

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

任光明,王鹏,张林奎,张斌辉,戴婕

中国地质调查局成都地质矿产研究所,成都,610082

内容提要:在滇东南麻栗坡地区广泛分布的榴江组薄层状硅质岩中,发现包含放射虫动物群 *Helenifore robustum* 和 *Helenifore laticlavium* 的重要分子,地质时代为晚泥盆世弗拉斯早期。硅质岩 SiO_2 含量在 80.2% ~ 95.72% 之间, Al_2O_3 含量集中在 0.32% ~ 3.83% 之间,平均为 2.07%, Si/Al 值集中在 20.94 ~ 62.16 之间,表明硅质岩含有高的陆源泥质沉积物; MnO/TiO_2 值(除两件样品稍大)大多数在 0.03 ~ 0.41 之间。常量元素 $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn})$ 值在 0.57 ~ 0.64 之间(6P-B5 为 0.34), $\text{Al}/(\text{Al} + \text{Fe})$ 值(除 6P-B5 为 0.34)在 0.58 ~ 0.71 之间, $\text{Si}/(\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe})$ 值均大于 0.9,反映硅质岩主要受生物作用和陆源的制约,而热液活动的影响较弱;稀土元素 Ce/Ce^* 为 0.62 ~ 1.37,个别具有弱的 Ce/Ce^* 负异常。 La_N/Yb_N 值为 0.47 ~ 1.74,平均为 1.21。 La_N/Ce_N 值为 0.75 ~ 1.70,平均为 1.11。具有大陆边缘硅质岩的地球化学特征,少数具有远洋深水盆地的性质;微量元素 V 含量多数集中在 14.5 ~ 30.9 $\mu\text{g}/\text{g}$,显示靠近大陆边缘硅质岩特征,少数高达 75.3 $\mu\text{g}/\text{g}$ 和 218 $\mu\text{g}/\text{g}$,可能与热水作用密切相关; U/Th 值集中在 0.27 ~ 0.40,平均为 0.86,另外有三件样品大于 1.0,表明硅质岩主体为正常的生物成因,局部热液影响较强。放射虫硅质岩、浊积岩建造以及硅质岩地球化学特征研究表明,滇东南地区在弗拉斯期可能处于大陆边缘裂谷构造环境。

关键词: 弗拉斯期;放射虫硅质岩;地球化学;沉积环境;滇东南

20 世纪 80 年代以来,放射虫硅质岩以具备独特的指相意义越来越引起众多学者的重视。近年来,围绕硅质岩的结构、构造及其形成环境等的研究工作也陆续展开,并对不同成因硅质岩的地球化学特征开展了探讨性工作(王鸿祯等,1986;Karl, 1992;Murray, 1992, 1994;吴浩若,1994a, 1999;王忠诚等,1995;Li Xianhua, 2000;沈上越等,2000;徐学义等,2003;杜远生等,2006, 2007, 2009)。

华南地区硅质岩普遍发育。桂西和桂南的硅质岩指示古特提斯多岛洋的分支海盆,滇西硅质岩带南延至泰国和马来西亚,代表古特提斯主支(Wu et al., 1997;吴浩若,1999)。滇东南位于华南褶皱系滇东南褶皱带文山—富宁断褶束,西畴弧形构造带与文—麻断裂构造的复合部位^①(如图 1 角图),北面南盘江长期发育,与桂西共同组成右江盆地,成为扬子板块南部大陆边缘的一部分。晚古生代区域上表现为大量碳酸盐岩台地相和硅页岩沉积的台盆—台沟(或槽)相交互古地理格局(Hsü et al., 1990;刘本培等,1993;张锦泉等,1994;Leloup et al., 1995;吴浩若等,1997;Wu et al., 1997;王忠诚

等,1997;钟大赉等,1998;吴根耀,2000a;谢静等,2006;徐伟等,2008;杜远生等,2009)。地层及地质构造方面建立了较为完整的年代地层、岩石地层及生物地层格架^②(张远志等,1996;张锦泉等,1994;曾允孚等,1995;秦建华等,1996;吴浩若,2003)。尽管如此,众多学者对不同时代的盆地演化认识不尽一致,具代表性的认识有王鸿祯(1986)指出右江印支褶皱带是经海西—印支期裂陷作用出现洋壳海底,构造上为裂谷型地槽;刘宝珺等(1993)认为右江—南盘江裂谷带火山岩分布局限,虽具有双峰、碱性特征,但属于典型陆内裂谷特征;曾允孚等(1995)认为右江盆地在海西期具被动大陆边缘裂谷系的特征;秦建华等(1996),吴浩若等(1993, 1994a, 2003),王忠诚等(1995, 1997),董云鹏等(1999),吴根耀等(2000b),钟大赉等(1998)等通过对右江盆地的地层学、沉积学、层序地层、火山岩及大地构造等方面的研究,认为右江盆地为古特提斯洋的一部分,在晚古生代早期为古特提斯洋东翼分支经滇东南向东延入华南;彭阳等(2004, 2007)通过对桂西通过对穿插于中—上泥盆统的沉积灰岩墙

注:本文为中国地质调查局调查项目(编号 1212010911065 和 1212010880402)的成果。

收稿日期:2010-08-19;改回日期:2011-01-11;责任编辑:章雨旭。

作者简介:任光明,男,1980 年生。工程师。现主要从事区域地质调查工作。通讯地址:610082,成都地质矿产研究所;Email:rguangming928@sina.com。

及地震引起的角砾岩(震裂岩)的鉴别研究,指出晚古生代桂西地区板块的拉张作用至少始于晚泥盆世,致使至早一中三叠世区域上表现为台地与深水盆地相间的古地理格局;邓希光等(2003)指出桂东南在晚泥盆世为大陆边缘与大洋盆地的过渡地带,华南板块与扬子板块之间不存在古特提斯洋;杜远生等(2009)研究表明右江盆地是在南华加里东造山带夷平的基础上发育的经裂陷形成的大陆边缘再生盆地。尤其是在早泥盆世晚期—石炭纪伴随金沙江—红河—马江洋盆的形成,扬子板块南部边缘开始裂陷,形成特殊的台地与台间海槽相间的大陆边缘裂谷格局。

从早泥盆世埃姆斯期开始到晚泥盆世法门期,伴随台内裂陷槽的形成,沉积环境发生分异,形成不同的沉积相区和沉积地层。区域上,加里东期剧烈的构造运动,形成了晚期以来的古地理格局和沉积相多样性,对于一些深水沉积的硅质岩的沉积学、地球化学及对应的大地构造背景的解释显得较为薄弱。因此本文通过对滇东南麻栗坡地区两个地层分区交汇地带弗拉斯期沉积的硅质岩的地球化学特征的研究来探讨其沉积环境,这对于进一步恢复右江盆地的构造背景具有重要意义。

