

玉树北部二叠纪镁铁质岩的成因及其对大陆弧后盆地形成的指示

刘彬¹, 蔡昊龙¹, 马昌前^{2,3}, 吴栾¹, 程琦¹, 李福林⁴, 孙洋¹

(1. 长江大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430100; 2. 中国地质大学 地质过程与矿产资源国家重点实验室, 湖北 武汉 430074; 3. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 4. 中国地质调查局 武汉地质调查中心(中南地质科技创新中心), 湖北 武汉 430205)

摘要: 系统地调查与研究弧后盆地岩浆作用能为探究汇聚板块边缘的壳幔相互作用、板块俯冲动力学和弧后盆地形成-演化机制等提供重要信息。本文以最近在青海玉树北部地区发现的二叠纪镁铁质岩类为研究对象, 开展了岩相学、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学与同位素地质学等研究, 以期深入认识大陆弧后盆地形成机制及有关镁铁质岩浆的起源提供关键线索。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学测定结果表明, 玉树北部辉长岩的结晶年龄为 260 ± 1 Ma。玄武岩样品具有相对低的 TiO_2 和 Nb/Y 值以及相对高的 Ce/Nb 值, 其相对于原始地幔要显著富集轻稀土和 Th 等元素, 亏损 Nb、Ta、Ti 和 P 等元素, 可与世界上典型弧后盆地玄武岩(例如 Okinawa Trough BABBs)成分特征类比。而辉长岩样品具有相对高的 TiO_2 和 Nb/Y 值以及相对低的 Ce/Nb 值, 其相对于原始地幔要显著富集轻稀土和 Th 等元素, 轻微亏损 Nb、Ta 和 Ti, 总体上具有与 OIB 类似的成分特征。玄武岩样品具有变化较大的 I_{Sr} (0.706~0.709) 和 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值 (-1.8~+1.3), 而辉长岩样品则具有相对均一的 I_{Sr} (0.709) 和 $\epsilon\text{Nd}(t)$ 值 (-1.8~-1.5)。综合本次研究成果可以确定, 玄武岩应该起源于一个受俯冲组分改造的岩石圈地幔, 而辉长岩应该来自于一个与地幔柱相关的源区。结合区域最新研究资料可以进一步判断研究区镁铁质岩应该形成于大陆弧后盆地扩张的背景中, 并且该弧后盆地的产生很可能与洋壳深俯冲导致的板块回撤、峨眉山幔柱活动密切相关。

关键词: 镁铁质岩; 大陆弧后盆地; 二叠纪; 北羌塘; 青藏高原

中图分类号: P588.12; P597+.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2024)02-0344-16

Petrogenesis of Permian mafic rocks from the northern Yushu area and implications for the formation of a continental back-arc basin

LIU Bin¹, CAI Hao-long¹, MA Chang-qian^{2,3}, WU Luan¹, CHENG Qi¹, LI Fu-lin⁴ and SUN Yang¹

(1. School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China; 2. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 4. Wuhan Center, China Geological Survey (Central South China Innovation Center for Geosciences), Wuhan 430205, China)

Abstract: The systematic investigations and studies of the back-arc basin magmatism can provide important information for exploring the crust-mantle interaction at the converging plate margin, plate subduction dynamics, and the formation-evolution mechanism of back-arc basins. This paper presents a comprehensive study of petrography, zircon

收稿日期: 2023-06-28; 接受日期: 2023-12-13; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家自然科学基金项目(42130309, 41972066, 41502050); 中国地质调查局项目(12120115026901, 1212011121270)

作者简介: 刘彬(1987-), 男, 汉族, 博士, 教授, 硕士生导师, 主要从事火成岩岩石学与地球化学、基岩潜山油气勘探等方面教学与研究, E-mail: binliu@yangtzeu.edu.cn.

网络首发时间: 2024-01-26; 网络首发地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1966.P.20240124.1713.002.html>

U-Pb chronology, rock geochemistry and isotope geology for the Permian mafic rocks recently discovered in the northern Yushu area, and the data could offer key clues to understand the formation mechanism of continental back-arc basins and the origin of mafic magmas. The zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results show that the crystallization age of the gabbro is 260 ± 1 Ma. The basalt samples have relatively low TiO_2 content and Nb/Y ratio and relatively high Ce/Nb ratio. Compared with the primitive mantle, those samples are significantly enriched in elements such as light rare earth elements and Th, and depleted of Nb, Ta, Ti, and P, etc., which are similar to the composition characteristics of typical back-arc basin basalts (such as the Okinawa Trough BABBs) in the world. The gabbro samples have relatively high TiO_2 content and Nb/Y ratio and relatively low Ce/Nb ratio. Those samples are significantly enriched in elements such as light rare earth elements and Th, and slightly depleted in Nb, Ta, and Ti, which could be comparable to those of OIB. The basalt samples have variable I_{Sr} (0.706~0.709) and $\varepsilon\text{Nd}(t)$ (-1.8~+1.3), while the gabbros samples have relatively uniform I_{Sr} (0.709) and $\varepsilon\text{Nd}(t)$ (-1.8~-1.5). Based on the results of this study, it can be concluded that the basalts should be derived from a lithospheric mantle modified by subducted components, while the gabbros might be originated from a mantle plume-related source. Combining with new regional studies, we propose that the mafic rocks in the study area should be formed in a continental back-arc basin environment, and the formation of the back-arc basin could be attributed to the slab-rollback caused by the deep oceanic subduction and the activity of the Emeishan mantle plume.

Key words: mafic rocks; continental back-arc basin; Permian; North Qiangtang; Tibetan Plateau

Fund support: National Natural Science Foundation of China (42130309, 41972066, 41502050); China Geological Survey Project (12120115026901, 1212011121270)

弧后盆地通常被定义为位于岩浆弧后部的伸展构造区域,其多出现在汇聚边界的上覆板块中,并且往往与裂谷作用和海底扩张有关(Sdrolias and Muller, 2006)。国内外大量的研究表明,地球上并非所有的俯冲体系都能出现弧后伸展进而形成盆地(Uyeda and Kanamori, 1979; Sdrolias and Muller, 2006)。“马里亚纳型俯冲”(或“洋-洋俯冲”)常常在西太平洋边缘形成众多现代洋内弧后盆地(例如 Mariana Trough 和 Lau Basin),但是“智利型俯冲”(或“洋-陆俯冲”)却很难形成现代大陆弧后盆地,只有极少数大陆弧后盆地(例如 Okinawa Trough 和 Bransfield Strait)沿着现今的洋-陆俯冲带发育(Shinjo *et al.*, 1999; Keller, 2002)。在过去的几十年,基于地质观测和数值模拟的研究已经提出多种地球动力学机制来解释洋-洋俯冲带背景下弧后盆地的形成,涉及到上覆板块的运动、由多种因素驱动的板块回撤、地幔柱活动产生的活动断裂等(Uyeda and Kanamori, 1979; Sdrolias and Muller, 2006; Nakakuki and Mura, 2013)。然而,目前对于大陆弧后盆地的形成机制、演化过程及其与洋-陆俯冲作用的成因联系仍缺乏深入的认识。值得注意的是,弧后盆地岩浆活动的产生通常受控于一系列复杂的减压熔融

过程(Conder *et al.*, 2002),其岩浆地球化学和同位素的变化可归因于多个不同端员组分的贡献(包括地幔楔、软流圈地幔、岩石圈地幔、俯冲相关物质等; Hirahara *et al.*, 2015)。此外,弧后盆地岩浆的形成与演化还受到大洋岩石圈年龄和温度、俯冲速率和板块倾角等因素的显著影响(D’Orazio *et al.*, 2004)。因此,对弧后盆地岩浆作用开展研究可以为探究汇聚板块边缘的壳幔相互作用、板块俯冲动力学和弧后盆地形成-演化机制等提供重要的信息。

青藏高原通常被认为是由不同时期直接或间接源自冈瓦纳大陆北部的大量异地大陆地体或块体拼合汇聚形成的(Metcalf, 2013; Xu *et al.*, 2015)。青藏高原发育一个相对完整的特提斯构造-岩浆系统(包括原特提斯、古特提斯、中特提斯和新特提斯),因此通常被视作研究全球板块构造和特提斯演化的重要窗口(Metcalf, 2013)。近年来的大量研究揭示,青藏高原中北部北羌塘地体内部发育一条显著的二叠纪-早三叠世陆缘弧岩浆带,并且在该弧岩浆带后方存在一个规模相对较大的大陆弧后盆地(Zhang *et al.*, 2017; Liu *et al.*, 2020)。然而,目前对于该弧后盆地的成因机制及其有关岩浆的形成与演化过程等许多细节尚不明确。例如,该弧后盆地

的形成与古特提斯洋-陆俯冲作用之间究竟存在什么样的成因联系? 晚二叠世峨眉山地幔柱活动是否影响该弧后盆地的形成?

基于上述考虑, 本文以项目组最近在北羌塘玉树北部地区厘定的二叠纪镁铁质岩类为研究对象, 通过开展系统的岩相学、锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学与同位素地质学研究, 并且结合区域上最新研究成果, 深入剖析其岩石成因、岩浆源区组成及其形成的地球动力学背景, 进而为深入认识大陆弧后盆地形成机制及其有关岩浆起源提供重要线索。

1 区域地质背景与样品采集

北羌塘地体位于青藏高原中北部, 与峨眉山大火成岩省相邻, 夹持在甘孜-理塘缝合带和龙木错-双湖缝合带之间(图 1), 一直是研究古特提斯构造演化、冈瓦纳超大陆北缘裂解和青藏高原早期形成问题的关键地区(李才等, 2006; Xu *et al.*, 2015)。近年来, 基于蛇绿岩、高压变质岩、地体属性、沉积建造、生物分区及地球物理等多学科研究成果陆续证

