



竹山县城旁杨家堡组发育齐全,其顶底界线清晰。笔者进行了详细地实测,剖面起点为  $32^{\circ}14'9.46''\text{N}$ ,  $110^{\circ}14'33.36''\text{E}$ 。该组底部为黑色中—厚层碳硅质泥岩、硅质白云岩夹硅质岩,单层厚度  $12\sim 28\text{cm}$ ,总厚  $41.2\text{m}$ ;下部为黑色中—薄层白云岩夹硅质岩,单层厚  $5\sim 15\text{cm}$ ,水平层理发育,总厚  $24.2\text{m}$ ;中部为黑色薄层硅质岩夹碳硅质泥岩,厚  $31.6\text{m}$ ;上部为灰色硅质岩夹泥岩,厚  $102\text{m}$ (图2)。总体而言,杨家堡组下部白云岩居多,中上部白云岩减少,以硅质岩及硅质页岩为主,反映该地区水体逐渐变深的一个过程。

笔者系统采集硅质岩样品,共采集样品 21 件(图2)。在室内进行了薄片观察后选取 17 件样品进行主量元素和微量元素分析。这 17 件硅质岩样品主要由微晶石英所组成(含量均超过 85%),含少量碳质及微量白云母。石英颗粒细小,粒度一般  $0.01\sim 0.05\text{mm}$ ,彼此镶嵌排列,颗粒长轴呈定向性排列,少量石英颗粒达  $0.1\sim 0.2\text{mm}$ ,呈条带状相对集中分布。

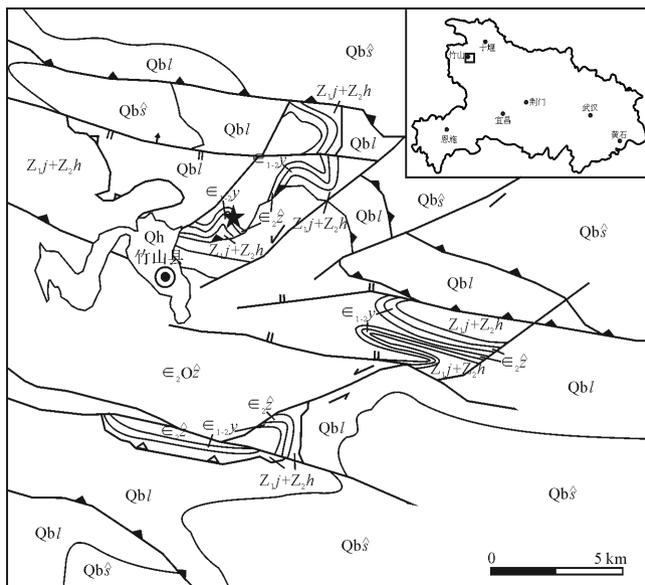


图1 竹山地区地质简图及剖面位置

Fig.1 Geological sketch map of Zhushan area and location of the section of Yangjiabao Formation

## 2 分析方法及结果

采集的硅质岩样品,磨去风化表面,取新鲜部分,用蒸馏水去污后,粉碎至 200 目,干燥后送至分析测试。主量元素测试在国土资源部武汉岩矿测试中心

的 X 射线荧光光谱仪(AXXIOS)上进行的,测试结果见表 1。微量元素送至中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR),使用该实验室 Agilent 7500a ICP-MS 分析完成,精度优于  $\pm 3\%$ 。详细的样品处理、分析测试、分析精度同 Liu 等<sup>[20]</sup>,分析结果见表 2。

本文采用澳大利亚后太古代平均页岩(PAAS)进行稀土元素标准化<sup>[21]</sup>。Ce、Eu、Pr 和 Y 异常表达式分别为:  $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 2 \times \text{Ce}_N / (\text{La}_N + \text{Pr}_N)$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N / (\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{1/2}$ ,  $\text{Pr}/\text{Pr}^* = 2\text{Pr}_N / (\text{Ce}_N + \text{Nd}_N)$ ,  $\text{Y}/\text{Y}^* = 2\text{Y}_N / (\text{Dy}_N + \text{Ho}_N)$ <sup>[22]</sup>(N 代表页岩标准化)。

## 3 地球化学特征

竹山地区杨家堡组除底部样品 Z-1 的  $\text{SiO}_2$  (83.3%) 含量较低外,其他样品  $\text{SiO}_2$  含量介于  $90.13\% \sim 98.47\%$ ,为较纯的硅质岩(图3)。样品 Z-1 具有较高的烧失量(7.55%)和较高的 CaO 含量(6.83%),表明被烧失的挥发分以  $\text{CO}_2$  为主。除 Z-1 外,所有的其他常量元素含量都低于 2%。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  和  $\text{TiO}_2$  含量均偏低,分别为  $0.19\% \sim 1.45\%$  和  $0.01\% \sim 0.09\%$ ,MnO 含量为  $0.0004\% \sim 0.009\%$ 。全铁含量为  $0.053\% \sim 0.348\%$ (用  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量表示)。

稀土元素的分析结果见表 2。经 PAAS 标准后的分布曲线(图2)显示,杨家堡组样品均呈左倾分布。所有样品均显示 Ce 的负异常和 Y 的正异常,  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  介于  $0.25$  与  $0.92$  之间,平均为  $0.54$ ;Eu 成负异常,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  为  $0.74 \sim 3.61$ ,平均值为  $1.65$ 。 $\text{La}_N/\text{Ce}_N$  为  $0.96 \sim 3.34$ ,平均为  $1.92$ ;  $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  为  $0.048 \sim 0.481$ ,平均为  $0.167$ 。 $\text{Y}/\text{Ho}$  值介于  $34.81 \sim 60.19$ ,平均为  $47.0$ 。除样品 Z-20 外,其他样品  $\Sigma\text{REE}$  普遍偏低( $1.919 \sim 76.54\text{ug/g}$ ),平均为  $25.37$ ,不到 PAAS 的  $\Sigma\text{REE}$  总量( $184.79\text{ug/g}$ )的  $1/7$ 。

## 4 讨论

### 4.1 硅质岩成因

硅质岩中的 Al、Ti 主要来自于陆源物质,而 Fe、Mn 主要来自于热液活动<sup>[23]</sup>。Adachi 分析了深海钻探计划 Leg32 航次的 42 个白垩系样品后指出,热水沉积硅质岩具有较高的  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  值,最高值可达  $6.68\%$ <sup>[24]</sup>。此外,硅质岩中的  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$  比例也是判别热液的贡献的一个重要指标,该比值与距大洋中脊的距离呈正相关<sup>[25]</sup>,例如日本三叠纪 Kamiaso 生物成因的远洋硅质岩中  $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$  约为

0.60<sup>[24]</sup>,而深海钻探计划 Leg32 航次发现的热液硅质岩中该比值平均为 0.12。杨家堡组硅质岩  $TFe_2O_3$  值为 0.043% ~ 0.341%, 远少于热水成因的硅质岩  $TFe_2O_3$  含量,其  $Al/(Al+Fe+Mn)$  的平均值为 0.71, 更

