

文章编号: 1000-0550(2007) 02-0239-07

广西南宁地区泥盆系硅质岩地球化学特征及沉积环境

王卓卓 陈代钊 汪建国

(中国科学院地质与地球物理研究所 北京 100029)

摘要 泥盆纪时,广西南宁附近发育了一套从早泥盆世埃姆斯期到晚泥盆世弗拉斯期末的硅质岩建造,硅质岩多为薄层,灰黑到黑色,至弗拉斯阶上部变为灰黄色,水平纹理发育,常夹火山凝灰岩或与之互层。这套硅质岩 SiO_2 含量高(一般 $> 90\%$),其他主量化学成分均很低(一般 $< 5\%$)。 TFe_2O_3 和含量相对比较富集(平均含量 3.32%), Al_2O_3 、 TiO_2 、 MgO 和 MnO 相对贫乏(平均含量分别为 0.7% 、 0.04% 、 0.10% 和 0.02%)。常量元素 Fe/Ti ($Fe+Mn$)/ Ti 和 $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值的平均值分别为 91.65 、 92.12 和 0.25 。微量元素 Ti/V 和 U/Th 比值的平均值分别为 4.57 和 4.09 ,其中 U/Th 比值在弗拉斯期早期达到最大。这些数据说明,硅质岩在形成时受到了明显的海底热液活动影响,而这种热液活动在弗拉斯期早期达到最强,后逐渐减弱,而热液活动的强度可能主要受盆地裂解(或张裂作用)的影响;因此,盆地拉张作用在弗拉斯期早期达到最强,这与硅质岩的空间分布是吻合的。

关键词 广西泥盆纪 层状硅质岩 热液活动 盆地演化

第一作者简介 王卓卓 女 1978 年出生 在读博士研究生 矿物学、岩石学、矿床学专业 E-mail: mooncry@mail.ggccas.ac.cn

中图分类号 P588.2 文献标识码 A

泥盆纪时,层状硅质岩系广泛发育于华南地区碳酸盐台间盆地的沉积序列,至晚泥盆世早期分布范围最广^[1-3](图 1)。其中局部还含有重要的锰和金属硫化物矿产,因此,很早就受到人们的关注^[4,5]。大部分研究主要集中在含矿硅质岩上^[4,6-13],而且认为硅质岩的形成主要与海底热液有关,但这些研究往往局限于某一时段(如晚泥盆世),对热液活动和构造活动的联系很少有人作深入的研究^[3,5,15]。

广西南宁附近发育了从早泥盆世到晚泥盆世早期的层状硅质岩(图 2),这为我们研究华南的硅质岩沉积、热液分布与盆地构造演化的相互关系提供了可能。本项研究希望通过对这套硅质岩的地球化学研究,阐述华南泥盆纪硅质岩沉积史、热液活动特点、演化规律及其与盆地构造活动(裂谷活动)、演化的相互关系。

1 地质背景

志留纪末,由于受广西造山运动的影响,除钦州地区继承早古生代海槽沉积外,广西全部褶皱成山,升起成陆^[1,12]。泥盆纪开始,海水由南向北入侵。早泥盆世早期以滨岸陆源碎屑沉积为主,晚期碎屑岩、碳酸盐岩交替发育,中、晚泥盆世则以碳酸盐岩沉积为主,体现了一个完整的海侵旋回。其中,中泥盆世

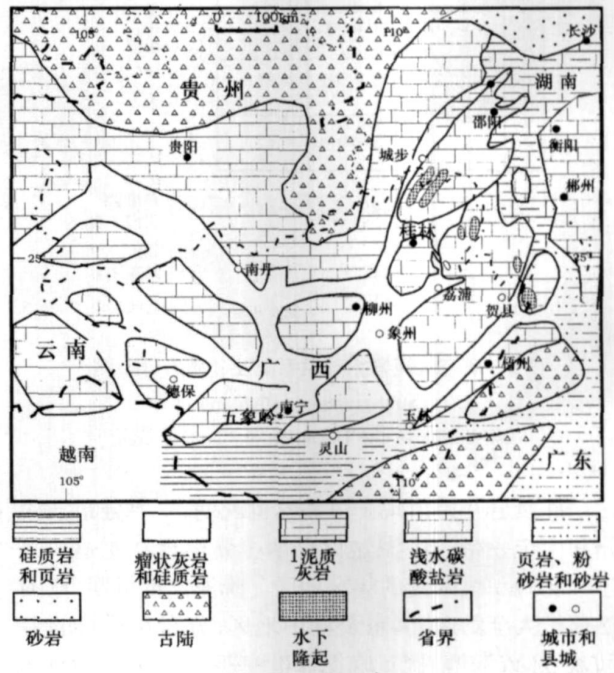


图 1 华南泥盆纪岩相古地理图
(据 Chen 等, 2001 修改)

