

文章编号: 1009-3850(2018)03-0060-10

滇西昌宁龙塘寨地区张家田组的发现及地质意义

李国昌, 王 巍, 田应贵, 费志斌, 李 超, 覃嵘芳

(云南省地质矿产勘查院, 云南 昆明 650051)

摘要: 在滇西镇康地块东缘龙塘寨地区新发现的张家田组为一套斜坡-盆地相碎屑岩-放射虫硅质岩-灰岩-玄武岩建造, 可见浊流远端低密度流序列、鲍马序列、深水的静水沉积序列, 具典型浊流沉积特征。灰岩中采获大量的杜内阶至祥播阶牙形石分子, 特别是维宪阶和杜内阶的深水盆地相远洋型分子 *Gnathodus bilineatus* 和 *Scaliognathodus anchoralis* 类群的出现, 说明早石炭世地史时期该区已形成深海槽盆。硅质岩 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值为 $0.22 \sim 0.40$, 说明张家田组硅质岩为受热水作用影响的生物成因硅质岩; MnO/TiO_2 比值为 $0.13 \sim 0.59$, Ce 异常值在 1.0 左右, 无明显异常, $(La/Yb)_N$ 值为 $0.93 \sim 1.93$, $(La/Ce)_N$ 值为 $1.01 \sim 1.09$, 表现出大陆边缘型硅质岩的特征。结合区域地质资料, 本文认为晚古生代时期, 在东侧昌宁-孟连洋演化的同时, 在镇康地块与耿马被动大陆边缘之间曾发育有一个裂陷海槽, 而张家田组斜坡-盆地相浊流沉积正是这一构造事件的沉积记录。

关键词: 古特提斯; 镇康地块; 沉积相; 硅质岩; 牙形石; 裂陷海槽

中图分类号: P534.4

文献标识码: A

保山-镇康地块是滇西特提斯构造域的重要组成部分, 前人已做了大量的研究, 并取得若干的重要成果。一直以来, 认为镇康地块在中一晚泥盆世至石炭纪时期是被抬升的隆起区, 直至早二叠世早期河流相至滨海-(冰筏)浅海相丁家寨组沉积记录的出现, 镇康地块才再次开始接受沉积^[1-2]。本次1:5万营盘幅区域地质调查工作中, 在镇康地块东部边缘的龙塘寨地区新发现了一套含火山岩、碳酸盐岩、硅泥质碎屑岩沉积, 具有斜坡-盆地相浊流沉积的特点, 其中采获的牙形石表明, 该套地层的沉积时代为早石炭世-中二叠世, 将其重新厘定为张家田组。本文报道该组的岩石组合、岩相学、牙形石等特征, 探讨其形成的沉积环境。这一发现对恢复镇康地块东缘古地理环境以及其构造发展演化具有重要意义。

1 地质背景

保山微陆块位于昌宁-营盘断裂与怒江断裂之间, 以怒江断裂东支、柯街断裂为界由西向东进一步划分为潞西被动大陆边缘、保山-镇康地块、耿马被动大陆边缘。保山-镇康地块以勐波罗河断裂为界, 可进一步划分为保山地块与镇康地块^[2]。研究区大地构造位置位于镇康地块东缘(图1), 先后经历了古特提斯洋盆的继承性扩张、俯冲碰撞以及陆内造山阶段, 造就了其复杂的构造格局。研究区地层属于滇藏地层大区之保山地层分区, 以柯街断裂为界, 西侧属于施甸地层小区, 东侧为耿马地层小区。区内地层出露不全, 施甸地层小区主要出露有下奥陶统滨浅海相碎屑沉积, 下泥盆统斜坡相碎屑岩夹硅质岩沉积, 下石炭统一中二叠

收稿日期: 2018-03-19; **改回日期:** 2018-04-28

作者简介: 李国昌(1963-), 男, 高级工程师, 长期从事地质矿产勘查、区域地质调查工作。E-mail: 1277969229@qq.com。

资助项目: 中国地质调查局地质调查工作项目(编号: 12120113048700)。

统斜坡相-盆地相砂、泥质夹基性火山(碎屑)岩、硅质岩、灰岩沉积,同时区内还出现了下二叠统滨浅海相冰碛沉积、大陆溢流玄武岩组合,中-上二叠统台地碳酸盐岩沉积,下一中三叠统喜鹊林组台地碳酸盐岩沉积,上三叠统河流-滨浅海相碎屑岩

