

藏南叶巴组玄武岩锆石捕掳晶的年代学和微量元素特征及其对拉萨地块构造演化的启示

田雅楠,魏友卿,孟元库,王珍珍

(山东科技大学 地球科学与工程学院,山东 青岛 266590)

摘要:拉萨地块作为青藏高原的重要组成部分,其起源具有很大争议,原因在于对拉萨地块基底特征的认识不足,限制了对拉萨地块演化和成矿潜力的评价。本研究对拉萨地块南部叶巴组玄武岩中的锆石捕掳晶开展了锆石 U-Pb 年代学和微量元素特征研究。微量元素特征表明,捕获锆石绝大多数具有 S 型花岗岩结晶锆石的特征,或代表了拉萨地块南部存在变质沉积岩基底。锆石年龄呈现 210、552 和 1 043 Ma 三个峰值,分别对应三叠纪拉萨地块南缘的弧岩浆事件、埃迪卡拉纪末期冈瓦纳大陆北缘原特提斯洋俯冲事件以及拉萨地块在中元古代时期与非洲大陆的亲缘性。该成果为拉萨地块的基底特征以及构造演化研究提供了新的约束。

关键词:拉萨地块;叶巴组;玄武岩;锆石捕掳晶;构造演化

中图分类号:P597; P542

文献标志码:A

Geochronological and trace-element characteristics of zircon xenocrysts from Yeba Formation basalts in southern Tibet and implications for tectonic evolution of Lhasa terrane

TIAN Yanan, WEI Youqing, MENG Yuanku, WANG Zhenzhen

(College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China)

Abstract: The Lhasa terrane is of great importance as a constituent of the Tibetan Plateau. However, its origin has been a subject of intense debate among geologists for the lack of comprehensive knowledge regarding its basement characteristics. This limited understanding has resulted in misconceptions about the evolution of the Lhasa terrane and an inaccurate assessment of its potential for geological processes related to mineralization. This study focuses on examining the U-Pb geochronological and trace-element characteristics of zircon xenocrysts found in the Yeba Formation basalts in the southern Lhasa terrane. The trace-element characteristics show that the majority of the zircon xenocrysts exhibit characteristics typically associated with S-type granite zircons, suggesting the presence of a crystalline basement composed of metamorphic sedimentary rocks in the southern Lhasa terrane. The analysis of zircon age distribution reveals three distinct peaks at 210, 552, and 1 043 Ma, which respectively correspond to Triassic arc magmatism occurring at the southern margin of the Lhasa terrane, Late Ediacaran Proto-Tethys subduction beneath the northern margin of the Gondwana continent, and a geological connection between the Lhasa terrane and the African continent during the Mesoproterozoic era. This study provides new constraints on the future research about the basement characteristics and tectonic evolution of the Lhasa terrane.

Key words: Lhasa terrane; Yeba Formation; basalt; zircon xenocryst; tectonic evolution

收稿日期:2023-09-24

基金项目:国家自然科学基金项目(41806080)

作者简介:田雅楠(1999—),女,山东济南人,硕士研究生,主要从事岩石地球化学研究。

魏友卿(1989—),男,山东泰安人,讲师,博士,主要从事岩石地球化学研究,本文通信作者。

E-mail: yqwei@sdust.edu.cn

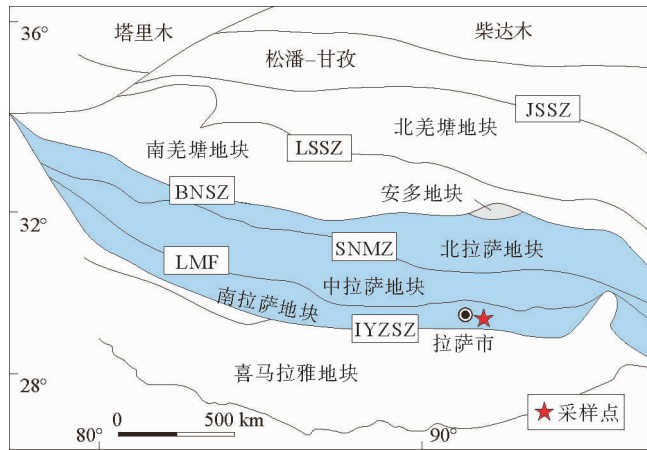
拉萨地块是青藏高原中生代以来岩浆动最频繁、规模最大且岩浆岩类型最复杂的一条构造-岩浆岩带。关于拉萨地块的起源及其与冈瓦纳、罗迪尼亚超大陆在分裂前具体位置的探讨可以追溯到上世纪八十年代。拉萨地块石炭—二叠纪冰碛岩中碎屑锆石年代学和 Hf 同位素研究表明,拉萨地块起源于澳大利亚西北缘,东段代表了中澳大利亚大陆的北部,西段代表了澳大利亚克拉通的西部边界^[1-2]。然而,Gehrels 等却得出不同结论,认为拉萨地块起源于印度北缘^[3]。另外,对雅鲁藏布缝合带杂岩和印度大陆北缘三叠纪被动大陆边缘沉积地层的碎屑锆石研究也支持拉萨地块和印度大陆的亲缘性^[4]。近年来,对拉萨地块中部仁错地区出露的念青唐古拉群变质岩系的研究认为,拉萨地块新元古代的岩浆-沉积-变质记录与莫桑比克洋的演化时限一致,推测拉萨地块是新元古代早期从非洲大陆裂解出来,且新元古代晚期位于东非造山带北段^[5-7]。因此,拉萨地块起源的争议仍然存在,原因是对其基底特征的研究存在很大的局限性。

在研究拉萨地块侏罗系叶巴组火山岩喷发年代的过程中,笔者发现玄武岩中携带大量早于其喷发时代的锆石捕虏晶。与沉积岩中无法确定物源的碎屑锆石相比,这些捕获锆石直接来自于深部地壳,对于了解深部地壳提供了重要信息,被视为深部地壳的重要“探针”。本研究对叶巴组玄武岩锆石捕虏晶进行了年代学和微量元素特征研究,提出对拉萨地块基底特征和构造演化历史的新认识。

1 地质概况和样品信息

青藏高原作为地球上三大主要造山带之一,包含大量不同时代和构造背景的岩浆岩,这些岩石记录了青藏高原的构造演化过程,如大陆增生、洋陆交互作用、大陆碰撞和造山^[8]。拉萨地块是青藏高原内的一条透镜状岩浆-构造带,东西向延伸约 2 500 km,南北向宽度约 100~300 km(图 1)。根据基底性质和沉积盖层性质不同,将拉萨地块划分为南、中和北三个亚地块^[9-10]。也有学者将中拉萨地块和北拉萨地块合称为“北拉萨地块”^[5-6]。拉萨地块具有独特的地质特征,古老结晶基底主要分布于中拉萨地块和北拉萨地块的部分区域,而南拉萨地块和北拉萨地块的北部边缘则以新生陆壳为主^[9,11]。叶巴组为一套侏罗系火山-沉积地层,主要分布于南拉萨地块东部达孜县至加查县一带,呈透镜状展布,东西向延伸超过 250 km,中部宽度约 30 km,两侧逐渐变薄。该地层中的火山岩呈双峰式分布,主要由厚约 3 000 km 的玄武-玄武安山岩以及厚约 2 000~7 000 km 的英安-流纹质熔岩和火山碎屑岩组成。沉积岩主要包括砂岩、粉砂岩、硅质岩和灰岩。整体上,叶巴组大部分呈强烈的片理化,变质程度达到绿片岩相。研究表明,叶巴组火山岩主要喷发于早—中侏罗世,集中在 192~168 Ma^[12]。