接近于日本三叠纪 Kamiaso 生物成因的硅质岩组成。此外,在 Yamamoto 等<sup>[26]</sup>建立的 Al-Fe-Mn 图解中,杨家堡组硅质岩数据落入或者靠近非热水成因的范围内(图 4)。

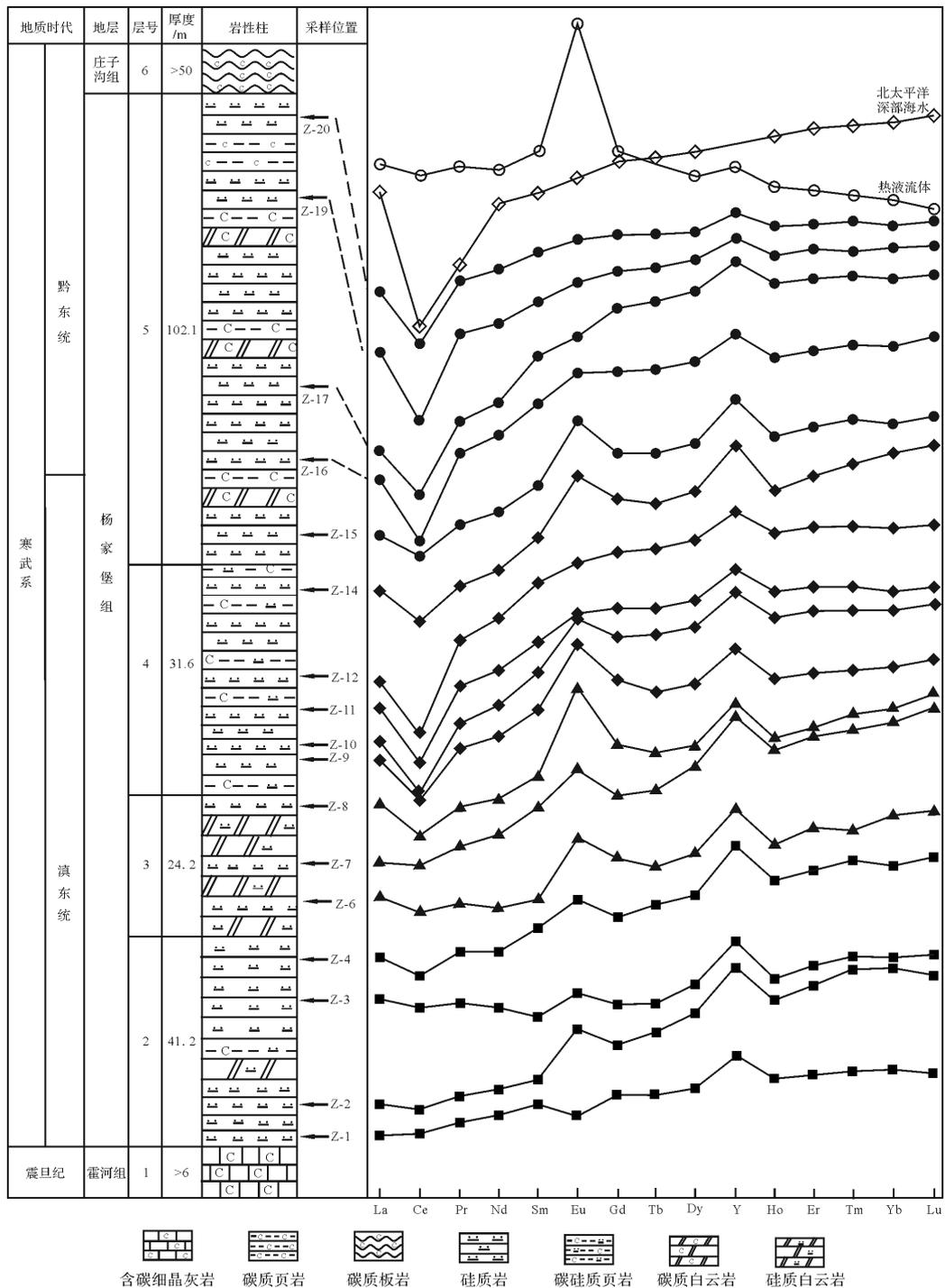


图 2 竹山杨家堡组地层柱状图及样品页岩标准化稀土模式曲线

北太平洋深部海水 PAAS 曲线据 Alibo, *et al.*, 1998<sup>[22]</sup>, 热液流体的 PAAS 曲线据常华进等, 2008<sup>[4]</sup>

Fig.2 The stratigraphic column and PAAS-normalized REE patterns for siliceous rocks of Yangjiabao Formation

PAAS-normalized REE patterns for North Pacific Deep Water and submarine hydrothermal fluids are based on Alibo, *et al.*, 1998<sup>[22]</sup> and Chang, *et al.*, 2008<sup>[4]</sup>, respectively

表1 竹山地区杨家堡组主量元素含量表

Table 1 Major element content of siliceous rocks of Yangjiabao Formation in Zhushan area

原编号	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11	Z-12	Z-14	Z-15	Z-16	Z-17	Z-19	Z-20
SiO <sub>2</sub>	83.3	97.84	97.42	97.27	95.19	98.47	97.32	96.53	96.92	97.53	96.91	98.07	93.47	97.16	96.97	95.66	90.13
TiO <sub>2</sub>	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.19	0.23	0.25	0.22	0.26	0.25	0.3	0.5	0.27	0.29	0.45	0.26	0.64	0.33	0.33	0.25	1.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.04	0.01	0.02	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.07	0.01	0.27	0.04	0.02	0.01	0.19
FeO	0.05	0.05	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.07	0.07	0.03	0.03	0.03	0.03
MnO	0.009	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.0004	0.001	0.001	0.003	0.0004	0.004	0.001	0.0003	0.0003	0.001	0.001
MgO	1.82	0.13	0.13	0.31	0.09	0.11	0.02	0.04	0.03	0.02	0.05	0.01	0.06	0.04	0.05	0.36	0.46
CaO	6.83	0.24	0.21	0.45	1.6	0.12	0.1	0.18	0.05	0.07	0.08	0.1	0.34	0.05	0.18	0.62	0.36
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.02	0.01	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	0.04	0.04	0.03	0.02	0.06	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.01	0.09	0.04	0.08	0.05	0.34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.004	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.1	0.01	0.04	0.04	0.03	0.21	0.02	0.11	0.02	0.27
LOI	7.55	1.37	1.72	1.36	2.57	0.88	1.43	1.8	1.91	1.45	1.65	0.96	1.42	1.69	1.94	2.73	5.28
总量	99.88	99.94	99.86	99.74	99.87	99.98	99.35	99.33	99.38	99.56	99.37	99.54	96.63	99.44	99.76	99.79	98.62
*TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.066	0.066	0.073	0.066	0.053	0.093	0.103	0.103	0.126	0.083	0.126	0.088	0.348	0.073	0.053	0.043	0.223
Al/(Al+Fe+Mn)	0.65	0.72	0.71	0.71	0.78	0.66	0.68	0.78	0.61	0.71	0.73	0.68	0.58	0.77	0.82	0.81	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.95	0.96	0.86	0.96	0.93	0.81	0.81	0.88	0.79	0.85	0.87	0.96	0.70	0.89	0.94	0.96	0.88
SiO <sub>2</sub> /(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)	1190	1630	2435	1945	1057	2461	4866	1930	1938	1625	1615	4903	934	1619	881	1062	250
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	438.42	425.39	389.68	442.14	366.12	393.88	324.40	193.06	358.96	336.31	215.36	377.19	146.05	294.42	293.85	382.64	62.16
(K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O)/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	0.26	0.16	0.23	0.35	0.16	0.07	0.10	0.19	0.21	0.13	0.08	0.16	0.18	0.33	0.36	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /(Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> )	0.95	0.96	0.86	0.96	0.93	0.81	0.81	0.88	0.79	0.85	0.87	0.96	0.70	0.89	0.94	0.96	0.88

