

doi:10.3799/dqkx.2013.026

广西那坡裂陷盆地晚古生代硅质岩 地球化学特征及其地质意义

黄志强^{1,2}, 黄 虎¹, 杜远生^{1*}, 杨江海¹, 黄宏伟², 胡丽沙¹, 谢春霞¹

1. 中国地质大学生物地质与环境地质国家重点实验室, 湖北武汉 430074

2. 广西地质勘查总院, 广西南宁 530023

摘要: 广西那坡裂陷盆地位于右江盆地南缘, 晚古生代该盆地广泛分布包括硅质岩、泥岩和海相玄武岩在内的深水相沉积。对盆地内上泥盆统榴江组和中下二叠统四大寨组硅质岩地球化学特征研究表明, 硅质岩 SiO₂ 含量为 88.55%~99.03%, PAAS 组成含量小于 20%, 指示其含有较低的陆源碎屑组成。硅质岩的 Al/(Al+Fe+Mn) 值为 0.45~0.94, Eu/Eu* 值为 0.51~0.95, 为非热液成因硅质岩。除去 SiO₂ 稀释作用的影响后, 硅质岩具有较高的稀土元素含量(∑REE+Y 含量相当于 PAAS 组成的 2~5 倍), 指示其形成于相对远离陆源供应的环境。岩信和鱼塘上泥盆统榴江组硅质岩具有中等的 Ce 负异常(Ce/Ce* 值分别为 0.37~0.72 和 0.58~0.89)以及较明显的 Y 正异常(Y/Ho 值分别为 39.05~83.74 和 34.33~36.70), 形成于远离陆源的开阔裂谷盆地环境。鱼塘中下二叠统四大寨组硅质岩具有明显的 Ce 负异常(Ce/Ce* 值为 0.12~0.33), 显示成熟洋盆的地球化学特征。结合右江其他地区硅质岩的地球化学特征认为, 晚古生代硅质岩的地球化学特征记录了右江盆地从晚泥盆世裂谷盆地到早中二叠世扩张为开阔洋盆的过程。

关键词: 晚古生代; 右江盆地; 硅质岩; 地球化学; 沉积环境。

中图分类号: P534.4

文章编号: 1000-2383(2013)02-0253-13

收稿日期: 2012-07-20

Depositional Chemistry of Cherts of the Late Paleozoic in Napo Rift Basin, Guangxi and Its Implication for the Tectonic Evolution

HUANG Zhi-qiang^{1,2}, HUANG Hu¹, DU Yuan-sheng^{1*}, YANG Jiang-hai¹,
HUANG Hong-wei², HU Li-sha¹, XIE Chun-xia¹

1. State Key Laboratory of Biogeology and Environmental Geology, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. General Academy of Geological Survey of Guangxi, Nanning 530023, China

Abstract: The Napo rift basin on the southern margin of the Youjiang basin was dominated by deep-water sediments including cherts, mudstones and marine basalts during the Late Paleozoic. Major and rare earth elements of the Upper Devonian Liujiang Formation and Lower-Middle Permian Sidazhai Formation cherts in Napo are analyzed in this study. The SiO₂ contents of samples range from 88.55% to 99.03%, and the PAAS components are less than 20%, which indicate few terrigenous clastic components in the Upper Paleozoic cherts. The high Al/(Al+Fe+Mn) ratios (0.45 to 0.94) and no positive Eu anomalies (0.51 to 0.95) indicate non-hydrothermal origins. Considering the effect of diagenetic SiO₂ dilution, their ∑REE+Y values are between twice and five times those of PAAS-like compositions, indicating that they were deposited in a basin far away from the terrigenous input environment. The Upper Devonian Liujiang Formation of Yanxin and Yutang have moderately negative Ce anomalies (0.37 to 0.72, 0.58 to 0.89, respectively) and higher Y/Ho ratios (39.05 to 83.74, 34.33 to 36.70, respectively), indicating these cherts were deposited in the open-rift basin far away from the terrigenous input. The Lower-Middle Permian Sidazhai Formation cherts of Yutang show similar geochemistry characteristics of the mature ocean basin cherts, with obviously

基金项目: 国家自然科学基金项目 (Nos. 41272120, 40972078); 高等学校学科创新引智计划 (No. B08030); 广西自然科学基金项目 (No. 0448031).

作者简介: 黄志强 (1963-) 男, 博士研究生, 主要从事沉积地球化学研究. E-mail: huangzqgx@263.net

* **通讯作者:** 杜远生, E-mail: duyuanheng126@126.com

negative Ce anomalies ($Ce/Ce^* = 0.12$ to 0.33). On the basis of our studies about cherts, we conclude that the depositional chemistry of the Upper Paleozoic cherts records the evolution process of the Youjiang basin from the rift basin during the Late Devonian into an open-ocean basin during the Early-Middle Permian.

Key words: the Late Paleozoic; Youjiang basin; cherts; geochemistry; depositional environment.

0 引言

硅质岩由于很少受后期成岩改造及风化作用的影响,其地球化学特征记录了热液沉积、火山碎屑及陆源碎屑等的含量变化,对古环境的恢复具有重要指示意义(Murray *et al.*, 1990, 1991; Kato and Nakamura, 2003). 其中,硅质岩的常量元素(特别是 Ti、Al 和 Fe)常用于判断其成因(Sugisaki *et al.*, 1982; Adachi *et al.*, 1986; Yamamoto, 1987; Murray, 1994),而稀土元素常用于讨论其形成环境(Murray *et al.*, 1990, 1991).

右江盆地位于桂西、黔南及滇东交接部位,其北紧邻扬子地块,其南与越北地块接壤,其北界为紫

云—南丹断裂,东界为钦州断裂,西界为开远—兴义断裂(图 1a)(杜远生等, 2009). 前人对右江盆地晚古生代—三叠纪构造演化的认识还存在较多的争议,包括陆内裂谷(陈洪德和曾允孚, 1990; 刘宝珺等, 1993)、被动大陆边缘裂谷(D_1-P_1)—弧后盆地(P_2-T_2)(陈洪德和曾允孚, 1990; 曾允孚等, 1995)、早期裂谷(D_1-P_1)—晚期裂谷和被动大陆边缘(P_2-T_1)—前陆盆地(T_2-T_3)(秦建华等, 1996)、古特提斯多岛洋的一部分(殷鸿福等, 1999)和古特提斯洋的构造背景(王忠诚等, 1997; 吴浩若等, 1997; 钟大赉等, 1998; 吴根耀等, 2000; 吴浩若, 2003). 右江盆地晚古生代普遍发育一套由泥岩、灰岩和硅质岩组成的深水相沉积. 笔者曾对盆地北部

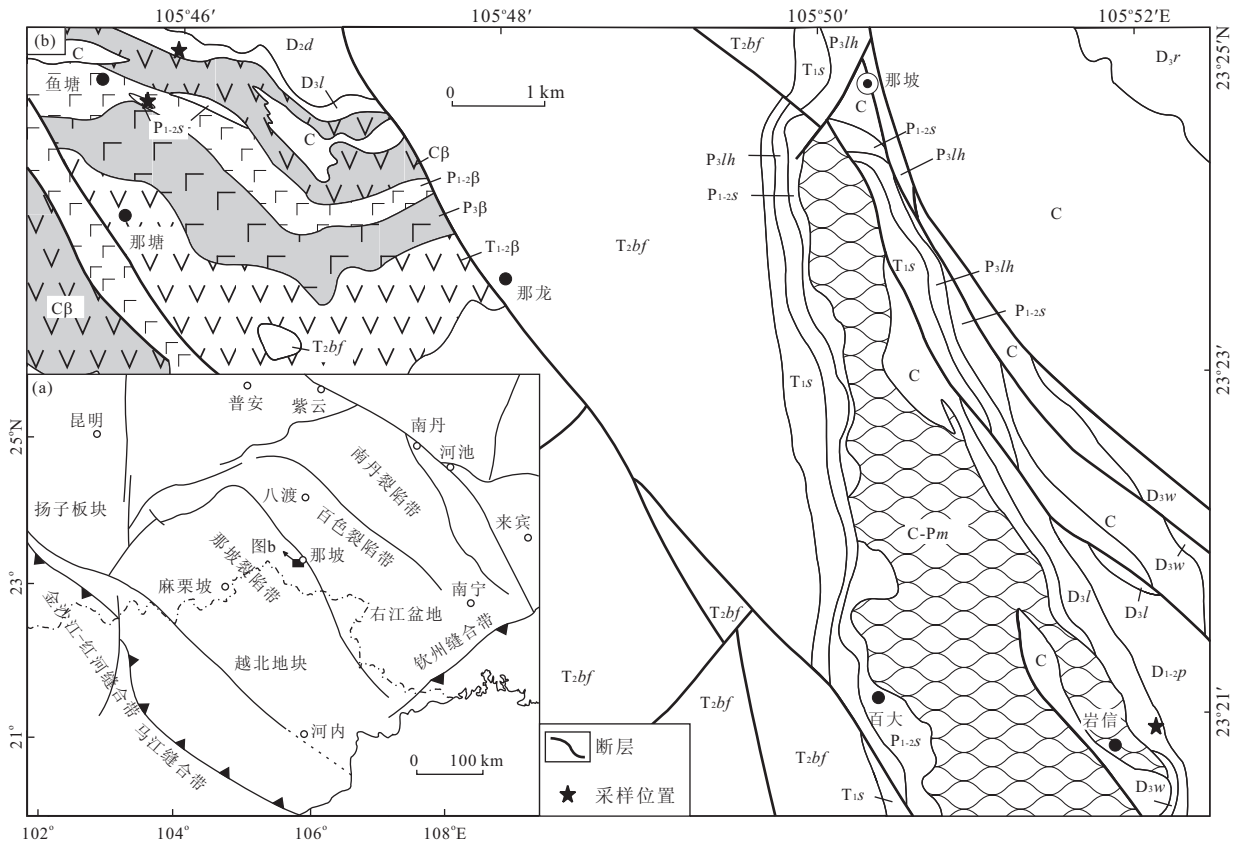


图 1 右江地区构造格架图(a)(据杜远生等, 2009)和那坡地区地质略图及采样位置(b)

