

冈底斯中段厅宫地区比马组碎屑锆石 U-Pb 年龄

周 鹏¹, 荣 峰¹, 多吉卫色¹, 李 强¹, 唐 华², 范 源¹

(1. 西藏自治区地勘局地热地质大队, 西藏 拉萨 850000; 2. 四川省地矿局川西北地质大队, 四川 绵阳 621000)

摘要:桑日群广泛分布于冈底斯火山岩浆弧的中东段,是新特提斯洋俯冲作用的代表性记录。本文对冈底斯中段厅宫地区桑日群比马组开展了碎屑锆石 U-Pb 同位素测年和地球化学特征研究,结果表明:比马组所含的碎屑锆石具有 85.7 ~ 143.5 Ma、160.2 ~ 191.2 Ma、334.4 ~ 364.1 Ma 和 904 Ma 四个年龄段,其中最年轻的碎屑锆石年龄为 85.7 ± 1.9 Ma,结合古生物资料,认为比马组形成于早—晚白垩世,其物源主要来自于拉萨地块,尤其是冈底斯岩基剥蚀源区;岩石地球化学特征显示,比马组沉积主要来源于长英质岩石,是上地壳源区物质经风化剥蚀后搬运沉积形成。

关键词:冈底斯中段;比马组;碎屑锆石 U-Pb 年龄;地球化学特征

中图分类号: P534.4

文献标识码: A

桑日群为一套中生代的“优地槽型”海相火山岩、泥岩及碳酸盐岩建造,广泛分布于冈底斯火山岩浆弧的中东段,是冈底斯南缘火山—岩浆弧中一条重要的火山岩带,一直以来被认为是新特提斯洋俯冲作用所形成的代表性物质记录^[1-3]。桑日群厚度大于 4119 m,包括下部的麻木下组和上部的比马组。其中,麻木下组主要沿雅鲁藏布江以北的西崇—那布莎和雅鲁藏布江以南的马门、南罗零星分布,具有典型的埃达克岩特征;而比马组主要分布在雅鲁藏布江北岸谢通门、厅宫、曲水、桑日县一带,被认为是正常岛弧火山岩。由于桑日群比马组在新特提斯洋俯冲演化过程中的重要意义,前人对其进行了较系统的研究^[1-10],但研究区域多集中在桑日县一带,其它地区的研究较为薄弱;并且由于过去对成岩时代的测试方法相对落后、测试精度不高,致使桑日群比马组的形成时代一直存在较大的争议。本文选取桑日群比马组较为发育的厅宫地区,开展了精细的剖面测制和系统的分析测试,通过岩石学、地球化学研究及碎屑锆石 U-Pb 定年,进一步探讨了比马组的形成时代和物源特征,为冈底斯带的地质构造演化研究提供新资料。

1 区域地质背景

冈底斯岩浆带位于拉萨地块南缘,是一条近东西向延伸的构造—岩浆岩带,长约 2500 km,宽约 150 ~ 300 km,是新特提斯洋盆向北消减、闭合以及印度板块与亚洲板块陆—陆碰撞的产物^[1]。桑日群火山—沉积岩系分布于冈底斯岩浆带的南缘,在区域上具有由东向西地层厚度逐渐降低的趋势,虽普遍认为其是一套中生代地层,但具体时代目前尚存争议。研究区距尼木县城西侧约 30 km,以大面积发育新生代岩浆岩和白垩纪的火山—沉积岩为特征,桑日群比马组在该地区广泛发育(图 1b)。

2 岩石学特征

桑日群比马组呈近东西向不规则带状零星展布于研究区帕古乡一带,岩性以中—厚层状凝灰质砂岩为主,局部夹凝灰质砾岩、凝灰岩岩层,厚度大于 1519 m(图 2),发育平行层理,小型斜层理、交错层理、波状层理。该地层受后期岩体侵蚀明显,岩石普遍遭受了热变质作用,角岩化明显。

收稿日期: 2020-03-14; 改回日期: 2020-05-21

作者简介: 周鹏(1987—),男,工程师,从事基础地质调查研究。E-mail: 626501717@qq.com

通讯作者: 荣峰(1972—),男,高级工程师,从事基础地质调查研究。

资助项目: 中国地质调查局项目(DD20160015)