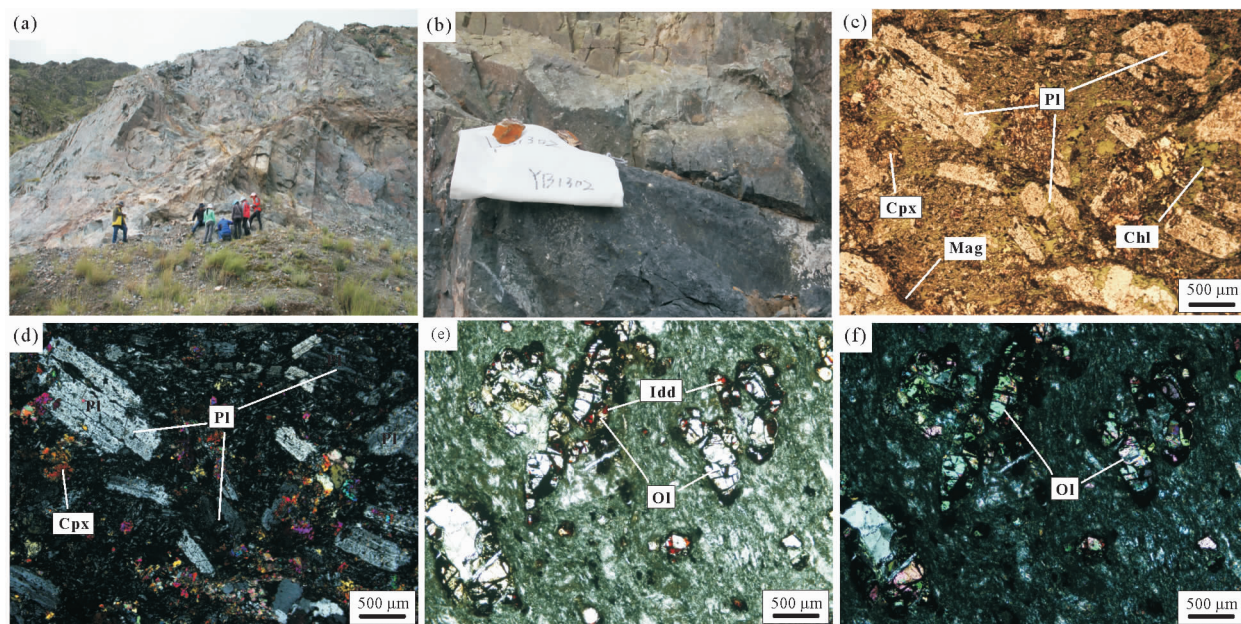
研究样品叶巴组玄武岩采自拉萨市达孜区。样品普遍经历了绿片岩相变质作用,外观呈黑绿-灰绿色(图 2(a)、图 2(b)),具有块状构造和变余斑状结构(图 2(c)、图 2(d))。样品表面发育气孔和杏仁构造,且许多孔隙被碳酸盐岩填充(图 2(b))。斑晶主要由斜长石、少量橄榄石和单斜辉石组成,部分橄榄石原生斑晶发生伊丁石化(图 2(e)、图 2(f)),玄武岩中见直径 0.5~2.0 mm 的橄榄石捕虏体。单斜辉石呈变余斑晶结构(图 2(c)、图 2(d))。部分斜长石斑晶发生碳酸盐化,显示高级白干涉色,正交偏光下可见双晶结构(图 2(d))。基质绿泥石化,并有磁铁矿颗粒析出(图 2(c))。



JSSZ—金沙江缝合带;LSSZ—龙木措-双湖缝合带;BNSZ—班公湖-怒江缝合带;
SNMZ—永珠-纳木错缝合带;LMF—洛巴堆-米拉山断裂;
IYZSZ—印度河-雅鲁藏布缝合带;底图修改自文献^[12]

图 1 青藏高原构造格架简图及采样点位置

Fig. 1 Tectonic framework of the Tibetan Plateau and sample location



(a)野外露头照片;(b)样品照片;(c)单偏光显微照片,斜长石和单斜辉石变余斑晶;(d)正交偏光照片;(e)橄榄石斑晶,部分伊丁石化,基质绿泥石化;(f)正交偏光照片,含橄榄石斑晶;英文缩写:Ol—橄榄石;Pl—斜长石;Cpx—单斜辉石;Mag—磁铁矿;Chl—绿泥石;Idd—伊丁石

图2 叶巴组玄武岩镜下照片

Fig. 2 Microphotographs of the Yeba Formation basalt

2 分析方法

对所采集样品进行锆石 U-Pb 年代学分析。样品的处理包括锆石分选、制靶以及锆石 U-Pb 年代学、微量元素测试。

2.1 锆石分选和制靶

锆石的单矿物分选在河北省廊坊市地质测绘研究所完成,操作步骤:①将样品风化外表去除并清洗干净,用切割机将岩石切成小块,随后用颚式破碎机进行粗碎;②将颚式破碎机刚玉鄂板间距调到最大,倒入碎玻璃清理,用高压气枪将刚玉鄂板多次吹扫,再用镊子夹棉球蘸酒精多次擦拭,保证缝隙之间、刚玉鄂板接触面没有灰尘及残余样品颗粒、粉末;③用保鲜袋套住样品接收盒,将岩块放入破碎机反复破碎至 50 目 ($270 \mu\text{m}$);④经过重力分选、磁力分选和重液三重分选后,用双目镜手动挑选出锆石单矿物颗粒。

锆石制靶在北京凯德正科技有限公司完成,操作步骤:首先在双目镜下把锆石颗粒粘在双面胶上,再用无色透明的环氧树脂靶固定,等待约一周时间环氧树脂固化后再对其表面进行打磨抛光处理,直至均匀暴露锆石内部结构为止。为了精确分析锆石类型,本研究对锆石靶进行常规透射光、反射光与阴极发光(cathodoluminescence, CL)图像的采集。常规透反射图像采集在山东科技大学利用光学显微镜完成。CL 图像在北京锆年领航科技有限公司完成,用 Leo4500 型扫描电子显微镜拍摄。拍摄过程中分析电压控制在 15 kV,并随锆石发光强度随时调整分析电流值。

2.2 锆石 U-Pb 年代学和微量元素

锆石 U-Pb 同位素年代学和微量元素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与资源国家重点实验室,采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry, LA-ICP-MS)方法同步完成。电感耦合等离子质谱仪(inductively coupled plasma mass spectrometry, ICP-MS)型号为 Agilent 7500a,配备 GeoLas2005 激光剥蚀系统。灵敏度调节选择氦气作为载气并辅以氩气作为补气气,两种气体在被引导进入 ICP-MS 前通过 T 型管混合,同时加入少许氩气以提高测试的灵敏度、最大程度降低检出限,改善分析精密密度^[13]。每个锆石点位分析周期为 80 s,其中前 30 s 为背景信号监测、残留样品和杂质排空过程,该过程激光不启动;后 50 s 为激光剥蚀样品信号采集。数据采集完毕后,运用 ICPMSDataCal