沉积,中侏罗统海陆交互相碎屑岩、碳酸盐岩沉积,古近系古新统河流冲积扇粗碎屑岩沉积。耿马地层小区仅出露新元古界允沟岩组斜坡相含火山岩、碳酸盐岩砂泥质复理石沉积。

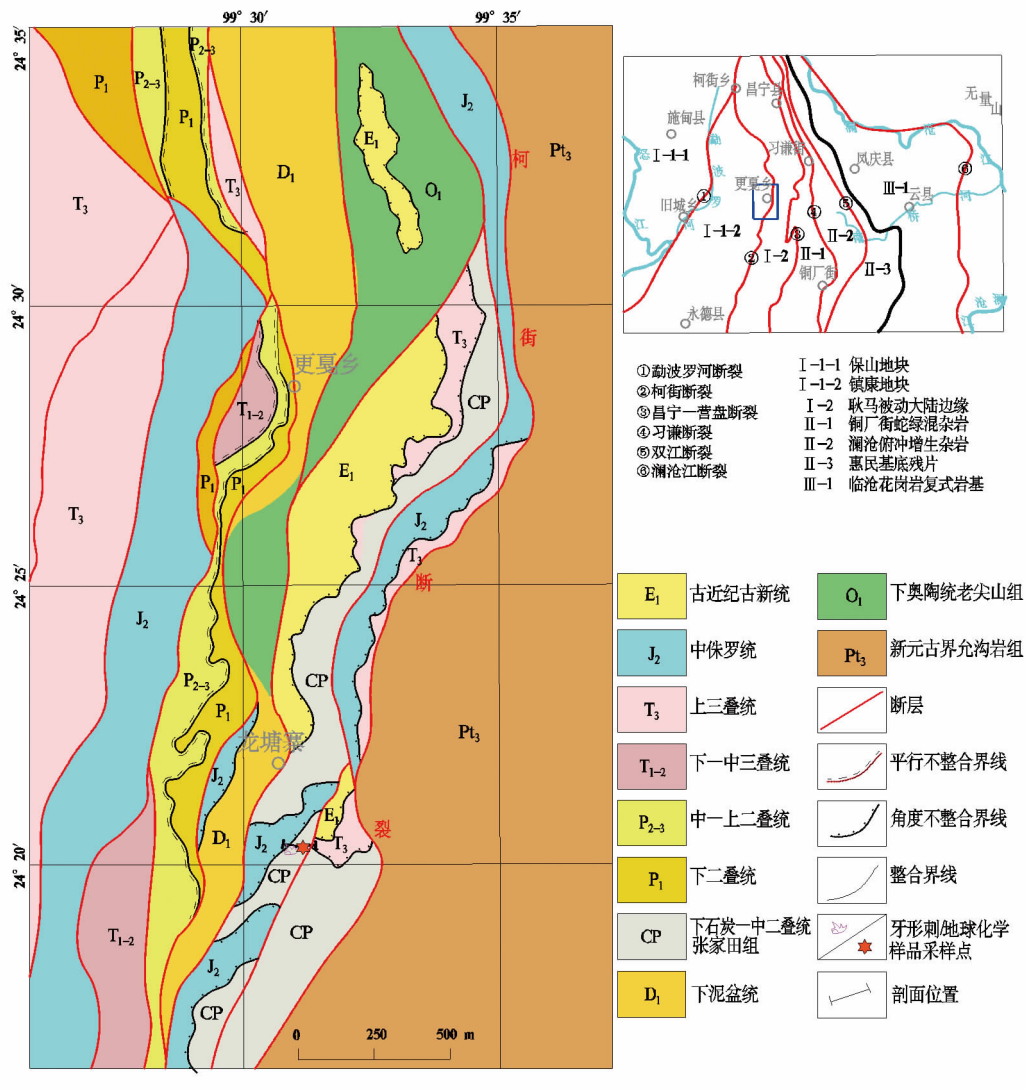


图1 研究区地质简图及大地构造位置图

Fig.1 Simplified geological map (a) and tectonic location map (b) in the Longtangzhai area

2 地层特征

张家田组分布于柯街断裂西侧,呈条带状断块近南北向展布,与其它古生界均呈断层接触,未见顶底,其上被中-新生界角度不整合覆盖。岩性为砂质、泥质夹少量硅质岩、(硅质)泥岩、碳酸盐岩、基性火山(碎屑)岩组合(图2)。

地层内部断裂十分发育,局部因印支期碰撞造山作用而沿断裂带发生线性动力变质作用,软弱层在变形中被强烈压扁拉薄,并发育一组透入性劈理,形成绢云千枚岩、强烈板理化细碎屑岩,构造混杂有大量的玄武岩、辉绿岩、辉长岩、灰岩,主要表现为中浅构造层次脆韧性剪切变形。

该套地层中普遍发育三类沉积层序: I 类型为

薄层状砂岩与泥岩呈韵律状互层构成的浊流远端低密度流序列,砂岩见平行层理,粉砂岩、粉砂质页岩发育水平层理,为远源相浊积岩;Ⅱ类型为代表浊流沉积的鲍马序列,在不同层位或不同的沉积环境中,鲍马层序的组合形式也不一样,发育完整者较少见,为近源相浊积岩;Ⅲ类型为硅质岩、泥岩与(含硅质)泥岩、灰岩构成的深水静水沉积(图3),硅质岩发育水平层理,(含硅质)页岩中见水平纹层。总的来说,张家田组具有半深海—深海大陆斜坡至盆地相浊流沉积特征。

3 牙形石组合及时代

本次工作在龙塘寨一带张家田组灰岩中(编号PM015-24-I) 采获了大量牙形石分子(表1、图4),依据董致中(2006)^[1]对云南牙形石分带的研究,详

细分述如下:

发现多个 *Mesogondolella zuzanae*, 仅2个保存完好,作为 *Mesogondolella idahoensis* 类群的先锋分子,属于祥播阶下部的 *Mesogondolella idahoensis* 带,此带广泛见于云南扬子地层区阳新组下部,大致相当于国际地层表中的乌拉尔统空谷阶(Kungurian)上部。

发现1个 *Neostreptognathodus peguensis*, 为罗甸阶 *Neostreptognathodus peguensis* 带的分带分子,向上延伸至 *Mesogondolella gujiensis*—*M. intermedia* 带,在云南主要见于扬子地层区的阳新组及东南地层区岩头组下部,大致相当于国际地层表中乌拉尔统亚丁克斯阶(Artinskian)上部至空谷阶(Kungurian)下部。

