

doi:10.3969/j.issn.2097-0013.2022.01.010

## 右江盆地东缘早泥盆世莫丁组硅质岩地球化学特征 及地质意义

刘飞<sup>1,2</sup>, 严乐佳<sup>3</sup>, 李堃<sup>1,2</sup>, 黄圭成<sup>1</sup>, 汤朝阳<sup>1,2</sup>, 邱啸飞<sup>1,2</sup>

LIU Fei<sup>1,2</sup>, YAN Le-Jia<sup>3</sup>, LI Kun<sup>1,2</sup>, HUANG Gui-Cheng<sup>1</sup>, TANG Chao-Yang<sup>1,2</sup>, QIU Xiao-Fei<sup>1,2</sup>

1. 中国地质调查局武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 武汉 430205; 2. 古生物与地质环境演化湖北省重点实验室, 武汉 430205; 3. 中国冶金地质总局广西地质勘查院, 南宁 530022

1. Wuhan Center of China Geological Survey (Central South China Innovation Center for Geosciences), Wuhan 430205, Hubei China;

2. Hubei Key Laboratory of Paleontology and Geological Environment Evolution, Wuhan 430205, China;

3 Guangxi Geological Exploration Institute of China Metallurgical Geology Bureau, Nanning 530022, Guangxi, China

**摘要:** 右江盆地东缘南宁地区泥盆系发育大量碎屑岩至碳酸盐岩夹层状硅质岩、硅质团块和硅质结核的海相沉积。层状硅质岩最早出现于早泥盆世莫丁组(D<sub>1</sub>m), 主量、微量和稀土元素研究表明: 莫丁组硅质岩具较高的SiO<sub>2</sub>含量(91.86%-95.57%, 均值为94.36%), 较低的Al/(Al+Fe+Mn)值(0.05-0.30, 均值为0.12), 较高的Y/Ho值(24.20-48.79, 均值为37.14)和U/Th值(0.90-11.84, 均值为5.72), 具明显的Ce负异常( $\delta$ Ce=0.32-0.83, 均值为0.62)和Eu正异常( $\delta$ Eu=1.15-2.92, 均值为1.76)。岩石地球化学综合判别表明, 莫丁组硅质岩为热液成因。结合古生物、沉积特征及前人在邻区的研究成果, 认为莫丁组硅质岩形成于开阔海盆的沉积环境。区域对比显示, 右江盆地早泥盆世以来的海侵由南东向北西发展, 海水自南东向北西逐渐变浅, 至埃姆斯期晚期海侵范围持续扩大, 盆地东缘已发展成为开阔海盆。莫丁组硅质岩的热液成因进一步证实了右江盆地基底在埃姆斯期晚期发生裂解, 而热液活动自东向西, 自边缘至内部逐渐减弱的规律表明盆地基底的裂解可能受控于盆地边界的深大断裂, 在盆地边缘基底断裂围限的区域热液活动更强、裂解程度更高。

**关键词:** 右江盆地东缘; 莫丁组; 硅质岩; 热液成因; 基底裂解; 早泥盆世

中图分类号: P534.44; P544+.4

文献标识码: A

文章编号: 2097-0013(2022)01-0135-12

**Liu F, Yan L J, Li K, Huang G C, Tang C Y and Qiu X F. 2022. Geochemical Characteristics and Geological Significance of Siliceous Rocks in Moding Formation of Early Devonian in Eastern Margin of Youjiang Basin. *South China Geology*, 38(1):135-146.**

**Abstract:** A series of Devonian clastic rocks to carbonate rocks with intercalated siliceous rocks, siliceous masses and siliceous nodules were developed in Nanning area in eastern margin of Youjiang Basin. The study of the major, trace and rare earth elements shows that the layered siliceous rocks, firstly found in Moding Formation in early Devonian, carried higher SiO<sub>2</sub> values (91.86 to 95.57%, average 94.36%), lower Al/(Al+Fe+Mn) values (0.05 to 0.30, average 0.12), higher Y/Ho values (24.20 to 48.79, average 37.14), and higher U/Th values (0.90 to 11.84, average 5.72) with obvious negative Ce anomalies (0.32 to 0.83, average 0.62) and positive Eu anomalies (1.15 to 2.92, average 1.76). The rocks were of hydrothermal genesis

收稿日期: 2021-6-24; 修回日期: 2021-9-5

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目(121201009000150012、DD20211391)资助

第一作者: 刘飞(1988—), 男, 工程师, 从事区域地质调查工作, E-mail: liufeigeo@foxmail.com

under overall assessment, considered to form in the depositional environment of open sea basin according to paleontological and sedimentary characteristics and former research. The regional comparison tells that since early Devonian the transgression of Youjiang Basin developed from southeast to northwest as sea water gradually became shallower, continuing to expand in late Stage of Emsian while the eastern margin of Youjiang Basin developed into an open sea basin. Hydrothermal genesis of siliceous rocks in Moding Formation further confirmed that the basement of Youjiang Basin had been rifted in late stage of Emsian. Gradually decrease of hydrothermal activity from east to west and from margin to interior suggests that the rifting may be affected by the deep and big fault from the basin edge, while hydrothermal activity was stronger and rifting was greater on the edge of the basin basement with faults surrounded.

**Key words:** eastern margin of Youjiang Basin; Moding Formation; siliceous rocks; hydrothermal genesis; rifting; Early Devonian

右江盆地位于华南板块南缘,横跨滇黔桂三省区,大地构造位置上处于特提斯构造域和太平洋构造域的交汇部位(秦建华等,1996;吴浩若,2003)。右江盆地自南华纪以来经历了复杂的多期次演化过程(陈洪德和曾允孚,1990;杜远生等,2009,2013)。对于古生代盆地的属性,前人还存在不同的认识,如弧后扩张裂谷(刘本培,1986;王鸿祯,1986),陆内裂谷(陈洪德和曾允孚,1990)、被动大陆边缘裂谷(刘宝珺等,1993;曾允孚等,1995)、大陆边缘裂谷(杜远生等,2009)。其中,早泥盆世是右江盆地演化的关键时期:右江盆地基底在加里东造山带夷平的基础上发生裂解,并形成了台地-台间深水海槽相间排列的盆地格局(陈洪德和曾允孚,1990;杜远生等,2009,2013)。对于该次裂解事件,前人从沉积学、古生物学等不同角度开展了研究(陈洪德和曾允孚,1990;秦建华等,1996;王新强和史晓颖,2008;张永利等,2021),但更多集中在盆地内部,对盆地边缘的研究较少。

硅质岩性质较为稳定,受后期成岩及风化作用影响较小,其地球化学特征对于判断岩石成因和沉积环境往往具有良好效果(Adachi et al., 1986; Murray, 1990; Murray et al., 1991, 1992; Murray, 1994; Girty et al., 1996),因而得到了国内外地学工作者的广泛关注和大量研究(丁林和钟大赉,1995; Kato 和 Nakamura, 2003; 黄虎等,2012; Zong R W et al., 2016; 宋江涛等,2021)。前人对右江盆地内部八渡地区和盆地边缘南宁南部地区的泥盆系硅质岩进行的地球化学研究显示,硅质岩为热液成因,

