



川西甘孜-理塘结合带洋岛型玄武岩地球化学、年代学特征及其地质意义

罗绍强,唐 华,肖 进,刘大明,代 伦

四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队,四川 绵阳 621000

摘 要: 甘孜-理塘结合带作为三江特提斯造山带与松潘-甘孜造山带的重要组成部分,发育大量的洋岛-海山岩石组合,洋岛玄武岩的存在标志着洋盆已发育成熟的洋壳。木里地区的洋岛-海山岩石组合由“基性火山岩+碳酸盐岩”构成,对基性火山岩的地球化学特征分析表明:基性火山岩 SiO_2 含量为 40.17%~49.19%, TiO_2 含量 1.77%~4.86%, Al_2O_3 含量 9.67%~15.39%, MgO 含量 3.85%~17.75%,全碱含量($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$)0.87%~6.33%,属碱性玄武岩系列。稀土总量 ΣREE 值较高,为 106.21×10^{-6} ~ 378.83×10^{-6} , $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 比值为 9.23~39.41,为轻稀土富集型, Eu、Ce 无异常,配分模式为右倾型。微量元素表现出大离子亲石元素 Rb、Ba、Th、K 富集,而亏损高场强元素 Nb、Zr。稀土元素及微量元素特征与标准洋岛型玄武岩相近,源区为软流圈地幔石榴石橄榄岩,且部分经历了岩浆结晶分异,形成于洋岛台地环境。玄武岩的锆石 U-Pb 定年结果为 218.96~221.71 Ma,表明洋岛型玄武岩形成于晚三叠世中期。

关键词: 地球化学;地质年代学;洋岛型玄武岩;甘孜-理塘结合带;晚三叠世;四川省

OCEANIC ISLAND BASALTS IN GARZE-LITANG JUNCTION ZONE, WESTERN SICHUAN PROVINCE: Geochemistry, Geochronology and Geological Implication

LUO Shao-qiang, TANG Hua, XIAO jin, LIU Da-ming, DAI Lun

Northwest Sichuan Geological Team, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Resources, Mianyang 621000, Sichuan Province, China

Abstract: A large number of oceanic island-seamount rock assemblages are developed in Ganze-Litang junction zone — an important part of Sanjiang Tethyan Orogen and Songpan-Ganze Orogen. The existence of oceanic island basalts (OIB) indicates that mature oceanic crust has developed in the ocean basin. The oceanic island-seamount rock assemblages in Muli area are composed of basic volcanic rocks and carbonate rocks. The geochemical analysis of basic volcanic rocks shows the SiO_2 content of 40.17%~49.19%, TiO_2 1.77%~4.86%, Al_2O_3 9.67%~15.39%, MgO 3.85%~17.75% and total alkali ($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$) 0.87%~6.33%, respectively, belonging to alkali basalt series. The basalts are characterized by high ΣREE (106.21×10^{-6} ~ 378.83×10^{-6}), $(\text{La}/\text{Yb})_N$ of 9.23~39.41, LREEs enrichment, without Eu and Ce anomalies, right-dipping distribution patterns, enriched LILEs (Rb, Ba, Th and K), and depleted HFSEs (Nb and Zr). The characteristics of REEs and trace elements are similar to those of standard OIBs, with the provenance of garnet peridotite from asthenosphere mantle, some undergoing magmatic crystallization differentiation and forming in oceanic island platform environment. The zircon U-Pb dating result of basalts (218.96~221.71 Ma) reveals that the OIBs were formed in middle Late Triassic.

收稿日期:2020-07-14;修回日期:2020-10-10. 编辑:张哲.

基金项目:中国地质调查局区域地质矿产调查项目“四川 1:5 万东朗乡等 6 幅区域地质矿产调查”(1212011220384).

作者简介:罗绍强(1985—),男,硕士,工程师,主要从事区域地质调查工作,通信地址 四川省绵阳市涪城区剑门路西段 88 号, E-mail//277912663@qq.com

Key words: geochemistry; geochronology; oceanic island basalt (OIB); Garze-Litang junction zone; Late Triassic; Sichuan Province

0 引言

甘孜-理塘结合带作为川西义敦岛弧与扬子地块的缝合线,是三江特提斯造山带与松潘-甘孜造山带的重要组成部分^[1]。甘孜-理塘洋盆的时空演化多年来一直存在争议,通常认为该洋盆形成于晚二叠世或早三叠世,闭合于晚三叠世末期^{[2]①}。玄武岩作为重要的基性岩在岩石学方面有着重要的意义,对其地球化学特征的研究,对于探讨松潘-甘孜造山带地质构造演化具有非常重要的地质意义。然而前人对甘孜-理塘结合带中洋岛火山岩的研究较少,仅邹光富等^[2]曾提出过混杂岩中部分玄武岩属于洋岛型玄武岩(OIB)。而洋岛-海山作为古洋壳的重要表征之一,通常认为洋岛的出现代表其所在洋盆已发育为成熟的洋壳,在蛇绿混杂岩带研究中具有与蛇绿岩同等重要的地位^[3-4]。

2012—2015 年,笔者所在团队在木里地区开展区域地质调查工作,发现了大量由“基性火山岩+碳酸盐岩”构成的“洋岛-海山”岩石组合。本文从洋岛型玄武

岩的地质学、地球化学特征等方面入手,结合前人研究成果,初步探讨其大地构造环境,以期为该地区的地质演化提供更多新的证据。

1 区域地质背景

甘孜-理塘结合带北起青海治多,向南东经四川甘孜、理塘,往南至木里一带,呈北西向的不对称反“S”型展布,其长度约 700 km,宽度为 5~50 km,是雅江三叠纪残余盆地及义敦晚三叠世岛弧带的分界^{[5-6]①}(图 1)。笔者团队在木里地区该带南段开展区调工作时,根据物质原始形成环境及后期构造成因组合,在结合带内划分出基底残片、外来岩片(斜坡-盆地边缘沉积)、洋岛-海山组合、洋内弧、洋盆系统等多个单元(图 1)^②。本文所研究的洋岛型火山岩分布于洋岛-海山组合内。