Fig 1 Palaeogeographic map of the Devonian in South China

晚期和晚泥盆世早期海侵范围最大,晚泥盆世晚期开始海退。

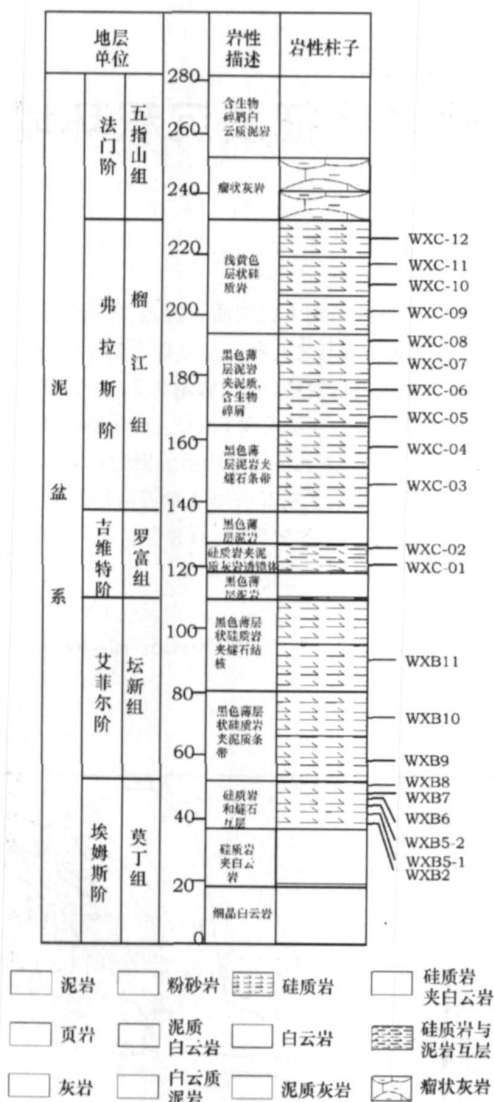


图 2 研究区泥盆系地层系统及硅质岩分布图

Fig 2 Stratigraphic system and chert

distribution in the Devonian of Nanning area

硅质岩开始出现于早泥盆世晚期, 主要分布于钦州和南宁一带。中泥盆世早期主要出现在龙州—南宁—北海一线两侧的狭窄地区。晚泥盆世早期, 范围迅速扩大至黔南、滇东及湘中地区, 分布在狭长的台间盆地(或沟槽)区。晚泥盆世晚期, 硅质岩分布范围大大缩小, 主要分布于西南部玉林—钦州—凭祥一线以南的台间盆地区^[1, 17]。本区硅质岩主要为黑色层状硅质岩, 少量浅黄色层状硅质岩(弗拉斯期晚期), 常夹凝灰岩(或凝灰质硅质岩)或与之互层(图 2)。

2 样品选择、分析方法

本次研究的样品采自南宁五象岭附近(图 1)莫

丁组、坛新组、罗富组和榴江组。时限埃姆斯期到弗拉斯期末(图 2)。所分析测试的样品主要为层状硅质岩(燧石)、少量结核状硅质岩和凝灰质硅质岩。黑色层状硅质岩大部分为块状硅质岩, 一部分为纹层状硅质岩, 夹浅灰色凝灰质条带。浅黄色硅质岩均为纹层状硅质岩, 有波状纹层, 夹浅灰色凝灰质条带。所有样品在测试前先用铁碾钵碾碎, 然后用玛瑙碾钵碾磨成粉末状(≤ 200 目)。

主量和微量元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所进行。主量元素分析的步骤是, 先将样品在 100℃烘干 1~2 个小时, 然后准确称取 0.6g 粉末样品, 作烧失量后在高温炉内将样品和 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 按照 1:10 的比例融化成玻璃片, 然后用 X 射线荧光光谱(XRF-1500)定量测试, 分析误差小于 2%。微量元素的分析步骤是准确称取 100mg 粉末样品, 置于 Teflon 密闭熔样器内, 在 105℃下将样品烘烤 1~2 个小时, 冷却至室温, 然后在密闭的熔样器中加入 0.5ml $\text{HNO}_3 + 2.5\text{ml HfF} + 0.5\text{ml HClO}_4$, 将样品熔融, 静置一周后烘干。烘干的样品再用 1ml $\text{HNO}_3 + 3\text{ml H}_2\text{O}$ 溶解成清澈的液体。将溶液用超纯水稀释成 1:1000 的液体, 然后在 ICP-MS 仪器上进行测试。分析误差优于 3%。

本文将运用 Fe/Ti ($\text{Fe} + \text{Mn}$)/ Ti 、 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值, Cr 、 Zr 含量及相互关系来判别热液和正常海水沉积物^[13, 14], 用 $\text{Al}-\text{Fe}-\text{Mn}$ 三角图成因判别图解判别硅质岩的热液沉积和生物沉积^[20, 21], 用 V 的含量和 Ti/V 比值判断硅质岩的沉积环境^[21], 用 U/Th 比值来判定氧化还原条件, 由此进一步判断热液活动强度^[23]。

3 分析结果

本区硅质岩常量元素分析结果见表 1。SO₂ 的含量很高平均为 93.81%; TFe_2O_3 含量较高(平均 3.32%), TiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 和 MnO 的含量均较低(平均值为 0.03%、0.39%、0.11%、0.02%), MgO 亏损平均含量为 0.19%。本区硅质岩 Fe/Ti 、 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 比值很高平均值分别为 91.65、92.12 ($\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti}$ 比值很低平均为 0.25。本区硅质岩微量元素分析结果见表 2。由表 2 可以看出, Cr 的含量平均为 24.84 ppm。U 和 Th 的含量平均含量分别为 2.77 ppm 和 1.42 ppm, U/Th 比值的平均值为 2.69。该区 V 的含量较高, 平均为 89.4 ppm, Ti/V 比值平均为 4.57(表 3)。

表 1 硅质岩化学成分 (w%)

Table 1 Major element composition of chert (w%)