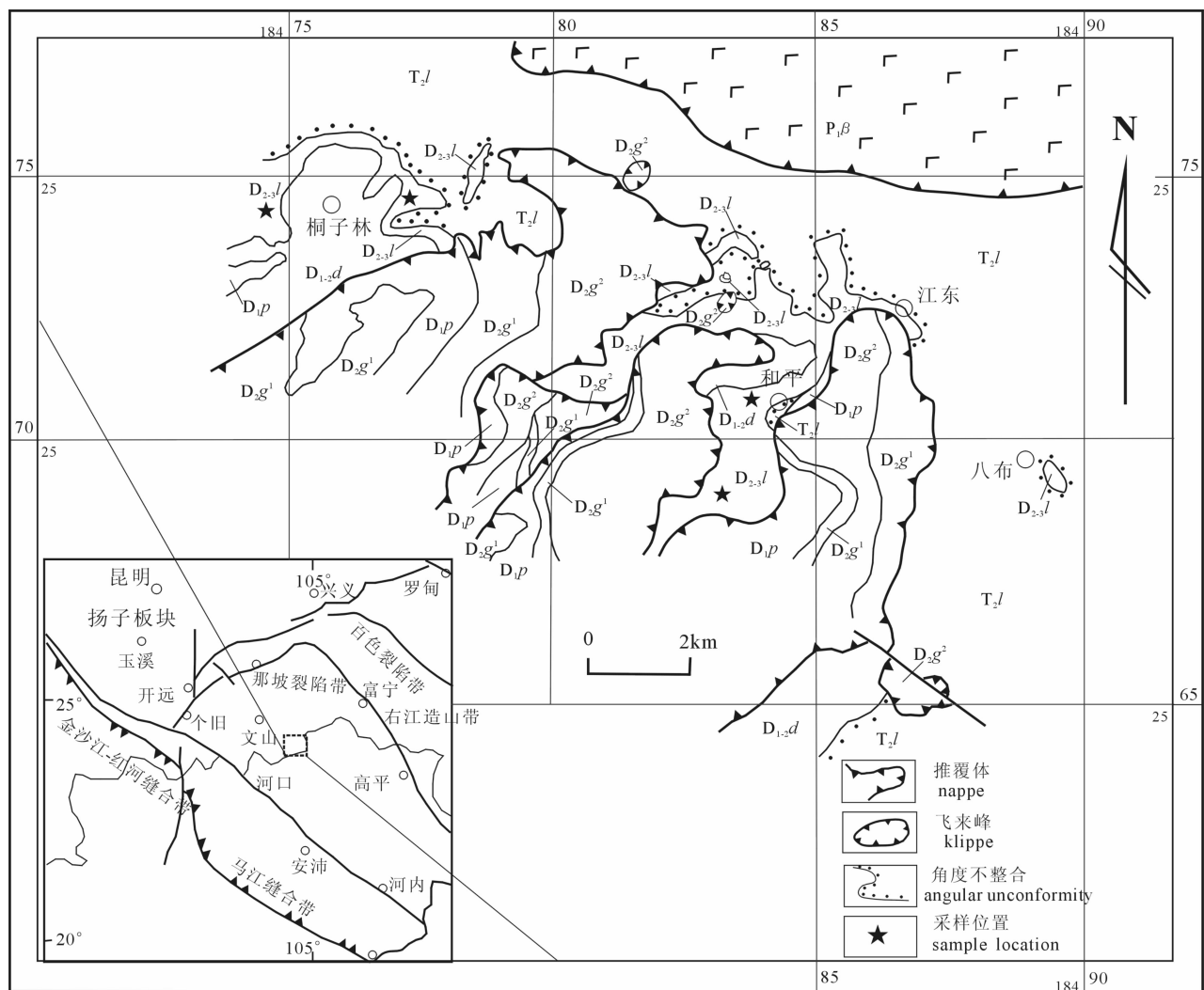


图1 滇东南地区地质略图及采样位置(角图据杜远生等,2009 修编)
Fig. 1 The geological sketch map of southeastern Yunnan and sample location
(corner map modified from Du Yuansheng et al. ,2009)

D_{1p}—坡脚组;D_{1-2d}—达莲塘组;D<sub>2g¹—古木组一段;D<sub>2g²—古木组二段;D_{2-3l}—榴江组;T_{2l}—兰木组;P_{1β}—下二叠统基性火山岩
D_{1p}—Pojiao Formation; D_{1-2d}—Daliantang Formation; D_{2g¹—the 1st Member of Gumu Formation; D_{2g²—the 2nd Member of Gumu Formation; D_{2-3l}—Liujiang Formation; T_{2l}—Lanmu Formation; P_{1β}—Lower Permian basic volcanic rocks}}</sub></sub>

1 硅质岩样品采集及沉积学特征

在野外调查过程中,笔者等发现,薄层状硅质岩在金厂和平村、桐子林南西吴咪山和江东村地区出露相对较好,平面上有一定的规模。笔者等对其开展了详细的野外调查,测制了相应剖面。其中和平村剖面(6P 剖面起点经纬度坐标: N23° 14' 48", E104° 50' 37")形成以下伏地层达莲塘组为核部,榴江组为两翼的倒转背斜,硅质岩底部夹有少量灰岩、含碳质灰岩透镜体,向上依次为硅质岩、硅质泥岩夹泥页岩、以及由硅质岩与紫红色泥页岩组成的厘米一分米级韵律。中部硅质岩明显褶皱变形,发育大量石英脉和铁锰矿化。样品 6P-B1 ~ 12 五件样品采自背斜的东翼(剖面上 15, 16, 18, 19, 23 层),实测硅质岩层的厚度为 436m; 吴咪山硅质岩层(41P 剖面起点经纬度坐标: N23° 16' 4. 3", E104° 44' 36. 3")产出于一倒伏背斜的倒转翼,核部为下泥盆统坡脚组,向翼部依次从达莲塘组含燧石条带灰岩过渡到完整的硅质岩、硅质岩夹灰褐色泥页岩,向上与下石炭统顺甸河组含燧石灰岩、灰质白云岩整合接触。样品 D4159B1 灰黑色薄层状硅质岩采自 41P 剖面南西吴咪山; D4095B1 硅质岩样品采自下金厂中寨, D0822B1 褐铁矿化硅质岩采自桐子林东侧。样品采集位置如图 1 所示。

通过室内薄片鉴定,含放射虫硅质岩样品总体为深灰色-灰黑色夹浅灰褐色,薄层状分布。硅质岩二氧化硅含量一般在 80% 以上,主要由微粒石英组成,局部样品中可见铁质杂质,含量一般在 5% ~ 15% 之间,多呈褐色、深褐色,尖点状分布;硅质岩中富含放射虫(约占 5% ~ 10% 面积不等),呈浑圆状,内部由硅质和石英充填,粒径一般小于 0. 3mm,硅质岩中还可可见海绵骨针。和平村和吴咪山薄层状硅质岩与泥页岩互层或具薄层状浊积岩递变层理,碎屑多数为粉砂岩,见少量含竹节石泥岩,向上出现的硅-泥分米级韵律沉积建造及水平理反映深水相浊积岩的沉积特征。