软件^[14]对所采集的数据进行离线分析处理,包括样品信号积分区间和背景值信号区间的选择、仪器灵敏度校正以及 U-Th-Pb 同位素比值分析和年龄计算过程。积分区间选择不小于 40 s。锆石 U-Pb 同位素分析选择标准锆石 91500 作为外标来监测同位素分馏,插入频率为每 6 个样品点中插入 2 个 91500,并运用线性内插法校正与分析时间相关的同位素比值漂移。标准样品 PLE 作为未知样品插入 91500 之后进行分析以检测数据的准确性。锆石微量元素采用 NIST610 作为外标校正。激光和质谱仪的具体分析参数见表 1。

表 1 LA-ICP-MS 分析参数

Table 1 Typical operation conditions for LA-ICP-MS analysis

ICP-MS 设置	参数	激光设置	参数
射频功率(RF power)	1 350 W	波长(Wavelength)	193 nm
等离子体气体(Plasma gas)	氩气 14 L/min	能量密度(Energy density)	14 J/cm ²
辅助气体(Auxiliary gas)	氩气 14 L/min	载气(Carrier gas)	氦气
补偿气体(Make-up gas)	氩气 14 L/min	剥蚀方式(Ablation style)	单点
探测器(Detector)	脉冲/模拟计数双模式	激光斑束直径(Ablation spot size)	32 μm
接收时间(Dwell time)	6 ms	脉冲频率(Repetition rate)	8 Hz

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

叶巴组玄武岩锆石 U-Pb 分析结果见表 2。本研究将年龄大于 1 000 Ma 的锆石采用²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄,小于 1 000 Ma 的采用²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄。共获得捕获锆石年龄 54 个,年龄范围在 206~3 315 Ma,年龄分布直方图见图 3。其中 50 个测点年龄谐和度大于 90%,年龄谐和图见图 4。核密度分布计算结果显示(图 3 红色曲线),样品呈现三个年龄峰值,分别为 210、552 和 1 043 Ma。

表 2 叶巴组玄武岩捕获锆石 U-Pb 定年分析结果

Table 2 Results of U-Pb dating for zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt

点位	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		谐和度 /%	点位	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		谐和度 /%
	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ			年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	
YB02-04	1 216	43	1 246	21	1 267	11	98	YB02-47	970	52	1 024	23	1 053	11	97
YB02-05	2 314	21	2 240	19	2 154	19	96	YB02-49	1 560	63	1 503	25	1 464	12	95
YB02-06	718	50	674	16	660	7	97	YB02-50	457	32	507	10	516	6	98
YB02-09	1 745	22	1 718	15	1 689	12	98	YB02-52	557	135	603	33	618	9	97
YB02-10	1 137	26	1 122	12	1 111	7	99	YB02-53	1 036	57	878	16	817	6	90
YB02-11	574	65	555	16	547	5	98	YB02-54	1 026	38	1 111	17	1 149	9	96
YB02-15	539	34	476	9	464	5	97	YB02-58	1 053	155	381	23	280	3	61
YB02-16	854	38	775	14	749	6	96	YB02-61	293	141	210	14	206	3	98
YB02-17	976	42	978	18	974	8	99	YB02-62	980	38	1 030	17	1 040	9	99
YB02-18	1 778	51	1 767	22	1 757	13	98	YB02-64	467	189	235	20	218	3	92
YB02-19	989	33	1 009	17	1 017	12	99	YB02-66	3 315	22	3 110	21	2 771	24	88
YB02-20	456	78	437	12	434	4	94	YB02-68	239	95	246	11	244	3	99
YB02-21	672	40	583	12	561	5	96	YB02-69	1 280	36	1 312	20	1 323	12	99

续表 2

点位	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		谐和度 / %	点位	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		谐和度 / %
	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ			年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	年龄 /Ma	1σ	
YB02-22	737	64	539	17	496	7	91	YB02-70	617	57	470	13	435	4	92
YB02-26	1 052	38	1 022	17	1 001	9	97	YB02-71	1 100	31	1 104	15	1 094	8	99
YB02-30	734	40	829	15	866	9	95	YB02-72	982	35	704	13	614	6	86
YB02-31	348	66	300	10	295	3	98	YB02-73	846	274	277	30	214	4	58
YB02-32	808	60	680	19	651	7	95	YB02-74	1 455	55	1 315	28	1 219	12	92
YB02-34	765	38	635	13	595	6	93	YB02-78	365	261	220	22	207	3	73
YB02-35	813	76	608	21	551	6	90	YB02-79	-12	195	193	19	214	3	89
YB02-37	628	52	617	15	614	6	99	YB02-80	2 259	27	2 254	20	2 231	15	98
YB02-39	804	51	737	18	714	9	96	YB02-82	283	285	207	27	208	4	99
YB02-41	837	68	643	20	604	7	93	YB02-83	1 065	43	1 103	19	1 116	9	98
YB02-42	511	100	331	18	304	6	91	YB02-84	518	49	513	12	509	4	99
YB02-43	780	32	787	12	788	6	99	YB02-87	1 208	117	318	19	211	3	59
YB02-44	537	57	542	14	540	5	99	YB02-88	1 826	31	1 824	20	1 809	13	99
YB02-45	633	65	562	18	540	7	96	YB02-89	427	72	474	15	480	4	98

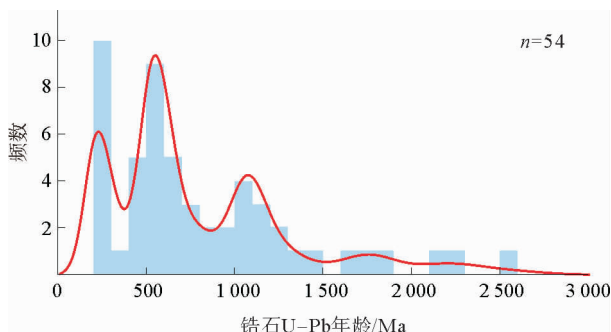


图 3 叶巴组玄武岩捕获锆石年龄直方图

Fig. 3 Histogram of age of zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt

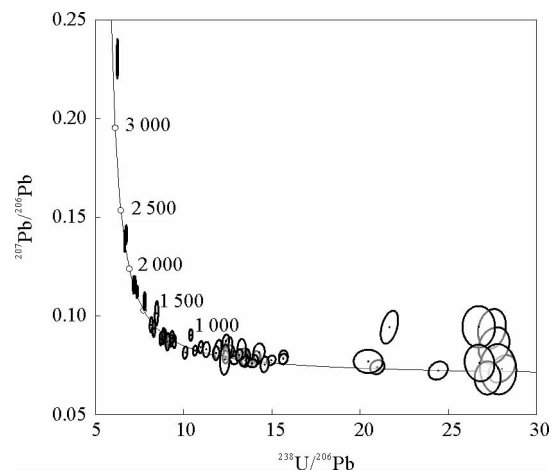


图 4 叶巴组玄武岩捕获锆石年龄谐和图

Fig. 4 Concordance of age of zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt

3.2 锆石微量元素

叶巴组玄武岩锆石的微量元素测试结果见表 3。玄武岩样品的 Th 含量为 $24 \times 10^{-6} \sim 624 \times 10^{-6}$, 平均 198×10^{-6} ; U 含量 $60 \times 10^{-6} \sim 2 029 \times 10^{-6}$, 平均 309×10^{-6} 。除 1 个点位外其他样品的 Th/U 比值均大于 0.1。玄武岩样品的球粒陨石标准化^[15]的稀土元素配分图(图 5)显示轻稀土亏损、重稀土富集的特征, 其中 La 含量极低(平均 0.34×10^{-6}), 普遍小于 10 倍球粒陨石; 稀土元素(rare earth element, REE)总量平均为 $1 135 \times 10^{-6}$, 略低于叶巴组英安岩(平均 $1 526 \times 10^{-6}$)。Ce 显示强烈的正异常, Eu 显示轻微至强烈的负异常。

表3 叶巴组玄武岩捕获锆石微量元素分析结果

Table 3 Results of trace element analysis of zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt 10^{-6}

点位	Th	U	Ti	Nb	La	Ce	Pr	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
YB02-04	59	80	5.77	5.44	0.04	6.37	0.09	2.81	0.42	17	75	31	141	33	304	60
YB02-05	164	227	4.92	2.86	—	23.55	—	2.58	0.25	12	53	21	92	21	192	37
YB02-06	162	202	11.03	2.12	—	24.47	0.15	4.85	2.06	27	110	45	214	54	542	117
YB02-09	73	345	25.26	0.38	0.03	1.24	0.21	9.50	0.23	40	84	23	79	15	116	19
YB02-10	24	664	5.58	2.57	—	0.48	—	1.04	0.04	14	122	56	290	77	788	167
YB02-11	167	235	11.62	1.34	0.02	18.01	—	4.49	1.36	28	107	42	183	41	369	70
YB02-15	527	620	3.77	11.40	—	22.62	—	4.65	1.15	34	175	73	338	80	764	155
YB02-16	227	266	8.42	4.01	0.04	49.51	0.28	6.34	2.58	34	148	60	273	64	599	120
YB02-17	292	162	33.08	2.58	0.14	58.20	0.67	17.76	3.84	62	171	58	224	46	390	72
YB02-18	100	230	67.51	1.24	—	2.92	0.14	9.66	0.70	64	233	82	320	66	528	95
YB02-19	225	251	9.49	2.70	0.12	29.84	0.12	3.28	1.49	23	112	46	214	49	475	102
YB02-20	155	537	19.00	2.83	—	3.92	0.16	8.02	0.23	44	233	91	394	87	741	135
YB02-21	220	258	6.70	0.97	—	14.00	0.05	2.75	1.08	10	40	16	72	17	168	35
YB02-22	124	195	14.52	2.77	0.03	33.53	0.06	2.35	0.82	16	79	33	159	40	393	82
YB02-26	224	202	12.70	2.22	0.49	7.64	0.13	4.78	0.09	32	119	44	178	38	324	58
YB02-30	44	137	8.91	2.33	0.01	5.20	0.03	2.91	0.45	23	113	48	209	48	419	84
YB02-31	173	273	3.34	2.07	—	11.60	0.11	1.94	0.70	18	87	39	195	50	496	114
YB02-32	71	100	7.68	0.81	—	11.65	0.19	5.70	1.29	29	124	50	217	50	455	95
YB02-34	461	379	14.32	5.80	2.33	71.51	1.06	5.09	1.29	28	132	57	266	66	644	142
YB02-35	51	293	14.43	8.18	1.15	25.94	0.25	5.81	2.30	49	297	128	602	160	1 622	330
YB02-37	63	166	2.57	5.47	0.06	18.86	0.11	7.19	0.35	42	148	55	216	45	382	73
YB02-39	127	133	7.88	5.14	—	98.65	0.11	6.00	2.71	42	205	85	378	84	724	139
YB02-41	68	85	3.86	0.12	0.08	2.85	0.06	0.41	0.12	3	16	7	30	8	81	18
YB02-42	89	219	12.14	1.85	—	16.43	—	2.16	0.63	14	64	27	126	33	341	78
YB02-43	124	268	24.66	0.95	0.12	3.23	0.47	8.59	0.46	47	179	66	267	59	519	99
YB02-44	131	258	22.03	1.51	0.13	2.79	0.30	10.52	0.27	64	292	113	466	101	851	159
YB02-45	228	200	11.91	12.90	—	82.09	0.12	3.42	0.98	18	96	43	214	58	596	133
YB02-47	140	111	10.17	2.71	2.42	53.15	1.29	13.99	4.03	62	229	87	350	75	652	124
YB02-49	81	179	18.15	6.60	—	5.71	—	3.31	0.32	16	64	25	106	24	212	41
YB02-50	480	2 029	2.57	4.72	—	12.68	0.12	5.65	0.35	40	238	99	450	111	995	190
YB02-52	29	60	7.30	1.59	—	5.22	0.23	3.58	0.81	22	85	32	136	30	268	53
YB02-53	212	671	13.42	1.39	0.72	10.63	1.77	25.40	8.20	106	346	114	432	89	724	133
YB02-54	212	181	16.94	0.66	—	17.76	—	3.09	0.47	10	41	17	69	16	137	27
YB02-58	425	527	25.02	5.77	7.73	42.81	3.30	10.72	2.05	34	125	53	242	58	530	115
YB02-61	246	258	13.98	2.93	0.22	20.95	0.16	1.78	0.47	9	45	21	107	28	292	72
YB02-62	200	278	7.12	2.14	0.02	22.15	0.26	8.82	2.97	46	153	55	223	49	420	86
YB02-64	139	165	11.51	0.98	—	8.42	0.03	5.40	1.22	31	130	53	225	50	434	90
YB02-66	258	175	11.86	3.58	0.66	36.37	0.83	6.23	3.33	24	72	28	126	30	288	70
YB02-68	542	462	5.63	3.27	0.07	50.32	0.27	6.49	3.25	31	97	35	149	36	336	72

续表 3

点位	Th	U	Ti	Nb	La	Ce	Pr	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
YB02-69	96	135	9.36	2.07	—	9.84	0.10	3.33	0.61	26	119	50	216	50	437	89
YB02-70	253	349	21.83	1.92	0.09	19.60	0.46	11.29	2.76	46	126	44	173	38	326	63
YB02-71	125	435	14.17	1.34	—	1.69	0.07	4.18	0.05	35	191	76	318	70	591	112
YB02-72	514	924	39.62	4.13	0.44	27.52	2.09	55.41	29.41	224	446	117	380	76	614	105
YB02-73	226	232	10.22	1.55	0.34	11.52	0.25	6.86	1.90	52	197	78	315	68	568	113
YB02-74	77	119	9.46	1.21	—	24.77	—	2.33	1.03	17	70	28	120	28	269	55
YB02-78	132	194	10.49	1.86	0.16	9.70	0.12	5.49	0.84	29	127	53	234	53	480	100
YB02-79	175	204	6.39	1.66	0.07	10.42	0.06	3.83	0.87	28	118	50	217	49	436	91
YB02-80	381	331	30.68	6.31	—	22.68	—	5.23	0.27	26	93	36	148	33	296	57
YB02-82	83	145	12.32	1.71	0.40	8.03	0.17	0.62	0.36	15	75	31	134	31	270	57
YB02-83	150	186	9.97	4.58	—	28.44	—	3.79	0.61	23	99	40	181	43	379	79
YB02-84	624	454	10.63	4.12	0.06	23.83	0.31	11.31	0.73	60	275	109	458	100	854	167
YB02-87	126	183	9.74	0.97	0.19	7.55	0.18	4.78	1.17	23	103	43	193	45	420	93
YB02-88	180	345	2.99	3.08	0.05	17.82	0.16	3.76	0.45	19	82	33	143	32	270	56
YB02-89	232	384	13.69	2.05	0.08	17.51	0.23	3.95	0.84	28	137	59	265	63	561	121