\*TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>值代表全铁,其值为\*TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>=Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+1.111 3×FeO

表2 竹山地区杨家堡组稀土元素含量表

Table 2 REE content of siliceous rocks of Yangjiabao Formation in Zhushan area

样品号	PAAS	Z-1	Z-2	Z-3	Z-4	Z-6	Z-7	Z-8	Z-9	Z-10	Z-11	Z-12	Z-14	Z-15	Z-16	Z-17	Z-19	Z-20
La	38.2	3.08	0.26	1.75	0.69	0.82	0.31	1.74	4.41	2.71	4.73	3.18	0.92	10.5	3.68	5.42	6.82	57.5
Ce	79.6	6.67	0.49	3.13	1.05	1.33	0.61	2.08	4.64	2.31	3.78	2.68	1.11	15.4	2.65	5.29	4.26	38.4
Pr	8.83	0.89	0.069	0.38	0.18	0.17	0.094	0.38	1.28	0.87	1.63	1.53	0.23	2.96	1.39	2.1	2.23	17.4
Nd	33.9	3.9	0.3	1.35	0.7	0.61	0.44	1.7	6.05	4.62	8.15	8.75	1.15	14.3	7.4	11.1	10.3	86.2
Sm	5.55	0.77	0.057	0.19	0.17	0.12	0.12	0.41	1.56	1.34	2.17	2.64	0.34	3.71	2.12	4.14	2.44	20.7
Eu	1.1	0.12	0.028	0.056	0.055	0.067	0.045	0.39	0.98	0.67	0.72	0.74	0.19	2.28	0.72	1.14	0.68	5.38
Gd	4.66	0.76	0.089	0.2	0.17	0.2	0.12	0.61	2.22	2.07	3.34	3.85	0.56	5.53	3.14	8.12	3.54	26.1
Tb	0.77	0.12	0.018	0.033	0.036	0.028	0.022	0.087	0.3	0.36	0.55	0.67	0.085	0.91	0.54	1.52	0.62	4.31
Dy	4.68	0.85	0.15	0.28	0.26	0.22	0.19	0.62	2.07	2.48	3.96	4.73	0.64	6.51	3.78	11	4.39	28.9
Ho	0.99	0.22	0.041	0.065	0.071	0.054	0.056	0.14	0.49	0.62	0.95	1.13	0.14	1.57	0.87	2.65	1	6.71
Er	2.85	0.66	0.15	0.24	0.24	0.21	0.2	0.49	1.54	2	2.94	3.63	0.51	5.32	2.83	8.37	3.15	20.5
Tm	0.41	0.1	0.029	0.04	0.042	0.028	0.033	0.09	0.23	0.3	0.42	0.53	0.09	0.87	0.45	1.25	0.45	2.98
Yb	2.82	0.72	0.21	0.27	0.26	0.26	0.26	0.68	1.64	2.02	2.71	3.51	0.75	5.72	3.04	8.27	3.15	19.6
Lu	0.43	0.1	0.028	0.043	0.046	0.043	0.05	0.13	0.29	0.34	0.44	0.56	0.13	0.96	0.54	1.34	0.5	3.17
ΣREE	184.79	18.96	1.919	8.027	3.97	4.16	2.55	9.547	27.7	22.71	36.49	38.13	6.845	76.54	33.15	71.71	43.53	337.85
Y	27	8.99	2.77	3.41	3.7	2.79	2.71	7.91	22.2	25.9	38.2	44.3	8.32	79.6	35.5	104	34.7	248
Y/Ho	27	41.66	68.09	52.18	52.43	51.39	48.41	55.29	45.47	41.51	40.26	39.08	60.19	50.73	40.91	39.26	34.81	36.98
Ce/Ce*	1	0.92	0.85	0.89	0.69	0.81	0.82	0.59	0.45	0.34	0.31	0.26	0.56	0.63	0.26	0.35	0.25	0.28
Pr/Pr*	1	1.01	1.04	1.08	1.20	1.13	1.03	1.13	1.22	1.20	1.28	1.19	1.08	1.09	1.25	1.21	1.41	1.30
Eu/Eu*	1	0.74	1.78	1.36	1.48	2.03	1.74	3.6	2.45	1.85	1.24	1.07	2.06	2.33	1.29	0.91	1.08	1.07
La <sub>N</sub> /Ce <sub>N</sub>	1	4.27	5.40	2.26	2.41	2.51	1.89	1.57	0.57	0.65	0.77	0.98	2.42	1.46	0.52	1.25	1.26	1.20

硅质岩的 SiO<sub>2</sub>、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 等元素之间的比值也可以用来解释硅质岩的成因。前人经过统计总结了一些双变量图解,这些图解可用来区分火山成

因硅质岩与生物成因硅质岩。苏联别洛耶湖凝灰岩硅质岩与麦维姆河上游生物成因的硅质岩在 SiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub>-(K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O) 的双变量图解上数据分区

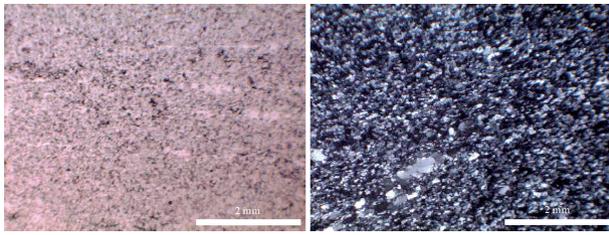


图3 寒武纪杨家堡组硅质岩(Z-2样品)岩石显微照片  
(左为单偏光,右为正交偏光)

Fig.3 Photomicrographs of Cambrian siliceous rocks (Sample Z-2)  
(Left: sole polarized; Right: crossed polarized)