样号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	TF _{e2} O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃ / (Al ₂ O ₃ + TF _{e2} O ₃)		(Fe+Mn)Al / (Al+Fe+Mn)		
												总量	Fe/Ti	/Ti	Fe+Mn	
WXC-12	浅黄色层状硅质岩	91.28	0.03	0.63	3.86	0.02	1.07	1.41	0.07	0.12	0.04	99.89	0.14	180.13	181.11	0.11
WXC-11	浅黄色层状硅质岩	93.06	0.08	1.79	4.51	0.02	0.16	0.03	0.05	0.37	0.05	100.12	0.28	70.16	70.48	0.23
WXC-10	浅黄色层状硅质岩	89.48	0.19	4.66	4.32	0.02	0.34	0.05	0.08	0.92	0.13	100.18	0.52	27.24	27.37	0.45
WXC-09	浅黄色层状硅质岩	93.66	0.03	0.82	4.21	0.02	0.05	0.02	0.07	0.17	0.04	99.52	0.16	153.49	154.22	0.13
WXC-08	黑色层状硅质岩	91.84	0.19	3.52	1.82	0.01	0.27	0.03	0.05	0.72	0.19	100.03	0.66	11.48	11.53	0.59
WXC-07	黑色层状硅质岩	88.50	0.10	2.56	3.32	0.01	0.14	0.04	0.03	0.33	0.62	99.73	0.44	38.73	38.90	0.37
WXC-06	黑色层状硅质岩	93.62	0.05	1.15	4.62	0.02	0.10	0.03	0.09	0.20	0.04	100.20	0.20	99.81	100.32	0.16
WXC-05	黑色层状硅质岩	94.70	0.04	0.83	2.80	0.01	0.04	0.02	0.09	0.14	0.03	99.45	0.23	83.76	84.22	0.18
WXC-04	黑色层状硅质岩	95.17	0.03	0.77	2.77	0.01	0.06	0.02	0.05	0.14	0.02	99.67	0.22	97.93	98.48	0.17
WXC-03	黑色层状硅质岩	94.36	0.06	1.52	2.96	0.02	0.14	0.03	0.06	0.26	0.03	99.79	0.34	57.56	57.88	0.28
WXC-02	黑色层状硅质岩	93.45	0.07	1.89	3.16	0.01	0.14	0.03	0.07	0.36	0.04	99.51	0.37	52.67	52.92	0.31
WXC-01	黑色层状硅质岩	93.35	0.06	1.66	3.42	0.02	0.17	0.02	0.15	0.38	0.02	99.57	0.33	70	70.36	0.27
WXB11	黑色层状硅质岩	94.56	0.04	0.71	4.61	0.02	0.10	0.02	0.05	0.16	0.01	100.28	0.13	131.18	131.84	0.10
WXB10	黑色层状硅质岩	93.55	0.05	0.96	4.56	0.03	0.05	0.02	0.06	0.19	0.05	99.51	0.17	113.19	113.99	0.14
WXB9	黑色层状硅质岩	95.61	0.05	0.83	3.14	0.01	0.13	0.02	0.07	0.22	0.01	100.09	0.21	79.64	80.00	0.17
WXB8	黑色层状硅质岩	95.34	0.03	0.39	4.17	0.02	0.11	0.02	0.06	0.09	0.02	100.24	0.09	173.75	174.63	0.07
WXB7	黑色层状硅质岩	95.82	0.06	1.37	0.70	0.01	0.16	0.04	0.04	0.15	0.01	99.23	0.66	14.58	14.70	0.59
WXB6	黑色层状硅质岩	96.58	0.06	1.12	0.67	0.00	0.12	0.02	0.05	0.19	0.01	99.50	0.63	14.21	14.26	0.56
WXB5-2	随时与硅质岩互层	95.76	0.03	0.48	3.63	0.02	0.12	0.02	0.06	0.13	0.01	100.26	0.12	279.47	280.76	0.06
WXB5-1	燧石与硅质岩互层	96.85	0.04	0.67	1.27	0.01	0.07	0.04	0.11	0.17	0.02	99.46	0.35	136.61	137.28	0.09
WXB2	燧石结核	93.40	0.02	0.42	5.27	0.02	0.37	0.47	0.06	0.09	0.04	100.16	0.07	38.99	39.23	0.28
平均值		93.81	0.06	1.38	3.30	0.02	0.19	0.11	0.07	0.26	0.07	99.83	0.30	91.65	92.12	0.25

注:TF_{e2}O₃为全铁, Fe按照TF_{e2}O₃全部为Fe₂O₃换算

表 2 微量元素含量表 (ppm)

Table 2 Trace element composition of chert (ppm)