Fig. 1 Tectonic framework of the Youjiang basin (a) and the geological sketch map of Napo and sample location (b)
 D_{1-2p} . 中下泥盆统平恩组; D_{2d} . 中泥盆统东岗岭组; D_{3r} . 上泥盆统融县组; D_{3l} . 上泥盆统榴江组; D_{3w} . 上泥盆统五指山组; C. 石炭系; P_{1-2s} . 中下二叠统四大寨组; P_{3lh} . 上二叠统领姆组; T_{1s} . 下三叠统石袍组; T_{2bf} . 中三叠统百逢组; C-Pm. 石炭系—二叠系构造混杂岩; C β . 石炭系玄武岩; $P_{1-2\beta}$. 中下二叠统玄武岩; $P_{3\beta}$. 上二叠统玄武岩; $T_{1-2\beta}$. 中下三叠统中基性火山岩

的南丹裂陷盆地和百色裂陷盆地晚古生代的硅质岩进行了地球化学特征的讨论(黄虎等, 2012, 2013). 那坡裂陷盆地与这两个裂陷盆地不同的是, 晚古生代—中三叠世该裂陷盆地内发育包括枕状玄武岩在内的大量火山岩(图 1b)(吴根耀等, 2001; 邝国敦和吴浩若, 2002; Guo *et al.*, 2004), 盆地内硅质岩的地球化学特征可能记录了更多的有关盆地演化的信息. 本文以那坡地区晚古生代硅质岩样品作为研究对象, 探讨其地球化学特征对右江盆地晚古生代构造演化的启示.

1 地质背景及样品位置

右江盆地是在南华加里东造山带夷平的基础上发育起来的再生盆地(杜远生等, 2009). 早泥盆世晚期到石炭纪, 伴随着古特提斯洋的开启与扩张, 扬

子板块南缘发生裂解作用并形成了初始的右江盆地(陈洪德等, 2000; Guo *et al.*, 2004; 杜远生等, 2009). 在古生代—一早三叠世, 盆地内为一套以硅质岩、泥岩和碳酸盐岩为主的深水海相沉积, 到中晚三叠世由于构造沉陷作用的影响, 盆地内逐渐充填了大量碎屑浊积岩(吴浩若等, 1997; Lehrmann *et al.*, 2007). 那坡地区位于广西西南部与越南交汇部位, 研究区中部广泛出露中三叠统百逢组巨厚层碎屑岩(图 1b). 在研究区东部主要出露代表盆地相的中下泥盆统平恩组深灰色中薄层灰岩夹黑色硅质岩、上泥盆统榴江组黑色薄层硅质岩夹少量泥岩和灰岩、石炭系(鹿寨组和南丹组)和中下二叠统四大寨组深灰色中厚层灰岩夹角砾灰岩和硅质岩、上二叠统领蓐组灰色薄层泥岩夹少量硅质岩, 下三叠统石炮组薄层泥岩和灰岩夹角砾灰岩(图 1b)以及石炭系—二叠系构造混杂岩(邝国敦和吴浩若,

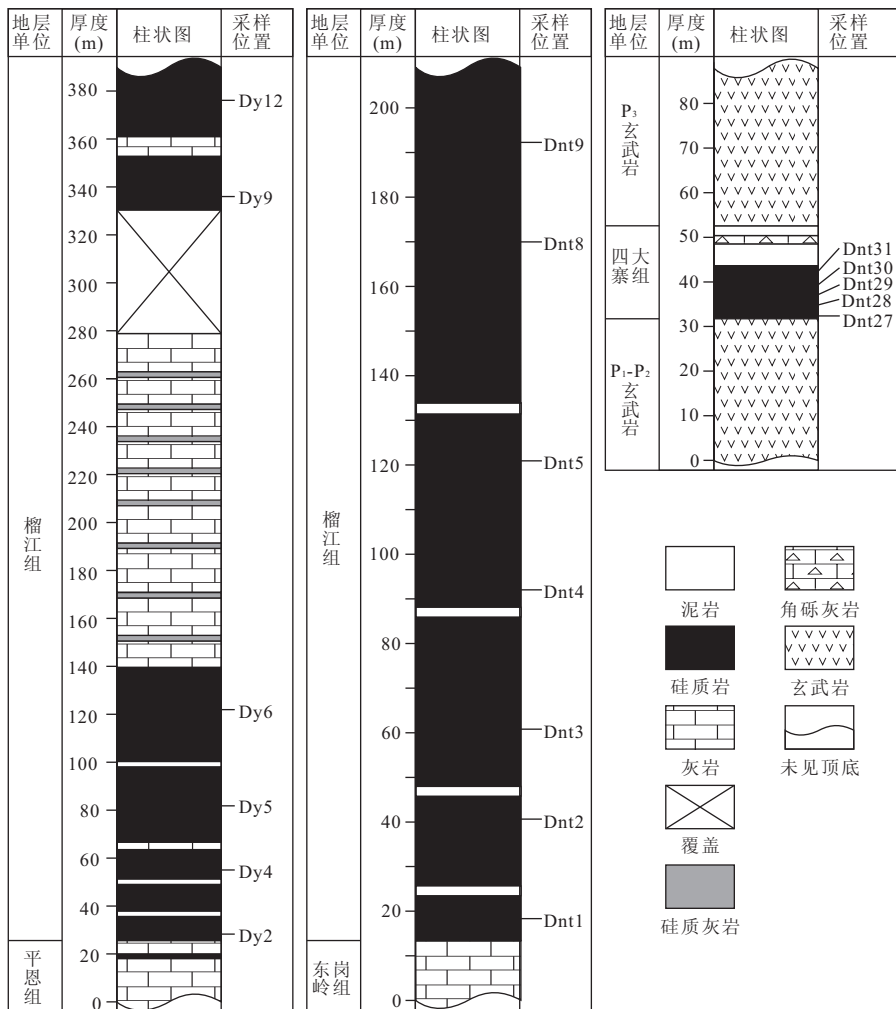


图 2 那坡裂陷盆地上古生界地层柱状图

Fig. 2 Stratigraphic columns of the Napo rift basin during the Late Paleozoic

2002). 而在研究区西部则主要出露石炭系一中下三叠统火山岩, 仅在鱼塘地区局部出露少量沉积地层. 本次研究选取了岩信和鱼塘剖面, 其中岩信剖面(地理坐标为: $23^{\circ}20.915'N, 105^{\circ}52.160'E$)底部为中下泥盆统平恩组深灰色中薄层灰岩夹少量黑色薄层硅质岩, 榴江组底部主要为深灰色薄层硅质岩夹薄层泥岩, 中部为中厚层灰岩夹硅质条带, 上部为灰色薄层硅质灰岩, 向上发育厚约 200 m 的石炭系枕状玄武岩, 未见清楚的接触关系. 鱼塘剖面榴江组(地理坐标为: $23^{\circ}24.853'N, 105^{\circ}45.908'E$)主要由厚约 195 m 的深灰色薄层硅质岩夹少量泥岩组成, 底部与中泥盆统东岗岭组灰色生物屑灰岩夹角砾灰岩呈整合接触关系, 顶部与石炭系玄武岩接触关系同样不明显. 鱼塘剖面四大寨组(地理坐标为: $23^{\circ}24.601'N, 105^{\circ}45.757'E$)主要由白色中层硅质岩和灰色薄层泥岩及角砾灰岩组成(图 2), 底部与中下二叠统枕状玄武岩接触, 顶部与上二叠统层状玄武岩接触. 硅质岩样品的采样位置及编号详见柱状图 2. 其中, 除鱼塘剖面榴江组硅质岩含有较多的放射虫化石外, 岩信剖面榴江组和鱼塘剖面四大寨组硅质岩均主要由微晶石英组成.