2 硅质岩的地质时代

经薄片分析鉴定,先后选送 12 件硅质岩样品,经中国科学院南京古生物研究所王玉净研究员鉴定,其中,剖面 3 件样品和路线 2 件样品含有放射虫化石,保存尚好,种属较多,部分可以鉴定,其它样品中放射虫化石保存较差,无法鉴定。目前鉴定出的放射虫属种有 *Trilonche echinata* (Hinde), *Trilonche*

minax (Hinde), *Trilonche* sp., *Stigmomorphaerostylus* sp., *Trilonche* ? *remora* Luo, Aitchison & Wang, *Trilonche davidi* (Hinde), *Spongentactinella coryacantha* Najarov et Ormiston, *Stigmosphaerostylus variospina* (Won) 等。该套放射虫化石组合与贵州紫云响水洞组和滇西长育村组硅质岩中发现的 *Helenifore robustum*、*Helenifore laticlavium* 动物群可相对比(王玉净等, 2000, 2003, 2009; Wang Yujing et al., 2000, 2003), 并包含了其中重要伴生放射虫分子, 响水洞组与榴江组证实为同物异名(侯鸿飞, 2000)。地质时代方面, *Stigmosphaerostylus variospina* 广泛分布于世界各地, 时代为弗拉期早期-杜内早期; *Spongentactinella coryacantha* 在西澳大利亚、俄罗斯、泰国、中国华南晚泥盆世弗拉期广泛分布; *Trilonche davidi* 和 *Trilonche minax* 两种多见于东澳大利亚、南乌拉尔、美国俄亥俄、中国华南等地, 时代从中泥盆世晚期吉维特阶一晚泥盆世弗拉期和法门期(Wang et al., 2000, 2003)。根据区域资料对比, 在滇东南文山、富宁同期沉积的硅质岩夹的粉砂岩、泥页岩中发现竹节石 *Styliolina* sp., *Styliolona grandis*; 介形类 *Entomis* (*Richterina*) sp., *Quadraterina* sp., *Bertillonella* sp., *Bertillonella sulxircularis*, *Schuchertella* sp. 等(云南省地质矿产局, 1990; 张远志等, 1996)①, 时代应为晚泥盆世弗拉斯早期, 相应地层划属榴江组, 与广西、黔西南广大地区同期沉积地层可相类比。

3 硅质岩地球化学特征及沉积环境

目前, 国内外对硅质岩的研究已经取得诸多进展, 利用硅质岩的主量元素、稀土元素及微量元素含量来研究硅质岩的沉积环境、成因类型、生物作用和火山活动及相关的大地构造环境的判别(Adachi et al., 1986; Owen et al., 1999; Karl, 1992; Murray et al. 1990, 1992; Ding Lin et al., 1995; 王忠诚等, 1995; 徐学义等, 2003; 杜远生等, 2006)。Murray (1994) 对世界各地发表的关于早古生代一新近纪硅质岩地球化学资料进行系统收集统计, 总结出系列适合各种沉积环境的地球化学判别标志。本文将借鉴前人系列研究指标, 来对研究区弗拉斯期硅质岩地球化学特征进行分析研究。

3.1 主量元素

硅质岩分析测试结果如表 1 所示, 8 件硅质岩样品分析结果表明, 滇东南弗拉期沉积的硅质岩 SiO₂ 含量都在 90% (除 D4159B1 外, 仅为 80. 2%)

以上,基本达到纯硅质岩的 SiO₂ 含量(Murray et al., 1992); Al₂ O₃ 含量总体偏低,一般在 1.32% ~ 3.81%,样品 6P-B5 更低仅为 0.64%。MnO₂ 表征热液成因的标志参数普遍较低,小于 0.01%,个别值略高,如 D4159B1 为 0.067%,D0882B1 和 6P-B12 分别为 0.12% 和 0.15%。Si/Al 值大多数在 20.94 ~ 62.16 之间,个别样品如 6P-B5 Si/Al 值略高为 136.69,整体上远低于热液成因 Si/Al(80 ~ 1400),个别例外,说明本区物源主要受陆源控制,而受热液制约较弱。

Bostrom 等(1973)根据现在海洋沉积物的研究,提出 Fe/Ti—Al/(Al + Fe + Mn)图解,将现代海洋沉积物划分出生物、陆源和热液 3 种硅质岩成因类型。本文样品投入该图解(如图 2a),显示除一件样品 6P-B5 投落于远源热水沉积外,其它均落入生物成因系列;Al/(Al + Fe + Mn)、Si/(Si + Al + Fe)值通常用来判断硅质岩成因的重要参数(Bostrom et al., 1973; Adachi et al., 1986; Yamamoto, 1987; 王忠诚等, 1995),且 Al/(Al + Fe + Mn)值随着远离扩张中心距离的增大而增高,同时与热液系统相关。海相沉积中 Al/(Al + Fe + Mn)一般以 0.4 为分界比值,大于该值的说明物源为碎屑来源,而小于 0.4 为热液成因。区内显示该比值集中在 0.57 ~ 0.64 之间,仅一件样品(6P-B5)为 0.34。投影于 Al—Fe—Mn 三角图解(图 2b)中,除 6P-B5 样品落在 B 区附近外,其它点均投落于 A 区生物成因;所有硅质岩样品普遍具有较高的 Si/(Si + Al + Fe)值,且都大于 0.9,与生物成因相关。因此,研究区弗拉斯期沉积的硅质岩受生物作用和陆源的制约,局部有受热液活动的信息。

Murray 等(1992a)研究表明,Mn 是硅质岩在形

成过程中分离出来的,建议用 Al/(Al + Fe)值来判断构造背景,并标定出该值的平均值:洋中脊为 0.12,北太平洋硅质岩为 0.32,日本中部三叠纪大陆边缘层状硅质岩为 0.6(Sugisaki et al., 1982)。研究区 Al/(Al + Fe)值羊皮寨(D0882B1 和 D4159B1)分别为 0.68 和 0.58,反映羊皮寨硅质岩为大陆边缘成因,下金厂 D4095B1 ~ 6P-B12,除 6P-B5 Al/(Al + Fe)值为 0.34 外,其它均在 0.58 ~ 0.71 范围内,同样表明下金厂一带硅质岩为大陆边缘沉积背景,除个别样品外,不受热液活动的影响,为碎屑成因。

Murray(1994)利用已知沉积环境的硅质岩化学成分比值拟定出 100 × (Fe₂ O₃/SiO₂)—100 × (Al₂ O₃/SiO₂), Fe₂ O₃/(100 - SiO₂)—Al₂ O₃/(100 - SiO₂) 和 Fe₂ O₃/TiO₂—Al₂ O₃/(Al₂ O₃ + Fe₂ O₃)图解,圈定出大陆边缘、大洋盆地和洋中脊硅质岩投影区。研究区硅质岩岩石化学换算后投入图解(如图 2c、d、e),除个别受热液影响的样品投落于远洋盆地附近外,其它几乎都投入大陆边缘范围内,表明硅质岩主要形成于大陆边缘构造背景,个别样品接近于大陆边缘——远洋边缘开阔盆地的构造环境。MnO/TiO₂ 作为判断硅质岩来源和沉积盆地古地理位置的重要标志,距离大陆边缘较近的硅质岩 MnO/TiO₂ 值较小,均小于 0.5,而开阔大洋中硅质沉积物的比值较高,可达 0.5 ~ 3.5。本文除 D0882B1 和 6P-B12 两件样品 MnO/TiO₂ 分别为 1.97 和 1.50 外,其它样品 MnO/TiO₂ 值为 0.03 ~ 0.41,平均为 0.17 < 0.5,同样表明本区硅质岩为大陆型成因,向东北有从大陆边缘盆地——远洋边缘盆地逐渐过渡的趋势。

3.2 稀土元素

研究表明,硅质岩中稀土元素(ΣREE)在受陆

表 1 滇东南放射虫硅质岩主量元素分析结果(%)及特征值

Table 1 The analysis result (%) of major elements composition of the radiolarian cherts in southeastern Yunnan and their eigenvalue