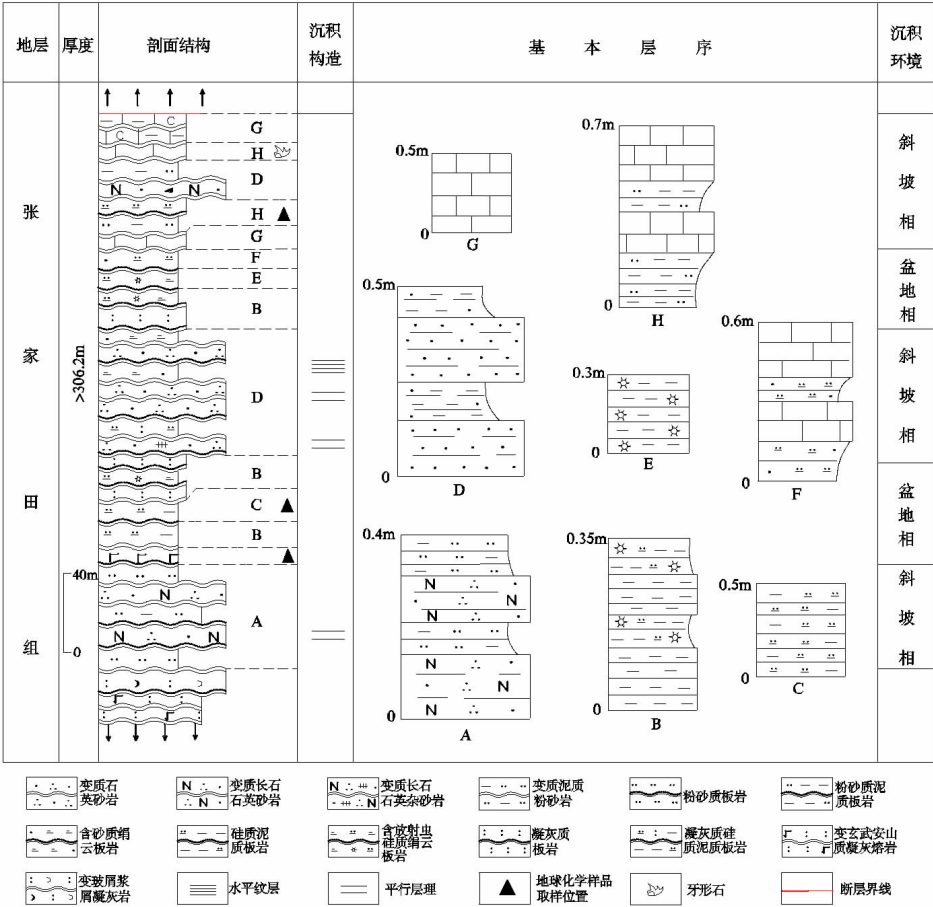


图2 滇西昌宁龙塘寨地区张家田组地层柱状图

Fig.2 Stratigraphic column through the Zhangjiatian Formation in the Longtangzhai area

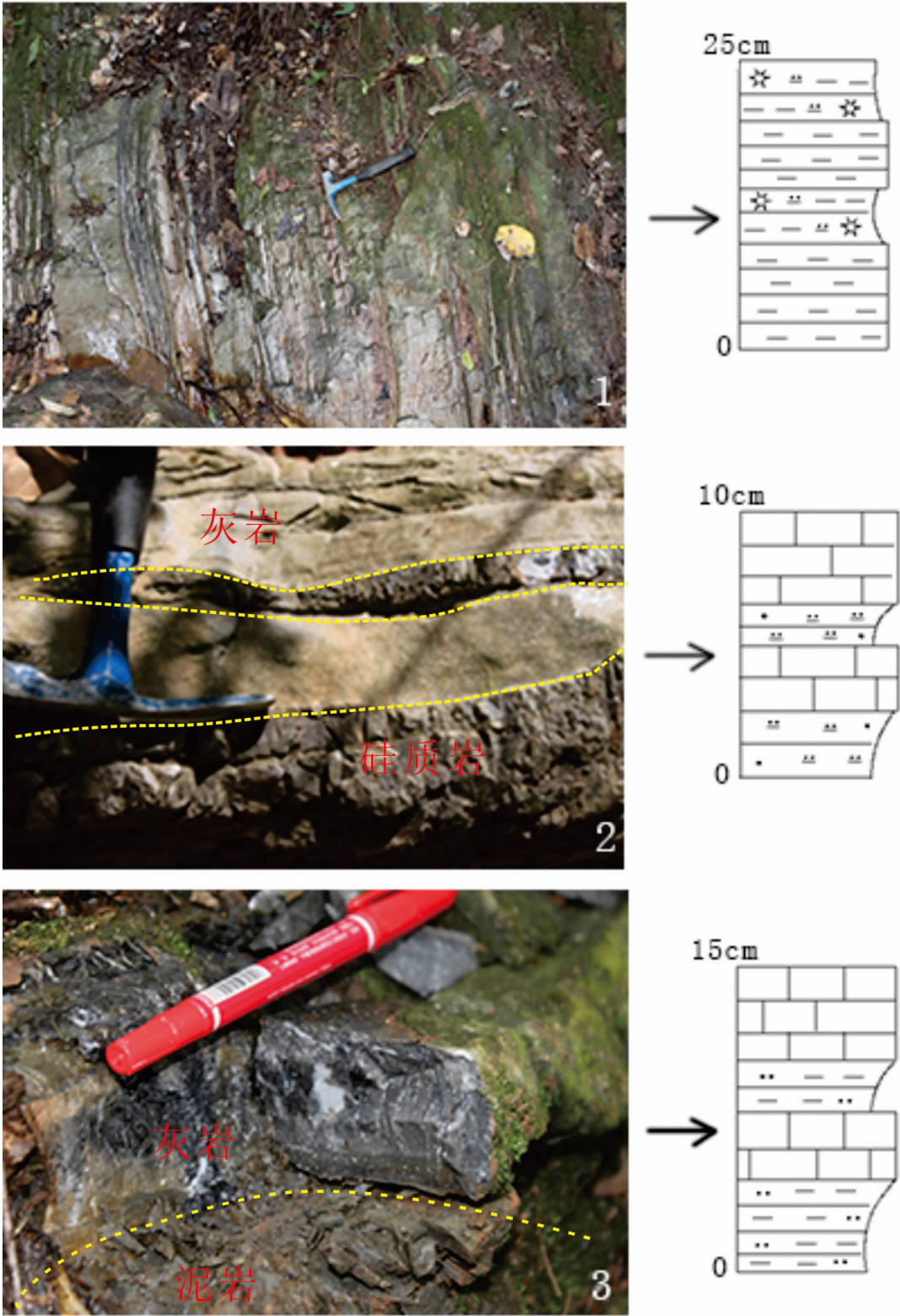


图3 滇西昌宁龙塘寨地区张家田组沉积层序特征

1. 硅质泥岩与硅质泥岩呈韵律状互层; 2. 薄层硅质岩与薄层灰岩呈韵律状互层; 3. 薄层泥岩与薄层灰岩呈韵律状互层

Fig. 3 Sedimentary characteristics of the Zhangjia Tian Formation in the Longtangzhai area