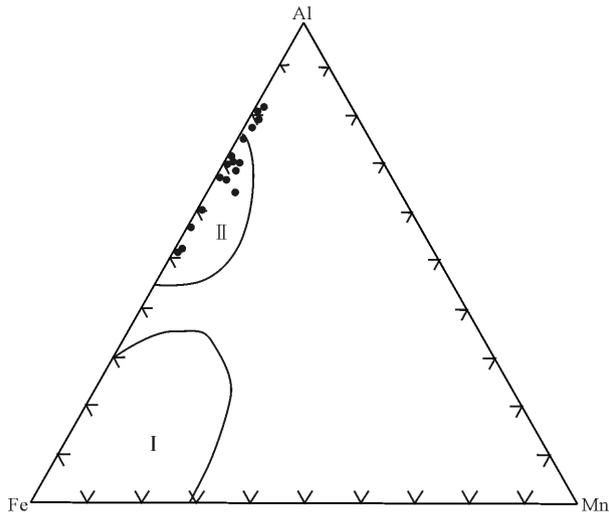


图4 杨家堡组硅质岩 Al-Fe-Mn 三角判别图

I. 热水成因硅质岩 (Hydrothermal-deposited siliceous rocks); II. 非热水成因硅质岩 (Non-Hydrothermal siliceous rocks)

Fig.4 Al-Fe-Mn discriminant diagram for siliceous rocks of Yangjiabao Formation

明显<sup>[27]</sup>。不同成因的硅质岩在  $(K_2O+Na_2O)-Al_2O_3$  图解中也会落入不同的区域<sup>[28]</sup>。在杨家堡组硅质岩的  $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$  图解中,有4个样品都落入了生物成因区,其他13个样品紧靠生物成因区(图5),而在  $SiO_2-Al_2O_3$  图解与  $(K_2O+Na_2O)-Al_2O_3$  图解中,样品均落入或者紧靠生物成因区(图6,7)。这些双变量图解综合表明了本区硅质岩为生物本身或生物活动有着密切的关系。

稀土元素也是判断硅质岩成因的有效手段<sup>[4,10,29]</sup>。REE 含量在陆源碎屑(包括黏土矿物)比海水中要高得多,即使少量的陆源碎屑介入到硅质岩中,也能显著其 REE 的组成<sup>[30]</sup>。此外,海底热液流体具有比普通海水高得多的 REE 含量<sup>[31-32]</sup>。除样品 Z-20 的稀土总量为  $337.9 \mu\text{g/g}$ ,其他杨家堡组硅质岩的样品的  $\Sigma \text{REE}$  为  $1.9 \sim 76.54 \mu\text{g/g}$ ,平均为

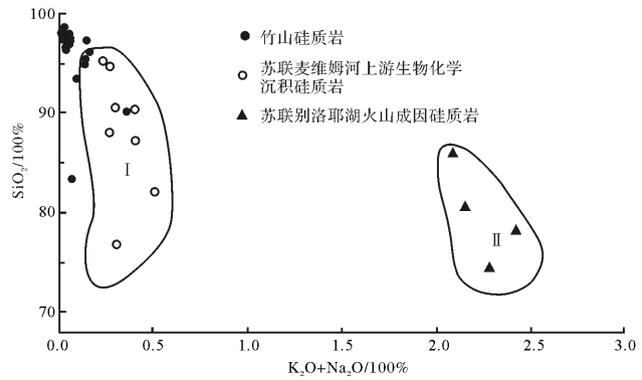


图5 竹山杨家堡组硅质岩的  $SiO_2-(K_2O+Na_2O)$  判别图

I. 生物成因硅质岩 (Biologically-sedimentary siliceous rocks); II. 火山成因硅质岩 (Volcano-sedimentary siliceous rocks)

Fig.5  $SiO_2$  vs.  $(K_2O+Na_2O)$  discriminant diagram for siliceous rocks of Yangjiabao Formation

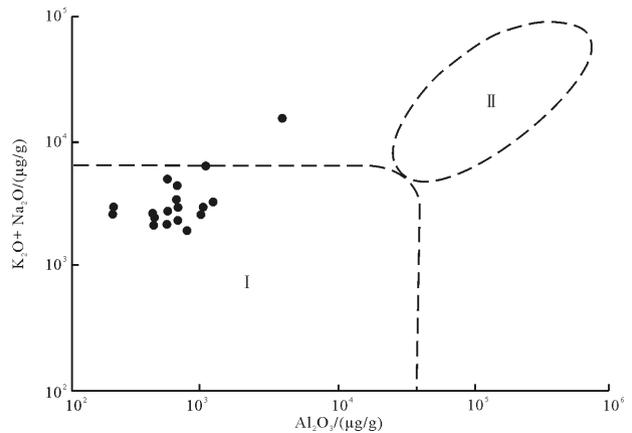


图6 杨家堡组硅质岩  $(K_2O+Na_2O)-Al_2O_3$  判别图

I. 生物成因硅质岩 (Biological-deposited siliceous rocks); II. 火山成因硅质岩 (Volcano-sedimentary siliceous rocks)

Fig.6  $(K_2O+Na_2O)$  vs.  $Al_2O_3$  discriminant diagram for siliceous rocks of Yangjiabao Formation

$25.37 \mu\text{g/g}$ ,和 PAAS 的  $\Sigma \text{REE}$  ( $184 \mu\text{g/g}$ ) 相比,它们具有低得多的稀土总量,表明陆源碎屑物质及热液活动对硅质岩的影响非常小。

LREE 相对于 HREE 的亏损是现代及古代海水的一个显著特征,其 PAAS 标准化曲线呈现左倾的特征<sup>[4,33]</sup>。一般页岩 LREE 相对 HREE 无亏损,配分曲线呈平坦型,而酸性的热液流体的 REE 表现出 Eu 的正异常 ( $Eu/Eu^*$  平均为 15.6) 和 LREE 富集 ( $Gd_N/Yb_N$  平均为 2.57,  $La_N/Yb_N$  平均为 2.4)<sup>[4,34]</sup>,其配分曲线总体呈右倾型。杨家堡组硅质岩的  $La_N/Yb_N$  平均为 0.17,  $Gd_N/Yb_N$  平均为 0.56, PAAS 标准化配分曲线呈现左倾的特征(图2),且 La 呈现正异常 ( $La_N/Ce_N$  为 0.96 ~ 3.34, 平均为 1.92), Gd 为正异常 (0.24 ~

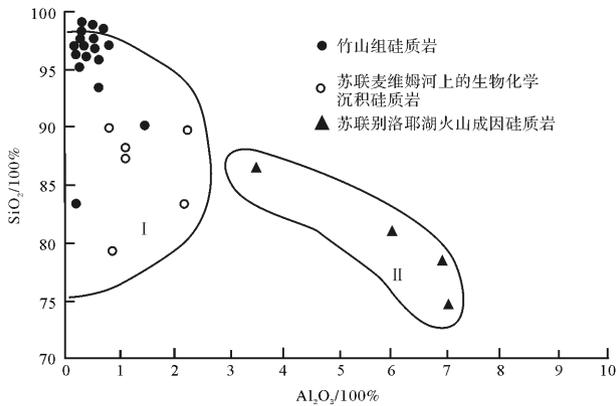


图7 竹山杨家堡组硅质岩  $\text{SiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$  判别图