证实早泥盆世期间右江盆地发生了拉张裂解(王卓卓等,2007a, b; Huang H et al., 2013; 周倩玉等, 2019),但缺乏盆地边缘到内部硅质岩地球化学特征变化及热液活动程度的横向对比,也限制了对控制盆地拉张裂解因素的认识。南宁东部地区发育完整的海相泥盆系沉积,表现出碎屑岩至碳酸盐岩夹层状硅质岩、硅质团块和硅质结核的沉积特征;其中,层状硅质岩最早出现于早泥盆世莫丁组( $D_{1m}$ ),并且分隔了下伏郁江组( $D_{1y}$ )及以下层位的碎屑沉积和上覆那叫组( $D_{1nj}$ )及以上层位的碳酸盐岩沉积,对于沉积环境的转变具有重要指示意义(邝国墩等,1989)。为此,本次工作选取了右江盆地东缘南宁东部地区,对莫丁组硅质岩开展主量、微量和稀土元素地球化学研究,以探讨其成因和沉积环境,并进行盆地边缘至内部的横向对比,探讨右江盆地早泥盆世沉积环境的演变。

## 1 区域地质概况

广西南宁东部地区地处右江盆地东缘,位于盆地北界与东界断裂围限的区域(图 1a)。区内发育一套完整的海相泥盆系,分布于五象岭、长塘至六景地区(图 1b),主要由碎屑岩、碳酸盐岩和硅质岩组成,碎屑岩分布于下泥盆统,碳酸盐岩分布于下泥盆统上部至中上泥盆统,硅质岩主要呈层状分布于莫丁组( $D_{1m}$ ),少量以结核状分布于那叫组( $D_{1nj}$ )和民塘组( $D_{2,3m}$ )。

莫丁组底部为黑色中薄层白云质灰岩、白云

岩、薄层硅质条带白云岩夹褐色页岩,与下伏郁江组生物碎屑灰岩呈整合接触,上部为黑色薄层硅质岩,与上覆那叫组呈整合或断层接触。硅质岩主要由微晶石英组成,产较多竹节石(*Nowakia* sp., *Styliolina* sp.) (图 2)。区域上,莫丁组岩性组合和厚度变大不大,自六景往西,薄层硅质岩或硅质成分增多。

## 2 样品采集与分析方法

对长塘地区莫丁组的层状硅质岩共采集 13

件样品进行了研究。受地层出露的影响,样品共分布在 1 km 范围内的 3 个露头(图 1c),其中 SIL01-SIL07 采自 1 号露头(GPS: E108°37'14", N22°49'51"), SIL08-SIL12 采自 2 号露头(GPS: E108°36'45", N22°49'45"), SIL13 采自三号露头(GPS: E108°37'00", N22°49'43")。在区域地质调查过程中,通过纵向地层追索和横向对比确保了样品的相对位置(图 3)。对上述样品进行了主量、微量和稀土元素地球化学测试分析。

将硅质岩样品除去风化表层后粉碎至 200 目,干燥后取 50 mg 用于测试。样品全岩的主量、微量

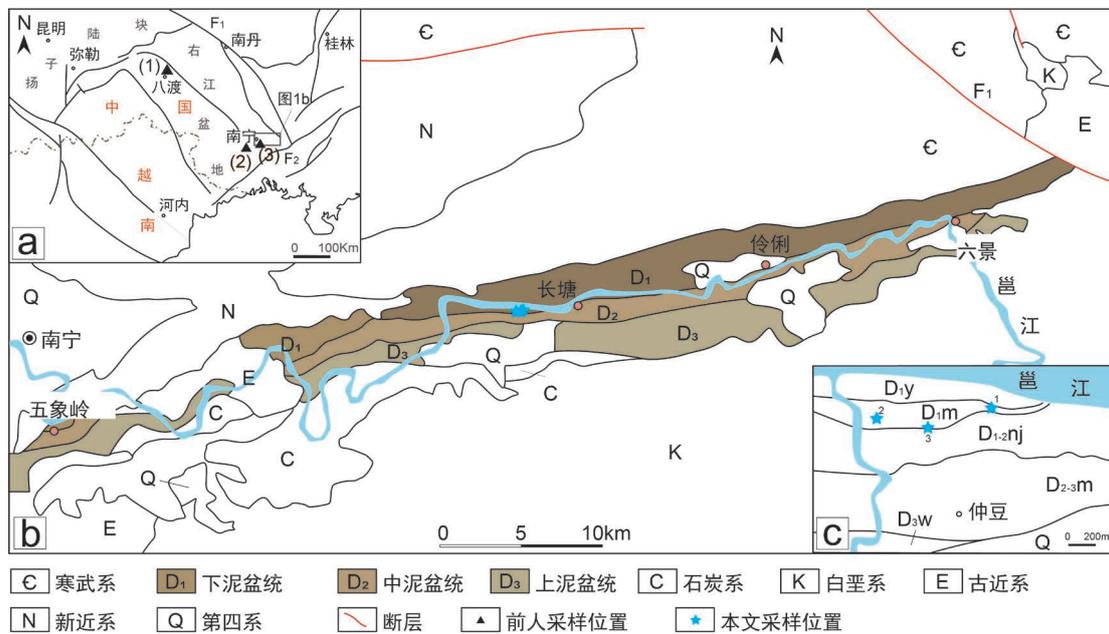


图 1 右江盆地大地构造位置图 (a)、研究区地质简图 (b)、采样位置图 (c)

Fig. 1 Simplified tectonic position of Youjiang Basin (a) and Simplified tectonic position of research region (b) and Sampling location map (c)  
前人采样位置:(1)-Huang H et al(2013);(2)-周倩玉等(2019);(3)-王卓卓等(2007a,b);F<sub>1</sub>-南丹-昆仑关断裂,F<sub>2</sub>-钦州-防城断裂

