

西藏冈底斯北缘尼玛地区帮勒村一带寒武纪火山岩 LA-ICP-MS锆石U-Pb年龄及其地球化学特征

潘晓萍, 李荣社, 王超, 于浦生, 辜平阳, 查显锋

PAN Xiao-ping, LI Rong-she, WANG Chao,

YU Pu-sheng, GU Ping-yang, ZHA Xian-feng

中国地质调查局西安地质调查中心(西安地质矿产研究所), 陕西 西安 710054

Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China

摘要:青藏高原南部中国境内是否存在寒武纪地层一直是地质界关注的焦点。研究表明,冈底斯北缘西藏尼玛县控错南帮勒村一带,原划的前震旦纪念青唐古拉岩群为一套浅变质的拉斑系列双峰式火山岩。通过高精度 LA-ICP-MS(激光剥蚀等离子体质谱)锆石微区原位 U-Pb 同位素测年,获得其中变流纹岩 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $(536.4 \pm 3.6)\text{Ma}$, 确定该套火山岩形成于早寒武世。地球化学分析表明,变玄武岩富集 LREE、LILE、部分 HFSE、Nb、Ta、Zr、Hf 等亏损, Zr/Nb 比值 $(2.53 \sim 3.61)$ 低;变流纹岩明显富集 LREE、LILE、Th、HFSE, 具有 Eu 负异常和 Sr、Nb、Ta、Ti 负异常。同时,变玄武岩的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为负值 $(-2.80 \sim -4.56)$, 源区为富集地幔端元 EM₁, 反映其源区为岩石圈和软流圈相互作用的产物,并遭受了地壳物质的混染。综合分析认为该套火山岩形成于陆缘裂谷环境,为冈底斯北缘存在寒武纪裂解作用提供了佐证。

关键词: 冈底斯北缘; 寒武纪; 双峰式火山岩; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年; 地球化学

中图分类号: P597+.3; P595

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2012)01-0063-12

Pan X P, Li R S, Wang C, Yu P S, Gu P Y, Zha X F. Geochemical characteristics of the Cambrian volcanic rocks in Banglecun area on the northern margin of Gangdise, Nyima County, Tibet. *Geological Bulletin of China*, 2012, 31(1): 63-74

Abstract: Geologists show much concern over the problem whether there exist Cambrian strata in southern Tibetan Plateau. The "Nyainqentanglha Rock Group" originally classified as pre-Sinian strata consists of epimetamorphic tholeiitic series bimodal volcanic rocks in Banglecun area, Nyima County, on the northern margin of Gangdise. The $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ weighted average age of $(536.4 \pm 3.6)\text{Ma}$ was obtained by in-situ LA-ICP-MS zircon dating of the meta-rhyolite, which proves that this volcanic rock was formed in early Cambrian. The results of geochemical analysis show that the meta-basalt is enriched in LREE, LILE and some HFSE and depleted in Nb, Ta, Zr, Hf, and yields low Zr/Nb ratios $(2.53 \sim 3.61)$. However, the meta-rhyolite is obviously enriched in LREE, LILE, Th, HFSE, and depleted in Eu, Sr, Nb, Ta and Ti. Meanwhile, the meta-basalt yields a negative $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ $(-2.80 \sim -4.56)$, and the magma was enriched in mantle source EM₁, which may suggest that the magma resulted from the interaction between the lithosphere and the asthenosphere and experienced crustal contamination. Based on a comprehensive analysis, the authors hold that the volcanic rocks were formed in a tectonic setting of continental margin rift, which offered evidence of the breakup on the northern margin of Gangdise in Cambrian.

Key words: northern margin of Gangdise; Cambrian; bimodal volcanic rocks; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; geochemistry

西藏南部的冈底斯构造带位于班公湖-怒江结合带与印度河-雅鲁藏布江结合带之间, 因其发育

中生代巨型岩浆岩带^[1-5]、产出众多铜(金)-铅锌(银)-铁矿床^[6-9]和记录了青藏高原特提斯构造演

收稿日期: 2011-06-17; 修订日期: 2011-10-09

资助项目: 中国地质调查局地质大调查项目《青藏高原前寒武纪地质、古生代构造-古地理综合研究》(编号: 1212010610102)