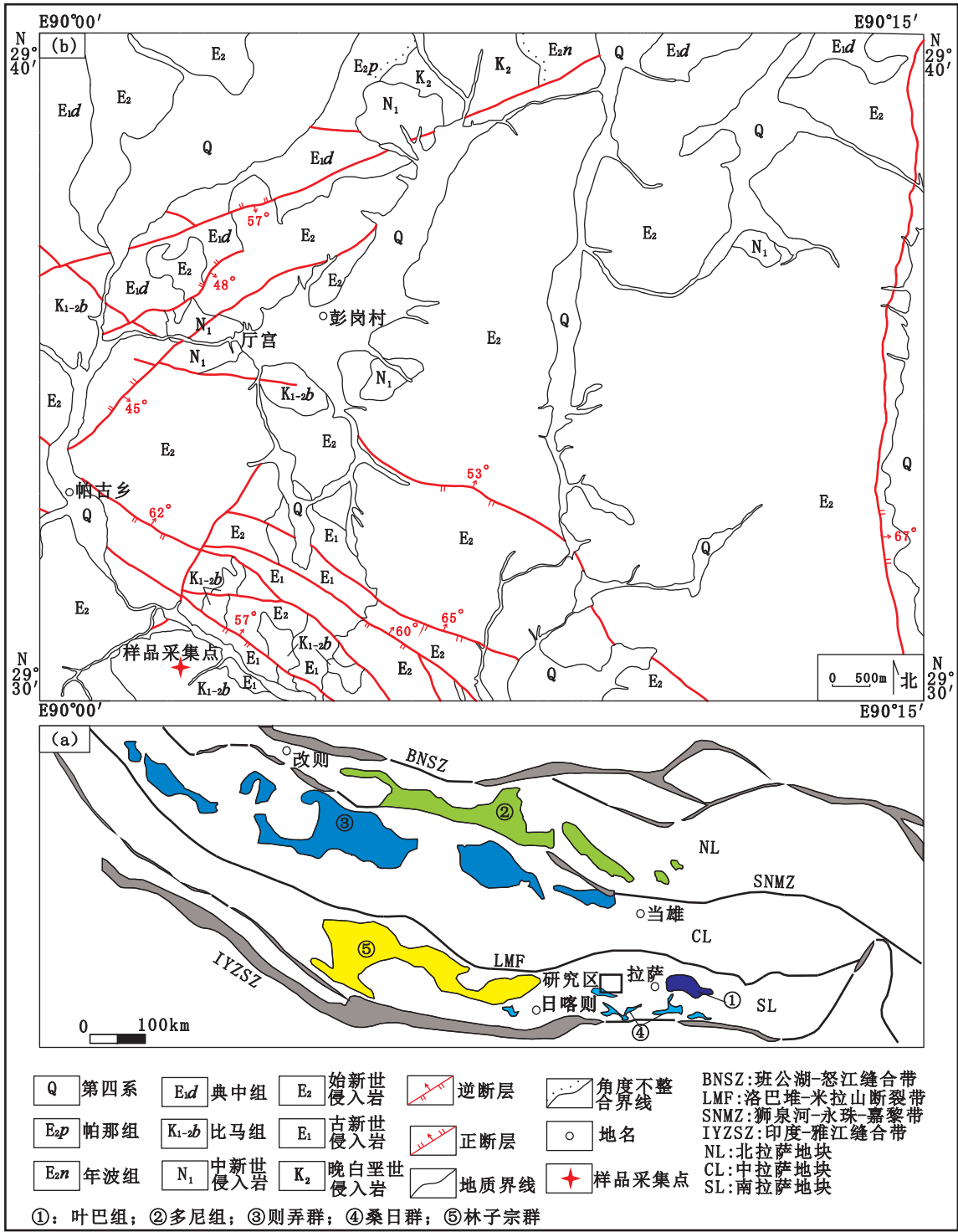


图1 研究区大地构造位置及地质简图

(图a据文献^[2]修改;据b据西藏厅宫地区1:5万区调资料)

Fig. 1 Location and geological sketch of the study area

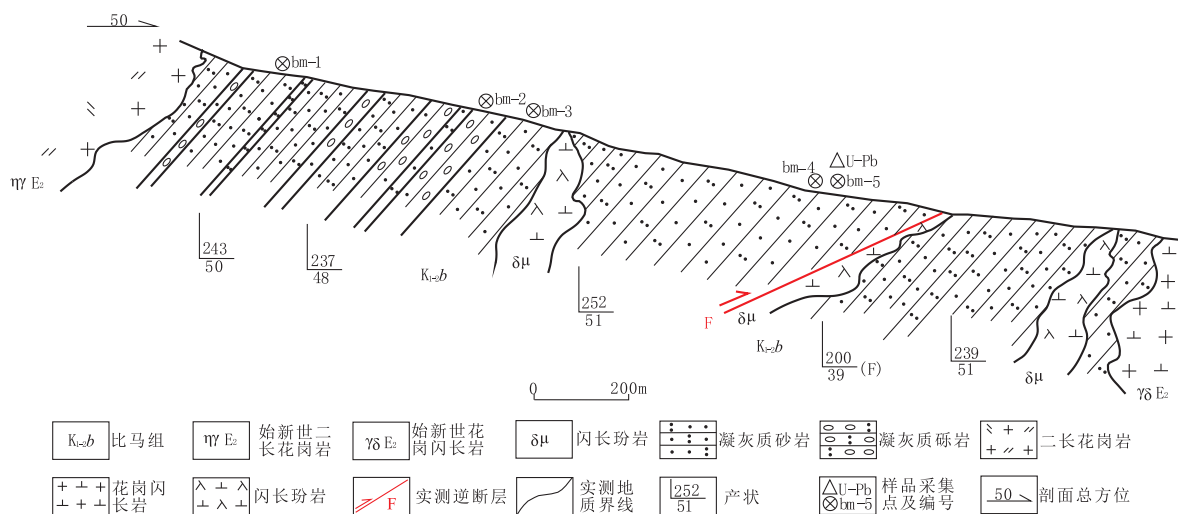


图2 研究区比马组剖面图

Fig. 2 The measured profile of the Bima Formation in the study area

凝灰质砂岩:岩石呈灰绿色,砂状结构,层状构造,层厚 5 ~ 70cm 不等。岩石主要由砂屑、变质矿物及胶结物等组成,其中砂屑粒径 0.03 ~ 0.3mm,以 0.06 ~ 0.25mm 的细粒为主。石英砂屑无色,粒径 0.03 ~ 0.3mm,次棱角状 - 次圆状,以单晶石英为主,偶见多晶石英,杂乱分布;长石砂屑无色,粒径 0.06 ~ 0.25mm,次棱角状,可见聚片双晶。颗粒支撑,孔隙式胶结,胶结物充填于碎屑间,分布略有不均,以正常沉积物和火山尘为主。变质矿物由透辉石、阳起石及绿帘石等矿物组成(图 3)。

凝灰质砾岩:岩石呈灰绿色,砾状结构,中-厚层状构造。主要由砾石、砂屑及变质矿物等组成,

其中砾石呈圆状-椭圆状产出, 粒径 3~70mm。石英砂屑无色, 它形粒状, 粒径主要集中在 0.03~0.15mm, 呈彼此镶嵌状产出, 分布于砾石颗粒间; 斜长石砂屑无色, 略浑浊, 半自形-它形长板状产出, 粒径 0.03~0.1mm, 可见聚片双晶。变质矿物由透辉石、阳起石及绿帘石等矿物组成(图 4)。

凝灰岩:岩石呈灰色,凝灰结构,块状构造。其中火山碎屑约占 70%,填隙物约占 30%。火山碎屑以粒度 $<2\text{mm}$ 的凝灰碎屑为主,主要由晶屑,少量玻屑,岩屑组成。填隙物主要为火山尘,呈隐晶质集合体。

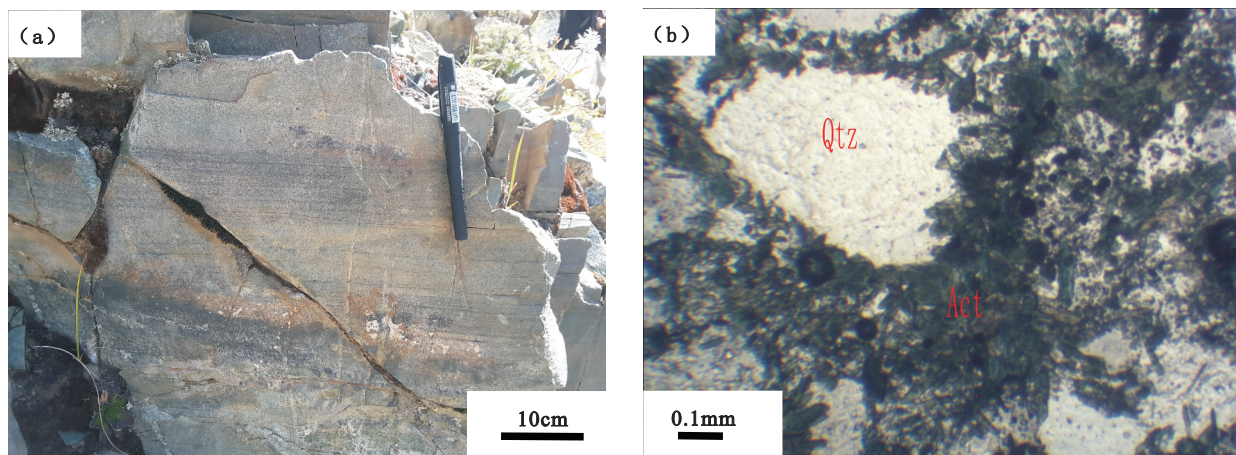


图3 比马组凝灰质砂岩野外及镜下照片

Fig. 3 The outcrop photograph and microscopic photograph of the tuffaceous sandstone from the Bima Formation

