

文章编号: 1000-0550(2007) 05-0671-07

桂西南柳桥地区上二叠统大隆组层状 硅质岩成因和沉积环境

田云涛 冯庆来 李 琴

(中国地质大学生物地质与环境地质教育部重点实验室 武汉 430074)

摘 要 对桂西南上二叠统大隆组层状硅质岩地球化学的研究发现: 陆源主量元素 Al、T 等含量较高, 并呈很好的相关性 ($R > 0.90$); 热液来源的主量元素 Mn 和 Fe 等含量偏低, 并具有较小的负相关关系 ($R = -0.30$); 陆源元素 (Al、Ti、Hf、Zr、Th 等) 与总稀土元素含量具有较高正相关性 (R 为 $0.70 \sim 0.83$); Al+Fe-Mn 三角图解指示研究区的硅质岩为非热液成因。这些说明陆源物质是硅质岩形成的重要物源, 结合硅质岩中含有大量的硅质生物 (放射虫和海绵骨针等) 的事实, 我们认为研究区硅质岩是在生物作用为主, 并有大量物源物质和少量热液物质 (可能与大断裂导致的玄武岩喷发有关) 和火山物质混入的条件下形成的。Ce/Ce^{*}、(La/Yb)_{Shale}、(La/Ce)_{Shale} 和 Σ REE 与细粒沉积物沉积环境的关系以及 $(La/Ce)_{Shale} - Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 图解等说明研究区硅质岩沉积环境为大陆边缘的中下部。Th/U 和 Ce_{norm} 指示了硅质岩形成于氧化环境。

关键词 上二叠统 大隆组 硅质岩 成因 沉积环境

第一作者简介 田云涛 男 1984 年出生 本科

通讯作者 冯庆来 E-mail: qingkaifeng@cug.edu.cn

中图分类号 P588.2 **文献标识码** A

1 前言

硅质岩是一类富含 SiO₂ (一般 > 70%) 的特殊岩石。从成因上看, 硅质岩分为: 生物或生物化学沉积成因、化学沉积 (包括火山喷发成因、超碱性条件下沉积及热水沉积成因)^[1, 2]、交代 (硅化) 成因^[3]。从沉积环境上看, 硅质岩在海相和陆相环境下均可形成。其中在海相环境下, 从大陆边缘到洋中脊都可能有硅质岩发育。

硅质岩成因和形成环境的研究方法很多, 如地球化学方法^[4~6]; 有机地球化学方法^[7, 8]; 同位素方法^[9~11]; 岩石学方法^[12]等。本文将通过地球化学方法讨论广西东攀晚二叠世大隆组层状硅质岩的成因和沉积环境。

2 地质背景

近年来的研究认为, 华南是全球古特提斯多岛海 (洋) 的一个组成部分^[13~15]。桂西南扶绥柳桥至东门地区长兴期的台缘点礁被深水相的硅质岩或钙屑

浊积岩包围, 这说明柳桥地区在晚二叠世为浅水与深水盆地并存的多岛海古地理格局, 是右江古海洋的一部分^[16]。桂西南地区的沉积特征及岩浆活动特点亦显示出多岛洋的特点^[17, 18]。

东攀剖面位于广西西南部扶绥县柳桥镇东攀村附近 (图 1), 东攀剖面主要由上二叠统大隆组和下三叠统楼罗组地层组成, 构造简单, 沉积连续, 岩石界线清楚, 是研究二叠纪—三叠纪之交深海事件的重要剖面之一^[19]。该剖面主要发育硅质岩、泥岩和粘土岩三种岩石。在该剖面大隆组硅质岩分布于下部 (图 2), 区域上, 硅质岩位于大隆组的顶部。通过地球化学方法对该剖面硅质岩的研究不仅可以探明研究区硅质岩的成因和沉积环境, 还可以为该剖面二叠纪—三叠纪之交生物绝灭研究提供必要的古海洋环境等背景知识。

