

doi: 10. 19388/j. zgdzdc. 2020. 06. 09

引用格式: 刘大明,姚虹佑,胡林,等. 川西卡拉地区晚古生代硅质岩成因及沉积环境[J]. 中国地质调查,2020,7(6): 68 - 78.

川西卡拉地区晚古生代硅质岩成因及沉积环境

刘大明^{1,2}, 姚虹佑¹, 胡林¹, 余亮¹, 刘仪中¹

(1. 四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队, 绵阳 621000;

2. 成都理工大学地球科学学院, 成都 610059)

摘要: 为了研究川西卡拉地区晚古生代沉积环境特征,以该地区下石炭统邛依组 and 上二叠统卡翁沟组中广泛分布的硅质岩为研究对象,开展了岩石学、地球化学特征等研究。结果表明:研究区古生代硅质岩属纯硅质岩范畴,在沉积过程中有持续的陆源物质供给; $Al/(Al + Fe + Mn)$ 平均值 0.62, 结合 $Al - Fe - Mn$ 三角图解,显示它们为生物成因硅质岩; $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 、 Th/U 、 Th/Sc 、 $(La/Ce)_N$ 、 $(La/Yb)_N$ 等特征比值以及构造环境判别图,反映出硅质岩沉积环境为大陆边缘的浅海-斜坡; Ce_{anom} 值为 $-0.04 \sim 0.07$, 从石炭纪一二叠纪逐渐增大,指示水体为缺氧环境,且还原性逐渐增强。结合区域地质演化,认为甘孜理塘洋在石炭纪时期已经打开,并在二叠纪时期持续扩张,区内沉积盆地的海水逐渐变深。

关键词: 川西卡拉; 硅质岩; 成因; 沉积环境

中图分类号: P588.244

文献标志码: A

文章编号: 2095-8706(2020)06-0068-11

0 引言

硅质岩是一种分布较少但有着特殊意义的岩石,是指 SiO_2 含量达 70% ~ 80% 的岩石,不包括机械沉积作用形成的石英砂岩和石英岩^[1]。关于硅质岩的成因,目前认为有生物成因、化学成因及交代成因等^[2]。不同成因的硅质岩,在物质来源、成岩环境、地球化学特征等方面均存在明显的差异;同时由于其硬度高,抗风化能力强,形成后很少受风化作用的影响,改造程度低,能够很好地保留形成时期的古地理环境信息。因此,可以通过研究其地球化学特征来反映其成因,达到恢复其沉积环境的目的^[3-5],并为构造-沉积盆地演化分析奠定基础^[6-8]。

川西卡拉地区晚古生代地层中广泛出露一套硅质岩。原 1:20 万金矿幅区域地质调查报告中将

该套地层归属于雅江地层小区^[9]。笔者通过近年来 1:5 万区调工作实地调查后发现,其地层岩性组合特征与东侧的雅江小区同时期地层存在明显差异,最大区别表现在雅江小区二叠系大石包组为大套海相火山岩,缺乏硅质岩。鉴于此,根据岩性对比将该地层归属于木里地层小区,说明研究区在晚古生代时期盆地环境发生了变化,且前人关于该套硅质岩的研究报道较少。因此,本文选择以该套硅质岩为研究对象,通过系统研究其岩石学及地球化学特征,对其成因及沉积环境进行探讨,为川西卡拉地区晚古生代的构造-沉积盆地时空演化研究提供依据。

1 研究区地质概况

研究区位于扬子陆块西缘松潘—甘孜造山带

收稿日期: 2019-12-04; 修订日期: 2020-09-03。

基金项目: 国家自然科学基金“川西里伍岩群变质-热事件: 年代学证据及构造意义(编号: 41603034)”和中国地质调查局“川西稀有金属矿集区综合地质调查(编号: DD20160074)”项目联合资助。

第一作者简介: 刘大明(1989—),男,工程师,主要从事矿物学、岩石学、矿床学等研究。Email: damingswust@163.com。

南部,西部毗邻甘孜—理塘结合带,东部与扬子地台接壤(图 1(a))。南部有长枪穹隆出露,东部靠近江浪穹隆。区域上地层系统复杂,在穹隆内部出露有奥陶系—二叠系片岩、石英岩、变粒岩、大理岩组合,盖层为大面积的三叠系巨厚复理石建造,构成松潘—甘孜造山带的主体^[10]。火山岩与侵入岩同等发育,前者以二叠系大石包组的海相基性火山岩为代表,与峨眉山玄武岩有着相似的特征^[11-12]。侵入岩有印支期石英闪长岩—花岗闪长岩—二长花

岗岩系列,邻近的嘎拉子岩体年龄约 210 Ma,形成于甘孜—理塘洋闭合的后碰撞构造环境^[13];燕山期侵入岩属二长花岗岩—正长花岗岩系列,为 A 型花岗岩,以新火山岩体、铁厂河岩体为代表,年龄限定在 160 Ma 左右,是松潘—甘孜造山带在燕山早期增厚地壳因伸展松弛而减压熔融的产物^[14],在岩体周边有矽卡岩型的钨矿床,Re—Os 同位素定年为 163 Ma^[15]。