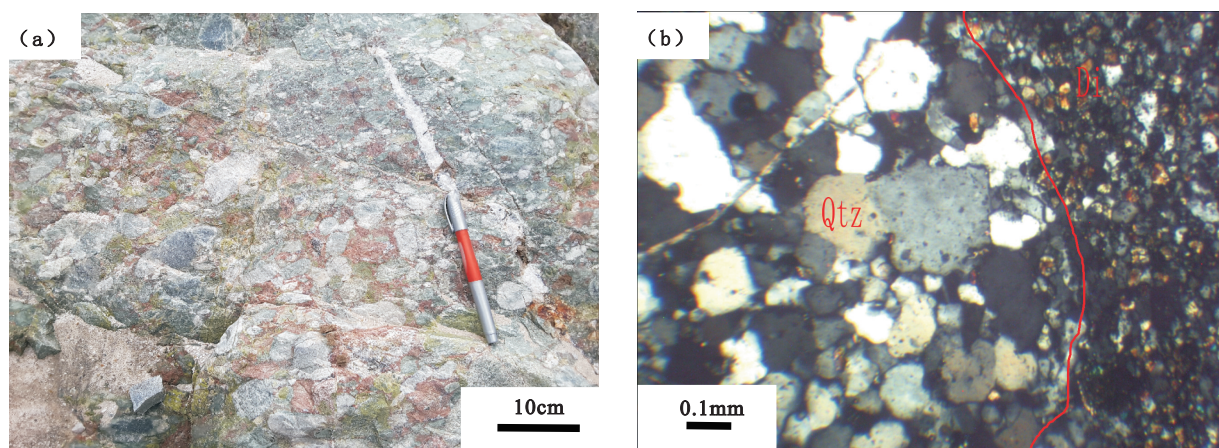


图4 比马组凝灰质砾岩野外及镜下照片(Qtz:石英;Act:阳起石;Di:透辉石)

Fig. 4 The outcrop photograph and microscopic photograph of the tuffaceous conglomerate from the Bima Formation (Qtz-quartz; Act-actinolite, Di-diopside)

3 样品及分析测试方法

本次在冈底斯中段厅宫地区对桑日群比马组开展了系统的分析测试,共采集凝灰质砂岩样品4件,凝灰质砾岩样品1件,用于全岩地球化学测试分析。为避免风化和蚀变对样品全岩地球化学分析的影响,在野外采集过程中均挑选最新鲜岩石并去除风化面,同时剔除样品中岩脉等明显杂质,确保实验数据的可信度。全岩测试由自然资源部成都矿产资源监督检查中心完成,主量元素采用XRF熔片法、容量法和ICP-AES法,分析精度优于5%;微量和稀土元素采用ICP-MS和ICP-AES法测试,分析精度优于5%-10%,测试结果详见表1-3。

LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年样品采自研究区比马组中下部凝灰质砂岩,锆石分选由河北省廊坊区域地质调查所实验室完成,制靶、阴极发光照相及定年由武汉上谱分析科技有限责任公司完成。测试设备为安捷伦电感耦合等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)(Agilent 7900)和相干193nm准分子激光剥蚀系统(GeoLasProHD),具体分析条件、测试方法和数据处理详见Liu等(2010)。

4 碎屑锆石 U-Pb 年龄

本次对厅宫地区桑日群比马组进行碎屑锆石 U-Pb 年龄测试,为反映碎屑锆石年龄分布情况,对测试样品中锆石晶体进行随机挑选,共选择60粒碎屑锆石进行 U-Pb 年龄测试,分析测试结果及阴极发光图像详见表4和图5。阴极发光图像显示,锆石大多数无色透明,少部分呈灰褐色,多呈短柱状

或不规则状,部分可见被溶蚀现象,粒度通常在60~150 μm ,具有明显的环带韵律结构特征,Th/U值为0.2~-1.8(平均为0.7),具岩浆成因的锆石特点^[12],暗示其主要来源于火成岩源区。测点中有12个谐和度低于90%,剩余48个有效的谐和年龄,多位于谐和线上或附近(图6)。测年结果显示碎屑锆石 U-Pb 年龄范围在85.7~904.0Ma之间,最年轻的两颗锆石年龄为 $85.7 \pm 1.9\text{Ma}$ 和 $86.9 \pm 1.3\text{Ma}$,表明研究区比马组的沉积下限为晚白垩世。

5 讨论

5.1 比马组形成时代

比马组作为桑日群的重要组成部分,蕴含了大量关于新特提斯洋岩石圈和青藏高原演化相关的地质信息,详细了解该地层时空分布规律、源区及其形成环境对揭示青藏高原形成和特提斯演化有非常重要的意义。

古生物年代学方面,1:25万《拉萨幅》区域地质调查在桑日群中获得珊瑚类 *Caladophyllia* sp., *Tecosmilia* sp., *Montlixaltia* sp., *Thamhaster* sp., 海百合茎 *Pentorinus* sp., 双壳类 *Plagiostoma* cf. *muddoensis*, 腹足类 *Aptyxiellasp.*, *Nerinea* sp., *Muttipityxis* sp. 等化石,时代属晚侏罗世—早白垩世。1:20万《南木林幅》区域地质调查在桑日群比马组中获得 *Orbitolina* (*Palorbitolina*), *Lenticula* (*Blum-enbach*), *O. (orbitolina)* sp., *O. (orbitolina)* *banqoinicazhang*. 等大量圆笠虫化石,认为比马组形成时代为早白垩世。

表 1 研究区比马组主量元素分析结果

Table 1 Results of main oxides for the rocks from the Bima Formation (%)

样品编号	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	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	Loss
bm-1	凝灰质砂岩	59.64	0.65	12.60	1.43	4.05	0.18	2.94	11.57	3.30	1.20	0.22	0.19	0.13	0.10	0.94
bm-2	凝灰质砾岩	64.90	0.46	11.16	2.71	2.67	0.19	2.13	9.64	2.45	1.55	0.17	0.33	0.21	0.29	1.11
bm-3	凝灰质砂岩	57.50	0.69	15.57	2.85	3.01	0.15	3.40	8.22	3.70	1.30	0.22	0.54	0.21	0.91	1.94
bm-4	凝灰质砂岩	58.74	0.82	16.23	5.05	2.24	0.09	2.88	4.46	4.59	1.18	0.24	0.14	0.49	1.04	2.54
bm-5	凝灰质砂岩	65.87	0.80	14.31	4.97	0.64	0.06	1.93	2.80	1.53	2.64	0.20	0.31	1.12	1.64	4.27