样号	岩性	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Cs	Ba	Hf	Ta	Pb	Bi	Th	U	U/Th
WXC12	浅黄色层状硅质岩	0.47	17.74	2.01	13.86	24.39	14.55	1.23	3.93	25.97	3.34	9.10	0.85	6.24	0.52	1.01	1053.47	0.22	0.06	5.70	0.03	0.67	2.73	0.46
WXC11	浅黄色层状硅质岩	2.56	23.30	2.33	5.01	11.69	7.18	3.05	16.76	36.38	10.68	16.90	2.25	1.05	0.92	1.18	138.17	0.47	0.15	4.01	0.13	1.93	1.77	0.49
WXC10	浅黄色层状硅质岩	6.14	39.73	2.92	12.88	14.56	38.95	7.34	43.73	56.91	18.01	38.25	4.80	0.94	1.48	3.07	257.59	1.05	0.40	16.99	0.28	5.75	1.12	1.73
WXC9	浅黄色层状硅质岩	0.79	21.45	1.92	4.73	21.05	2.67	2.12	8.40	12.31	4.00	10.29	1.07	4.06	0.79	1.22	172.10	0.25	0.08	4.04	0.07	0.85	1.21	1.73
WXC8	黑色层状硅质岩	3.20	43.32	0.91	2.78	16.76	4.09	6.34	32.23	24.09	9.57	37.71	4.40	0.68	1.42	2.57	269.90	1.11	0.34	11.79	0.29	2.61	2.84	2.76
WXC7	黑色层状硅质岩	2.13	64.82	1.38	17.17	54.87	5.09	3.78	15.09	7.36	8.90	25.52	2.75	6.32	1.92	1.41	236.03	0.67	0.22	3.25	0.10	2.35	7.74	1.27
WXC6	黑色层状硅质岩	1.34	32.85	2.22	11.62	29.37	16.95	2.76	8.91	6.92	9.98	10.71	1.60	5.15	0.70	0.90	180.56	0.26	0.12	3.10	0.09	1.32	6.22	4.70
WXC5	黑色层状硅质岩	0.60	15.85	1.27	6.29	22.62	9.39	1.61	6.27	4.66	9.91	9.78	1.13	5.00	0.63	0.85	150.96	0.24	0.07	1.66	0.04	0.79	6.92	1.61
WXC4	黑色层状硅质岩	0.79	16.39	1.47	10.33	24.81	9.94	1.69	6.75	4.08	11.05	8.80	1.06	4.76	0.73	0.89	133.84	0.25	0.08	1.92	0.05	0.80	5.24	1.36
WXC3	黑色层状硅质岩	1.04	23.84	1.48	11.01	14.91	4.28	2.11	9.11	13.90	10.90	12.03	1.68	1.92	0.99	1.08	160.30	0.33	0.11	2.64	0.06	1.39	4.08	2.76
WXC2	黑色层状硅质岩	1.63	19.49	1.78	8.36	17.35	10.18	2.98	15.19	41.75	6.21	15.60	1.88	0.68	0.81	1.17	241.20	0.48	0.14	6.92	0.12	2.80	0.46	2.07
WXC1	黑色层状硅质岩	1.67	18.77	2.98	15.41	13.71	21.67	2.79	16.64	9.10	1.39	12.81	1.61	0.57	0.75	1.32	103.50	0.36	0.10	2.46	0.15	0.80	0.39	4.61
WXB11	黑色层状硅质岩	1.77	21.89	2.16	5.73	11.65	2.35	1.80	5.78	3.77	1.41	8.17	1.11	1.41	0.70	0.64	141.58	0.19	0.07	2.23	0.04	0.76	1.32	0.92
WXB10	黑色层状硅质岩	2.29	26.38	2.02	5.31	10.13	5.71	2.00	6.95	7.19	5.55	10.11	1.46	1.22	0.66	0.73	310.15	0.27	0.11	17.54	0.05	1.31	3.62	0.19
WXB9	黑色层状硅质岩	3.03	33.72	1.62	8.54	33.99	11.59	2.27	7.93	5.23	4.08	7.58	1.03	2.25	0.78	0.78	247.65	0.22	0.09	5.50	0.06	1.00	1.27	1.42
WXB8	黑色层状硅质岩	4.16	21.15	2.08	19.07	32.78	24.08	1.11	2.84	5.26	2.25	5.33	0.70	2.30	0.59	0.57	248.23	0.14	0.04	5.17	0.01	0.48	2.25	1.09
WXB7	黑色层状硅质岩	2.89	15.48	2.42	31.14	14.10	57.86	1.94	6.10	4.35	3.10	10.93	1.09	5.80	0.36	1.53	124.00	0.31	0.08	3.31	0.05	1.37	2.21	3.30
WXB6	黑色层状硅质岩	3.23	14.92	0.41	26.72	14.35	37.60	1.63	6.76	4.63	1.80	10.55	1.14	3.14	0.34	1.30	124.15	0.28	0.08	2.82	0.04	1.16	1.58	4.71
WXB5-2	随时与硅质岩互层	1.91	20.36	1.89	15.96	15.15	21.79	1.43	4.52	3.68	6.10	5.46	0.68	14.73	0.61	0.59	323.89	0.14	0.05	1.77	0.02	0.50	1.37	8.80
WXB5-1	燧石与硅质岩互层	2.39	15.58	0.64	27.08	17.44	22.83	1.26	5.90	4.26	6.70	7.49	0.80	14.65	0.32	0.77	277.09	0.20	0.06	3.89	0.03	0.84	1.75	6.51
WXB2	燧石结核	0.26	19.09	2.84	12.31	29.70	10.53	1.34	2.84	21.05	2.04	8.41	0.79	4.15	0.71	0.85	963.41	0.17	0.05	4.45	0.03	0.45	2.08	2.94
平均		2.11	25.05	1.84	12.92	21.21	16.15	2.50	11.08	14.42	6.52	13.41	1.61	4.14	0.80	1.16	278.94	0.36	0.12	5.29	0.08	1.42	2.77	4.09

分析误差小于 3%。

表 3 硅质岩 V 含量和 Ti/V 比值表
Table 3 Abundance and Ti/V of chert

时期	样号	V /ppm	Ti/V
埃姆斯期	WXB5-1	79.8	2.86
	WXB5-2	55.0	3.38
	WXB2	58.2	2.27
	WXB6	101.2	3.26
	WXB7	81.9	4.10
	WXB8	53.3	3.15
	平均	71.6	3.17
	WXB9	160.9	1.72
	WXB10	74.0	3.81
艾菲尔期	WXB11	43.5	5.66
	平均	92.8	3.73
吉维特期	WXC-01	29.4	11.63
	WXC-02	40.0	10.50
	平均	34.7	11.07
	WXC-03	71.8	5.01
	WXC-04	87.2	2.27
	WXC-05	65	3.60
	WXC-06	177.5	1.83
弗拉斯期	WXC-07	209.4	2.87
	WXC-08	135.8	8.17
	WXC-09	71.2	2.70
	WXC-10	123.2	9.01
	WXC-11	69.0	6.52
	WXC-12	90.5	1.66
平均	110.1	4.36	
总平均	89.4	4.57	