硅质岩主要分布于下石炭统邛依组(C_1q)及上二叠统卡翁沟组(P_3k)中(图 1(b))。岩性表现为

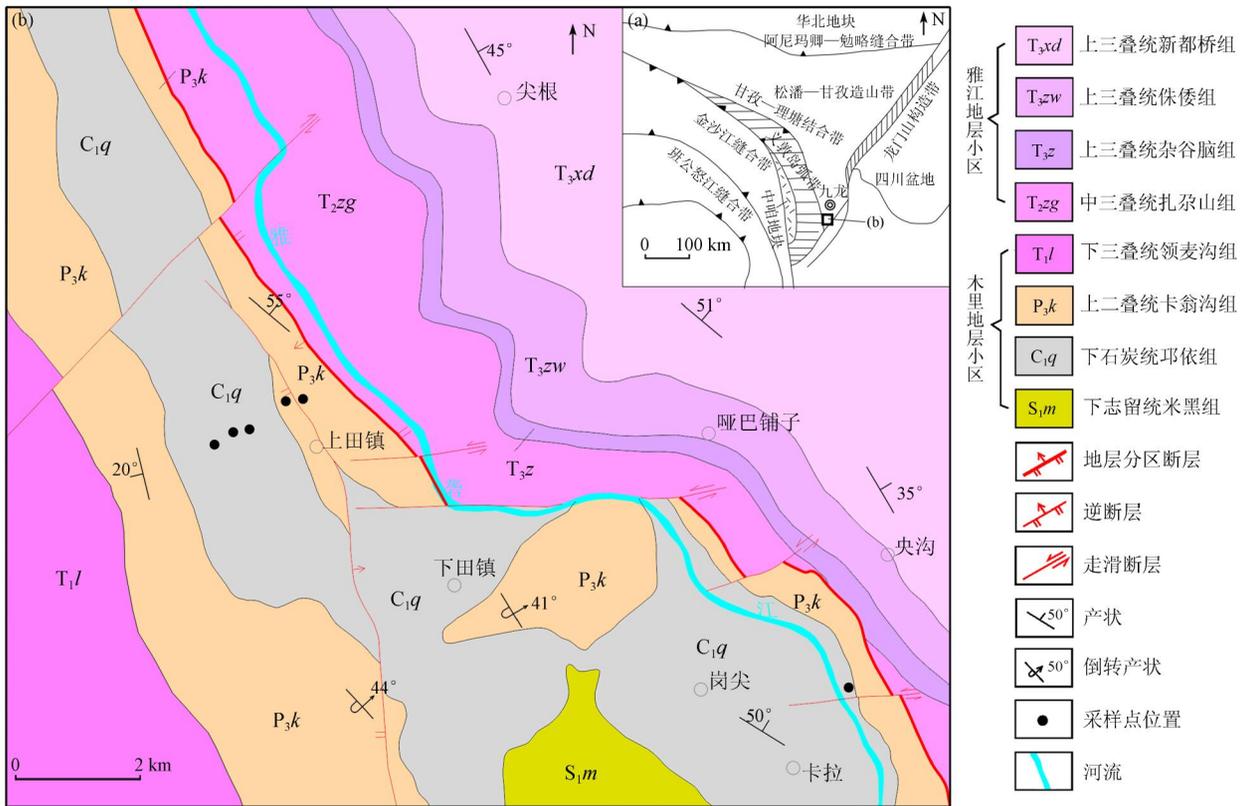


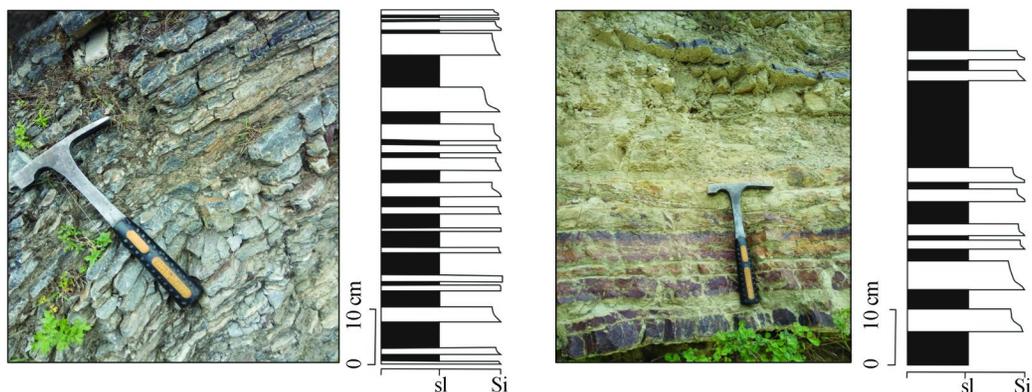
图 1 川西卡拉地区大地构造位置图(a)及区域地质略图(b)

Fig. 1 Geotectonic location map (a) and geological sketch (b) of Kala area in Western Sichuan Province

一套浅变质碎屑岩夹硅质岩、火山碎屑岩、碳酸盐岩建造,以角砾状灰岩为特征。硅质岩夹层厚度为 2~7 cm,呈薄层状夹于板岩、变质砂岩中,延伸稳定,露头特征及相应的基本层序见图 2(a)、(b)。岩石坚硬致密(图 2(c)),因抗风化能力强常在地表凸出。地层受构造变形作用,发育层间同斜倒转褶皱(图 2(d))。

受多期次区域变质作用叠加改造,硅质岩有轻

微变质现象。经镜下鉴定,其成分主要由石英及少量白云母、黑云母组成(图 2(e)),片状矿物有轻微定向排列特征。石英含量 80%~93%,无色,大小为 0.05~0.3 mm,正低突起;白云母含量 7%~20%,大小为 0.05~0.15 mm,无色片状,中正突起,平行消光;黑云母含量 <5%,大小为 0.05~0.2 mm,棕色片状,具极强的多色性和吸收性,正中突起,见绿泥石化现象。



(a) 卡翁沟组薄层状硅质岩露头及基本层序

(b) 邛依组薄层状硅质岩露头及基本层序



(c) 硅质岩宏观特征

(d) 层间同斜倒转褶皱

(e) 硅质岩镜下特征(正交偏光)

Si. 硅质岩; sl. 板岩; Ms. 白云母; Qtz. 石英

图2 川西卡拉地区晚古生代硅质岩野外及镜下显微特征

Fig. 2 Field outcrop and microscopic photos of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province

2 样品采集与测试

本次针对研究区晚古生代的硅质岩共采集6件样品进行了全岩地球化学分析,其中下石炭统邛依组2件(PM23-89YQ1和PM23-89YQ2),上二叠统卡翁沟组4件(D5001YQ1、PM23-73YQ1、PM23-73YQ2和PM23-73YQ3)。采集过程中选择有代表性的样品,尽量保证了样品的新鲜程度,最大程度上避免了热液蚀变、风化及后期构造对样品质量的影响。样品加工及测试工作在中国地质科学院矿产综合利用研究所完成。其中主量元素采用X荧光光谱仪分析,分析精度优于5%;微量元素及稀土元素采用等离子发射光谱仪分析,分析精度优于10%^[16]。

3 地球化学特征

3.1 主量元素

研究区硅质岩的主量元素分析结果见表1。

SiO₂含量较高,集中在91.85%~97.54%,平均高达95.36%,达到纯硅质岩的标准^[17](SiO₂含量91%~99%)。受SiO₂稀释作用影响^[17-18],其他主量元素含量均很低。Al₂O₃含量介于0.76%~3.72%之间,平均值1.90%;TiO₂含量0.03%~0.15%,平均0.08%;全铁(TFe)含量0.38%~1.21%,平均0.78%。整体上看,Al₂O₃、TiO₂、TFe含量均与SiO₂含量呈负相关,从下石炭统至上二叠统,硅质岩的SiO₂、TiO₂、Al₂O₃含量有增高趋势(图3(a)、(b)、(c))。

从图3(d)、(e)中可以看出,样品的Al₂O₃含量与TiO₂含量呈正相关,SiO₂/Al₂O₃与Al₂O₃含量呈负相关,由于硅质岩的Al₂O₃和TiO₂不容易受成岩作用和后期蚀变作用的影响而相对稳定,主要取决于陆源物质的供给,这种变化关系常被认为是沉积过程中有较高比例的陆源物质供给的结果^[19]。另外,研究区硅质岩的Si/Al较分散,为21.74~112.62,大部分低于纯硅质岩的Si/Al比值(80~1000),TiO₂含量为0.03%~0.15%,表明卡拉地区硅质岩在沉积过程中有较高的陆源物质持续供给。

表 1 卡拉地区晚古生代硅质岩主量元素分析结果

Tab. 1 Major element concentration of Late Paleozoic silicate in Kala area of western Sichuan Province