2 测试方法

所有样品的主量元素由中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质国家重点实验室采用仪器 XRF-1800 波长扫描 X 射线荧光光谱仪测定. 全岩微量元素含量在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)利用 Agilent 7500a ICP-MS 分析完成. 用于 ICP-MS 分析的样品处理如下: (1)称取粉碎至大约 200 目的岩石粉末 50 mg 于 Teflon 溶样器中; (2)采用 Teflon 溶样弹将样品用 $HF+HNO_3$ 在 $195^{\circ}C$ 条件下消解 48 h; (3)将在 $120^{\circ}C$ 条件下蒸干除 Si 后的样品, 用 2% HNO_3 稀释 2 000 倍, 定容于干净的聚酯瓶. 详细的样品消解处理过程、分析精密度和准确度同 Liu *et al.* (2008). 所有样品的主量元素及稀土元素分析结果见表 1. 本文 Ce 异常表达式为: $Ce/Ce^* = 2 \times Ce_N / (La_N + Pr_N)$, 采用澳大利亚后太古代平均页岩(PAAS)进行标准化(McLennan, 1989), 而 Eu 异常表达式为 $Eu/Eu^* = Eu_N / (Sm_N \times Gd_N)^{1/2}$, 采用球粒陨石进行标准化(Taylor and McLennan, 1985).

3 地球化学特征

榴江组除鱼塘剖面顶部样品 Dnt8 和 Dnt9 含有较低的 SiO_2 (88.55%, 91.05%) 和较高的 Al_2O_3 (4.57%, 3.63%)、 K_2O (2.07%, 2.02%) 含量, 所有样品均具有很高的 SiO_2 含量(95.91%~99.03%), 为纯硅质岩, 其他主量元素含量均低于 2%. 鱼塘四大寨组硅质岩的主量元素含量相似, 其中 SiO_2 含量为 92.13%~94.46%, 低于多数榴江组硅质岩样品(不包括 Dnt8 和 Dnt9); 而 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 和 K_2O 含量分别为 2.20%~3.37%、0.62%~0.80%、1.32%~1.72% 和 0.41%~0.82%, 均明显高于多数榴江组硅质岩样品; 其他主量元素的含量均低于 0.2%. 在图 3 中, 可以看出所有硅质岩样品的 Al_2O_3 含量与 SiO_2/Al_2O_3 值存在很好的非线性负相关性(相关系数 $r = -0.9999$). 在 PAAS 和“纯硅质岩”构成的端元混合模型中(详见黄虎等, 2013), 除样品 Dnt8 外, 所有样品均具有较高的硅化程度或含有较低陆源碎屑组成(小于 20%). 其中, 岩信榴江组硅质岩具有最高的“纯硅质岩”组成(95%~100%), 高于鱼塘榴江组硅质岩和四大寨组硅质岩(图 3), 反映了其具有更高的硅化程度以及更低的陆源碎屑组成.

稀土元素 PAAS 标准化分布曲线图(图 4)显示, 榴江组样品均呈平坦状或左倾分布, 而四大寨组样品略显上凸状分布(中稀土元素相对略富集). 所有样品均显示较明显的 Ce 负异常, 且榴江组硅质岩显示明显的 Y 正异常, 而四大寨组硅质岩显示 Y 略正异常. 其中, 岩信和鱼塘榴江组硅质岩的 Ce/Ce^* 值分别为 0.37~0.72 和 0.58~0.89, 均高于鱼塘四大寨组硅质岩的 Ce/Ce^* 值(0.12~0.33). 岩信榴江组硅质岩的 Y/Ho 值和 $\sum REE + Y$ 平均值分别为 39.05~83.74 和 21.61×10^{-6} , 高于鱼塘榴江组和四大寨组硅质岩的 Y/Ho 值(分别为 32.32~36.16 和 34.33~36.70)而低于鱼塘榴江组和四大寨组硅质岩的 $\sum REE + Y$ 平均值(分别为 68.60×10^{-6} 和 101.6×10^{-6}).

4 讨论

4.1 硅质岩成因

硅质岩中的 Fe、Mn 的富集主要与热液的参与有关, 而 Al、Ti 的富集则主要与陆源物质的输入有

表 1 那坡裂陷盆地硅质岩样品的主要元素(%)和稀土元素含量(10^{-6})

Table 1 Major and rare earth element data of cherts from Napo rift basin

样号	Dy2	Dy4	Dy5	Dy6	Dy9	Dy12	Dnt1	Dnt2	Dnt3	Dnt4	Dnt5	Dnt8	Dnt9	Pnt27	Pnt28	Pnt29	Pnt30	Pnt31
SiO ₂	95.91	98.98	98.80	98.71	98.31	99.03	98.13	97.90	97.68	97.64	97.49	88.55	91.05	94.46	92.13	93.03	94.29	93.79
TiO ₂	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.02	0.05	0.05	0.07	0.05	0.06	0.09	0.13	0.06	0.06	0.07	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	0.67	0.33	0.36	0.40	0.65	0.35	0.98	0.87	1.15	1.27	1.26	4.57	3.63	2.21	3.37	2.89	2.24	2.20
Fe ₂ O ₃	0.33	0.31	0.28	0.16	0.24	0.17	0.05	0.07	0.23	0.07	0.08	1.98	1.19	0.62	0.76	0.78	0.80	0.80
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.09	0.06	0.05	0.05	0.08	0.05	0.09	0.08	0.11	0.12	0.13	0.39	0.45	1.43	1.72	1.44	1.32	1.62
CaO	0.53	0.04	0.02	0.25	0.04	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.02	0.16
Na ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.07	0.14	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
K ₂ O	0.25	0.10	0.10	0.11	0.20	0.11	0.18	0.16	0.22	0.22	0.22	2.07	2.02	0.49	0.82	0.73	0.53	0.41
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.01	0.15	0.05	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	2.40	0.45	0.50	0.44	0.73	0.39	0.55	0.50	0.64	0.67	0.67	1.95	1.13	1.01	1.43	1.22	1.06	1.27
Σ	100.27	100.33	100.18	100.32	100.35	100.23	100.09	99.68	100.15	100.08	99.96	99.76	99.86	100.31	100.33	100.21	100.35	100.34
Al*	0.61	0.45	0.49	0.65	0.67	0.61	0.94	0.90	0.79	0.93	0.92	0.63	0.69	0.73	0.77	0.74	0.68	0.67
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	16.75	6.60	7.20	10.00	13.00	17.50	19.60	17.40	16.43	25.40	21.00	50.78	27.92	36.83	56.17	41.29	32.00	44.00
La	3.97	2.81	2.50	9.00	3.65	2.68	5.06	5.52	10.24	7.41	8.27	25.39	12.02	10.73	30.28	32.49	10.55	14.77
Ce	4.85	3.45	3.06	6.14	5.56	2.83	6.39	6.82	11.76	8.92	10.24	38.08	22.04	3.67	12.73	8.66	6.78	8.71
Pr	0.94	0.45	0.42	1.56	0.88	0.61	1.16	1.25	2.39	1.69	1.98	6.85	2.72	2.18	6.24	8.24	2.13	3.12
Nd	3.74	1.64	1.46	6.44	3.54	2.44	4.45	4.75	9.54	6.61	7.97	28.20	10.93	9.02	25.48	33.73	8.23	12.64
Sm	0.70	0.23	0.21	1.19	0.60	0.52	0.91	0.95	1.72	1.07	1.59	6.07	2.19	2.25	5.57	7.03	1.92	2.99
Eu	0.18	0.05	0.04	0.21	0.16	0.10	0.18	0.23	0.37	0.23	0.39	1.95	0.53	0.84	1.90	1.81	0.63	1.08
Gd	0.70	0.21	0.21	1.37	0.60	0.49	0.98	1.29	2.10	1.11	2.20	6.49	2.03	3.73	7.73	6.84	2.87	5.06
Tb	0.10	0.03	0.04	0.20	0.11	0.08	0.16	0.23	0.41	0.17	0.46	1.04	0.28	0.70	1.24	1.01	0.51	0.91
Dy	0.66	0.22	0.22	1.30	0.68	0.46	1.15	1.78	3.00	1.03	3.46	5.72	1.55	4.17	6.93	5.19	3.01	5.38
Ho	0.12	0.04	0.04	0.26	0.15	0.09	0.26	0.39	0.68	0.24	0.83	1.11	0.27	0.75	1.18	0.87	0.56	0.97
Er	0.34	0.14	0.13	0.78	0.51	0.29	0.80	1.22	2.03	0.72	2.51	2.86	0.77	1.79	2.87	2.15	1.37	2.28
Tm	0.05	0.02	0.02	0.10	0.08	0.04	0.12	0.18	0.30	0.11	0.37	0.38	0.12	0.23	0.36	0.26	0.18	0.28
Yb	0.30	0.15	0.14	0.70	0.55	0.23	0.83	1.19	1.91	0.82	2.34	2.36	0.70	1.28	1.93	1.40	0.95	1.42
Lu	0.04	0.02	0.02	0.09	0.07	0.04	0.14	0.17	0.29	0.14	0.33	0.36	0.11	0.18	0.27	0.19	0.14	0.21
Y	5.60	2.27	2.23	14.21	6.04	7.24	8.36	13.36	23.21	7.80	29.87	36.97	9.02	26.13	41.16	30.88	20.61	33.30
Y/Ho	45.24	51.71	55.32	53.89	39.05	83.74	32.70	34.22	34.05	32.32	36.16	33.37	34.01	34.84	34.87	35.60	36.70	34.33
Ce/Ce*	0.58	0.69	0.68	0.37	0.72	0.51	0.61	0.60	0.55	0.58	0.58	0.66	0.89	0.17	0.21	0.12	0.33	0.30
Eu/Eu*	0.79	0.66	0.65	0.51	0.80	0.59	0.59	0.63	0.59	0.64	0.63	0.95	0.76	0.88	0.88	0.80	0.82	0.85
REE+Y	22.29	11.74	10.73	43.56	23.19	18.12	30.97	39.35	69.93	38.06	72.81	163.80	65.27	67.64	145.9	140.7	60.45	93.11

注:Al* = Al/(Al+Fe+Mn).