表 2 研究区比马组稀土元素分析结果及特征值

Table 2 Rare earth element compositions and related values of rocks from the Bima Formation (10⁻⁶)

样品编号	岩石名称	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/ HREE	La _N / Yb _N	δEu	δCe
bm-1	凝灰质砂岩	17.22	29.34	4.53	19.4	4.08	1.14	3.56	0.67	5.73	1.19	2.23	0.31	2.02	0.33	24.74	91.7	75.71	16.05	4.72	6.10	0.91	0.81
bm-2	凝灰质砾岩	15.42	25.30	3.90	16.2	3.78	1.31	3.26	0.63	5.17	1.09	1.96	0.28	1.71	0.35	23.87	80.3	65.88	14.45	4.56	6.49	1.14	0.80
bm-3	凝灰质砂岩	21.18	33.97	5.35	22.0	4.50	1.35	3.98	0.70	5.21	1.03	1.97	0.27	1.32	0.29	20.96	103.1	88.33	14.77	5.98	11.5	0.97	0.78
bm-4	凝灰质砂岩	24.37	35.91	5.75	23.8	4.96	1.24	4.45	0.79	5.90	1.25	2.27	0.30	1.85	0.35	25.75	113.1	95.99	17.16	5.59	9.43	0.81	0.74
bm-5	凝灰质砂岩	19.96	31.29	4.98	20.3	4.23	1.75	3.82	0.72	5.63	1.21	2.26	0.31	2.10	0.38	24.92	98.9	82.51	16.42	5.02	6.83	1.33	0.77

表 3 研究区比马组微量元素分析结果

Table 3 Trace element compositions of rocks from the Bima Formation (10⁻⁶)

样品编号	岩石名称	Ba	Cr	Hf	Rb	Sr	Th	Ti	Zr	Nb	Ta	Li	Sc	Cs	U
bm-1	凝灰质砂岩	15.8	3.16	187	31.5	130	5.78	43.0	122	21.4	12.7	2.75	42.6	7.47	0.84
bm-2	凝灰质砾岩	20.8	7.14	354	43.1	255	7.63	73.3	94.8	18.0	8.38	2.28	41.2	8.57	0.87
bm-3	凝灰质砂岩	20.8	5.00	482	97.6	220	24.1	81.1	92.6	18.6	9.46	2.33	32.3	10.7	0.94
bm-4	凝灰质砂岩	16.9	10.4	118	22.5	292	6.89	65.4	165	31.3	15.1	3.23	12.1	12.8	1.10
bm-5	凝灰质砂岩	14.1	5.78	30.4	20.6	143	2.15	46.3	119	11.3	13.1	2.64	32.0	10.8	0.97

注:分析测试单位—自然资源部成都矿产资源监督抽查中心;主量元素含量单位为 10⁻², 稀土和微量元素含量单位为 10⁻⁶

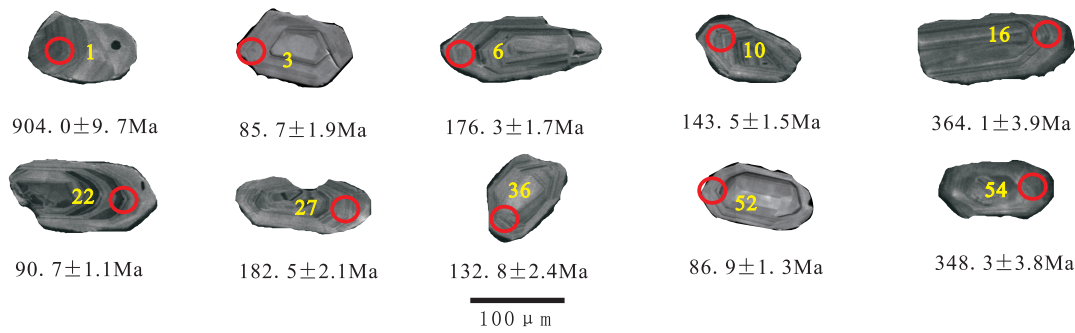


图5 研究区比马组碎屑锆石阴极发光图像

Fig. 5 Cathodoluminescence images for detrital zircons from the Bima Formation in the study area

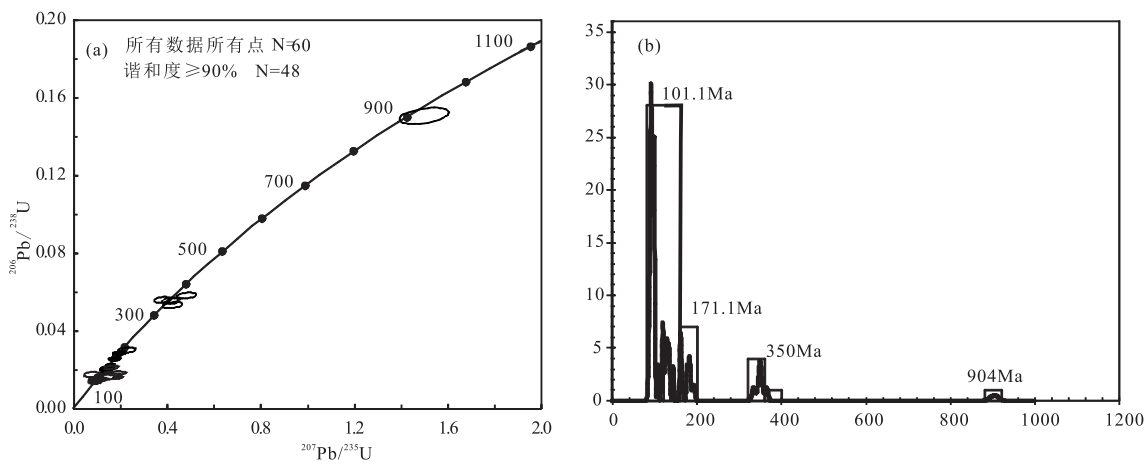


图6 研究区比马组碎屑锆石年龄谐和图及频率分布图

Fig. 6 Zircon concordia diagrams and age histograms for the detrital zircons from the Bima Formation in the study area

表4 研究区比马组碎屑锆石 U-Pb 测年结果

Table 4 LA-ICP-MS U-Pb dating results for detrital zircons from the Bima Formation in the study area