序号	样品 编号	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	烧失	总量	Al/(Al + Fe + Mn)	Al/ Al + Fe	Si/(Si + Al + Fe)
1	D0882B1	93.02	1.97	0.16	0.48	0.11	0.53	0.43	0.14	0.061	0.017	0.12	0.97	98.01	0.64	0.68	0.97
2	D4159B1	80.20	3.30	0.93	0.77	6.66	0.77	0.53	0.64	0.19	0.044	0.067	5.64	99.74	0.58	0.58	0.97
3	D4095B1	93.18	1.32	0.56	0.15	0.078	0.21	0.28	0.067	0.061	0.049	0.0020	2.86	98.82	0.57	0.58	0.93
4	6P-B1	90.6	3.81	1.02	0.16	0.14	0.40	0.67	0.087	0.18	0.10	0.0079	2.78	99.95	0.71	0.71	0.94
5	6P-B4	92.77	1.83	0.85	0.14	0.36	0.22	0.52	0.053	0.095	0.22	0.004	2.89	99.95	0.58	0.58	0.96
6	6P-B5	95.72	0.64	0.72	0.18	1.05	0.14	0.16	0.054	0.034	0.48	0.014	0.80	99.99	0.34	0.34	0.98
7	6P-B6	95.65	1.84	0.65	0.19	0.22	0.37	0.65	0.20	0.089	0.052	0.01	0.90	100.0	0.61	0.62	0.97
8	6P-B12	95.23	1.81	0.54	0.16	0.24	0.34	0.58	0.10	0.10	0.015	0.15	0.66	99.93	0.61	0.66	0.97

注:样品由国土资源部西南矿产资源监督检测中心采用 AXIOS-X-荧光光谱仪测试分析。Al/(Al + Fe + Mn)、Al/(Al + Fe)、Si/(Si + Al + Fe) 均为元素的质量比值,不是按氧化物计算。

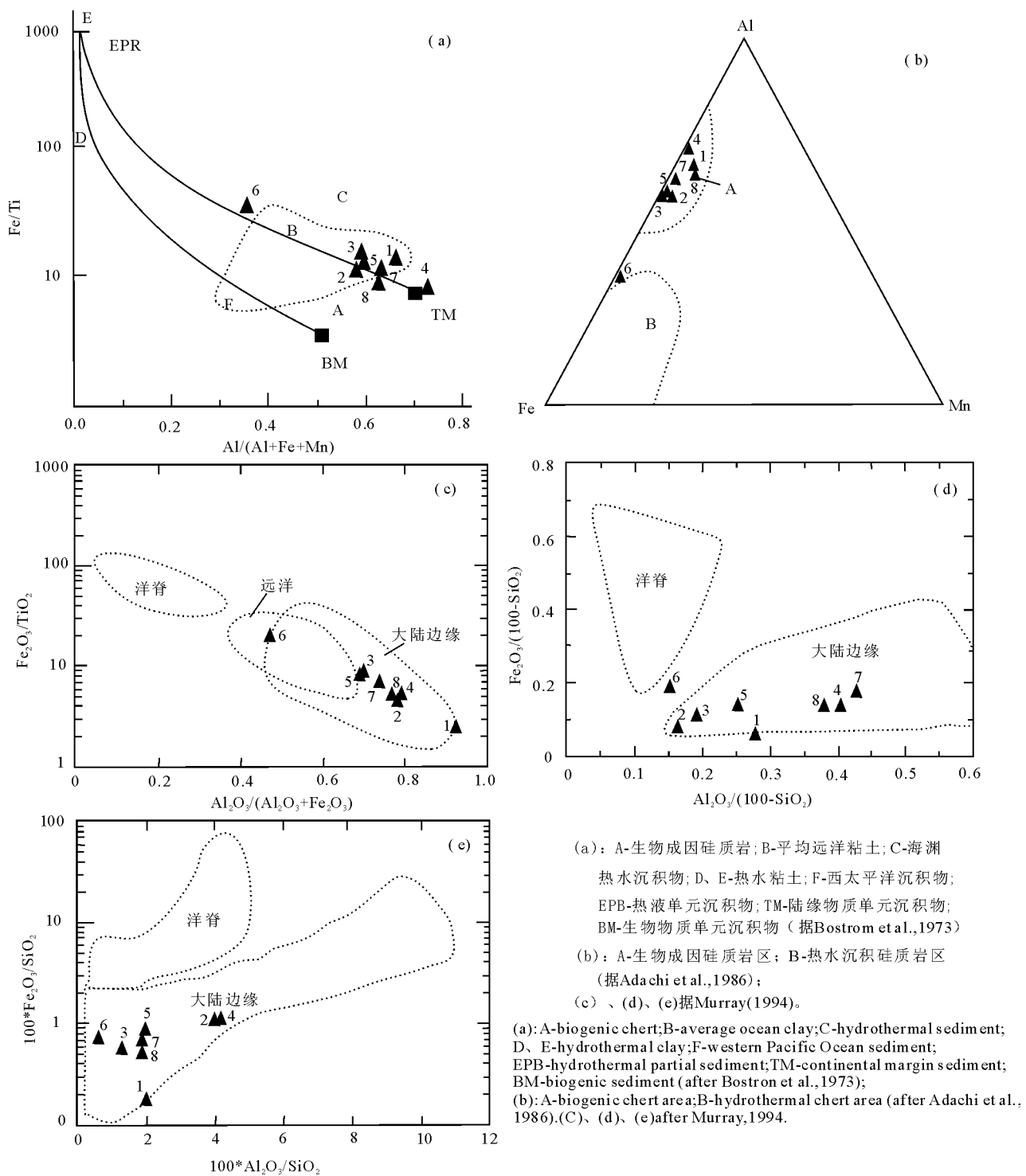


图 2 麻栗坡地区弗拉斯期放射虫硅质岩主量元素系列图解(图中数据点编号为表 1 中样品的序号,下同)
Fig. 2 Series diagrams of major elements of radiolarian chert of Frasnian in Malipo area
(in the chart the serial numbers of the data points match along with sample serial numbers in the Table 1)

源物质影响的环境中含量较高(比如大陆边缘盆地和残余盆地);在远离陆源的远洋和深海盆地中,沉积速率越低,硅质岩在海水中吸附的稀土元素就越多(Murray et al., 1991; 丁林等, 1995)。在硅质岩

中,稀土元素的丰度有利于提供硅质岩的成因和物源的信息,Ce/Ce* 异常可以确定硅质岩受热液影响的强度及硅质岩沉积物距热液活动中心的距离(Murray, 1990; Karl, 1992; 王忠诚等, 1995; 杨海生

等,2003)。本文硅质岩稀土元素通过北美页岩平均值(NASC)标准化后计算出相应参数值如表2。

表2所示,硅质岩稀土元素含量总体偏低,ΣREE为23.86~37.36μg/g,平均为30.52μg/g,指示硅质岩沉积于深水环境。通常情况下,从大洋中脊→大洋盆地→大陆边缘等不同构造背景沉积的硅质岩,Ce/Ce*从负异常→无异常→正异常的变化(Murray et al. 1991, 1992, 1994);Murray (1994)经过统计得出大陆边缘环境的硅质岩其Ce/Ce*平均值在0.67~1.35范围内,受陆源物质的影响局限海盆或洋盆(如地中海和红海)都没有明显的Ce/Ce*负异常显示,但典型开放洋盆中海水的Ce/Ce*极度亏损,深海和开放洋盆沉积物表面Ce/Ce*负异常明显(Jenkyns,1982;Hein et al.,1983),仅为0.25左右。本文Ce/Ce*主要集中在0.71~1.37,与大陆边缘背景下硅质岩的Ce/Ce*类似,只有样品D4095B1的Ce/Ce*为0.62,暗示研究区当时可能沉积于远离大陆边缘的深水盆地中。这与广西广泛的晚古生代硅质岩沉积背景不同,广西西部晚古生代硅质岩普遍具明显的Ce/Ce*负异常,并有大量玄武岩与之伴生,指示远洋盆地的沉积环境