样品号	层位	主量元素含量/%														Si/Al	Al/(Al+Mn)	
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	S	烧失量	H ₂ O ⁺			CO ₂
D5001YQ1		91.85	3.72	0.47	0.42	0.12	0.25	1.07	0.260	0.15	0.020	0.009	0.042	1.20	0.36	0.048	21.74	0.75
PM23-73YQ1		97.21	0.76	0.03	0.46	0.08	0.06	0.16	0.000	0.04	0.010	0.011	0.014	0.86	0.50	0.081	112.62	0.51
PM23-73YQ2	C _{1q}	94.78	1.90	0.60	0.60	0.12	0.16	0.50	0.049	0.12	0.010	0.018	0.005	0.92	0.56	0.070	43.92	0.53
PM23-73YQ3		94.51	2.23	0.70	0.51	0.07	0.24	0.45	0.046	0.12	0.020	0.026	0.010	0.88	0.52	0.059	37.32	0.57
PM23-89YQ1		96.24	1.68	0.06	0.42	0.06	0.25	0.40	0.061	0.05	0.004	0.008	0.007	0.45	0.35	0.023	50.44	0.70
PM23-89YQ2	P _{3k}	97.54	1.10	0.03	0.35	0.04	0.18	0.23	0.025	0.03	0.003	0.008	0.008	0.30	0.14	0.008	78.08	0.66
平均值		95.36	1.90	0.32	0.46	0.08	0.19	0.47	0.070	0.08	0.010	0.010	0.010	0.77	0.41	0.050	57.35	0.62

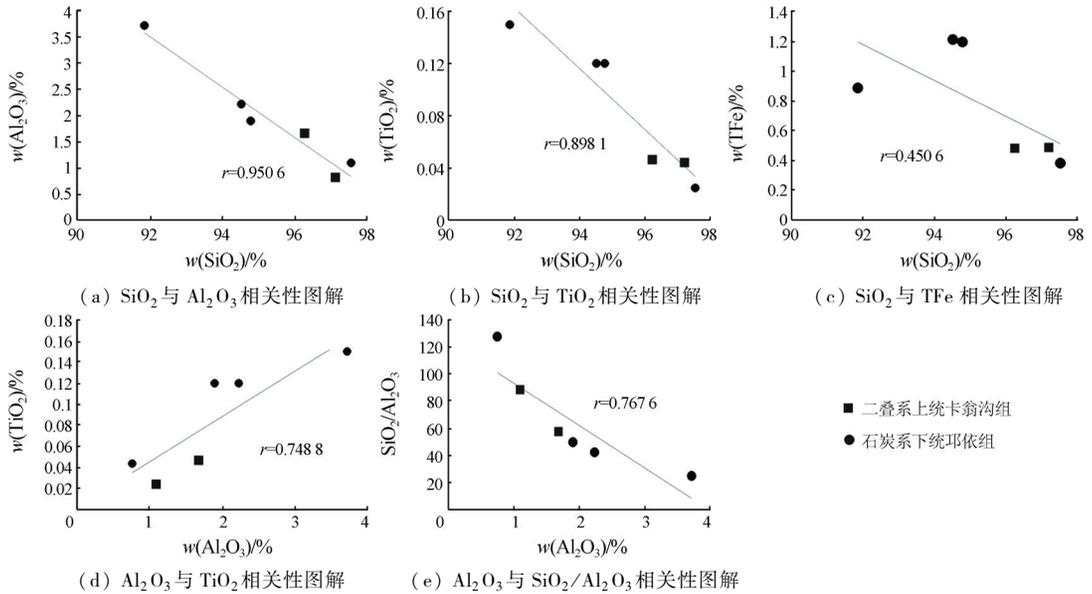


图 3 卡拉地区晚古生代硅质岩主量元素的相关性图解

Fig. 3 Correlation diagram of main elements of Late Paleozoic cherts in Kala area

3.2 微量元素

研究区硅质岩的微量元素分析结果(表 2)显示: 硅质岩的 Ba 含量 $48.1 \times 10^{-6} \sim 276 \times 10^{-6}$, 平均 145.2×10^{-6} ; Cr 含量 $58.1 \times 10^{-6} \sim 61.6 \times 10^{-6}$, 平均 59.4×10^{-6} ; V 含量 $7.16 \times 10^{-6} \sim 30.8 \times 10^{-6}$, 平均 21.9×10^{-6} ; 除一个样品中 Th 含量较高外

(4.85×10^{-6}), 其余含量为 $0.80 \times 10^{-6} \sim 1.65 \times 10^{-6}$, 平均 1.82×10^{-6} ; U 含量 $0.17 \times 10^{-6} \sim 1.34 \times 10^{-6}$, 平均 0.51×10^{-6} 。从球粒陨石标准化蛛网图(图 4)可以看出, 卡拉地区晚古生代硅质岩的 Rb、Ba、U、Nd、Sm 相对富集, 而 K、Nb、Sr、P、Ti 相对贫乏, 二叠系硅质岩微量元素含量较石炭系硅质岩高。

表 2 卡拉地区晚古生代硅质岩微量元素分析结果

Tab. 2 Trace elements concentration of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province

样品号	层位	微量元素含量/ 10^{-6}														Th/Sc	Th/U
		Cr	Ni	Co	Rb	Cs	Sr	Ba	V	Nb	Ta	Zr	Hf	U	Th		
D5001YQ1		59.6	6.52	1.47	31.10	1.22	24.60	276.0	27.8	3.10	0.19	21.60	0.60	1.34	4.85	1.10	3.62
PM23-73YQ1		58.2	17.40	10.60	14.90	0.56	18.00	153.0	26.5	5.22	0.14	22.40	0.61	0.41	1.09	0.55	2.66
PM23-73YQ2	C _{1q}	58.9	17.40	8.83	20.90	0.70	17.70	170.0	30.8	6.28	0.16	23.70	0.61	0.49	1.50	0.60	3.06
PM23-73YQ3		61.6	20.50	11.10	20.90	0.73	17.40	163.0	30.6	6.59	0.18	23.20	0.78	0.50	1.65	0.58	3.30
PM23-89YQ1		58.1	4.11	1.02	12.80	0.51	10.10	61.2	8.6	2.63	<0.10	22.80	0.18	0.17	1.00	0.58	5.88
PM23-89YQ2	P _{3k}	59.9	4.36	1.00	10.60	0.40	12.90	48.1	7.2	1.74	<0.10	7.85	0.14	0.17	0.80	0.62	4.71
平均值		59.4	11.72	5.67	18.53	0.69	16.78	145.2	21.9	4.26	0.17	20.26	0.49	0.51	1.82	0.67	3.87

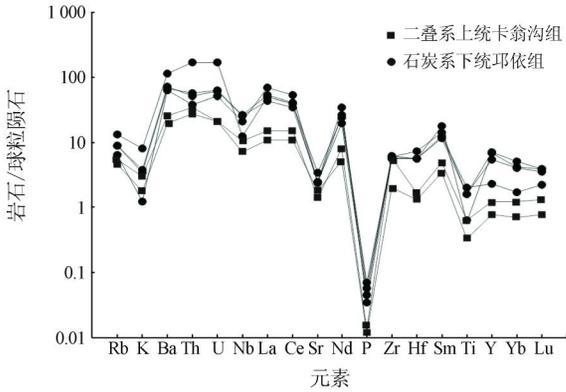


图4 卡拉地区晚古生代硅质岩微量元素球粒陨石标准化蛛网图^[20]