作者简介: 潘晓萍(1963-), 女, 副研究员, 从事岩石学、地球化学研究。E-mail: lantianxia9@sina.com

化、陆内汇聚作用^[10]等重要的地质信息而备受国内外地质学界的瞩目。长期以来,冈底斯构造带被赋予土耳其—中伊朗—冈底斯中间板块^[11]、拉萨地体^[12-13]、冈底斯—念青唐古拉板块^[14-15]、拉萨陆块^[16]、冈底斯多岛弧盆系造山带^[17]等不同的构造属性。目前,基本趋于一致的认识是,冈底斯构造带隶属于冈瓦纳大陆的北缘^[15,18-25]。

从地层发育和地质演化来看,冈底斯构造带最老的地层是以中新元古代念青唐古拉岩群为代表的前寒武纪基底。前寒武纪基底之上为奥陶纪—泥盆纪稳定的陆表海和碳酸盐台地沉积,随着工作的深入发现奥陶系与下伏地层不整合^[26-27],代表泛非事件的沉积记录。继大量石炭纪—二叠纪火山岩被发现^[10,25,28]之后,在冈底斯北缘申扎一带又发现寒武纪火山岩^[29],弥补了青藏高原南部中国境内未发现寒武纪地层的空白。然而,对于冈底斯北缘寒武纪火山岩尚未进行系统的研究,火山岩的性质和产出构造环境还不甚明了。

笔者在冈底斯北缘西藏尼玛县控错一带调研期间,也发现了一套寒武纪火山岩。本文利用 LA-ICP-MS 技术对这套寒武纪火山岩中的变流纹岩进行了精细的锆石 U-Pb 同位素测年分析,并通过岩石学、岩石地球化学特征探讨冈底斯北缘寒武纪火山岩的构造环境,为揭示冈瓦纳大陆北缘早古生代地质演化历史积累资料。

1 区域地质背景

研究区位于冈底斯北缘,班公湖—怒江缝合带以南,西藏尼玛县东南的控错一带(图 1)。该区最老的地层为以往所称的前震旦纪念青唐古拉岩群(AnZN)^①,是本文研究的重点,其周缘为断层接触或被白垩纪花岗斑岩侵入。志留系出露较少,呈近东西向分布于研究区中部,包括德悟卡下组(S_1d)、扎弄俄玛组(S_{2-3z})。泥盆系零星出露于研究区北部,包括达尔东组(D_1d)、查果罗玛组(D_{2-3c})。研究区分布较广的是石炭系—二叠系,包括永珠组(C_{1-2y})、拉嘎组(C_2P_1l)、昂杰组(P_1a)和下拉组(P_{2x})。中生界仅在研究区北部分布有少量白垩系,包括多尼组(K_1d)和竟柱山组(K_2j)。区内断层较发育,主要呈北西西—南东东向,少数为近南北、北东东向断层。研究区白垩纪花岗岩类较发育,多呈岩基产出,包括二长花岗岩、钾长花岗岩和花岗斑岩。

2 野外地质和岩相学特征

本次发现的寒武纪火山岩位于尼玛县控错南约 10km 的帮勒村一带,为前人所划分的前震旦纪念青唐古拉岩群(AnZN)。剖面未见顶底,北部与永珠组(C_{1-2y})黑色泥板岩夹砂岩以断层接触,南部白垩纪钾长花岗岩侵入(图 2)。火山岩组合为变流纹(斑)岩—变玄武岩—变酸性凝灰岩—中基性火山角砾岩,夹少量二云石英片岩。其中,火山岩以变流纹(斑)岩为主,夹多层变玄武岩,具有双峰式火山喷发的特征。火山岩均片理化,片理产状为 $145\sim 170^\circ \angle 45\sim 75^\circ$,变质程度总体为低绿片岩相。

变流纹(斑)岩为火山岩组合的主要岩石,灰白色,条带状、块状构造,变余斑状结构。变余斑晶主要为斜长石(3%~15%),次为石英(2%~5%),变余斜长石斑晶发生了弱绢云母化。变余基质具定向性(图 3-a),主要由微细粒石英(40%~50%)、斜长石(30%~45%)组成,含少量绢云母(1%~2%)和黄铁矿(3%~5%)。

变玄武岩夹于变流纹(斑)岩中,灰绿—暗绿色,块状构造,弱片理化,变余斑状结构。变余斑晶蚀变较强,原生矿物难以识别(图 3-c),镜下观察主要为绿泥石(约 2%)、绿帘石(约 3%)。变余基质具定向性,主要由细小的绿帘石(约 50%)、绿泥石(约 38%)组成,含少量石英(约 2%)和蚀变残余斜长石(约 5%)。其中,石英为后期硅化的产物,呈细粒状沿片理方向排列。变余斑晶和变余基质中的绿泥石均呈铁锈红异常干涉色。