注:低于仪器检出限的元素含量标记为“—”

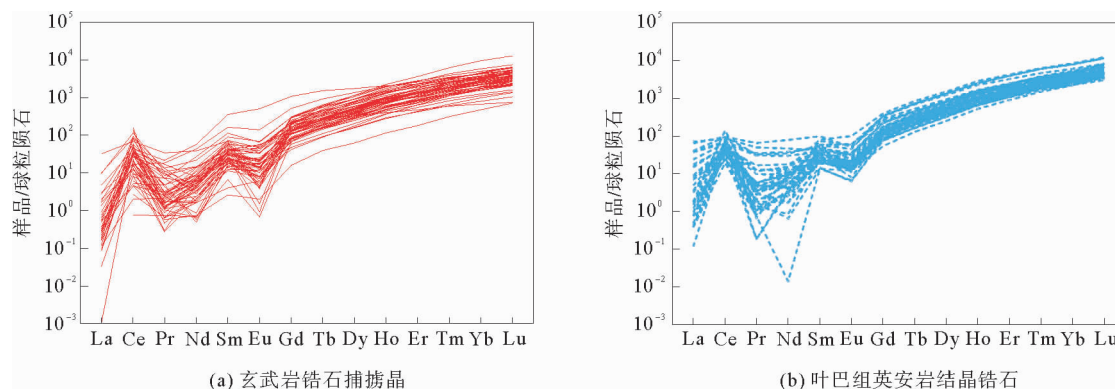


图 5 锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图

Fig. 5 Diagrams of chondrite-normalized rare earth elements for the Yeba Formation basalt

4 讨论

4.1 锆石形态及其成因

玄武岩样品中的锆石分选较差,粒度较小,粒径 $30\sim 100\ \mu\text{m}$ 。根据 CL 图(图 6),可大致将锆石形态分为三类:第一类(I)锆石呈浑圆状,磨圆较好,粒径 $30\sim 50\ \mu\text{m}$,颗粒存在明显震荡环带结构,见明显磨损和熔蚀现象,说明并非由玄武质岩浆直接结晶形成的;第二类(II)锆石呈板状结构,磨圆较差,晶棱明显,长宽比约 $3:1$,长边约 $100\ \mu\text{m}$,具明显环带结构,尽管该类锆石具岩浆锆石特征,但存在于酸性岩浆岩中,与典型的基性岩锆石特征不同,后者通常不具环带结构,分选和磨圆度均很差,可能直接捕获自岩浆岩;第三类(III)锆石呈厚板状,长宽比约 $1:1$,磨圆中等,粒径 $30\sim 80\ \mu\text{m}$,部分颗粒可见明显继承核,该类锆石常见于高级变质岩或 S 型花岗岩中。根据锆石形态,叶巴组玄武岩中的锆石并非典型基性岩锆石特征,锆石的大小、内部结构与形态、分选和磨圆度均差别较大。叶巴组玄武岩样品的锆石形态类似于沉积岩的碎屑锆石,

其年龄与玄武岩喷发年龄无关。

4.2 锆石源岩与地壳性质

锆石的微量元素组成在一定程度上反映了其源岩特征。不同类型岩浆具有不同的微量元素含量,而锆石结晶过程记录了与之平衡的岩浆系统的特征。因此,通过对比锆石的微量元素组成,可以初步推测其可能的源岩类型,尤其对于失去母岩的捕获锆石以及碎屑锆石,该方法尤为重要。在叶巴组玄武岩中,捕获锆石普遍具有高 Th/U 比值(图 7)、极低的 La 含量、富集重稀土元素、亏损轻稀土元素,同时具强烈的 Ce 正异常和 Eu 负异常等特征。此外,捕获锆石的稀土元素配分曲线与其同期喷发的英安岩结晶锆石类似(图 5(a))。捕获锆石的轻稀土元素(light rare earth element, LREE)总量与 REE 总量均较低,与岩浆结晶锆石相同。需要注意的是,因热液携带较高浓度的 LREE,因此从热液中结晶或受热液改造的锆石普遍具有较高的 LREE 总量。

岩石地球化学特征表明,叶巴组形成于俯冲环境,很可能是新特提斯洋在侏罗纪向北俯冲至拉萨地块之下形成的弧后伸展环境的产物^[12]。相较于近同期喷发的拉萨地块南缘具有洋内弧特征的早侏罗世桑日群玄武岩^[16],叶巴组玄武岩具有相对富集的 Nd-Hf 同位素特征,暗示其在喷发至地表之前受到了地壳物质混染的影响,这与其中包含大量锆石捕虏晶的现象吻合。为了判断叶巴组玄武岩锆石捕虏晶的源岩类型,本研究对 Belousova 等^[17]提出的树形图方法稍作改进(图 8),并利用改进后的方法对锆石进行源岩判别。相对于其他判别锆石源岩的二元协变图解,树形图方法在判别过程中考虑了更多的元素种类。采用该方法判别来自金伯利岩和花岗岩类的锆石准确度较高,分别达 89% 与 80%^[17],但在判别锆石具体来自哪一类花岗岩时准确性较低。文献^[17]根据 Ce/Ce* 比值来区分花岗岩类与碱性正长岩类,但本研究发现,已有的英安岩锆石微量元素数据均分布在碱性正长岩的范围内。因此,本研究将不同 SiO₂ 含量范围的花岗岩以及碱性正长岩的类别进行了合并,统称为“花岗岩类”(图 8)。采用树形图法对玄武岩锆石捕虏晶的判别结果显示,在 54 颗锆石中,48 颗判别为花岗岩类锆石,2 颗判别为正长岩类锆石,4 颗判别为基性岩锆石。与沉积岩中碎屑锆石不同,玄武岩中锆石捕虏晶的源岩判别不需要考虑诸如源区风化及沉积物搬运条件等因素,其特征仅由岩浆所经过的地壳结构和特征决定。花岗岩类锆石的高占比暗示了早侏罗世南拉萨地块已存在一定规模的花岗质地壳,该发现为探究南拉萨地块的地壳特征提供了重要信息。

同位素地球化学特征显示,南拉萨地块自三叠纪以来的岩浆岩普遍具有岛弧特征及亏损的 Sr-Nd-Hf 同位素,因此部分学者认为南拉萨地块是由洋壳俯冲引发的弧岩浆增生形成的,其基底为亏损的新生地壳^[10-11]。叶巴组玄武岩中锆石捕虏晶绝大多数来自花岗质的母岩,暗示了早侏罗世大规模酸性地壳的存在。