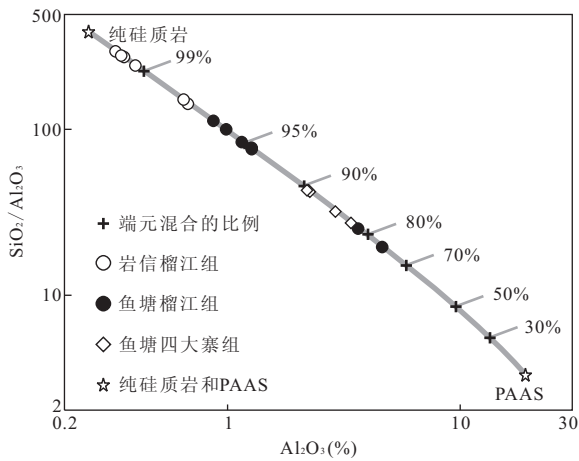


图 3 Al_2O_3 - $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 图(据黄虎等,2013)

Fig. 3 Al_2O_3 vs $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$

岩为非热液成因。

尽管由于硅质岩中 SiO_2 稀释作用(Murray, 1994)及均一化(Shimizu *et al.*, 2001)的存在,很难识别其中的火山碎屑或其他单矿物,硅质岩成岩作用对 Al 和 Ti 的影响不明显(Murray, 1994)以及 Al 和 Ti 的元素化学行为特性决定了其可以用于分析硅质岩的成分. 在正常火山岩中,Al 主要富集在长石中,而 Ti 则主要富集在铁镁质矿物中(如橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、钛铁矿)(Hayashi *et al.*, 1997). 因此,火山岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值一般伴随着其 SiO_2 含量的增加而增大(Sugitani *et al.*, 1996; Hayashi *et al.*, 1997),如基性火山岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值在 3~14 之间(Condie, 1993; Girty *et al.*, 1996; Sugitani *et al.*, 1996; Hayashi *et al.*, 1997),低于长英质火山岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值(21~70)(Hayashi *et al.*, 1997). 沉积物中 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值受风化作用、沉积搬运、沉积作用及成岩作用的影响很小(Taylor and McLennan, 1985; Sugitani *et al.*, 1996; Hayashi *et al.*, 1997). 显生宙细粒沉积岩和海相沉积岩的 Al_2O_3 和 TiO_2 含量在大多数情况下显示正相关,其 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值在 20~30 之间(Sugitani *et al.*, 1996). 而当沉积物中混合一些基性或酸性火山碎屑以及夹凝灰质成分时,其 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值会发生明显变化. 如安徽巢湖中二叠统孤峰组与长英质凝灰岩共生的硅质岩(Kametaka *et al.*, 2005)具有相对较高的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值(31.20 ± 6.04),而北太平洋白垩系枕状玄武岩之上的硅质岩和瓷状硅质岩具有较低的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值(分别为 11.18 ± 3.81 和 15.42 ± 1.67)(Adachi *et al.*, 1986). 岩信榴江组硅质岩具有较低的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值($6.60 \sim 17.50$),可能与基性火山活动有关,而其较高的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 值明显不同于北太平洋白垩系枕状玄武岩之上的热液成因硅质岩和瓷状硅质岩(图 6),暗示其形成于相对远离基性火山活动的区域,其形成过程中接受了基性火山碎屑沉积. 而鱼塘榴江组样品 Dnt8 以及四大寨组硅质岩样品均含有较高的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值($32.00 \sim 56.17$),指示其含有一定的酸性火山碎屑或酸性凝灰质成分. 而 Eu/Eu^* 值被认为是识别酸性凝灰岩和含有酸性火山碎屑的沉积岩的最好指标(Lei and Kyte, 1988; He *et al.*, 2010). 酸性凝灰岩常具有明显的 Eu 负异常,如华南二叠系—三叠系界线附近酸性凝灰岩的 Eu/Eu^* 值为 $0.23 \sim 0.47$ (Lei and Kyte, 1988),明显低于澳大利亚后太古代平均页岩

关. Bostrom and Peterson(1969)提出,海相沉积物中 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 含量比值是衡量沉积物热液组分含量的标志,该比值随着远离洋脊扩张中心距离的增加而增大. Adachi *et al.* (1986)和 Yamamoto (1987)在系统研究了热液成因与非热液成因的硅质岩后,认为 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 含量比值由纯热液成因的 0.01 到纯生物成因的 0.6 之间变化,并由此拟定了判别热液成因与非热液成因硅质岩的 Al-Fe-Mn 三角判别图解. 在该判别图解上,非热液成因硅质岩的投点均落入图解的富 Al 端,所有热液成因硅质岩的投点均落入图解的富 Fe 端. 陈洪德和曾允孚(1989)以及周永章(1990)对右江盆地北部南丹裂陷槽中上泥盆统榴江组硅质岩的研究认为这些硅质岩均为热液成因,其 SiO_2 为海底火山活动提供(陈洪德和曾允孚, 1989). 邱振和王清晨(2011)对广西来宾中二叠统硅质沉积物的地球化学特征研究表明,硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 含量比值为 $0.01 \sim 0.20$,均为热液成因硅质岩. 如图 5,在 Al-Fe-Mn 三角判别图解中,岩信和鱼塘榴江组和四大寨组硅质岩的投点均位于非热液区或靠近富 Al 端元,而远离热液成因区,硅质岩的 $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})$ 含量比值在 $0.45 \sim 0.94$,为典型的非热液成因硅质岩. 来自东太平洋海隆(EPR)、大西洋洋中脊(MAR)的热液沉积物(特别是高温热液沉积物),其稀土元素球粒陨石标准化后表现为明显的 Eu 正异常(Douville *et al.*, 1999; German *et al.*, 1999; Dias *et al.*, 2011). 广西桂林地区榴江组热液成因硅质岩同样表现出明显的 Eu 正异常(Chen *et al.*, 2006). 岩信和鱼塘榴江组和四大寨组硅质岩的 Eu/Eu^* 值为 $0.51 \sim 0.95$,均无 Eu 正异常,进一步表明这些硅质

