

文章编号: 1009-3850(2002)02-0070-10

# 鄂西古生代硅质岩的地球化学特征及沉积环境

雷卞军<sup>1</sup>, 阙洪培<sup>1</sup>, 胡宁<sup>2</sup>, 牛志军<sup>2</sup>, 汪华<sup>1</sup>

(1. 西南石油学院, 四川南充 637001; 2. 宜昌地质矿产研究所, 湖北宜昌 443003)

**摘要:** 鄂西地区的上奥陶统五峰组、下志留统龙马溪组下部、下二叠统孤峰组 and 上二叠统大隆组中发育有薄层硅质岩。二叠系栖霞组、茅口组和吴家坪组灰岩中发育有结核状或似层状燧石。Fe-Al-Mn三角图, Cu、Ni、Co、Cr、Zr的关系, U-Th判别图, Ba、As、Sb元素和REE配分模式等地球化学指标表明: 五峰组和龙马溪组层状硅质岩属于正常海水中生物化学和化学沉积; 孤峰组和大隆组层状硅质岩、茅口组灰岩中燧石结核不属于典型的热液沉积相, 但受热水作用的影响, 而孤峰组硅质岩受热水作用明显。鄂西五峰组和龙马溪组硅质岩的沉积环境是四周被古陆或台地环绕的半封闭深水相滞流盆地。鄂西孤峰组和大隆组硅质岩的沉积环境是由裂隙作用形成的碳酸盐台地内部的盆地(或台沟)滞流还原环境。CaO/(Fe+CaO)值和(MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)×100值表明: 五峰组、龙马溪组和大隆组硅质岩沉积环境海水略有淡化。栖霞组、茅口组和吴家坪组含结核状或似层状燧石的生物灰岩, 形成于陆棚上快速海侵和上升洋流形成的还原环境。

**关键词:** 硅质岩; 常量元素; 微量元素; 稀土元素; 沉积环境

中图分类号: P595

文献标识码: A

鄂西古生界的许多层位中均不同程度地发育有硅质岩。奥陶系五峰组、志留系龙马溪组下部、二叠系孤峰组和大隆组中发育薄层硅质岩; 二叠系栖霞组、茅口组和吴家坪组灰岩中发育团块、结核状或条带状燧石。硅质岩具有相对简单的矿物组成和单一的结构构造, 硬度高、抗风化能力强, 使其在形成之后受内外动力地质作用改造程度低, 保存了一定的地球化学“指纹”信息。因此, 硅质岩的研究可提供古环境和古气候信息。关于层状硅质岩的成因存在着争论, 诸如生物堆积模式、生物化学沉积模式、火山物分解沉积模式、洋流上升成因模式等等。70年代中期后, 现代海洋调查中海底热泉的发现和洋中脊热水成因胶状硅质堆积物的发现, 产生了崭新的引人注目的学术观点——热水沉积成因硅质岩。

笔者在对鄂西区域地质调查的基础上, 遴选古

生界一些层位的硅质岩, 进行了化学元素和稀土元素分析, 对不同时代硅质岩的地球化学特征进行了对比研究, 对它们的沉积环境和成因进行分析探讨。

## 1 硅质岩的沉积岩石学

### 1.1 薄层硅质岩

鄂西五峰组、龙马溪组下部、孤峰组和大隆组的层状硅质岩在岩性上有较明显的共性, 通常为黑色/灰黑色, 单层厚度一般小于10cm, 少数可达15cm。硅质岩的层面平整, 顶底面未显沉积印记, 水平层理和水平纹层发育。硅质岩主要由隐晶质玉髓组成, 并常含少量微晶石英, 呈胶粒状结构。硅质岩矿物中杂质为粘土矿物、碳酸盐矿物(方解石和白云石)、黄铁矿和有机质等, 其色调常与所含杂质的种类和数量具有密切关系。与层状硅质岩共生的是黑色页

岩、碳质页岩或富有机质深色页岩。层状硅质岩普遍含有硅质放射虫和其它微体漂浮生物,没有底栖生物。

### 1. 五峰组层状硅质岩

五峰组为鄂西奥陶系层位最高的组,可分为两个段,下段为“笔石页岩段”;上段为“观音桥段”。下段主要为黑色笔石页岩、薄层硅质岩和硅质泥岩,笔石化石丰富。硅质岩中富含放射虫。在五峰、宜昌、南漳一线以东地区的“笔石页岩段”厚3~6m,以西的鄂西、陕南、黔北和川东等地区厚6~16.52m;秭归巴东一带沉积厚度大,层状硅质岩占该段地层3/5~4/5。在出露较好的剖面上,我们发现了“笔石页岩段”中夹数层极薄层(1cm)白色粘土岩,属火山事件沉积粘土岩。如秭归万家河剖面该段含9层1cm厚的白色粘土岩。

观音桥段的岩性主要为黄灰色/深灰色薄中层泥岩、泥质粉砂岩、页岩和硅质灰岩,还有少量凝灰岩和泥灰岩,产腕足 *Hirnanria*, *Kinnella* 和三叶虫 *Dalmanitina*; 还有少量介形虫、棘皮和角石类化石,偶见遗迹化石 *Chondrites*<sup>[1]</sup>。该段在秭归、巴东、长阳、宜昌及鄂西北等地广泛分布,厚度为15~55cm。

### 2. 龙马溪组下部“黑色页岩段”硅质岩

龙马溪组下部岩性为黑色/灰黑色薄层页岩、碳质页岩、层状硅质岩夹少量黄灰色页岩,含早志留世初期的笔石等化石,称“黑色页岩段”。其与下伏五峰组观音桥段一般为整合接触。该“黑色页岩段”比下伏五峰组“笔石页岩段”硅质岩含量少,而碳质和粉砂质增多。该段广泛分布于鄂西、陕南、四川、黔北等地,区域上厚度变化很大。

### 3. 孤峰组层状硅质岩

硅质岩于恩施、秭归南部、长阳一线分布,茅口阶下部是茅口组生物灰岩;上部为孤峰组,岩性为黑色/灰黑色薄层碳质页岩、硅质岩、泥灰岩及少量白云岩,厚约30~54m。硅质岩中含海绵骨针和放射虫等。该组下部硅质岩和页岩中夹数层白色火山事件沉积粘土岩。孤峰组从下至上是一个向上逐渐变浅的沉积层序,硅质岩集中于其下部。

### 4. 大隆组层状硅质岩

硅质岩于鄂西及邻区分布,上二叠统大隆组与长兴组呈横向相变关系。在秭归和巴东一带,大隆组厚度不大,岩性比较复杂,主要为黑色/灰黑色薄

层硅质岩、碳质页岩、含硅质泥岩和少量石英粉砂岩;夹少量凝灰岩和数层白色极薄层火山事件沉积粘土岩。薄层状硅质岩和硅质泥岩主要分布于该组下部,硅质岩中含骨针和放射虫。