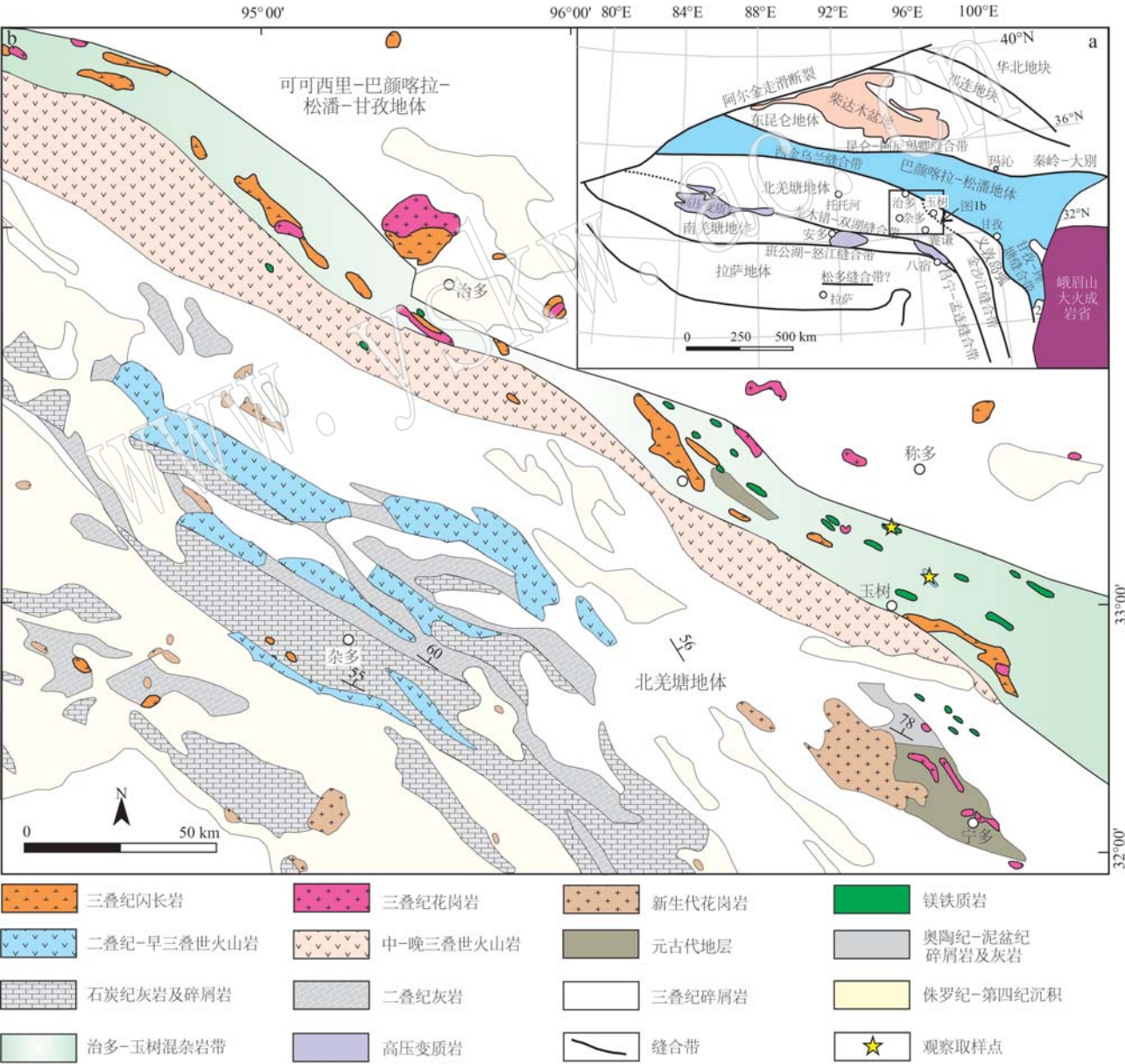


图 1 研究区所在大地构造位置及其岩浆岩地质分布简图

Fig. 1 The tectonic location and simplified geological map of the magmatic rocks from the study area

实龙木错-双湖缝合带应该代表古特提斯的主洋盆,其可向东南进一步与昌宁-孟连古特提斯洋相联系,共同构成东亚古特提斯体系中一条规模最大的缝合带(李才等, 2006; Metcalfe, 2013; Zhai *et al.*, 2013)。北羌塘地体主要由元古宙变质岩(例如宁多群)、晚古生代沉积岩与火山岩、三叠纪火山-沉积岩以及少量新生代山间碎屑沉积物等构成。宁多群主要由片麻岩、石英片岩、角闪岩片岩和大理岩组成,大致形成于中元古代至新元古代(1 044~991 Ma; He *et al.*, 2013)。古生代沉积岩在该地体中出露相对较少,主要由泥盆纪灰岩、石炭纪至二叠纪灰岩与砂岩等组成。此外,二叠纪-三叠纪岩浆岩在该地体中分布较为广泛(刘彬等, 2016; Liu *et al.*, 2021)。峨眉山大火成岩省位于青藏高原中北部东南边缘,

是世界上研究最多的大火成岩省之一。该大火成岩省主要由大量低 Ti 和高 Ti 溢流玄武岩和镁铁质-超镁铁质侵入岩组成,其形成与晚二叠世地幔柱活动(约 259 Ma; Zhang *et al.*, 2006; Zhong *et al.*, 2014)存在密切的成因联系。大量研究表明,峨眉山地幔柱很可能参与了青藏高原中部的古特提斯构造演化,在青藏高原中部多个地区(包括北羌塘、义敦和松潘-甘孜等)形成了一系列的高 Ti 玄武岩或镁铁质侵入岩(Zi *et al.*, 2010; Liu *et al.*, 2016)。

本文研究的二叠纪玄武岩和辉长岩均出露在北羌塘地体治多-玉树混杂岩带内。其中玄武岩发育特征的枕状构造,伴生有熔结凝灰岩和晶屑凝灰岩等(图 2)。前人对该套火山岩层中的凝灰岩开展锆石 U-Pb 年代学测定的结果为 254 ± 2 Ma (MSWD=0.33;

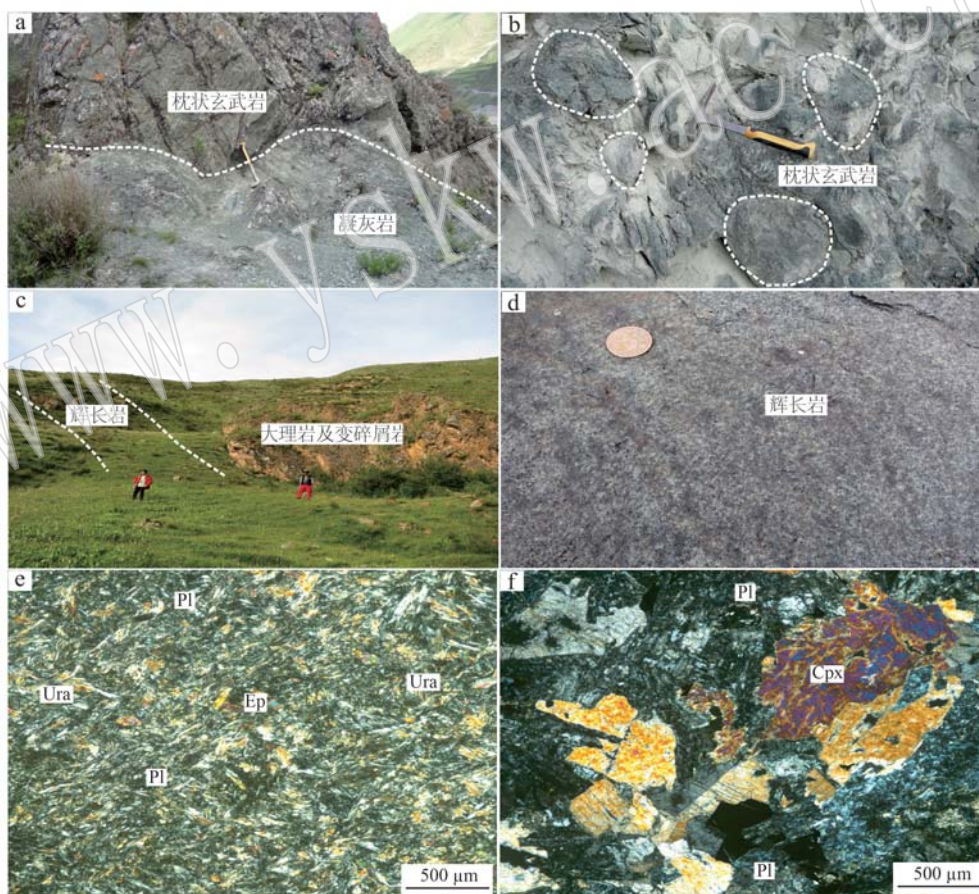


图 2 玉树北部玄武岩和辉长岩的野外和显微照片

Fig. 2 Photographs of the field occurrences and microphotographs for the basalts and gabbros in the northern Yushu area

a—枕状玄武岩与凝灰岩的野外交触关系; b—枕状玄武岩的野外露头; c—辉长岩侵入到大理岩及变碎屑岩地层中; d—辉长岩的野外露头; e—玄武岩呈现变余斑状结构(正交偏光); f—辉长岩中辉石和斜长石自形程度相近(正交偏光); Cpx—单斜辉石; Ep—绿帘石; Pl—斜长石; Ura—纤闪石

a—field photograph showing the contact relationship of the pillow basalt and tuff; b—field photograph of the pillow basalt; c—the gabbro intrudes into the marble and metaclastic strata; d—field photograph of the gabbro; e—the basalt exhibit blastoporphyritic texture (crossed polarized); f—the pyroxene and plagioclase have similar degree of idiomorphism in the gabbro (crossed polarized); Cpx—clinopyroxene; Ep—epidote; Pl—plagioclase; Ura—uralite

Zhang *et al.*, 2017), 表明该套火山岩应该代表了晚二叠世火山活动的产物。而辉长岩侵入到该混杂岩带大理岩和变碎屑岩地层中(图2)。岩相学分析结果显示,玄武岩样品多为变余斑状结构,斑晶主要由蚀变辉石和斜长石组成,辉石多被纤闪石、绿帘石和绿泥石等取代。基质具有纤状变晶结构,主要由纤闪石和斜长石组成。辉长岩样品为辉长结构,主要由单斜辉石和斜长石组成。单斜辉石为半自形晶,具有相对鲜艳的干涉色,斜消光,镜下可见部分辉石发生蚀变,被角闪石和绿泥石等矿物所取代。斜长石主要为半自形板状晶,表面黏土化较为严重。

2 测试方法

在对研究区镁铁质岩类进行野外地质调查与室内岩相学分析基础上,选取相对新鲜并且没有裂隙的样品进行锆石分选及岩石碎样。其中锆石分选按照标准的程序进行,先对样品进行机械粉碎,然后借助重-磁-电分选技术和手工提纯后,选取代表性的锆石颗粒完成制靶与阴极发光(CL)照相。在此基础上结合透射光和反射光照片来对典型锆石的成因类型进行初步分析,进而筛选合适的锆石测点。还要根据标准程序将代表性岩石样品粉碎至200目以下,并且分装为3份,分别用于全岩的主量元素、稀土和微量元素、全岩Sr-Nd同位素组成分析。