表 1 研究区牙形石分子所属分带情况简表

Table 1 Zonation of the conodonts from the limestones in the Zhangjiatang Formation

年代地层				牙形石带	本次采获牙形石分子
国际		中国			
乌拉尔统	空谷阶	中二叠统	祥播阶	Mesogondolellaidahoensis 带	Mesogondolellazsuzsanae Kozur
			罗甸阶	Mesogondolellagujioensis—M.intermedia 带	Neostreptognathoduspequopensis Behnken
	Neostreptognathoduspequopensis 带				
	亚丁斯克阶	下二叠统	隆林阶	Sweetognathuswhitei 带	Mesogondolellabisselli (Clark et Behnken)
	萨克马尔阶		紫松阶	Sweetognathusinornatus 带	
				Mesogondolellabisselli—Sweetongnathus sp.A 带	
	阿瑟尔阶			Streptognathodusbarskov 带	
			Streptognathoduscristellaris 带	Streptognathoduscristellaris Chernykh et Reshetkova	
宾夕法尼亚亚系	格舍尔阶	上石炭统	逍遥阶		
	卡西莫夫阶		达拉阶	Idiognathoduspodolskensis 带	Idiognathoduspodolskensis Goreva
	莫斯科阶				
				滑石板阶	Streptognathodusparvus—Diplognathoduscoloradoensis 带
			Idiognathodusouachitensis 带		
	巴什基尔阶		罗苏阶		Idiognathoidescorrugatus 带
				Idiognathoidessinuatus 带	
				Idiognathoidessulcatussulcatus 带	
				Declinognathodusnoduliferus 带	Declinognathodusnoduliferus Higgins
	密西西比亚系		谢尔普霍夫阶	下石炭统	德坞阶
维宪阶		维宪阶	Gnathodusnodosus 带		Gnathodusbilineatus (Roudu)
			Gnathodusbilineatus 带		
杜内阶		杜内阶	Scaliognathodusanchoralis 带		Scaliognathodusanchoralis Lane et Ziegler
			Gnathodustypices 带		PseudopolygnathuspinnatusVoges

* 牙形石鉴定由云南省地质调查院王伟、董致中完成,牙形石分带据董致中等《云南牙形类动物群—相关生物地层及生物地理区研究》^[1]