4 讨论

现代温泉和海底热泉的研究资料表明,热水能提供大量的、高纯度的 SiO_2 , 而热液流体的 TD_2 和 Al_2O_3 含量低^[5, 20, 21, 24, 25]。现代大洋中脊热液体系, MgO 是严重亏损的组分, 如东太平洋中脊热泉 350℃ 热水中的 MgO 含量为零, 因此 Rona^[26] 提出把热水体系中 MgO

含量的高低作为海水对体系混染的指标之一, Boström^[19] 提出的热水沉积物富 Si, Fe, Mn 贫 Al, Ti, K, Na 。本区 SiO_2 含量高且较纯, 富铁, 同时 TD_2, Al_2O_3 含量均较低, MgO 数值很低, 且随 SiO_2 的升高而降低 (见表 1)。以上特征反映了研究区硅质岩可能主要来源于海底热液, 并在形成时受正常海水的影响。

研究区硅质岩和典型热液成因硅质岩进行对比 (表 4)。对比的结果反映出本区硅质岩的化学成分特征与美国加州 Franciscan 地体^[21]、日本 Shinanto 地体^[21]、深海钻探计划 Leg32^[31]、丹池盆地热水成因的类碧玉岩和纹理状硅质岩^[5] 以及扬子板块东南缘上震旦统硅质岩^[27] 极为相似, 进一步表明了本区硅质岩的形成与海底热液活动密切相关。

Boström 等^[19] 同时还提出利用 $Fe/Ti (Fe + Mn) / Ti, Al / (Al + Fe + Mn)$ 来判别热水和正常海水沉积物。当上述指标分别大于 20, 25, 小于 0.35 时, 一般认为属于热水来源的沉积物。由表 5 可以看出, 本区 Fe/Ti 和 $(Fe + Mn) / Ti$ 分别为 91.65 和 92.12, 落在热水成因硅质岩标准范围内, 且远远高于标准值。 $Al / (Al + Fe + Mn)$ 比值为 0.25 落在热水成因硅质岩标准内, 因此本区硅质岩显示了与热液活动流体的密切关系。

Adachi 等^[20] 和 Yanamoto^[21] 在系统研究了热水沉积与正常生物沉积硅质岩后, 提出了 $Al-Fe-Mn$ 三角图成因判别图解。把本区样品在图上投点 (图 3), 可以看出除 WXC8, WXC10 和 WXB6, WXB7 落在正常生物成因硅质岩外, 其余样品投点均落在热水沉积硅质岩区内, 反映出硅质岩主要为热水沉积作用的产物, 其中部分受生物作用的影响。

表 4 研究区硅质岩化学成分与典型热水成因硅质岩的对比 (wt%)

Table 4 Average chemical compositions of chert compared with representative hydrothermal chert (wt%)

	SiO_2	TD_2	Al_2O_3	TFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5
Franciscan 地体 ^[17]	92.63	0.09	1.41	2.93	0.80	0.33	0.11	0.16	0.42	0.03
Shinanto 地体 ^[17]	92.80	0.08	1.99	2.85	0.78	0.95	1.03	0.41	0.42	0.11
DSDPLeg32 ^[16]	92.80	0.10	1.44	2.86	0.46	0.61	0.37	0.55	0.51	0.17
丹池盆地 ^[5]	93.10	0.10	1.80	1.30	0.10	0.10	0.20	0.10	0.50	0.05
扬子板块东南 ^[23]	95.58	0.03	0.16	1.81	0.12	0.13	0.18	0.03	0.10	0.09
研究区埃姆斯期硅质岩	93.40	0.06	1.78	3.29	0.02	0.16	0.03	0.11	0.37	0.03
研究区艾菲尔期硅质岩	95.27	0.08	1.83	3.52	0.02	0.24	0.17	0.06	0.34	0.12
研究区吉维特期硅质岩	95.63	0.04	0.74	2.62	0.01	0.16	0.10	0.06	0.14	0.02
研究区弗拉斯期硅质岩	94.57	0.04	0.83	4.10	0.02	0.09	0.02	0.06	0.19	0.02
研究区硅质岩总平均	93.81	0.06	1.37	3.32	0.02	0.19	0.11	0.07	0.26	0.07

注: TFe_2O_3 为全铁

表 5 Al-Fe-Mn 元素比值表

Table 5 Element ratios of Ti/Fe, Al/(Al+Fe+Mn) and (Fe+Mn)/Ti in the studied chert

	Fe/Ti	(Fe+Mn)/Ti	Al/(Al+Fe+Mn)
热水沉积硅质岩	> 20	> 20(+5)	< 0.35
埃姆斯期硅质岩	61.33	61.64	0.29
艾菲尔期硅质岩	82.03	82.45	0.27
吉维特期硅质岩	109.60	110.14	0.27
弗拉斯期硅质岩	108.00	108.21	0.14
硅质岩总平均	91.65	92.12	0.25