- I. 生物成因硅质岩 (Biologically-sedimentary siliceous rocks);  
 II. 火山成因硅质岩 (Volcano-sedimentary siliceous rock)

Fig.7  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3$  discriminational diagram for siliceous rocks for Yangjiabao Formation

0.39, 平均为 0.31), 正的 Y 异常 (1.32~2.17, 平均为 1.85), 这些特征与现代海水的稀土配分特征相似。然而,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  值为 0.74~3.61, 平均为 1.65, 表现为弱的正异常, Ce 表现为负异常 (0.25~0.92, 平均为 0.54)。典型热液沉积物常具有明显的 Eu 正异常, 多为热液喷口附近, 而在远离热液喷口的地方, 由于海水混合作用一般不具有明显的 Eu 正异常<sup>[35-36]</sup>。杨家堡组硅质岩不明显的 Eu 异常表明其沉积于热液活动的远端。Ce 的负异常也表明热液活动的存在<sup>[3]</sup>, 但因其具有比 PAAS 低得多的稀土总量, 热液活动对硅质岩成岩的贡献较小。

综上所述, 笔者认为杨家堡组硅质岩的物质来源主要来自于生物或者其活动产生的硅质物质, 热液活动也提供了一部分硅质来源。在震旦纪末期及寒武纪早期, 海洋中菌藻类微生物非常繁盛, 这些菌藻类生物在硅质岩的成岩过程中发挥了重要作用。一方面, 微生物产生大量的有机物质, 在异养细菌的帮助下与水体中的氧发生反应, 使得海水偏酸性而有利于硅质岩的沉积<sup>[4]</sup>, 另一方面, 某些菌藻类能直接参与硅质岩的成岩作用。伊海生等<sup>[37]</sup>和夏文杰等<sup>[38]</sup>在湘西地区震旦纪—寒武纪之交的留茶坡组硅质岩中均发现了丰富的菌藻类生物化石。这些化石一般为 10~20  $\mu\text{m}$ , 小者不到 0.1  $\mu\text{m}$ , 个体较小, 在光学显微镜下亦没有固定的形态和结构。在硅质岩成岩后, 由于矿物的重结晶作用和有机质的降解作用, 使得生物结构更加模糊, 仅能见到色暗、斑点或者凝胶状团块<sup>[38]</sup>。杨家堡组硅质岩的时代与留茶坡组相当, 其

所所有的碳质物质来源于菌藻类或者其活动产生的有机物, 表明硅质岩的形成可能与这些菌藻类生物的活动密切相关。这些菌藻类个体微小, 并且经历重结晶作用和有机质降解, 因此难以观察到明显的生物结构。

#### 4.2 硅质岩的沉积环境

硅质岩在成岩过程中, 可能会造成  $\text{SiO}_2$  含量的变化, 但是其 Al、Fe、Ti 和 REE 却相对稳定, 可以用来区分沉积环境<sup>[39-40]</sup>。Murray<sup>[23]</sup>分析了全球早古生代至第三纪不同沉积背景下的 49 个硅质岩地球化学特征后, 提出用  $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ,  $\text{La}_N/\text{Ce}_N$  和  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  等指标来判别硅质岩的沉积环境<sup>[23]</sup> (图 8a~d)。杨家堡组硅质岩均具有较低的  $\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  比值 (2.16~12.56, 平均值为 5.86) 和  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  比值 (0.65~0.87, 平均值为 0.78),  $\text{La}_N/\text{Ce}_N$  为 0.96~3.34, 平均为 1.92。在  $\text{TFe}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(100-\text{SiO}_2)$  图解和  $100\times\text{TFe}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ - $100\times\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$  图解中, 样品均靠近大陆边缘位置, 但图解并未区分大陆边缘与大洋盆地。在  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  图解中, 有 2 个点落入远洋盆地与大陆边缘交互区内, 其他点均落入大陆边缘范围内, 而在  $\text{La}_N/\text{Ce}_N$ - $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3)$  图解中, 除 4 个数据落入大陆边缘区、1 个数据落入远洋盆地外, 其他的数据点均在靠近大陆边缘及远洋盆地附近。这些特征表明硅质岩沉积于边缘海盆环境。

Y 和 Ho 的离子半径和电负性相近, 因此具有相似的地球化学特征。前人研究表明, 上地壳物质及 PAAS 均具有和球粒陨石相似的 Y/Ho 值 (26~28)<sup>[30,41]</sup>。除高度分异的花岗岩外, 包括洋中脊和大洋岛弧玄武岩在内的岩浆岩, 均具有与球粒陨石相似的 Y/Ho 值<sup>[42]</sup>。不同的水体之间, Y/Ho 的比值也不一致, 如海水的 Y/Ho 值 ( $\text{Y}/\text{Ho} \approx 55$ ) 比河水及河口水体更高, 而河水的 Y/Ho 值与 PAAS 相近或稍高<sup>[43-44]</sup>。Girty 等<sup>[45]</sup>报导了美国的 Shoofly 杂岩中形成于陆源环境的硅质岩的 Y/Ho 平均值为 26.34, 与 PAAS 相近, Y 和 Ho 未发生分异。而日本 Sasayama 中上二叠统远洋盆地环境中的硅质岩 Y/Ho 平均值为 36.80, 明显高于 Shoofly 杂岩中的硅质岩<sup>[46]</sup>。此外, 太平洋海水 (水深 5~2 576 m) 具有明显的 Y 正异常 ( $\text{Y}/\text{Ho}$  值为 53.32~59.24, 平均值为 56.10)<sup>[22]</sup>。杨家堡组硅质岩的 Y/Ho 值介于 34.81~60.19, 平均为 47.0, 存在明显的 Y 与 Ho 的分异, 反映其形成于远离陆源供应的环境。