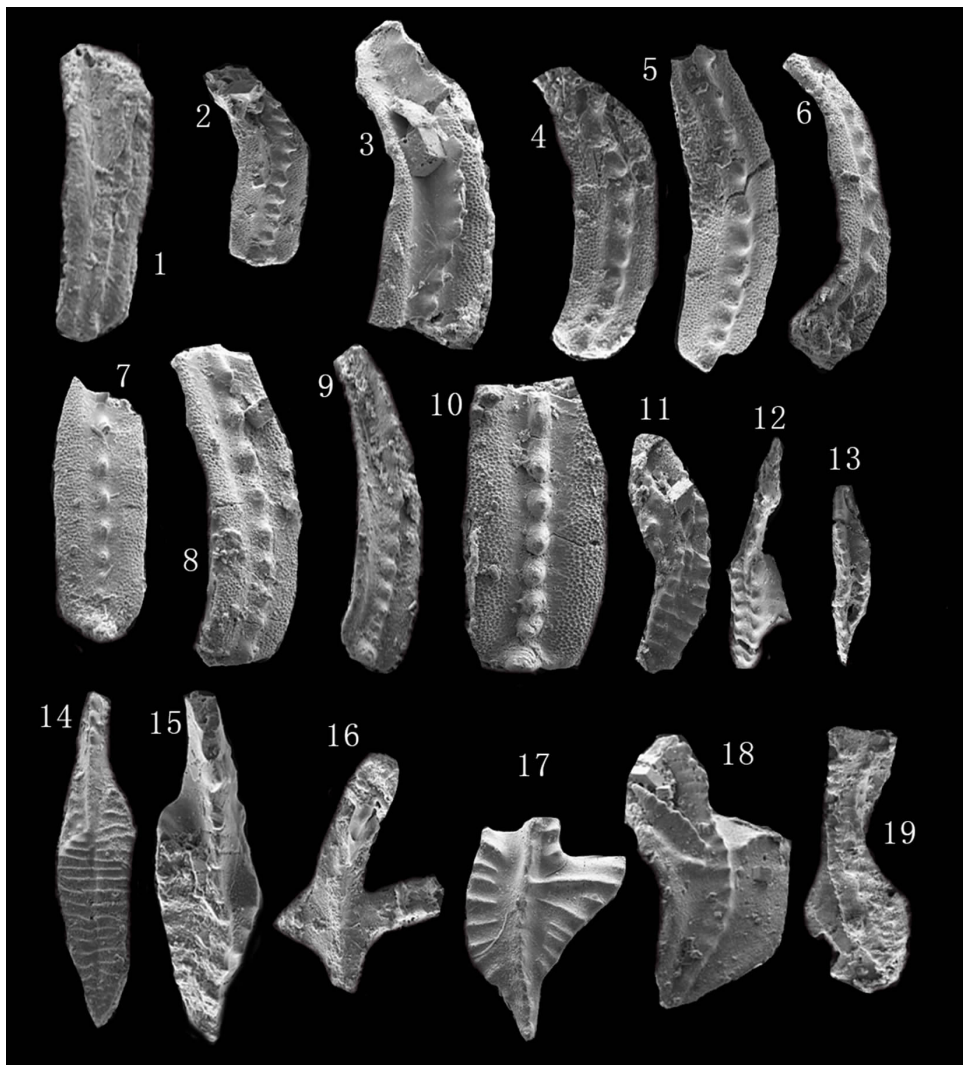


图4 龙塘寨地区张家田组灰岩中的牙形石

1-6: *Mesogondolellabisselli* (Clark et Behnken) [1、2、3-口面视, $\times 30$; 4、5、6-口面视, $\times 45$; P_1]; 7-8: *Mesogondolelladentiseparata* Reshetkova et Chernikh [口面视, 均 $\times 45$; P_1]; 9-10: *Mesogondolellazsuzsannae* Kozur [口面视, 均 $\times 45$; P_2]; 11: *Idiognathoduspodolskensis* Goreva [口面视, $\times 30$; C_2]; 12: *Streptognathodusparvus* Dunn [口面视, $\times 30$; C_2]; 13: *Idiognathoidessulcatussulcatus* Higgins et Bouckaert [口面视, $\times 30$; C_2]; 14: *Idiognathoides* sp. [口面视, $\times 30$; C_2]; 15: *Declinognathodusnoduliferus* Higgins [口面视, $\times 60$; C_2]; 16: *Scaliognathodusanchoralis* Lane et Ziegler [口面视, $\times 45$; C_1]; 17: *Pseudopolygnathuspinnatus* Voges [口面视, $\times 30$; C_1]; 18: *Pseudopolygnathus* sp. A (Nov.) [口面视, $\times 30$; C_1]; 19: *Siphonodella* sp. [口面视, $\times 30$; C_1]

Fig. 4 The conodonts in the limestones from the Zhangjatian Formation

发现多个 *Mesogondolellabisselli*, 为紫松阶 *Mesogondolellabisselli*-*Sweetognathus* sp. A 带的分带分子, 向上延伸至隆林阶 *Sweetognathuswhitei* 带下部, 在贵州、云南华南地层区的紫松阶上部层位以及前苏联、北美相当于萨克马尔阶 (Sakmarian) 的下部层位均广为分布。

发现 1 个 *Mesogondolelladentiseparata*, 出现在紫松阶 *Streptognathodusbarskov* 带中上部, 大致相当于国际地层表中的乌拉尔统阿瑟尔阶 (Asselian)。

发现 1 个 *Streptognathoduscristellaris*, 为紫松阶最下部 *Streptognathoduscristellaris* 带的分带分子, 大致相当于国际地层表中的乌拉尔统阿瑟尔阶 (Asselian)。

发现 1 个 *Idiognathoduspodolskensis*, 为达拉阶 *Idiognathoduspodolskensis* 带分带分子, 主要见于云南扬子地层区尖山营组, 在贵州也有出现, 大致相当于国际地层表中的宾夕法尼亚亚系卡西莫夫阶 (Kazimovian)。

发现 1 个 *Streptognathodusparvus*, 为滑石板阶上部的 *Idiognathodusouachitensis* 带和滑石板阶顶部至达拉阶下部的 *Streptognathodusparvus*—*Diplognathoduscoloradoensis* 带的常见分子, 在澜沧县老厂一带也有发现, 大致相当于国际地层表中的宾夕法尼亚亚系巴什基尔阶 (Bashkirian) 上部至莫斯科阶 (Moscovian) 下部。

发现 1 个 *Idiognathoidessulcatussulcatus*, 首次出现在 *Idiognathoidessulcatussulcatus* 带, 是该带的分带分子, 向上贯穿 *Idiognathoidessinuatus* 带至 *Idiognathoidescorrugatus* 带, 见于云南扬子地层区尖山营组、横井组, 属罗苏阶, 大致相当于国际地层表中的宾夕法尼亚亚系巴什基尔阶 (Bashkirian)。

发现 2 个 *Declinognathodusnoduliferus*, 为罗苏阶下部 *Declinognathodusnoduliferus* 带的分带分子, 见于云南扬子地层区尖山营组中部、横井组上部, 东南地层区顺甸河组中部以及巴颜喀拉地层区邛依组中部, 广泛分布于日本、美国、前苏联、英国等, 大致相当于国际地层表中的宾夕法尼亚亚系巴什基尔阶 (Bashkirian) 下部。

发现 1 个 *Gnathodusbilineatus*, 为维宪阶 *Gnathodusbilineatus* 带的分带分子, 向上延续至 *Gnathodusnodosus* 带, 见于云南东南地层区顺甸河组、扬子地层区尖山营组、保山地层区铺门前组, 时限上大致相当于国际地层表中密西西比亚系维宪阶 (Visean) 中上部。

发现 1 个 *Scaliognathodusanchoralis*, 为杜内阶 *Scaliognathodusanchoralis* 带分带分子, 见于云南扬

子地层区尖山营组、保山地层区光色组, 在镇康地块西缘勐波罗河断裂附近张家田组中也有发现^[3], 本带在欧洲是密西西比亚系杜内阶 (Tonrniaisan) 最上部一个牙形石带。

另外, 本次还采获了 *Pseudopolygnathus* sp. A (Nov.)、*Siphonodella* sp.、*Idiognathoides* sp. 等牙形石分子, 虽未能鉴定至种, 但其亦属于石炭系常见的牙形石类群。

本次采获的牙形刺分子时限上跨越了下石炭统杜内阶至中二叠统祥播阶, 但是值得注意的是, 上述所有牙形石分子均采获于同一件样品中 (编号 PM015-24-1), 其中以下二叠统牙形石分子最多, 也包括了上石炭统与下石炭统的牙形石分子, 这可能是由于沉积混杂作用所致, 该样品的时代为下一中二叠统紫松—祥播阶期较合适, 相当于国际地层表中的乌拉尔统。