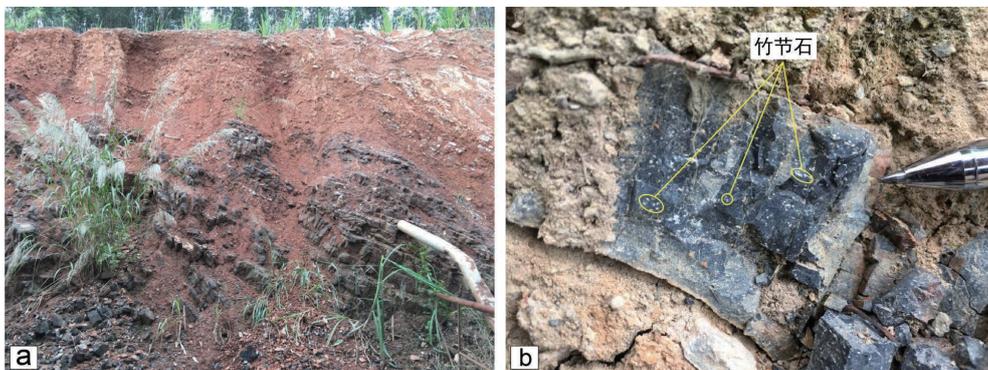


图 2 莫丁组层状硅质岩野外照片

Fig. 2 Field photos of siliceous rocks in Moding Formation

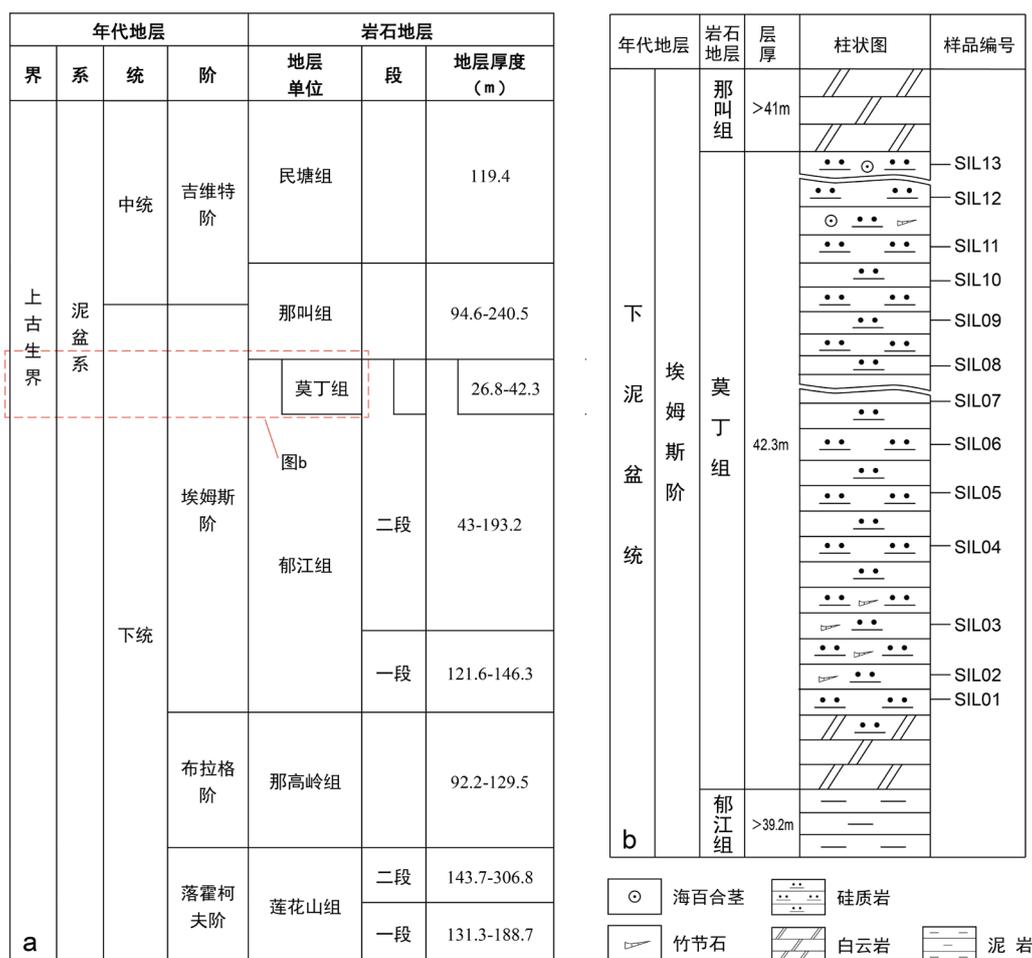


图3 南宁东部下中泥盆统岩石地层单位及其厚度(a)、莫丁组地层柱状图及采样位置(b)

Fig. 3 Stratigraphic histogram of Early and Middle Devonian in eastern Nanning Area (a), Moding Formation and sampling location (b)

a 修改自中国地质调查局武汉地质调查中心(2019)

和稀土元素测试均在自然资源部中南矿产资源监督检测中心完成, 主量元素测试仪器为 PANalytical 公司生产的 Axios 型号 X 荧光光谱仪, 分析精度优于 5%; 微量和稀土元素测试仪器为 Thermofisher 公司生产的 X-Series II 电感耦合等离子体质谱仪 (ICP-MS)。数据质量通过国家标准物质 GSR-2、GSR-3、GSR-4、GSR-5、GSR-6 和 GSR-14 来进行监测, 大多数元素的分析精度优于 5%, 部分过渡族元素的分析精度优于 10%, 具体方法及流程见邱啸飞等(2019)。

稀土元素标准化采用澳大利亚后太古代平均页岩 (Post Archean Australian Shale, 简写 PAAS; McLennan, 1989)。Ce 异常 ( $\delta Ce$ ) 和 Eu 异常 ( $\delta Eu$ ) 的计算公式分别为  $\delta Ce = 2Ce_N / (La_N + Pr_N)$  和

$\delta Eu = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$ 。陆壳和沉积岩元素丰度参考 Taylor and McLennan (1985)。

### 3 岩石地球化学特征

主量元素分析结果(表 1)显示, 莫丁组硅质岩主量元素以  $SiO_2$  为主, 含量 91.86% ~ 95.57%, 均值 94.36%; 其次为 FeO, 含量 2.13% ~ 3.47%, 均值 2.82%; 全铁 (TFe) 含量 2.65% ~ 3.78%, 均值 3.21%; 其他主量元素含量均低于 1%。

微量元素分析结果(表 2)显示, 莫丁组硅质岩相对陆壳富集 Sb、Ba、As、U、Mo, 与陆壳元素丰度比值分别为 Sb 52.63 倍、Ba 10.98 倍、As 5.79 倍、U 3.65 倍、Mo 3.55 倍, 其它元素较陆壳为低。

表 1 莫丁组硅质岩主量元素分析结果 (%)

Table 1 Major element compositions of siliceous rocks in Moding Formation (%)

样号	SIL01	SIL02	SIL03	SIL04	SIL05	SIL06	SIL07	SIL08	SIL09	SIL10	SIL11	SIL12	SIL13
SiO <sub>2</sub>	95.18	91.86	95.35	95.57	92.1	95.51	95.48	93.99	94.18	93.68	93.96	94.28	95.5
TiO <sub>2</sub>	0.055	0.053	0.044	0.036	0.06	0.041	0.044	0.086	0.136	0.221	0.196	0.055	0.041
Ti	330	318	264	216	360	246	264	516	816	1326	1176	330	246
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.778	0.618	0.656	0.269	0.723	0.352	0.608	1.77	0.556	0.451	0.906	0.853	0.385
FeO	2.40	3.09	2.76	3.15	2.24	2.42	2.38	2.13	3.20	3.47	3.01	3.47	2.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.656	0.371	0.132	0.451	0.747	0.602	0.778	0.495	0.163	0.115	0.342	0.306
TFe	2.88	3.68	3.09	3.27	2.65	3.09	2.92	2.83	3.65	3.62	3.11	3.78	3.19
MnO	0.021	0.025	0.029	0.032	0.028	0.025	0.134	0.023	0.032	0.029	0.033	0.029	0.023
MgO	0.094	0.258	0.078	0.072	0.11	0.088	0.079	0.128	0.084	0.075	0.099	0.096	0.078
CaO	0.230	1.700	0.099	0.099	2.090	0.200	0.097	0.102	0.09	0.100	0.100	0.099	0.098
Na <sub>2</sub> O	0.056	0.056	0.051	0.046	0.067	0.056	0.049	0.052	0.054	0.058	0.061	0.048	0.05
K <sub>2</sub> O	0.065	0.092	0.057	0.042	0.125	0.048	0.081	0.178	0.092	0.069	0.086	0.092	0.067
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.016	0.072	0.009	0.009	0.029	0.026	0.015	0.018	0.012	0.014	0.033	0.016	0.01
灼失量	0.144	0.952	0.026	0.029	1.49	0.024	0.02	0.322	0.013	0.013	0.025	0.031	0.024
总量	99.84	99.78	99.84	99.84	99.76	99.81	99.85	99.82	99.30	98.73	98.96	99.80	99.82
Al*	0.15	0.10	0.13	0.05	0.16	0.07	0.12	0.30	0.09	0.08	0.16	0.13	0.08

注: TFe=0.8998 × Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO; Al\*=Al/(Al+Fe+Mn)表 2 莫丁组硅质岩微量元素分析结果 (×10<sup>-6</sup>)Table 2 Trace element compositions of siliceous rocks in Moding Formation (×10<sup>-6</sup>)