表2 滇东南放射虫硅质岩稀土元素分析结果(μg/g)及参数比值

Table 2 The analysis result (μg/g) of the rare earth elements composition of the chert and its parameter ratio																			
序号	样品编号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	$\frac{La_N}{Yb_N}$	$\frac{La_N}{Ce_N}$	$\frac{Ce}{Ce^*}$
1	D0882B1	4.56	12.0	1.06	3.93	0.86	0.24	0.73	0.12	0.64	0.15	0.35	0.05	0.31	0.04	25.04	1.30	0.75	1.37
2	D4159B1	7.36	13.5	1.51	6.35	1.35	0.29	1.45	0.28	1.83	0.41	1.22	0.21	1.39	0.21	37.36	0.47	1.08	1.01
3	D4095B1	6.55	7.61	1.46	5.89	1.15	0.23	0.74	0.13	0.76	0.16	0.50	0.08	0.45	0.08	25.79	1.30	1.70	0.62
4	6P-B1	5.86	11.0	1.18	4.70	0.78	0.21	0.82	0.12	0.68	0.14	0.43	0.06	0.38	0.06	26.42	1.38	1.05	1.05
5	6P-B4	7.19	14.1	1.74	7.02	1.30	0.33	1.25	0.20	1.10	0.21	0.64	0.09	0.60	0.10	35.87	1.07	1.01	1.00
6	6P-B5	8.41	11.0	1.77	7.43	1.40	0.41	1.52	0.25	1.52	0.31	0.90	0.12	0.79	0.12	35.95	0.95	1.51	0.71
7	6P-B6	5.04	9.57	1.17	4.58	0.80	0.33	0.79	0.11	0.58	0.11	0.34	0.05	0.31	0.05	23.83	1.45	1.04	0.99
8	6P-B12	6.23	15.9	1.51	5.83	1.08	0.46	1.03	0.14	0.74	0.13	0.39	0.05	0.32	0.05	33.86	1.74	0.77	1.30

注:样品D0882B1、D4159B1、D4095B1在中国地质大学(北京)测试完成;6P开头的样品均由国土资源部西南矿产资源监督检测中心采用ELEMENT2高分辨电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析;参数比值用北美页岩(NASC)标准化。

表3 滇东南放射虫硅质岩微量元素分析结果(μg/g)

Table 3 The analysis result of trace elements composition of the radiolarian chert in southeastern Yunnan (μg/g)																	
序号	样品编号	Sc	V	Cr	Cu	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	Hf	Ta	Th	U	U/Th
1	D0882B1	-	14.5	18	16.5	22.3	4.9	3.31	34.1	2.08	1.39	309	0.68	0.14	1.43	0.57	0.40
2	D4159B1	6.28	30.9	22.4	21.2	19.6	124	10.8	46	4.95	0.992	83	0.961	0.397	4.83	1.3	0.27
3	D4095B1	2.3	27.5	24.4	23.5	12.3	55.8	4.96	36.3	1.65	0.586	448	0.732	0.111	1.36	1.81	1.33
4	6P-B1	3.64	75.3	18.2	-	30.4	15.6	3.71	25.8	3.85	2.63	106	0.77	0.22	1.92	0.77	0.40
5	6P-B4	1.31	218	25.9	-	20.9	20.2	5.57	20	2.08	1.42	156	0.59	0.12	2.11	3.45	1.64
6	6P-B5	1.32	41	8.32	-	6.2	37	9.94	7.41	0.72	0.74	288	0.2	0.043	1.21	2.67	2.21
7	6P-B6	2.72	29.1	9.52	-	26.7	14.8	2.85	16.1	1.77	1.66	354	0.47	0.1	2.0	0.61	0.31
8	6P-B12	2.98	29.8	9.73	-	23.1	33.1	2.69	22	1.95	1.29	504	0.63	0.13	2.38	0.7	0.29

注:样品测试单位及采用仪器同表2。

(王忠诚等,1995)。说明从滇东南向东至桂西为大陆边缘斜坡相向洋盆的过渡,稀土元素特征略有差异,可能与硅质岩的正常生物成因和热液活动混合叠置密切联系。

不同构造背景沉积的硅质岩轻、重稀土分异不同。Murray等(1991,1992a,1994)、徐学义等(2003)、杜远生等(2007)研究表明从大陆边缘→深海平原→洋中脊硅质岩的轻稀土元素由弱富集逐渐变为亏损。其中,大陆边缘硅质岩La_N/Yb_N值较高,平均为1.1~1.4,洋中脊硅质岩La_N/Yb_N在0.3左右,深海平原介于二者之间。与La_N/Yb_N相反,硅质岩中La_N/Ce_N值在大陆边缘环境为0.5~1.5,大洋盆地为1.0~2.5,洋中脊在3.5左右(Murray et al.,1990,1991,1992b,1994;徐学义等,2003)。本文除2件样品D4159B1和6P-B5 La_N/Yb_N分别为0.47和0.95外,其余在1.07~1.74之间,平均为1.21,与大陆边缘沉积型硅质岩的稀土分异特征相似(如图3a)。而样品D4159B1和6P-B5则可能显示从大陆边缘向深水盆地过渡的开阔深水环境,表明从早泥盆世晚期至晚泥盆世早期由准台地经华力西期早期裂陷成槽(盆)的拉张过程;

La_N/Ce_N 值除两件样品 D4095B1 和 6P-B5 偏高,分别为 1.70 和 1.51 外,与大洋盆地硅质岩相类似外。其它 6 件样品 La_N/Ce_N 值在 0.75 ~ 1.08 范围内,平均为 0.95,投入大陆边缘硅质岩范围。在 $La_N/Ce_N-Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ 图解(如图 3b)中,除 D4095B1 和 6P-B5 两件样品投入远洋区域外,其它均落入大陆边缘环境。加之 Ce/Ce^* 负异常不明显,说明本区硅质岩主体受大陆边缘沉积的影响,局部受热液活动的影响较强,可能距离热液活动中心较远的深水盆地。硅质岩的稀土元素配分图也反映出一定的多源性。

3.3 微量元素

目前,由硅质岩中微量元素来判定其成因的资料甚少,就少数公开发表的资料来看,微量元素中的一些元素仍然可以用于判别硅质岩成因的有效指标。Taylor 等(1985)对比远洋、洋中脊与大陆边缘环境沉积的硅质岩的微量元素的特征,提出硅质岩中的一些微量元素如 Zr、Cr 跟沉积过程中吸入的重金属碎屑微粒的多少有关,而主要富集在大陆边缘形成的硅质岩中;Murray 等(1991,1994)、李献华(2000)认为,硅质岩中的微量元素 Zr、Cr 在大陆边缘环境下整体丰度较低,且远低于远洋和洋中脊环境下形成的硅质岩,而洋中脊和大洋盆地硅质岩的 V 含量明显高于大陆边缘硅质岩。本文分析数据表 3 显示,硅质岩的微量元素 V 多数在 14.5 ~ 30.9 $\mu g/g$,近似于大陆边缘硅质岩特征。6P-B1、4、5