3 采样、处理方法及测试结果

本文的研究样品来自一个新的采石场, 采样点及样品编号如图 2。所采样品新鲜, 坚硬, 没有变质, 不

中国石化“海相优质烃源岩形成的地球生物学过程”项目和“国家地质学理科基地专项基金 (J0630583)”资助

许靖华. 沉积学讲座讲稿汇编. 中国地质科学院成都地质矿产研究所编. 1980

收稿日期: 2007-01-06 收修改稿日期: 2007-03-12

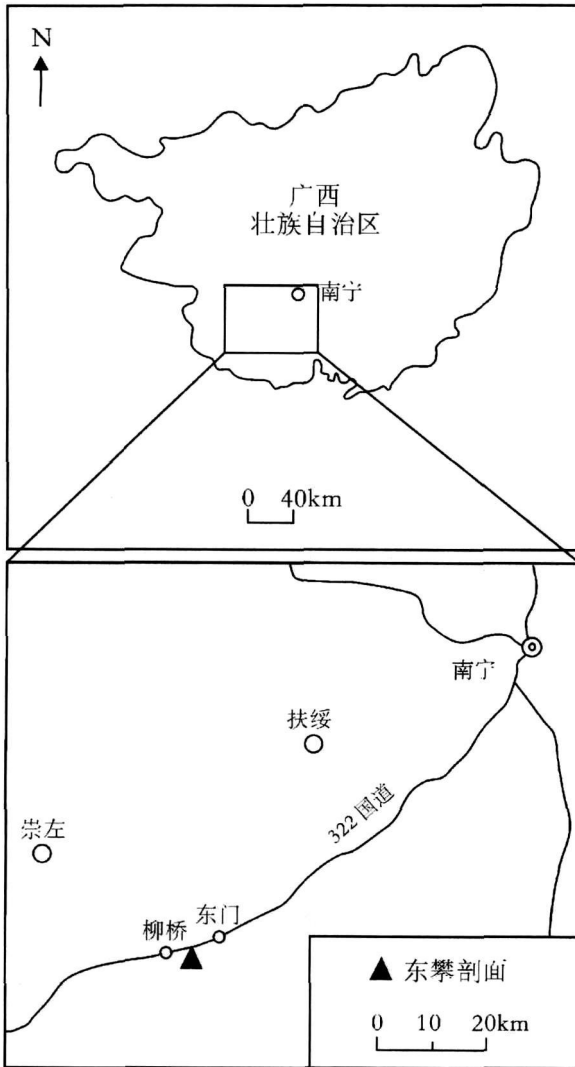


图 1 广西柳桥东攀剖面地理位置图

Fig 1 Location of Dongpan section in Liqiao area Guangxi

含石英脉。测试前对样品进行了清洗, 粉碎。

对研究区硅质岩全岩主量元素氧化物的地球化学分析, 由地矿部武汉综合岩矿测试中心完成, 分析仪器为日本理学 3080E1 型波长色散 X 射线荧光光谱仪, 测试结果见表 1。对研究区硅质岩全岩微量和稀土元素氧化物的地球化学分析, 由中国地质大学国家重点实验室测试完成, 分析仪器为 POEMS (Plasma Optical Emission Mass Spectrometer) 等离子体光谱仪, 共测定了 33 个元素 (微量元素为 19 个, 稀土元素 14 个), 测试结果见表 2。

4 分析

4.1 主量元素

样品主量元素测试结果如表 1。表 1 同时列出

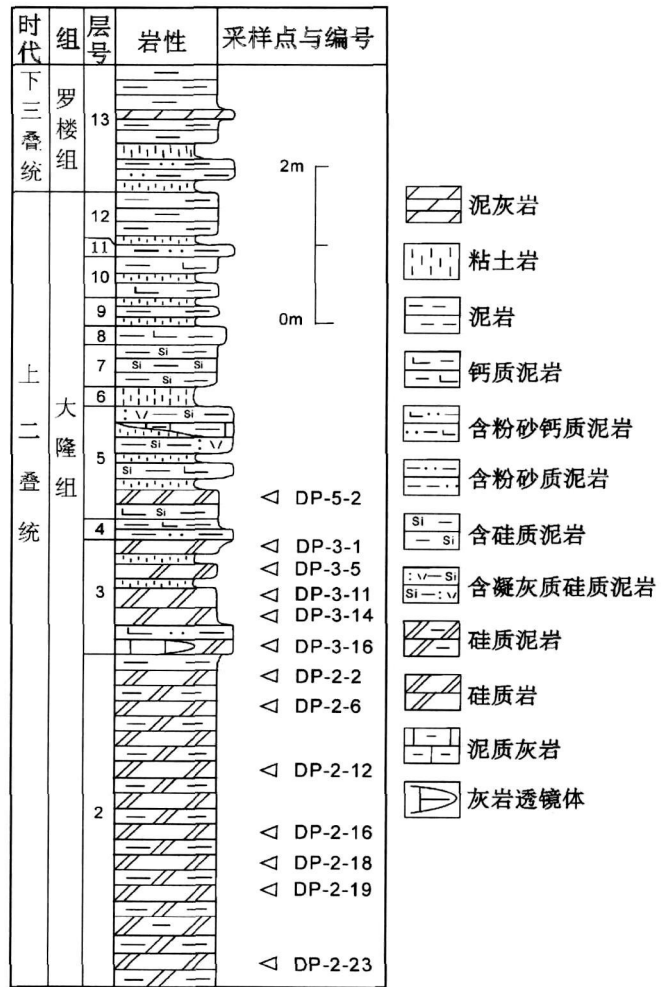


图 2 桂西南东攀剖面硅质岩分布, 采样点及编号

Fig 2 Showing the distribution of the cherts along the Dongpan section, location and the number of the samples

了热液型硅质岩^[4]和典型生物型硅质岩^[20]。其中, 韩发等 (1989) 总结的生物型硅质岩从 SiO_2 的含量上看有高硅和低硅两种。为了下文讨论的方便, 这里用典型生物型 (高硅) 和典型生物型 (低硅) 加以区别。