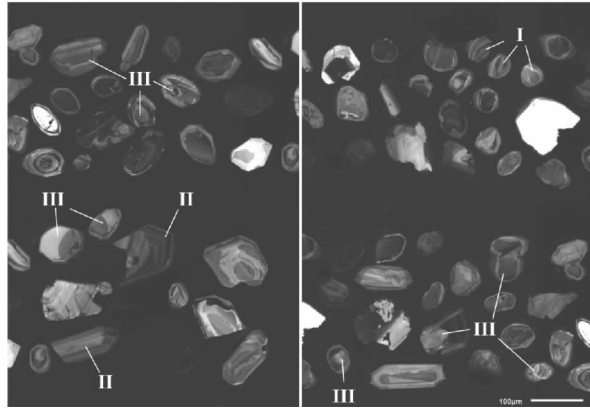


图 6 叶巴组玄武岩锆石捕虏晶阴极发光图
Fig. 6 CL images of the zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt

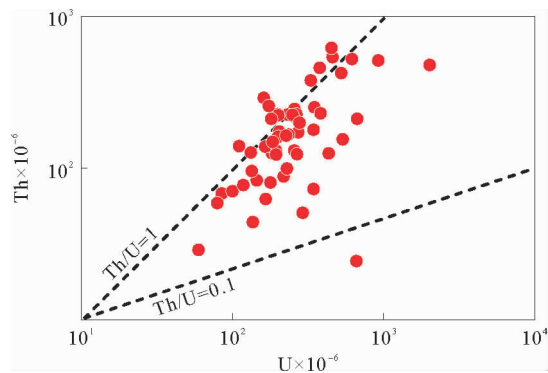


图 7 叶巴组玄武岩锆石捕虏晶 Th-U 二元协变图解
Fig. 7 Th-U binary plot for the zircon xenocrysts from the Yeba Formation basalt

这一推断亦与叶巴组中大量喷发的英安-流纹质火山岩的现象吻合。由于锆石的结晶记录了与之平衡的岩浆元素特征,学者们对不同成因类型(I-S-A)花岗岩的锆石元素特征开展研究。Wang 等^[18]在对青藏高原南部典型的I型和S型花岗岩锆石研究发现,I型花岗岩锆石以低Pb含量和高 Nb_N/Pb_N 比值为特征,而S型花岗岩的Pb含量相对较高。来自花岗岩类母岩的叶巴组玄武岩锆石捕掳晶具有相对较低的 Nb_N/Pb_N 比值(图9(a),平均0.49),暗示了其母岩可能为S型花岗岩;而叶巴组英安岩结晶锆石具有更高的 Nb_N/Pb_N 比值(图9(a),平均1.73)。锆石Ti温度计^[19]显示,锆石捕掳晶整体温度较低,平均750℃,低于英安岩锆石结晶温度838℃(图9(b))。以上结果表明,早侏罗世南拉萨地块深部可能存在大量由沉积岩深熔形成的、具有S型特征的花岗质地壳。由于南拉萨地块普遍缺失中三叠统及更早的沉积地层,除东部林芝地区出露的林芝岩群以外^[7],亦少见古老高级变质岩系出露,本研究为南拉萨地块三叠纪以前变质基底的存在提供了新的线索。