岩性和生物特征表明,鄂西古生界中的层状硅质岩形成于古海洋中水体较深、低能平静的滞流还原环境中。硅质岩形成过程中生物化学起了重要的作用。几个层位的薄层硅质岩均含火山事件沉积粘土岩,甚至凝灰质粉砂岩。这种粘土岩是火山灰经大气流远距离搬运,沉降在水域中,受强烈的溶解和成岩作用形成的<sup>[2]</sup>。

### 1.2 栖霞组、茅口组、吴家坪组灰岩中的燧石

鄂西二叠系栖霞组、茅口组和吴家坪组岩性为灰色/深灰色中厚层含结核状或条带状燧石的生物(屑)灰岩。燧石结核个体较小且形态不规则,其在这几个组中均有产出;燧石团块体积较大,外形较光滑,常出现在栖霞组灰岩中。似层状或网络状燧石则主要产于吴家坪组。灰岩中燧石结核或团块成岩交代作用较明显,常见未交代彻底的泥晶方解石斑块。在偏光镜下常看到已硅化的厚壳钙藻类、有孔虫、腕足类、介形虫、珊瑚生物等,硅化的生物假象往往形态保存完好,未被压扁或压裂,还可见燧石被自形细晶白云石交代,这说明硅化作用可延续至成岩早期。含燧石结核(团块)生物灰岩的沉积环境是浅海陆棚。

## 2 硅质岩的地球化学特征

硅质岩等样品常量、微量和稀土元素的测定由宜昌地矿所岩矿测试室完成。Si用重量法;Al, Fe<sup>2+</sup>容量法;Ti, P, Th用分光光度法;Ca, Mg, K, Na, Mn, Cu, Ni, Co, Cr和Tfe为原子吸收光谱法;Zr, Ba和稀土元素采用电感耦合等离子体发射光谱法;As, Sb为原子荧光法;U为激光荧光法测定。

### 2.1 常量元素

薄层硅质岩和燧石的SiO<sub>2</sub>含量均大于70%,最高可达95%(表1)。龙马溪组和五峰组薄层硅质岩Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O和Na<sub>2</sub>O含量较高,反映它们含泥质。茅口组灰岩中燧石结核中含灰质残余,故CaO含量较高。7号样品是五峰组层状硅质岩中所夹的极薄层火山事件沉积粘土岩,X衍射分析表明主要矿物成分是伊利石和蒙脱石。9号样品为大冶组最底部的棕黄色粘土岩,其铁含量较高。

## 1. Al, Fe, Mn, Ti 的关系

现代硅质热水沉积物和古代类似物的研究表明:纯热水沉积的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  比值接近于 0.01; 纯生物成因的该比值为 0.06; 受热水作用影响比值则小于  $0.35^{[3-5]}$ 。Al, Fe, Mn 三者关系可以用 Al-Fe-Mn 三角图(图 1)来判别。从表 2 和图 1 中可以看出, 茅口组燧石结核、孤峰组层状硅质岩、大隆组上部层状硅质岩除了正常的生物化学和化学沉积外, 还受海底热水作用影响。五峰组、龙马溪组、大隆组下部硅质岩基本上属于正常海水沉积。大冶组最底部棕黄色含铁粘土岩沉积可能略受热水作用影响。热水沉积硅质岩的  $(Fe+Mn)/Ti > 20$ , 从这个参数来看(表 2), 茅口组燧石结核、大隆组上部硅质岩及大冶组最底部棕黄色含铁粘土岩、孤峰组硅质岩都受一定程度的热水作用影响。

2.  $MnO/TiO_2$  值

Sugisaki 等(1982)<sup>[6]</sup>指出, 硅质岩中锰含量常被认为是来自大洋深部的标志元素,  $MnO/TiO_2$  比值可作为判断硅质沉积物离大洋盆地远近的标志之一, 认为离大陆较近的大陆坡和边缘海沉积的硅质岩该比值应小于 0.5, 开阔大洋底硅质沉积物的  $MnO/TiO_2$  值较高, 可达 0.5~3.5。表 2 中可看出, 茅口组灰岩燧石结核比值为 1.0, 其成因可能是受洋底上升流的影响。其它硅质岩比值较小, 均属于陆表海或边缘海范围内。

3.  $CaO/(Fe+CaO)$  值

$CaO/(Fe+CaO)$  是一个反映海水盐度的指标, 其值小于 0.2 为低盐度, 0.2~0.5 为中等盐度, 大于 0.5 为高盐度。五峰组、龙马溪组层状硅质岩以及五峰组白色粘土岩该比值均小于 0.2; 大隆组层状硅质

表 1 鄂西古生代硅质岩及相关岩石常量元素含量( $w_B/\%$ )Table 1 Major element contents in the Palaeozoic siliceous rocks and other rocks in western Hubei ( $w_B/\%$ )

样品序号	层位	岩性	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
1	五峰组	层状硅质岩	86.09	4.26	0.22	2.71	0.44	0.22	0.58	1.13	0.23	0.04	0.024
2	龙马溪组	层状含泥硅质岩	71.93	12.24	0.86	1.93	0.72	0.16	1.08	3.14	1.44	0.11	0.008
3	孤峰组	层状硅质岩	89.85	1.18	0.06	0.46	1.32	0.46	0.14	0.22	0.04	0.18	0.017
4	大隆组(下)	层状硅质岩	89.56	2.24	0.13	0.09	1.80	0.19	0.27	0.54	0.09	0.02	0.018
5	大隆组(上)	层状硅质岩	94.29	1.14	0.06	0.35	1.61	0.18	0.11	0.25	0.04	0.02	0.015
6	茅口组	灰岩中燧石结核	83.7	0.48	0.03	0.05	2.34	7.54	0.08	0.10	0.05	0.07	0.03
7	五峰组	白色粘土岩	51.15	26.50	4.41	1.09	0.22	0.10	2.95	7.12	0.08	0.06	0.005
8	吴家坪组(底)	薄层灰岩	2.73	0.52	0.04	0.03	0.02	53.76	0.88	0.02	0.04	0.004	0.001
9	大冶组(底)	含铁粘土岩	66.36	10.96	0.24	12.08	0.08	0.38	0.67	1.04	2.03	0.72	0.008

取样地点: 1, 2—秭归杨东坪; 3, 6, 8—秭归白马岭; 4, 5, 9—长阳赵姑垭; 7—秭归万家河

表 2 鄂西古生代硅质岩及相关岩石常量元素比值

Table 2 Major element ratios for the Palaeozoic siliceous rocks and other rocks in western Hubei