研究区硅质岩与典型的热液硅质岩相比^[4], SiO_2 , MnO_2 和 Fe_2O_3 偏低 (平均为 81.06%、0.11% ~ 0.48% 和 0.25%), 其他主量元素含量均偏高, 尤其是 TiO_2 和 Al_2O_3 (平均为 0.28% 和 7.89%)。与高硅型生物成因的硅质岩 (典型生物型) 相比, SiO_2 含量偏低, 其他主量元素 (尤其是 TiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , Na_2O , K_2O 等) 含量均较高; 与低硅型生物成因的硅质岩 (典型生物型) 相比, SiO_2 和 CaO 含量偏低, TiO_2 , Al_2O_3 , MgO 等含量偏高, 其他元素与之相近。总体上看, 与两种类型的生物成因的硅质岩相比, 研究区硅质岩 TiO_2 , Al_2O_3 , MgO 和 K_2O 的都偏高, SiO_2

表 1 东攀剖面晚二叠世大隆组硅质岩主量元素分析结果及其与热液、生物成因硅质岩对比 (%)

Table 1 The major elements composition of the cherts of the Dalong Formation along the Dongpan section (%)

NO.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
DP-5-2	80.25	0.19	5.81	1.76	1.63	0.12	1.13	4.02	0.49	1.07	0.04
DP-3-1	83.89	0.27	7.49	1.93	0.02	0.34	0.90	0.38	0.60	1.37	0.05
DP-3-5	76.41	0.38	10.67	4.18	0.33	0.18	1.52	0.45	0.43	1.90	0.06
DP-3-11	78.22	0.34	10.22	3.50	0.37	0.11	1.31	0.36	0.27	1.97	0.05
DP-3-14	83.74	0.25	7.72	2.27	0.15	0.17	0.94	0.29	0.30	1.54	0.04
DP-3-16	80.46	0.28	8.27	3.88	0.33	0.15	1.37	0.42	0.23	1.48	0.04
DP-2-2	84.82	0.27	7.14	1.53	0.22	0.27	0.79	0.52	0.82	1.31	0.04
DP-2-6	78.47	0.38	9.31	4.03	0.02	0.30	1.25	0.42	0.11	1.77	0.04
DP-2-12	84.85	0.24	6.99	2.11	0.17	0.32	0.85	0.30	0.35	1.30	0.04
DP-2-16	83.89	0.25	7.01	2.83	0.07	0.39	0.93	0.30	0.21	1.35	0.05
DP-2-18	79.09	0.30	9.18	3.74	0.43	0.21	1.37	0.40	0.31	1.76	0.06
DP-2-19	79.44	0.22	4.44	2.30	1.13	0.48	1.10	4.95	0.31	0.80	0.04
DP-2-23	80.27	0.30	8.38	4.29	0.33	0.22	1.10	0.23	0.15	1.52	0.06
热液型 ^[1]	92.3	0.09	1.31	2.63	0.26	0.53	0.28	0.11	0.16	0.35	0.03
典型生物型 ^[2]	95.96	0.03	0.71	0.43	0.08	0.02	0.02	0.3	0.06	0.05	0.02
典型生物型 I ^[2]	88.04	0.016	0.84	2.28	0.26	0.3	0.19	5.07	0.18	0.16	0.03

[1] Yanamoto, 1987; [2] 韩发, 1989

表 2 东攀剖面晚二叠世大隆组硅质岩微量元素和稀土元素分析结果 (×10⁻⁶)

Table 2 The minor and rare earth elements composition of the cherts of the Dalong Formation along the Dongpan section