Fig. 4 Chondrite - normalized trace elements spider diagram of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province^[20]

3.3 稀土元素

稀土元素分析结果见表3。研究区的硅质岩样品由于具有极高的SiO₂含量,相对于其他元素起了良好稀释剂的作用^[4],加之石英含量高,而石英自身又是贫稀土矿物,因此,在稀土元素方面,卡拉地区硅质岩表现为低ΣREE含量特征(14.08 × 10⁻⁶ ~ 80.11 × 10⁻⁶,平均47.60 × 10⁻⁶),LREE/HREE值为7.21 ~ 13.52,平均值9.71,轻稀土富集,重稀土相对亏损。稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(图5)整体右倾,具弱的负铈异常,形态与被动大陆边缘沉积模式相似^[21-22]。经北美页岩标准化后的稀土元素(La/Yb)_N值为1.41 ~ 4.11,平均值2.21,无明显或略显正铈异常(δCe值为0.93 ~ 1.24),相应分布曲线向右平坦缓倾(图6)^[23],也暗示沉积环境与

表3 卡拉地区晚古生代硅质岩稀土元素分析结果

Tab. 3 REE concentration of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province

样品号	层位	稀土元素含量/10 ⁻⁶										
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
D5001YQ1		11.90	23.80	2.85	11.30	1.90	0.380	1.69	0.230	0.98	0.180	0.38
PM23-73YQ1	C _{1q}	16.40	32.20	4.05	16.10	2.72	0.620	2.70	0.440	2.37	0.520	1.06
PM23-73YQ2		10.40	21.30	2.50	9.09	1.77	0.440	1.92	0.340	1.76	0.450	0.94
PM23-73YQ3		12.40	25.10	3.13	12.30	2.19	0.550	2.26	0.380	2.32	0.510	1.06
PM23-89YQ1	P _{3k}	3.58	9.35	0.92	3.82	0.75	0.130	0.67	0.099	0.41	0.110	0.22
PM23-89YQ2		2.62	6.61	0.60	2.45	0.52	0.088	0.49	0.062	0.28	0.051	0.15
平均值		9.55	19.73	2.34	9.18	1.64	0.370	1.62	0.260	1.35	0.300	0.64

样品号	层位	稀土元素含量/10 ⁻⁶					LREE/HREE	δEu	δCe	(La/Yb) _N	(La/Ce) _N	Ce _{anom}
		Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE						
D5001YQ1		0.049	0.29	0.056	3.65	55.99	13.52	0.97	0.96	4.11	1.08	-0.03
PM23-73YQ1	C _{1q}	0.130	0.70	0.100	10.90	80.11	8.99	1.05	0.93	2.35	1.10	-0.04
PM23-73YQ2		0.130	0.68	0.089	8.50	51.81	7.21	1.09	0.98	1.53	1.05	-0.01
PM23-73YQ3		0.130	0.88	0.100	11.20	63.31	7.29	1.13	0.95	1.41	1.06	-0.03
PM23-89YQ1	P _{3k}	0.030	0.21	0.033	1.94	20.33	10.41	0.84	1.21	1.71	0.83	0.07
PM23-89YQ2		0.018	0.12	0.020	1.21	14.08	10.82	0.80	1.24	2.19	0.85	0.07
平均值		0.080	0.48	0.070	6.23	47.60	9.71	0.98	1.05	2.21	1.00	0.01

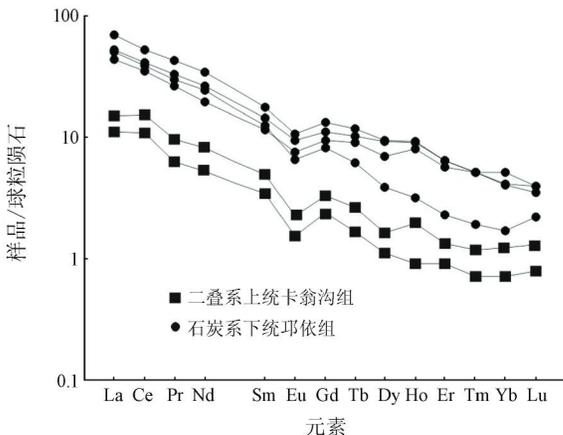


图5 卡拉地区晚古生代硅质岩稀土元素球粒陨石标准化模式^[20]

Fig. 5 Chondrite - normalized REE patterns of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province^[20]

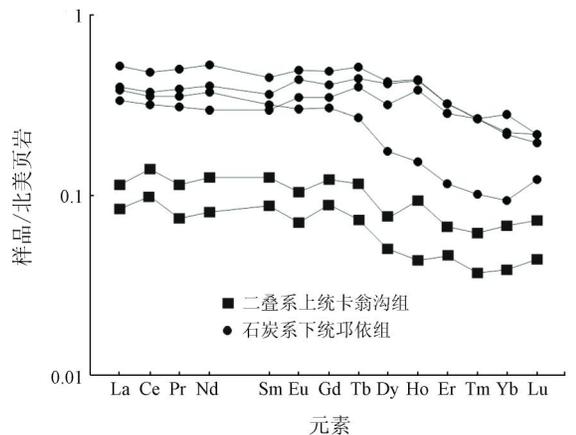


图6 卡拉地区晚古生代硅质岩稀土元素北美页岩标准化模式^[23]

Fig. 6 NASC normalized REE patterns of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province^[23]

大陆边缘有关^[21,23-25]。石炭系硅质岩与二叠系硅质岩相比,稀土含量偏高,但样品的曲线形态几乎一致,协调变化,表明卡拉地区自晚古生代(石炭纪—二叠纪)以来,硅质岩的物质来源及成因基本一致。

4 讨论

4.1 硅质岩成因

研究硅质岩成因的关键是确定 Si 的来源。一般认为,生物成因或生物化学成因 Si 来源主要为富硅生物,如放射虫、海绵骨针等硅质生物死后堆积而成;火山沉积或与火山沉积物有关的硅质岩表现为 Al₂O₃、TiO₂、MgO、K₂O 含量相对较高,Si 含量相对较低,且范围变化较大;热水成因的硅质岩则以贫 Al₂O₃、K₂O 和 TiO₂ 为特征^[26-27]。

主量元素方面,硅质岩的 Al、Fe、Mn 值被广泛用作沉积物源判别的指示剂。Fe、Mn 富集主要与热液活动有关,Al 富集与陆源物质的输入有关,纯生物成因的硅质岩 Al/(Al + Fe + Mn) 值接近 0.6,纯热水成因的硅质岩该比值接近 0.01,而受热水作用影响的硅质岩该值小于 0.35^[26-27]。从表 1 可以看出,卡拉地区晚古生代硅质岩的 Al/(Al + Fe + Mn) 值为 0.51 ~ 0.75,平均值 0.62,与生物成因的比值接近。从图 7 中也可以看出,样品点全落于生物成因硅质岩区域。由此判定研究区硅质岩属典型的生物成因类型。