2 岩石组合特征

结合带内洋岛型基性火山岩+碳酸盐岩的二元结

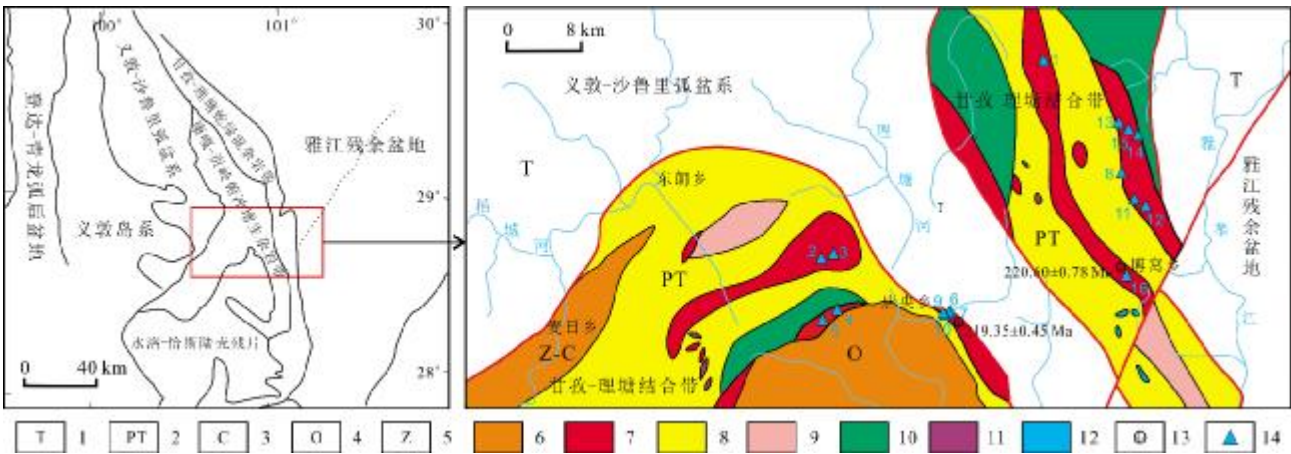


图 1 研究区甘孜-理塘结合带物质组成单元划分及采样位置示意图

Fig. 1 Material component unit division map of Garze-Litang junction zone with sampling locations

1—三叠系(Triassic); 2—二叠系-三叠系(Permian-Triassic); 3—石炭系(Carboniferous); 4—奥陶系(Ordovician); 5—震旦系(Sinian); 6—基底残片(basement fragment); 7—洋岛海山组合(oceanic island-seamount); 8—洋盆系统(ocean basin); 9—外来岩片(exotic block); 10—洋内弧(intra-oceanic arc); 11—超基性岩(ultrabasic rock); 12—浅色岩系(leucocratic rock series); 13—年龄样品采集位置(sampling location for dating); 14—化学分析样品采集位置(sampling location for chemical analysis)

①四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队. 1:5 万东朗乡、桐翁、纳巴、麦日乡、唐央乡、博窝区域地质调查报告. 2016.

构造出露较好,属典型的古海山岩石组合.洋岛型玄武岩多为块状,经后期构造改造有片理化、劈理化现象;块状(颗粒)灰岩覆盖于洋岛型玄武岩之上,基本未变形或弱变形,局部地区可见明显的沉积喷发韵律,表现为玄武岩与灰岩或大理岩互层产出.玄武岩类型包括角砾状玄武岩、杏仁状玄武岩、玄武质集块岩等,与结晶灰岩及角砾状灰岩共生(图2).火山碎屑物整体粒度较粗,表明其沉积环境应离火山口较近,应属于洋岛台地相.

3 数据采集及分析

本文所引用的样品全部由笔者团队实地采集,主要采样位置分布见图1,样品采集过程中避开脉体发育地段.样品分析全部在国土资源部武汉矿产资源监督检测中心(武汉综合岩矿测试中心)完成.主量元素使用X射线荧光光谱仪(XRF-1800)法测试,精度优于2%~3%;微量元素及稀土元素利用酸溶法制备样品,使用电感耦合等离子光谱仪(X2)测试,分析精度一般优于5%.年龄样品采集火山岩10~15 kg新鲜岩石,一般挑单矿物0.5~2 g,纯度大于98%,主要测定对象为锆石、独居石、磷灰石、晶质铀矿.年龄测试在中国地质科学院矿产资源研究所MC-ICP-MS实验室完成,主要测试仪器为Finnigan Neptune型LA-MC-ICP-MS,并配备有与之配套的Newwave UP 213激光剥蚀系统^[7].

4 讨论

4.1 岩石地球化学特征

玄武岩主量元素含量见表1.该套火山岩SiO₂含量平均为45.21%,低于中国玄武岩平均值(48.28%),具有超基性岩—基性岩过渡的特征;TiO₂含量平均2.83%,近似于碱性洋岛玄武岩平均值(2.90%)^[8];Al₂O₃含量平均11.45%,低于中国玄武岩平均值(14.99%);MgO含量变化较大,介于3.85%~17.75%,平均为10.67%,高于中国玄武岩平均值(7%);样品的全碱含量(K₂O+Na₂O)为0.87%~6.33%,平均3.42%,大部分玄武岩K₂O>Na₂O;Mg[#]介于0.30~0.74,平均值0.59,仅部分介于0.65~0.75之间,属于原生岩浆范围^[9-10],说明该套玄武岩部分来自原生岩浆,另一部分则经历了岩浆结晶分异演化^[9-10].里特曼指数 σ 变化较大,介于-18.52~+22.52,平均总体上显示碱性的特征.在Zr/TiO₂-Nb/Y图解(图3)中,样品均落在碱性玄武岩范畴内.

研究区洋岛型玄武岩稀土元素含量及特征值见表2.稀土总量 Σ REE值较高,为 106.21×10^{-6} ~ 378.83×10^{-6} , $(La/Yb)_N$ 比值为9.23~39.41,为轻稀土富集型,反映轻重稀土分馏程度的LREE/HREE值为12.18~31.68,轻重稀土分馏,说明岩浆结晶分异作用较弱,且上升速度较快,地球化学特征基本反映源区性质.研究区玄武岩的稀土配分曲线(图4)总体表现为右倾型,反映玄武岩稀土元素特征与标准洋岛型玄武



图2 洋岛—海山岩石组合特征

Fig. 2 Field photographs of ocean island-seamount rock assemblages
OIB—洋岛型玄武岩(oceanic island basalt); C—碳酸盐岩(carbonate rock)