	DP-5-2	DP-3-1	DP-3-5	DP-3-11	DP-3-14	DP-3-16	DP-2-2	DP-2-6	DP-2-12	DP-2-16	DP-2-18	DP-2-19	DP-2-23
Be	2.71	3.25	3.68	3.88	2.8	4.22	3.56	2.91	3.11	3.36	3.11	1.12	2.92
Sc	5.22	10.73	10.89	10.32	7.49	6.62	7.43	15.5	6.75	8.04	9.68	4.52	8.3
Nb	6.14	9.89	9.18	8.22	7.67	8.58	8.16	10.11	6.78	6.29	7.41	4.74	7.02
Cs	7.6	8.18	10.46	9.73	7.11	7.22	6.99	10.98	8.24	8.93	11.84	5.69	7.64
V	54.44	77.52	88.04	102.33	67.99	70.52	63.23	103.4	88.78	69.22	76.27	49.97	67.35
Rb	53.57	99.84	102.2	105.32	81.15	74.09	67.66	132.2	68.33	79.49	95.11	45.69	76.2
Hf	1.81	2.87	2.84	2.97	2.21	2.39	2.7	2.38	2.06	2.19	2.97	1.31	2.16
Ta	0.5	0.66	0.68	0.66	0.6	0.6	0.54	0.6	0.47	0.46	0.58	0.32	0.52
Cr	22.72	30.73	1069	39.45	33.83	33.54	25.62	47	27.39	36.72	34.06	28.3	27.06
Zr	57.08	96.59	88.59	100.08	69.57	74.06	81.79	91.07	63.1	68.26	99.43	42.51	69.16
U	1.05	2.31	1.86	2.02	1.78	1.6	2.17	1.67	2.1	1.58	1.94	0.85	1.44
Th	6.23	10.41	9.99	10.16	8.68	8.97	9.2	8.49	8.46	7.98	9.85	4.87	7.06
Co	18.38	21.06	20.36	10.91	10.3	16.69	21.21	68.84	15.26	22.41	11.38	43.26	10.27
Cu	50.43	101.11	54.42	52.99	30.11	37.73	41.22	77.69	60.96	27.43	53.28	11.47	75.13
Zn	36.3	60.59	80.08	107.18	61.6	102.02	62.31	72.02	73.16	73.84	109.32	51.56	110.3
Pb	25.16	33.6	15.32	20.92	23.45	26.17	31.13	33.75	29.17	26.2	20.81	22.89	16.45
Sr	125.83	73.08	53.68	49.62	48.94	45.41	83.47	55.46	63.97	49.64	51.38	127.85	39.53
Ba	353.44	449.49	445.3	335.31	301	639.68	671.6	436.8	703.71	690.88	550.42	1527.3	467.8
Ga	8.14	11.69	15.09	14.74	12.24	12.33	10.45	12.78	10.04	10.14	13.1	6.06	9.86
La	14.07	36.74	68.08	54.35	30.84	29.17	43.26	35.6	32.92	26.88	47.53	22.58	30.28
Ce	26.6	58.33	63.29	91.58	53.19	50.58	55.78	69.38	61.52	46.37	66.24	30.98	52.21
Pr	3.02	7.86	17.03	13.18	6.88	7.36	11.57	8.21	8.24	6.1	10.99	4.74	6.75
Nd	12.12	28.86	66.33	52.27	26.3	27.77	45.16	31.18	31.94	23.75	42.81	19.18	25.96
Sn	2.43	5.74	13.12	10.2	4.9	5.72	9.76	5.8	6.74	4.77	8.03	4.12	4.9
Eu	0.49	0.9	2.12	1.62	0.88	1.1	1.75	1.15	1.2	0.99	1.46	1.02	0.91
Gd	2.42	5.62	11.19	8.22	4.08	4.98	7.7	5.15	5.39	4.17	6.78	4.91	4.22
Tb	0.38	1.07	1.67	1.27	0.59	0.78	1.21	0.79	0.88	0.67	1.05	0.7	0.73
Dy	2.14	6.15	8.46	6.56	3.27	3.94	6.27	4.21	4.93	3.71	5.71	4	3.99
Ho	0.46	1.33	1.64	1.38	0.71	0.81	1.25	0.8	1	0.82	1.26	0.91	0.86
Er	1.22	3.55	4.06	3.54	1.98	2.04	3.21	2.19	2.55	2.02	3.17	2.18	2.37
Tm	0.21	0.54	0.58	0.57	0.34	0.33	0.5	0.33	0.46	0.34	0.52	0.35	0.42
Yb	1.3	3.8	3.6	3.7	2.2	2.1	3.3	2.3	2.8	2.2	3.4	2.1	2.6
Lu	0.2	0.62	0.52	0.55	0.35	0.32	0.49	0.39	0.41	0.33	0.51	0.31	0.39

含量都偏低。Al₂O₃和 TiO₂反映是陆源物质注入的指示^[21-23]。研究区硅质岩中,这两种元素的含量均很高,并具有较好的正相关关系($R = 0.90$),指示进入沉积盆地的陆源沉积物相对较多。MnO₂和 Fe₂O₃在近洋中脊的沉积物中富集,指示在扩张中心或大断裂附近有热水注入^[23,61]。与热液成因的硅质岩相比,研究区硅质岩的 MnO₂和 Fe₂O₃含量偏低,并具有较小的负相关关系($R = -0.30$),这说明研究区硅质岩并不是典型的热液成因,部分样品的 Fe₂O₃含量偏高的现象,可能与少量热液物质(可能与大断裂导致的玄武岩喷发^[19]有关)或火山物质(薄片下见有少量鸡骨状的火山凝灰物质(< 3%))混入有关。从 AFeMn 三角图解(图 3)上看研究区的硅质岩为非热液成因。Si/(Si+Al+Fe)比值也是判断硅质岩成因重要参数,生物成因的硅质岩具有高的比值^[24],一般 > 0.9。本文中硅质岩的 Si/(Si+Al+Fe)为 0.77~0.89,平均 0.83 表明研究区硅质岩也并非典型生物成因的硅质岩^[25]。但是,研究区硅质岩中含有大量的硅质生物如放射虫^[26,27]和海绵骨针等。因此,可以判定研究区的硅质岩不是典型意义上的生物成因,更不是典型的热液成因,而是以生物作用为主,并有大量陆源物质混入,还可能有少量热液物质(可能与大断裂活动有关)和火山物质加入形成的硅质岩。

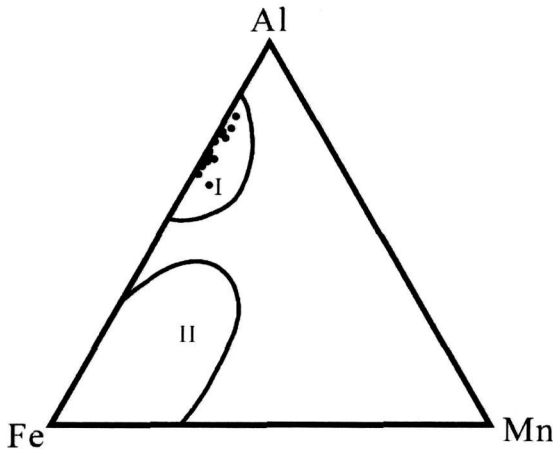


图 3 研究区硅质岩 AFeMn 图解 (仿 Adachi et al., 1986)