锆石LA-ICP-MS U-Pb测年分析是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室内完成,所采用的仪器设备包括ICP-MS(Agilent 7500a)和GeoLas 2005。在测试过程中,将氦气与氩气分别作为载气与补偿气来控制激光剥蚀的灵敏度。锆石U-Th-Pb同位素成分、微量元素及有关同位素年龄计算等的离线处理采用软件ICPMSDataCal完成,具体操作方法及实验测试条件详见Liu等(2010)。岩石主要氧化物含量采用X荧光光谱 α 系数分析法完成,完成单位为湖北省地质实验研究所武汉综合岩矿测试中心,分析精度均为1%。稀土元素和微量元素含量也是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室内完成,使用实验仪器为ICP-MS(Agilent 7500a)。将样品放入Teflon溶样弹中,并且加入HF和HNO₃在高温条件下完成样品消解。微量元素测试前处理方法、仪器条件及其相关数据处理等详见Liu等(2008)。岩石Nd和Sr同位素比值测定在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产

资源国家重点实验室完成,所采用的仪器包括TIMS(Triton T1)和MC-ICP-MS,还利用标样NBS987和La Jolla来监测实验仪器的准确度。同位素测试的样品前处理方法、实验分析条件等可见Gao等(2004)。

3 测试结果

3.1 锆石U-Pb年龄

本次主要针对辉长岩开展锆石LA-ICP-MS U-Pb测年,具体的测年数据及有关锆石U-Pb同位素参数计算结果详见表1。本次共测定了24颗锆石、24个同位素测点。这些锆石多为无色透明,半自形-自形板状晶形,其粒径多分布在60~150 μm 之间。所有的锆石颗粒具有宽板状环带或者弱分带的特点(图3),缺少复杂内部结构(例如古老继承锆石核等),这些锆石测点均具有相对高的Th/U值(1.3~3.0),总体上可与典型镁铁质岩浆结晶的锆石特征类比(Liu *et al.*, 2016, 2020)。锆石LA-ICP-MS U-Pb测年结果揭示,这些锆石测点获得的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄明显集中在两个不同的区间内(图3),其中11个测点给出相对古老的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄,分布在282~280 Ma之间,暗示研究区很可能存在早二叠世(约280 Ma)镁铁质岩浆活动。其余的13个测点给出了相对年轻的²⁰⁶Pb/²³⁸U年龄,其分布较为一致,集中分布在260~259 Ma之间。这些年龄的加权计算结果260 $\pm$ 1 Ma代表了该辉长岩的结晶年龄。

3.2 岩石地球化学成分

岩石的主量元素、稀土-微量元素分析结果及其相关参数计算结果见表2,其中包括5件玄武岩样品和3件辉长岩样品。

本次研究的玄武岩样品具有变化范围相对较大的SiO₂(42.89%~53.08%)、相对低的TiO₂(0.85%~1.51%)、相对高的MgO(7.51%~18.38%)和Mg[#]值(60~73)。玄武岩样品具有相对低的稀土元素总量(ΣREE 为 33.93×10^{-6} ~ 72.85×10^{-6}),相对球粒陨石要明显富集轻稀土元素、亏损重稀土元素,(La/Yb)_N为1.09~2.00,并且具有较弱的Eu负异常(δEu 为0.87~0.96;图4a)。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示,岩石样品相对于原始地幔要显著富集轻稀土和Th等元素,亏损Nb、Ta、Ti和P等元素,总体上可与源自受俯冲改造岩石圈地幔的镁铁质岩成分或典型弧后盆地玄武岩(Okinawa Trough BABBs)成分类比(图4b)。

表 1 玉树北部辉长岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

测试点	$w_B/10^{-6}$		Th/U	同位素比值				同位素年龄/Ma						
	^{232}Th	^{238}U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
ZX01-1-01	2 482	1 520	1.6	0.001 31	0.283 26	0.007 56	0.040 95	0.000 39	199	44	253	6	259	2
ZX01-1-02	2 822	1 605	1.8	0.001 14	0.290 37	0.006 52	0.041 19	0.000 38	244	35	259	5	260	2
ZX01-1-03	4 198	2 521	1.7	0.001 05	0.303 71	0.006 75	0.044 48	0.000 40	164	35	269	5	281	2
ZX01-1-04	6 730	3 058	2.2	0.001 09	0.307 05	0.006 91	0.044 69	0.000 48	183	33	272	5	282	3
ZX01-1-05	5 410	2 575	2.1	0.001 19	0.312 45	0.007 13	0.044 42	0.000 42	239	35	276	6	280	3
ZX01-1-06	4 132	2 039	2.0	0.001 25	0.308 33	0.007 70	0.044 44	0.000 41	203	41	273	6	280	3
ZX01-1-07	2 992	1 876	1.6	0.001 31	0.305 52	0.007 99	0.044 53	0.000 44	178	42	271	6	281	3
ZX01-1-08	1 477	1 116	1.3	0.001 44	0.289 14	0.008 22	0.041 24	0.000 39	224	48	258	6	260	2
ZX01-1-09	2 764	1 636	1.7	0.001 22	0.276 24	0.006 94	0.041 20	0.000 34	122	44	248	6	260	2
ZX01-1-10	5 810	2 626	2.2	0.001 09	0.306 17	0.006 56	0.044 69	0.000 38	177	34	271	5	282	2
ZX01-1-11	4 106	2 315	1.8	0.001 07	0.309 72	0.006 57	0.044 33	0.000 32	217	36	274	5	280	2
ZX01-1-12	3 123	1 829	1.7	0.001 15	0.295 30	0.006 94	0.044 31	0.000 35	112	40	263	5	280	2
ZX01-1-13	2 445	1 533	1.6	0.001 26	0.283 50	0.006 96	0.041 22	0.000 36	189	41	253	6	260	2
ZX01-1-14	1 752	1 078	1.6	0.001 48	0.287 60	0.008 72	0.041 22	0.000 39	214	52	257	7	260	2
ZX01-1-15	3 234	1 484	2.2	0.001 36	0.282 58	0.007 79	0.041 00	0.000 37	188	47	253	6	259	2
ZX01-1-16	3 375	1 664	2.0	0.001 23	0.291 63	0.007 04	0.040 95	0.000 33	259	40	260	6	259	2
ZX01-1-17	3 051	1 956	1.6	0.001 38	0.296 76	0.007 37	0.041 62	0.000 34	267	42	264	6	263	2
ZX01-1-18	3 138	1 461	2.1	0.001 27	0.290 77	0.007 20	0.041 19	0.000 37	238	41	259	6	260	2
ZX01-1-19	3 501	1 764	2.0	0.001 25	0.288 19	0.006 83	0.041 02	0.000 33	225	40	257	5	259	2
ZX01-1-20	3 136	1 317	2.4	0.001 37	0.284 47	0.007 93	0.041 09	0.000 41	179	46	254	6	260	3
ZX01-1-21	5 778	2 531	2.3	0.001 13	0.313 98	0.006 95	0.044 55	0.000 36	225	36	277	5	281	2
ZX01-1-22	2 675	1 685	1.6	0.001 21	0.293 18	0.006 83	0.041 41	0.000 35	241	38	261	5	262	2
ZX01-1-23	5 039	2 177	2.3	0.001 09	0.313 86	0.006 69	0.044 74	0.000 33	220	36	277	5	282	2
ZX01-1-24	12 729	4 247	3.0	0.001 03	0.307 77	0.006 41	0.044 73	0.000 37	176	33	272	5	282	2

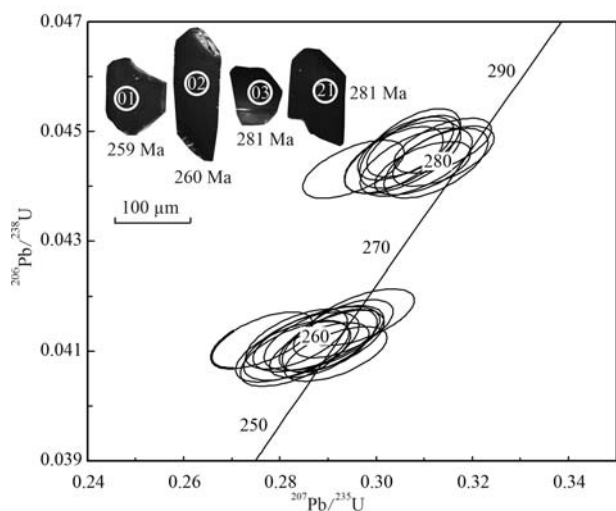


图3 玉树北部辉长岩中的锆石 U-Pb 谐和图及其代表性锆石的 CL 图像

Fig. 3 Zircon U-Pb concordant diagram and CL images of typical zircon grains for the gabbros in the northern Yushu area

辉长岩样品具有相对集中的 SiO_2 (46.56% ~ 46.89%)、相对低的 TiO_2 (1.99% ~ 2.23%)、相对高的 MgO (5.96% ~ 6.94%) 和 $\text{Mg}^\#$ 值 (49 ~ 53)。与玄武岩样品相比,辉长岩样品具有相对高稀土元素总量 (ΣREE 为 131.66×10^{-6} ~ 146.68×10^{-6})。这些样品相对球粒陨石要明显富集轻稀土元素和亏损重稀土元素, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 4.39 ~ 4.40, 并且其 Eu 异常不明显 (δEu 为 1.01; 图 4a)。微量元素原始地幔标准化蛛网图显示,所有岩石样品相对于原始地幔要显著富集轻稀土元素和 Th 等元素,轻微亏损 Nb、Ta 和 Ti,总体上具有与 OIB 类似的成分特征 (图 4b)。

3.3 Sr-Nd 同位素组成

本次 Sr-Nd 同位素研究共测定 2 件玄武岩样品、3 件辉长岩样品,其具体测定结果及其计算的相关参数详见表 2。其中玄武岩样品具有变化范围相对较大的初始 Sr 同位素比值 (I_{Sr} 为 0.706 ~ 0.709) 和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值 (-1.8 ~ +1.3)。而辉长岩样品则具有相对均一的初始 Sr 同位素比值 (I_{Sr} 为 0.709) 和 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值 (-1.8 ~ -1.5)。这些特征反映两套镁铁质岩石很可能在岩浆源区组成存在较为明显的差异 (图 5)。