注: Fe按照 TFe_2O_3 全部为 Fe_2O_3 换算

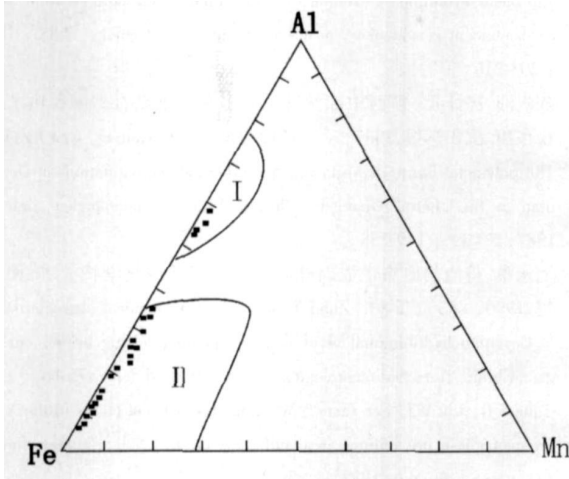


图 3 硅质岩 Al-Fe-Mn 三元素分区图

Fig 3 Triangle diagram of Al-Fe-Mn of cherts (after Marchig 1986^[13]; Yamamoto 1987^[21])

I 正常沉积生物硅质岩; 热水沉积硅质岩; ■ 研究区硅质岩

前人研究表明 V 的含量和 Ti/V 比值可以用来判断硅质岩的沉积环境^[22]。大陆边缘硅质岩: V ≈ 20 ppm, Ti/V ≈ 40; 大洋盆地硅质岩: V ≈ 38 ppm, Ti/V ≈ 25; 大洋中脊硅质岩: V ≈ 42 ppm, Ti/V ≈ 7^[22]。这表明从大陆边缘盆地向大洋盆地, 硅质岩中的 V 是增加的, 而 Ti/V 则是降低的。通过表 3 可以看出, 研究区所取样品中, V 值相对较高, 普遍比大洋中脊的还要高, Ti/V 低, 落在大洋中脊硅质岩附近。沉积学的证据虽然不支持大洋盆地的观点^[1, 2], 但从另一方面来看, 这些硅质岩在沉积时可能受到了明显的热液影响, 因为在大洋中脊附近, 热液活动强烈^[22]。Cr 和 Zr 前人研究成果显示, 热液含金属沉积物的 Zr 含量一般小于 50 ppm, 并不随 Cr 的升高而升高, 深海含金属沉积物中 Zr 含量通常大于 100 ppm^[23]。本区 Zr 的含量介于 5.8~34.8 ppm 之间, 平均 24.84 ppm, 与热液含矿沉积物中的 Zr 含量相似。由图 4 可以看出本区投点都位于现代热液含金属趋势线附近, 但有 Zr 随 Cr 升高的趋势, 说明本区硅质岩除了受热液影

响外, 可能还受正常海水的影响。

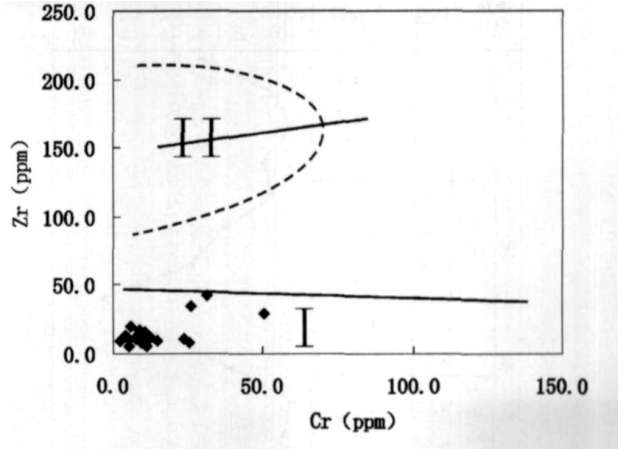


图 4 不同成因沉积物的 Zr-Cr 关系图

Fig 4 Plot of Cr against Zr contents in sediment of different origins (after Marchig 1982^[18])

热液含金属沉积物趋势线; 深海及成岩含金属沉积物趋势线集中区, 研究区硅质岩

U 与 Th 的关系: 在一般氧化环境的沉积岩中, Th 的含量高于 U, 但喷流热水由于具有强的还原性, U 含量高于 Th, 故可用硅质岩中 U/Th 来判定沉积环境 (热水还是非热水)^[18]。一般情况下热水环境中 U/Th 比值 > 1, 而非热水环境中 U/Th 比值 < 1^[23]。本区硅质岩 U/Th 比值均大于 1, 平均为 2.69, 总体表现出热水沉积硅质岩的地球化学特征。作者绘制了 U/Th 比值随时间演化图 (图 5), 由图 5 可以看出, 埃姆斯期 U/Th 比值先降低, 后升高, 吉维特期最小, 降到小于 1 为氧化环境, 弗拉斯初期开始增大, 至早期达到最大, 然后降低, 说明弗拉斯阶早期热液活动最强。

另外, 值得一提的是, 弗拉斯阶硅质岩颜色有一个由黑逐渐变为浅黄的过程, 与 U/Th 比值的变化趋势一致, 进一步佐证了在弗拉斯阶硅质岩受热液影响的程度经历了先强后弱的变化过程。

在裂谷盆地中, 热液活动的强度与深大基底断裂活动强度有关^[3], 而深部断裂又控制了盆地的拉张 (或裂解)。盆地基底的拉张作用越强, 从地壳深部经断裂输导到浅部的热液流体将进一步增加, 因此热液活动就越强。华南泥盆纪台间盆地的形成主要受到深大基底断裂的控制^[1-3], 以上硅质受热液影响的程度反映了盆地基底断裂活动的强度。