—非热液成因硅质岩; —热液成因硅质岩

Fig 3 AFeMn diagram of the cherts

—Non-hydrothermal cherts —Hydrothermal cherts

4.2 稀土元素

首先应该说明一点: 本文使用北美页岩平均值^[28]对研究区硅质岩进行标准化, 并且为了与所引

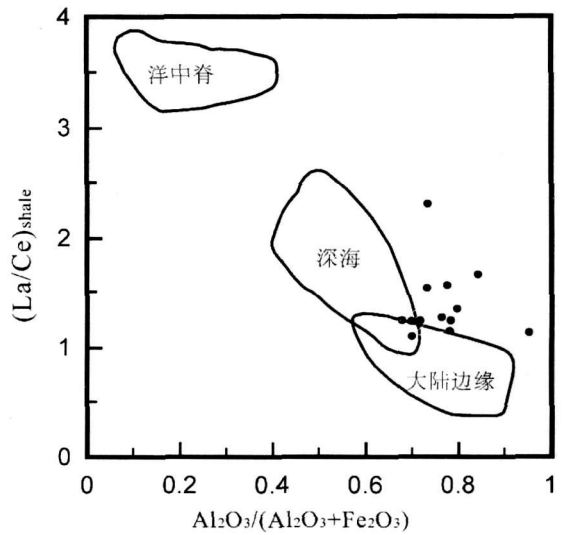


图 4 研究区硅质岩 (La/Ce)_{shale}-Al₂O₃ / (Al₂O₃ + Fe₂O₃) 图解 (仿 Murray, 1994)

Fig 4 (La/Ce)_{shale}-Al₂O₃ / (Al₂O₃ + Fe₂O₃) diagram of the cherts

文献一致, 统一用角标 shale 表示。

硅质岩中的稀土元素很少受沉积之后各种作用的影响, 能够较好的恢复古海洋环境和构造环境。用来有效判别硅质岩成因和形成环境的参数主要有 Ce/Ce*、(La/Yb)_{shale}、(La/Ce)_{shale}、(La/Yb)_{shale} 等。Murray 等^[23,61]系统研究了加里福尼亚弗朗西斯杂岩的硅质岩, 研究表明: 大陆边缘的硅质岩, Ce/Ce* 为 0.67~1.35, 平均为 1.09; 深海平原硅质岩 Ce/Ce* 为 0.50~0.76, 平均为 0.60; 洋脊及两翼 (0~85 km) 硅质岩的 Ce/Ce* 为 0.22~0.38, 平均为 0.30。另外, 大陆边缘—深海平原—大洋中脊, 硅质岩的稀土总量具有正态分布的特点; (La/Ce)_{shale} 分别为 0.5~1.5, 1.0~2.5 和约 3.5。轻稀土元素则由弱富集逐渐变为明显亏损: 在大陆边缘 (La/Yb)_{shale} 值为 1.1~1.4, 在洋脊附近, (La/Yb)_{shale} 平均值只有 0.3 左右, 深海平原硅质岩的 (La/Yb)_{shale} 介于上述两者之间。

研究区硅质岩的稀土元素总量变化较大为 67.03 × 10⁻⁶ ~ 261.64 × 10⁻⁶, 平均 160.71 × 10⁻⁶ (与北美页岩平均值相当 (160.18 × 10⁻⁶))。并且稀土元素总量与陆源主量元素 Al 和 Ti; 陆源微量元素 Hf, Zr, Th 等具有较高正相关性 (R 为 0.70~0.83), 而与热液来源元素如 Mn 具有较低的相关性 (R = -0.31) 这说明硅质岩的稀土元素主要来源于陆源物质。Ce/Ce* 为 0.44~0.96, 平均 0.78; (La/Yb)_{shale} 为 0.96~1.88, 平均值为 1.30; (La/Ce)_{shale} 为 1.1~

2.3 平均 1.34 与加里福尼亚弗朗西斯杂岩的硅质岩相对比, 研究区的 $(La/Yb)_{shale}$ 说明研究区位于大陆边缘; Ce/Ce^* 说明研究区为大陆边缘到深海盆地的过渡区域; $(La/Ce)_{shale}$ 则在深海盆地的范围内。从 $(La/Ce)_{shale}$ 对 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 图解来看研究区的硅质岩主要为大陆边缘与深海盆地之间的过渡沉积。因而, 可以认为研究区硅质岩沉积环境为大陆边缘中下部。

4.3 微量元素

不少学者通过微量元素 (如 $Co, Ni, Rb, Ba, Sr, Cr, Zr, Th, Sc$ 和 U 等) 系统地讨论了不同成因和不同沉积环境下形成的硅质岩的特征^[25, 29-31]。