样号	SIL01	SIL02	SIL03	SIL04	SIL05	SIL06	SIL07	SIL08	SIL09	SIL10	SIL11	SIL12	SIL13	陆壳
Cr	27.6	34.4	20.4	35.2	57.7	52.7	53.4	36.5	34.4	30.3	45.2	44.5	29	185
Ni	21.9	21.2	15.0	13.8	22.5	10.8	53.8	19.6	14.4	16.8	20.6	16.7	13	105
Rb	5.00	3.71	3.00	2.40	4.86	2.20	3.67	6.46	5.53	3.11	3.34	3.26	3.84	32
Ba	137	574	46.2	134	510	254	81.9	230	7360	14100	11600	451	212	250
Th	1.23	0.56	0.48	0.26	0.59	0.24	0.62	1.16	0.62	0.43	0.60	1.16	0.63	3.5
U	2.12	3.86	2.07	1.02	2.08	2.16	0.56	4.7	7.34	5.08	5.31	4.77	2.16	0.91
Nb	0.71	0.75	0.52	0.35	0.90	0.38	0.57	1.28	0.58	0.42	0.65	0.66	0.4	11
Mo	7.08	1.76	6.30	4.38	2.85	2.01	3.88	2.54	2.54	2.95	2.85	3.83	3.13	1
As	4.46	9.84	2.86	2.01	3.6	3.17	3.66	11.80	5.73	5.06	7.78	5.59	9.71	1
Sb	8.22	14.1	4.25	3.24	12.4	3.88	7.76	45.2	17.7	3.66	4.74	5.44	6.25	0.20
Sr	7.56	8.76	2.36	3.03	25	9.96	4.79	8.15	17.8	76.2	32	5.59	3.53	260
V	50.3	327	58.1	43.4	196	24	30.3	180	146	114	151	278	58.3	230
Zr	7.32	6.70	5.80	3.96	7.73	3.78	6.07	12.6	9.92	4.81	8.2	8.24	4.44	100
Hf	0.29	0.24	0.21	0.15	0.27	0.16	0.26	0.49	0.28	0.17	0.29	0.32	0.15	3
Cu	23.1	24.8	24.8	18.3	40.3	29.2	46.6	44	28.3	28	28.5	26.6	21.1	75
Co	2.03	2.3	2.44	2.37	2.72	2	27.4	2	2.32	2.46	2.05	2.36	2.11	29
Y	6.96	7.54	2.95	3.72	5.35	6.09	3.06	9.66	6.05	14	13.4	6.11	2.83	20
Sc	1.49	0.80	1.84	0.81	0.82	0.55	1.62	3.2	2.97	1.52	1.80	2.38	2.95	0.10

稀土元素分析结果显示,莫丁组硅质岩  $\Sigma\text{REE}$  为  $(7.11\sim 34.17) \times 10^{-6}$ ,明显低于澳大利亚后太古代页岩稀土元素总量(PAAS= $184.37 \times 10^{-6}$ ),以及大陆上地壳的平均稀土元素总量(UCC= $146.40 \times 10^{-6}$ ) (表3),稀土元素 PAAS 标准化分布型式呈左倾型(图4),LREE/HREE 值 1.32-7.89,均值 4.77,表现出轻稀土亏损、重稀土富集的规律。 $\text{La}_N/\text{Yb}_N$  值为 0.07-1.32,均值 0.68,多数小于 1; $\text{La}_N/\text{Ce}_N$  值为 0.85-2.68,均值 1.61,多数大于 1。 $\delta\text{Ce}$  为 0.32-0.83,均值 0.62,呈明显的负异常, $\delta\text{Eu}$  为 1.15-2.92,均值 1.76,呈明显的正异常(表3)。

和讨论较多的问题之一,其中关键的是判断硅的来源。Hesse(1988)总结了硅的三种来源,分别为生物硅质介壳和骨骼、陆源风化产物以及海底火山喷发

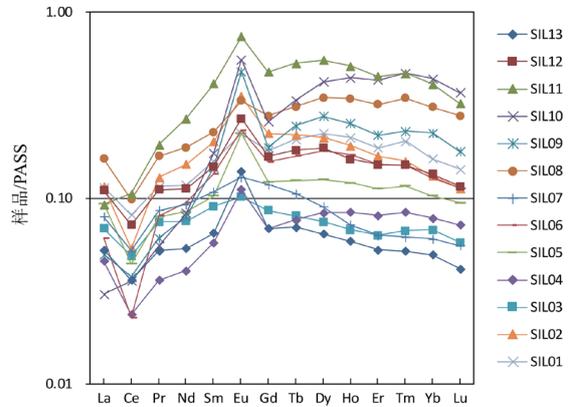


图4 莫丁组硅质岩稀土元素 PAAS 标准化分布型式图

Fig. 4 PAAS normalized REE diagrams for siliceous rocks in Moding Formation

## 4 讨论

### 4.1 岩石成因

硅质岩的成因长期以来一直是地质学家关注

表3 莫丁组硅质岩稀土元素分析结果 ( $\times 10^{-6}$ )

Table 3 Rare earth element compositions of siliceous rocks in Moding Formation ( $\times 10^{-6}$ )

样号	SIL01	SIL02	SIL03	SIL04	SIL05	SIL06	SIL07	SIL08	SIL09	SIL10	SIL11	SIL12	SIL13
La	4.37	4.39	2.62	1.75	3.56	2.33	3.03	6.21	1.90	1.16	3.53	4.20	2.01
Ce	6.47	4.26	3.89	1.88	3.53	1.81	4.14	7.84	2.99	2.85	8.43	5.72	2.89
Pr	1.02	1.14	0.66	0.32	0.70	0.71	0.76	1.49	0.54	0.49	1.71	0.98	0.46
Nd	3.90	5.04	2.49	1.35	2.80	3.13	3.06	6.19	2.62	2.74	8.89	3.72	1.77
Sm	0.88	1.12	0.50	0.32	0.57	0.75	0.60	1.26	0.81	0.97	2.29	0.82	0.36
Eu	0.24	0.38	0.11	0.12	0.24	0.25	0.14	0.36	0.52	0.60	0.80	0.29	0.15
Gd	0.84	1.04	0.4	0.32	0.57	0.73	0.55	1.29	0.87	1.20	2.23	0.78	0.32
Tb	0.16	0.17	0.062	0.059	0.096	0.13	0.082	0.24	0.19	0.26	0.41	0.14	0.054
Dy	1.04	0.99	0.35	0.39	0.59	0.84	0.42	1.62	1.29	1.97	2.59	0.87	0.30
Ho	0.21	0.19	0.067	0.083	0.12	0.17	0.071	0.34	0.25	0.44	0.51	0.16	0.058
Er	0.53	0.48	0.18	0.23	0.32	0.43	0.18	0.91	0.62	1.23	1.29	0.43	0.15
Tm	0.082	0.064	0.027	0.034	0.047	0.061	0.025	0.14	0.093	0.19	0.19	0.061	0.021
Yb	0.46	0.37	0.19	0.22	0.29	0.36	0.17	0.87	0.63	1.24	1.16	0.38	0.14
Lu	0.062	0.049	0.025	0.031	0.041	0.049	0.024	0.12	0.077	0.16	0.14	0.05	0.018
$\Sigma\text{REE}$	20.26	19.68	11.57	7.11	13.47	11.75	13.25	28.88	13.40	15.50	34.17	18.60	8.70
LREE/HREE	4.99	4.87	7.89	4.20	5.50	3.24	7.71	4.22	2.33	1.32	3.01	5.48	7.20
Y/Ho	33.14	39.68	44.03	44.82	44.58	35.82	43.10	28.41	24.20	31.82	26.27	38.19	48.79
$\text{La}_N/\text{Yb}_N$	0.70	0.88	1.02	0.59	0.91	0.48	1.32	0.53	0.22	0.07	0.22	0.82	1.06
$\text{La}_N/\text{Ce}_N$	1.41	2.15	1.40	1.94	2.10	2.68	1.53	1.65	1.32	0.85	0.87	1.53	1.45
$\delta\text{Ce}$	0.71	0.44	0.68	0.58	0.51	0.32	0.63	0.59	0.68	0.83	0.74	0.65	0.69
$\delta\text{Eu}$	1.31	1.66	1.16	1.77	1.98	1.59	1.15	1.33	2.92	2.62	1.67	1.71	2.08