三件样品 V 含量相对偏高,分别为 75.3 $\mu g/g$ 、218 $\mu g/g$ 、41 $\mu g/g$,与大陆边缘背景下硅质岩不同,前两件样品甚至高于洋中脊和大洋盆地。说明研究区弗拉时期放射虫硅质岩物源除了陆源地壳输入外,还有部分来源于海水,其形成环境可能为大陆边缘及大洋盆地边缘的过渡环境。

通常,在氧化环境中,Th 元素的含量高于 U,但在热液活动影响下则相反,原因是喷流热水具有强还原性。因此硅质岩中 U/Th 值可用来判定热水与非热水沉积环境(Marchig,1982;Rona,1987;张卓卓等,2007)。热水环境中 U/Th 值 > 1,而非热水环境中 U/Th 值 < 1。本文硅质岩分析数据中 U/Th 值 > 1 的只有样品 D4095B1(1.33)、6P-B4、5(分别为 1.64 和 2.21)三件样品表现出受热液活动影响以外,其它均硅质岩 U/Th 值为 0.27 ~ 0.40,均 < 1。说明研究区硅质岩为正常的沉积,局部受热液活动的影响。同时也表明滇东南晚古生代构造背景的复杂性。

4 讨论和结论

滇东南地区在经历加里东造山运动以后,继而转入华力西期盆—山转换的构造旋回。早泥盆世晚期,滇、桂等地古地理格局、沉积相、地层区划的分野:大致丘北—文山—屏边一带为模糊边界,西侧台地相区持续稳定发育了碳酸盐建隆。包括研究区在内的东侧台盆相区在拗陷或断陷之初的缓慢沉降,

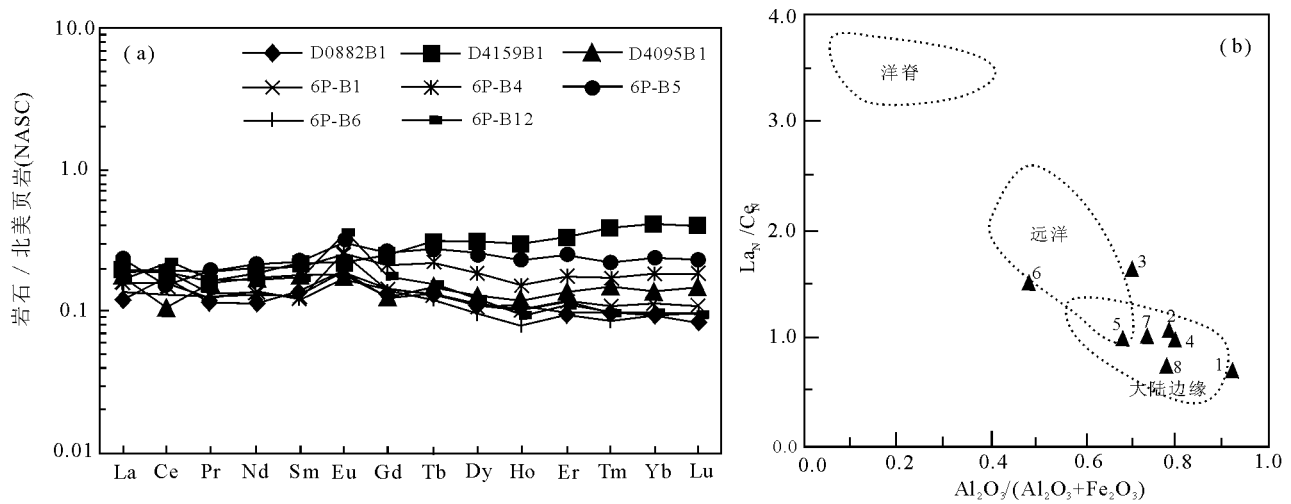


图 3 麻栗坡地区弗拉期硅质岩稀土元素配分图(a)及 $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)-La_N/Ce_N$ 图解(b)

Fig. 3 The diagrams of shale normalized REE pattern(a) and $Al_2O_3/(Al_2O_3 + Fe_2O_3)-La_N/Ce_N$ (b) of the Frasnian chert in Malipo area, southeastern Yunnan
硅质岩稀土元素值采用北美页岩 NASC 标准化; (b) 据 Murray(1994)
The REE value using North American shale NASC normalized; (b) after Murray(1994)

仍与近邻台地维系着难以割舍的亲缘牵连,故有古木组下部与达莲塘组下部碳酸盐岩的横向延续或渐变过渡,待及台盆加速沉降、水体变深,才有达莲塘组上部的硅质岩、锰质层渐次出现,继而是上叠榴江组的硅质岩、含放射虫硅质岩与泥页岩互层组合夹铁锰质层。在弗拉斯晚期—法门期广西则连续沉积五指山组薄层状灰岩。加里东运动后滇东南地区的台地与台盆发生分相建造,断陷盆地(沟)内开始深水相沉积。

区内冲断推覆断层的大量存在,台地相碳酸盐岩沉积推覆压盖于大陆边缘台盆(或沟)之上。致使早一中泥盆世硅质岩沉积露头少见(区内为达莲塘组含硅质岩、燧石条带灰岩)。到晚泥盆世弗拉斯早期陆源基底经历快速的扩张并达到顶峰,与之对应沉积一套硅质岩、硅质岩夹泥页岩。弗拉斯中—晚期又快速减缓扩张速度,硅质岩分布范围大大减少,相反沉积一套中—薄层状灰岩、泥灰岩。这一地质演化与广西同沉积可对比(广西壮族自治区地质矿产局,1985;张卓卓等,2007);而同期沉积的硅质岩夹泥页岩、少量碳酸盐岩在黔西南龙吟、大窑及鸡场等也被命名为榴江组,为一套深水台盆相沉积,代表泥盆纪最大海平面上升的产物。古生物以浮游与底栖型生物混生,反映由盆地转斜坡的沉积环境;根据程裕淇(1994)、王尚彦等(2005)研究滇黔桂被动大陆边缘裂陷盆地,即“水城—紫云裂陷槽盆”时表明,右江造山带在晚古生代拉张作用强烈,出现台—盆分相建造的沉积格局,与本区华力西期早期地质演化相吻合。桂西南与越南交界处,大陆边缘是近于北西向延伸(吴根耀,2001)。重力异常资料也显示,沿师宗—弥勒断裂北西—南东两侧的沉积环境明显不同,北西中三叠世为台地—台地边缘相沉积,南东大面积地区在晚古生代末期至中生代早期为斜坡—盆地相沉积,反演出滇东南北西为上升隆起,南东为下降拗陷的构造演化过程。

硅质岩的主量元素 Fe、Al、Mn 含量及 Si/Al、Fe/Ti、Al/(Al + Fe + Mn)、Al/(Al + Fe)、Si/(Si + Al + Fe)等特征比值及系列氧化物判别图解表明,滇东南弗拉斯期硅质岩形成于大陆边缘环境,以生物成因为主,局部受热液活动的影响。稀土、微量元素地球化学表明,轻稀土富集特征不明显,Ce/Ce*没有明显的负异常,V元素的变化幅度较大,一方面表现为接近大陆边缘盆地的地球化学特征,同时与典型的大陆边缘硅质岩地球化学存在差异,可能与远离大陆、靠近远洋的大陆边缘裂谷盆地环境相当。