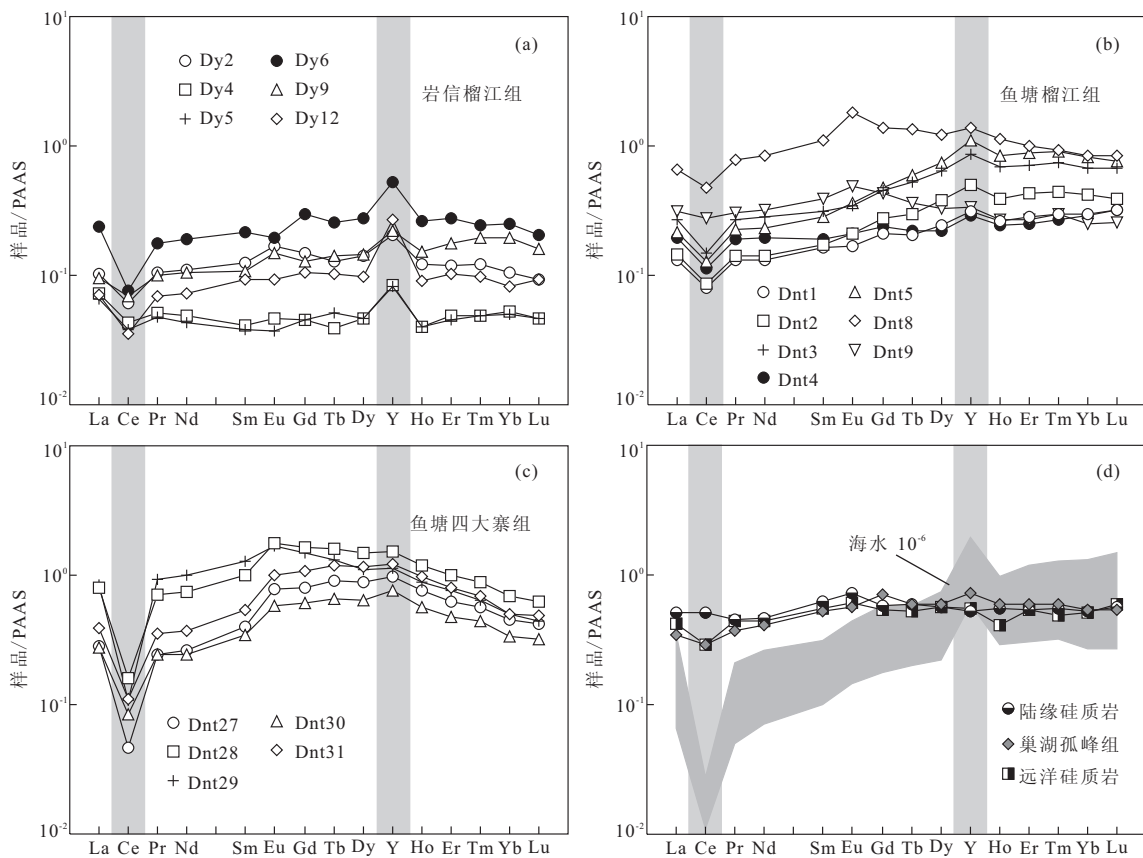


图 4 硅质沉积物页岩标准化稀土模式曲线

Fig. 4 REE+Y patterns of the analyzed samples normalized to PAAS

巢湖孤峰组硅质岩数据据 Kametaka *et al.*, 2005; 陆缘硅质岩来自美国 Shoo Fly 杂岩, 数据据 Girty *et al.*, 1996; 远洋硅质岩来自日本 Sasayama 地块, 数据据 Kato *et al.*, 2002; 海水为太平洋海水(水深 5~2 576 m), 数据据 Alibo and Nozaki, 1999; PAAS 标准化数据据 McLennan, 1989

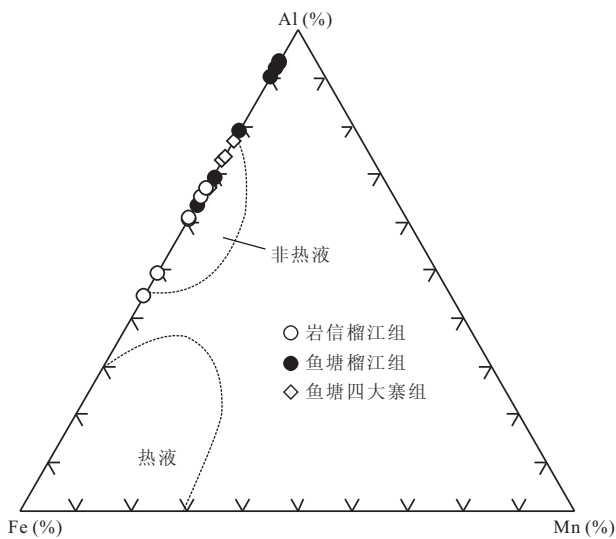


图 5 硅质岩 Al-Fe-Mn 三角图(据 Adachi *et al.*, 1986)

Fig. 5 Al-Fe-Mn diagram of cherts

(PAAS)的 Eu/Eu^* 值(0.66) (Taylor and McLennan, 1985). 此外,朝天剖面上二叠统顶部酸性凝灰岩样品 CT60 和 CT61 的 Eu/Eu^* 值分别为 0.46 和

0.38, 而明显低于中上二叠统界线附近含酸性火山碎屑的泥岩样品的 Eu/Eu^* 值(0.64~0.74) (He *et al.*, 2010). 鱼塘榴江组样品 Dnt8 以及四大寨组硅质岩样品均具有较高的 Eu/Eu^* 值(0.82~0.95, 表 1), 指示其含有一定的酸性火山岩碎屑.

4.2 盆地演化

硅质岩的稀土元素特别是 Ce/Ce^* 可以用来有效地判别硅质岩的形成环境(Murray *et al.*, 1990, 1991; 丁林和钟大赉, 1995; Girty *et al.*, 1996; Owen *et al.*, 1999; Chen *et al.*, 2006). 在氧化的开阔海水中, 由于三价铈容易被氧化为溶解度相对较小的四价铈, 而四价铈被有机物微粒、铁锰氢氧化物或结核吸附, 造成海水中剩余的溶解态铈相对亏损(Liu *et al.*, 1988; Holser, 1997), 进而显示明显的 Ce 负异常. Murray *et al.* (1990, 1991) 对加利福尼亚弗朗西斯科杂岩中层状硅质岩序列的研究表明, 形成于洋脊及两翼(0~400 km) 环境中硅质岩具有最低的 Ce/Ce^* 值(0.17~0.56, 平均值为 0.28, PAAS 标准化), 开阔洋盆中硅质岩具有中等

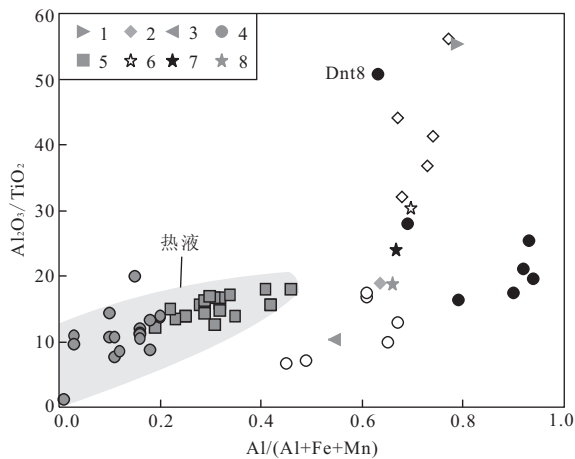


图 6 硅质岩 $Al/(Al+Fe+Mn)-Al_2O_3/TiO_2$ 图

Fig. 6 $Al/(Al+Fe+Mn)-Al_2O_3/TiO_2$ diagram of cherts
1. 长英质火山岩; 2. 安山岩; 3. 玄武岩; 4. 热液硅质岩; 5. 热液瓷状硅质岩; 6. 上地壳; 7. NASC; 8. PAAS; 其他图例同图 3; 热液硅质岩和热液瓷状硅质岩数据据 Adachi *et al.*, 1986; 长英质火山岩、安山岩、玄武岩数据据 Condie, 1993; NASC 数据据 Gromet *et al.*, 1984; PAAS 数据据 Taylor and McLennan, 1985

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) 环境中硅质岩具有最高的 Ce/Ce^* 值 (0.62~1.43, 平均值为 1.02, PAAS 标准化). Y 和 Ho 具有相似的离子半径和电负性, 常具有相似的地球化学行为. 平均上地壳组成及 PAAS 均具有和球粒陨石相似的 Y/Ho 值 (26~28) (Taylor and McLennan, 1985; Kamber *et al.*, 2005), 包括洋中脊和洋岛玄武岩及橄榄岩包体在内的岩浆岩, 均具有与球粒陨石相似的 Y/Ho 值 (Tanaka *et al.*, 2008). 由于海水中 Ho 相对 Y 具有更高的移出速率 (海水中 Y 残留时间约 5 100 年, Ho 残留时间约 2 700 年) (Nozaki *et al.*, 1997), 海水具有比河水及河口水体更高的 Y/Ho 值, 其中河水的 Y/Ho 值与 PAAS 相近或略高于 PAAS, 而低于海水的平均值 55 (Nozaki *et al.*, 1997; Lawrence *et al.*, 2006). 美国 Shoo Fly 杂岩中形成于陆缘环境的硅质岩 (Girty *et al.*, 1996) 的 Ce/Ce^* 值 (1.01~1.17, 平均值为 1.05) 与加利福尼亚弗朗西斯科杂岩中形成于大陆边缘环境的硅质岩相似, 其 Y/Ho 平均值为 26.34, 与 PAAS 接近, 未发生 Y 和 Ho 分异. 而日本 Sasayama 中上二叠统形成于远洋环境的硅质岩 (Kato *et al.*, 2002), 其 Ce/Ce^* 平均值为 0.73, 低于 Shoo Fly 杂岩中形成于陆缘环境硅质岩的 Ce/Ce^* 值, 而其 Y/Ho 值平均值为 36.80, 明显高于后者的 Y/Ho 值 (图 3d). 此外, 太平洋海水 (水深 5~2 576 m) (Alibo and

Nozaki, 1999) 具有很明显的 Ce 负异常 (Ce/Ce^* 为 0.06~0.42, 平均值为 0.15) 以及明显的 Y 正异常 (Y/Ho 值为 53.32~59.24, 平均值为 56.10) (图 3d).