样品序号	层位	岩性	$Al/(Al+Fe+Mn)$	$(Fe+Mn)/Ti$	$MnO/TiO_2$	$CaO/(Fe+CaO)$	$(MgO/Al_2O_3) * 100$	$K_2O/Na_2O$
1	五峰组	层状硅质岩	0.50	17.38	0.11	0.09	13.62	4.91
2	龙马溪组	层状含泥硅质岩	0.77	3.68	0.01	0.08	8.82	2.18
3	孤峰组	层状硅质岩	0.31	34.08	0.28	0.25	11.86	5.50
4	大隆组(下)	层状硅质岩	0.47	18.43	0.14	0.12	12.05	6.00
5	大隆组(上)	层状硅质岩	0.29	50.07	0.25	0.11	9.65	6.25
6	茅口组	灰岩中燧石结核	0.12	93.65	1.00	0.80	16.67	2.00
7	五峰组	白色粘土岩	0.94	0.32	0.001	0.11	11.13	89.00
8	吴家坪组(底)	薄层灰岩	0.87	2.05	0.03	1.00	169.23	0.50
9	大冶组(底)	棕黄色含铁粘土岩	0.41	60.83	0.03	0.04	6.11	0.51

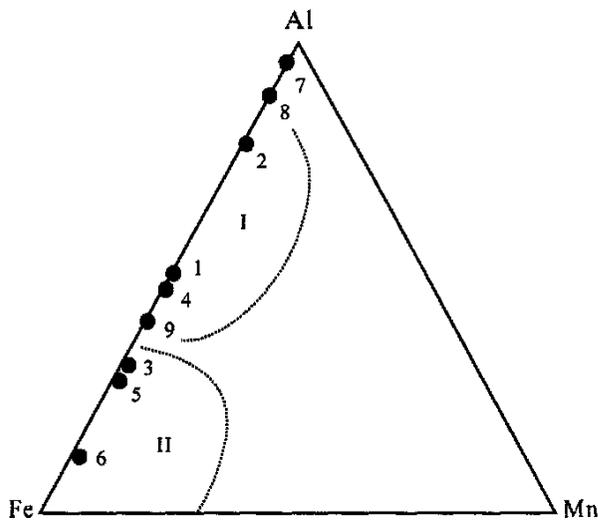


图1 鄂西硅质岩 Al-Fe-Mn 三角图解  
I. 正常海水沉积区; II. 热水沉积区

Fig. 1 Al-Fe-Mn diagram for the siliceous rocks in western Hubei

I = normal sea water field; II = hydrothermal field

岩以及大冶组最底部含铁粘土岩该比值也均小于0.2;表明它们形成于淡化的海水环境或受淡化海水的影响。孤峰组硅质岩的CaO/(Fe+CaO)值为0.25,也可能受略淡化的海水影响。茅口组燧石结核和吴家坪组底灰岩的该值较高,表明沉积环境海

水盐度较正常。

#### 4. (MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)×100

江纳言等(1994)指出 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 可作为陆源组分的代表, MgO 可以作为海洋自生组分的代表<sup>[7]</sup>。m=(MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)×100 比值可作为沉积物形成环境中水体盐度的指标,淡水沉积环境该值小于1,海陆过渡沉积环境该值1<m<10,海水沉积环境该值10<m<100<sup>[8]</sup>。龙马溪组层状硅质岩、大隆组上部硅质岩及大冶组最底部含铁粘土岩的m<10,表明它们的沉积环境的海水略有些淡化。这个结果与上面的参数判别结果大致相似。

#### 5. K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值

大量统计数字表明,与海底火山作用有密切相关的硅质岩,其K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O值小于1,而以正常生物化学作用为主的硅质岩该比值远远大于1<sup>[10]</sup>。从该值来看,鄂西古生代硅质岩与海底火山没有非常密切的关系。

#### 2.2 微量元素

在一般情况下,典型的热热水硅质岩中主要微量元素与SiO<sub>2</sub>含量成反消长关系,与地壳克拉克值相比属亏损元素<sup>[11]</sup>。一般认为,热水沉积岩富含As, Sb, Au, Ag等微量元素,但贫Zr, Mo, Sc, La等。从鄂西硅质岩与世界各地典型热水沉积硅质岩微量元素对比来看(表3,图2),它们有一定的差别。

表3 鄂西古生代硅质岩与其它热水沉积硅质岩微量元素对比

Table 3 Comparison of the trace elements from the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei and the hydrothermal siliceous rocks in other places

样品序号	样品	样数	SO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cu	Ni	Co	Cr	Zr	Ba	As	Sb	Th	U	来源	
1	五峰组层状硅质岩	1	86.09	4.26	70	52	9.8	36	62	770	27.4	3.2	5.8	3.14	本文	
2	龙马溪组层状硅质岩	1	71.93	12.24	23	100	7.6	58	560	1510	52.1	8.2	21.3	34.4		
3	孤峰组层状硅质岩	1	89.85	1.18	20	39	8.3	427	33	33	6.8	2.2	3.2	5.73		
4	大隆组层状硅质岩	1	89.56	2.24	64	28	4.4	126	36	46	4.6	1	3.2	5.37		
5	大隆组层状硅质岩	1	94.29	1.14	34	13	6.1	49	21	46	3.7	1	2.1	6.6		
6	茅口组灰岩中燧石	1	83.70	0.48	22	10	3.1	23	34	36	3.3	0.9	1.6	2.18		
7	五峰组白色粘土岩	1	51.15	26.50	26	16	4.8	30	980	6760	30	16.3	23.2	33.3		
8	DSDP Leg32 热水硅质岩	37	92.80	1.99	225	36	8.6	18	28	940	—	—	—	—		[10]
9	秦岭泥盆系热水硅质岩	18	77.23	1.76	172.8	45	9.9	16.7	25.2	3509	79.7	31.2				[10]
10	广西丹池泥盆系热水硅质岩	1	93.10	1.80	13	49	14	8	—	—	16	90	1.5	1.6		[11]
11	广东古水泥盆系热水硅质岩	1	96.04	0.85	18.2	13.2	7.6	11.1	31.2	3138	16.4	0.6	0.3	1		[12]
12	加利福尼亚热水硅质岩	88	92.63	1.41	—	16	3.5	9.5	28	610	—	—	3.3	—		[5]
13	日本西南地区热水硅质岩	11	92.80	1.99	—	37	6.6	12	—	170	—	—	6.4	—		[5]
14	克拉克值		—	—	55	75	25	100	165	425	1.8	0.2	9.6	2.7		

注: w(SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)/%, 其余为×10<sup>-6</sup>; 来源中数字为参考文献序号

### 1. Cu, Ni, Co, Cr, Zr 的关系

鄂西硅质岩的 Cu 含量平均值为  $38.8 \times 10^{-6}$ , 接近于克拉克值; 五峰组和龙马溪组硅质岩的 Cu, Ni 含量较高, 为所含泥质的吸附作用所造成。孤峰组、大隆组和茅口组硅质岩与热水硅质岩的 Ni 含量相似。热水沉积硅质岩和鄂西硅质岩的 Co 元素均低于克拉克值。