其中普遍含硅质微体生物,可能与大量生物繁衍过程中二氧化硅沉积在深海盆地或再沉积的硅质浊积岩有关(Hein et al., 1983);从桂东往西横贯钦州、柳州、百色、那坡,经滇东南达滇西哀牢山海及昌宁—孟连海一带,东西向横跨华南南部(丁林等, 1995;杨文强等,2007)。钦州地区晚古生代放射虫组与滇西、日本同期沉积的放射虫组合完全可以对比(吴浩若等,1994);柳州—百色—那坡一带硅质岩地球化学性质相似,不见玄武岩,见少量火山碎屑岩夹层,属远离火山活动中心,而桂西西部晚古生代硅质岩具明显的 Ce/Ce* 负异常,加上与其共生的大面积玄武岩流。研究区北东八布洋盆(又称 Phungn 洋盆)自 Wu Genyao et al. (1999)提出后,继后指出该洋盆代表古特提斯的分支,硅质岩可能沉积在远洋盆地中,属古特提斯构造体系(吴根耀等,2001b;冯庆来等,2002;吴浩若,2003)。大面积分布的碳酸盐岩为广海中的碳酸盐岩台地(王忠诚等,1995)。

综上所述,晚古生代弗拉斯早期滇东南地区陆源基底扩张范围最大,区域上东西向横跨华南南部大部分地区。研究区硅质岩化学成分较纯净,二氧化硅主要为大陆型生物成因;主量元素含量及特征比值表明硅质岩的形成受陆源生物成因制约,局部受热液活动影响;稀土元素反映没有明显的 Ce/Ce* 负异常或负异常不明显,表明当时处于大陆边缘裂谷盆地环境。

致谢:本文之所以能撰写完成,要得益于王义昭、王全海、张启跃、朱同兴、孙志明、林方成等研究员,多次分批亲临现场指导并参与工作;项目组成员刘书生工程师、陈敏华、张斌、石洪召等助理工程师在野外给予了大力帮助;化石鉴定方面得到中国科学院南京古生物研究所王玉净研究员,我所范影年、金淳泰、鲜思远、王树碑等资深专家的支持和帮助;平时多受沈敢富研究员的启发;另外,野外还得到王仁刚、杨哲超等车队同仁的帮助;杜远生教授审阅了本文初稿,并对本文的修改和完善提出了宝贵的意见;章雨旭老师在论文编辑过程中给予的指导和帮助,在此一并表示诚挚的感谢!

注 释 / Note

①云南省地矿局区测队. 1: 20 万马关幅区域地质调查报告及地质图.

参 考 文 献 / References

程裕淇. 1994. 中国区域地质概论. 北京:地质出版社,1~517.
邓希光,李献华,陈志刚. 2003. 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,38(4):460~469.

杜远生,朱杰,顾松竹. 2006a. 北祁连肃南一带奥陶纪硅质岩沉积地球化学特征及其多岛洋构造意义. 地球科学,31(1):101~109.

杜远生,朱杰,顾松竹. 2006b. 北祁连永登石灰沟奥陶纪硅质岩地球化学特征及大地构造意义. 地质论评, 52(2):186~189.

杜远生,朱杰,顾松竹,徐亚军,杨江海. 2007. 北祁连造山带寒武系—奥陶系硅质岩沉积地球化学特征及其对多岛洋的启示. 中国科学(D 辑), 37(9):1314~1329

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

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(B 辑),25(1):93~100.

董云鹏,朱炳泉. 1999. 滇东南建水岛弧型枕状熔岩及其对华南古特提斯的制约. 科学通报,44(21):2322~2328.

冯庆来,沈上越,刘本培, Helmcke D, 钱祥贵,张伟明. 2002. 滇西南澜沧江构造带大新山组放射虫、硅质岩和玄武岩研究. 中国科学(D 辑),32(3):220~226.

广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京:地质出版社.

侯鸿飞. 2000. 中国地层典(泥盆纪). 北京:地质出版社,1~118.

李献华. 2000. 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),30(3):284~290.

刘宝珺,许效松,潘杏南,黄慧琼,徐强. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京:科学出版社,104~109.

刘本培,冯庆来. 1993. 滇西南昌宁—孟连和澜沧江古特提斯多岛洋构造演化. 地球科学:中国地质大学学报,18(5):529~539.

彭阳,胡贵昂,陆刚,章雨旭,乔秀夫. 2004. 桂西北晚古生代地层中的沉积灰岩墙研究进展. 地质论评,50(6):613~619.

彭阳,李岩,胡贵昂,陆刚,乔秀夫. 2007. 广西桂林庙头上泥盆统融县组中的灰岩脉和角砾灰岩体及其成因. 地质论评,53(6):736~743.

秦建华,吴应林,颜仰基,朱忠发. 1996. 南盘江盆地海西—印支期沉积构造演化. 地质学报,70(2):99~107.

沈上越,魏启荣,程惠兰,莫宣学,冯庆来. 2000. 云南哀牢山带两类硅质岩特征. 科学通报,45(9):988~992.

王鸿祯,杨巍然,刘本培. 1986. 华南地区古大陆边缘构造史. 武汉:武汉地质学院出版社,1986

王玉净,方宗杰,杨群,周志澄,程延年,段彦学,肖荫文. 2000. 云南西部中一晚泥盆世硅质岩相地层及其放射虫动物群. 微体古生物学报,17(3):235~254.

王玉净,罗辉. 2009. 贵州紫云坝寨上泥盆统弗拉阶中的放射虫 *Helenifore robustum* 动物群. 微体古生物学报,26(2):129~138.

王忠诚,吴浩若,邝国敦. 1995. 广西晚古生代硅岩的地球化学特征及形成的大地构造环境. 岩石学报,11(3):449~455.

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.

王尚彦等. 2005. 贵州西部古一中生代地层及裂隙槽盆的演化. 北京市:地质出版社,0~146.

吴浩若,邝国敦,王忠诚. 1993. 桂西晚古生代基性岩的再认识及其大地构造意义. 地质科学,28(2):288~289.

吴浩若,咸向阳,邝国敦,李曰俊,王忠诚. 1994a. 桂南晚古生代放射虫硅质岩及广西特提斯的初步探讨. 科学通报,39(9):809~812.

吴浩若,咸向阳,邝国敦. 1994b. 广西南部晚古生代放射虫组合及其地质意义. 地质科学,29(4):339~345.

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. 1999. 放射虫硅质岩对华南古地理的启示. 古地理学报,1(2):28~35.

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):63~75.

吴根耀,吴浩若,钟大赉,邝国敦,季建清. 2000a. 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. 2000b. 华南的格林威尔造山带及其坍塌:在罗迪尼亚超大陆演化中的意义. 大地构造与成矿学,24(2):112~123.

吴根耀. 2001a. 滇桂交界区印支期前陆褶皱冲断带. 地质科学,36(1):64~71.

吴根耀,马力,钟大赉,吴浩若,季建清,邝国敦,徐克定. 2001b. 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. 23(1):8~18.

谢静,常向阳,朱炳泉. 2006. 滇东南建水二叠纪火山岩地球化学特征及其构造意义. 中国科学院研究生院学报,23(3):349~356.

徐学义,赵江天,李向民,夏林圻,夏祖春. 2003. 北祁连山早古生代硅质岩稀土元素特征及其构造意义. 地质科技情报,22(3):22~26.

徐伟,刘玉平,郭利果,叶霖,皮道会,廖震. 2008. 滇东南八布蛇绿岩地球化学特征及构造背景. 矿物学报,28(1):6~14.