岩信榴江组硅质岩样品的 Ce/Ce^* 值为 0.37~0.72, 平均值为 0.51, 接近加利福尼亚弗朗西斯开阔洋盆中硅质岩的 Ce/Ce^* 值 (平均值为 0.56), 而其 Y/Ho 值为 39.05~83.74, 高于日本 Sasayama 中上二叠统形成于远洋环境硅质岩的 Y/Ho 值, 反映岩信榴江组硅质岩存在明显的 Y 和 Ho 的分异, 同样反映其形成于远离陆源供应的环境. 鱼塘榴江组样品的 Ce/Ce^* 值为 0.58~0.89, 平均值为 0.64, 接近加利福尼亚弗朗西斯开阔洋盆环境硅质岩而远离大陆边缘环境硅质岩的 Ce/Ce^* 值 (平均值为 1.02), 而略高于岩信榴江组硅质岩的 Ce/Ce^* 值. 此外, 鱼塘榴江组硅质岩的 Y/Ho 值为 34.33~36.70, 同样反映其相对于岩信榴江组硅质岩受陆源作用的影响更明显. 鱼塘四大寨组硅质岩的 Ce/Ce^* 值为 0.12~0.33, 平均值为 0.23, 接近加利福尼亚弗朗西斯洋脊环境硅质岩的 Ce/Ce^* 值 (平均值为 0.28). 而鱼塘四大寨组硅质岩的 Y/Ho 值为 32.32~36.16, 平均值为 35.27, 接近日本 Sasayama 中上二叠统形成于远洋环境硅质岩的 Y/Ho 值, 而明显低于太平洋海水的 Y/Ho 值. 考虑到鱼塘榴江组同样含酸性火山岩碎屑的样品 Dnt8 也具有较低的 Y/Ho 值 (34.01), 我们推测鱼塘四大寨组硅质岩较低的 Y/Ho 值可能与其含有较多的酸性火山碎屑有关.

此外, 硅质岩单纯的 ΣREE 值似乎很难用于判别其形成环境 (详见黄虎等, 2012). 如图 7, 在考虑到硅化作用的影响后, 由 PAAS 和“纯硅质岩”组成建立的 $\Sigma REE+Y$ 和 SiO_2/Al_2O_3 的单元混合模型中 (曲线①代表具有 PAAS 组成的沉积物经硅化作用, 随着沉积物中 SiO_2 含量的增加其 $\Sigma REE+Y$ 含量的变化理论趋势线; 曲线②③⑤⑩分别代表相同硅化过程中硅质沉积物中 $\Sigma REE+Y$ 含量分别是 PAAS 组成的 2、3、5 和 10 倍, 其 $\Sigma REE+Y$ 含量越高, 反映了其硅质沉积物 $\Sigma REE+Y$ 组成中, 除了本身继承陆源粘土矿物中 $\Sigma REE+Y$ 外, 从海水中吸附的 $\Sigma REE+Y$ 越多), 可以发现大多数样品的投点落在曲线②和曲线⑤之间, 反映了除继承了陆源粘土中 $\Sigma REE+Y$ 外, 硅质岩从海水中吸附了更多的 $\Sigma REE+Y$, 且多数样品从海水中吸收的 $\Sigma REE+Y$ 多于日本远洋 Sasayama 中上二叠统形成于远洋环境硅质岩的 $\Sigma REE+Y$

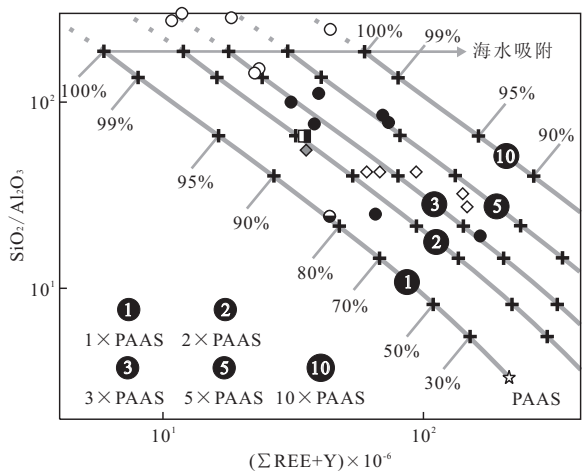


图 7 硅质岩($\Sigma\text{REE}+\text{Y}$)— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (据黄虎等, 2012) (图例同图 3 和图 4d)

Fig. 7 ($\Sigma\text{REE}+\text{Y}$)— $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ diagram of cherts

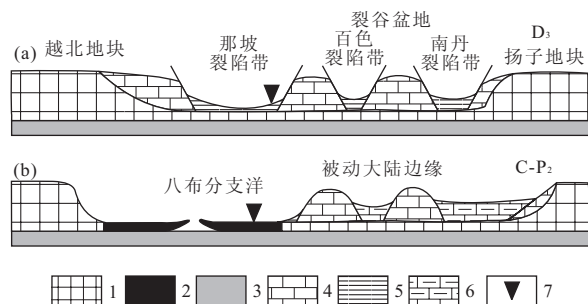


图 9 右江盆地晚泥盆世—中二叠世构造演化

Fig. 9 The tectonic evolution from the Late Devonian to Middle Permian of the Youjiang basin

1. 大陆地壳; 2. 大洋地壳; 3. 地幔岩石圈; 4. 碳酸盐岩台地; 5. 硅质岩和泥岩; 6. 硅质岩和灰岩; 7. 采样位置

地层中普遍发育一套杏仁状或层状玄武岩, 玄武岩的地球化学特征为 OIB 型 (Guo *et al.*, 2004), 可能反映了此时扬子板块南缘已演化为被动大陆边缘环境. 位于盆地西南缘的麻栗坡八布 N-MORB 型蛇绿岩 (钟大赉等, 1998) 的 Sm-Nb 等时线年龄为 328.3 Ma (吴根耀等, 2001), 代表早石炭世右江盆地已经出现以八布分支洋为代表的初始洋壳. 而紧邻八布蛇绿岩的西南部地区上泥盆统榴江组放射虫硅质岩 (任光明等, 2011) 的 Ce/Ce^* 值为 0.57 ~ 1.26 (PAAS 标准化), 平均值为 0.93, 而 Y/Ho 平均值为 26.4, 均表现为受陆源影响作用明显的地球化学特征, 考虑到这些地层可能从越南东北部地区逆冲推覆过来的 (吴根耀等, 2001), 我们推测其可能受到了越北地块提供的陆源碎屑的影响. 而到中二叠世, 右江盆地 (特别是那坡地区) 硅质岩的 Ce/Ce^* 值多接近洋脊环境硅质岩, 具有非常明显的 Ce 负异常 (图 8), 且地层分布上从东北向西南, 逐渐由灰岩夹硅质岩演变为由薄层硅质岩和泥岩互层的沉积组合 (冯庆来和刘本培, 2002), 暗示盆地水深由东北向西南逐渐变深. 右江盆地上泥盆统榴江组硅质岩的 Ce/Ce^* 值分布特征更进一步说明, 其形成于远离陆源供应的开阔裂谷盆地环境, 且由那坡向北逐渐靠近扬子被动大陆边缘环境 (图 9a). 而伴随着盆地的扩张, 到中二叠世盆地已经扩张到一定的规模 (图 9b), 硅质岩的地球化学特征表现出成熟洋盆的地球化学特征.

5 结论

那坡地区上泥盆统榴江组和中下二叠统四大寨组硅质岩具有较高的 SiO_2 含量以及较高的硅化程

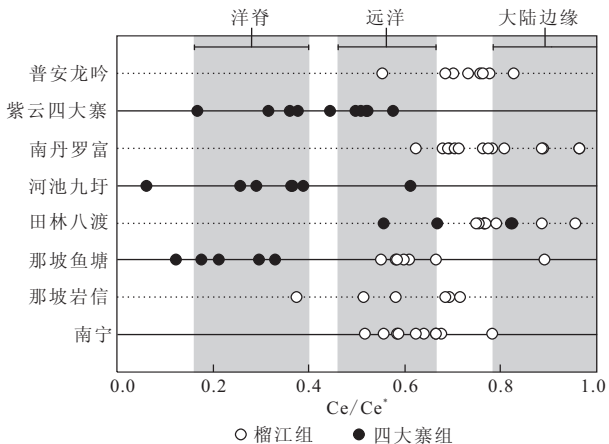


图 8 右江盆地晚古生代硅质岩 Ce/Ce^* 值分布

Fig. 8 The Ce/Ce^* values from the Youjiang basin during the Late Paleozoic

普安龙吟、紫云四大寨、南丹罗富和河池九圩硅质岩数据据黄虎等, 2012; 田林八渡硅质岩数据据黄虎等, 2013; 南宁硅质岩数据据王卓卓等, 2007; 洋脊、远洋和大陆边缘硅质岩据 Murray *et al.*, 1991

(图 7), 反映那坡地区晚古生代硅质岩形成于相对远离陆源供应的环境, 其具有较低的沉积速率和较高的海水中暴露时间.