4 讨论

4.1 两套不同成分镁铁质岩的成因分析

4.1.1 岩浆分离结晶与陆壳混染

由于镁铁质岩浆在地壳中上升侵位时常常会经

历一定程度的陆壳混染与分离结晶作用 (AFC 过程; Halama *et al.*, 2004), 在分析与探讨岩浆源区性质与岩石成因之前,首先需要系统地评估陆壳混染与分离结晶对研究区两套镁铁质岩成分的影响。

陆壳混染通常会显著降低 P_2O_5 和 TiO_2 , 增加部分大离子亲石元素和碱金属元素 (Zhao and Zhou, 2007)。然而,本次以 $\text{Mg}^\#$ 值为横坐标、其他氧化物或元素构建的二元图解显示,两套镁铁质岩样品的 P_2O_5 、 TiO_2 与 $\text{Mg}^\#$ 值之间呈现线性负相关的趋势,与陆壳混染成分演化特征明显一致 (图 6)。两套岩石样品的 Nb/La 值随着 $\text{Mg}^\#$ 值降低而基本不变,明显不符合 AFC 成分演化趋势。两套岩石样品均具有相对一致的稀土-微量元素分布型式,相对原始地幔具有较为明显的 Zr-Hf 负异常 (图 4),进一步指示陆壳混染对这两套岩石成分改造的影响很小。与原生镁铁质岩浆成分相比,两套岩石样品均具有相对低的 MgO 含量、 $\text{Mg}^\#$ 值、Cr 含量和 Ni 含量,指示其岩浆在形成演化过程中经历了一定程度的分离结晶作用。其中玄武岩样品的 Cr、Ni 含量与 $\text{Mg}^\#$ 值呈现线性正相关趋势 (图 6),指示其很可能经历了橄榄石或者辉石的分离结晶。然而,随着 $\text{Mg}^\#$ 值的降低,样品的 $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 和 Sc/Y 值逐渐减低,与单斜辉石分离结晶的成分特征一致 (图 7)。尽管辉长岩具有相对集中的 MgO 含量和 $\text{Mg}^\#$ 值,但是随着 $\text{Mg}^\#$ 值的降低,其 Cr、Ni 含量、Sc/Y 值也呈现下降的趋势 (图 7),指示其形成过程中也经历了单斜辉石的分离结晶。此外,在稀土元素球粒陨石标准化图解上 (图 4),玄武岩样品具有较弱的 Eu 负异常 (δEu 为 0.87 ~ 0.96),但是辉长岩样品的 Eu 异常不明显 (δEu 为 1.01),指示玄武岩样品在形成过程中还经历了少量斜长石矿物的分离结晶。

4.1.2 岩浆源区及其岩石成因

由于陆壳混染对两套镁铁质岩成分的影响较小,因此其微量元素成分和 Sr-Nd 同位素组成等可以有效地示踪岩浆源区地球化学性质。

本次研究的玄武岩样品相对于原始地幔要显著富集轻稀土和 Th 等元素,亏损 Nb、Ta、Ti 和 P 等元素,总体上可与源自受俯冲改造岩石圈地幔的镁铁质岩成分特征类比 (图 4)。这些玄武岩样品的 I_{Sr} 为 0.706 ~ 0.709, $\varepsilon\text{Nd}(t)$ 值为 -1.8 ~ +1.3, 表明其应该起源于一个相对富集的岩石圈地幔,并且地幔源区成分的不均一性很可能是造成其 Sr-Nd 同位素变化的主要原因。这些样品在 Th/Yb-Nb/Yb 图解上投

表2 玉树北部二叠纪镁铁质岩的主量元素($w_B/\%$)、稀土和微量元素($w_B/10^{-6}$)组成Table 2 Major ($w_B/\%$), rare earth and trace element ($w_B/10^{-6}$) compositions of the Permian mafic rocks in the northern Yushu area

岩体	玄武岩					辉长岩		
样品号	YS32-1	RN10-1	RN11-1	RN12-1	RN13-1	ZX01-1	ZX02-1	ZX03-1
SiO ₂	44.65	45.41	50.32	53.08	42.89	46.85	46.89	46.56
TiO ₂	0.85	1.12	1.08	0.93	1.51	1.99	2.23	2.14
Al ₂ O ₃	9.96	11.74	14.08	13.56	11.25	13.34	13.43	13.40
FeO ¹	12.41	10.64	9.58	8.98	13.09	10.89	11.43	11.08
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.17	0.18	0.19	0.19
MgO	18.38	15.24	8.07	7.51	14.81	6.94	6.06	5.96
CaO	8.57	7.65	9.43	7.71	8.68	10.82	11.07	10.53
Na ₂ O	1.56	2.37	3.43	4.46	1.88	2.40	2.34	2.57
K ₂ O	0.16	0.13	0.14	0.13	0.20	0.50	0.75	0.61
P ₂ O ₅	0.09	0.13	0.11	0.10	0.16	0.28	0.32	0.30
LOI	4.12	4.12	3.03	2.60	4.76	4.28	4.03	4.46
Mg [#]	73	72	60	60	67	53	49	49
Sc	26.1	30.6	36.4	34.0	20.2	30.1	30.1	30.2
V	239	273	286	277	264	301	344	338
Cr	1 286.0	1 236.3	195.2	110.2	956.8	123.2	81.3	87.6
Co	82.3	80.0	71.3	57.4	86.6	60.1	55.2	58.8
Ni	805.5	695.7	121.8	79.3	782.2	119.7	87.5	94.6
Cu	257.1	89.4	113.9	49.1	115.2	150.1	121.2	143.3
Zn	75.5	79.4	73.9	71.8	109.9	96.9	107.6	108.3
Ga	13.6	16.1	17.1	16.2	20.0	19.0	21.3	20.5
Rb	2.1	1.9	1.6	1.6	2.3	10.8	23.8	17.3
Sr	116	196	160	149	205	482	575	558
Y	15.1	20.4	24.7	25.9	15.8	24.3	27.0	27.5
Zr	54	86	80	88	98	130	133	146
Nb	1.7	3.6	3.6	5.2	3.3	22.8	25.1	25.7
Cs	0.4	0.4	0.1	0.1	0.5	0.7	3.5	2.4
Ba	17	20	74	68	17	251	593	460
La	3.6	7.0	8.6	11.4	5.7	23.6	26.5	26.6
Ce	9.2	16.8	18.8	24.4	16.3	51.4	56.9	56.9
Pr	1.4	2.3	2.3	3.1	2.6	6.4	7.1	7.1
Nd	7.1	10.8	10.9	13.3	13.2	26.1	29.4	29.1
Sm	2.26	3.23	3.32	3.68	4.06	5.50	6.02	6.27
Eu	0.77	1.06	1.07	1.11	1.26	1.79	1.98	2.01
Gd	2.70	3.71	3.98	4.08	3.94	5.17	5.87	5.61
Tb	0.47	0.64	0.71	0.74	0.60	0.78	0.89	0.88
Dy	2.91	3.82	4.28	4.38	3.31	4.81	5.17	5.00
Ho	0.57	0.73	0.86	0.92	0.58	0.93	1.00	1.00
Er	1.37	2.07	2.51	2.58	1.56	2.54	2.73	2.76
Tm	0.21	0.28	0.34	0.36	0.18	0.33	0.39	0.40
Yb	1.27	1.80	2.21	2.48	1.11	2.09	2.35	2.36
Lu	0.18	0.26	0.32	0.35	0.16	0.29	0.35	0.36
Hf	1.52	2.31	2.25	2.52	2.58	3.71	3.78	4.14
Ta	0.13	0.24	0.27	0.35	0.20	1.38	1.59	1.56
Pb	0.72	1.77	4.60	2.18	1.85	3.74	4.61	4.50
Th	0.74	1.60	2.88	3.24	0.57	3.58	3.92	3.99
U	0.15	0.40	0.59	0.72	0.15	0.81	0.89	1.04
ΣREE	33.93	54.53	60.21	72.85	54.52	131.66	146.68	146.30
(La/Yb) _N	1.09	1.51	1.51	1.79	2.00	4.39	4.40	4.39
δEu	0.96	0.94	0.90	0.87	0.95	1.01	1.01	1.01
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr		0.028 293	0.029 362			0.064 93	0.119 86	0.089 53
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		0.705 632	0.709 455			0.709 03	0.709 4	0.709 33
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd		0.180 626	0.183 334			0.127 57	0.123 84	0.130 39
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd		0.512 679	0.512 523			0.512 43	0.512 44	0.512 43
t/Ma		260	260			260	260	260
I _{Sr}		0.706	0.709			0.709	0.709	0.709
εNd(t)		+1.3	-1.8			-1.8	-1.5	-1.8

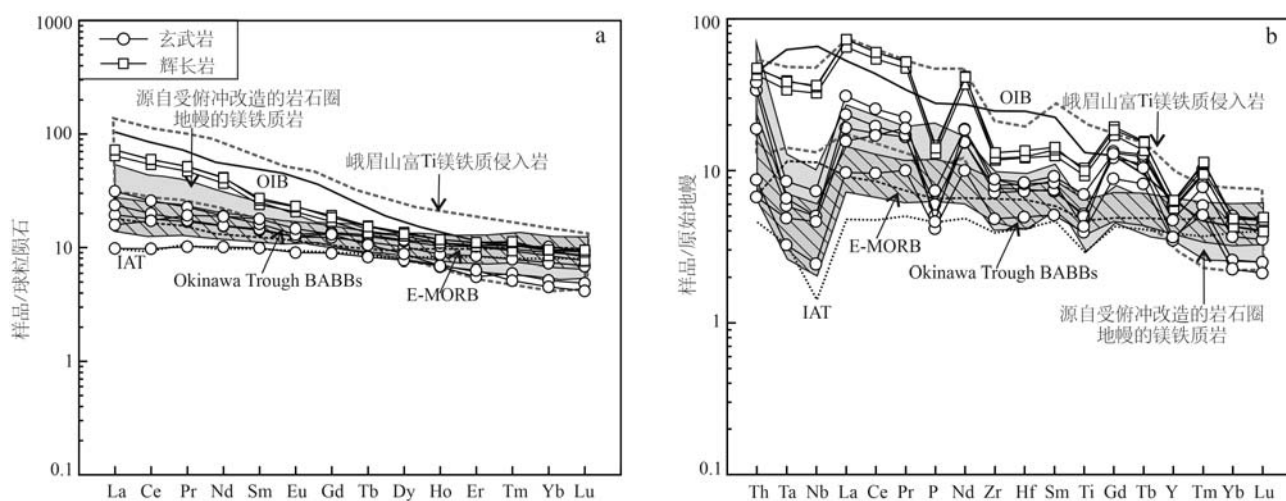


图4 玉树北部二叠纪镁铁质岩的稀土元素球粒陨石标准化分布图(a)和微量元素原始地幔标准化蛛网图(b)
Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram (b) for the Permian mafic rocks in the northern Yushu area