统计分析结果表明, 正常沉积岩的 Cr 与 Ti, Mg, K, Rb, Zr 呈正相关关系; 热水沉积硅质岩 Cr 与 Ti, Mg, K, Rb, Zr 不相关或无明显的相关性(吕国芳等, 1992)。五峰组和龙马溪组硅质岩的 Cr 与 Ti, Mg, K, Zr 呈正相关, 表明其可能为正常海洋沉积。孤峰组、大隆组和茅口组硅质岩的 Cr 与 Ti, Mg, K, Rb, Zr 无明显相关性, 则表明它们受热水作用的影响。

### 2. U, Th 的关系

水成及深海沉积物沉积速率十分缓慢, 从海水中汲取了大量的 Th; 而热水沉积物堆积较快, 不能从海水中摄取多量的 Th, 却常常从热水中相对富集有 U(吕国芳等, 1992)。从图 3 可知, 五峰组硅质岩和白色粘土岩、龙马溪组硅质岩落入正常水区, 并且五峰组层状硅质岩沉积水体较深。茅口组燧石结核、孤峰组硅质岩和大隆组硅质岩落在正常水区和热水区交界线附近。

### 3. Ba, As, Sb 的关系

现代洋底扩张中心的热热水沉积物和古代热水沉

积硅质岩一般富含 Ba, As, Sb 微量元素(表 3)<sup>[3]</sup>。鄂西五峰组和龙马溪组层状硅质岩的 Ba, As, Sb 含量较高, 其它硅质岩 Ba, As, Sb 含量较低。从图 3 和表 3 可以看出: 鄂西古生代硅质岩中 Ba, As, Sb, Cu, Ni 含量与其泥质含量 ( $Al_2O_3$ ) 成正比; 而热水沉积硅质岩 Ba, As, Sb 含量高, 但与其泥质含量无正比关系。现代海洋调查结果表明, 正常海相沉积物中, Ba 和 As 的富集与泥质吸附和有机质有密切关系。

### 2.3 稀土元素

稀土元素已逐渐成为一种地球化学示踪剂, 是恢复古海洋环境、判别氧化还原环境, 判别热水沉积的一个重要依据。一般来说, 热水沉积硅质岩具有稀土总量低, Ce 的亏损较明显, 而 Eu 的亏损不明显, 甚至出现 Eu 正异常。经标准化后 ( $HREE/LREE > 1$ ) 的配分曲线呈平缓的左倾型, 而非热水沉积硅质岩的稀土元素组成与页岩相似, 相对富集轻稀土, 配分曲线呈平缓右倾型<sup>[5, 12]</sup>。

从表 4 可知, 火山事件白色粘土岩(7号样)的 REE 含量最高, 吴家坪组底部薄层灰岩(8号样的

REE 最低。硅质岩中龙马溪组和五峰组硅质岩中因含泥质 REE 含量较高, 并且 REE 含量与其中泥质含量成正比, 显示了正常海洋沉积特点。孤峰组和大隆组硅质岩和茅口组燧石的 REE 值较低。

鄂西硅质岩的 REE 配分型式总体上呈平坦型。仅孤峰组硅质岩(3号样)REE 配分型式略呈向左倾,

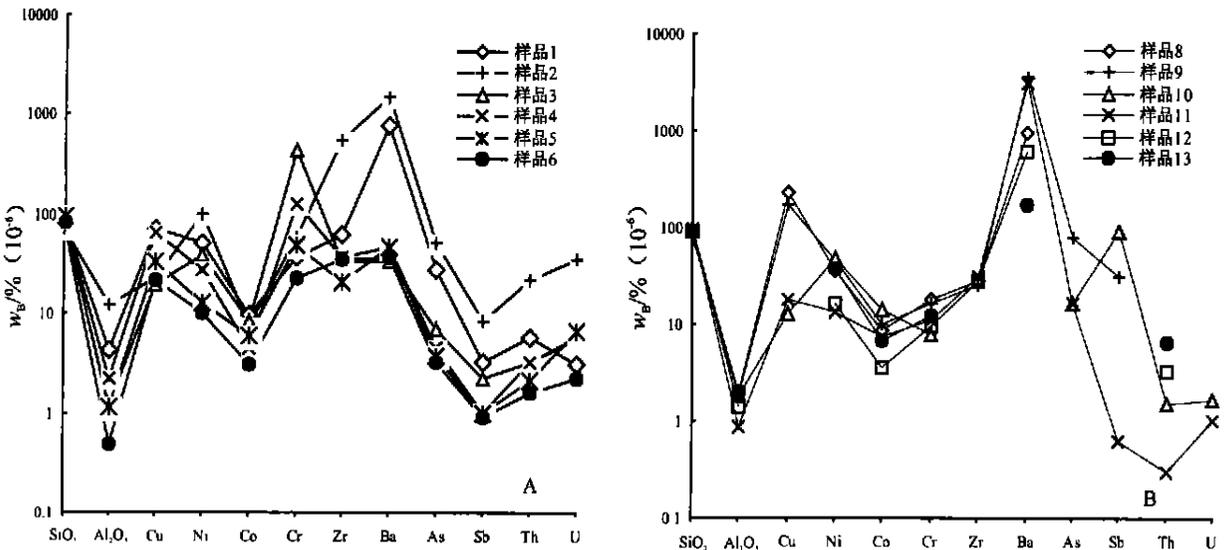


图 2 鄂西古生代硅质岩与各地热水硅质岩微量元素对比

(样品序号同表 3)

Fig. 2 Diagrams showing the comparison of the trace elements from the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei and the hydrothermal siliceous rocks in other places (The sample numbers as in Table 3)

并且轻微弱的负Ce异常,其它硅质岩的Ce不显负异常(图4)。鄂西硅质岩具极弱的负Eu异常。稀土元素配分型式表明,鄂西五峰组和龙马溪组硅质岩基本上属于正常海水沉积;孤峰组和大隆组层状硅质岩、茅口组灰岩中燧石结核不属于典型的热水沉积硅质岩,却受一定的热水作用影响。

Wright(1987)把稀土元素中的Ce与邻近的La和Nd元素相关的变化称为铈异常( $Ce_{anom}$ )<sup>[7]</sup>。其公式为:

$$Ce_{anom} = \log[3Ce_N / (2La_N + Nd_N)]$$

式中n为一个给出样品经北美页岩或球粒陨石

标准化的值。 $Ce_{anom}$ 值已被作为判断古海水氧化-还原条件的标志,以大于-0.1表示Ce的富集,反映水体呈缺氧环境,而小于-0.1则表示Ce的负异常,反映水体呈氧化环境。鄂西硅质岩中仅有孤峰组硅质岩 $Ce_{anom}$ 值略小于-0.1,其余硅质岩的 $Ce_{anom}$ 值均大于-0.1,说明是还原环境的产物。这与野外观察到的层状硅质岩与碳质页岩和富含有机质泥页岩共生的现象相符合。