表 1 样品岩石化学成分及特征值表
Table 1 Contents of major elements in basalt samples

岩石名称	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	Loss	Ox	σ	Mg [#]	m/f	SI
玄武岩	44.0	2.2	10.7	2.6	9.6	0.2	15.9	6.8	1.2	0.5	0.3	5.2	0.7	3.0	0.7	8.8	53.4
玄武岩	48.2	3.3	13.4	2.0	9.2	0.2	6.8	7.5	2.6	2.5	0.6	2.6	0.6	4.9	0.5	5.0	29.6
玄武岩	42.5	4.9	12.3	6.6	9.2	0.2	6.5	9.4	2.5	0.5	0.8	3.8	0.7	-18.5	0.4	3.5	25.6
杏仁状玄武岩	40.2	2.1	9.7	7.5	5.3	0.2	14.7	8.7	1.7	0.8	0.3	8.2	0.7	-2.1	0.7	8.5	49.0
玄武岩	47.0	2.9	14.1	2.9	9.1	0.2	5.2	5.9	3.2	2.0	0.4	5.9	0.6	6.7	0.4	4.7	23.2
玄武岩	47.0	1.8	8.2	3.1	8.3	0.1	17.8	4.0	0.4	0.5	0.2	7.6	0.7	0.2	0.7	3.8	59.2
玄武岩	44.2	1.9	10.4	2.3	8.1	0.2	13.5	8.2	2.7	0.3	0.3	6.7	0.7	7.6	0.7	3.6	50.2
辉石玄武岩	44.8	3.9	9.8	4.4	8.9	0.2	11.1	8.7	1.9	1.1	0.5	3.7	0.7	4.9	0.6	3.7	40.6
玄武岩	43.8	2.2	11.4	4.6	7.4	0.2	12.6	6.8	2.6	1.5	0.3	5.8	0.7	22.5	0.7	3.7	44.0
玄武岩	41.1	2.5	9.4	3.4	8.4	0.2	15.3	8.2	1.5	0.5	0.3	8.2	0.7	-2.3	0.7	1.1	52.5
杏仁状玄武岩	44.1	2.9	10.7	2.1	9.0	0.2	9.7	9.7	2.8	0.8	0.4	6.3	0.7	12.2	0.6	1.7	39.8
玄武岩	47.5	3.3	12.1	1.8	10.0	0.2	7.4	8.2	1.4	3.5	0.4	3.0	0.6	5.2	0.5	0.8	30.7
玄武岩	48.1	2.0	10.1	2.3	8.6	0.2	13.8	6.9	2.1	0.4	0.3	4.4	0.7	1.2	0.7	0.9	50.8
玄武岩	46.2	2.3	11.4	2.5	9.4	0.2	12.2	8.0	2.3	0.3	0.3	3.5	0.7	2.1	0.7	2.0	45.8
玄武岩	49.2	3.3	14.3	0.7	13.0	0.2	4.5	3.8	2.3	2.0	0.4	4.7	0.6	3.0	0.4	1.8	19.8
玄武岩	45.4	3.9	15.4	8.5	8.6	0.1	3.9	1.8	1.6	4.7	0.9	4.3	0.6	17.1	0.3	1.5	14.1

注:数据引自四川省地质矿产勘查开发局报告(2016). 含量单位:%.

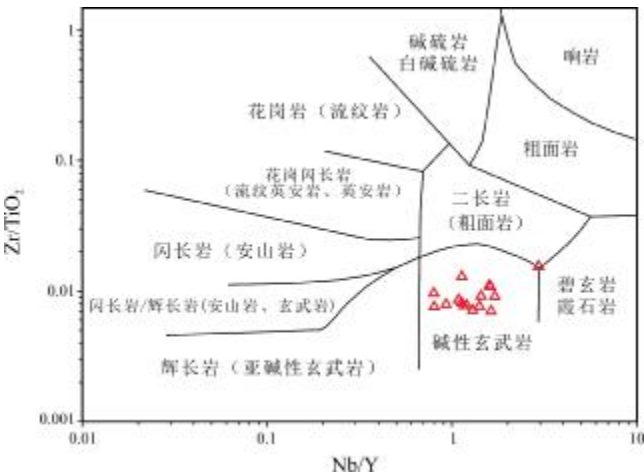


图 3 玄武岩 Zr/TiO₂-Nb/Y 图解
(据文献[11]修改)
Fig. 3 The Zr/TiO₂-Nb/Y diagram of basalts
(After Reference [11])

岩(OIB)相近^[13-14]. 从表2 可见, δEu 变化区间为 0.80~1.11, δCe 变化区间为 0.90~1.02, 无明显的铈、铈异常. 研究区洋岛型玄武岩微量元素含量及特征值见表 3. 微量元素原始地幔标准化蛛网图(图 5)呈“M”型, Nb ($12.1\times10^{-6}\sim58.5\times10^{-6}$)、Ta($0.86\times10^{-6}\sim4.41\times10^{-6}$)含量较高, 显示岩石经历了明显的分异作用. 在图 5 中总体看来, 玄武岩微量元素表现出大离子亲石元素 Rb、Th、Ba 等富集, 说明岩石可能有 Th 等含量较高的大洋沉积物加入^[8], 而亏损高场强元素 Nb、Zr, 说明玄武质岩浆被大陆壳物质或花岗质岩石所污染, 表现出汇聚板块边缘玄武岩的特征^[12]. 样品特征值 Nb/Ta 平均为 14.56, Zr/Hf 平均值为 30.76, 均低于原始地幔值 (Nb/Ta 为 17.5 ± 2.0 , Zr/Hf 为 36.27), 高于大陆地壳值 (Nb/Ta 为 12~13; Zr/Hf 为 11), 表明岩浆在源区和上升过程中受地壳混染作用比较小, 可能仅部分岩石受到陆壳