球粒陨石和原始地幔标准化值分别据 Taylor 和 McLennan (1985)、Sun 和 McDonough (1989); 峨眉山富 Ti 镁铁质侵入岩数据据 Zhou 等 (2006); 源自受俯冲改造岩石圈地幔的镁铁质岩据 Leat 等 (2002); Okinawa Trough BABBs 数据据 Shinjo 等 (1999) data for chondrite and primitive mantle are from Taylor and McLennan (1985) and Sun and McDonough (1989), respectively; data for the Emeishan high-Ti mafic intrusive rocks are from Zhou *et al.*, 2006; data for mafic rocks derived from a subduction-modified lithospheric mantle are from Leat *et al.*, 2002; data for Okinawa Trough BABBs are from Shinjo *et al.*, 1999

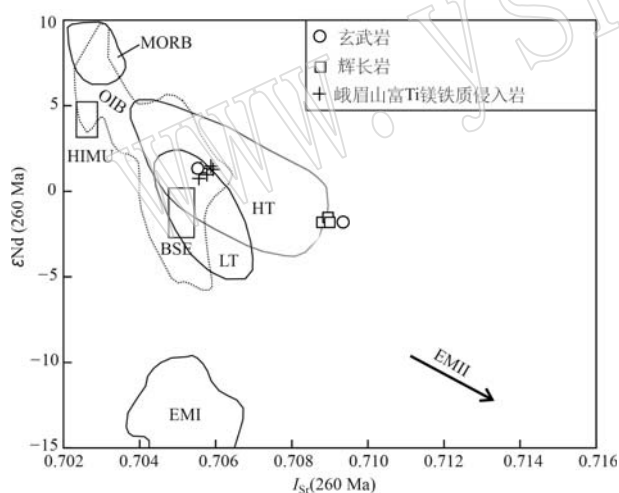


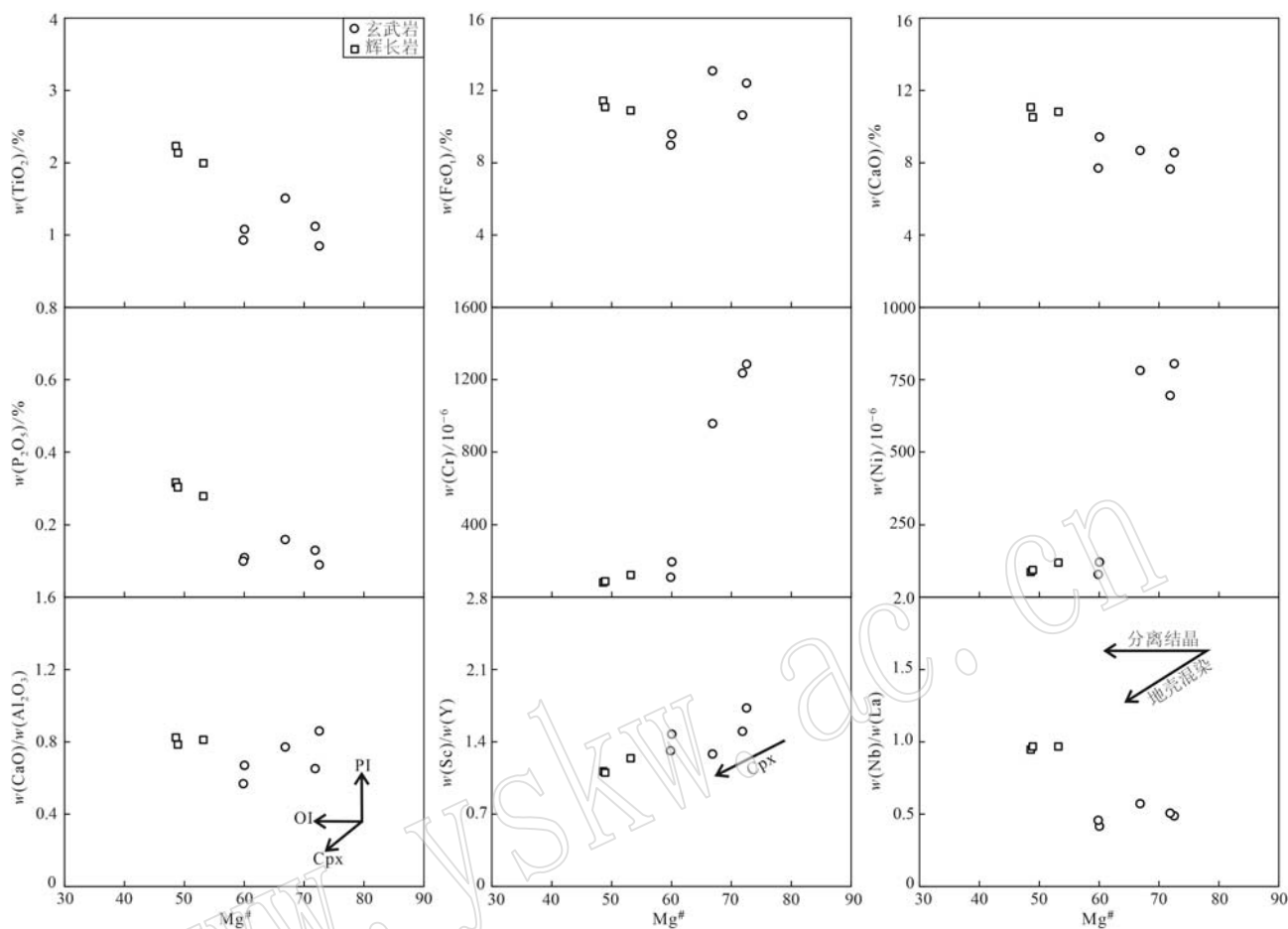
图5 玉树北部二叠纪镁铁质岩样品的 $\varepsilon\text{Nd}(t) - I_{\text{Sr}}$ 图解[据 Liu 等 (2016) 修改]
Fig. 5 Plot of $\varepsilon\text{Nd}(t) - I_{\text{Sr}}$ for the Permian mafic rocks in the northern Yushu area (modified after Liu *et al.*, 2016)

峨眉山高 Ti (HT) 和低 Ti (LT) 玄武岩数据据 Xu 等 (2001)、Xiao 等 (2004) 和 He 等 (2010) data for the Emeishan high-Ti (HT) and low-Ti (LT) basalts are from Xu *et al.*, 2001; Xiao *et al.*, 2004 and He *et al.*, 2010

影落在源自受俯冲改造的岩石圈地幔的镁铁质岩成分附近, 明显偏离 MORB-OIB 地幔演化线 (图 7a), 指示其岩浆源区很可能受到俯冲组分的影响 (Pearce, 2008)。以上特征表明, 玉树北部这些玄武

岩应该起源于一个受俯冲组分改造的岩石圈地幔。

辉长岩样品相对于原始地幔要显著富集轻稀土和 Th 等元素, 轻微亏损 Nb、Ta 和 Ti, 并且其具有相对低的 Ce/Nb 值 (2.22 ~ 2.27), 总体上具有与 OIB 类似的成分特征 (图 4、图 7c)。由于高场强元素 (Nb、Ta、Zr 和 Hf 等) 在富铁氧化物 (例如钛铁矿和磁铁矿) 中具有较高的分配系数, 并且其分配系数与富铁氧化物中 Ti 的分配系数、Ti 含量和温度等有关 (Klemme *et al.*, 2006), 因此, 由 Fe-Ti 氧化物在高温条件下发生堆晶形成的岩石往往会具有高的 HFSE 元素浓度, 导致 Nb/La 和 Zr/Sm 值明显增加。本次研究的辉长岩缺少典型的堆晶结构, 并且其 Nb/La 值与 TiO_2 含量之间并不具备明显的线性正相关关系 (图 7b), 因此, 样品 Nb-Ta 元素组成应该与富铁氧化物的堆晶无关, 其更可能反映其岩浆本身的性质。地幔柱活动或者地幔不均一性被认为是造成镁铁质岩具有与 OIB 类似成分的主要因素 (Hanan *et al.*, 2000; Saccani *et al.*, 2013)。由于 Nb/Y 和 Zr/Y 值对地幔熔融程度、源区亏损、地壳混染及其随后蚀变过程等不敏感, 参数 ΔNb [$\Delta\text{Nb} = 1.74 + \log (\text{Nb}/\text{Y}) - 1.92 \log (\text{Zr}/\text{Y})$] 可以用来有效地区分起源于地幔柱源区或者非地幔柱源区的镁铁质岩类 (Fitton *et al.*, 1997; Condie, 2005)。其中起源于亏

图 6 FeO^I 、 TiO_2 、 CaO 、 P_2O_5 、 Cr 、 Ni 、 Sc/Y 、 Nb/La 对 $\text{Mg}^\#$ 图解Fig. 6 Plots of FeO^I , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , Cr , Ni , Sc/Y , Nb/La versus $\text{Mg}^\#$ for the the Permian mafic rocks in the northern Yushu area

损地幔的镁铁质熔体的 ΔNb 小于 0, 而起源于地幔柱源区的 ΔNb 往往大于 0。本次研究的辉长岩样品具有相对高的 ΔNb (0.3~0.4), 在 Nb/Y - Zr/Y 图解中投影均落在 OIB 范围内 (图 8d)。值得注意的是, 该辉长岩样品的 Nb/Y 和 Ce/Nb 等比值以及稀土-微量元素分布样式与峨眉山大火成岩省中的溢流玄武岩和富 Ti 镁铁质侵入岩成分存在高度重叠 (图 4、图 7), 并且其 Sr-Nd 同位素组成也与峨眉山溢流玄武岩成分类似 (图 5)。这些特征共同指示辉长岩样品很可能来自一个与地幔柱相关的源区。