从图5可看出,鄂西古生代硅质岩及相关样品的点无一例外地全部落入图左上方贫铈、富铈族稀土区,与大陆型沉积、东海浅海大陆架沉积物分布于

表4 鄂西古生代硅质岩的稀土元素含量( $w_B/10^{-6}$ )

Table 4 REE contents in the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei ( $w_B/10^{-6}$ )

样品序号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	REE	$Ce_{anom}$
1	17.30	32.60	3.93	13.20	2.69	0.50	2.53	0.45	2.18	0.49	1.25	0.22	1.24	0.19	11.50	90.27	-0.004
2	78.2	133.0	14.60	50.30	11.00	1.51	8.72	1.54	10.00	2.22	6.08	0.90	5.35	0.08	54.60	378.10	-0.029
3	5.51	8.62	1.12	4.82	0.92	0.17	1.04	0.16	0.92	0.22	0.64	0.10	0.57	0.08	6.08	30.97	-0.104
4	11.00	22.30	2.55	10.40	1.66	0.25	1.81	0.29	1.71	0.37	1.07	0.16	1.04	0.16	10.10	64.91	-0.002
5	3.41	6.30	0.67	2.82	0.56	0.08	0.60	0.10	0.54	0.13	0.33	0.05	0.35	0.04	3.08	19.06	-0.024
6	4.79	8.62	1.08	4.24	1.00	0.19	1.08	0.18	0.95	0.20	0.50	0.07	0.38	0.06	7.22	30.56	-0.044
7	105	182	20.50	70.40	15.50	3.18	12.40	2.11	16.10	3.60	10.60	1.42	8.72	1.34	102	554.90	-0.025
8	2.20	3.90	0.38	1.01	0.25	0.07	0.26	0.04	0.20	0.05	0.14	0.02	0.16	0.02	2.54	11.24	0.022

(样品号与表1中相同)

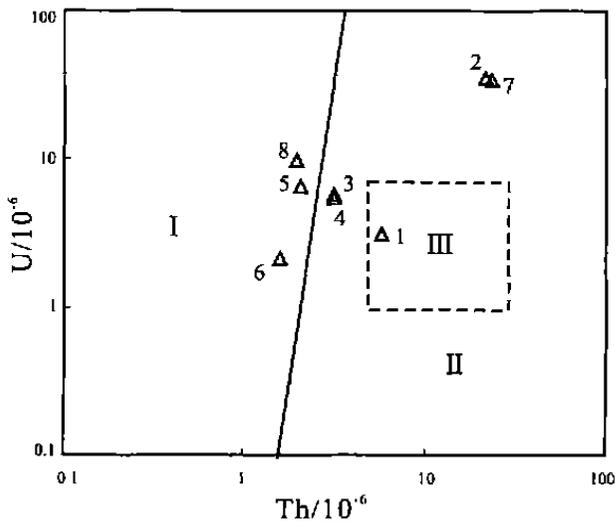


图3 鄂西古生代硅质岩 U-Th 判别图(样品序号同表1)

I. 热水区; II. 非热水区; III. 深海区

Fig. 3 U-Th discriminant diagram for the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei (The sample numbers as in Table 1)

I = hydrothermal field; II = non-hydrothermal field; III = deep-sea field

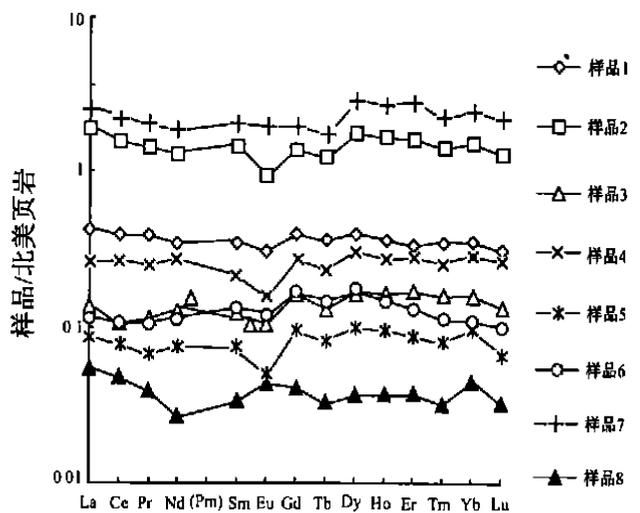


图4 鄂西古生代硅质岩的稀土元素配分型式(样品序号同表1)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE distribution patterns for the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei (The sample numbers as in Table 1)

同一区域。方一亭等(1993)研究的扬子区五峰组页岩样品也在这个区内<sup>[13]</sup>。球粒陨石、洋壳和大洋玄武岩、深海粘土的点构成富钕、富钐族稀土区。

### 3 硅质岩的沉积环境

#### 3.1 五峰组和龙马溪组层状硅质岩的沉积环境

奥陶纪末期, 扬子区周缘古陆开始相对隆起并日益扩大, 海域逐渐缩小。五峰期, 中上扬子区属于四周被古陆或台地环绕的、半封闭的陆棚内较深水盆地<sup>[14, 15]</sup>。

五峰组笔石页岩段沉积时, 晚奥陶世最后一次海侵达到高峰期<sup>[16]</sup>, 该段属于凝缩段沉积。观音桥段沉积期, 正值冈瓦纳大陆冰川高峰期, 海平面下降, 陆地面积和剥蚀区面积增加, 气候温暖潮湿以化学风化为主, 故陆源碎屑注入量只是稍有增加。此时中上扬子海域与外海域相通, 生物以 *Himantia-Kinnella* 动物群为特色, 属于较正常海水陆表海低水位域沉积。志留纪初, 又开始海侵。按正常沉积层序, 龙马溪组下段应为海侵体系域, 而中上扬子区龙马溪组底部却与五峰组笔石页岩段相似的岩相, 表现出饥饿段特征。龙马溪期初, 海侵是海水倒灌式注入受局限的陆表海<sup>[17]</sup>, 海水突然加深, 此时陆源碎屑注入量少, 沉积状态仍是饥饿的。