点号	含量(10^{-6})			Th/U	同位素比值			年龄(Ma)
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$
01	49.8	139	293	0.5	0.0720 ± 0.0020	1.4996 ± 0.0432	0.1505 ± 0.0017	904.0 ± 9.7
02	1.69	52	96	0.5	0.0555 ± 0.0074	0.1064 ± 0.0110	0.0146 ± 0.0004	93.5 ± 2.5
03	2.34	94	148	0.6	0.0537 ± 0.0058	0.0957 ± 0.0082	0.0134 ± 0.0003	85.7 ± 1.9
04	6.94	95	453	0.2	0.0529 ± 0.0033	0.1031 ± 0.0059	0.0144 ± 0.0002	92.1 ± 1.2
05	17.2	287	1033	0.3	0.0461 ± 0.0027	0.0982 ± 0.0058	0.0154 ± 0.0002	98.4 ± 1.2
06	15.3	411	435	0.9	0.0484 ± 0.0022	0.1854 ± 0.0083	0.0277 ± 0.0003	176.3 ± 1.7
07	2.34	61	145	0.4	0.0491 ± 0.0063	0.0937 ± 0.0110	0.0145 ± 0.0003	92.8 ± 2.1
08	7.31	118	368	0.3	0.0860 ± 0.0039	0.1888 ± 0.0085	0.0160 ± 0.0002	102.1 ± 1.5
09	8.95	227	384	0.6	0.0472 ± 0.0024	0.1300 ± 0.0063	0.0201 ± 0.0002	128.2 ± 1.4
10	13.8	375	507	0.7	0.0506 ± 0.0025	0.1568 ± 0.0077	0.0225 ± 0.0002	143.5 ± 1.5
11	15.8	130	260	0.5	0.0576 ± 0.0024	0.4231 ± 0.0172	0.0533 ± 0.0007	334.4 ± 4.0
12	12.0	429	712	0.6	0.0466 ± 0.0031	0.0936 ± 0.0058	0.0146 ± 0.0002	93.4 ± 1.3
13	7.59	297	276	1.1	0.0560 ± 0.0051	0.1600 ± 0.0127	0.0212 ± 0.0004	135.0 ± 2.5
14	44.6	442	338	1.3	0.3571 ± 0.0304	4.0447 ± 0.8496	0.0460 ± 0.0068	289.7 ± 41.8
15	8.82	173	295	0.6	0.0495 ± 0.0029	0.1744 ± 0.0101	0.0257 ± 0.0004	163.6 ± 2.3

续表 4

点号	含量(10^{-6})			Th/U	同位素比值			年龄(Ma)
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$	
16	28.9	207	433	0.5	0.0603 $\pm$ 0.0021	0.4825 $\pm$ 0.0166	0.0581 $\pm$ 0.0006	364.1 $\pm$ 3.9
17	13.9	85	222	0.4	0.3592 $\pm$ 0.0205	1.5232 $\pm$ 0.1893	0.0266 $\pm$ 0.0013	169.4 $\pm$ 8.4
18	6.91	133	265	0.5	0.1407 $\pm$ 0.0169	0.4027 $\pm$ 0.0582	0.0171 $\pm$ 0.0006	109.5 $\pm$ 3.8
19	0.74	17	43	0.4	0.0592 $\pm$ 0.0119	0.0964 $\pm$ 0.0137	0.0149 $\pm$ 0.0006	95.6 $\pm$ 3.6
20	23.1	1120	625	1.8	0.0507 $\pm$ 0.0022	0.1778 $\pm$ 0.0077	0.0253 $\pm$ 0.0003	161.3 $\pm$ 1.8
21	7.32	300	317	0.9	0.0528 $\pm$ 0.0041	0.1313 $\pm$ 0.0088	0.0183 $\pm$ 0.0003	116.9 $\pm$ 1.8
22	10.5	873	502	1.7	0.0465 $\pm$ 0.0028	0.0903 $\pm$ 0.0051	0.0142 $\pm$ 0.0002	90.7 $\pm$ 1.1
23	5.93	166	365	0.5	0.0471 $\pm$ 0.0032	0.0928 $\pm$ 0.0059	0.0144 $\pm$ 0.0002	92.2 $\pm$ 1.5
24	9.31	210	550	0.4	0.0482 $\pm$ 0.0025	0.1014 $\pm$ 0.0053	0.0154 $\pm$ 0.0002	98.3 $\pm$ 1.4
25	6.72	183	417	0.4	0.0524 $\pm$ 0.0041	0.1012 $\pm$ 0.0071	0.0142 $\pm$ 0.0002	90.7 $\pm$ 1.4
26	2.00	79	121	0.6	0.0502 $\pm$ 0.0079	0.0857 $\pm$ 0.0096	0.0141 $\pm$ 0.0004	90.2 $\pm$ 2.4
27	13.2	331	367	0.9	0.0512 $\pm$ 0.0027	0.2000 $\pm$ 0.0101	0.0287 $\pm$ 0.0003	182.5 $\pm$ 2.1
28	8.38	173	539	0.3	0.0487 $\pm$ 0.0026	0.0947 $\pm$ 0.0049	0.0142 $\pm$ 0.0002	90.6 $\pm$ 1.0
29	13.8	377	384	1.0	0.0496 $\pm$ 0.0029	0.1938 $\pm$ 0.0111	0.0285 $\pm$ 0.0004	180.9 $\pm$ 2.4
30	10.0	196	278	0.7	0.0555 $\pm$ 0.0042	0.2261 $\pm$ 0.0156	0.0301 $\pm$ 0.0005	191.2 $\pm$ 3.3
31	6.83	132	291	0.5	0.0472 $\pm$ 0.0029	0.1310 $\pm$ 0.0077	0.0204 $\pm$ 0.0003	130.2 $\pm$ 1.8
32	10.3	109	209	0.5	0.1219 $\pm$ 0.0066	0.5781 $\pm$ 0.0312	0.0345 $\pm$ 0.0005	218.6 $\pm$ 2.8
33	7.05	380	384	1.0	0.0467 $\pm$ 0.0031	0.0946 $\pm$ 0.0061	0.0147 $\pm$ 0.0002	94.3 $\pm$ 1.6
34	2.73	107	161	0.7	0.0485 $\pm$ 0.0043	0.0939 $\pm$ 0.0072	0.0140 $\pm$ 0.0003	89.7 $\pm$ 1.8
35	5.65	299	211	1.4	0.0682 $\pm$ 0.0070	0.1773 $\pm$ 0.0194	0.0182 $\pm$ 0.0004	116.5 $\pm$ 2.5
36	7.34	204	292	0.7	0.0490 $\pm$ 0.0039	0.1374 $\pm$ 0.0093	0.0208 $\pm$ 0.0004	132.8 $\pm$ 2.4
37	2.09	68	103	0.7	0.0344 $\pm$ 0.0068	0.0796 $\pm$ 0.0146	0.0175 $\pm$ 0.0006	111.8 $\pm$ 3.6
38	2.89	111	186	0.6	0.0454 $\pm$ 0.0039	0.0832 $\pm$ 0.0056	0.0135 $\pm$ 0.0003	86.4 $\pm$ 1.8
39	4.71	93	281	0.3	0.0588 $\pm$ 0.0052	0.1211 $\pm$ 0.0104	0.0151 $\pm$ 0.0003	96.5 $\pm$ 1.9
40	14.5	765	558	1.4	0.0541 $\pm$ 0.0028	0.1453 $\pm$ 0.0073	0.0195 $\pm$ 0.0002	124.7 $\pm$ 1.5
41	6.61	528	341	1.5	0.0473 $\pm$ 0.0033	0.0892 $\pm$ 0.0053	0.0140 $\pm$ 0.0002	89.4 $\pm$ 1.3
42	5.34	412	276	1.5	0.0538 $\pm$ 0.0039	0.1032 $\pm$ 0.0071	0.0141 $\pm$ 0.0004	90.2 $\pm$ 2.5
43	11.2	149	715	0.2	0.0465 $\pm$ 0.0021	0.0958 $\pm$ 0.0043	0.0149 $\pm$ 0.0002	95.1 $\pm$ 1.1
44	21.7	214	335	0.6	0.0491 $\pm$ 0.0019	0.3792 $\pm$ 0.0146	0.0560 $\pm$ 0.0006	351.3 $\pm$ 3.6
45	3.65	104	209	0.5	0.0474 $\pm$ 0.0034	0.0990 $\pm$ 0.0062	0.0155 $\pm$ 0.0003	98.9 $\pm$ 1.9
46	3.10	131	188	0.7	0.0416 $\pm$ 0.0040	0.0783 $\pm$ 0.0064	0.0139 $\pm$ 0.0002	88.8 $\pm$ 1.5
47	13.6	476	423	1.1	0.0497 $\pm$ 0.0022	0.1715 $\pm$ 0.0073	0.0252 $\pm$ 0.0003	160.2 $\pm$ 1.7
48	7.74	329	406	0.8	0.0518 $\pm$ 0.0044	0.1093 $\pm$ 0.0092	0.0154 $\pm$ 0.0002	98.8 $\pm$ 1.6
49	5.77	150	346	0.4	0.0518 $\pm$ 0.0029	0.1059 $\pm$ 0.0058	0.0148 $\pm$ 0.0002	94.9 $\pm$ 1.6
50	5.73	169	227	0.7	0.0543 $\pm$ 0.0034	0.1564 $\pm$ 0.0093	0.0210 $\pm$ 0.0003	133.9 $\pm$ 1.8
51	1.74	44	83	0.5	0.0762 $\pm$ 0.0110	0.1591 $\pm$ 0.0178	0.0167 $\pm$ 0.0006	106.5 $\pm$ 4.0
52	4.93	255	294	0.9	0.0503 $\pm$ 0.0034	0.0926 $\pm$ 0.0056	0.0136 $\pm$ 0.0002	86.9 $\pm$ 1.3
53	52.7	398	836	0.5	0.0562 $\pm$ 0.0016	0.4282 $\pm$ 0.0120	0.0555 $\pm$ 0.0006	348.5 $\pm$ 3.8
54	22.6	139	367	0.4	0.0540 $\pm$ 0.0018	0.4115 $\pm$ 0.0137	0.0555 $\pm$ 0.0006	348.3 $\pm$ 3.6
55	2.20	92	118	0.8	0.0499 $\pm$ 0.0043	0.1045 $\pm$ 0.0076	0.0152 $\pm$ 0.0003	97.2 $\pm$ 2.0
56	14.1	242	842	0.3	0.0509 $\pm$ 0.0023	0.1066 $\pm$ 0.0046	0.0153 $\pm$ 0.0002	98.0 $\pm$ 1.0
57	8.63	194	397	0.5	0.0525 $\pm$ 0.0026	0.1344 $\pm$ 0.0066	0.0187 $\pm$ 0.0002	119.1 $\pm$ 1.3
58	4.90	198	202	1.0	0.0548 $\pm$ 0.0038	0.1399 $\pm$ 0.0087	0.0188 $\pm$ 0.0003	120.3 $\pm$ 1.8
59	6.21	237	326	0.7	0.0502 $\pm$ 0.0030	0.1048 $\pm$ 0.0058	0.0155 $\pm$ 0.0002	99.2 $\pm$ 1.3
60	9.02	453	414	1.1	0.0472 $\pm$ 0.0033	0.1075 $\pm$ 0.0070	0.0168 $\pm$ 0.0002	107.4 $\pm$ 1.5