热液来源。

Al、Ti 代表了陆源组分的贡献,热液活动会导致 Fe、Mn 含量的增加,因此三者含量或比值对于判断硅质岩成因具有重要作用(Boström 和 Peterson, 1969; Adachi et al., 1986)。Boström 和 Peterson (1969)认为  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值约以 0.4 为界,小于 0.4 的为热液成因,大于 0.4 的为陆源成因。莫丁组硅质岩  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值为 0.05-0.30, 均值 0.12, 均小于 0.4(图 7), 符合热液成因。Adachi 等(1986)研究指出,  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值在 0.01-0.6 之间变化: 纯热液成因的比值接近 0.01, 纯生物成因的硅质岩接近 0.6, 并拟定了 Al-Fe-Mn 三角图解, 热液成因硅质岩落入富 Fe 端, 生物成因落入富 Al 端; 据此, 莫丁组硅质岩更接近热液成因, 在 Al-Fe-Mn 三角图解中也落入热液区域(图 5a)。此外, 根据 Murray (1994) 拟定的  $Al/Ti-Al/(Al+Fe)$  图解, 莫丁组硅质岩几乎都落入热液区域, 且明显远离非热液区域(图 5b)。

周永章等(2004)总结了华南热液沉积硅质岩建造的地球化学特征, 发现华南热液成因硅质岩具有低  $TiO_2$ 、 $Al_2O_3$  和  $K_2O$ , 富集 Sb、Ba、As 的特点。莫丁组硅质岩相对陆壳富集 Sb、Ba、As, 相对沉积岩富集 Sb、Ba, 与华南热液成因硅质岩一致。U/Th 值也可以用来指示硅质岩的物源与热液成因的关系, 热液成因硅质岩 U/Th 值通常大于 1, 而非热液成因小于 1(Rona, 1988), 莫丁组硅质岩 U/Th 值为 0.90-11.84, 均值 5.72, 除一个样品小于 1, 其余均大

于 1, 符合热液成因特征。

Murray et al.(1991)研究指出, 热液成因硅质岩 Ce 表现为负异常,  $\delta Ce$  均值 0.29; 生物成因的 Ce 表现为正异常,  $\delta Ce$  均值为 1.2; 热液成因硅质岩 Eu 表现为正异常,  $\delta Eu$  值越大则表明与热液成因越密切。莫丁组硅质岩  $\delta Ce$  为 0.32-0.83, 均值 0.62, 呈明显的负异常,  $\delta Eu$  为 1.15-2.92, 均值 1.76, 呈明显的正异常(图 7), 均指示了热液成因。

综上所述, 从主量元素、微量元素及稀土元素多方面分析判断认为, 莫丁组硅质岩为热液成因。

#### 4.2 沉积环境

$Al_2O_3$  可以反映陆源组分的贡献,  $Fe_2O_3$  可以反映热液的贡献, 越靠近大陆边缘陆源组分影响越大, 越靠近洋中脊, 热液影响越大, 因而  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  被认为是判别硅质岩沉积环境的一个良好指标(Murray, 1994; Girty et al., 1996), 大陆边缘的硅质岩  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  值为 0.5~0.9, 远洋为 0.4~0.7, 洋中脊 < 0.4。莫丁组硅质岩  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)$  值为 0.3~0.9, 均值为 0.6, 除一个样品为 0.3(SIL06), 其余均大于 0.5; 在主量元素  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)-Fe_2O_3/TiO_2$  沉积环境双变量判别图解中, 大多数样品落入远洋和大陆边缘的重叠区域(图 6a); 据此两点, 可以排除洋中脊环境, 但不能区分是大陆边缘还是远洋沉积环境。

海洋沉积物的 REE 来源于海水, 而海水中的 REE 主要来源于河流输入。正常情况下, 河流来源的 REE 并不显示 Ce 异常(Holser, 1997)。而在氧

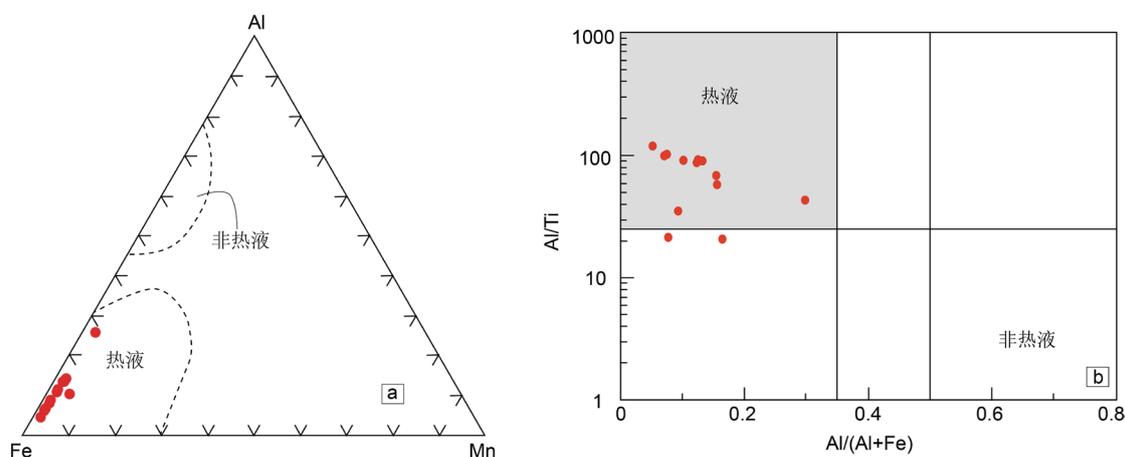


图 5 莫丁组硅质岩成因判别图解(a 底图据 Adachi et al., 1986; b 底图据 Murray, 1994)

Fig. 5 Discriminant diagrams for siliceous rocks in Moding Formation (a after Adachi et al., 1986; b after Murray, 1994)

