成的一种平衡。

6 巴山组硅质岩三个剖面的沉积环境对比

上述三个剖面在空间上的分布代表了槽区巴

山组硅质岩沉积的三种典型, 猪草河剖面最接近火山弧带, 为与大陆火山岛弧相邻的弧后盆地, 受火山活动的控制很强烈, 热水沉积的控制占主要地位; 羊儿坝剖面相当于大陆边缘的深水盆地, 热水与海水处于相对平衡的状态; 和平剖面最接近大陆边缘, 火山作用和热水沉积作用的影响很弱。表 2 总结了三个剖面的各种特征, 其中, 根据与羊儿坝剖面的对比, 猪草河剖面的第一段硅质岩划分为底部硅质岩, 第二、三段硅质岩合并为顶部硅质岩; 三个剖面在构造位置上的差异导致了在硅质岩的厚度及各种地球化学特征参数的有序变化, 各剖面从早到晚的变化体现了南秦岭断陷海槽从拉张到闭合的过程。

表 2 槽区巴山组三个硅质岩剖面的沉积相环境及参数特征表

Table 2. The table of sedimentary phases and parameter characteristics for the three chert sections in the Bashan Formation of the geosyncline.

样品	猪草河剖面		羊儿坝剖面		和平剖面	
	底部硅质岩	顶部硅质岩	底部硅质岩	顶部硅质岩	底部硅质岩	顶部硅质岩
标志物	硅质球体		硅质球体		硅质球体	钼矿
厚度变化	巨厚	厚	厚	较厚	薄	尖灭
REE/ 10^{-6}	116.8	105.5	45.40	58.03	34.33	-
Eu^*	2.10	1.10	1.02	1.19	0.84	-
Ce^*	0.46	0.53	0.64	0.65	0.79	-
Ce^{**}	-0.18	-0.16	-0.10	-0.10	-0.11	-
La/Ce_N	2.18	1.73	1.48	1.50	1.27	-
沉积环境	弧后盆地		大陆边缘深盆		大陆边缘浅盆	
火山活动	很强	强	强	弱	弱	无
海水深度	深		过渡		浅	
热水活动	很强		强		过渡平衡带	
地槽活动	强烈拉张	逐渐闭合	拉张	逐渐闭合	拉张	闭合

7 主要结论

南秦岭城巴地区槽区广泛发育的硅质岩是研究早寒武世时期古海洋环境变化的有利对象,本文所选择的三个剖面代表了不同水深条件的沉积环境,通过上述讨论,可以得到如下主要结论:

(1)早寒武世时期猪草河剖面的热水沉积作用非常强烈,硅质岩和相邻的碳酸盐岩都具有强烈的 Eu 正异常,特别是高 Eu 正异常的碳酸盐岩组合在华南下寒武统是首次发现,有待深入研究。

(2)从和平经过羊儿坝到猪草河剖面,硅质岩

的稀土元素各种参数发生规律性的演化, Eu* 逐渐增大,表明高温热水逐渐增多,火山活动逐渐增强; Ce* 逐渐减小,表明海水深度逐渐增加; Ce** 逐渐降低,代表具有“氧化”性质的热水逐渐增加; La/Ce_N 逐渐增加,代表陆源碎屑物质的减少。这些结果综合表明猪草河剖面最接近火山弧带,为与大陆火山岛弧相邻的弧后盆地;羊儿坝剖面相当于大陆边缘的深水盆地,热水与海水处于相对平衡的状态;和平剖面最接近大陆边缘,火山作用和热水沉积作用的影响很弱,而正常海水的化学沉积作用增强,陆源碎屑物质增多。

参 考 文 献:

- [1] 崔春龙. 硅质岩研究中的若干问题[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 100-104.
- [2] 冯彩霞, 刘家军. 硅质岩的研究现状及其成矿意义[J]. 世界地质, 2001, 20(2): 119-123.
- [3] 杨海生, 周永章, 杨志军, 等. 热水沉积硅质岩地球化学特征及意义——以华南地区为例[J]. 中山大学学报: 自然科学版, 2003, 42(6): 111-115.
- [4] 杨志军, 周永章, 张澄博, 等. 硅质岩组构信息研究及其意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2003, 22(3): 255-258.
- [5] 罗泰义, 宁兴贤, 罗远良, 等. 贵州遵义早寒武世黑色岩系底部 Se 的超常富集[J]. 矿物学报, 2005, 25(3): 275-282.
- [6] 潘家永, 马东升, 夏菲, 等. 湘西北下寒武统镍-钼多金属富集层镍与钼的赋存状态[J]. 矿物学报, 2005, 25(3): 283-288.
- [7] 江永宏, 李胜荣. 贵州遵义下寒武统黑色岩系型 Ni, Mo 矿床 Rb—Sr 同位素测年与示踪研究[J]. 矿物岩石, 2005, 25(1): 62-66.
- [8] 罗泰义, 张欢, 李晓彪, 等. 遵义牛蹄塘组黑色岩系中多元素富集层的主要矿化特征[J]. 矿物学报, 2003, 23(4): 296-302.
- [9] 杨剑, 易发成, 刘涛, 等. 黔北黑色岩系稀土元素地球化学特征及成因意义[J]. 地质科学, 2005, 40(1): 84-94.
- [10] 曹双林, 潘家永, 马东升, 等. 湘西北早寒武世黑色岩系微量元素地球化学特征[J]. 矿物学报, 2004, 24(4): 415-419.
- [11] 孙晓明, 王敏, 薛婷, 等. 华南下寒武统黑色岩系钨多金属矿中黄铁矿流体包裹体的 He-Ar 同位素体系[J]. 高校地质学报, 2003, 9(4): 661-666.
- [12] 李胜荣, 高振敏. 华南下寒武统黑色岩系中的热水成因硅质岩[J]. 矿物学报, 1996, 16(4): 416-422.
- [13] 李胜荣, 高振敏. 湘黔地区牛蹄塘组黑色岩系稀土特征——兼论海相热水沉积岩稀土模式[J]. 矿物学报, 1995, 15(2): 225-229.
- [14] 罗泰义, 陶琰, 朱丹, 等. 重庆市城口黑色岩系贵金属成矿性研究[R]. 贵阳: 中国科学院地球化学研究所, 2004.
- [15] 罗泰义, 宁兴贤, 罗远良, 等. 重庆城口地区早前寒武系黑色岩系研究:(1)钨族元素成矿潜力评估[J]. 矿物学报, 2007, 27(3/4): 287-301.
- [16] 杨海生, 周永章, 杨志军, 等. 华南热水成因硅质岩建造的稀土元素地球化学特征[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2003, 22(1): 61-64.
- [17] 张凡, 冯庆来, 张志斌, 等. 滇西南耿马地区弄巴剖面早石炭世硅质岩的地球化学特征及古地理意义[J]. 地质通报, 2003, 22(5): 335-340.
- [18] Bostrom K. Provenance and accumulation rate of opsaline silica, Al, Fe, Ti, Mn, Cu, Ni and Co in pacific pelagic sediment [J]. *Chemical Geology*, 1973, 11(1-2): 123-148.
- [19] Adachi M, Yamamoto K, Suigiski R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the Northern Pacific: Their geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. *Sedimentary Geology*, 1986, 47(1-2): 125-148.
- [20] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes [J]. *Sedimentary Geology*, 1987, 52: 65-108.
- [21] 雷下军, 胡宁, 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.
- [22] Chen Daizhao, Qing Hairuo, Yan Xin, et al. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert [J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 183(3/4): 203-216.
- [23] Mazumdar A, Banerjee D M, Schidlowski M, et al. Rare-earth elements and Stable Isotope Geochemistry of early Cambrian chert-phosphorite assemblages from the Lower Tal Formation of the Krol Belt (Lesser Himalaya, India)[J]. *Chemical Geology*, 1999, 156(1-4): 275-297.
- [24] Owen A W, Armstrong H A, Floyd J D. Rare earth elements in chert clasts as provenance indicators in the Ordovician and Silurian of the Southern Uplands of Scotland [J]. *Sedimentary Geology*, 1999, 124(1/4): 185-195.

- [25] 康长生, 杨胜明. 广东红海湾, 珠江口及电白——阳江近海第四纪沉积[J]. 热带海洋, 1997, 16(1): 39-48.
- [26] Sugitani Kenichiro, Yamamoto Koshi, Wada Hideki, et al. Geochemistry of Archean carbonaceous cherts deposited at immature island-arc setting in the Pilbara Block, Western Australia [J]. *Sedimentary Geology*, 2002, 151(1/2): 45-66.
- [27] Chen Daizhao, Qing Hairuo, Yan Xin, et al. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert [J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 183(3/4): 203-216.
- [28] Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and application [J]. *Sediment Geol*, 1994, 90: 213-232.
- [29] 丁林, 钟大赉. 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[J]. 中国科学(B), 1995, 25(1): 93-101.
- [30] Kunimaru Takanori, Shimizu Hiroshi, Takahashi Kazuya, et al. Differences in geochemical features between Permian and Triassic cherts from the Southern Chichibu terrane, southwest Japan: REE abundances, major element compositions and Sr isotopic ratios [J]. *Sedimentary Geology*, 1998, 119(3-4): 195-217.
- [31] 赵江天, 夏林圻, 夏祖春, 等. 北祁连山早古生代硅质岩稀土元素特征及环境指相意义[J]. 地质论评, 2003, 49(6): 605-609.

PRE-EARLY CAMBRIAN BLACK ROCK SERIES IN CHENGKOU DISTRICT, CHONGQING: (2) SEDIMENTARY ENVIRONMENT STUDY OF CHERT IN LOWER CAMBRIAN BASHAN FORMATION

LI Xiao-biao^{1,2}, LUO Yuan-liang³, LUO Tai-yi¹, ZHOU Ming-zhong^{1,2}

(1. The State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002;

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039;

3. The No. 205 Geological Team, Chongqing Geology Bureau, Yongchuan 402360, China)

Abstract: In the Bashan Formation in the geosynclinal area, the Zhucaohe, Yang'erba and Heping sections represent three typical chert sedimentary facieses. Analysis of various geochemical parameters for the three sections indicates that the Zhucaohe section which is a back-arc basin is closest to the volcanic island arc along the continental margin, affected intensely by volcanism and controlled mainly by hydrothermal sedimentation; the Yang'erba section is a deep basin on the continental margin, and the effect of hydrothermal water and seawater is relatively counterbalanced in the sedimentary facies; the Heping section, where the effect of volcanism and hydrothermal sedimentation is relatively weak, is closest to the continental margin. The diversification of chert sedimentary facies in the three sections represents the transformational process of the fault trough of southern Qinling Mountains from pull-apart to sealed state.

Key words: Lower Cambrian; Bashan Formation; chert; sedimentary facies