同位素年代学方面,康志强、冉孟兰等通过对拉萨地块南缘桑日和扎西定地区的桑日群比马组开展锆石 SHRIMP U-Pb 年龄测试,获得的年龄在 177.9 ~ 195.0Ma 之间^[7,8],认为其应形成于早—中侏罗世,但该年龄较下部的麻木下组 ($136.5 \pm 0.7\text{Ma}$)^[13]还要早,且与古生物化石所限定的时间差异较大;近年来,随着新一轮 1:5 万区域地质调查在冈底斯带的开展,众多研究者采用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素测年,获得桑日、努日及尼木县一带比马组火山岩年龄多在 90.4 ~ 92.04Ma 之间^[5,9,25,26],属晚白垩世。

综上所述,桑日群比马组的形成时代存在明显争议。笔者本次在冈底斯中段厅宫地区通过碎屑锆石 U-Pb 同位素测年,获得比马组最年轻的锆石年龄为 $85.7 \pm 1.9\text{Ma}$,同时获得火山岩夹层的年龄为 $100.7 \pm 1.6\text{Ma}$ (未刊资料)。综合前人成果,笔者认为冈底斯南缘桑日群比马组形成时代应属早—晚白垩世。

5.2 碎屑锆石 U-Pb 年龄对物源的制约

比马组作为新特提斯洋俯冲作用的代表性沉积产物,物质来源广泛,对其开展碎屑锆石的分析研究具有重要的地质意义。研究区比马组碎屑锆石的年龄频率分布显示了 4 个年龄集中段,分别为 85.7 ~ 143.5Ma ($n=35$)、160.2 ~ 191.2Ma ($n=7$)、334.4 ~ 364.1Ma ($n=5$) 和 904Ma ($n=1$),其中优势年龄集中在 85.7 ~ 143.5Ma 之间,峰值年龄为 $101.1 \pm 5.1\text{Ma}$ (图 6b)。本文将研究区碎屑锆石与羌塘、喜马拉雅和拉萨地块获得的年龄数据进行对比分析。已有研究表明,龙木错—双湖缝合带以南发育新元古代的岩浆作用,研究区仅有的 1 粒 904Ma 的碎屑锆石对比马组的物源区无约束意义;泥盆纪末期—石炭纪早期,拉萨地块和羌塘地块均有明显的岩浆作用记录^[14,15],研究样品中出现的 334.4 ~ 364.1Ma 的碎屑锆石可能来源于羌塘或拉萨地块 (图 7);考虑到这个时期冈底斯带已经隆起,阻碍了拉萨地块北部及羌塘地块的碎屑物质向南输送^[16],所以拉萨地块中、南部最有可能在该时期为比马组提供了物质来源。冈底斯岩浆弧发育晚三叠世—侏罗纪 (205 ~ 152Ma) 和白垩纪 (109 ~ 80Ma) 的火山活动^[17],研究区比马组中结晶年龄介于 160.2 ~ 191.2Ma 和 85.7 ~ 143.5Ma 区间的锆石在羌塘和喜马拉雅地块中缺失相应的碎屑锆石记录,但与拉萨地块冈底斯弧锆石年龄谱特征相似