表 2 样品稀土元素含量及特征值表
Table 2 Contents of REEs in basalt samples

岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	Σ REE	LR/HR	δEu	δCe	(La/Yb) _N
玄武岩	43.0	77.0	7.6	25.7	4.4	0.9	4.2	0.6	3.6	0.7	2.2	0.3	2.4	0.4	19.5	227.6	13.4	0.9	1.0	28.4
玄武岩	29.2	58.3	7.3	27.6	6.0	1.5	5.5	1.0	5.7	1.2	3.3	0.5	3.4	0.5	30.2	283.1	10.5	1.0	1.0	20.0
玄武岩	11.2	26.0	4.1	18.7	4.9	1.7	5.2	0.9	4.8	0.9	2.3	0.3	1.7	0.2	21.7	315.7	9.0	1.0	1.0	15.5
杏仁状玄武岩	48.8	99.9	11.6	41.8	7.7	2.2	6.3	0.9	4.5	0.8	1.8	0.2	1.2	0.1	18.2	167.3	11.2	1.0	0.9	15.6
玄武岩	18.8	41.2	5.9	24.9	6.1	1.8	6.5	1.1	6.2	1.2	3.0	0.5	2.5	0.4	28.9	296.7	9.0	0.8	1.0	11.9
玄武岩	53.0	114.8	14.9	59.0	12.8	3.9	10.0	1.5	7.0	1.2	2.6	0.3	1.8	0.2	28.0	106.2	7.7	1.0	0.9	11.3
玄武岩	54.1	123.7	16.5	69.4	15.7	4.6	12.8	1.9	8.9	1.5	3.5	0.4	2.4	0.3	34.4	192.1	12.8	0.9	0.9	21.8
辉石玄武岩	55.4	119.9	15.8	60.7	11.3	3.3	8.9	1.2	6.0	1.0	2.4	0.4	1.8	0.3	24.4	288.4	12.1	1.0	1.0	20.6
玄武岩	47.1	96.1	12.5	47.3	9.3	2.7	7.6	1.1	5.3	0.9	1.9	0.3	1.2	0.2	20.3	158.1	9.0	1.0	0.9	13.7
玄武岩	25.5	62.9	9.3	38.5	8.7	2.9	7.8	1.2	6.3	1.1	2.6	0.4	1.9	0.2	26.1	179.3	10.0	1.0	1.0	15.5
杏仁状玄武岩	29.6	61.8	7.6	29.4	6.4	2.0	5.5	0.9	4.4	0.8	1.8	0.2	1.2	0.1	17.9	233.4	11.7	1.0	0.9	25.8
玄武岩	54.5	109.2	13.3	48.7	9.7	3.2	7.7	1.1	5.4	1.0	2.1	0.3	1.4	0.2	22.5	169.2	6.9	1.0	1.0	9.2
玄武岩	46.3	105.5	13.1	49.7	10.8	2.9	9.2	1.5	7.7	1.4	3.3	0.5	2.6	0.3	32.1	151.7	9.1	1.0	1.0	16.4
玄武岩	35.0	68.1	9.0	33.8	5.9	1.7	4.8	0.7	3.8	0.7	1.8	0.2	1.5	0.2	16.7	257.6	12.6	1.1	1.0	27.2
玄武岩	55.8	123.2	15.5	57.9	11.8	2.9	10.0	1.5	8.3	1.5	3.9	0.6	3.2	0.5	35.5	254.9	8.6	0.9	1.0	11.9
玄武岩	22.4	49.1	6.9	28.3	6.3	1.9	5.7	0.9	4.9	0.9	2.4	0.4	1.9	0.3	22.1	378.8	15.2	1.0	1.0	39.4

注:数据引自四川省地质矿产勘探开发局报告(2016). 含量单位:10⁻⁶.

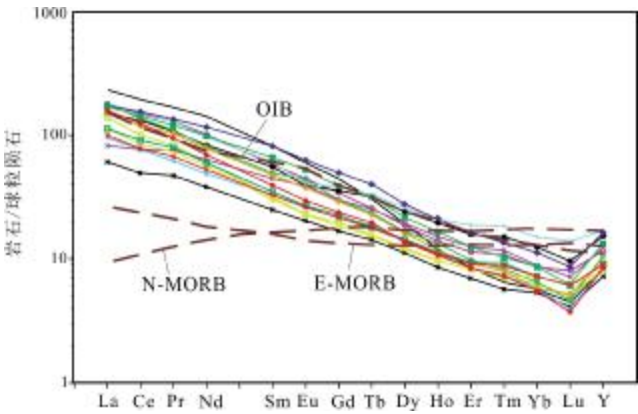


图 4 玄武岩稀土元素配分模式图

Fig. 4 The REE distribution patterns of basalts
N-MORB, E-MORB, OIB、球粒陨石标准化值据文献[12] (N-MORB, E-MORB, OIB and chondrite-normalized values from Reference [12])
物质的混染. 通过与原始地幔标准化值对比(图 5), 研究区玄武岩与标准 OIB 曲线特征相近^[14]. 样品 Zr/Nb、Ba/Nb、Rb/Nb、Th/Nb 值分别为 8.72、12.35、1.09、0.16,

与几种典型玄武岩特征值相比(表4), 具有与 EMIOB (富集地幔 I 端洋岛型玄武岩)相似的特征^[13].

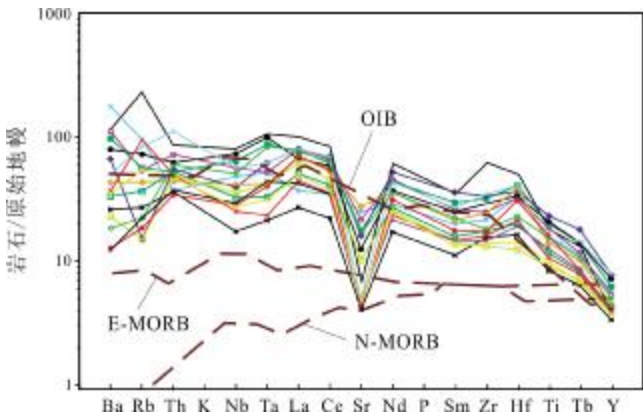


图 5 玄武岩原始地幔标准化图解
(据文献[14]修改)

Fig. 5 Primitive mantle-normalized trace element spidergram of basalts
(After Reference [14])