4 硅质岩地球化学特征

硅质岩对确定沉积盆地大地构造位置和古水深具有重要意义, 研究硅质岩石地球化学特征是确定其沉积构造背景的有效方法。为了确定大地构造属性, 我们选取 2 个硅质岩样品进行了岩石地球化学的研究。样品采自不同层位, 均为紫红色、灰色中—薄层状放射虫硅质岩, 样品岩石新鲜致密, 未见石英脉体发育。硅质岩主量元素分析在云南省地矿局中心实验室完成, 稀土元素分析由北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室分析完成。地球化学分析结果见表 2。

表 2 滇西昌宁龙塘寨地区张家田组硅质岩地球化学分析结果
Table 2 Geochemical data of the siliceous rocks in the Zhangjatian Formation

样号	$\omega(10^{-2})$											Al/(Al + Fe + Mn)	MnO/ TiO ₂		
	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				
D1	93.91	0.05	1.47	0.88	2.74	0.03	0.31	0.07	0.05	0.41	0.09	0.22	0.47		
D2	93.67	0.13	2.15	0.42	1.71	0.08	0.6	0.57	0.29	0.35	0.03	0.4	0.59		
	$\omega(10^{-6})$														
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE
D1	2.87	5.58	0.59	1.95	0.44	0.11	0.39	0.06	0.39	0.08	0.25	0.04	0.29	0.05	13.09
D2	6.34	13.27	1.57	5.61	1.38	0.31	1.34	0.21	1.16	0.22	0.56	0.07	0.43	0.06	32.53
	LREE	HREE	LREE/HREE		(La/Ce) _N		(La/Yb) _N		δCe						
D1	11.54	1.55	7.45		1.09		0.95		1.01						
D2	28.48	4.05	7.03		1.01		1.39		1.00						

Bostrom 等(1969)提出,在海相沉积物中, $Al/(Al + Fe + Mn)$ 值是衡量沉积物中热液沉积物含量的标志,这个比值随着沉积物中热液沉积物的减少而增加^[4-5]。Adachi(1986)研究了热水沉积与非热水沉积硅质岩样品之后指出 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值在从纯热水沉积物的 0.01 到近生物成因的 0.6 之间,其中比值 < 0.35 时,为受热水作用影响^[6]。所采获 2 件样品的 $Al/(Al + Fe + Mn)$ 比值分别为 0.22、0.40,说明张家田组硅质岩主要为生物成因,可能亦受热水作用的影响。

常量元素不仅能够应用于硅质岩的硅质来源研究,而且也是沉积盆地古地理位置研究的重要标志。 MnO/TiO_2 的比值可作为判断沉积盆地古地理位置的重要指标。许多研究表明,离陆较近的大陆斜坡沉积的硅质岩的 MnO/TiO_2 值偏低,一般均 < 0.5 ; 而开阔大洋中的硅质沉积物的该比值则比较高,可达 0.5 ~ 3.5。张家田组硅质岩的 MnO/TiO_2 比值分别为 0.47、0.59,说明区内硅质岩主要为离陆较近的大陆斜坡沉积。

另外,大量研究已经证明,稀土元素分析是硅质岩沉积背景研究的最有效手段之一,这是由稀土元素的自身特征、来源及其在海水中的变化规律所决定的。Murray 等(1990)根据对加利福尼亚海岸带的弗朗西斯科湾的燧石和页岩的稀土元素研究,发现其稀土元素的组成明显与沉积区所处的大地构造环境有关,因为海水中 REE 在整个海盆中的变化主要受陆源和扩张脊的影响,燧石和页岩的 Ce 异常(以页岩为标准的标准化值)由扩张洋脊→洋盆区→大陆边缘沉积区逐渐减弱^[7-8],距离洋脊 400km 以内的扩张洋脊近源区: Ce 明显负异常, ~ 0.29; 大洋盆地: 中等 Ce 负异常, ~ 0.55; 大陆边缘区(陆块约 1000km 以内): Ce 异常消失或为正异常,为 0.90 ~ 1.30。从大陆边缘、广海平原至大洋中脊, $(La/Ce)_N$ 值分别为 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; $(La/Yb)_N$ 值在大陆边缘为 1.1 ~ 1.4,洋中脊附近其平均值约为 0.3,深海平原硅质岩该值介于两者之间。

本次所获取的 2 件样品稀土总量 ΣREE 为 $(13.09 \sim 32.53) \times 10^{-6}$,平均值为 22.81×10^{-6} ,轻稀土元素/重稀土元素比值 $LREE/HREE$ 为 7.03 ~ 7.45,平均为 7.24; $LREE$ 含量为 $(11.54 \sim 28.48) \times$

10^{-6} ; 平均 20.01×10^{-6} , $HREE$ 含量为 $(1.55 \sim 4.05) \times 10^{-6}$,平均 2.80×10^{-6} 。 $LREE$ 富集,硅质岩稀土元素北美页岩^[9]标准化配分曲线相对平坦, Ce 异常值在 1.0 左右,无明显异常, $(La/Ce)_N$ 值为 0.93 ~ 1.93, $(La/Yb)_N$ 值为 1.01 ~ 1.09,表明张家田组硅质岩形成位置应为大陆边缘环境。