变酸性凝灰岩呈灰白色,片理化,绢云母化,变余火山碎屑结构。主要成分包括:变余流纹岩岩屑(约 8%)、变余斜长石(约 30%)、石英晶屑(约 37%)、火山灰(约 20%)及黄铁矿(约 5%)。

中基性火山角砾岩呈灰绿色,火山碎屑结构。火山角砾呈棱角状,大小在 2~6cm 之间,主要由玄武岩角砾(约 15%)、安山岩角砾(约 5%)和中基性凝灰质胶结物组成。

3 锆石同位素测年

选择变流纹岩(07NQ-10)为测试对象,样品采自西藏尼玛县控错南章爱村与帮勒村之间(地理坐标为北纬 $31^\circ 25' 6.8''$ 、东经 $87^\circ 32' 50''$,海拔 5242m),

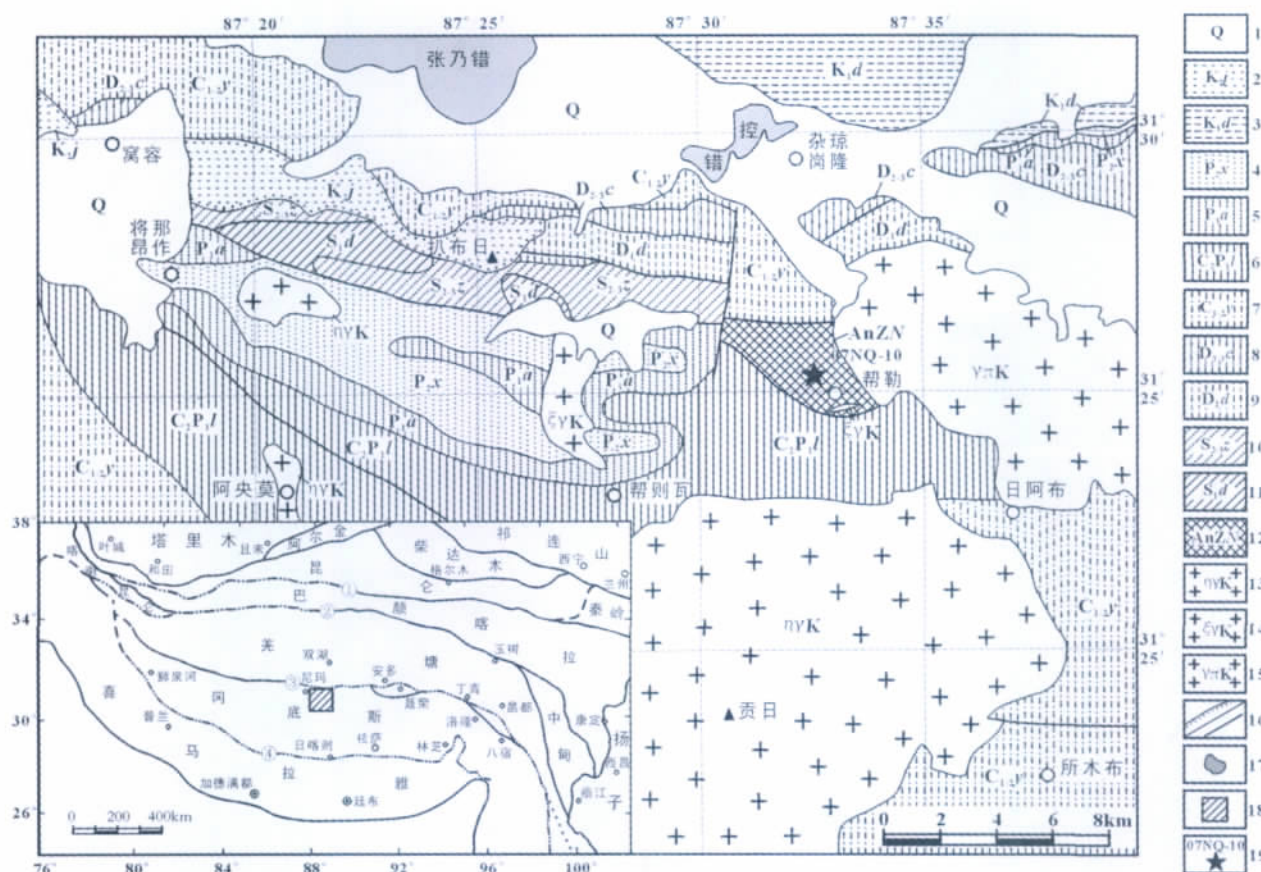


图1 西藏尼玛县控错一带地质简图(据参考文献①修编)