表 3 样品微量元素含量表

Table 3 Contents of trace elements in basalt samples

岩石名称	Cs	Rb	Sr	Ba	Nb	Ta	Zr	Hf	Th	V	Cr	Li	Sc	U	Ti
玄武岩	3.1	11.5	90.1	86.5	19.7	1.6	185.1	9.3	2.8	257.2	1340.0	25.8	34.4	0.4	
玄武岩	0.6	34.6	361.2	660.4	45.1	3.5	356.1	12.2	4.3	342.7	265.0	14.9	25.8	0.9	
玄武岩	1.5	9.3	333.0	450.7	27.5	2.5	369.4	11.1	4.5	462.4	112.8	13.0	54.1	0.9	
杏仁状玄武岩	3.8	35.0	98.4	252.0	19.3	1.3	161.0	4.5	3.9	187.0	1337.0	40.5	34.5	1.5	12530.0
玄武岩	0.7	52.1	106.2	340.2	40.1	2.5	380.7	12.3	9.1	304.2	148.0	20.9	24.4	1.2	17625.0
玄武岩	2.0	16.8	84.8	178.0	12.1	0.9	171.0	5.0	3.0	202.0	1006.0	25.3	27.9	0.6	10611.0
玄武岩	1.6	9.3	212.0	155.0	24.6	1.7	145.0	3.8	4.2	242.0	1161.0	22.4	30.2	0.7	11391.0
辉石玄武岩	5.4	33.6	444.9	756.4	39.6	2.1	273.5	9.7	5.9	328.2	581.6	30.0	26.4	1.3	23321.0
玄武岩	9.5	58.6	103.4	250.5	17.6	0.9	176.0	6.5	4.0	271.0	619.4	54.0	28.3	0.8	13309.0
玄武岩	3.2	22.7	214.0	227.4	22.9	1.3	191.2	6.1	4.3	288.7	916.9	28.1	31.6	0.9	14748.0
杏仁状玄武岩	2.6	26.8	568.2	294.1	29.1	1.7	265.8	11.5	3.6	245.0	413.0	30.4	20.0	0.5	17386.0
玄武岩	1.4	59.4	516.2	1197.0	33.8	2.1	238.5	10.6	3.1	316.7	242.3	23.3	34.2	0.6	20023.0
玄武岩	3.0	13.8	96.9	84.0	20.1	1.7	160.1	5.8	3.0	261.7	996.0	22.6	35.8	0.5	
玄武岩	0.5	13.9	350.1	125.0	34.8	3.4	199.7	7.0	5.0	300.4	1211.0	28.3	34.7	0.9	
玄武岩	1.4	44.8	257.8	539.7	51.1	4.0	359.2	10.0	5.1	327.5	161.9	44.3	32.5	0.8	
玄武岩	13.5	148.0	150.0	811.0	58.5	4.4	715.0	15.8	7.4	159.0	68.5	48.4	7.2	0.9	23201.0

注:数据引自四川省地质矿产勘探开发局报告(2016). 含量单位:10⁻⁶.

表 4 玄武岩微量元素特征值				
Table 4 Eigenvalues of trace elements in basalt samples				
元素比值	Zr/Nb	Ba/Nb	Rb/Nb	Th/Nb
样品特征值	8.72	12.35	1.09	0.16
原始地幔	14.80	9.00	0.91	0.12
N-MORB	30.00	4.30	0.36	0.07
HIMUOIB	3.2~5.0	4.9~6.5	0.35~0.38	0.080~0.101
EMIOIB	4.2~11.5	11.4~17.8	0.88~1.17	0.105~0.122
EMIIOIB	4.5~7.3	7.3~11.0	0.59~0.85	0.111~0.157

据文献[13].

4.2 源区及构造环境

4.2.1 源区分析

洋岛型玄武岩岩浆的形成和演化,涉及到来自地幔柱、软流圈、岩石圈地幔和地壳等不同端元组分的贡

献^[15],因此在分析玄武岩岩浆源区时首先要分析地壳的混染作用.从玄武岩微量元素蛛网图(图 5)可知,岩石中的微量元素仅 Rb 变化较大,其余特别是高场强元素 Nb、Zr、Hf 等变化较小,表明玄武岩在演化过程受地壳混染较小,基本不受后期蚀变作用的影响,其地球化学特征指示源区特征及岩石成岩过程^[11,16].

如前所述,本研究之玄武岩具有与 EMIOB(富集地幔 I 端洋岛型玄武岩)相似的特征,此处采用 Mg[#]判断幔源原始岩浆成分.邓晋福认为幔源原始岩浆成分的 Mg[#] 应为 0.65~0.75^[10],本次 16 个样品中,有 8 个样品的 Mg[#] 值介于原生岩浆范围内(表 1),说明地幔柱上升过程中,有部分岩浆可能经历了熔融、分离结晶、同化混染等作用. Apler 等认为, Y、Nb、Zr 的丰度可以反映地幔源的类型,富集地幔的 Zr/Y 比值一般低于 18,而亏损地幔的 Zr/Nb 比值通常大于 18^[17].本研究之玄武岩元素特征值 Zr/Y 值为 8.87~13.11, Zr/Nb

值为 5.73~14.13, 与前面论述吻合, 均反映富集地幔特征。样品的 La/Nb 值均小于 2.5, La/Ta 值均小于 30, 表明其源区为软流圈地幔而不是岩石圈地幔^[13, 18]。在 $\text{Ce}/\text{Y}-\text{Zr}/\text{Nb}$ 图解(图 6)上, 样品多数落入或接近亏损石榴石橄榄岩与原始石榴石橄榄岩之间, 表明玄武岩原始岩浆来源于软流圈地幔石榴石橄榄岩的部分熔融^[19]。

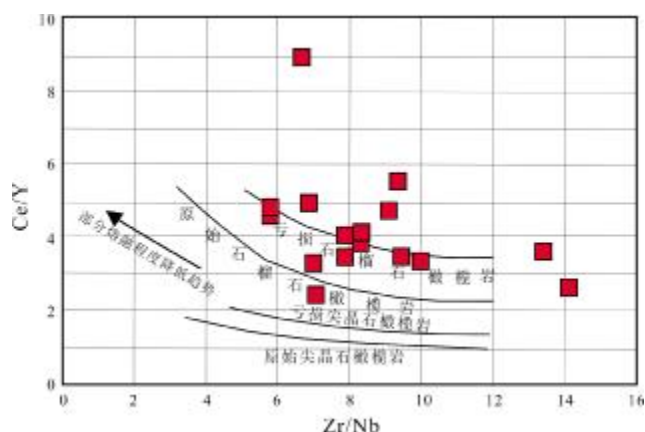


图 6 玄武岩 Ce/Y-Zr/Nb 图解

(据文献[20]修改)

Fig. 6 The Ce/Y-Zr/Nb diagram of basalts

(After Reference [20])