杨海生,周永章,杨志军,张澄博,付伟. 2003. 华南热水成因硅质岩建造的稀土元素地球化学特征. 矿物岩石地球化学通报,22(1):61~64.

杨文强,冯庆来,段向东. 2007. 滇西南昌宁—孟连构造带晚泥盆世枕状玄武岩和层状硅质岩的特征. 地质通报,26(6):739~747.

云南省地质矿产局. 1990. 云南省区域地质志. 北京:地质出版社. 105~131.

张远志,张定辉,刘世荣等. 1996. 云南省岩石地层. 中国地质大学出版社. 187~192.

张锦泉,蒋廷操. 1994. 右江三叠纪弧后盆地沉积特征及盆地演化. 广西地质,7(2):1~14.

张卓卓,陈代钊,汪建国. 2007. 广西南宁地区泥盆系硅质岩地球化学特征及沉积环境. 沉积学报,25(2):239~245.

曾允孚,刘文均,陈洪德. 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,张旗,丁林. 1998. 滇东南发现蛇绿岩. 科学通报,43(13):1365~1370.

Adachi M, Koshi Yamamoto and Ryuichi Sugisaki. 1986. Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific: Their geological significance as indications of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47:125~148.

Bostrom K, Kraemer T, Gartner S. 1973. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific. *Chem. Geol.*, 11:132~148.

Ding L, Zhang D L. 1995. Characteristics of rare earth elements and cerium anomalies in cherts from the paleotethy in Changning—Menglian belt in western Yunnan, China. *Science in China (Series B)*, 39:35~45.

Hein J R and Karl S M. 1983. Comparisons between open-ocean and continental margin chert sequences. In: Iijima A, et al. eds. *Developments in Sedimentology*, 36: Siliceous Deposits in the Pacific Region. Elsevier. 25~54.

Hsü K J, Li Jiliang, Chen Haihong, Wang Qingchen, Sun Shu, Sengör A M C. 1990. Tectonics of South China: Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183(1~4):9~39.

Jenkyns H C. 1982. Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth and Planetary Science Letters*, 60(3):355~375.

Karl S M. 1992. Sedimentological and geochemical characteristics of Leg 129 siliceous deposits. In *Proceedings of the Ocean Drilling*

- Program, Scientific Results, 129:31 ~ 80.
- Leloup P H, Lacassin R, Tapponnier P, Schärer U, Zhong Dalai, Liu Xiaohan, Zhang Liangshang, Ji Shaocheng, Trinh P T. 1995. The Ailao Shan—Red River (Ailao Mts.—Honghe R.) shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina. *Tectonophysics*, 251:3 ~ 84.
- Li Xianhua. 2000. Geochemistry of the Late Paleozoic radiolarian cherts within the NE Jiangxi ophiolite mélange and its tectonic significance. *Science in China (Series D)*, 43(6):617 ~ 624.
- Marchig V. 1982. Some geochemistry indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Marine Geology*, 58(3):241 ~ 256.
- Murry R W, Buchholtz ten Brink M R et al. 1990. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale. *Geology*, 18:268 ~ 271.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, et al. 1991. Rare earth, major, and trace element in chert from Franciscan complex and Monterey Group: Assessing REE source to finegrained marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55:1875 ~ 1895.
- Murray R W, Buchholtz Ten Brink M R, Gerlach D C, et al. 1992a. Rare earth, and trace element composition of Monterey and DSDP chert and associated host sediment: Assessing the influence of chemical fractionation during diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56:2657 ~ 2671.
- Murray R W, Jone D L, Buchholtz Ten Brink M R. 1992b. Diagenetic formation of bedded chert: Evidence from chemistry of the chert 2 shale couplet. *Geology*, 20:271 ~ 274.
- Murray R W. 1994. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: General principles and applications. *Sediment. Geol.*, 90:213 ~ 232.
- 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*, 156:191 ~ 204.
- Rona P A. 1987. Criteria for recognition of hydrothermal mineral deposits in ocean crust. *Economic Geology*, 73(2):135 ~ 160.
- Sugisaki R, Yamamoto K, Adachi M. 1982. Triassic bed cherts in central Japan are not pelagic. *Nature*, 268:644 ~ 647.
- Taylor S R, McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 312.
- WANG Y J, FANG Z J, YANG Q, ZHOU Z C, CHENG Y N, DUAN Y X, XIAO Y W. 2000. Middle—Late Devonian strata of Cherty facies and radiolarian faunas from west Yunnan. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 17(3):235 ~ 254 (in Chinese with English abstract).
- Wang Y J, Aitchison J C, Luo H. 2003. Devonian radiolarian faunas from South China. *Micropaleontology*, 49(2):127 ~ 145.
- Wu Genyao, Zhong Dalai, Zhang Qi and Ji Jianqing. 1999. Babu—Phu Ngu ophiolites: A geological record of Paleotethyan ocean bordering China and Vietnam. *Gondwana Research*, 2(4):554 ~ 557.
- Wu H R, Wang Z C, Kuang G D. 1997. Late Paleozoic deep-water facies in Guangxi, South China and its tectonic implications. In: Wang N W, Remane J. *Proc 30th Int’l Geol Congr. Utrecht: VSP*, 11:163 ~ 170.
- Yamamoto K. 1987. Geochemical characteristics and depositional environments of cherts and associated rocks in the Franciscan and Shimanto Terranes. *Sediment Geol*, 52:65 ~ 108.

Discussion on Geochemical Characteristics and Sedimentary Environment of the Frasnian Radiolarian Chert in Southeastern Yunnan

REN Guangming, WANG Peng, ZHANG Linkui, ZHANG Binhui, DAI Jie

Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Chengdu, 610082

Abstract: Writers found some important fossil of *Helenifore robustum* and *Helenifore laticlavium* radiolarian fauna from the bedded chert of the Liujiang Formation, which distributed abroad in southeastern Yunnan province, so the chert is Frasnian of Late Devonian. The chert has SiO_2 80.2% ~ 95.72%, Al_2O_3 0.32% ~ 3.83%, average is 2.07%, Si/Al ratio is 20.94 ~ 62.16, which indicates that the chert is riched in terrigenous muddy deposit. Most of Mn/TiO₂ ratios of the chert are 0.03 ~ 0.41, but sample 6P-B5 is 0.34. All Si/(Si + Al + Fe) ratios are greater than 0.9, which suggests that the chert formation is mainly controlled by biological action and terrigenous deposit, and the hydrothermal activity is feebleness. The Ce/Ce* ratios are 0.62 ~ 1.37, there is Ce/Ce* negative individually. La_N/Yb_N ratios are 0.47 ~ 1.74, average value is 1.21. La_N/Ce_N ratios are 0.75 ~ 1.70, average value is 1.11. The chert has geochemical characteristics of continental edge chert, minority has characteristics of abyss. The V contents are mainly 14.5 ~ 30.9 μg/g, showing the characteristics of continental edge chert; and a few are as high as 75.3 μg/g and 218 μg/g, might be related to hydrothermal action. U/Th ratios are mainly between 0.27 and 0.40, average is 0.86, three samples have high U/Th ratios greater than 1.0, indicating that the chert is mainly natural biogenetic, parts are strongly affected by hydrothermal action. The radiolarian bedded chert, its geochemical characteristics and turbidite formation indicate that southeastern Yunnan area is a continental marginal rift basin at Frasnian, Late Devonian.

Key words: Frasnian; radiolarian bedded chert; geochemistry; sedimentary environment; southeastern Yunnan