自早泥盆世埃姆斯期开始, 随着裂陷作用加剧右江盆地地层出现深水相和浅水相的明显分异 (杜永生等, 2009), 到晚泥盆世早期, 盆地内普遍发育一套由硅质岩夹泥岩的沉积组合. 如图 8, 整个右江盆地晚泥盆世硅质岩均具有明显的 Ce 负异常, 且盆地南部的那坡和南宁地区的 Ce 负异常更明显, 更接近形成于远洋环境硅质岩的 Ce/Ce^* 值. 实际上在那坡东部地区上泥盆统榴江组之上的五指山组

度或含有较低陆源碎屑组成(小于 20%)。所有样品均具有较高的 Al/(Al+Fe+Mn) 含量比值和较小的 Eu/Eu* 值,为非热液成因。除去硅化作用的影响后,所有样品均从海水中吸收了较多的 $\Sigma\text{REE}+\text{Y}$, 反映其形成于相对远离陆源供应的环境。上泥盆统榴江组硅质岩均具有中等的 Ce 负异常以及较高的 Y/Ho 值,而中下二叠统四大寨组硅质岩具有明显的 Ce 负异常,反映了右江盆地从晚泥盆世裂谷盆地到早中二叠世扩张为开阔洋盆的演化过程。

References

- 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. *Sedimentary Geology*, 47(1-2): 125-148. doi: 10.1016/0037-0738(86)90075-8
- Alibo, D. S., Nozaki, Y., 1999. Rare Earth Elements in Seawater; Particle Association, Shale-Normalization, and Ce Oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(3-4): 363-372. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00279-8
- Bostrom, K., Peterson, M. N. A., 1969. The Origin of Aluminum-Poor Ferromanganoan Sediments in Areas of High Heat Flow on the East Pacific Rise. *Marine Geology*, 7(5): 427-447. doi: 10.1016/0025-3227(69)90016-4
- Chen, D. Z., Qing, H. R., Yan, X., et al., 2006. Hydrothermal Venting and Basin Evolution (Devonian, South China): Constraints from Rare Earth Element Geochemistry of Chert. *Sedimentary Geology*, 183(3-4): 203-216. doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.09.020
- Chen, H. D., Zeng, Y. F., 1989. Depositional Characteristics and Genesis of Upper Devonian Silicalites in Danchi Basin, Guangxi. *Minerals and Rocks*, 9(4): 22-29 (in Chinese with English abstract).
- Chen, H. D., Zeng, Y. F., 1990. Nature and Evolution of the Youjiang Basin. *Sedimentary Facies and Paleogeography*, 1(1): 28-37 (in Chinese with English abstract).
- Chen, H. D., Qin, J. X., Tian, J. C. et al., 2000. Sequence Filling Dynamics of Youjiang Basin, Southern China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 18(2): 165-171 (in Chinese with English abstract).
- Condie, K. C., 1993. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales. *Chemical Geology*, 104(1-4): 1-37. doi: 10.1016/0009-2541(93)90140-E
- Dias, Á. S., Früh-Green, G. L., Bernasconi, S. M., et al., 2011. Geochemistry and Stable Isotope Constraints on High Temperature Activity from Sediment Cores of the Saldanha Hydrothermal Field. *Marine Geology*, 279: 8-140. doi: 10.1016/j.margeo.2010.10.017
- Ding, L., Zhong, D. L., 1996. Characteristics of Rare Earth Elements and Cerium Anomalies in Cherts from the Paleotethys in Changning-Menglian Belt in Western Yunnan, China. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 39(1): 35-45.
- Douville, E., Bienvu, P., Charlou, J. L., et al., 1999. Yttrium and Rare Earth Elements in Fluids from Various Deep-Sea Hydrothermal Systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(5): 627-643. doi: 10.1016/S0016-7037(99)00024-1
- Du, Y. S., Huang, H. W., Huang, Z. Q., et al., 2009. Basin Translation from Late Palaeozoic to Triassic of Youjiang Basin and Its Tectonic Significance. *Geological Science and Technology Information*, 28(6): 10-15 (in Chinese with English abstract).
- Feng, Q. L., Liu, B. P., 2002. Early Permian Radiolarians from Babu Ophiolitic Mélange in Southeastern Yunnan. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 27(1): 1-3 (in Chinese with English abstract).
- German, C. R., Hergt, J., Palmer, M. R., et al., 1999. Geochemistry of a Hydrothermal Sediment Core from the OBS Vent-Field, 21°N East Pacific Rise. *Chemical Geology*, 155(1): 65-75. doi: 10.1016/S0009-2541(98)00141-7
- Girty, G. H., Ridge, D. L., Knaack, C., et al., 1996. Provenance and Depositional Setting of Paleozoic Chert and Argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 107-118. doi: 10.1306/D42682CA-2B26-11D7-8648000102C1865D
- Gromet, L. P., Haskin, L. A., Korotev, R. L. et al., 1984. The "North American Shale Composite": Its Compilation, Major and Trace Element Characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(12): 2469-2482. doi: 10.1016/0016-7037(84)90298-9
- Guo, F., Fan, W. M., Wang, Y. J., et al., 2004. Upper Paleozoic Basalts in the Southern Yangtze Block: Geochemical and Sr-Nd Isotopic Evidence for Asthenosphere-Lithosphere Interaction and Opening of the Paleotethyan Ocean. *International Geology Review*, 46(4): 332-346. doi: 10.2747/0020-6814.46.4.332
- Hayashi, K. I., Fujisawa, H., Holland, H. D., et al., 1997. Geochemistry of 1.9 Ga Sedimentary Rocks from

- Northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(19): 4115—4137. doi: 10.1016/S0016-7037(97)00214-7
- He, B., Xu, Y. G., Zhong, Y. T., et al., 2010. The Guadalupian-Lopingian Boundary Mudstones at Chaotian (SW China) Are Clastic Rocks Rather than Acidic Tuffs: Implication for a Temporal Coincidence between the End-Guadalupian Mass Extinction and the Emeishan Volcanism. *Lithos*, 119(1-2): 10—19. doi: 10.1016/j.lithos.2010.06.001
- Holser, W. T., 1997. Evaluation of the Application of Rare Earth Elements to Paleooceanography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 132(1): 309—323. doi: org/10.1016/S0031-0182(97)00069-2
- Huang, H., Du, Y. S., Huang, Z. Q., et al., 2013. Depositional Chemistry of Chert During Late Paleozoic from Western Guangxi and Its Implication for the Tectonic Evolution of the Youjiang Basin. *Science China Earth Sciences*, 56(3): 479—493. doi: org/10.1007/s11430-012-4496-y
- Huang, H., Du, Y. S., Yang, J. H. et al., 2012. Depositional Chemistry of Siliceous Deposits of Shuicheng-Ziyun-Nandan Rift Basin in the Late Paleozoic and Its Implication for the Tectonic Evolution. *Acta Geologica Sinica*, 86(12): 1994—2010 (in Chinese with English abstract).
- Kamber, B. S., Greig, A., Collerson, K. D., 2005. A New Estimate for the Composition of Weathered Young Upper Continental Crust from Alluvial Sediments, Queensland, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(4): 1041—1058. doi: org/10.1016/j.gca.2004.08.020
- Kametaka, M., Takebe, M., Nagai, H., et al., 2005. Sedimentary Environments of the Middle Permian Phosphorite-Chert Complex From the Northeastern Yangtze Platform, China; The Gufeng Formation; A Continental Shelf Radiolarian Chert. *Sedimentary Geology*, 174(3-4): 197—222. doi: org/10.1016/j.sedgeo.2004.12.005
- 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. *Chemical Geology*, 182(1): 15—34. doi: org/10.1016/S0009-2541(01)00273-X
- Kato, Y., Nakamura, K., 2003. Origin and Global Tectonic Significance of Early Archean Cherts from the Marble Bar Greenstone Belt, Pilbara Craton, Western Australia. *Precambrian Research*, 125(3-4): 191—243. doi: org/10.1016/S0301-9268(03)00043-3
- Kuang, G. D., Wu, H. R., 2002. Late Paleozoic Strata of Deep-Water Facies in Western Guangxi. *Scientia Geologica Sinica*, 37(2): 152—164 (in Chinese with English abstract).
- Lawrence, M. G., Greig, A., Collerson, K. D., et al., 2006. Rare Earth Element and Yttrium Variability in South East Queensland Waterways. *Aquatic Geochemistry*, 12(1): 39—72. doi: 10.1007/s10498-005-4471-8
- Lehrmann, D. J., Donghong, P., Enos, P., et al., 2007. Impact of Differential Tectonic Subsidence on Isolated Carbonate-Platform Evolution: Triassic of the Nanpanjiang Basin, South China. *The American Association of Petroleum Geologists*, 91(3): 287—320. doi: 10.1306/10160606065
- Lei, Z., Kyte, F. T., 1988. The Permian-Triassic Boundary Event: A Geochemical Study of Three Chinese Sections. *Earth and Planetary Science Letters*, 90(4): 411—421. doi: 10.1016/0012-821X(88)90139-2
- Liu, B. J., Xu, X. S., Pan, X. N., et al., 1993. Paleocontinental Sedimentary Crustal Evolution and Mineralization in South China. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Liu, Y. G., Miah, M., Schmitt, R. A., 1988. Cerium: A Chemical Tracer for Paleo-Oceanic Redox Conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(6): 1361—1371. doi: org/10.1016/0016-7037(88)90207-4
- Liu, Y. S., Zong, K. Q., Kelemen, P. B., et al., 2008. 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. *Chemical Geology*, 247(1): 133—153. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.10.016
- McLennan, S. M., 1989. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. In: Lipin, B. R., McKay, G. A., eds., *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21: 169—200.
- Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Jones, D. L., et al., 1990. Rare Earth Elements as Indicators of Different Marine Depositional Environments in Chert and Shale. *Geology*, 18(3): 268—271. doi: 10.1130/0091-7613(1990)018<0268:REEAIO>2.3.CO;2
- Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Gerlach, D. C., et al., 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. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55(7): 1875—1895. doi: org/10.1016/0016-7037(91)90030-9