4.2.2 构造环境分析

前人研究表明,产于现今构造环境中的岩石可以通过一系列有效的判别图解分析出其形成时的构造环境^[4,20]。玄武岩的 Zr/Y-Zr 图解是一种比较有效的微量元素构造环境判别图解,主要利用 Zr 和 Y 在大陆玄武岩遭到地壳或岩石圈混染时没有受到强烈的影响而发生浓度改变的原理,为广大学者用于区分岛弧、洋中脊和板内玄武岩^[21-23]。将样品投入 Zr-Zr/Y 构造判别图解(图 7a)中,样品落入板内玄武岩区;在 $\text{TiO}_2\text{-MnO}\times 10\text{-P}_2\text{O}_5\times 10$ 判别图解(图 7b)中,所有样品均落入洋岛玄武岩区,洋岛碱性玄武岩与洋岛拉斑玄武岩均有涉及。采用 Nb-Zr-Y 图解(图 7c)及 Ti-Zr-Y 图解(图 7d)判断,样品也均属于洋岛玄武岩。结合玄武岩粒度较粗,多具角砾状、杏仁状构造等特征,判断玄武岩应形成于洋岛台地环境。

4.3 年代学特征

为确定研究区洋岛型玄武岩的形成时代,在洋岛型玄武岩中采集两件锆石 U-Pb 测试样品,采样位置

见图 1。激光剥蚀所用斑束直径为 25 μm , 频率为 10 Hz, 能量密度约为 2.5 J/cm², 以 He 为载气。LA-MC-ICP-MS 激光剥蚀采样采取单点剥蚀的方法, 数据分析前用锆石 GJ-1 进行仪器调试, 使之达到最佳状态。锆石 U-Pb 定年以锆石 GJ-1 为外标, U、Th 含量以锆石 M127 为外标进行校正。数据处理采用 ICPMSDataCal 程序, 测量过程中绝大多数的分析点 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 1\ 000$ 。未进行普通铅校正, ^{204}Pb 由离子计数器检测。 ^{204}Pb 含量异常高的分析点可能是受包裹体等普通 Pb 的影响, 对 ^{204}Pb 含量异常高的分析点在计算时予以剔除, 锆石年龄谱和图用 Isoplot 3.0 程序获得^[7]。

根据测试结果(表5),玄武岩中 ^{238}U 的含量变化范围为 $196.52 \times 10^{-6} \sim 595.46 \times 10^{-6}$, ^{232}Th 的含量变化范围为 $157.93 \times 10^{-6} \sim 775.20 \times 10^{-6}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 的比值为 0.03, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄范围为 218.96~221.71 Ma, 表明研究区玄武岩形成时代为晚三叠世中期。

表 5 研究区玄武岩锆石 U-Pb 测试结果

Table 5 Zircon U-Pb dating results of basalts in the study area

样品编号	Pb(Total)/10 ⁻⁶	²³² Th/10 ⁻⁶	²³⁸ U/10 ⁻⁶	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	年龄值/Ma
7	174.98	252.23	245.12	0.03	219.10
	227.74	226.83	234.32	0.03	219.09
	594.86	568.79	509.91	0.03	219.29
	441.18	410.01	335.53	0.03	218.87
	217.70	226.71	196.52	0.03	218.99
	712.58	775.20	557.10	0.03	218.96
	328.16	377.82	285.51	0.03	219.60
	550.39	619.51	556.08	0.03	219.86
	296.27	399.38	387.98	0.03	219.22
	168.75	194.52	257.78	0.03	219.15
	113.05	157.93	231.77	0.03	220.22
	159.69	242.93	270.73	0.03	219.87
210.38	413.81	475.59	0.03	220.18	
16	192.11	273.66	595.46	0.03	220.54
	237.16	376.15	414.94	0.03	220.49
	341.81	508.53	561.09	0.03	220.23
	282.61	436.38	321.20	0.03	221.35
	208.15	294.70	351.25	0.03	220.22
	222.91	318.87	336.36	0.03	221.71

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所 MC-ICP-MS 实验室.