奥陶纪末至志留纪初, 扬子板块处于低纬度温湿气候, 较多的降雨量汇聚于半封闭浅海盆地使其淡化, 五峰组底部出现小型无铰腕足类发育并缺乏正常盐度底栖生物标志着海水开始淡化, 当海水进一步淡化, 海水循环变差使海底成为强还原状态, 底栖生物无法生存, 形成以漂浮生物为主的五峰组笔石页岩<sup>[18]</sup>。方一亭(1993)<sup>[13]</sup>、冯洪真等(1993)<sup>[19]</sup>地球化学方法研究过奥陶纪末扬子海的淡化现象。观音桥段沉积期, 冰川大规模凝聚, 冰块聚集了淡水, 海平面下降而水体趋于正常。奥陶纪末大冰期的融化和全球气候变暖可能与地外事件有关<sup>[20]</sup>。龙马溪期初, 冰川消融带来的冷淡水流入局限海中, 来不及与海水混合, 海底乃是处于缺氧的滞流环境, 不利于底栖生物繁衍和碳酸盐沉积, 形成了黑色薄层状笔石页岩夹薄层硅质岩及粉砂岩, 硅质岩所占比例较五峰组减少。龙马溪组从下向上, 硅质岩和黑色页岩逐渐减少, 粉砂质逐渐增多, 颜色逐渐变浅, 代表随着海侵的继续海水循环变畅之沉积过程。五峰组和龙马组底部硅质岩的沉积环境是半封闭的缺氧的滞流盆地, 水深比下部陆棚深, 很可能在 300~500m 以下。

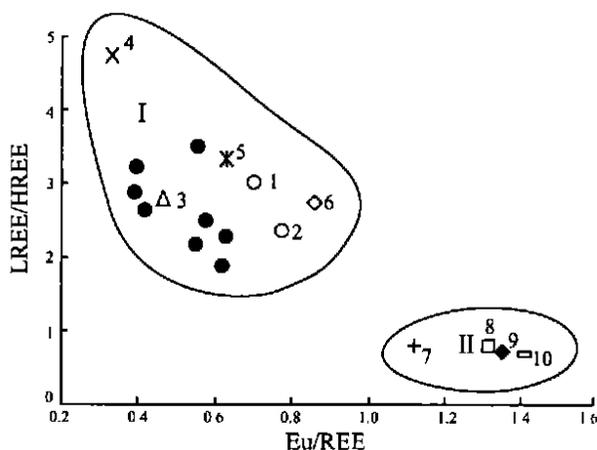


图5 鄂西古生代硅质岩与其它样品的 LREE/HREE-Eu/REE 图解

I. 陆壳-浅海沉积体系; II. 洋壳-深海沉积体系。实心圆为鄂西的 8 个样品(表 1); 1. 汉源轿顶山五峰笔石页岩; 2. 金口河五峰组笔石页岩; 3. 汉源石板沟五峰组笔石页岩; 4. 江苏句容仑山五峰组火山沉积岩; 5. 东海大陆架软泥粉砂; 6. 大陆型沉积壳层; 7. 太平洋深海粘土; 8. 洋壳; 9. 大洋玄武岩; 10. 球粒陨石<sup>[13]</sup>

Fig. 5 LREE/HREE versus Eu/REE diagram for the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei and other rock samples

I = continental crustal-shallow-sea depositional systems; II = oceanic crustal-deep-sea depositional systems. The solid circles represent eight samples from western Hubei; 1 = graptolite shale from the Wufeng Formation in Jiadingshan, Hanyuan, Sichuan; 2 = graptolite shale from the Wufeng Formation in Jinkouhe, Sichuan; 3 = graptolite shale from the Wufeng Formation in Shibangou, Hanyuan, Sichuan; 4 = volcanic-sedimentary rocks from the Wufeng Formation in Cangshan, Jurong, Jiangsu; 5 = ooze and silt from the East China Sea continental shelf; 6 = continental sedimentary crust; 7 = Pacific deep-sea clay; 8 = oceanic crust; 9 = oceanic basalt; 10 = chondrite

#### 3.2 孤峰组、大隆组层状硅质岩的沉积环境

华南二叠系孤峰组和大隆组层状硅质岩性、层序地层、岩相古地理、地球化学和构造地质背景等方面有许多相似之处。80 年代中晚期一些研究者对它们的生物化学成因已作了专门研究<sup>[21~24]</sup>。但关于孤峰组和大隆组硅质岩的沉积水深, 这些层位中所含生物的生态环境, 上升洋流的控制因素, 当时碳酸盐补偿深度, 热水沉积作用等问题, 一直颇有争议<sup>[23~28]</sup>。

陈洪德等(1999)认为我国南方二叠纪沉积盆地是在伸展构造背景下形成的。当时的南方板块周边的秦岭海、甘孜-理塘洋及金沙江洋, 甚至古西太平洋, 都处于伸展条件下。因此, 南方板块的板缘及“焊接”软弱的板内地区出现张性盆地是完全可能

的<sup>29]</sup>。罗志立(1988)认为上扬子地台及西南地区晚古生代地裂运动,在晚二叠世大规模峨眉山玄武岩喷溢时达到了高潮<sup>30]</sup>。杜远生等(1997)认为秦岭勉略洋盆在加里东末期—海西早期尚未闭合,二叠纪是南秦岭裂陷开裂最剧烈的时期<sup>31]</sup>。

二叠系放射虫硅质岩大多数分布在扬子板块边缘深大断裂形成的裂陷槽区<sup>[27,28]</sup>。在板块内部,层状硅质岩分布在一些重要断裂带或断裂的交汇处控制的台盆或凹地中。

茅口期晚期,中扬子区曾大面积露出海平面形成古岩溶地貌雏形,在此之后由于地壳拉张裂陷作用,形成慈利至修水的中部盆地和鄂西台盆。鄂西的台盆可能与慈利-修水盆地<sup>[32]</sup>是相通的(图6A),为一个北西向展布的台盆沟,它与北面秦岭海槽方向是大致平行的,属于同应力场的次一级裂陷槽。茅口期晚期,鄂西的古地理分区,大致以天阳坪古断裂为界<sup>33]</sup>。该断裂以北,秭归北部、兴山、远安、宜昌、当阳一带,茅口期地层为开阔台地相的生物灰岩(茅口组)。该断裂以南,恩施、长阳及秭归南部,茅口阶分为两部分,下部仍然是开阔台地相生物灰岩(茅口组);上部为台盆(沟)相碳质页岩和硅质岩(孤峰组)。利川、建始一带,茅口组上部为较深水陆棚相的灰岩夹薄层状硅质岩。

吴家坪期晚期,鄂西的全区属开阔台地,沉积含燧石结核、团块、条带的生屑灰岩。吴家坪期末—长兴期初,受地壳地裂活动影响,在建始、巫山、恩施、宣恩、鹤峰一带形成鄂西盆地,台盆中形成大隆组(30~40m)。在巫山巫溪一带,鄂西盆地与北部盆地相通。鄂西盆地西边是川东碳酸盐台地,台地边缘陡峭且边缘生物礁相发育;鄂西盆地东斜坡相对较缓,秭归、长阳西部、石门一带为盆地边缘,大隆组沉积厚度仅7~10m(图6B)。