化的海水环境中,  $Ce^{3+}$  易被氧化成溶度积相对较小的  $Ce^{4+}$ ,  $Ce^{4+}$  易被有机物微粒、铁锰氢氧化物或结核吸附, 造成海水中剩余溶解态 Ce 的相对亏损 (Murray, 1990), 从而造成海水的 Ce 负异常。所以, 海洋沉积环境中, 越靠近洋中脊, 氧化程度越高或铁锰氧化物对  $Ce^{4+}$  吸附程度更高, 从而显示越低的 Ce 负异常, 而靠近大陆边缘, 则受河流输入影响不显示 Ce 异常。同时  $\delta Ce$  基本不受成岩作用的影响 (Murray et al., 1992), 因而对于判别沉积环境具有成效 (Murray, 1990; Murray et al., 1991; Chen D Z et al., 2006)。Murray (1990) 对加利福尼亚弗朗西斯科杂岩中层状硅质岩的研究表明, 形成于大洋中脊及两翼 (0-400 Km) 环境中的硅质岩常具有最低的  $\delta Ce$  值 ( $0.28 \pm 0.12$ ), 远洋硅质岩具有中等的  $\delta Ce$  值 ( $0.56 \pm 0.10$ ), 而大陆边缘 (距洋中脊大于 2800 km) 硅质岩具最高的  $\delta Ce$  值 ( $1.02 \pm 0.24$ )。莫丁组硅质岩  $\delta Ce$  值为 0.32-0.83, 均值 0.62, 演化趋势如图 7, 集中在 0.5-0.8, 明显大于洋中脊硅质岩  $\delta Ce$  值, 而低于大陆边缘, 与远洋接近, 因此可以认为莫丁组硅质岩形成于远洋沉积环境。

基于 La 与 Ce 元素 (相邻元素) 的密切关系, Murray (1994) 总结发现  $La_N/Ce_N$  值亦可作为判断硅质岩沉积环境的指标: 大陆边缘硅质岩  $La_N/Ce_N$  值接近 1, 远洋为 2~3, 洋中脊  $> 3.5$ 。莫丁组硅质岩  $La_N/Ce_N$  值为 0.85~2.68, 均值 1.61, 只有两个值小于 1, 其余均大于 1.4, 更符合远洋沉积特征。此外, 在联合主量和稀土元素  $Al_2O_3/(Al_2O_3+Fe_2O_3)-La_N/Ce_N$

沉积环境双变量判别图解中, 大多数样品落入远洋区域 (图 6b), 也指示了远洋沉积环境。

Y 与 Ho 具相似的离子半径和电负性, 常具有相似的地球化学特征。在海水或河水中均存在 Y 和 Ho 的分异, 而海水中 Ho 更易与碳酸根离子等结合导致海水相较河水具有更高的 Y/Ho 值 (Nozaki et al., 1997)。UCC、PAAS 和球粒陨石具有相似的 Y/Ho 值 (26-28, Taylor and McLennan, 1985)。莫丁组硅质岩 Y/Ho 值为 24.20-48.79 (图 7), 均值 37.14, 接近形成于远洋环境的日本 Sasayama 中上二叠统硅质岩 (Y/Ho =  $36.80 \pm 4.58$ , Kato et al., 2002), 而高于形成于大陆边缘环境的加利福尼亚弗朗西斯科杂岩中硅质岩 (Y/Ho =  $26.34 \pm 1.38$ , Girty et al., 1996), 因此, 推断莫丁组硅质岩形成于远洋沉积环境。

综上所述, 认为莫丁组硅质岩形成于远洋沉积环境。值得指出的是, 前人在将硅质岩地球化学与沉积环境建立联系时, 将沉积环境划分为三类, 分别为大陆边缘、远洋和洋中脊。大陆边缘包括弧后盆地、陆缘海和大陆架。远洋是介于大陆边缘和洋中脊之间的沉积环境。可能是半深海或深海, 也可能是开阔洋盆或开阔海盆 (Murray, 1990, 1994; Murray et al., 1991)。在具体探讨某一层位硅质岩沉积环境时, 还需结合古生物和沉积特征来具体分析。

从古生物和沉积特征来看, 莫丁组与下伏早泥盆世郁江组、那高岭组、莲花山组差异明显, 下伏地层以碎屑沉积为主, 产丰富的底栖类生物化石; 莫

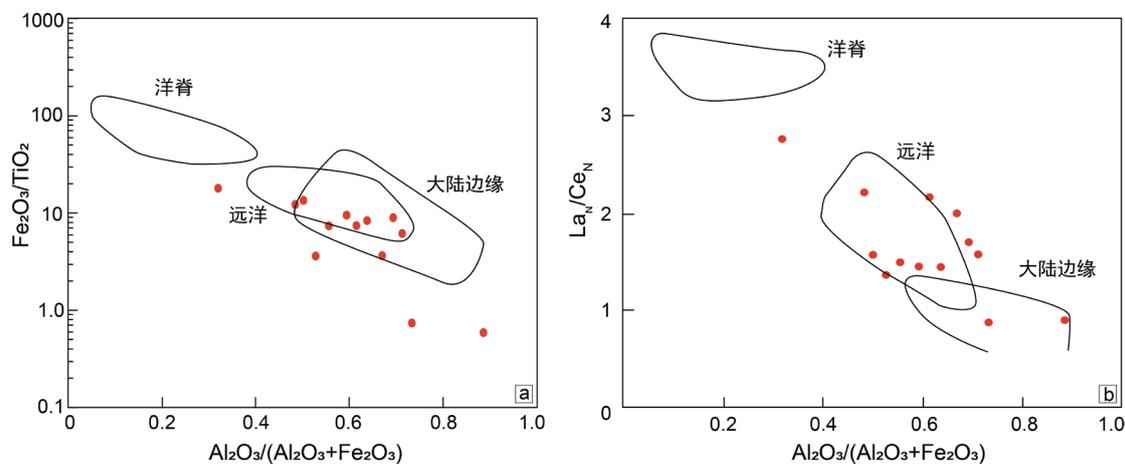


图 6 莫丁组硅质岩沉积环境判别图 (底图据 Murray, 1994)

Fig. 6 Discriminant diagrams of depositional environment for siliceous rocks in Moding Formation (after Murray, 1994)

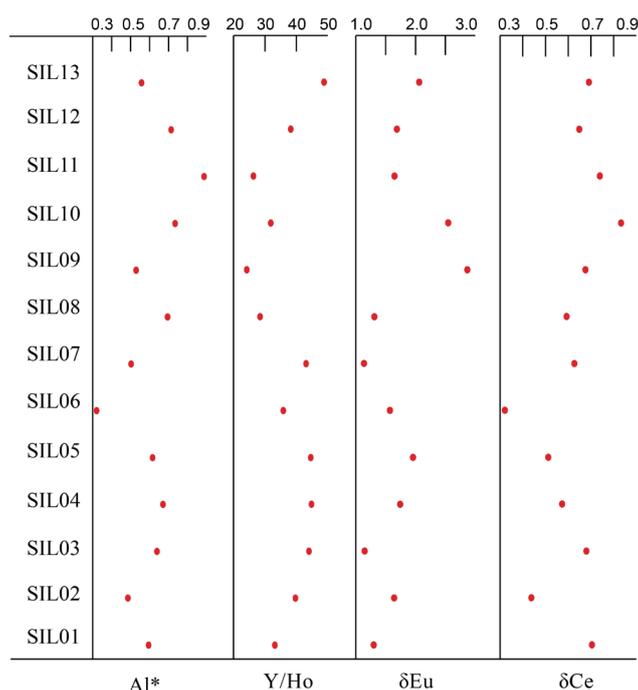


图 7 莫丁组硅质岩不同地球化学值分布图

Fig. 7 Distribution diagrams of different geochemical values for siliceous rocks in Moding Formation

丁组底部为白云岩或硅质条带白云岩,向上以硅质岩为主,夹褐色页岩,底栖类生物消失,产竹节石、菊石、鹦鹉螺等浮游生物,部分层位竹节石含量高达 40%,且顺层排列(图 2b)。相较于下伏地层,莫丁组陆源组分和浅海生物均明显减少,指示了安静的半深海沉积环境。区域对比后进一步认为莫丁组形成于开阔海盆沉积环境(下文讨论)。综合而言,从早泥盆世莲花山组 - 郁江组至莫丁组,沉积环境发生转变:由相对稳定的大陆边缘浅海陆棚环境(莲花山组 - 郁江组,邝国敦等,1989)转变为开阔海盆沉积环境(莫丁组)。