稀土元素特征同样可作为硅质岩成因判别的有效依据。典型的热液沉积硅质岩 ΣREE 含量低,Ce 亏损较明显,具有明显的 Eu 正异常,经北美页岩标准化后的配分曲线呈平缓的左倾斜,且 Eu 正

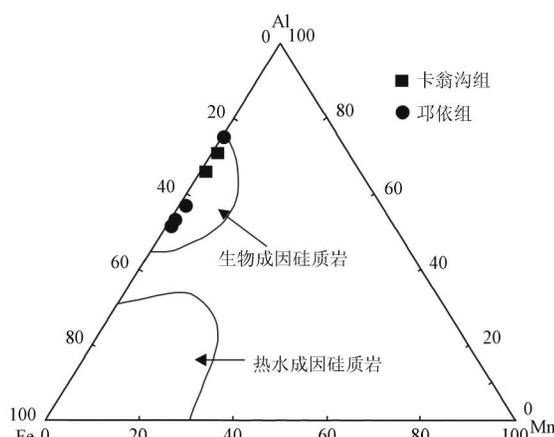


图 7 卡拉地区晚古生代硅质岩 Al - Fe - Mn 三角图^[26]

Fig. 7 Al - Fe - Mn diagram of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province^[26]

异常的减小可反映热水作用减弱,海水作用增强;而非热水沉积硅质岩的稀土元素与页岩相似,相对富集轻稀土,配分曲线呈平缓右倾斜^[28-29]。前已述及,研究区晚古生代硅质岩稀土总量较低,轻稀土富集,北美页岩标准化配分曲线向右缓倾,同样说明其为生物成因硅质岩,与主量元素结果基本一致。

4.2 硅质岩沉积环境

沉积环境直接决定硅质岩的物质来源、物理化学条件以及沉积速率等,而所有这些均体现在硅质岩化学成分的组成以及结构上^[4,30],因此,已有众多学者提出了用硅质岩的地球化学特征来判断其形成时的构造环境^[31]。本文将前人关于硅质岩沉积环境判别标准进行了总结(表 4)。

表 4 不同沉积背景下硅质岩主量元素和微量元素特征值

Tab. 4 Major and trace elements compositions of silicate under different depositional settings

特征值	大陆边缘硅质岩	远洋硅质岩	洋脊硅质岩	卡拉地区硅质岩	资料来源
Al ₂ O ₃ /(Al ₂ O ₃ + Fe ₂ O ₃)	0.5 ~ 0.9	0.4 ~ 0.7	< 0.4	0.76 ~ 0.97, 平均 0.88	Murray (1994) ^[4]
V 含量	20 × 10 ⁻⁶	38 × 10 ⁻⁶	42 × 10 ⁻⁶	7.2 × 10 ⁻⁶ ~ 30.8 × 10 ⁻⁶ , 平均 21.9 × 10 ⁻⁶	Murray (1994) ^[4] 、Murray 等 (1992) ^[32] 、李献华 (2000) ^[33]
Th/Sc	高且变化大 (< 0.01 ~ 1)	0.01 ~ 0.3	0.01 ~ 0.3	0.55 ~ 1.1, 平均 0.67	Hein 等 (1981) ^[34]
Th/U	高(一般 > 3.8)	较低(0.6 ~ 5.0)	较低(0.6 ~ 5.0)	2.66 ~ 5.88, 平均 3.87	Girty 等 (1996) ^[35]
ΣREE 含量	平均 39.70 × 10 ⁻⁶	平均 54.25 × 10 ⁻⁶	平均 19.05 × 10 ⁻⁶	14.08 × 10 ⁻⁶ ~ 80.11 × 10 ⁻⁶ , 平均 47.60 × 10 ⁻⁶	Murray 等 (1990, 1991) ^[3,36]
(La/Yb) _N	1.1 ~ 1.4	约为 0.70	约为 0.30	1.41 ~ 4.11, 平均 2.21	Murray 等 (1994) ^[4]
δCe	约 1.09 ± 0.25	约 0.60 ± 0.13	约 0.3 ± 0.13	0.93 ~ 1.24, 平均 1.05	Murray 等 (1991) ^[36] 、Murray 等 (1994) ^[4]
(La/Ce) _N	0.5 ~ 1.5	1.0 ~ 2.5	~ 3.5	0.83 ~ 1.10, 平均 1.00	康健丽等 (2010) ^[19]

主量元素方面, $A_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 可以用来区分不同构造环境的硅质岩^[4,36], 一般认为, 洋中脊硅质岩的该比值 < 0.4 , 远洋硅质岩为 $0.4 \sim 0.7$, 大陆边缘硅质岩为 $0.5 \sim 0.9$ 。卡拉地区硅质岩的 $A_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 比值为 $0.76 \sim 0.97$, 平均 0.88 , 与大陆边缘硅质岩比值相近。

在 Murray 圈定的 $100 \times (Fe_2O_3/SiO_2) - 100 \times (Al_2O_3/SiO_2)$ 、 $Al_2O_3/(100 - SiO_2) - Fe_2O_3/(100 -$

$SiO_2)$ 、 $A_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3) - Fe_2O_3/TiO_2$ 主量元素判别图解(图 8(a)、(b)、(c))中, 样点均落于大陆边缘区或附近。MnO/TiO₂ 值可以用来判断硅质沉积物离大陆的远近, 比值小于 0.5 表示其为离大陆较近的大陆坡和边缘海沉积, 而大洋底部沉积硅质岩的该比值可高达 $0.5 \sim 3.5$ ^[21], 卡拉地区 MnO/TiO₂ 值介于 $0.06 \sim 0.22$, 均小于 0.5 , 表明了卡拉地区晚古生代硅质岩沉积于大陆边缘海或大陆坡环境。