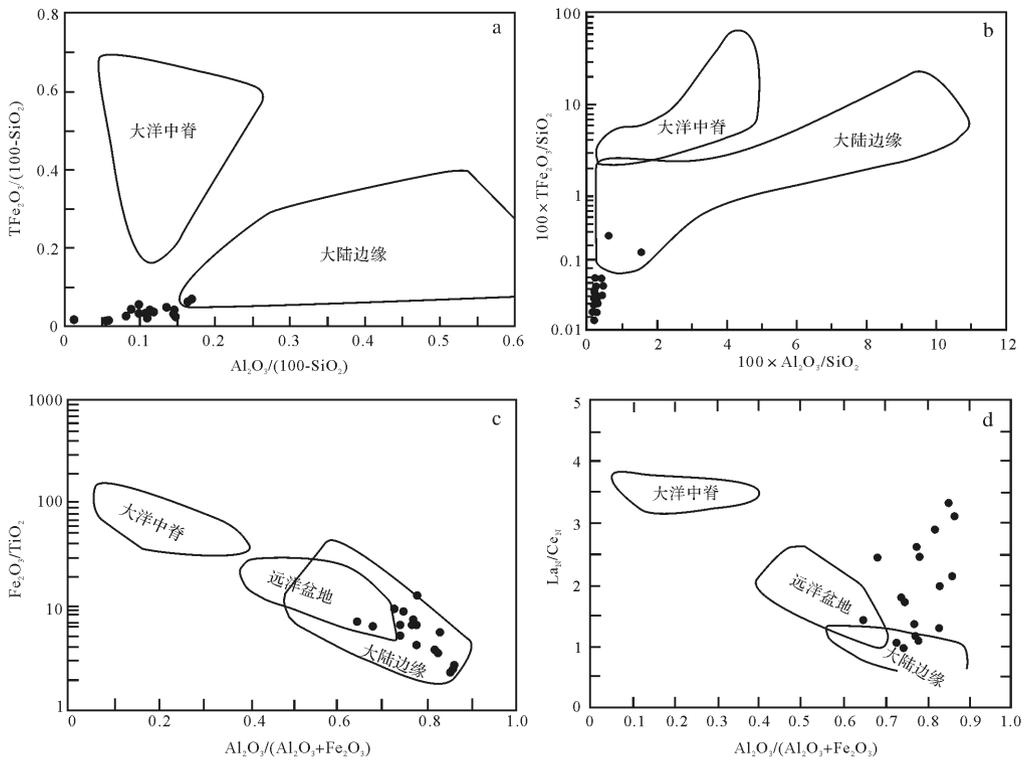


图 8 a.竹山杨家堡组硅质岩  $TFe_2O_3/(100-SiO_2)-Al_2O_3/(100-SiO_2)$  判别图; b.竹山杨家堡组硅质岩  $100 \times TFe_2O_3/SiO_2-100 \times Al_2O_3/SiO_2$  判别图; c.竹山杨家堡组硅质岩  $Fe_2O_3/TiO_2-Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  判别图; d.竹山杨家堡组硅质岩  $La_N/Ce_N-Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  判别图

$Ce/Ce^*$  是判别硅质岩形成环境的有效指标<sup>[23,39-40,47-49]</sup>。地层中 Ce 的负异常主要是由沉积环境和沉积速率所控制,而沉积速率本身与沉积环境关系密切<sup>[41,50]</sup>,如加利福利亚弗朗西斯科杂岩从大陆边缘到远洋盆地,其沉积速率逐渐降低,硅质岩 Ce 负异常越来越明显。形成于大洋中脊及两翼(0~400 km)的硅质岩具有最低的  $Ce/Ce^*$  值(0.17~0.56,平均为 0.28,PAAS 标准化),开阔洋盆中硅质岩具有中等的  $Ce/Ce^*$  值(0.47~0.71,平均值为 0.56,PAAS 标准化),而形成于大陆边缘(>2 800 km)的  $Ce/Ce^*$  值(0.62~1.43,平均值为 1.02,PAAS 标准化)<sup>[41]</sup>。杨家堡硅质岩的  $Ce/Ce^*$  介于 0.28~0.92 之间,平均值为 0.56,且从杨家堡组的底部到顶部具有明显的变小的趋势,底部样品的  $Ce/Ce^*$  值更接近于大陆边缘环境(如 Z-1,Z-2,Z-3),中间样品(如 Z-8,Z-9)更接近于远洋沉积盆地的  $Ce/Ce^*$ ,顶部样品(如 Z-16,Z-17,Z-19,Z-20)更接近于大洋中脊附近的  $Ce/Ce^*$  值。因所有的硅质岩样品的主量元素均未有大洋中脊的硅质岩组成特征, $Ce/Ce^*$  值的变化可以理解为寒武

纪时期扬子北缘被动陆缘裂谷盆地不断扩大,水体逐渐变深的演变过程。

### 5 结论

(1) 竹山地区早寒武世杨家堡组以硅质岩为主,夹少量白云岩、页岩。硅质岩主要由微晶石英所组成,含量均超过 85%,含少量碳质、燧石及微量绢云母。

(2) 根据竹山杨家堡组硅质岩的  $Al-Fe-Mn-(K_2O+Na_2O)-Al_2O_3-SiO_2-(K_2O+Na_2O)-SiO_2-Al_2O_3$  图解,结合低  $\Sigma REE$  及明显左倾的稀土配分特征,认为硅质物质主要来源于生物本身或其生命活动, Eu 和 Ce 的异常也表明其受到热液活动的影响,热液活动提供了一部分硅质来源。

(3) 杨家堡组硅质岩具有较低的  $Fe_2O_3/TiO_2$  及  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  比值,表明其形成于大陆边缘及远洋盆地。Y/Ho 值介于 34.81~60.19,平均为 47.0,存在明显的 Y 与 Ho 的分异,反映其形成于远离陆源供应的环境。其  $Ce/Ce^*$  平均为 0.56,从底部