热液成因的硅质岩 Ba 与 SiO_2 通常呈正相关^[34]。一般地说, 单纯生物成因的硅质岩含有较高的 Ba ^[25]。研究区的硅质岩 Ba 与 SiO_2 虽然为呈正相关, 但相关性低 ($R = 0.04$), 并且较高的 Ba 含量 ($3.01 \times 10^{-6} \sim 1.527 \times 10^{-6}$, 平均 5.83×10^{-6}) 反映了强烈的生物作用。因而, 结合前文论述, 研究区硅质岩不是典型的热液成因, 而应为强烈生物作用下, 并有一定的陆源物质和少量的热液物质、火山物质加入形成

的。从强不相容元素的比值上看 (表 3), $Zr/Nb, La/Nb, Rb/Nb, Th/La, Ba/La$ 等更接近于北美平均页岩^[28] 和后太古宙澳大利亚页岩^[33], 这也说明陆源物质是研究区硅质岩的重要来源。

U 和 Th 在沉积物中的含量取决于沉积环境的氧化还原电位。 Th 不受水体氧化还原条件的影响, 常以不溶的 Th^{4+} 形式存在, 而 U 在强还原条件下以不溶的 U^{4+} 形式存在, 导致沉积物中 U 的富集, 在氧化条件下 U 以可溶的 U^{6+} 存在, 导致沉积物中 U 的亏损。一般在缺氧条件下 Th/U 值为 $0 \sim 2$ 强氧化环境下为 8 ^[35]。本区硅质岩 U 含量偏低, 为 $0.85 \sim 2.31$, 平均 1.72 Th/U 值为 $4.0 \sim 5.9$ 平均值为 5.03 属于氧化环境下的产物。另外 Wright 等^[36] 把 Ce 与邻近的 La 和 Nd 元素的相关变化称为铈异常 (Ce_{anom}) ($Ce_{anom} = \log(3Ce_n / (2La_n + Nd_n))$, n 为北美页岩平均值^[28] 标准化值), 并用作判识古缺氧环境的标志, $Ce_{anom} > -0.1$ 为正异常——还原环境; $Ce_{anom} < -0.1$ 为负异常——氧化环境。研究区 Ce_{anom} 平均为 -0.14 也显示了氧化环境的特点。因此, 总体上看, 研究区硅质岩形成于氧化的沉积环境之下。

表 3 研究区硅质岩的强不相容元素比值的平均值及其与其他岩石的对比

Table 3 The average incompatible trace elements ratios and comparison with other rocks

	Zr/Nb	La/Nb	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
研究区样品平均值	10.00	4.68	10.72	1.11	0.25	19.33
大陆上地壳 ^[1]	16.2	2.2	4.7	0.44	0.204	25
远洋沉积物平均 ^[2]	14.54	3.2	6.4	0.77	0.24	26.9
NASC ^[3]	15.38	2.38	9.62	0.95	0.40	20.52
PAAS ^[4]	11.05	2	8.42	0.77	0.38	17.11

[1] & [2] from Plank *et al.*, 1998; [3] from Grunet *et al.*, 1984; [4] from Taylor *et al.*, 1985

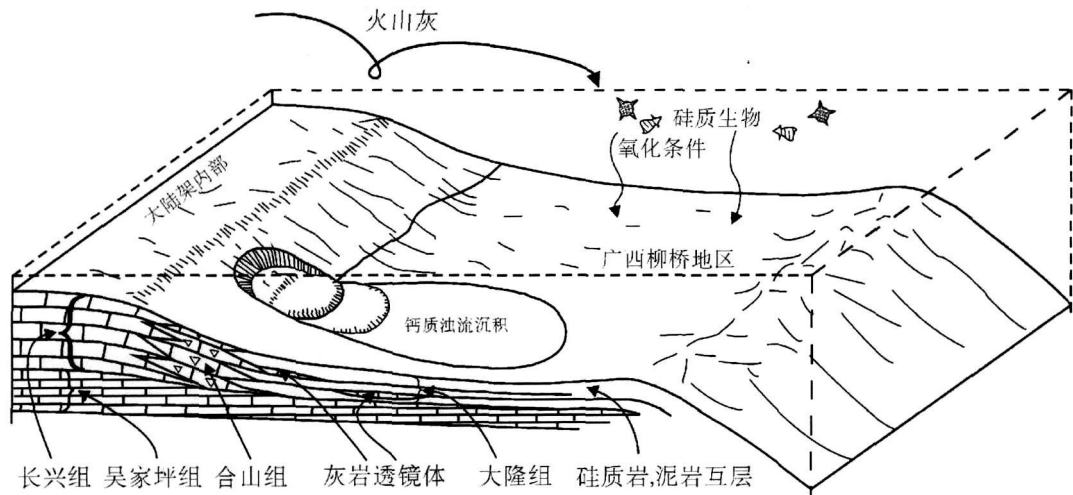


图 5 晚二叠世广西柳桥地区沉积模式图与该区硅质岩沉积环境

5 结论

吴若浩等^[37]指出广西南部发育有晚泥盆世—晚二叠世连续硅质沉积,在这段时期,广西南部为稳定的广海,晚二叠世晚期,随着桂南海盆的闭合,广西古特提斯海开始消亡。晚二叠世,研究区为浅水与深水盆地并存的多岛海古地理格局,是右江古海洋的一部分^[16]。研究区大隆组硅质岩,正是在这种构造、古地理背景下形成。