#### 4.3 区域地质意义

本次工作可与前人对右江盆地边缘及内部泥盆系硅质岩所开展的地球化学研究工作进行对比(表 4)。右江盆地边缘南宁东部五象岭地区莫丁组硅质岩具有低的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值,低的  $\Sigma REE$ ,弱的 Ce 负异常和轻微的 Eu 正异常,指示了热液成因,但受热液活动影响较弱,形成于远离陆源区的开阔海盆环境(王卓卓等,2007a,b)。本次工作获得的莫丁组硅质岩地球化学特征表现出更为明显的 Ce 负异常和 Eu 正异常,热液成因更为显著;进

一步反映了右江盆地东缘基底从埃姆斯期晚期发生了拉张裂解。

邻区中下泥盆统平恩组( $D_{1-2p}$ )、坛河组( $D_{1-2t}$ )与南宁东部的莫丁组具有可对比性。南宁南部平恩组具有弱的 Ce 负异常, Eu 异常不明显,坛河组  $\delta Ce$  与莫丁组相似,但具有负的  $\delta Eu$ ,平恩组和坛河组 Y/Ho 值与莫丁组接近,显示出远离陆源的海相沉积环境(周倩玉等,2019)。八渡地区平恩组硅质岩具较高的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值,负的 Ce 异常和 Eu 正异常的缺失,显示出非热液成因和受一定陆源输入影响的开阔边缘海沉积环境(Huang H et al., 2013)。

区域对比显示,右江盆地东缘(南宁地区)在埃姆斯期晚期处于远离陆源区的海相沉积环境,内部(八渡地区)处于受一定陆源输入影响的开阔边缘海环境,说明海侵由南东向北西发展,海水自南东向北西逐渐变浅,海域面积持续扩大,盆地东缘已发展成为开阔海盆。而热液活动则呈现出从右江盆地东缘(南宁地区)至盆地内部(八渡地区)逐渐减弱的趋势。热液活动受盆地基底断裂控制(曾允孚等,1995;杜远生等,2013),南宁东部长塘相较于五

象岭地区更靠近盆地边界南丹-昆仑关断裂( $F_1$ )和钦州-防城港断裂( $F_2$ ),而南宁南部和盆地内部相对远离边界断裂(图 1a),故而认为南宁东部地区的热液活动可能受盆地边界 NW-SE 向南丹-昆仑关断裂和 NE-SW 向钦州-防城港断裂的联合控制影响。

大明山和西大明山寒武系复式褶皱以及早泥盆世莲花山组与寒武系的角度不整合接触关系表明,右江盆地基底在早古生代期间经历了加里东运动并形成隆起,泥盆纪之前加里东造山带(部分)被

夷平,至早泥盆世,随着金沙江-红河-马江洋盆的打开,海水重新侵入右江地区,并造成右江盆地基底的裂解,形成 NW 向和 NE 向两组裂隙,逐步形成台地和台间坳陷槽间列的沉积格局(陈洪德和曾允孚,1990;吴浩若,2000,2003;杜远生和徐亚军,2012)。本文进一步证实了右江盆地基底在早泥盆世埃姆斯期晚期发生裂解这一认识,并且认为盆地边缘基底断裂围限的地区热液活动更强、裂解程度更高。

表 4 南宁东部及邻区可对比层位硅质岩地球化学指标

Table 4 Geochemical values of siliceous rocks in comparable strata in the eastern part of Nanning and adjacent area

地区	地层	Al*	$\delta$ Ce	$\delta$ Eu	Y/Ho	样品数	来源
盆地东缘南宁东部长塘	莫丁组 ( $D_1m$ )	0.12	0.62	1.76	37.14	13	本文
盆地东缘南宁东部五象岭	莫丁组 ( $D_1m$ )	0.28	0.82	1.13		6	王卓卓等,2007a,b
盆地东缘南宁南部那洋	坛河组 ( $D_{1-2}f$ )	0.50	0.64	0.62	39.6	6	周倩玉等,2019
盆地东缘南宁南部六强	平恩组 ( $D_{1-2}p$ )	0.42	0.55	1.06	45	2	周倩玉等,2019
盆地内部八渡	平恩组 ( $D_{1-2}p$ )		0.71	0.97	33.49	6	Huang H et al., 2013

注:所列数据均为均值

## 5 结论

(1)右江盆地东缘早泥盆世莫丁组硅质岩具较高的  $SiO_2$  含量(91.86%-95.57%,均值 94.36%),较低的  $Al/(Al+Fe+Mn)$  值(0.05-0.30,均值 0.12),较高的 Y/Ho 值(24.20-48.79,均值 37.14)和 U/Th 值(0.90-11.84,均值 5.72),具明显的 Ce 负异常( $\delta$  Ce=0.32-0.83,均值 0.62)和 Eu 正异常( $\delta$  Eu=1.15-2.92,均值 1.76),表明其为热液成因。

(2)区域对比显示,右江地区泥盆纪以来的海侵由南东向北西发展,海水自南东向北西逐渐变浅,至埃姆斯期晚期海侵范围持续扩大,盆地东缘已发展成为开阔海盆。莫丁组硅质岩的热液成因进一步证实了右江盆地基底在早泥盆世埃姆斯期晚期发生裂解,而热液活动自东向西,自边缘至内部逐渐降低的规律表明盆地基底的裂解可能受控于盆地边界的深大断裂,在盆地边缘基底断裂围限的地区热液活动更强、裂解程度更高。

### 参考文献:

陈洪德,曾允孚. 1990. 右江沉积盆地的性质及演化讨论[J].

岩相古地理,10(1):28-37.

丁林,钟大赟. 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[J]. 中国科学:B辑,25(1):93-100.

杜远生,黄宏伟,黄志强,徐亚军,杨江海,黄虎. 2009. 右江盆地晚古生代-三叠纪盆地转换及其构造意义[J]. 地质科技情报,28(6):10-15.

杜远生,徐亚军. 2012. 华南加里东运动初探[J]. 地质科技情报,31(5):43-49.

杜远生,黄虎,杨江海,黄宏伟,陶平,黄志强,胡丽沙,谢春霞. 2013. 晚古生代一中三叠世右江盆地的格局和转换[J]. 地质论评,59(1):1-11.

黄虎,杨江海,杜远生,黄志强,黄宏伟,郭华. 2012. 右江盆地北缘上二叠统碎屑岩和硅质岩地球化学特征及其地质意义[J]. 地球科学,37(S2):81-96.

邝国敦,赵明特,陶业斌. 1989. 广西六景泥盆系剖面[M]. 武汉:中国地质大学出版社.

刘宝珺,许效松,潘杏南,黄慧琼,徐强. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿[M]. 北京:科学出版社.

刘本培. 1986. 华南地区海西-印支阶段构造古地理格局. 见:王鸿祯等主编. 华南地区古大陆边缘构造史[M]. 武汉:武汉地质学院出版社,65-77.