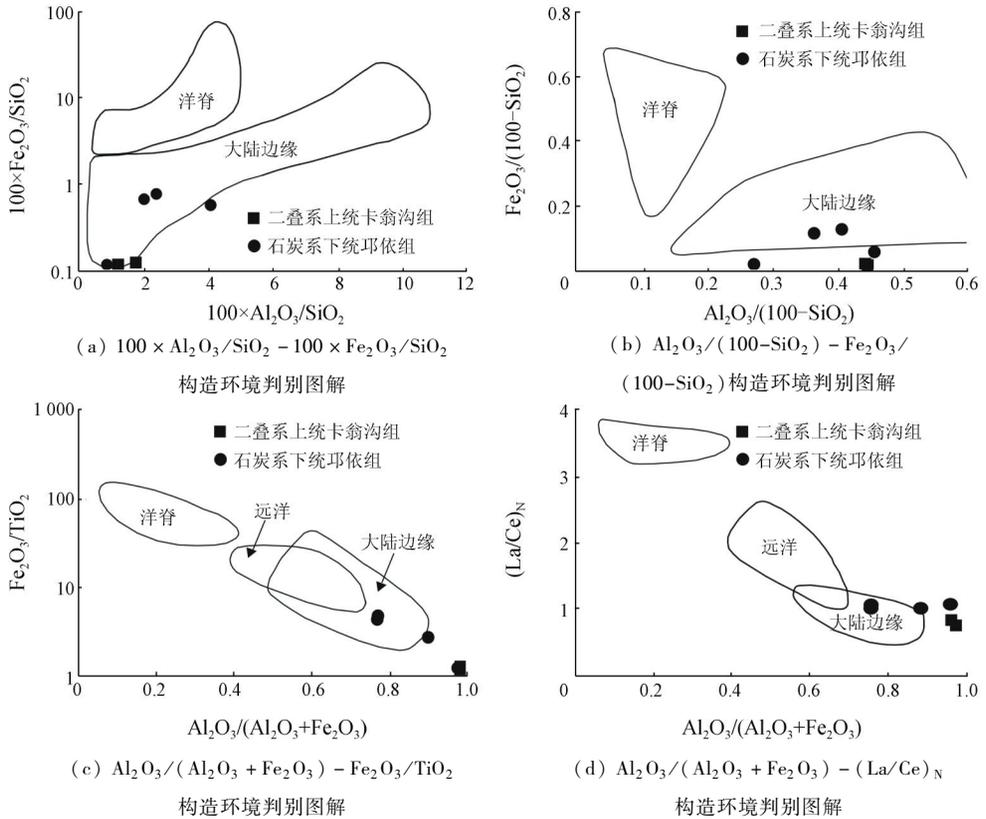


图 8 卡拉地区晚古生代硅质岩构造环境判别图解^[4]

Fig. 8 Diagram of the tectonic environment of Late Paleozoic silicate in Kala area of Western Sichuan Province^[4]

某些微量元素及其比值同样可作为判别硅质岩构造环境的指标^[4,32-35]。洋中脊和远洋硅质岩的 V 含量明显高于大陆边缘; 形成于大陆边缘的硅质岩 Th/Sc 值高且变化大 ($< 0.01 \sim 1.0$), 具有较高的 Th/U 值(一般大于 3.8), 而远离大陆环境的硅质岩 Th/U 值和 Th/Sc 值明显较低(分别为 $0.6 \sim 5.0$ 和 $0.01 \sim 0.3$)。研究区硅质岩的 V 含量介于 $7.2 \times 10^{-6} \sim 30.8 \times 10^{-6}$, 平均 21.9×10^{-6} , Th/U 值和 Th/Sc 值分别介于 $2.66 \sim 5.88$ (平均 3.87)、 $0.55 \sim 1.1$ (平均 0.67), 均类似于大陆边缘沉积硅质岩。

不同沉积背景的硅质岩具有不同的稀土元素

特征。δCe 主要由海水中陆源输入量、金属物质及埋藏速率控制, 从大陆边缘—远洋—洋中脊, 由于陆源物质供给减少, 吸附作用逐渐减弱, 其 δCe 异常逐渐减弱, 从正异常过渡到负异常, 大陆边缘硅质岩的 δCe 为 1.09 ± 0.25 , 远洋硅质岩的 δCe 为 0.60 ± 0.13 , 洋中脊附近的 δCe 为 0.30 ± 0.13 ^[4,36]。研究区硅质岩的 δCe 介于 $0.93 \sim 1.24$ 之间, 平均 1.05 , 具弱的正铈异常, 属于大陆边缘型硅质岩的范畴。同样, ΣREE 含量、北美页岩平均值标准化的 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Ce)_N$ 等也是判别硅质岩沉积环境的有效指标^[3,19,36]。卡拉地区晚古生代硅质岩的 ΣREE 含量、 $(La/Yb)_N$ 、 $(La/Ce)_N$ 分别为 $14.08 \times 10^{-6} \sim$

80.11×10^{-6} (平均 47.60×10^{-6})、 $1.41 \sim 4.11$ (平均 2.21)、 $0.83 \sim 1.10$ (平均 1.0), 与大陆边缘沉积的硅质岩特征相似。 $Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Fe_2O_3) - (La/Ce)_N$ 关系图 (图 8(d))^[4] 显示样点均落于大陆边缘区域或附近, 也进一步证实了研究区硅质岩形成于大陆边缘环境。

在野外调查中发现, 石炭系邛依组及二叠系卡翁沟组中常见有角砾状灰岩、硅质岩与碎屑岩互层现象, 发育水平层理、波状层理、沙纹层理, 并可见滑塌构造、层间同斜倒转褶皱 (图 2(d))。结合上述硅质岩的主量元素、微量元素和稀土元素特征来看, 在沉积过程中有持续的陆源物质供给, 物源丰富, 均指示了卡拉地区晚古生代地层可能沉积于大陆边缘的浅海陆棚-斜坡环境。

硅质岩的稀土元素中 Ce_{anom} 值已被广泛用作判断古海水氧化-还原条件的标志, 其公式为

$$Ce_{anom} = \lg \frac{3Ce_N}{2La_N + Nd_N}, \quad (1)$$

式中下标 N 表示北美页岩标准化, 其值 > -0.10 时反映水体呈缺氧环境, 而 < -0.10 时反映水体呈氧化环境^[37]。从表 3 中可以看出, 研究区硅质岩的 Ce_{anom} 值介于 $-0.04 \sim 0.07$ 之间, 平均 0.01, 指示水体为缺氧环境, 并且二叠纪硅质岩的 Ce_{anom} 值明显大于石炭纪硅质岩, 前者为 0.07, 后者介于 $-0.04 \sim -0.01$ 之间, 这在某种程度上暗示了研究区在晚古生代时期沉积盆地处于不稳定状态, 从石炭纪—二叠纪, 沉积环境还原性变强, 盆地海水有逐渐变深的过程。

4.3 构造意义

前人通过甘孜—理塘结合带的内部物质组成、两侧地层的沉积构造及火山岩等, 对甘孜—理塘洋的属性、形成时间及演化过程进行了大量的研究, 但对于甘孜—理塘洋盆的形成时间有早—中三叠世、二叠纪、晚石炭世、中—晚泥盆世等多种不同的观点。

20 世纪 80 年代, 刘宝田等^[38] 在甘孜、理塘附近发现有基性熔岩、硅质岩并夹杂灰岩、砂板岩块体, 根据灰岩和硅质岩中的化石确定甘孜—理塘洋形成时间为二叠纪, 具有洋壳的性质。李永森等^[39] 通过研究结合带内的蛇绿混杂岩认为甘孜—理塘洋自二叠纪—早、中三叠世打开。胡世华等^[40] 根据早三叠世红色泥岩、放射虫硅质岩的研