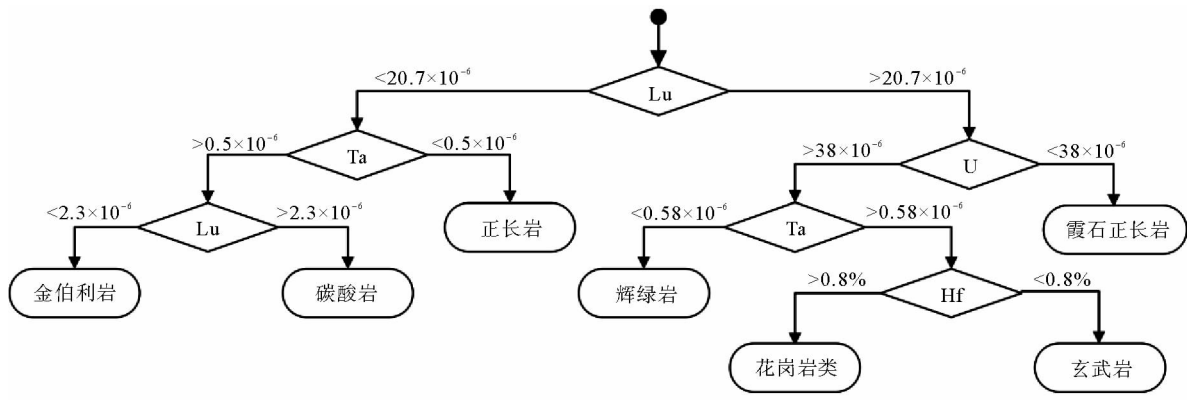


图8 锆石源岩类型树形判别图

Fig. 8 CART tree for the recognition of zircons from different rocks

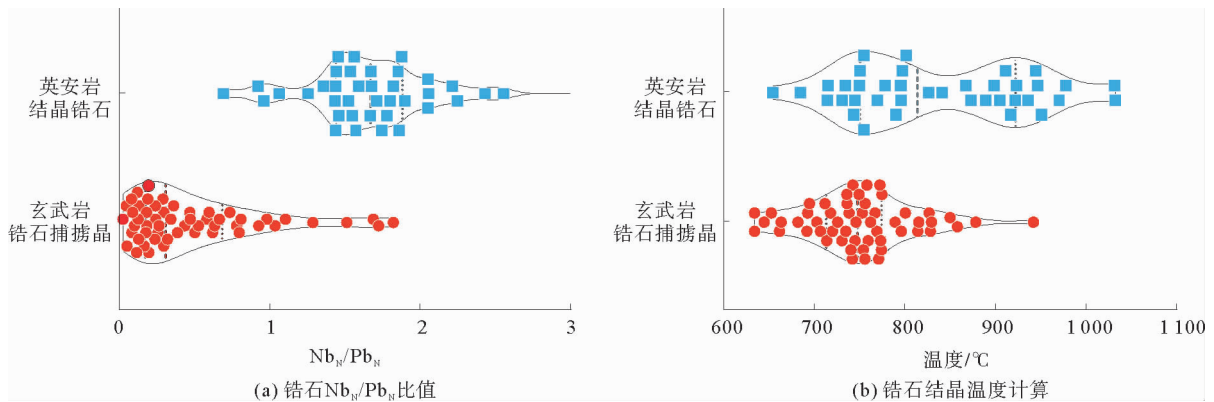


图9 锆石成因判别小提琴图

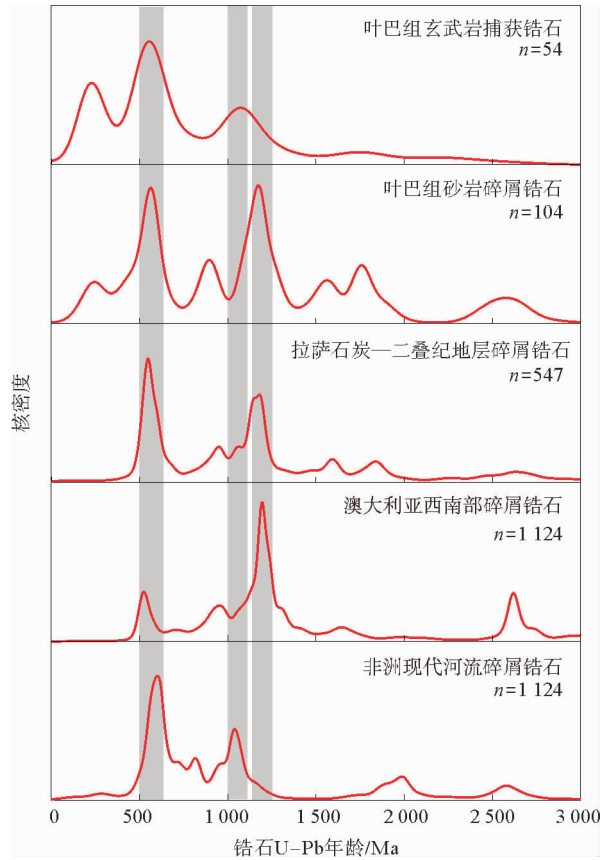
Fig. 9 Violin plots for the zircons from the Yeba Formation volcanic rocks

4.3 年代学与构造意义

锆石捕掳晶的U-Pb年龄为南拉萨地壳特征提供了年代学约束。测试结果显示,三个年龄峰值210、552和1043 Ma代表了拉萨地块三次主要的岩浆热事件和花岗岩岩浆作用。捕获锆石210 Ma的峰值暗示了南拉萨地块存在广泛的三叠纪岩浆活动,而叶巴组砂岩的碎屑锆石中并未见到该年龄段的峰值出现(图10),这意味着早侏罗世南拉萨地块处于地槽拗陷阶段,三叠纪岩石并未经历大规模的剥蚀。中侏罗世到早白垩世,受到班怒洋闭合以及拉萨-羌塘地块碰撞作用的影响,地槽发展为造山阶段,地壳发生褶皱抬升,三叠纪碎屑锆石开始大规模出现于下白垩统楚木龙组沉积岩中^[20],而侏罗纪碎屑锆石的数量较少,表明南拉萨地

块在经历了三叠纪岩浆活动高峰期之后,在早侏罗世强度开始减弱,到中—晚侏罗世达到低谷,形成了稳定的地台。南拉萨地块在三叠纪—侏罗纪形成一个地槽旋回。叶巴组火山岩则在地槽喷发沉积后,在后续的地块碰撞中经过挤压褶皱并沉降入地下一定深度,避免了后期的风化剥蚀而保存下来。相反,三叠纪岩浆弧在后期几乎被剥蚀殆尽,只能在白垩纪碎屑锆石记录中保留其存在的证据。

研究发现,叶巴组玄武岩捕获锆石与叶巴组砂岩具有共同的 550 Ma 峰值年龄簇。值得注意的是,拉萨地块中部出露的石炭—二叠纪冰碛岩中碎屑锆石同样包含该峰值的年龄簇,暗示了拉萨地块广泛存在埃迪卡拉纪晚期的岩浆活动。不仅如此,拉萨地块南部的特提斯喜马拉雅地块、北部的羌塘地块沉积地层的碎屑锆石均出现峰值 550 Ma 的年龄簇^[2,4]。埃迪卡拉纪末期,冈瓦纳超大陆已基本完成聚合,并在超大陆北部边缘形成了俯冲带^[10]。该段年龄特征可能是由于埃迪卡拉纪晚期原特提斯洋俯冲至冈瓦纳大陆北缘引发的大规模安第斯型弧岩浆作用的结果^[10,22]。研究发现,这一岩浆弧并非同期形成,西特提斯(土耳其、伊朗)边缘较早而东部(羌塘、印度、澳大利亚)较晚。因拉萨地块北部岩浆记录跨度相对较大,与东西两部分特提斯边缘缺乏辨识度,因此有学者将拉萨地块置于原特提斯域中部东非造山带的位置^[22]。因岩浆岩记录相对局部,或许不能反映该时期岩浆活动总体年龄分布特征,而沉积岩中的碎屑锆石是体现更广泛和全面的样本,更具有参考价值。本研究整理了埃迪卡拉纪末期至古生代早期原特提斯北部边缘代表性陆块碎屑锆石 650~450 Ma 年龄段的数据(图 11),结果显示现代非洲河流^[21](代表原特提斯域的西段)具有最老的年龄中位数 585 Ma,而澳大利亚西部^[9](代表原特提斯域东段)具有最年轻的年龄中位数 527 Ma,符合“西早东晚”的特征。位于具有印度陆块亲缘性的南羌塘地块^[9]具有相对较老的年龄中位数 572 Ma,而特提斯喜马拉雅地块(558 Ma)和拉萨地块(石炭—二叠纪 556 Ma,叶巴组砂岩 554 Ma)则具有相对一致的年龄中位数。以上数据暗示了青藏高原各地块在埃迪卡拉纪晚期冈瓦纳超大陆的相对位置:南羌塘地块相对偏西,特提斯喜马拉雅地块和拉萨地块位置接近,相对偏东。这一推断也与人研究特提斯喜马拉雅地块朗杰学群得出的与拉萨地块具有亲缘性的结论吻合^[4]。本研究的锆石捕虏晶在该年龄段样本数相对较少(650~450 Ma 共 16 颗),得出的年龄中位数(547 Ma)略低于碎屑锆石(共 180 颗),且四分位距范围相对偏大,但总体与拉萨地块中的碎屑锆石特征基本一致。叶巴组锆石捕虏晶数据亦暗示了拉萨地块在该年龄段碎屑锆石的峰值很可能并非由冈瓦纳大陆中部 Kuunga 造山带(580~530 Ma)剥蚀而来。



叶巴组碎屑锆石数据引自 Wei 等^[20];拉萨地块石炭—二叠纪地层和澳大利亚西南部碎屑锆石数据引自文献^[9];非洲现代河流碎屑锆石数据引自文献^[21]

图 10 锆石年龄分布核密度曲线图

Fig. 10 Kernel density plots for the zircon U-Pb ages

拉萨地块沉积岩碎屑锆石中 1 170 Ma 的峰值并未出现在叶巴组玄武岩捕获锆石中,暗示了该年龄阶段的锆石可能不代表拉萨地块的基底特征,可能来自其他地块的剥蚀。部分学者^[2,9]将其物源解释为来自澳大利亚西南部的 Albany-Fraser 造山带(图 10),并将拉萨地块在晚新元古代—早古生代的古地理位置与澳大利亚大陆相连。本研究中的 1 045 Ma 峰值在拉萨地块已报道的古生代—中生代碎屑锆石年龄谱(图 10)中并未体现,可能代表了尚未剥蚀出露的中元古代结晶基底。该基底年龄与非洲河流沉积物碎屑锆石对应(图 10),暗示了拉萨地块在中元古代时期与非洲大陆具有亲缘性,该推论得到了新元古代岩浆-变质记录资料的支持^[22]。新元古代早期,拉萨地块自非洲大陆裂解,经由莫桑比克洋的俯冲消减,埃迪卡拉纪末期(约 650~560 Ma)位于冈瓦纳大陆北缘澳大利亚西部。自此莫桑比克洋关闭,冈瓦纳大陆拼合完成。此后冈瓦纳大陆北缘受到原特提斯洋俯冲作用的影响,形成一系列“西早东晚”的岩浆事件。