(图 7c),说明冈底斯岩浆弧很可能是比马组的重要物质源区。这与吴福元等 (2009) 对日喀则弧前盆地的研究相吻合^[17]。表明冈底斯南缘比马组中生代碎屑锆石主要来源于冈底斯岩基,其是比马组沉积的重要剥蚀源区。

综上所述,通过碎屑锆石年龄的对比分析,本研究提出冈底斯南缘比马组沉积的物源主要来自于拉萨地块,尤其是冈底斯岩基剥蚀源区。

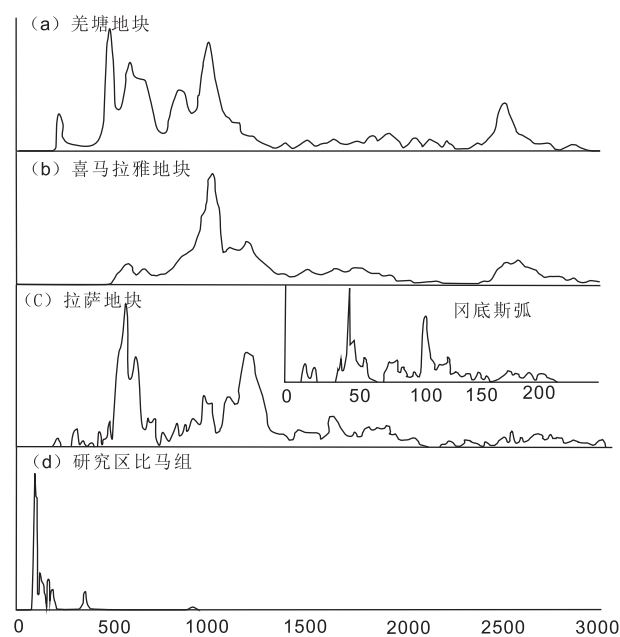


图 7 碎屑锆石年龄对比图 (图 a 和 c 据文献^[18,19];图 b 据文献^[20])

Fig. 7 Comparing of zircon U-Pb ages of the Bima Formation with those from the adjacent blocks

5.3 地球化学反映的物源区分析

沉积岩的物源分析是认识盆—山演化的重要途径,不仅能确定物源区的母岩类型、构造背景,还能解释盆山耦合关系,并可以对物源区的构造演化历史提供制约。根据 Girty et al 研究^[21], $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值可用于确定沉积物的源区成分:当 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 14$ 时,反映来源于镁铁质岩石,当 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值介于 19 ~ 28 之间时,则来源于长英质岩石。研究区比马组沉积岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 值在 17.8 ~ 24.3 之间 (平均为 20.8),指示主要来源于长英质岩石。为了进一步探究比马组源岩的性质和岩石的原始属性,在 La/Th-Hf 源岩判别图中 (图 8a),除一件样品外,其余均落入长英质源区;在 La/Yb- ΣREE 图解中 (图 8b),全部样品落入花岗岩区域;进一步说明源区为上地壳长英质岩石。此外,

Melcnann et al(1991) 研究认为受 U 氧化作用及其在风化过程中的流失现象影响, 沉积岩的 Th/U 比值随着风化作用强度的增加而增加, 当 Th/U 比值 >4 时, 沉积岩石的形成与风化历史有关, 而比值 >5 时, 反映母岩经历了明显的风化作用过程^[17]。比

马组沉积岩的 Th/U 值在 3.3 ~ 5.4 之间(平均为 4.1), 表明源岩经历了一定的风化作用过程。因此, 研究区比马组沉积岩主要来源于长英质岩石, 是上地壳源区物质经风化剥蚀后搬运沉积的产物。

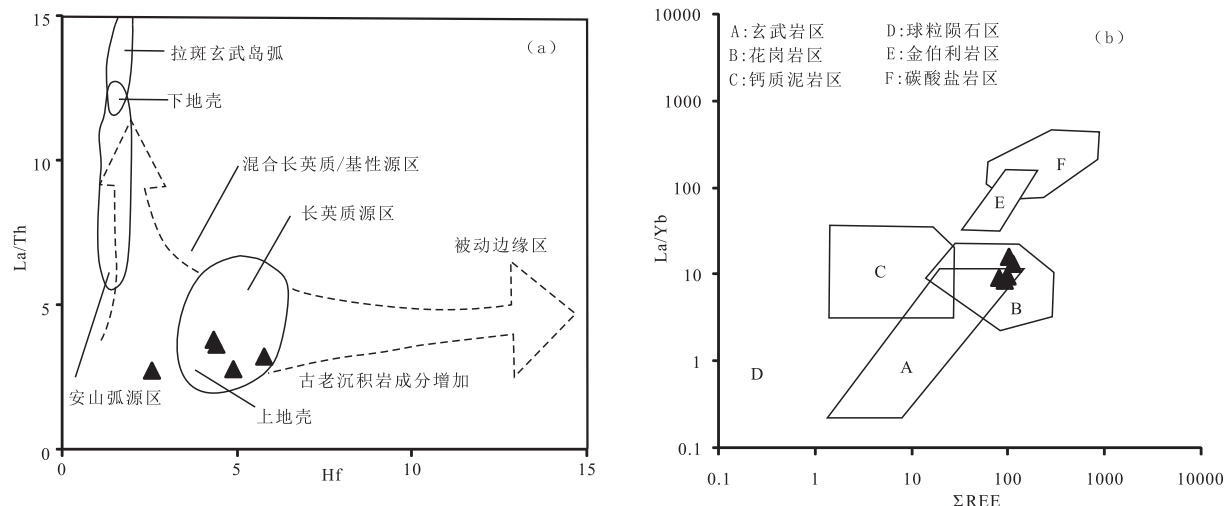


图8 研究区比马组沉积岩物源区特征判别图解(图a据文献^[23];图b据文献^[24])

Fig. 8 Discrimination diagrams of the sedimentary rock source area for the Bima Formation in the study area

6 结论

(1)本次在冈底斯中段厅宫地区,通过碎屑锆石 U-Pb 同位素测年,获得桑日群比马组碎屑锆石的最年轻的 U-Pb 年龄范围在 85.7 ~ 904.0Ma 之间,表明比马组的沉积下限为晚白垩世。综合分析古生物和前人同位素年代学成果,认为冈底斯南缘桑日群比马组的形成时代为早—晚白垩世。