鄂西二叠纪层状硅质岩的沉积环境属台盆,其水深估计有三百多米。

夏邦栋等(1996)认为下扬子地区下二叠统孤峰组层状硅质岩是热水硅质岩,并混入了少量非热水物质。下扬子区孤峰组硅质岩特别发育,其常量、微量、稀土元素与鄂西秭归、长阳的孤峰组和大隆组硅质岩均有一些差别。笔者认为鄂西孤峰组和大隆组层状硅质岩不属于典型的热液沉积作用,但却受一定的水热作用影响,孤峰组硅质岩受热水作用相对明显些。

现今,在显微镜下看到鄂西层状硅质岩中放射虫、海绵骨针比较少(5%~30%)。不应简单地归结

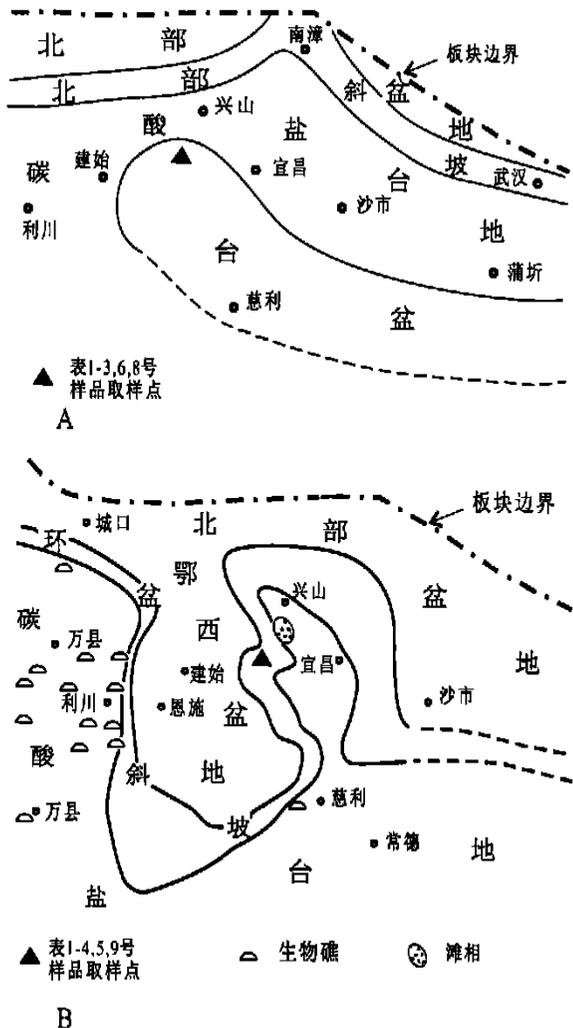


图6 鄂西茅口晚期和长长期古地理  
A. 茅口晚期; B. 长长期

Fig 6 Palaeogeography of western Hubei during the late Maokouan and Changxingian  
A= late Maokouan; B= Changxingian

于以热水纯化学作用为主,而应考虑非晶质SiO<sub>2</sub>成岩过程中的溶解作用。由于海水中SiO<sub>2</sub>处于不饱和状态,非晶质SiO<sub>2</sub>的溶解是海洋中二氧化硅循环的一种重要作用。原来沉积时曾存在比现保存更多的硅质生物,它们的大部分在沉积发生后的成岩早期被溶解掉了。硅质岩中的细粒石英,是由于硅质微体化石在成岩的溶解使沉积物中二氧化硅饱和而形成的。现代洋中脊侧翼被热水穿过的马里亚纳丘中,还存在着非晶质SiO<sub>2</sub>的溶解作用<sup>[35]</sup>。

CaO/(Fe+CaO)和(MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)×100两项地化指标均表示:大隆组硅质岩及其上的大冶组底部的含铁粘土岩沉积海水环境有些淡化。姚华舟等(1996)从古生态学角度曾讨论过三峡地区晚二叠世

晚期—早三叠世早期陆表海环境可能有淡化现象<sup>[36]</sup>。这方面还有待于进一步研究。

鄂西古生界几个层位层状硅质岩中都发现了虽厚度薄但分布广的火山事件粘土岩,大隆组中还有凝灰岩,这些是火山喷发带来的硅质参与硅质岩形成的佐证。

最后,笔者认为鄂西乃至华南古生代层状硅质岩与古海洋的重大事件有密切关系,值得进一步深入研究。

### 3.3 栖霞组、茅口组和吴家坪组燧石结核成因

吕炳全和瞿建忠曾提出<sup>[29]</sup>:下扬子区下二叠统栖霞组和孤峰组中的硅质层和燧石团块、磷结核等,是大规模海进和上升流形成的浅海缺氧环境的产物。二叠纪的几次大规模海进和上升流作用,造成扬子海陆棚上大面积(尤其是凹地上)缺氧环境,并带来了大量溶解硅和营养盐供放射虫、硅质海绵等生物大量繁殖,它们死亡后以蛋白石沉积下来,成岩过程中逐渐转化成玉髓。鄂西栖霞组灰岩中发育团块构造、似枕状构造。在团块中,灰质成分高,泥质成分相对低,生物相对较完整。在团块周围,波状层理、沙纹层理较发育,介形虫、海百合、腕足和藻类相对较破碎,是上升流对生物遗体搬运、磨蚀所致。

### 参考文献:

- [1] 汪啸风,项礼文,倪世钊,等.长江三峡地区生物地层学(早古生代分册)[M].北京:地质出版社,1987.43—168.
- [2] 冯宝华,董茹丽.火山事件沉积粘土岩的研究及其意义[J].中国区域地质,1992,11(2):149—155.
- [3] BOSTROM K, KRAEMERT, GARTNER S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni, and Co in Pacific pelagic sediments [J]. *Chemical Geology*, 1973, 11(2): 123—148.
- [4] ADACHI M, YAMAMOTO K, SUGISAKI 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.
- [5] 刘家军,郑明华.热水沉积硅质岩的地球化学[J].四川地质学报,1993,13(2):110—118.
- [6] SUGISAKI R, YAMAMOTO K, ADACHI M. Triassic bedded cherts in central Japan are not pelagic [J]. *Nature* 1982, 298(5875): 644—647.
- [7] 江纳言,贾蓉芬,王子玉,等.下扬子区二叠纪古地理和地球化学环境[M].北京:石油工业出版社,1994.42—99.
- [8] 张士三.沉积岩层中镁铝含量比的研究及其应用[J].矿物岩石地球化学通讯,1988,(2):12—13.
- [9] 王东安.扬子地台元古代以来硅质岩地球化学特征及其成因[J].地质科学,1994,29(1):41—52.
- [10] 张汉文.秦岭泥盆系的热液沉积岩及其与矿产的关系——概

论秦岭泥盆系的热液沉积岩[J].中国地质科学院.西安地质矿产研究所所刊[C].北京:地质出版社,1991.(13):15—37.