到顶部有逐渐减小的趋势,记录了寒武纪时期扬子北缘被动陆缘裂谷盆地不断扩大,水体逐渐变深的演变过程。

致谢 湖北省地调院杨金香高级工程师对硅质岩薄片鉴定给予了悉心的指导,审稿人对本文修改提供了建设性意见,在此表示衷心地感谢。

### 参考文献 (References)

- 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. [Feng Caixia, Liu Jiajun. The investive actuality and mineralization significance of cherts[J]. World Geology, 2001, 20(2): 119-123.]
- 邱振,王清晨. 湘黔桂地区中上二叠统硅质岩的地球化学特征及沉积背景[J]. 岩石学报, 2010, 26(12): 3612-3628. [Qiu Zhen, Wang Qingchen. Geochemistry and sedimentary background of the Middle-Upper Permian cherts in the Xiang-Qian-Gui region[J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26(12): 3612-3628.]
- 邱振,王清晨,严德天. 广西来宾蓬莱滩剖面中上二叠统硅质岩的地球化学特征及沉积背景[J]. 岩石学报, 2011, 27(10): 3141-3155. [Qiu Zhen, Wang Qingchen, Yan Detian. Geochemistry and sedimentary background of the Middle-Upper Permian cherts in the Penglaitan section, Laibin, Guangxi province [J]. Acta Petrologica Sinica, 2011, 27(10): 3141-3155.]
- 常华进,储雪蕾,冯连君,等. 湖南安化留茶坡硅质岩的 REE 地球化学特征及其意义[J]. 中国地质, 2008, 35(5): 879-887. [Chang Huajin, Chu Xuelei, Feng Lianjun, et al. REE geochemistry of the Liuchapo chert in Anhua, Hunan[J]. Geology in China, 2008, 35(5): 879-887.]
- 付伟. 藏南硅质岩及富 SiO<sub>2</sub> 热水流体成岩成矿作用研究[D]. 广州: 中山大学, 2007. [Fu Wei. Study on petrogenesis and mineralization of chert formation and SiO<sub>2</sub>-rich hydrothermal fluids in south Tibet [D]. Guangzhou: Sun Yat-sen University, 2007.]
- 何俊国. 特提斯构造域东段中、新生代硅质岩及其沉积环境研究[D]. 广州: 中山大学, 2009. [He Junguo. Study on Mesozonic and Cenozonic chert and its sedimentary environment in Tethyan domain [D]. Guangzhou: Sun Yat-sen University, 2009.]
- 周永章. 丹池盆地热水成因硅岩的沉积地球化学特征[J]. 沉积学报, 1990, 8(3): 75-83. [Zhou Yongzhang. On sedimentary geochemistry of siliceous rocks originated from thermal water in Nandan-Hechi Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1990, 8(3): 75-83.]
- 周永章,何俊国,杨志军,等. 华南热水沉积硅质岩建造及其成矿效应[J]. 地学前缘, 2004, 11(2): 373-377. [Zhou Yongzhang, He Junguo, Yang Zhijun, et al. Hydrothermally sedimentary formations and related mineralization in South China [J]. Earth Science Frontiers, 2004, 11(2): 373-377.]
- Zhou Y Z, Chown E H, Guha J, et al. Hydrothermal origin of Late Proterozoic bedded chert at Gusui, Guangdong, China: Petrological and geochemical evidence [J]. Sedimentology, 1994, 41(3): 605-619.
- Chen D Z, Wang J G, Qing H R, et al. Hydrothermal venting activities in the Early Cambrian, South China: Petrological, geochronological and stable isotopic constraints [J]. Chemical Geology, 2009, 258(3/4): 168-181.
- 彭军,夏文杰,伊海生. 湘西晚前寒武纪层状硅质岩的热水沉积地球化学标志及其环境意义[J]. 岩相古地理, 1999, 19(2): 29-37. [Peng Jun, Xia Wenjie, Yin Haisheng. Geochemical characteristics and depositional environments of the Late Precambrian bedded siliceous rocks in western Hunan [J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1999, 19(2): 29-37.]
- 彭军,田景春,伊海生,等. 扬子板块东南大陆边缘晚前寒武纪热水沉积作用[J]. 沉积学报, 2000, 18(1): 107-113. [Peng Jun, Tian Jingchun, Yin Haisheng, et al. The Late Precambrian hot water sedimentation of the southeast Yangtze Plate continental Margin [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 2000, 18(1): 107-113.]
- 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. [Yang Haisheng, Zhou Yongzhang, Yang Zhijun, et al. Geochemical characteristics and significance of hydrothermal cherts-A case study of South China [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni, 2003, 42(6): 111-115.]
- 江永宏,李胜荣. 湘、黔地区前寒武—寒武纪过渡时期硅质岩生成环境研究[J]. 地学前缘, 2005, 12(4): 622-629. [Jiang Yonghong, Li Shengrong. A study of the fluid environment of silicalite of transitional Precambrian-Cambrian age in Hunan and Guizhou provinces [J]. Earth Science Frontiers, 2005, 12(4): 622-629.]
- 李晓彪,罗远良,罗泰义,等. 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[J]. 矿物学报, 2007, 27(3/4): 302-314. [Li Xiaobiao, Luo Yuanliang, Luo Taiyi, et al. Pre-early Cambrian black rock series in Chengkou district, Chongqing: (2) sedimentary environment study of chert in Lower Cambrian Bashan Formation [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2007, 27(3/4): 302-314.]
- 彭三国,龙宝林,李书涛,等. 武当—桐柏—大别成矿带成矿地质特征与找矿方向[M]. 武汉: 中国地质大学出版社有限责任公司, 2013: 26-40. [Peng Sanguo, Long Baolin, Li Shutao, et al. Metallogenic Characteristics and Ore Prospecting in the Wudang-Tongbai-Dabie Belt, China [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press Co., Ltd, 2013: 26-40.]
- 陈高潮,张清盛,孔文年,等. 南秦岭东段下寒武统黑色岩系钒矿成矿地质背景浅析[J]. 西北地质, 2011, 44(4): 50-57. [Chen Gaochao, Zhang Qingsheng, Kong Wennian, et al. Mineral characteristics and exploration prospect of vanadium deposit of Lower Cambrian black rocks series in South Qinling east segment [J]. Northwestern Geology, 2011, 44(4): 50-57.]
- 夏竹,蔡学林,覃建雄. 武当山地区晚震旦世至早古生代古地理轮廓分析与推覆作用[J]. 岩相古地理, 1997, 17(3): 36-45. [Xia Zhu, Cai Xuelin, Qin Jianxiong. Late Sinian to Early Palaeozoic palaeogeography and thrusting in the Wudang Mountain area, Northwestern Hubei [J]. Sedimentary Facies and Palaeogeography, 1997, 17(3): 36-45.]