(2)通过碎屑锆石年龄的对比分析,认为冈底斯南缘比马组沉积的物源主要来自于拉萨地块内部,尤其是冈底斯岩基剥蚀源区。

(3)对比马组的岩石地球化学研究表明,比马组沉积主要来源于长英质岩石,是上地壳物质经风化剥蚀后搬运沉积形成。

致谢:感谢西藏厅宫地区 1:5 万区调项目团队所有成员。野外调查及综合研究工作得到西藏地勘局曾庆高、西洛郎杰高级工程师的悉心指导,两位审稿专家给出了建设性意见,在此一并表示衷心感谢。

参考文献:

- [1] 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等. 冈底斯造山带的时空结构及演化[J]. 岩石学报,2006,22(3):521-533.
- [2] 朱弟成,潘桂棠,莫宣学,等. 冈底斯中北部晚侏罗世—早白垩世地球动力学环境:火山岩约束[J]. 岩石学报,2006,22(3):535-546.
- [3] 董彦辉,许继峰,曾庆高,等. 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么[J]? 岩石学报,2006,22(3):661-668.
- [4] 李海平,张满社. 西藏桑日地区桑日群火山岩岩石地球化学特征[J]. 西藏地质,1995,1:84-92.
- [5] 闫国强,丁俊,黄勇,等. 西藏山南比马组安山岩形成时代及意义[J]. 金属矿山,2014,458(8):90-94.
- [6] 黄丰,许继峰,陈建林,等. 早侏罗世叶巴组与桑日群火山岩:特提斯洋俯冲过程中的陆缘弧与洋内弧[J]? 岩石学报,2015,31(7):2089-2100.
- [7] 康志强,付文春,田光昊. 西藏桑日县地区中生代火山岩地层层序—基于锆石 U-Pb 年龄及地球化学数据[J]. 地质通报,2015,34(2-3):319-327.
- [8] 冉孟兰,康志强,许继峰,等. 西藏拉萨地块南缘日喀则地区比马组火山岩的年代学、地球化学及地质意义[J]. 地球化学,2017,46(3):205-218.
- [9] 张志平,汪宏涛,董瀚,等. 西藏桑日县地区晚白垩世火山岩年代学特征及地质意义[J]. 甘肃地质,2018,27(2):11-17.
- [10] 杨宗耀,胡古月,肖洪天,等. 西藏汤白矿区下白垩统比马组砂岩地球化学特征:对冈底斯南缘构造演化的启示[J]. 岩石学报,2019,35(7):2189-2205.
- [11] Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Chang G. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by

- LA-ICP-MS[J]. Science Bulletin, 2010, 55(15): 1535–1546.
- [12] Crofu F, Hanchar J M, Hoskin P W O et al. Atlas of zircon textures[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 469–500.
- [13] Zhu D C, Zhao Z D, Pan G T et al. Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite [J]? J Asian Earth Sci, 2009, 34(3): 298–309.
- [14] 朱弟成, 赵志丹, 牛耀龄, 等. 拉萨地体的起源和古生代构造演化[J]. 高校地质学报, 2012, 19(1): 01–15.
- [15] Jiang Q Y, Li C, Su L et al. Carboniferous Arc Magmatism in the Qiangtang Area, Northern Tibet: Zircon U-Pb Ages, Geochemical and Lu-Hf Isotopic Characteristics, and Tectonic Implications[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 100: 132–144.
- [16] 蔡福龙, 丁林, 王厚起, 等. 特提斯喜马拉雅带江孜地区古近纪地层源区分析—对造山带早期地壳加厚的制约[J]. 地质科学, 2013, 48(2): 435–448.
- [17] 纪伟强, 吴福元, 鍾孙霖, 等. 西藏南部冈底斯岩基花岗岩时代与岩石成因[J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39(7): 849–871.
- [18] Zhu D C, Zhao Z D, Niu Y et al. Lhasa terrane in southern Tibet came from Australia[J]. Geology, 2011, 39(8): 727–730.
- [19] Ji W Q, Wu F Y, Chung S L et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Gangdese batholith, southern Tibet[J]. Chemical Geology, 2009, 262: 229–245.
- [20] 杨珍. 西藏唐加地区早侏罗世盆地沉积记录及物源分析[D]. 成都: 成都理工大学, 2018.
- [21] Girty G H, Ridge D L, Knaack C et al. Provenance and depositional setting of paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California[J]. Journal of Sedimentary Research, 1996, 66(1): 107–118.
- [22] McLennan S M and Taylor S R. Sedimentary rocks and crustal evolution: Tectonic setting and secular trends [J]. The Journal of Geology, 1991, 99(1): 1–21.
- [23] Floyd P A, Leveridge B E. Tectonic Environment of the Devonian, Gramscatho Basin, South Cornwall: Framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones [J]. Journal of the Geological Society, 1987, 144(4): 531–542.
- [24] Allegre C T. Quantitative models of trace elements [J]. Earth Planet Sci Lett, 1978, 38: 1–25.
- [25] 西藏地勘局第五地质大队. 西藏桑日县地区 1:5 万区域地质调查报告[R]. 2019.
- [26] 西藏地勘局地热地质大队. 西藏尼木地区 1:5 万区域地质调查报告[R]. 2019.
- [27] 西藏自治区地质矿产厅. 1:20 万谢通门幅、南木林幅区域地质调查报告[R]. 1996.
- [28] 西藏自治区地质调查院. 1:25 万拉萨市幅、泽当镇幅区域地质调查报告[R]. 2007.

U-Pb dating for detrital zircons from the Bima Formation, Tinggong, Tibet

ZHOU Peng¹, RONG Feng¹, DUO Ji-wei-se¹, LI Qiang¹, TANG Hua², FAN Yuan¹

(1. Geothermal and Geological Party, Tibet Bureau of Mineral Resource Exploration and Development, , Lhasa 850000, China; 2. the Northwest Sichuan Geological Team, Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development of Sichuan Province, Mianyang 621000, Sichuan, China)

Abstract: The Sangri Group is widely distributed in the middle-east section of the Gangdise volcanic-magmatic arc, which is a representative record of the subduction of the New Tethys Ocean. The U-Pb dating for the detrital zircons from the Bima Formation of the Sangri Group in Tinggong area shows four ages, which are 85.7–143.5 Ma, 160.2–191.2 Ma, 334.4–364.1 Ma and 904 Ma respectively. Combining the youngest age (85.7 ± 1.9 Ma) with fossils obtained from the Bima Formation, the authors believe that the Bima Formation was formed between the early Cretaceous and the late Cretaceous, and its sedimentary materials were from the eroded volcanic-magmatic areas of the Lhasa block.

Key words: middle-east section of the Gangdise; the Bima Formation; U-Pb dating for detrital zircons; geochemistry