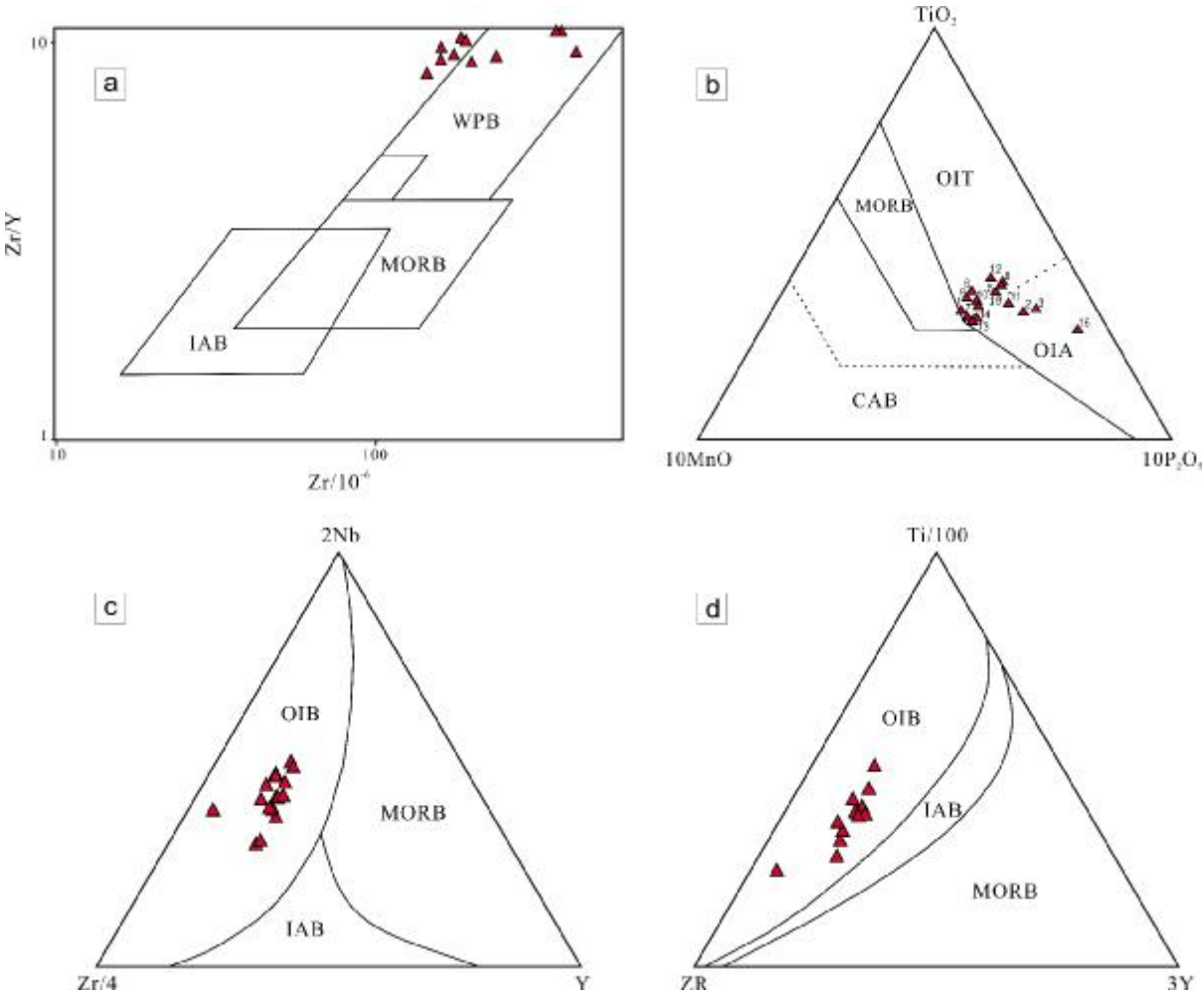


图 7 火山岩构造环境判别图解

Fig. 7 Tectonic setting discrimination diagrams of volcanic rocks

a—据文献[24]修改(after Reference [24]); b—据文献[25]修改(after Reference [25]); c, d—据文献[26]修改(after Reference [26]); WPB—板内玄武岩 (within-plate basalt); MORB—洋中脊玄武岩 (mid-ocean ridge basalt); IAB—岛弧玄武岩 (island arc basalt); OIT—洋岛拉斑玄武岩(ocean island tholeiite); OIA—洋岛碱性玄武岩(ocean island alkali basalt); OIB—洋岛玄武岩(ocean island basalt); IAT—岛弧拉斑玄武岩(island arc tholeiite); CAB—钙碱性玄武岩(calc-alkaline basalt)

4.4 地质意义

洋岛玄武岩的存在标志着洋盆中存在成熟的洋壳。前人研究表明,甘孜-理塘洋盆在泥盆纪之前已经打开并发展为深水盆地^[27-29],而在研究区内洋盆开始打开的时间为中晚二叠世至早三叠世,在中一晚三叠世洋盆扩张到最大,并发育为成熟的洋壳^{[21]①}。本次区调工作及区域上前人获得的大量洋脊、洋岛型玄武岩年龄集中在 218~225 Ma 之间,本文所研究的玄武岩正是洋盆扩张到鼎盛时期并存在成熟洋壳的佐证,为探讨甘孜-理塘结合带的物质组成及构造演化提供了

更多最直接的证据。

5 结论

- (1)研究区内古海山岩石组合为角砾状玄武岩、杏仁状玄武岩、玄武质集块岩、块状(颗粒)灰岩、角砾状灰岩,属于洋岛台地相。
- (2)岩石地球化学特征显示,本研究之玄武岩为碱性系列,源区为软流圈地幔石榴石橄榄岩,且部分经历了岩浆结晶分异,稀土元素及微量元素特征与标准洋岛型玄武岩大致相同。结合玄武岩粒度较粗,多具角

①四川省地质矿产勘查开发局川西北地质队. 1:5 万东朗乡、桐翁、纳巴、麦日乡、唐央乡、博窝区域地质调查报告. 2016.

砾状、杏仁状构造等特征,判断玄武岩应形成于洋岛台地环境。

(3)研究区洋岛型玄武岩年龄值为 218.96~221.71 Ma,表明其形成与晚三叠世中期。

(4)结合本次区调工作及区域上前人获得的大量洋脊、洋岛型玄武岩年龄,本地区甘孜-理塘洋盆于中晚二叠世至早三叠世打开,在中一晚三叠世洋盆扩张到最大,并发育为成熟的洋壳。研究为探讨甘孜-理塘结合带的物质组成及构造演化提供了更多最直接的证据。

参考文献(References):

- [1]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,1992:170-172.
Xu Z Q, Hou L W, Wang Z X, et al. Orogenic processes of the Songpan-Ganze orogenic belt of China [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1992: 170-172. (in Chinese)
- [2]邹光富,侯立玮,尹显科.甘孜-理塘蛇绿混杂岩带特征及其构造意义[J].四川地质学报,1994,14(1):17-24.
Zou G F, Hou L W, Yin X K. Characteristics of Garze-Litang ophiolite melange zone and its tectonic implication[J]. Acta Geologica Sichuan, 1994, 14(1): 17-24.
- [3]蔡雄飞,蔡海磊,刘德民.造山带洋岛混杂岩系地层序列和研究意义[J].海洋地质动态,2006,22(4):9-11.
Cai X F, Cai H L, Liu D M. Stratigraphic sequences of mixtite series in oceanic islands of orogenic belts and the significance of study[J]. Marine Geology Letters, 2006, 22(4): 9-11.
- [4]严松涛,段阳海,谭昌海,等.甘孜-理塘蛇绿混杂岩带中三叠世洋岛型岩石组合的识别及其构造意义——来自岩石学、地球化学和年代学证据[J].地球学报,2019,40(6):816-826.
Yan S T, Duan Y H, Tan C H, et al. Identification of the Middle Triassic Ocean Island rock association in the Garze-Litang ophiolite mélangé zone and its tectonic significance: Constraints from petrology, geochemistry and geochronology[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2019, 40(6): 816-826.
- [5]王立全,潘桂堂,丁俊,等.1:150万青藏高原及邻区地质图及说明书[M].北京:地质出版社,2013:114.
Wang L Q, Pan G T, Ding J, et al. Geological maps and specifications of the Tibetan plateau and its adjacent areas[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2013: 114. (in Chinese)
- [6]曾云,贺金良,王秀京,等.四川省成矿区带划分及区域成矿规律[M].北京:科学出版社,2015:9-10.
Zeng Y, He J L, Wang X J, et al. Zoning of metallogenic belt and regional metallogenic regularity in Sichuan Province [M]. Beijing: Science Press, 2015: 9-10.
- [7]侯可军,李延河,田有荣. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 2009, 28(4): 481-492.
Hou K J, Li Y H, Tian Y R. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS[J]. Mineral Deposits, 2009, 28(4): 481-492.
- [8]马涛,张健,王晓青,等.西藏萨嘎二叠纪 OIB 型火山岩岩石地球化学特征及成因分析[J].西北地质,2017,50(3):22-35.
Ma T, Zhang J, Wang X Q, et al. Geochemical characteristics and genesis of Permian OIB-type volcanic rocks in Saga region, Tibet[J]. Northwestern Geology, 2017, 50(3): 22-35.
- [9]Wilkinson J F G. The genesis of mid-ocean ridge basalt[J]. Earth-Science Reviews, 1982, 18(1): 1-57.
- [10]邓晋福.岩石相平衡与岩石成因[M].武汉:武汉地质学院出版社,1987:24-31.
Deng J F. Lithofacies equilibrium and petrogenesis [M]. Wuhan: China University of Geoscience Press, 1987: 24-31. (in Chinese)
- [11]Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-343.
- [12]李运冬,刘小玉.青海热水地区晚三叠世火山岩地球化学特征及构造环境[J].西北地质,2014,47(3):14-25.
Li Y D, Liu X Y. Geochemistry and tectonic setting of late Triassic volcanic rocks in Reshui area, Qinghai [J]. Northwestern Geology, 2014, 47(3): 14-25.
- [13]Weaver B L. The origin of ocean island basalt end-member compositions: Trace element and isotopic constraints[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1991, 104(2/4): 381-397.
- [14]Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1): 313-345.
- [15]徐义刚.地幔柱构造、大火成岩省及其地质效应[J].地学前缘,2002,9(4):341-353.
Xu Y G. Mantle plumes, large igneous provinces and their geologic consequences[J]. Earth Science Frontiers, 2002, 9(4): 341-353.
- [16]Pearce J A, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1973, 19(2): 290-300.
- [17]Le Roex A P, Dick H J B, Erlank A J, et al. Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet triple junction and 11 degrees east [J]. Journal of Petrology, 1983, 24(3): 267-318.
- [18]Weaver B L. Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts[J]. Geology, 1991, 19(2): 123-126.
- [19]Viccaro M, Cristofolini R. Nature of mantle heterogeneity and its role in the short-term geochemical and volcanological evolution of Mt.