- 19 刘宝珺,许效松,潘杏南,等. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京:科学出版社,1993. [Liu Baojun, Xu Xiaosong, Pan Xingnan, et al. The Ancient Continental Sedimentary Crustal Evolution and Mineralization in South China[M]. Beijing: Science Press, 1993.]
- 20 Liu Y S, Zong K Q, Kelemen P B, et al. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. *Chemical Geology*, 2008, 247(1/2): 133-153.
- 21 McLennan S M. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary process[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 1989, 21(1): 169-200.
- 22 Alibo D S, Nozaki Y. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(3/4): 363-372.
- 23 Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications[J]. *Sedimentary Geology*, 1994, 90(3/4): 213-232.
- 24 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.
- 25 Boström K, Peterson M N A. The origin of Aluminum-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise [J]. *Marine Geology*, 1969, 7(5): 425-447.
- 26 Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terranes[J]. *Sedimentary Geology*, 1987, 52(1/2): 65-108.
- 27 王东安. 雅鲁藏布江深断裂带所产硅质岩的特征与成因[C]//中国科学院青藏高原综合科学考察队著. 西藏南部的沉积岩. 北京:科学出版社,1981:1-86. [Wang Dong'an. The characteristics and genesis of the silicite coming from Brahmaputra deep fault [C]// Qinghai-Tibet plateau comprehensive science survey team of CAS, Ed. The sedimentary rocks of southern Tibet. Beijing: Science Press, 1981: 1-86.]
- 28 韩发, Hutchinson R W. 大厂锡多金属矿床热液喷气沉积的证据——含矿建造及热液沉积岩[J]. *矿床地质*, 1989, 8(2): 25-40. [Han Fa, Hutchinson R W. Evidence for exhalative origin for rocks and ores of the Dachang Tin polymetallic field: the ore-bearing formation and hydrothermal exhalative sedimentary rocks[J]. *Mineral Deposits*, 1989, 8(2): 25-40.]
- 29 German C R, Klinkhamaer G P, Edmond J M, et al. Hydrothermal scavenging of rare-earth elements in the ocean [J]. *Nature*, 1990, 345: 516-518.
- 30 Taylor S R, McLennan S M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985.
- 31 De Baar H J W, Bacon M P, Brewer P G. Rare earth elements in the Pacific and Atlantic Oceans[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1985, 49(9): 1943-1959.
- 32 Elderfield H, Greaves M J. The rare earth elements in seawater[J]. *Nature*, 1982, 296(5854): 214-219.
- 33 Sholkovitz E R, Langding W M, Lewis B L. Ocean particle chemistry: the fractionation of rare earth elements between suspended particles and seawater[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(6): 1567-1579.
- 34 Douville E, Bienvenu P, Charlou J L, et al. Yttrium and rare earth elements in fluids from various deep-sea hydrothermal systems [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(5): 627-643.
- 35 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan complex and Monterey group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(7): 1875-1895.
- 36 邱振,王清晨. 广西来宾中上二叠统硅质岩海底热液成因的地球化学证据[J]. *中国科学(D辑):地球科学*, 2011, 41(5): 725-737. [Qiu Zhen, Wang Qingchen. Geochemical evidence for submarine hydrothermal origin of the Middle-Upper Permian chert in Laibin of Guangxi, China[J]. *Science China(Seri.D): Earth Sciences*, 2011, 41(5): 725-737.]
- 37 伊海生,曾允孚,夏文杰. 扬子地台东南大陆边缘上震旦统硅质岩的超微组构及其成因[J]. *地质学报*, 1994, 68(2): 132-141. [Yi Haisheng, Zeng Yunfu, Xia Wenjie. Ultramicrofabrics and genesis of Upper Sinian chert on the southeast continental margin of the Yangtze platform[J]. *Acta Geologica Sinica*, 1994, 68(2): 132-141.]
- 38 夏文杰,彭军,伊海生. 湘黔地区震旦纪菌藻硅质岩特征及形成机理探讨[J]. *矿物岩石*, 1993, 13(3): 21-28. [Xia Wenjie, Peng Jun, Yi Haisheng. The characteristics and discussion of forming mechanism of the Sinian algal and bacteria cherts in Hunan and Guizhou provinces[J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 1993, 13(3): 21-28.]
- 39 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1992, 56(7): 2657-2671.
- 40 Murray R W, Jones D L, Buchholtz ten Brink M R. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet[J]. *Geology*, 1992, 20(3): 271-274.
- 41 黄虎,杜远生,黄志强,等. 桂西晚古生代硅质岩地球化学特征及其对右江盆地构造演化的启示[J]. *中国科学(D辑):地球科学*, 2013, 43(2): 304-316. [Huang Hu, Du Yuansheng, Huang Zhiqiang, et al. Depositional chemistry of chert during Late Paleozoic from Western Guangxi and its implication for the tectonic evolution of the Youjiang Basin [J]. *Science China (Seri. D): Earth Sciences*, 2013, 43(2): 304-316.]
- 42 Tanaka K, Takahashi Y, Shimizu H. Local structure of Y and Ho in calcite and its relevance to Y fractionation from Ho in partitioning between calcite and aqueous solution[J]. *Chemical Geology*, 2008, 248(1/2): 104-113.
- 43 Nozaki Y, Zhang J, Amakawa H. The fractionation between Y and Ho in the marine environment[J]. *Earth and Planetary Science Letters*,

- 1997, 148(1/2): 329-340.
- 44 Lawrence M G, Greig A, Collerson K D, et al. Rare earth element and yttrium variability in southeast Queensland Waterways[J]. Aquatic Geochemistry, 2006, 12(1): 39-72.
- 45 Girty G H, Ridge D L, Knaack C, et al. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California[J]. Journal of Sedimentary Research, Section A: Sedimentary Petrology and Processes, 1996, 66(1): 107-118.
- 46 Kato Y, Nakao K, Isozaki Y. Geochemistry of late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: Implications for an oceanic redox change[J]. Chemical Geology, 2002, 182(1): 15-34.
- 47 Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale[J]. Geology, 1990, 18(3): 268-271.
- 48 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辑): 化学, 1995, 25(1): 93-100. [Ding Lin, Zhong Dalai. Rare earth elements and Ce anomalies in the chert of the Paleo - Tethys Ocean, Changning - Menglian belt, western Yunnan[J]. Scientia Sinica Chimica, 1995, 25(1): 93-100.]
- 49 李献华. 赣东北蛇绿混杂岩带中硅质岩的地球化学特征及构造意义[J]. 中国科学(D辑): 地球科学, 2000, 30(3): 284-290. [Li Xianhua. Geochemistry of the Paleozoic radiolarian chert within the NE Jiangxi ophiolite mélange and its tectonic significance[J]. Science China (Seri.D): Earth Sciences, 2000, 30(3): 284-290.]
- 50 Holser W T. Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1997, 132(1/2/3/4): 309-323.

## Petrogenesis and Sedimentary Environment of Siliceous Rocks of Yangjiabao Formation in Zhushan Area, Northwestern Hubei

LIU Hao<sup>1,2</sup> XU DaLiang<sup>1</sup> NIU ZhiJun<sup>1,2</sup> PENG LianHong<sup>1</sup> WEI YunXu<sup>1</sup> ZHAO XiaoMing<sup>1,2</sup>

(1. Wuhan Center of China Geological Survey, Wuhan 430205;

2. Key Laboratory of Paleontology and Coevolution of Life and the Planet, CGS, Wuhan 430205)

**Abstract:** Deepwater siliceous rocks developed during the Early Cambrian in Zhushan area which located on the north margin of the Yangtze block. These rocks mainly comprise pure siliceous rocks, with little dolomite and shale. The siliceous rocks are composed of microcrystalline quartz (content of more than 85%) and some carbon, flint and sericite. They show high SiO<sub>2</sub> content (93.4%, on average) by geochemical analysis. Contents of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> are as low as 0.19%~1.45% and 0.01%~0.09%, respectively. And TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> accounts for 0.053%~0.342%. The ratio of Al/(Al+Fe+Mn) is from 0.58 to 0.83 (0.73, on average), with Eu/Eu\* being in 0.74~3.61 range (1.65, on average), which indicates the silicon comes from biological activities and hydrothermal injection. Meanwhile, the ratio of TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) are evidently low to 2.16~12.56 and 0.65~0.87 Y is positive anomaly (Y/Ho value is 34.81~60.19) and Ce is negative anomaly (Ce/Ce\* value is 0.28~0.92), implying that these rocks were deposited in an ocean basin with no input of terrigenous materials. Negative anomaly of Ce are less evident to upside, which records the expansion of the passive continental margin rift basin on the northern Yangtze block.

**Key words:** Yangjiabao Formation; siliceous rocks; depositional environment; geochemistry