另外, 这两套镁铁质岩样品均具有相对低的 Ce/Y 值 (小于 3), 反映其地幔源区应该处于尖晶石-石榴子石稳定域 (Mckenzie and Bickle, 1988)。辉长岩和大多数玄武岩样品在 $(\text{Yb}/\text{Sm})_p$ - $(\text{Tb}/\text{Yb})_p$ 图解中投影均落在尖晶石-石榴子石橄榄岩熔融范围内 (图 8)。

根据上文的讨论, 本研究认为玉树北部玄武岩很可能起源于一个受俯冲组分改造的岩石圈地幔, 而辉长岩应来自于一个与地幔柱相关的源区。两者的地幔源区在岩石学组成上均以石榴子石-尖晶石二辉橄榄岩为主, 并且两套岩石在形成过程中可能经历单斜辉石或斜长石的分离结晶。

4.2 地球动力学意义

本次研究的玄武岩样品在稀土和微量元素分布样式上均可与世界上典型大陆弧后盆地玄武岩 (Okinawa Trough BABBs) 成分特征类比。这些岩石样品具有中等程度的 Th/Yb 值、相对高的 Ce/Nb 值、相对低的 Nb/Y 值, 在多种基于微量元素比值构建的判别图解中投影均落在 Okinawa Trough 弧后盆地玄武岩的范围内 (图 7), 表明北羌塘北缘这些镁铁质岩类应该形成于一个弧后盆地的环境中。近年来的研究已经在北羌塘地体中厘定出前寒武纪变质

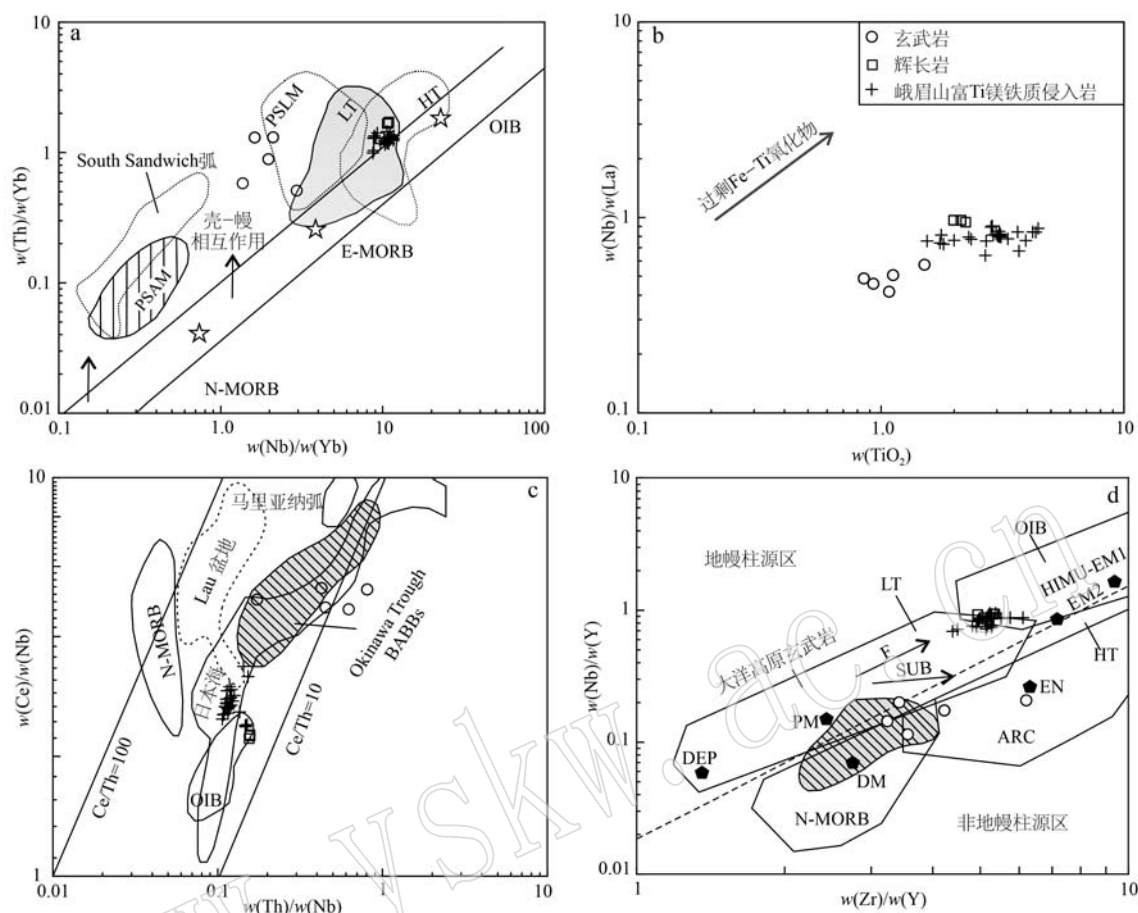


图7 玉树北部二叠纪镁铁质岩的Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008)、Nb/La-TiO₂ (Liu *et al.*, 2016)、Ce/Nb-Th/Nb (Liu *et al.*, 2016) 和 Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) 图解

Fig. 7 Plots of Th/Yb-Nb/Yb (Pearce, 2008), Nb/La-TiO₂ (Liu *et al.*, 2016), Ce/Nb-Th/Nb (Liu *et al.*, 2016) and Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) for the Permian mafic rocks in the northern Yushu area

地层(例如中新元古代宁多群; He *et al.*, 2013), 并且在这些地层中找到了约4.0 Ga的古老锆石(何世平等, 2011), 进一步指示北羌塘地体下部应该发育古老陆壳基底。此外, 二叠纪时期北羌塘地体也出现较多的弧后盆地型热水沉积作用(潘术娟等, 2010)。以上特征共同表明北羌塘地体发育一个二叠纪大陆弧后盆地。然而, 地球上并非所有的俯冲体系都能发育弧后盆地(Sdrolias and Müller, 2006)。与洋-洋俯冲体系相比, 洋-陆俯冲体系往往很难形成弧后盆地, 目前只有极少数大陆弧后盆地(例如Okinawa Trough)沿着现今洋-陆俯冲带发育(Shinjo *et al.*, 1999; Keller, 2002)。那么, 为什么在北羌塘地区能够发育二叠纪大陆弧后盆地呢? 究竟是哪些因素导致该区弧后初始裂解进而控制弧后盆地的形成呢?

从区域构造上看, 北羌塘地体位于龙木错-双湖缝合带和甘孜-理塘缝合带西段之间, 其中龙木错-双湖缝合带通常被认为是古特提洋主洋盆的重要代表(Metcalf, 2013; Zhai *et al.*, 2013)。在该缝合带厘定的石炭纪 MORB 型蛇绿岩(357~345 Ma; Zhai *et al.*, 2013)指示该洋盆至少在早石炭世时期已经存在。早二叠世, 北羌塘和南羌塘地体分别发育温水动物群和冷水群, 说明这一时期已经形成一个规模巨大的古特提斯洋盆(Metcalf, 2013)。对该缝合带中早二叠世蓝片岩开展⁴⁰Ar-³⁹Ar 年龄测定结果为282~275 Ma, 表明俯冲大洋板片在282 Ma前已经到达20~50 km的深度(邓希光等, 2002)。张乐等(2014)在羌塘二叠纪蛇绿岩中发现了与洋壳熔融有关的埃达克质岩, 其结晶年龄约为272 Ma(张乐等, 2014)。由于俯冲洋壳的熔融需要一些相对苛刻

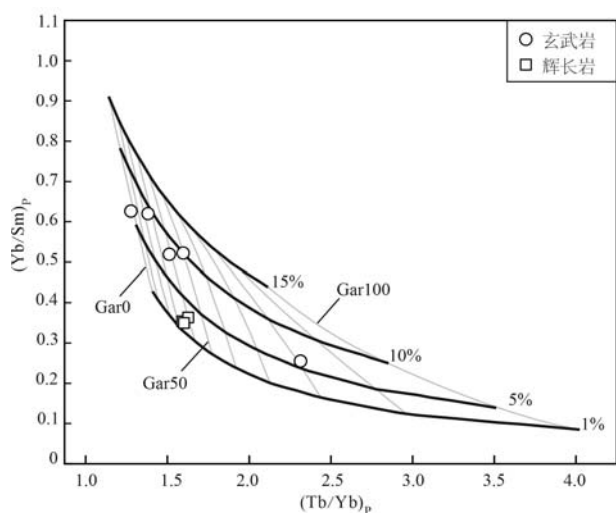


图8 玉树北部二叠纪镁铁质岩的 $(Yb/Sm)_p$ – $(Tb/Yb)_p$ 图解 (Zhang *et al.*, 2006)

Fig. 8 Plots of $(Yb/Sm)_p$ – $(Tb/Yb)_p$ for the Permian mafic rocks in the northern Yushu (Zhang *et al.*, 2006)

$(Sm/Yb)_p$ 和 $(La/Sm)_p$ 为原始地幔标准化后的比值; 浅色线表示石榴石相地幔 (Gar) 的熔融贡献百分比; Gar0 对应于尖晶石橄榄岩的熔体

$(Sm/Yb)_p$ and $(La/Sm)_p$ are the primitive mantle-normalized ratios; the light-colored lines show the percentage of melt contribution for the garnet facies mantle (Gar); Gar0 represents the spinel peridotite-derived melt

的条件[包括年轻的($\leq 20 \sim 30$ Ma)、热的洋壳、俯冲深度达到 $75 \sim 85$ km; Defant and Drummond, 1990; Wang *et al.*, 2008], 因此, 古特提斯洋向北俯冲至少开始于 $303 \sim 292$ Ma, 大洋岩石圈最初发生榴辉岩化的时间不会晚于 272 Ma。现已报道的羌塘中部与洋壳深俯冲有关的榴辉岩相变质年龄为 $237 \sim 230$ Ma

(Zhai *et al.*, 2011; Dan *et al.*, 2018), 其退变质或者折返年龄为 $222 \sim 203$ Ma (Zhai *et al.*, 2011; Dan *et al.*, 2018)。这些资料表明从 $272 \sim 230$ Ma 之间, 大洋岩石圈都处于深俯冲和深部榴辉岩化变质阶段。在这种情况下, 如此大规模的榴辉岩化作用必将显著增加俯冲的大洋岩石圈密度, 诱发板块回撤, 进而导致弧后拉张裂解直至形成弧后盆地(图9)。