究认为中咱地块在二叠纪从扬子地块的西南部边缘分离, 形成了狭长的洋盆。侯立玮等^[41] 在甘孜—理塘构造带中发现早、晚二叠世的火山岩, 构造背景为大陆裂谷地堑沟环境, 由此认为甘孜—理塘洋是海底裂谷—局限洋盆环境。莫学宣等^[42] 根据蛇绿岩套中岩浆岩的研究认为该洋盆于晚二叠世至早三叠世发育而成。钟大赉^[43] 认为甘孜—理塘洋盆是由于金沙江洋盆在二叠纪—早三叠世向西俯冲消减而使扬子微大陆边缘部位拉开而形成。侯增谦等^[44] 关于二叠纪基性岩和峨眉热幔柱的研究认为, 峨眉热幔柱在二叠纪形成峨眉火山省, 并于早三叠世导致甘孜—理塘洋盆打开。

潘桂棠等^[45] 根据中甸地区石炭纪放射虫化石的出现认为甘孜—理塘洋盆是在晚石炭世裂堑分布的碳酸盐台地基础上发育而成, 晚古生代时期, 随着原特提斯洋北部洋盆的关闭, 在南部张裂作用下, 一些地块从扬子陆缘裂离出来, 一些地块从印度陆块边缘裂解出来, 形成多个小洋盆和小地块, 甘孜—理塘洋就是该时期的产物, 同时期打开的还有昌宁—孟连洋、金沙江—哀牢山洋, 与未能完全封闭的古昌宁—孟连洋共同构成了古特提斯洋。同时, 大量的资料显示, 晚泥盆世—三叠纪, 在扬子地台西缘存在深水盆地环境, 有浊积岩沉积, 并夹有放射虫硅质岩^[42,45-46], 邻区峨眉山玄武岩以及大石包组海相拉斑玄武岩也表明了区内在二叠纪处于大洋环境^[11-12]。杨文强等^[47] 通过研究滇西北甘孜—理塘结合带放射虫硅质岩的地球化学特征认为甘孜—理塘洋是在中晚泥盆世—早石炭世较深水沉积的裂陷式深海盆基础上进一步扩张而成的, 并经历了缓慢扩张构造活动期 (中—晚泥盆世至早石炭世) 和快速扩张期 (早石炭世晚期至早三叠世), 以及向西俯冲阶段 (早三叠世晚期)。

由上可以看出, 在 20 世纪 80—90 年代初期, 众多学者对甘孜—理塘洋盆的打开时间认识均集中在二叠纪或三叠纪早中期; 至 90 年代末以来, 多数则认为该洋盆打开时间是在中晚泥盆世至石炭纪。从前面讨论的硅质岩成因、构造环境可以看出, 区内晚古生代硅质岩属典型生物成因硅质岩, 沉积环境为大陆边缘的浅海—斜坡环境, 并且夹杂有砂泥岩、碳酸盐岩沉积, 反映了拉张环境, 说明了在石炭纪早期, 卡拉地区已存在裂陷洋盆, 甘孜—理塘洋已经打开, 这与上述潘桂棠等^[45]、杨文强等^[47] 研究结果相吻合, 但此阶段中甸微陆块的沉积演化

过程与扬子地块西缘有着密切联系,表明两者呈现出裂而未解的状态,构成了一个完整的台地和被动大陆边缘;至晚二叠世时期,硅质岩反映的沉积水体加深,暗示伴随着峨眉山地幔柱的发生,中咱微地块与扬子陆块彻底裂离,形成独立陆块向西运动,两者距离越来越远,洋盆处于持续扩张阶段。

5 结论

(1)研究区硅质岩石英含量高达80%以上, SiO₂含量高达91.85%~97.54%,属典型生物成因的纯硅质岩类型,在沉积过程中有陆源物质持续输入。

(2)通过地球化学研究并结合野外宏观调查结果,认为研究区古生代硅质岩沉积于大陆边缘的浅海陆棚-斜坡环境。

(3)石炭纪—二叠纪,研究区内沉积盆地处于不稳定状态,水体逐渐加深,缺氧程度增强。结合区域地质背景认为,甘孜—理塘洋在石炭纪时期已经打开,并在二叠纪时期持续扩张。

参考文献:

[1] 刘宝珺. 沉积岩石学[M]. 北京:地质出版社,1980.

[2] 史冀忠,卢进才,魏建设,等. 内蒙古阿拉善右旗雅干地区二叠系埋汗哈达组硅质岩成因及其沉积环境[J]. 吉林大学学报:地球科学版,2018,48(6):1711-1724.

[3] Murray R W, Ten Brink M R B, Jones D L, et al. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale[J]. *Geology*, 1990, 18(3):268-271.

[4] Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications[J]. *Sediment Geol*, 1994, 90(3/4):213-232.

[5] 雷卞军, 阙洪培, 胡宁, 等. 鄂西古生代硅质岩的地球化学特征及沉积环境[J]. 沉积与特提斯地质, 2002, 22(2):70-79.

[6] 文磊, 孙相灿, 周新桂, 等. 新疆北部扎河坝坳陷上二叠统沉积环境[J]. 中国地质调查, 2019, 6(4):17-23.

[7] 邓金火, 吕鑫, 钟靖俊, 等. 西藏康托地区早—中侏罗世木嘎岗日群沉积盆地分析及构造演化研究[J]. 中国地质调查, 2015, 2(6):34-41.

[8] 阎琨, 马伟, 柳晓丹, 等. 新疆柯坪地区志留系—泥盆系砂岩粒度分布特征及沉积环境[J]. 中国地质调查, 2020, 7(4):76-84.

[9] 四川省地质局第一区域地质测量大队. 1:20万金矿幅(H-47-X X X VI)区域地质调查[R]. 成都:四川省地质局, 1974.

[10] 许志琴, 侯立玮, 王宗秀, 等. 中国松潘—甘孜造山带的造山

过程[M]. 北京:地质出版社,1992:1-7.

[11] 譬建威, 范蔚茗, 王岳军, 等. 松潘—甘孜地块丹巴二叠纪玄武岩的主、微量元素和 Sr-Nd 同位素研究:岩石成因与构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 2008, 32(2):226-237.

[12] 肖龙, 许继峰. 川西北松潘—甘孜地块大石包组玄武岩成因及其形成构造背景[J]. 岩石学报, 2005, 21(6):1539-1545.

[13] 刘大明. 松潘—甘孜南部三岩龙—嘎拉子花岗岩体地球化学、年代学及构造意义[D]. 成都:成都理工大学, 2018.

[14] 周家云, 谭洪旗, 龚大兴, 等. 乌拉溪铝质 A 型花岗岩:松潘—甘孜造山带早燕山期热隆伸展的岩石记录[J]. 地质论评, 2014, 60(2):348-362.

[15] 李同柱, 周清, 张惠华, 等. 川西乌拉溪钨矿床地质特征及辉钨矿 Re-Os 定年[J]. 高校地质学报, 2016, 22(3):423-430.

[16] Liang Q, Grégoire D C. Determination of trace elements in twenty six Chinese geochemistry reference materials by inductively coupled plasma-mass spectrometry[J]. *Geostand News*, 2000, 24(1):51-63.

[17] Murray R W, ten Brink M R B, Gerlach D C, et al. Inter-oceanic variation in the rare earth, major, and trace element depositional chemistry of chert: perspectives gained from the DSDP and ODP record[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56(5):1897-1913.