- Murray, R. W., 1994. Chemical Criteria to Identify the Depositional Environment of Chert: General Principles and Applications. *Sedimentary Geology*, 90(3-4): 213-232. doi: 10.1016/0037-0738(94)90039-6
- Nozaki, Y., Zhang, J., Amakawa, H., 1997. The Fractionation between Y and Ho in the Marine Environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 329-340. doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00034-4
- Owen, A. W., Armstrong, H. A., Floyd, J. D., 1999. Rare Earth Element Geochemistry of Upper Ordovician Cherts from the Southern Uplands of Scotland. *Journal of the Geological Society*, 156(1): 191-204. doi: 10.1144/gsjgs.156.1.0191
- Qin, J. H., Wu, Y. L., Yan, Y. J., et al., 1996. Hercynian-Indosinian Sedimentary-Tectonic Evolution of the Nanpanjiang Basin. *Acta Geologica Sinica*, 70(2): 99-107 (in Chinese with English abstract).
- Qiu, Z., Wang, Q. C., 2011. Geochemical Evidence for Submarine Hydrothermal Origin of the Middle-Upper Permian Chert in Laibin of Guangxi, China. *Science China Earth Sciences*, 54(7): 1011-1023. doi: 10.1007/s11430-011-4198-x
- Ren, G. M., Wang, P., Zhang, L. K., et al., 2011. Discussion on Geochemical Characteristics and Sedimentary Environment of the Frasnian Radiolarian Chert in Southeastern Yunnan. *Geological Review*, 57(4): 505-514 (in Chinese with English abstract).
- Shimizu, H., Kunimaru, T., Yoneda, S., et al., 2001. Sources and Depositional Environments of Some Permian and Triassic Cherts: Significance of Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic and REE Abundance Data. *The Journal of Geology*, 109(1): 105-125. doi: 10.1086/317961
- Sugisaki, R., Yamamoto, K., Adachi, M., 1982. Triassic Bedded Cherts in Central Japan Are Not Pelagic. *Nature*, 298644-647. doi:10.1038/298644a0
- Sugitani, K., Horiuchi, Y., Adachi, M., et al., 1996. Anomalous Low Al_2O_3/TiO_2 Values for Archean Cherts from the Pilbara Block, Western Australia - Possible Evidence for Extensive Chemical Weathering on the Early Earth. *Precambrian Research*, 80(1): 49-76. doi.org/10.1016/S0301-9268(96)00005-8
- Tanaka, K., Takahashi, Y., Shimizu, H., 2008. Local Structure of Y and Ho in Calcite and Its Relevance to Y Fractionation from Ho in Partitioning between Calcite and Aqueous Solution. *Chemical Geology*, 248(1): 104-113. doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.003
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Wang, Z. C., Wu, H. R., Kuang, G. D., 1997. Characteristics of the Late Paleozoic Oceanic Basalts and Their Eruptive Environments in West Guangxi. *Acta Petrologica Sinica*, 13(2): 260-265 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Z. Z., Chen, D. Z., Wang, J. G., 2007. REE Geochemistry and Depositional Settings of the Devonian Cherts in Nanning Area, Guangxi. *Scientia Geologica Sinica*, 42(3): 558-569 (in Chinese with English abstract).
- Wu, G. Y., Wu, H. R., Zhong, D. L., et al., 2000. Volcanic Rocks of Paleotethyan Oceanic Island and Island-Arc Bordering Yunnan and Guangxi, China. *Geosciences*, 14(4): 393-400 (in Chinese with English abstract).
- Wu, G. Y., Ma, L., Zhong, D. L., et al., 2001. Indosinian Turkic-Type Orogen Bordering Yunnan and Guangxi: With Reference to Coupled Basin Evolution. *Petroleum Geology & Experiment*, 23(1): 8-18 (in Chinese with English abstract).
- Wu, H. R., Kuang, G. D., Wang, Z. C., 1997. Preliminary Study of Late Paleozoic Tectonic Sedimentary Settings in Guangxi. *Scientia Geologica Sinica*, 32(1): 11-18 (in Chinese with English abstract).
- Wu, H. R., 2003. Discussion on Tectonic Palaeogeography of Nanpanjiang Sea in the Late Palaeozoic and Triassic. *Journal of Palaeogeography*, 5(1): 63-76 (in Chinese with English abstract).
- Yamamoto, K., 1987. Geochemical Characteristics and Depositional Environments of Cherts and Associated Rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sedimentary Geology*, 52(1-2): 65-108. doi: 10.1016/0037-0738(87)90017-0
- Yin, H. F., Wu, S. B., Du, Y. S., et al., 1999. South China Defined as Part of Tethyan Archipelagic Ocean System. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 24(1): 1-11 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, Y. F., Liu, W. J., Chen, H. D., et al., 1995. Evolution of Sedimentation and Tectonics of the Youjiang Composite Basin, South China. *Acta Geologica Sinica*, 69(2): 113-124 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, D. L., Wu, G. Y., Ji, J. Q., et al., 1999. Discovery of Ophiolite in Southeast Yunnan, China. *Chinese Science Bulletin*, 44(1): 36-41. doi: 10.1007/BF03182880
- Zhou, Y. Z., 1990. On Sedimentary Geochemistry of Siliceous Rocks Originated from Thermal Water in Nandan-Hechi Basin. *Acta Sedimentologica Sinica*, 8(3): 75-83 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 陈洪德,曾允孚,1989. 广西丹池盆地上泥盆统榴江组硅质岩沉积特征及成因讨论. 矿物岩石,9(4):22-29.
- 陈洪德,曾允孚,1990. 右江沉积盆地的性质及演化讨论. 岩相古地理,1(1):28-37.
- 陈洪德,覃建雄,田景春,等,2000. 右江盆地层序充填动力学初探. 沉积学报,18(2):165-171.
- 丁林,钟大赉,1995. 滇西昌宁-孟连带古特提斯洋硅质岩稀土元素和铀异常特征. 中国科学:化学,25(1):93-100.
- 杜远生,黄宏伟,黄志强,等,2009. 右江盆地晚古生代-三叠纪盆地转换及其构造意义. 地质科技情报,28(6):10-15.
- 冯庆来,刘本培,2002. 滇东南八布蛇绿混杂岩中的早二叠世放射虫化石. 地球科学——中国地质大学学报,27(1):1-3.
- 黄虎,杜远生,黄志强,等,2013. 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. 中国科学:地球科学,43(2):304-316.
- 黄虎,杜远生,杨江海,等,2012. 水城-紫云-南丹裂陷盆地晚古生代硅质沉积物地球化学特征及其地质意义. 地质学报,86(12):1994-2010.
- 邝国敦,吴浩若,2002. 桂西晚古生代深水相地层. 地质科学,37(2):152-164.
- 刘宝珺,许效松,潘杏南,等,1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京:科学出版社,42-46.
- 秦建华,吴应林,颜仰基,等,1996. 南盘江盆地海西-印支期沉积构造演化. 地质学报,70(2):99-107.
- 邱振,王清晨,2011. 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. 中国科学(D辑),41(5):725-737.
- 任光明,王鹏,张林奎,等,2011. 滇东南弗拉斯期放射虫硅质岩地球化学特征及沉积环境探讨. 地质论评,57(4):505-514.
- 王忠诚,吴浩若,邝国敦,1997. 桂西晚古生代海相玄武岩的特征及其形成环境. 岩石学报,13(2):260-265.
- 王卓卓,陈代钊,汪建国,2007. 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. 地质科学,42(3):558-569.
- 吴根耀,吴浩若,钟大赉,等,2000. 滇桂交界处古特提斯的洋岛和岛弧火山岩. 现代地质,14(4):393-400.
- 吴根耀,马力,钟大赉,等,2001. 滇桂交界区印支期增生弧型造山带:兼论与造山作用耦合的盆地演化. 石油实验地质,23(1):8-18.
- 吴浩若,邝国敦,王忠诚,1997. 广西晚古生代构造沉积背景的初步研究. 地质科学,32(1):11-18.
- 吴浩若,2003. 晚古生代-三叠纪南盘江海的构造古地理问题. 古地理学报,5(1):63-76.
- 殷鸿福,吴顺宝,杜远生,等,1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. 地球科学——中国地质大学学报,24(1):1-11.
- 曾允孚,刘文均,陈洪德,等,1995. 华南右江复合盆地的沉积构造演化. 地质学报,69(2):113-124.
- 钟大赉,吴根耀,季建清,等,1998. 滇东南发现蛇绿岩. 科学通报,43(13):1365-1370.
- 周永章,1990. 丹池盆地热水成因硅岩的沉积地球化学特征. 沉积学报,8(3):75-83.