- Etna (Italy)[J]. *Lithos*, 2008, 105(3/4): 272-288.
- [20]Helo C, Hegner E, Kröner A, et al. Geochemical signature of Paleozoic accretionary complexes of the Central Asian Orogenic Belt in South Mongolia: Constraints on arc environments and crustal growth[J]. *Chemical Geology*, 2006, 227(3/4): 236-257.
- [21]韩兆诣. 甘孜-理塘结合带南段玄武岩特征及构造意义[D]. 绵阳: 西南科技大学, 2015.
- Han Z Y. Basalt characteristics and tectonic significance in the Southern of Garze-Litang Suture Zone [D]. Minyang: Southwest University of Science and Technology, 2015.
- [22]鄢圣武, 白宪洲, 秦宇龙, 等. 四川昭觉-美姑地区峨眉山玄武岩古火山机构的发现及其喷发旋回的确定[J]. *中国地质*, 2021, 48(2): 536-548.
- Yan S W, Bai X Z, Qin Y L, et al. Discovery of paleo-volcanic edifice and determination of its eruptive circles of Emeishan basalt in Zhaojue-Meigu area, Sichuan Province[J]. *Geology in China*, 2021, 48(2): 536-548.
- [23]谢纪海, 胡正祥, 毛新武, 等. 鄂北大洪山晋宁期 MORB-like 玄武岩的识别与洋内俯冲作用[J]. *中国地质*, 2019, 46(6): 1496-1511.
- Xie J H, Hu Z X, Mao X W, et al. The discrimination of Jinningian MORB-like basalt and intra-oceanic subduction in the Dahongshan area, northern Hubei[J]. *Geology in China*, 2019, 46(6): 1496-1511.
- [24]Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69(1): 33-47.
- [25]Mullen E D. MnO/TiO₂/P₂O₅: A minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 62(1): 53-62.
- [26]Vermeesch P. Tectonic discrimination diagrams revisited [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(6): Q06017.
- [27]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: 69-107.
- Pan G T, Chen Z L, Li X Z, et al. Geological-Tectonic evolution in the Eastern Tethys[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1997: 69-107. (in Chinese)
- [28]张世涛, 冯庆来, 王义昭. 甘孜-理塘构造带泥盆系的深水沉积[J]. *地质科技情报*, 2000, 19(3): 17-20.
- Zhang S T, Feng Q L, Wang Y Z. Devonian deep-water sediments in Garze-Litang tectonic belt [J]. *Geological Science and Technology Information*, 2000, 19(3): 17-20.
- [29]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.
- Yang W Q, Feng Q L, Liu G C. Radiolarian fauna and geochemical characters of the cherts from Garze-Litang tectonic belt and its tectono-paleogeographic significance [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2010, 84(1): 78-89.

(上接第 655 页/Continued from Page 655)

- [16]Cariou E, Olivier N, Pittet B, et al. Dinosaur track record on a shallow carbonate-dominated ramp (Loulle section, Late Jurassic, French Jura)[J]. *Facies*, 2014, 60(1): 229-253.
- [17]Vachard D, Clausen S, Palafox J J, et al. Lower Ordovician microfossils and microfossils from Cerro San Pedro (San Pedro de la Cueva, Sonora, Mexico), as a westernmost outcrop of the newly defined NuiaProvince[J]. *Facies*, 2017, 63(3): 18.
- [18]Luan X C, Brett C E, Zhan R B, et al. Microfacies analysis of the Lower-Middle Ordovician succession at Xiangshuidong, southwestern Hubei Province, and the drowning and shelf-ramp transition of a carbonate platform in the Yangtze region [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2017, 485: 68-83.
- [19]Park J, Lee J H, Hong J, et al. An upper Ordovician sponge-bearing micritic limestone and implication for Early Palaeozoic carbonate successions[J]. *Sedimentary Geology*, 2015, 319: 124-133.
- [20]王一刚, 文应初, 洪海涛, 等. 四川盆地北部晚二叠世—早三叠世碳酸盐岩斜坡相带沉积特征[J]. *古地理学报*, 2009, 11(2): 143-156.
- Wang Y G, Wen Y C, Hong H T, et al. Carbonate slope facies sedimentary characteristics of the Late Permian to Early Triassic in northern Sichuan Basin [J]. *Journal of Palaeogeography*, 2009, 11(2): 143-156.
- [21]洪海涛, 田兴旺, 孙奕婷, 等. 四川盆地海相碳酸盐岩天然气富集规律[J]. *中国地质*, 2020, 47(1): 99-110.
- Hong H T, Tian X W, Sun Y T, et al. Hydrocarbon enrichment regularity of marine carbonate in Sichuan Basin [J]. *Geology in China*, 2020, 47(1): 99-110.