[18] Shimizu H, Kunimaru T, Yoneda S, et al. Sources and depositional environments of some Permian and Triassic cherts: Significance of Rb-Sr and Sm-Nd isotopic and REE abundance data[J]. *J Geol*, 2001, 109(1):105-125.

[19] 康健丽, 张招崇, 董书云, 等. 西南天山马达尔地区硅质岩地球化学特征及其沉积环境[J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29(1):79-89.

[20] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[M]//Saunders A D, Norry M J. *Magma-tism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1):313-345.

[21] 张茜, 王剑, 余谦, 等. 扬子地台西缘盐源盆地志留统龙马溪组黑色页岩硅质成因及沉积环境[J]. 地质论评, 2018, 64(3):610-622.

[22] 邓贵标, 杨忠琴, 田文明, 等. 贵州三穗地区隆里组的沉积物源与沉积环境分析[J]. 中国地质调查, 2015, 2(7):45-52.

[23] Gromet L P, Haskin L A, Korotev R L, et al. The "North American shale composite": its compilation, major and trace element characteristics[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1984, 48(12):2469-2482.

[24] Armstrong H A, Owen A W, Floyd J D. Rare earth geochemistry of Arenig cherts from the Ballantrae Ophiolite and Leadhills Imbricate Zone, southern Scotland: implications for origin and significance to the Caledonian Orogeny[J]. *J Geol Soc*, 1999, 156(3):549-560.

[25] 张成立, 周鼎武, 陆关祥, 等. 南天山库米什蛇绿混杂岩带中硅质岩的元素地球化学特征及其形成环境[J]. 岩石学报,

- 2006, 22(1): 57-64.
- [26] Adachi M, Yamamoto K, Sugisaki R. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication of ocean ridge activity [J]. *Sediment Geol*, 1986, 47(1/2): 125-148.
- [27] 张聪, 黄虎, 侯明才. 地球化学方法在硅质岩成因与构造背景研究中的进展及问题 [J]. *成都理工大学学报: 自然科学版*, 2017, 44(3): 293-304.
- [28] 何志威, 杨瑞东, 高军波, 等. 贵州松桃道坨锰矿含锰岩系地球化学特征和沉积环境分析 [J]. *地质论评*, 2014, 60(5): 1061-1075.
- [29] Michard A. Rare earth element systematics in hydrothermal fluids [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1989, 53(3): 745-750.
- [30] Yamamoto K. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes [J]. *Sediment Geol*, 1987, 52(1/2): 65-108.
- [31] 程成, 李双应, 赵大千, 等. 扬子地台北缘中上二叠统层状硅质岩的地球化学特征及其对古地理、古海洋演化的响应 [J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2015, 34(1): 155-166.
- [32] Murray R W, Ten Brink M R B, Gerlach D C, et al. Rare earth, major, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56(7): 2657-2671.
- [33] 李献华. 赣东北蛇绿混杂岩带中硅质岩的地球化学特征及构造意义 [J]. *中国科学(D辑)*, 2000, 30(3): 284-290.
- [34] Hein J R, Vallier T L, Allan M A. Chert petrology and geochemistry, mid-Pacific mountains and Hess Rise, Deep Sea Drilling Project, Leg 62 [R] // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 62. Washington: U. S. Government Printing Office, 1981: 711-748.
- [35] Girty G H, Ridge D L, Knaack C, et al. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California [J]. *J Sediment Res*, 1996, 66(1): 107-118.
- [36] Murray R W, ten Brink M R B, Gerlach 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 sediments [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1991, 55(7): 1875-1895.
- [37] Wright J, Schrader H, Holser W T. Paleoredox variations in ancient oceans recorded by rare earth elements in fossil apatite [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51(3): 631-644.
- [38] 刘宝田, 江耀明, 曲景川. 四川理塘-甘孜一带古洋壳的发现及其对板块构造的意义 [M] // "三江" 专著编辑委员会. 青藏高原地质文集(12)——"三江" 构造地质. 北京: 地质出版社, 1983: 119-127.
- [39] 李永森, 陈炳蔚, 周伟勤. 中国西南三江特提斯洋的演化及成矿作用 [M] // "三江" 专著编辑委员会. 青藏高原地质文集(15)——岩石、构造地质. 北京: 地质出版社, 1983: 173-188.
- [40] 胡世华, 罗代锡, 李开元. 藏东川西三叠系沉积相及其构造意义 [M] // "三江" 专著编辑委员会. 青藏高原地质文集(13)——"三江" 岩石. 北京: 地质出版社, 1983: 107-128.
- [41] 侯立玮, 戴丙春, 俞如龙, 等. 四川西部义敦岛弧碰撞造山带与主要成矿系列 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [42] 莫宜学, 路凤香, 沈上越, 等. 三江特提斯火山作用与成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1993.
- [43] 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带 [M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [44] 侯增谦, 卢记仁, 李红阳, 等. 中国西南特提斯构造演化-幔柱构造控制 [J]. *地球学报*, 1996, 17(4): 439-453.
- [45] 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振, 等. 东特提斯地质构造形成演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1997.
- [46] 罗建宁, 张正贵. 三江特提斯沉积地质与成矿 [M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- [47] 杨文强, 冯庆来, 刘桂春. 滇西北甘孜-理塘构造带放射虫地层、硅质岩地球化学及其构造古地理意义 [J]. *地质学报*, 2010, 84(1): 78-89.

Petrogenesis and sedimentary environment of silicate in Late Paleozoic in Kala area of Western Sichuan Province

LIU Daming^{1,2}, YAO Hongyou¹, HU Lin¹, YU Liang¹, LIU Yizhong¹

(1. Northwest Sichuan Geological Team, Sichuan Geology and Mineral Bureau, Mianyang 621000, China;

2. College of Earth Sciences, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: In order to study the sedimentary environment characteristics of the Late Paleozoic in Kala area of Western Sichuan Province, the authors have conducted the petrological and geochemical analyses of the widely distributed silicate in Qiongyi Formation of Lower Carboniferous and Kawengou Formation of Upper Permian. The results show that the silicate in the study area belongs to the pure siliceous rocks, with a continuous supply of land-based materials during the deposition process. The average $Al/(Al + Fe + Mn)$ ratio is 0.62, and the silicate shows a biogenic origin by the Al-Fe-Mn diagram. The ratios of $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$, Th/U, Th/

Sc, $(La/Ce)_N$ and $(La/Yb)_N$ and tectonic environment discriminant diagram demonstrate that the silicate developed in a shallow-slope depositional environment in the continental margin. The Ce_{anom} value is -0.04 to 0.07 , and it gradually increases from the Carboniferous to the Permian period, indicating the water body is in an anoxic environment with gradually increasing reducibility. The Garz-Litang basin opened in the Carboniferous period, in accordance with the regional geological evolution, and it continued to expand during the Permian period, with the gradually increasing depth of the seawater within the sedimentary basins.

Keywords: Kala area of Western Sichuan Province; silicate; origin; sedimentary environment

(责任编辑: 刘永权)