Fig. 1 Simplified geological map of Kongcuo area, Nyima County, Tibet

- 1—第四系;2—上白垩统竟柱山组;3—下白垩统多尼组;4—上二叠统下拉组;5—下二叠统昂杰组;6—上石炭统—下二叠统拉嘎组;7—石炭系永珠组;8—中上泥盆统查果玛组;9—下泥盆统达尔东组;10—中上志留统扎弄俄玛组;11—下志留统德悟卡下组;12—前震旦系念青唐古拉岩群;13—白垩纪二长花岗岩;14—白垩纪钾长花岗岩;15—白垩纪花岗岩斑岩;
16—不整合/断层;17—湖泊;18—研究区范围;19—采样位置及编号;①—康西瓦—木孜塔格—玛沁—勉县—略阳缝合带;
②—西金乌兰—金沙江缝合带;③—班公湖—怒江缝合带;④—雅鲁藏布江缝合带

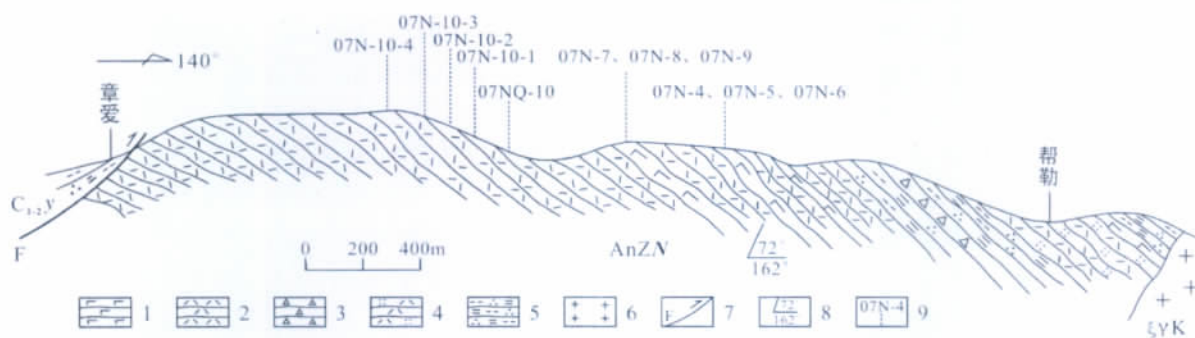


图2 西藏尼玛县帮勒村一带原念青唐古拉岩群地质剖面

Fig. 2 Geological section of "Nyainqentanglha Complex Group" in Banglecun area, Nyima County, Tibet

- 1—变玄武岩;2—变流纹(斑)岩;3—火山角砾岩;4—变酸性凝灰岩;5—二云石英片岩;
6—钾长花岗岩;7—逆冲断层;8—片理产状(倾向/倾向);9—采样位置及编号;
C₁₋₃—石炭系永珠组;AnZN—前震旦系唐古拉岩群;ξYK—白垩纪钾长花岗岩