U/Th 比值随时间的变化趋势表明, 华南泥盆纪盆地基底从埃姆斯中晚期发生明显的拉张 (裂解), 在埃姆斯晚期——艾菲尔期盆地扩展明显加大, 陆源

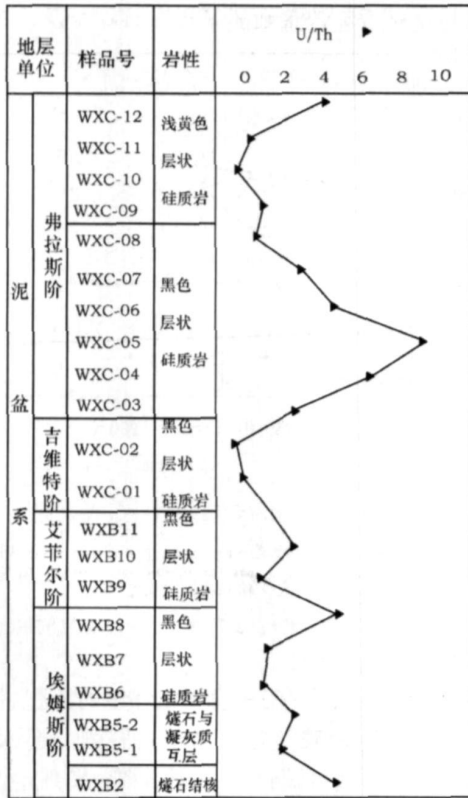


图 5 研究区硅质岩 U/Th 比值变化

Fig 5 Temporal changes of U/Th ratios in the chert of Nanning area

影响明显减弱。但在吉维特期盆地扩展有所减缓,弗拉斯早期盆地又经历了一次快速扩张,随后的扩张有所减缓。这种演化趋势是与岩相古地理的演化格局相吻合的^[1,17]。

5 结论

通过对广西南宁五象岭附近硅质岩沉积地球化学特征和演化的研究,得出如下结果:

(1) 研究区硅质岩化学成分比较纯净,基本上为 SiO_2 , 其他化学成分较低。 TD_2 , Al_2O_3 和 MgO 含量及 Fe/Ti ($Fe+Mn$)/ Ti $Al/(Al+Fe+Mn)$ 比值表明硅质岩的形成受到明显的热液活动影响。

(2) 硅质岩中 Ti 的含量和 Ti/V 比值, U/Th 的比值以及 $Cr-Zr$ 的关系表明硅质岩为热水成因的硅质岩。

(3) 硅质岩中 U/Th 比值的变化表明硅质岩受热液影响的总趋势是逐渐增强的,到弗拉斯早期最强,弗拉斯期末又有所减弱,热液活动的强弱反映了盆地基底断裂活动的强弱。

参考文献 (References)

- 吴诒,周怀玲,蒋延操,等. 广西泥盆纪沉积相古地理及矿产. 南宁:广西人民出版社,1987 [Wu Yi, Zhou Huailing, Jiang Yancao *et al*. Sedimentary Facies Paleogeography and Mineral Deposits of Devonian in Guangxi. Nanning: Guangxi People's Press, 1987]
- Chen Daizhao, Tucker M E, Jiang Maosheng, Zhu Jingquan. Carbonate sedimentation in a starved pull-apart basin, Middle to Late Devonian southern Guilin, South China. *Basin Research*, 2001, 13: 57-78
- Chen Daizhao, Qing Hairuo, Yan Xin, *et al*. Hydrothermal venting and basin evolution (Devonian, South China): Constraints from rare earth element geochemistry of chert. *Sedimentary Geology*, 2006, 183: 203-216
- 陈先沛,高计元. 广西中部泥盆系的多金属重晶石矿床和热水沉积作用. 沉积学报, 1987, 5(3): 149-158 [Chen Xianpei, Gao Jiyuan. The polymetal-barite deposits and hydrothermal sedimentations of Devonian in the central Guangxi, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1987, 5(3): 149-158]
- 周永章. 丹池盆地热水成因硅质岩的沉积地球化学特征. 沉积学报, 1990, 8(3): 75-83 [Zhou Yongzhang. Geochemical characteristics of Devonian hydrothermal chert of the Nandan-Dachang basin, Guangxi, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1990, 8(3): 75-83]
- Tang SR, Liu W J, Lee Luan SW. Characteristics of cherts in the Xikou manganese ore mining area and their origin. *Sci. Geology Sinica (Overseas Edition)*, 1994, 3: 59-71
- 陶文. 广西硅质岩建造与成矿作用. 广西地质, 2002, 15(2): 35-38 [Tao Wen. The origin and mineralization of silicite formation in Guangxi. *Guangxi Geology*, 2002, 15(2): 35-38]
- 冯彩霞,刘家军,刘葵. 渔塘坝硒矿硅质岩的地球化学特征及成因. 沉积学报, 2002, 20(4): 727-732 [Feng Caixia, Liu Jiajun, Liu Shen *et al*. The geochemistry and genesis of siliceous rocks of selenium diggings in Yutangba. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 2(4): 727-732]
- 谢桂青,胡瑞忠,方维萱,等. 云南墨江金矿热水喷流沉积成岩成矿的地质地球化学证据. 沉积学报, 2002, 22(3): 387-393 [Xie Guiqing, Hu Ruizhong, Fang Weixuan *et al*. Evidence for geology and geochemistry of hydrothermal exhalative genesis from Mojiang gold deposit, Yunnan. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 22(3): 387-393]
- 温汉捷,裴愉卓,凌宏文,等. 中国早古生代若干高硒黑色岩系中层状硅质岩的地球化学特征及其成因意义. 沉积学报, 2003, 21(4): 619-626 [Wen Hanjie, Qiu Yuzhuo, Lin Hongwen *et al*. Geochemistry and genesis of bedded cherts in some typical Eopaleozoic high selenium black shales, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2003, 21(4): 619-626]
- 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. 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 implications of hydrothermal cherts. *Journal of Zhongshan University (Natural Science)*, 2003, 42(6): 111-115]
- 陈崔华,何彬彬,顾雪祥,等. 桂西北高金矿床含矿硅质岩成因及