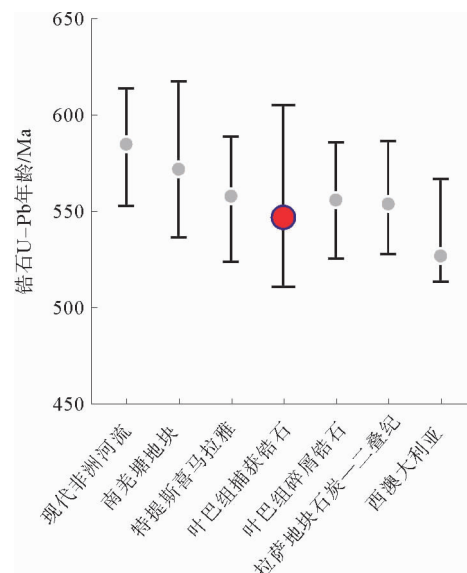
5 结论

本研究对拉萨地块南部叶巴组玄武岩中锆石捕虏晶开展 U-Pb 年代学和微量元素分析,得到以下结论。

- 1) 叶巴组玄武岩锆石捕虏晶的微量元素特征显示,该锆石主要捕获自花岗质岩石,少量捕获自中基性岩石。
- 2) 捕获自花岗质岩石的锆石与 S 型花岗岩的结晶锆石具有类似的特征,暗示了拉萨地块南部存在大规模酸性变质沉积地壳。
- 3) 捕获锆石年龄分布为 210、552 和 1 043 Ma 三个峰值,分别对应拉萨地块三叠纪的弧岩浆活动、原特提斯洋向冈瓦纳大陆北缘的俯冲事件以及中元古代与非洲大陆的亲缘性。

参考文献:

- [1] ZHU D C, ZHAO Z D, NIU Y L, et al. The Lhasa Terrane: Record of a microcontinent and its histories of drift and growth [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 301: 241-255.
- [2] WANG Q, ZHU D C, CAWOOD P A, et al. Resolving the paleogeographic puzzle of the Lhasa Terrane in southern Tibet [J/OL]. *Geophysical Research Letters*, 2021, 48. DOI:10.1029/2021GL094236.
- [3] GEHRELS G, KAPP P, DECELLES P, et al. Detrital zircon geochronology of pre-Tertiary strata in the Tibetan-Himalayan orogen [J/OL]. *Tectonics*, 2011, 30. DOI:10.1029/2011TC002868.
- [4] CAI F L, DING L, LASKOWSKI A K, et al. Late Triassic paleogeographic reconstruction along the Neo-Tethyan Ocean margins, southern Tibet [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 435: 105-114.
- [5] HU P Y, ZHAI Q G, ZHAO G C, et al. Early Neoproterozoic (ca. 900 Ma) rift sedimentation and mafic magmatism in the North Lhasa Terrane, Tibet: Paleogeographic and tectonic implications [J]. *Lithos*, 2018, 320/321: 403-415.
- [6] HU P Y, ZHAI Q G, CAWOOD P A, et al. Middle Neoproterozoic (ca. 700 Ma) tectonothermal events in the Lhasa terrane, Tibet: Implications for paleogeography [J]. *Gondwana Research*, 2022, 104: 252-264.
- [7] DONG X, ZHANG Z M, NIU Y L, et al. Reworked Precambrian metamorphic basement of the Lhasa terrane, southern



图中数据点代表年龄的中位数,误差线代表四分位距;数据来源同图 10

图 11 冈瓦纳大陆北缘陆块埃迪卡拉纪晚期—早古生代(650~450 Ma)碎屑锆石年龄统计图

Fig. 11 Statistic plot for the detrital zircon ages from the blocks of the northern edge of Gondwanaland during late Ediacaran-early Paleozoic age(650~450 Ma)

- Tibet; Zircon/titanite U-Pb geochronology, Hf isotope and geochemistry[J/OL]. *Precambrian Research*, 2020, 336. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105496.
- [8] YIN A, HARRISON T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2000, 28: 211-280.
- [9] ZHU D C, ZHAO Z D, NIU Y L, et al. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. *Geology*, 2011, 39: 727-730.
- [10] ZHU D C, ZHAO Z D, NIU Y L, et al. The origin and pre-Cenozoic evolution of the Tibetan Plateau[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23: 1429-1454.
- [11] HOU Z Q, DUAN L F, LU Y J, et al. Lithospheric architecture of the Lhasa Terrane and its control on ore deposits in the Himalayan-Tibetan orogen[J]. *Economic Geology*, 2015, 110: 1541-1575.
- [12] WEI Y Q, ZHAO Z D, NIU Y L, et al. Geochronology and geochemistry of the Early Jurassic Yeba Formation volcanic rocks in southern Tibet: Initiation of back-arc rifting and crustal accretion in the southern Lhasa Terrane[J]. *Lithos*, 2017, 278/281: 477-490.
- [13] HU Z C, GAO S, LIU Y S, et al. Signal enhancement in laser ablation ICP-MS by addition of nitrogen in the central channel gas[J]. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 2008, 23: 1093-1101.
- [14] LIU Y S, HU Z C, GAO S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. *Chemical Geology*, 2008, 257: 34-43.
- [15] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [16] KANG Z Q, XU J C, WILDE S A, et al. Geochronology and geochemistry of the Sangri group volcanic rocks, southern Lhasa terrane: Implications for the early subduction history of the Neo-Tethys and Gangdese magmatic arc[J]. *Lithos*, 2014, 200/201: 157-168.
- [17] BELOUSOVA E A, GRIFFIN W L, O'REILLY S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 2002, 143: 602-622.
- [18] WANG Q, ZHU D C, ZHAO Z D, et al. Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 53: 59-66.
- [19] FERRY J M, WATSON E B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 154: 429-437.
- [20] WEI Y Q, ZHAO Z D, NIU Y L, et al. Geochemistry, detrital zircon geochronology and Hf isotope of the clastic rocks in southern Tibet: Implications for the Jurassic-Cretaceous tectonic evolution of the Lhasa terrane[J]. *Gondwana Research*, 2020, 78: 41-57.
- [21] IIZUKA T, CAMPBELL I H, ALLEN C M, et al. Evolution of the African continental crust as recorded by U-Pb, Lu-Hf and O isotopes in detrital zircons from modern rivers[J]. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 2013, 107: 96-120.
- [22] 胡培远, 翟庆国, 赵国春, 等. 西藏仁错地区前寒武纪基底对北拉萨地块起源的约束[J]. *岩石矿物学杂志*, 2022, 41(2): 281-302.
- HU Peiyuan, ZHAI Qingguo, ZHAO Guochun, et al. Constraints of Precambrian basement in Ren Co area, Tibet on the origin of the North Lhasa terrane[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 2022, 41(2): 281-302.

(责任编辑:高丽华)