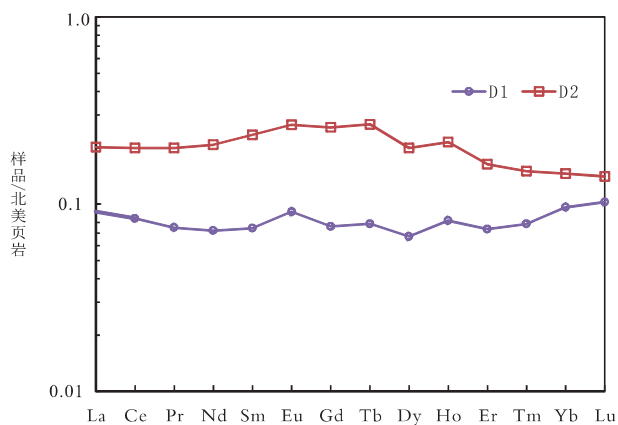


图5 滇西昌宁龙塘寨地区张家田组硅质岩北美页岩标准化的 REE 分布模式图

Fig. 5 NASC-normalized REE distribution patterns for the siliceous rocks in the Zhangjiaodian Formation

5 讨论

5.1 地层时代

由于研究区后期构造作用十分强烈,各地质体之间多为断层接触,给地层研究带来一定的困难。PM015-24-1 样品中牙形石所代表的地质时代以下一中二叠统紫松一样播期比较合适,但样品中仍发现了大量石炭纪时期的牙形石带标准分子,这可能与张家田组的沉积环境以及保山微陆块的构造背景密切相关。整个保山微陆块缺失了晚石炭世沉积记录,表明保山微陆块在晚石炭世时期经历了短暂的隆升,在导致地块边缘斜坡的张家田组沉积的同时,在其内部发育了大量同沉积断层,并形成陡坡。在早一中二叠世时期,斜坡之上含牙形石分子的石炭系沉积物沿斜坡冲入下游形成混杂沉积,从而导致了该样品中牙形石所代表的时期跨越近 100Ma 的特殊现象,与前述该套地层的形成环境也比较吻合,这一解释同样说明了龙塘寨地区石炭纪沉积记录的存在。另外,姚金昌等在镇康地块西部边缘勐波罗河断裂一带的张家田组灰岩中也采获了大量下石炭统杜内阶至维宪阶牙形石分子^[3],综

合来看,张家田组年代地层应为下石炭统杜内阶—中二叠统祥播阶。

5.2 构造古地理演化

滇西地区昌宁—孟连构造带作为晚古生代古特提斯洋盆的主洋盆这一认识已得到国内外专家的广泛认可^[10-14],其不仅保留了完整的扩张洋脊,还有大量的深海平原、洋岛海山、被动大陆边缘等完整的沉积火山记录。随着近年来双江勐库早古生代湾河蛇绿混杂岩的发现^[15-19],进一步证明了滇西地区早古生代大洋的存在。研究区东侧耿马被动大陆边缘发育的孟定街岩群与温泉组浊积岩正是大洋西侧被动大陆边缘斜坡良好的沉积记录,这也说明研究区已属于洋盆西侧被动大陆边缘后缘浅海陆棚,应以台地型沉积演化为主。而本次新厘定的张家田组半深海—深海大陆斜坡至盆地相浊流沉积显然与浅海陆棚的环境不符,只有用裂陷海槽来解释比较合理。近年来,胡元邦等通过对更戛乡一带下泥盆统向阳寺组硅质岩的研究,认为向阳寺组硅质岩应为保山地块东缘的深海沉积环境,不属于洋盆系统,属冈瓦纳大陆保山地块边缘亲昌宁—孟连古特提斯洋的深海沉积的产物^[20-22],且本次在张家田组灰岩中所采获的下石炭统维宪阶和杜内阶的*Gnathodus bilineatus*类群和*Scaliognathodus anchoralis*类群牙形石分子属于深水盆地相远洋型分子^[1],在东侧昌宁—孟连盆地内代表远洋沉积的光色组中也有发现^[11-12],这可能说明早泥盆世时期,随着东侧古特提斯洋盆的新的海底扩张作用的开始,镇康地块与耿马被动大陆边缘开始裂离,二者之间裂解形成裂陷海槽,而张家田组半深海相含火山岩—浊流沉积则是该裂陷海槽内早石炭世—中二叠世时期的沉积记录。上三叠统湾甸坝组河流相复成分砾岩角度不整合覆于张家田组之上,说明该裂陷海槽随着东侧昌宁—孟连洋盆的俯冲消减以及碰撞造山作用^[23-26],在挤压的构造背景下随之关闭了。

6 结论

通过对龙塘寨地区张家田组沉积学、硅质岩地球化学、牙形石组合等方面的研究,得出如下结论:

(1) 龙塘寨地区张家田组为一套斜坡—盆地相浊流沉积碎屑岩夹硅质岩、碳酸盐岩及少量火山岩组合。

(2) 张家田组灰岩夹层中发现有大量包括杜内阶

Gnathodustypices 带—祥播阶 *Mesogondolella idahoensis* 带的牙形石分子,认为张家田组年代地层应为下石炭统杜内阶至中二叠统祥播阶,在早石炭世地史时期存在深海盆地相沉积记录。

(3) 张家田组硅质岩地球化学研究表明,其主要为生物成因,可能亦受热水作用的影响,形成于大陆边缘环境。

(4) 晚古生代时期,在镇康地块与耿马被动大陆边缘之间曾出现过—个具有一定规模的裂陷海槽,其一度使镇康地块与耿马被动大陆边缘裂离。

参考文献:

- [1] 董致中,王伟. 云南牙形类动物群—相关生物地层及生物地理区研究[M]. 云南科技出版社,2006. 1—347.
- [2] 云南省地质调查院. 云南省成矿地质背景研究报告[R]. 云南: 云南省地质调查院,2013.
- [3] 姚金昌,赵成峰. 滇西保山地块下石炭统的新发现及特征[J]. 地层学杂志,2004,28(2): 173—178.
- [4] Bostrom K, Peterson M N A. The origin of aluminum-poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise [J]. Marine Geology, 1969, 7(5): 427—447.
- [5] Bostrom K, Kraemer T, Gartner S. Provenance and accumulation rates of opaline silica, Al, Ti, Fe, Mn, Cu, Ni and Co in Pacific pelagic sediments [J]. Chemical Geology, 1973, 11(2): 123—148.
- [6] 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]. Sedimentary Geology, 1986, 47(1): 125—148.
- [7] Murray R W. Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications [J]. Sedimentary Geology, 1994, 90(3/4): 213—232.
- [8] Murray R W, Buchholtz T B M R, 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.
- [9] Haskin L A, Haskin M A, Frey F A, et al. Relative and Absolute Terrestrial Abundances of the Rare Earths [J]. Origin & Distribution of the Elements, 1968, 889—912.
- [10] 刘本培,冯庆来,方念乔. 滇西昌宁—孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化[J]. 地球科学, 1993(5): 529—539.
- [11] 段向东. 滇西南耿马地区古特提斯阶段地层序列恢复及盆地演化[D]. 昆明: 昆明理工大学, 2005.
- [12] 段向东. 滇西南耿马地区昌宁—孟连带盆地演化研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2013.
- [13] 刘本培,冯庆来,等. 滇西古特提斯多岛洋的结构及其南北延伸[J]. 地学前缘, 2002, 9(3): 161—171.
- [14] 钟大赉. 滇川西部古特提斯造山带[M]. 北京: 科学出版社,

- 1998, 1: 231.
- [15] 李静, 孙载波, 徐桂香, 等. 滇西双江勐库地区榴闪岩的发现与厘定[J]. 矿物学报, 2015, 35(4): 421–424.
- [16] 刘桂春, 孙载波, 曾文涛, 等. 滇西双江县勐库地区湾河蛇绿混杂岩的形成时代、岩石地球化学特征及地质意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2017, 36(2): 163–174.
- [17] 王保弟, 王立全, 潘桂棠, 等. 昌宁–孟连结合带南汀河早古生代辉长岩锆石年代学及地质意义[J]. 科学通报, 2013, 58(4): 344–354.
- [18] 王冬兵, 罗亮, 唐渊, 等. 昌宁–孟连结合带斜长角闪岩锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征及其地质意义[J]. 沉积与特提斯地质, 2017, 37(4): 17–28.
- [19] 王冬兵, 罗亮, 唐渊, 等. 昌宁–孟连结合带牛井山早古生代埃达克岩锆石 U-Pb 年龄、岩石成因及其地质意义[J]. 岩石学报, 2016, 32(8): 2317–2329.
- [20] 胡元邦, 侯中健, 邓江红, 等. 滇西昌宁更戛乡下泥盆统向阳寺组硅质岩地球化学特征及构造环境探讨[J]. 中国地质, 2016, 43(2): 650–661.
- [21] 鲍正德. 云南昌宁凤庆泥盆纪硅质岩地球化学特征及其地质意义[D]. 成都: 成都理工大学, 2016.
- [22] 林寿海. 滇西湾甸坝地区下泥盆统向阳寺组地层特征与沉积环境分析[D]. 成都: 成都理工大学, 2015.
- [23] 云南省地质调查院. 1:25 万凤庆县幅区域地质调查报告[R]. 云南: 云南省地质调查院, 2006.
- [24] 谭富文, 潘桂棠, 王剑. 滇西泥盆纪–三叠纪盆山转换过程与特提斯构造演化[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 179–185.
- [25] 廖世勇, 尹福光, 等. 2014. 滇西“三江”地区临沧花岗岩基中三叠世碱长花岗岩的发现及其意义[J]. 岩石矿物学杂志, 33(1): 1–12.
- [26] 范蔚茗, 彭头平, 王岳军. 滇西古特提斯俯冲–碰撞过程的岩浆作用记录[J]. 地学前缘, 2009, 16(6): 291–302.

The discovery and geological significance of the Zhangjiation Formation in the Longtangzhai area, Changning, western Yunnan

LI Guo-chang, WANG Wei, TIAN Ying-gui, FEI Zhi-bin, LI Chao, QIN Rong-fang
(Yunnan Institute of Geology and Mineral Resources, Kunming 650051, Yunnan, China)

Abstract: The Zhangjiation Formation newly built on the eastern margin of the Zhengkang landmass in the Longtangzhai area, Changning, western Yunnan is made up of the slope-basin elastic rock–siliceous rock–limestone–basalt formation, in which three types of sedimentary sequences can be recognized: distal low-density turbidity sequence composed of thin-bedded sandstones and mudstones, Bouma sequence representing proximal turbidity current deposits, and deep-sea static deposits composed of siliceous rocks, mudstone/siliceous mudstone and limestones. In the recent geological survey, abundant Tournaisian–Xiangbogian conodonts are collected in the limestones of the Zhangjiation Formation. Especially, the occurrence of Visean–Tournaisian pelagic conodonts *Gnathodus bilineatus* and *Scaliognathodus anchoralis* indicates that a deep-sea trough basin was initiated during the Early Carboniferous. The $Al/(Al + Fe + Mn)$ ratios ranging between 0.22 and 0.40 suggest that the siliceous rocks in the Zhangjiation Formation may be assigned to the thermally-affected biogenic siliceous rocks. Furthermore, the siliceous rocks have MnO/TiO_2 ratios ranging between 0.13 and 0.59, abnormal Ce value of 1.0, $(La/Yb)_N$ ratios between 0.93 and 1.93, $(La/Ce)_N$ ratios between 1.01 and 1.09, and relatively flat NASC-normalized REE patterns. All these data have reflected the characteristics of continental-margin siliceous rocks. Referenced to the regional geological data, it is inferred that during the Late Palaeozoic, there once occurred a rift trough developed between the Zhengkang landmass and Gengma passive continental margin, which was associated with the tectonic evolution of the Changning–Menglian Ocean. The slope-basin turbidity deposits in the Zhangjiation Formation just represent the sedimentary records of the tectonic events during this period.

Key words: Paleo-Tethys; Zhengkang landmass; sedimentary facies; siliceous rock; conodont; rift trough