- 沉积环境分析. 沉积学报, 2004, 22(1): 54-58 [Chen Cuihua He Binbin, Gu Xuexiang *et al.* Analysis of genesis and depositional environment of the immediate host siliceous rocks from Gaolong Gold Deposit in northwestern Guangxi Province. *Acta Sedimentologica Sinica* 2004, 22(1): 54-58]
- 13 陈大经, 谢世业. 广西热水沉积成矿作用的基本特征. 矿产与地质, 2004, 18: 415-421 [Chen Dajing, Xie Shiye. Basic character of hydrothermal depositional mineralization in Guangxi. *Mineral Resources and Geology*, 2004, 18: 415-421]
- 14 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. 地学前缘 (中国地质大学, 北京), 2004, 11(2): 373-377 [Zhuo Yongzhang He Junquo, Yangzhijun *et al.* Hydrothermal sedimentary formation and related mineralization in South China. *Earth Science Frontiers* (China University of Geosciences Beijing), 2004, 11(2): 373-377]
- 15 邓希光, 李献华, 陈志刚, 等. 广西钦州板城晚泥盆世硅质岩地球化学特征及沉积环境探讨. 地质科学, 2003, 38(4): 460-469 [Deng Xiguang, Li Xianhua, Chen Zhigang, *et al.* Geochemical features and sedimentary setting of the Late Devonian chert in Bancheng of Qinzhou. *Guangxi Chinese Journal of Geology*, 2003, 38(4): 460-469]
- 16 于炳松, 陈建强, 李兴武, 等. 塔里木盆地肖尔布拉克剖面下寒武统底部硅质岩微量元素和稀土元素地球化学及其沉积背景. 沉积学报, 2004, 22(1): 59-66 [Yu Bingong, Chen Jianqiang, Li Xing *et al.* Rare earth and trace element patterns in bedded cherts from the bottom of the Lower Cambrian in the northern Tarim Basin, Northwest China: implication for depositional environments. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2004, 22(1): 59-66]
- 17 钟铿, 吴诒, 殷保安, 等. 广西的泥盆系. 北京: 中国地质大学出版社, 1992 [Zhong Keng, Wu Yi, Yin Bao'an *et al.* Devonian of Guangxi. Beijing: the Press of the China University of Geosciences, 1992]
- 18 Marchig V. Some geochemistry indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology* 1982, 58(3): 241-256
- 19 Bostrom K. Genesis of Ferruginous Deposits-Diagnostic Criteria for Recent and Old deposits. New York: Plenum Press, 1983. 473-483
- 20 Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R, *et al.* Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific. Their geologic significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology* 1986, 47(1/2): 125-148
- 21 Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environment of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto terraces. *Sedimentary Geology*, 1987, 52: 65-108
- 22 Murray RW, Buvholtz ten Brink MR, Gerlach DC, *et al.* Rare earth, major and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group. Assessing REE sources to fine-grained marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1991, 55: 1875-1895
- 23 Rona PA. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust. *Economic Geology*, 1987, 73(2): 135-160
- 24 Edmond JM, Dam K V. Chemistry of hot spring on the East Pacific Rise and their effluent disposal. *Nature*, 1982, 297(5863): 187-191
- 25 Herzig P M. Hydrothermal silica chimney field in the Galapagos Spreading Center at 86W. *Earth and Planet Science Letter* 1988, 89(1): 281-320
- 26 Rona PA. Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers. New York: Plenum Press, 1983. 539-555
- 27 彭军, 伊海生, 夏文杰, 等. 扬子板块东南大陆边缘上震旦统热水成因硅质岩的地球化学标志. 成都理工学院学报, 2000, 27(1): 8-14 [Peng Jun, Yi Haisheng, Xia Wenjie *et al.* Geochemical criteria of the Upper Sinian hydrothermal chert on the southeast continental margin of the Yangtze plate. *Journal of Chengdu University of Technology*, 2000, 27(1): 8-14]

Element Geochemistry and Depositional Setting of the Chert in Devonian Nanning Area Guangxi

WANG Zhuo-zhuo CHEN Da-zhao WANG Jian-guo

(Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Thick chert series occur from the Upper Emsian through Frasnian strata in the Nanning area, South China. These siliceous deposits are characterized by black to dark grey, thin-bedded chert intercalated with light grey tuffaceous beds, which tend to be brownish yellow in the upper portion of the Frasnian. The bedded chert has very high SiO_2 contents (usually > 90%) and relatively high contents of TFe_2O_3 (total iron) (avg. 3.32%). By contrast, the contents of other major elements, i.e. Al_2O_3 , TD_2 , MgO and MnO are extremely low (avg. 0.71%, 0.04%, 0.10% and 0.02%, respectively). Some major element ratios of Fe/Ti ($(Fe+Mn)/Ti$) and $Al/(Al+Fe+Mn)$ are 92.12 and 0.25 in average, respectively. Trace element ratios of Ti/V and U/Th are 4.57 and 4.09 in average, of which the U/Th ratio reached a maximum in the early Frasnian. These geochemical features suggest a hydrothermal influence upon the precipitation of the bedded chert and a strongest hydrothermal activity in the Early Frasnian. The hydrothermal activity was likely a reflection of deep-seated basement faulting. In this case, the strongest hydrothermal venting in the early Frasnian points towards a strongest extension process of the rift basin, reconciling the scenario of temporal distributions of chert and lithofacies in Devonian in South China.

Key words Guangxi Devonian, bedded chert, hydrothermal activity, basin evolution