- 秦建华, 吴应林, 颜仰基, 朱忠发. 1996. 南盘江盆地海西-印支期沉积构造演化 [J]. 地质学报, 70(2): 99-107.
- 邱啸飞, 杨红梅, 赵小明, 卢山松, 江拓, 段瑞春, 刘重芄, 彭练红, 魏运许. 2019. 扬子克拉通崆岭杂岩新太古代花岗岩片麻岩成因及其构造意义 [J]. 地球科学, 44(2): 415-426.
- 宋江涛, 林治家, 张锦熙, 孟杰, 陈珍宝. 2021. 湖南隆回县土壤硒元素地球化学特征及其影响因素: 以石门-滩头镇为例 [J]. 华南地质, 37(1): 83-92.
- 王鸿祯. 1986. 中国华南地区地壳构造发展的轮廓. 见: 王鸿祯等主编, 华南地区古大陆边缘构造史 [M]. 武汉: 武汉地质学院出版社, 1-13.
- 王新强, 史晓颖. 2008. 桂西北晚古生代乐业孤立碳酸盐岩台地沉积特征与演化阶段 [J]. 古地理学报, 10(4): 329-340.
- 王卓卓, 陈代钊, 汪建国. 2007a. 广西南宁地区泥盆纪硅质岩稀土元素地球化学特征及沉积背景 [J]. 地质科学, 42(3): 558-569.
- 王卓卓, 陈代钊, 汪建国. 2007b. 广西南宁地区泥盆系硅质岩地球化学特征及沉积环境 [J]. 沉积学报, 25(2): 239-245.
- 吴浩若. 2000. 重新解释广西运动 [J]. 科学通报, 45(5): 555-558.
- 吴浩若. 2003. 晚古生代—三叠纪南盘江海的构造古地理问题 [J]. 古地理学报, 5(1): 63-76.
- 曾允孚, 刘文均, 陈洪德, 郑荣才, 张锦泉, 李孝全, 蒋廷操. 1995. 华南右江复合盆地的沉积构造演化 [J]. 地质学报, 69(2): 113-124.
- 张永利, 苗卓伟, 巩恩普, 张倩. 2021. 右江盆地都安组白云岩成因及其地质意义 [J]. 东北大学学报(自然科学版), 42(4): 550-560.
- 周倩玉, 侯明才, 黄虎, 吴超伟. 2019. 右江盆地泥盆系硅质岩地球化学特征及地质意义 [J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 46(3): 280-289.
- 周永章, 何俊国, 杨志军, 付伟, 杨小强, 张澄博, 杨海生. 2004. 华南热水沉积硅质岩建造及其成矿效应 [J]. 地学前缘, 11(2): 373-377.
- 中国地质调查局武汉地质调查中心. 2019. 广西 1:5 万五塘幅 (F49E007003)、六景幅 (F49E007004)、刘圩幅 (F49E008003)、峦城镇幅 (F49E008004) 区域地质调查成果报告 [R]. 武汉: 武汉地质调查中心.
- Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. Sedimentary Geology, 47(1-2): 125-148.
- Boström K, Peterson M N A. 1969. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise [J]. Marine Geology, 7(5): 427-447.
- Chen D Z, Qing H R, Yan X, Li H. 2006. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert [J]. Sedimentary Geology, 183(3-4): 203-216.
- Girty G H, Ridge D L, Knaack C, Johnson D, Al-Riyami R K. 1996. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California [J]. Journal of Sedimentary Research, 66: 107-118.
- Hesse, R. 1988. Diagenesis #13. Origin of chert: Diagenesis of biogenic siliceous sediments [J]. Geoscience Canada, 15(3): 171-192.
- Holser W T. 1997. Evaluation of the application of rare-earth elements to paleoceanography [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 132: 309-323.
- Huang H, Du Y S, Huang Z Q, Yang J H, Huang H W, Xie C X, Hu L S. 2013. Depositional chemistry of chert during late Paleozoic from western Guangxi and its implication for the tectonic evolution of the Youjiang Basin [J]. Science China: Earth Sciences, 56(3), 479-493.
- Kato Y, Nakao K, Isozaki Y. 2002. Geochemistry of Late Permian to Early Triassic pelagic cherts from southwest Japan: implications for an oceanic redox change [J]. Chemical Geology, 182(1): 15-34.
- Kato Y, Nakamura K. 2003. Origin and global tectonic significance of Early Archean cherts from the Marble Bar greenstone belt, Pilbara Craton, Western Australia [J]. Precambrian Research, 125(3): 191-243.
- McLennan S M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 21(1): 169-200.
- Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Jones L D, Gerlach D C. 1990. Rare earth element as indicators of different marine depositional environments in chert and shale [J]. Geology, 18(3): 268-271.

- Murray R W, Buchholtz ten Brink M R, Gerlach D C, Price Russ III G, Jones D L. 1991. 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 Coschimica Acta*, 55(7): 1875-1895.
- Murray R W, Jones D L, Buchholtz ten Brink M R. 1992. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert-shale couplet[J]. *Geology*, 20(3): 271-274.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and application[J]. *Sedimentary Geology*, 90: 213-232.
- Nozaki Y, Zhang J, Amakawa H. 1997. The fractionation between Y and Ho in the marine environment[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 329-340.
- Rona P A .1988. Hydrothermal mineralization at oceanic ridges[J]. *Canadian Mineralogist*, 26:431-465.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. The continental crust: its composition and evolution[J]. *The Journal of Geology*, 94(4):57-72.
- Zong R W, Wang Z Z, Jiang T, Gong Y M. 2016. Late Devonian radiolarian-bearing siliceous rocks from the Karamayophiolitic mélange in western Junggar: Implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 448:266-278.

## 《华南地质》参考文献著录格式

自2022年起,《华南地质》参考文献的著录格式改为著者-出版年制。引用格式举例:“在当前复杂的国际国内形势下,关键金属矿产成矿作用的研究成为固体地球科学领域研究热点(翟明国等,2019;毛景文等,2019;蒋少涌等,2019)。”“高山和金振民(1997)最早将‘拆沉作用’的概念引入国内。”

文后参考文献著录格式如下:

### 1 普通图书

作者(全部列出). 出版年. 书名 [M]. 版次(第1版不写). 出版地: 出版者. 起止页码. 例如:

史明魁, 傅必勤, 靳西祥, 周雪昌. 1993. 湘中锑矿 [M]. 长沙: 湖南科学技术出版社. 56-67.

### 2 普通图书、会议论文集等中析出的文献

作者(全部列出). 题名 [文献类型标识] // 原文献编者(全部列出). 原文献题名. 版次(第1版不写). 出版地: 出版者, 出版年: 起止页码. 例如:

陈丕基, 万晓樵, 曹流, 李罡. 2008. 中国陆相白垩系富饶阶研究进展 [M]// 见: 王泽九, 黄枝高. 中国主要断代地层建阶研究报告(2001-2005). 北京: 地质出版社. 65-73.

### 3 连续出版物中析出的文献

论文作者(全部列出). 出版年. 题名 [J]. 连续出版物名, 卷号(期号): 起止页码. 例如:

李献华. 1996. 扬子地块南苑四堡群 Sm-Nd 同位素体系及其地壳演化意义 [J]. *地质科学*, 31(3): 218-228.

### 4 学位论文

作者. 年份. 题名 [D]. 学位授予单位 + 学位类型, 例如:

刘锐. 2009. 华夏地块前海西期地壳深熔作用 [D]. 中国地质大学博士学位论文. 65-69.

### 5 参考文献类型及其标识

文献类型	普通图书	会议论文集	报纸文章	期刊文章
类型标识	M	C	N	J
文献类型	学位论文	报告	汇编	档案
类型标识	D	R	G	B
文献类型	标准	专利	参考工具	其他
类型标识	S	P	K	Z