在桂西南上二叠统,产有合山组生物碎屑灰岩、含燧石团块灰岩和大隆组硅质岩、泥岩、钙质浊积岩。合山组和大隆组是吴家坪组和长兴组在横向上相变的产物。基于此建立了研究区硅质岩的沉积模式图(图5)。

由上文的讨论可知桂西南上二叠统的大隆组硅质岩是在氧化的环境下,形成于大陆边缘的中下部(如图5)。它不是典型生物成因的硅质岩,更不是典型的热液成因硅质岩,而是在强烈的生物作用下,并有显著的陆源物质加入,还可能少量热液物质(可能与大断裂导致的玄武岩喷发有关)、火山物质加入,而形成的硅质岩。

致谢 感谢本文审阅专家的提出的宝贵修改意见,另外,在本文的编写过程中得到课题组师生的帮助,在此表示感谢!

参考文献 (References)

- 1 D apples E C. Diagenesis of sandstones. In: Larsen G, Chillingar C V, eds. Diagenesis in Sediments. Amsterdam: Elsevier, 1967. 91-125
- 2 Rona P A. Hydrothermal mineralization of oceanic ridges. Canadian Mineralogy, 1988, 26(3): 447-465
- 3 毛晓冬,刘云华. 广东省长坑金银矿床硅质岩石成因分析. 岩石矿物学杂志, 2004, 23(2): 158-166 [Mao Xiaodong, Liu Yunhua. The genesis of siliceous rocks in the Changkeng gold-silver deposit, Guangdong Province. Acta Petrologica et Mineralogica, 2004, 23(2): 158-166]
- 4 Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shinanoterranes. Sedimentary Geology, 1987, 52: 65-108
- 5 Shimizu H, Masuda A. Cerium in chert as an indication of marine environment of its formation. Nature, 1977, 266: 346-348
- 6 Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and application. Sedimentary Geology, 1994, 90: 213-232
- 7 Yamamoto K, Okada T, Takayanagi Y, et al. Normal paraffins in shales as an indicator of depositional environment. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61: 4403-4410
- 8 Takayanagi Y. Depositional environments of bedded cherts of the Shi-