尽管传统的板块构造理论指出, 地幔柱构造会优先发育在离散板块边界附近, 远离汇聚板块边界, 但是在现代俯冲带之下或附近却陆续发现了越来越多的地幔柱 (Fletcher and Wyman, 2015)。这些上升的地幔柱与俯冲体系之间的相互作用导致俯冲带动力学体制的急剧变化, 例如直接诱发洋壳初始俯冲或者导致弧后裂解等 (Sdrolias *et al.*, 2004; Gerya *et al.*, 2015)。近年来越来越多的研究揭示, 青藏高原古特提斯构造域内部存在着大量的早二叠世和晚二叠世地幔柱活动的“遗迹”。例如, 南羌塘地体发育的巨型放射性岩墙群通常认为是早二叠世地幔柱活动的重要产物 (翟庆国等, 2009; Zhai *et al.*, 2013; Wang *et al.*, 2014; Xu *et al.*, 2016)。Zi 等 (2010) 和 Li 等 (2016) 发现松潘-甘孜地体中大石包组玄武岩在形成时代、地球化学和同位素组成上均与峨眉山高 Ti 玄武岩类似, 并且认为其为晚二叠世峨眉山地幔柱活动向西延伸的产物。Liu 等 (2016) 发现北羌塘北缘晚二叠世高 Ti 辉长岩在矿物成分、地球化学与同位素组成上均与峨眉山地幔柱成因的高 Ti 镁铁质组分 (包括高 Ti 溢流玄武岩与侵入岩) 存在高度的相似性。陈雪峰等 (2018) 发现位于古特提斯构造域东延部位 (桂西地区) 晚二叠世镁铁质岩中的高 Ti 组分与峨眉山高 Ti 玄武岩具有高度的亲

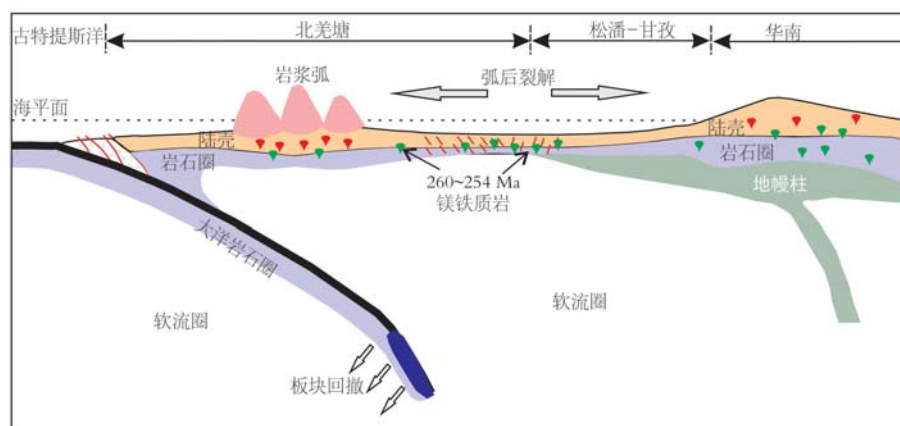


图9 北羌塘地区大陆弧后盆地形成的示意图

Fig. 9 Schematic illustration for the formation of the continental back-arc basin in the North Qiangtang area

缘性,而低 Ti 组分与岛弧玄武岩成分类似,代表了古特提斯洋板块俯冲与峨眉山地幔柱相互作用的岩浆记录。以上资料共同表明二叠纪地幔柱活动已经对青藏高原有关古特提斯洋盆的构造-岩浆演化产生了重要的影响。本次研究的玉树北部辉长岩的锆石 U-Pb 结晶年龄为 260 ± 1 Ma, 与其邻近的峨眉山大火成岩省中溢流玄武岩的喷发年龄(约 259 Ma)在误差允许范围内基本一致,但是要明显晚于南羌塘地幔柱成因镁铁质岩类的形成时代(300~290 Ma; Wang *et al.*, 2014; Xu *et al.*, 2016)。该岩石总体具有相对高的 TiO_2 以及 OIB 类似的地球化学和同位素组成,与峨眉山大火成岩省中溢流玄武岩和富 Ti 镁铁质侵入岩成分高度重叠(图 4、图 5、图 7)。岩石成因分析也揭示辉长岩样品来自于一个与地幔柱相关的源区。因此,该辉长岩很可能代表了晚二叠世峨眉山地幔柱活动的岩浆产物。

最近关于地幔柱-板块俯冲相互作用的物理实验及其数值模拟结果还揭示,板块回撤作用可以导致地幔柱发生侧向流动,其移动距离甚至可达 1 500 km (Kincaid *et al.*, 2013)。Wang 等(2018)揭示位于北羌塘内部雁石坪地区的镁铁质岩同样起源于与峨眉山地幔柱物质类似的源区,其伴生的长英质组分则具有与 A 型花岗岩类似的成分并显示异常高温特征(约 941℃),可与峨眉山大火成岩省中与地幔柱活动相关的 A 型花岗岩类特征类比。这些资料进一步揭示北羌塘地体受到晚二叠世峨眉山地幔柱-古特提斯洋相互作用的影响范围很大,很可能从其东北缘一直延伸至该地体内部(Wang *et al.*, 2018)。因此,峨眉山地幔柱的活动很可能是引发弧后裂解的另一个关键因素,上升的地幔柱在形成拉张应力场中起了积极的作用,使得裂解集中在海沟-弧体系后面(图 9)。

综上,本文认为玉树北部二叠纪镁铁质岩应该形成在一个大陆弧后盆地扩张的背景中,该大陆弧后盆地的产生很可能与洋壳深俯冲导致的板块回撤和峨眉山地幔柱活动密切相关(图 9)。

5 结论

(1) 研究区辉长岩的锆石 U-Pb 结晶年龄为 260 ± 1 Ma, 可与邻近的峨眉山大火成岩省中溢流玄武岩的喷发年龄(约 259 Ma)类比。

(2) 玄武岩具有相对低的 TiO_2 和 Nb/Y 值以及

相对高的 Ce/Nb 值,其成分总体上可与世界上典型弧后盆地玄武岩(Okinawa Trough BABBs)成分特征类比。而辉长岩则具有相对高的 TiO_2 和 Nb/Y 值以及相对低的 Ce/Nb 值,总体成分与峨眉山大火成岩省中的溢流玄武岩和富 Ti 镁铁质侵入岩成分存在高度重叠。

(3) 玄武岩应该起源于一个受俯冲组分改造的岩石圈地幔,而辉长岩应该来自一个与地幔柱相关的源区。这两套镁铁质岩均形成于大陆弧后盆地扩张的背景中。板块回撤和峨眉山地幔柱活动是导致研究区弧后盆地形成的关键因素。

致谢 研究工作得到了许志琴院士、杨经绥院士和李海兵研究员的关心与指导,野外地质考察及实验样品前处理工作得到郭宇衡、郭盼、张鑫、黄坚等的帮助,实验测试得到了中国地质大学(武汉)宗克清和陈海红等老师的热情帮助与耐心指导,在此特表感谢。

References

- Chen Xuefeng, Liu Xijun, Xu Jifeng, *et al.* 2018. Geochemistry of mafic rocks in the Napo Area, Western Guangxi, South China: Evidence for interaction between the Emeishan mantle plume and Paleotethyan subduction[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 40(3): 531~548 (in Chinese with English abstract).
- Conder J A, Wiens D A and Morris J. 2002. On the decompression melting structure at volcanic arcs and back-arc spreading centers[J]. *Geophysical Research Letters*, 29(15): 11~17.
- Condie K C. 2005. High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? [J]. *Lithos*, 79(3): 491~504.
- Dan W, Wang Q, White W M, *et al.* 2018. Rapid formation of eclogites during a nearly closed ocean: Revisiting the Pianshishan eclogite in Qiangtang, central Tibetan Plateau[J]. *Chemical Geology*, 477: 112~122.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 347(6 294): 662~665.
- Deng Xiguang, Ding Lin, Liu Xiaohan, *et al.* 2002. Geochemical characteristics of the blueschists and its tectonic significance in the central Qiangtang area, Tibet[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(4): 517~525 (in Chinese with English abstract).