- [11] 周永章.丹池盆地热水成因硅质岩地球化学特征[J].沉积学报,1990,8(3):75—83.
- [12] 周永章,涂光炽,Edward H. Chown.粤西古水剖面震旦系顶层状硅质岩的热液成因属性:岩石学和地球化学证据[J].沉积学报,1994,12(3):1—11.
- [13] 方一亭,边立曾,俞剑华,等.晚奥陶世五峰期扬子板块沉积模式[J].沉积学报,1993,11(3):7—12.
- [14] 刘秉理,李建明.中扬子地区上奥陶统五峰组的缺失及其意义[J].江汉石油学院学报,1993,15(2):15—18.
- [15] 周名魁,王汝植,李志明,等.中国南方奥陶纪—志留纪岩相古地理图与成矿作用[M].北京:地质出版社,1993,46—95.
- [16] 曾庆奎.峡东地区奥陶纪腕足类群落与海平面升降变化[A].中国地质科学院.宜昌地质矿产研究所所刊[C].北京:地质出版社,1991.(16):20—42.
- [17] 何起祥,业冶铮,张明书,等.受限陆表海的海侵模式[J].沉积学报,1991,9(1):1—10.
- [18] 耿良玉.论下扬子区五峰页岩的陆表海成因[A].中国古生物学会.中国古生物学会第十三、十四届学术年会论文选集[C].合肥:安徽科学技术出版社,1986.103—114.
- [19] 冯洪真,俞剑华,方一亭,等.五峰期上扬子海古盐度分析[J].地层学杂志,1993,17(3):179—186.
- [20] 汪啸风,柴之芳.奥陶系与志留系界线处生物绝灭事件及其与铍和碳同位素异常的关系[J].地质学报,1989,63(3):255—263.
- [21] 童玉明,周祖勋.鄂东南下二叠统茅口组放射虫硅质岩的成因初探[J].沉积学报,1985,3(2):67—72.
- [22] 孔庆玉,龚与颢.安徽巢县下二叠统硅质岩的成因[J].石油与天然气地质,1986,7(2):171—174.
- [23] 孔庆玉,龚与颢.苏皖地区下二叠统放射虫硅质岩形成环境探讨[J].石油与天然气地质,1987,8(1):86—89.
- [24] 金若谷.四川龙门山北段下二叠统大隆组放射虫岩及其形成环境[J].地质论评,1987,33(3):238—247.
- [25] 吕炳全,瞿建忠.下扬子地区早二叠世海进和上升流形成的缺氧环境的沉积[J].科学通报,1989,34(22):1721—1724.
- [26] 夏邦栋,钟立荣,方中,等.下扬子区下二叠统孤峰组层状硅质岩成因[J].地质学报,1995,69(2):125—137.
- [27] 朱洪发,秦德余,刘翠琴.论华南孤峰组和大隆组硅质岩成因、分布规律及其构造机制[J].石油实验地质,1989,11(4):341—348.
- [28] 殷鸿福,丁梅华,张克信,等.扬子区及其周缘东吴—印支期生态地层学[M].北京:科学出版社,1995.62—292.
- [29] 陈洪德,王成善,刘文均,等.华南二叠纪层序地层与盆地演化[J].沉积学报,1999,17(4):529—535.
- [30] 罗志立,金以钟,朱夔玉,赵锡奎.试论上下扬子地台的峨眉地裂运动[J].地质论评,1988,34(1):11—23.
- [31] 杜远生,殷鸿福,王治平.秦岭造山带加里东期—早海西期的盆地格局与构造演化[J].地球科学,1997,22(4):401—405.
- [32] 冯增昭,何幼斌,吴胜和.中下扬子地区二叠纪岩相古地理[M].北京:地质出版社,1991.45—100.

- [33] 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990. 548-604.
- [34] 陈先沛, 高计元, 陈多福, 等. 热水沉积作用的概念和几个岩石学标志[J]. 沉积学报, 1992, 10(3): 124-132.
- [35] WHEAT C G, MCDUFF R E. Hydrothermal flow through the Mariana Mounds: Dissolution of amorphous silica and degradation of organic matter on a mid-ocean ridge flank [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(11): 2461-2475.
- [36] 姚华舟, 张仁杰. 长江三峡地区晚二叠世—早三叠世早期沉积特征[J]. 华南地质与矿产, 1996, (4): 65-68.

## Geochemistry and sedimentary environments of the Palaeozoic siliceous rocks in western Hubei

LEI Bian-jun<sup>1</sup>, QUE Hong-pei<sup>1</sup>, HU Ning<sup>2</sup>, NIU Zhi-jun<sup>2</sup>, WANG Hua<sup>1</sup>

(1. *Southwest China College of Petroleum, Nanchong 637001, Sichuan, China*; 2. *Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, Hubei, China*)

**Abstract:** The thin-bedded siliceous rocks are developed in the Upper Ordovician Wufeng Formation, the lower part of the Lower Silurian Longmaxi Formation, Lower Permian Gufeng Formation and Upper Permian Dalong Formation in western Hubei. The nodular and/or stratoid cherts are observed in the limestones of the Permian Qixia, Maokou and Wujiaping Formations. The geochemical signatures based on the Fe-Al-Mn triangular diagram, U-Th discriminant diagram, Cu, Ni, Co, Cr and Zr correlation diagram, the elements Ba, As and Sb and REE distribution patterns all suggest that the bedded siliceous rocks in the Wufeng and Longmaxi Formations may be assigned to the biochemical and chemical sediments deposited from normal sea water. Although the bedded siliceous rocks in the Gufeng and Dalong Formations and chert nodulars in the Maokou Formation are not characteristic of hydrothermal sediments, they are affected by the hydrothermal deposition. This case is especially noticeable for the siliceous rocks in the Gufeng Formation. The sedimentary environments of the siliceous rocks in the Wufeng and Longmaxi Formations are represented by relatively stagnant and deep-water basins surrounded by ancient continents, island chains and carbonate platforms. The siliceous rocks in the Gufeng and Dalong Formations, western Hubei were deposited in the reduced environments of the basins and/or platform trenches within carbonate platforms created by faulting and rifting. The ratios of  $\text{CaO}/(\text{Fe}+\text{CaO})$  and  $(\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3) \times 100$  show that the sea water during the deposition of the siliceous rocks in the Wufeng, Longmaxi and Dalong Formations might be slightly freshened. The bioclastic limestones with nodular or stratoid cherts in the Qixia, Maokou and Wujiaping Formations lay down in the reduced environments caused by rapid transgression and upwelling currents.

**Key words:** siliceous rock; major element; trace element; REE; sedimentary environment