- manto terrane, the Kii Peninsula inferred from normal paraffin and major element compositions. Journal of Geology Society of Japan, 1998, 104: 501-515
- 9 Savin S M, Epstein S. The oxygen isotopic compositions of coarse grained sedimentary rock sand minerals. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1970, 34(3): 323-329
- 10 Douthitt C B. The geochemistry of the stable isotopes of silicon. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1982, 46(8): 1449-1458
- 11 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. 地学前沿, 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. Earth Science Frontiers, 2005, 34(3): 323-329]
- 12 Masao K, Masamichi T, Hiroshi N, et al. 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, 2005, 174: 197-222
- 13 冯庆来,刘本培,叶玫. 中国南方古特提斯阶段的构造古地理格局. 地质科技情报, 1996, 15(3): 1-6 [Feng Qinglai, Liu Benpei, Ye Mei. Tectono-paleogeographic pattern of paleoethyan stage in south China. Geological Science and Technology Information, 1996, 15(3): 1-6]
- 14 殷鸿福,吴顺宝,杜远生,等. 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, 1999, 24(1): 1-12 [Yin Hongfu, Wu Shunbao, Du Yuansheng, et al. South China defined as part of Tethyan archipelagic ocean system. Earth Science Journal of China University of Geosciences, 1999, 24(1): 1-12]
- 15 颜佳新,赵坤. 二叠—三叠纪东特提斯地区古地理、古气候和古海洋演化与地球表层多圈层事件藕合. 中国科学(D辑), 2002, 32(9): 751-759 [Yan Jiaxin, Zhao Kun. Permian-Triassic paleogeographic, paleoclimatic and paleoceanographic evolutions in eastern Tethys and their coupling. Science in China (Series D), 2002, 32(9): 751-759]
- 16 蒙有言,周秋娥,李玉坤. 凭祥—东门大断裂中段特征及控岩控相初析——以宁明—板利地区为例. 广西地质, 2002, 15(4): 1-5 [Meng Youyan, Zhou Qiue, Li Yukun. The characteristics and controlling sedimentary facies and granulid analysis of the middle part of Pingxing-Dongneng large fault: An example of Ningming-Banli region. Guangxi Geology, 2002, 15(4): 1-5]
- 17 吴若浩. 放射虫硅质岩对华南古地理的启示. 古地学报, 1999, 1(2): 28-35 [Wu Ruohao. Implication of the radiolarian chert from the paleogeography of south China. Journal of Palaeogeography, 1999, 1(2): 28-35]
- 18 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1-231 [Zhong Dalai. Palaeotethysides in West Yunnan and Sichuan, China. Beijing: Science Press, 1998. 1-231]
- 19 蒙有言,冯庆来,何卫红,等. 桂西南柳桥地区深水相二叠系—三叠系界线剖面. 地层学杂志, 2005, 29(4): 323-332 [Meng Youyan, Feng Qinglai, He Weihong, et al. A unique deepwater Permian-Triassic boundary section from the Liqiao region in Southwestern Guangxi, south China. Journal of Stratigraphy, 2005, 29(4): 323-332]
- 20 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. 矿床地质, 1989, 8(2): 25-37 [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. *Mineral Deposits* 1989, 8(2): 25-37]
- 21 Sugisaki R, Yamamoto K, Adachi M. Triassic bedded cherts in central Japan are non-pelagic. *Nature* 1982, 298: 644-647
- 22 Toyoda K, Nakamura Y, Masuda A. Rare earth elements of Pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1990, 54: 1093-1103
- 23 Murray R W, TenBrink M R B, Jones D L, *et al*. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 1990, 18: 268-271
- 24 Aitchison J C, Flood P G. Geochemical constraints on the depositional setting of Paleozoic cherts from the New England orogeny, NSW, Eastern Australia. *Marine Geology* 1990, 94: 79-95
- 25 王忠诚, 吴浩若, 邝国敦. 广西晚古生代硅质岩的地球化学及其形成的大地构造环境. *岩石学报*, 1995, 11(4): 449-455 [Wang Zhongcheng, Wu Ruohao, Kuang Guodun. Geochemistry and origin of Late Paleozoic cherts in Guangxi and their explanation of tectonic environments. *Acta Petrologica Sinica* 1995, 11(4): 449-455]
- 26 Feng Qinglai, He Weihong, Gu Songzhu, *et al*. Latest Permian Spongiellaria and Entactinaria (Radiolaria) from South China. *Revue de Micropaléontologie* 2006a, 49: 21-43
- 27 Feng Qinglai, He Weihong, Zhang Suxin, *et al*. Taxonomy of order Latentifistularia (Radiolaria) from the latest Permian in southern Guangxi, China. *Journal of Paleontology*, 2006, 80: 826-848
- 28 Murray R W, TenBrink M R B, Jones D L, *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 sediment. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1991, 55: 1875-1895
- 29 Girty G H, Ridge D L, Knack C, *et al*. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California. *Journal of Sedimentary Research*, 1996, 66: 107-118
- 30 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. *中国科学 (D辑)*, 2000, 30(3): 284-290 [Li Xianhua. Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian chert with in the NE Jiangxi ophiolite mélange and its tectonic significance. *Science in China (Series D)*, 2000, 43(6): 617-624]
- 31 Plank T, Langmuir C H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 1998, 145: 325-394
- 32 Gram et L P, Dymek R F, Haskin L A, *et al*. The North American shale composition: its composition, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1984, 48: 2469-2482
- 33 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 1-312
- 34 Corliss J B. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science* 1979, 203: 1073-1083
- 35 Kimura H, Watanabe Y. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary. *Geology*, 2001, 29(11): 995-998
- 36 Wright J, Holsen W T. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 1987, 51: 631-644
- 37 吴浩若, 邝国敦, 咸向阳, 等. 桂南晚古生代放射虫硅质岩及广西古特提斯的初步探讨. *科学通报*, 1994, 39(9): 809-812 [Wu Haoru, Kuang Guodun, Xian Xiangyang, *et al*. Late Paleozoic radiolarian cherts in southern Guangxi and preliminary exploration on paleo-tethys in Guangxi. *Chinese Science Bulletin*, 1994, 39(9): 809-812].

The Petrogenesis and Sedimentary Environment of the Bedded Cherts from Upper Permian Dalong Formation, Southwest Guangxi

TIAN Yun-tao FENG Qing-lai LI Q in

(Key Lab of Biogeology and Environmental Geology, Ministry of Education, China University of Geosciences, Wuhan 430074)

Abstract The geochemical researches on the upper Permian cherts of the Dalong Formation in the southwest Guangxi have been conducted. And we have the following findings: the chert is rich in the terrestrial elements (for example Al, Ti etc.), and poor in hydrothermal elements (for example Mn, Fe etc.), with high correlation between the terrestrial elements ($R > 0.90$) and low correlation between the hydrothermal elements ($R = -0.30$); The correlation between the terrestrial elements (Al, Ti, Hf, Zr, Th etc.) and Σ REE is high ($R = 0.70 \sim 0.83$); A Hf-Mn diagram shows that the cherts is non-hydrothermal type. The characteristics above confirm that terrestrial debris is one of the most important provenances. Considering the truth, the high content of the siliceous bio-debris in the cherts, we prove that the cherts were formed by strong bio- or bio-chemical sedimentation with lots of terrestrial debris and little hydrothermal and volcanic material interfused. Ce/Ce^* , $(La/Yb)_{Shales}$, $(La/Ce)_{Shales}$, Th/U , Ce_{anom} , Σ REE and $(La/Ce)_{Shales} - Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ diagram make sure that the cherts are deposited on middle-outer shelf in oxic conditions.

Key words Upper Permian, Dalong Formation, cherts, petrogenesis, sedimentary environment