- D'Orazio M, Innocenti F, Manetti P, *et al.* 2004. Cenozoic back-arc magmatism of the southern extra-Andean Patagonia (44 degrees 30'-52 degrees S): A review of geochemical data and geodynamic interpretations[J]. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4): 525~538.
- Fletcher M and Wyman D A. 2015. Mantle plume-subduction zone interactions over the past 60 Ma[J]. *Lithos*, 233: 162~173.
- Fitton J G, Saunders A D, Norry M J, *et al.* 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland plume[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 153(3): 197~208.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, *et al.* 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton[J]. *Nature*, 432: 892~897.
- Gerya T V, Stern R J, Baes M, *et al.* 2015. Plate tectonics on the Earth triggered by plume-induced subduction initiation[J]. *Nature (London)*, 527(7 577): 221~225.
- Halama R, Marks M, Brüggemann G, *et al.* 2004. Crustal contamination of mafic magmas: Evidence from a petrological, geochemical and Sr-Nd-Os-O isotopic study of the Proterozoic Isortoq dike swarm, South Greenland[J]. *Lithos*, 74(3~4): 199~232.
- Hanan B B, Blichert-Toft J, Kingsley R, *et al.* 2000. Depleted Iceland mantle plume geochemical signature: Artifact of multicomponent mixing[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 1(1): 1 003.
- He Q, Xiao L, Balta B, *et al.* 2010. Variety and complexity of the Late-Permian Emeishan basalts: Reappraisal of Plume-lithosphere interaction processes[J]. *Lithos*, 119: 91~107.
- He S P, Li R S, Wang C, *et al.* 2013. Research on the formation age of the Ningduo rock group in Chandu block: Evidence for the existence of basement in the North Qiangtang[J]. *Earth Science Frontiers*, 20(05): 15~24.
- He Shiping, Li Rongshe, Wang Chao, *et al.* 2011. Discovery of ~4.0 Ga detrital zircons in the Changdu Block, North Qiangtang, Tibetan Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 56(8): 573~582 (in Chinese with English abstract).
- Hirahara Y, Kimura J, Senda R, *et al.* 2015. Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(5): 1 324~1 347.
- Keller R A. 2002. Geochemistry of back arc basin volcanism in Bransfield Strait, Antarctica: Subducted contributions and along-axis variations [J]. *Journal of Geophysical Research*, 107(B8). ECV-4.
- Kincaid C, Druken K A, Griffiths R W, *et al.* 2013. Bifurcation of the Yellowstone Plume driven by subduction-induced mantle flow[J]. *Nature Geoscience*, 6(5): 395~399.
- Klemme S, Günther D, Hametner K, *et al.* 2006. The partitioning of trace elements between ilmenite, ulvöspinel, armalcolite and silicate melts with implications for the early differentiation of the moon[J]. *Chemical Geology*, 234(3): 251~263.
- Leat P T, Riley T R, Wareham C D, *et al.* 2002. Tectonic setting of primitive magmas in volcanic arcs: An example from the Antarctic Peninsula[J]. *Journal of the Geological Society*, 159(1): 31~44.
- Li Cai, Huang Xiaopeng, Zhai Qingguo, *et al.* 2006. The Longmu Co-Shuanghu-Jitang plate suture and the northern boundary of Gondwanaland in the Qinghai-Tibet plateau[J]. *Earth Science Frontiers*, 13(4): 136~147 (in Chinese with English abstract).
- Li H B, Zhang Z C, Santosh M, *et al.* 2016. Late Permian basalts in the northwestern margin of the Emeishan Large Igneous Province, Implications for the origin of the Songpan-Ganzi terrane[J]. *Lithos*, 256~257: 75~87.
- Liu B, Ma C Q, Guo P, *et al.* 2016. Evaluation of late Permian mafic magmatism in the central Tibetan Plateau as a response to plume-subduction interaction[J]. *Lithos*, 264: 1~16.
- Liu Bin, Ma Changqian, Huang Jian, *et al.* 2016. Petrogenetic mechanism and tectonic significance of Triassic Yushu volcanic rocks in the northern part of the North Qiangtang Terrane[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 35(1): 1~15 (in Chinese with English abstract).
- Liu B, Ma C Q, Tang Y, *et al.* 2021. Triassic high-Mg andesitic magmatism induced by sediment melt-peridotite interactions in the central Tibetan Plateau[J]. *Lithos*, 398~399: 106266.
- Liu B, Xu Y, Li Q, *et al.* 2020. Origin of Triassic mafic magmatism in the North Qiangtang terrane, central Tibetan Plateau: Implications for the development of a continental back-arc basin[J]. *Journal of the Geological Society*, 177: 826~842.
- Liu Y, Gao S, Hu Z, *et al.* 2010. Continental and Oceanic Crust Recycling-induced Melt-Peridotite Interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb Dating, Hf Isotopes and Trace Elements in Zircons from Mantle Xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1~2): 537~571.
- Liu Y, Zong K, Kelemen P B, *et al.* 2008. Geochemistry and magmatic history of eclogites and ultramafic rocks from the Chinese continental scientific drill hole: Subduction and ultrahigh-pressure metamorphism of lower crustal cumulates[J]. *Chemical Geology*, 247(1~2): 133~153.
- Mckenzie D and Bickle M J. 1988. The Volume and Composition of Melt Generated by Extension of the Lithosphere[J]. *Journal of Petrology*, 29(3): 625~679.

- Metcalfe I. 2013. Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 66: 1~33.
- Nakakuki T and Mura E. 2013. Dynamics of slab rollback and induced back-arc basin formation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 287~297.
- Pan Shujuan, Li Rongshe, Ji Wenhua, *et al.* 2010. Preliminary geochemical study on hydrothermal of the limestone hosted in Nuo Ribagaribao Formation in the Zhou Qiongmalu area, northern Qiangtang basin, Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geological Bulletin of China*, 29(12): 1 863~1 871 (in Chinese with English abstract).
- Pearce J A. 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust[J]. *Lithos*, 100(1): 14~48.
- Saccani E, Azimzadeh Z, Dilek Y, *et al.* 2013. Geochronology and Petrology of the Early Carboniferous Misho Mafic Complex (NW Iran), and implications for the melt evolution of Paleo-Tethyan rifting in Western Cimmeria[J]. *Lithos*, 162~163: 264~278.
- Sdrolias M and Müller R D. 2006. Controls on back-arc basin formation [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(4): Q4016.
- Sdrolias M, Müller R D, Mauffret A, *et al.* 2004. Enigmatic formation of the Norfolk Basin, SW Pacific: A plume influence on back-arc extension[J/OL]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(6). doi:10.1029/2003ge000643.
- Shinjo R, Chung S L, Kato Y, *et al.* 1999. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B5): 10 591~10 608.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313~345.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust Its Composition and Evolution*[M]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 328.
- Uyeda S and Kanamori H. 1979. Back-arc opening and the mode of subduction[J]. *Journal of Geophysical Research*, 84(B3): 1 049.
- Wang J, Wang Q, Zhang C, *et al.* 2018. Late Permian Bimodal Volcanic Rocks in the Northern Qiangtang Terrane, Central Tibet: Evidence for interaction between the Emeishan Plume and the Paleo-Tethyan Subduction System[J/OL]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, DOI:10.1029/2018JB015568.
- Wang M, Li C, Wu Y W, *et al.* 2014. Geochronology, geochemistry, Hf isotopic compositions and formation mechanism of radial mafic dikes in northern Tibet [J]. *International Geology Review*, 56: 187~205.
- Wang Q, Wyman D A, Xu J F, *et al.* 2008. Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): Evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 155(4): 473~490.
- Xiao L, Xu Y G, Mei H J, *et al.* 2004. Distinct mantle sources of low-Ti and high-Ti basalts from the western Emeishan large igneous province, SW China: Implications for plume-lithosphere interaction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3): 525~546.
- Xu W, Dong Y, Zhang X, *et al.* 2016. Petrogenesis of high-Ti mafic dykes from Southern Qiangtang, Tibet: Implications for a ca. 290 Ma large igneous province related to the early Permian rifting of Gondwana [J]. *Gondwana Research*, 36: 410~422.
- Xu Y G, Chung S L, Jahn B M, *et al.* 2001. Petrologic and geochemical constraints on the petrogenesis of Permian-Triassic Emeishan flood basalts in southwestern China[J]. *Lithos*, 58: 145~168.
- Xu Z, Dilek Y, Cao H, *et al.* 2015. Paleo-Tethyan evolution of Tibet as recorded in the East Cimmerides and West Cathaysides[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 105: 320~337.
- Zhai Q G, Jahn B M, Su L, *et al.* 2013. SHRIMP zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Sr-Nd-Hf isotopic compositions of a mafic dyke swarm in the Qiangtang terrane, northern Tibet and geodynamic implications[J]. *Lithos*, 174: 28~43.
- Zhai Q G, Jahn B M, Wang J, *et al.* 2013. The Carboniferous ophiolite in the middle of the Qiangtang terrane, Northern Tibet: SHRIMP U-Pb dating, geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic characteristics[J]. *Lithos*, 168~169: 186~199.
- Zhai Qingguo, Li Cai, Wang Jun, *et al.* 2009. SHRIMP U-Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from the mafic dyke swarms in central Qiangtang area, Northern Tibet[J]. *Chinese Science Bulletin*, 54(21): 3 331~3 337 (in Chinese with English abstract).
- Zhai Q G, Zhang R Y, Jahn B M, *et al.* 2011. Triassic eclogites from central Qiangtang, northern Tibet, China: Petrology, geochronology and metamorphic P-T path[J]. *Lithos*, 125(1~2): 173~189.
- Zhang H, Yang T, Hou Z, *et al.* 2017. Permian back-arc basin basalts in the Yushu area: New constrain on the Paleo-Tethyan evolution of the north-central Tibet[J]. *Lithos*, 286~287: 216~226.
- Zhang Le, Dong Yongsheng, Zhang Xiuzheng, *et al.* 2014. The discovery of the Early Permian adakitic rock in the Hongji Mountain area with-

in central and western Qiangtang, Tibet Plateau, and its geological implications[J]. Geological Bulletin of China, 33(11): 1 728~1 739 (in Chinese with English abstract).

- Zhang Z C, Mahoney J J, Mao J W, *et al.* 2006. Geochemistry of picritic and associated basalt flows of the western Emeishan flood basalt province, China[J]. Journal of Petrology, 47(10): 1 997~2 019.
- Zhao J H and Zhou M F. 2007. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle [J]. Precambrian Research, 152: 27~47.
- Zhong Y, He B, Mundil R, *et al.* 2014. CA-TIMS zircon U-Pb dating of felsic ignimbrite from the Binchuan section: Implications for the termination age of Emeishan large igneous province[J]. Lithos, 204: 14~19.
- Zhou M F, Zhao J H, Qi L, *et al.* 2006. Zircon U-Pb geochronology and elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of Permian mafic rocks in the Funing area, SW China[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 151: 1~19.
- Zi J W, Fan W M, Wang Y J, *et al.* 2010. U-Pb geochronology and geochemistry of the Dashibao Basalts in the Songpan-Ganzi Terrane, SW China, with implications for the age of Emeishan volcanism[J]. American Journal of Science, 310(9): 1 054~1 080.

附中文参考文献

- 陈雪峰, 刘希军, 许继峰, 等. 2018. 桂西那坡基性岩地球化学: 峨眉山地幔柱与古特提斯俯冲相互作用的证据[J]. 大地构造与成矿学, 40(3): 531~548.
- 邓希光, 丁 林, 刘小汉, 等. 2002. 青藏高原羌塘中部蓝片岩的地球化学特征及其构造意义[J]. 岩石学报, 18(4): 517~525.
- 何世平, 李荣社, 王 超, 等. 2011. 青藏高原北羌塘昌都地块发现~4.0 Ga 碎屑锆石[J]. 科学通报, 56(8): 573~582.
- 李 才, 黄小鹏, 翟庆国, 等. 2006. 龙木错-双湖-吉塘板块缝合带与青藏高原冈瓦纳北界[J]. 地学前缘, 13(4): 136~147.
- 刘 彬, 马昌前, 黄 坚, 等. 2016. 北羌塘北缘玉树三叠纪火山岩的成因机制及其构造意义[J]. 岩石矿物学杂志, 35(1): 1~15.
- 潘术娟, 李荣社, 计文化, 等. 2010. 青藏高原北羌塘盆地周琼玛鲁地区诺日巴杂日堡组上部岩石的地球化学特征及其成因[J]. 地质通报, 29(12): 1 863~1 871.
- 翟庆国, 李 才, 王 军, 等. 2009. 藏北羌塘地区基性岩墙群锆石 SHRIMP 定年及 Hf 同位素特征[J]. 科学通报, 54(21): 3 331~3 337.
- 张 乐, 董永胜, 张修政, 等. 2014. 藏北羌塘中西部红脊山地区早二叠世埃达克质岩石的发现及其地质意义[J]. 地质通报, 33(11): 1 728~1 739.