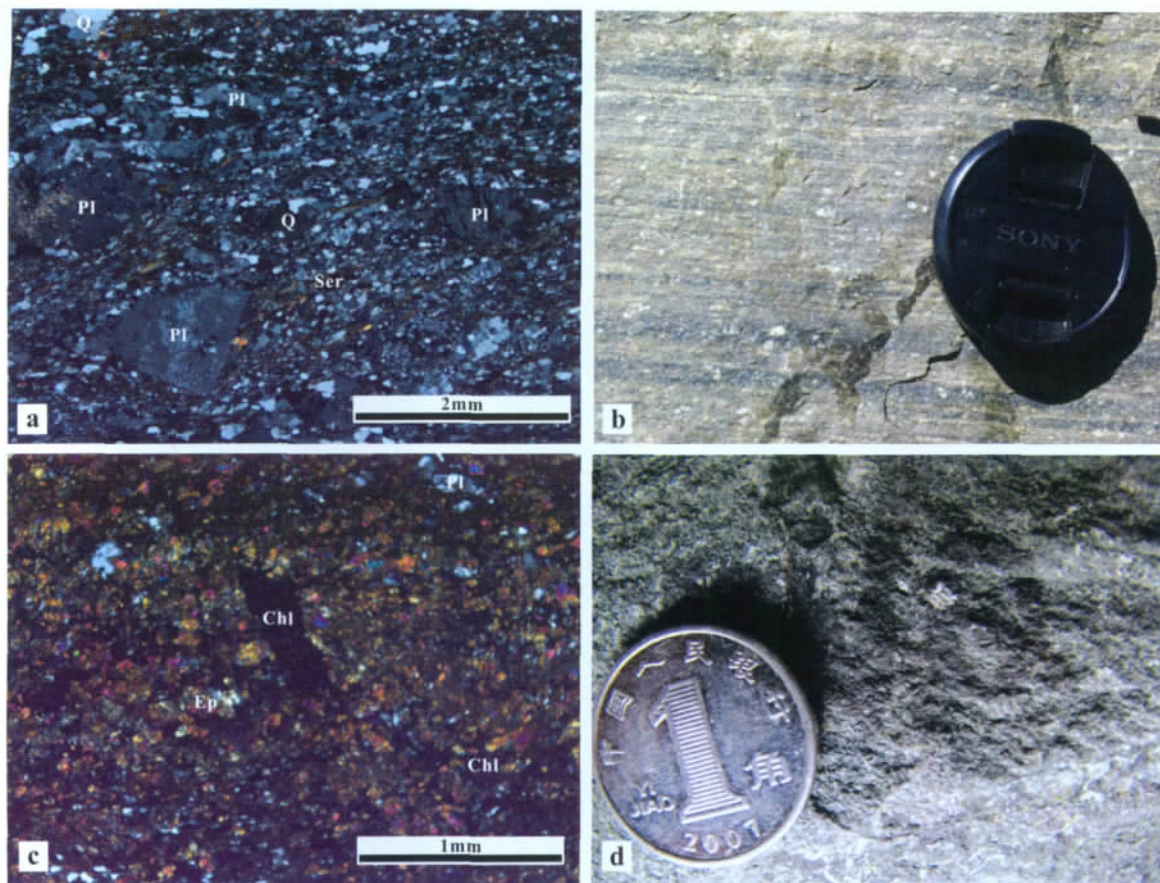


图3 帮勒村一带变流纹岩样品 07NQ-10、变玄武岩样品 07N-4 显微照片(+) (a,c) 和对应的野外照片(b,d)

Fig. 3 Microphotographs(+) of meta-rhyolite 07NQ-10 (a), meta-basalts 07N-4 (c) and their field photos (b,d) in Banglecun area

Q—石英;Pl—斜长石;Chl—绿泥石;Ep—绿帘石;Ser—绢云母

重量约 15kg。锆石单矿物挑选在国土资源部河北省地质矿产局廊坊实验室完成, 锆石阴极发光(CL)照相(采用 FEI 公司 XL30 型 SFEG 电子束)和 LA-ICP-MS 锆石微区 U-Pb 年龄测定(采用 Agilent7500 型 ICPMS、德国 Lambda Physik 公司 ComPex102 ArF 准分子激光器和 MicroLas 公司 GeoLas200M 光学系统联机)在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。详细分析步骤和数据处理方法请参见参考文献[30-33]。

变流纹岩(07NQ-10)中获得的锆石多呈半自形—自形柱状, 粒径多在 $(45 \times 60) \sim (70 \times 110) \mu\text{m}$ 之间。锆石 CL 图像(图 4-a)显示, 绝大多数内部发育振荡环带结构, 表现出岩浆成因锆石的特征。锆石 U-Pb 同位素测试数据经普通铅校正后, 有效测试点 16 个(表 1)。在锆石 U-Pb 谐和图中, 除 2 个数

据(2、6 测点, 年龄分别为 744Ma 和 1153Ma)较大外, 其余 14 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄介于 522~548Ma 之间(图 4-b), 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值为 $536.4\text{Ma} \pm 3.6\text{Ma}$ ($\text{MSWD}=1.08$), Th/U 比值较高(0.53~1.63), 表明这些锆石应为同期岩浆结晶成因。因此, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄加权平均值 $(536.4 \pm 3.6)\text{Ma}$ 应代表变流纹岩的形成年龄, 相当于早寒武世。该样品锆石表面年龄 744Ma、1153Ma 的数据应为捕获的老锆石的年龄信息。

4 岩石地球化学特征

变火山岩主量、微量和稀土元素含量由西安地质矿产研究所测试中心分析(表 2)。主量元素采用 X-荧光光谱仪(Xios4.0kw)分析, 微量和稀土元素采用美国 Thermo 公司 Xseries 等离子体质谱仪

表 1 西藏尼玛县帮勒村一带变流纹岩 (07NQ-10) 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测年结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic analysis of the meta-rhyolite (07NQ-10) in Banglecun area, Nyima County, Tibet

测点	同位素比值				同位素含量/ 10^{-6}															
	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		年 龄 /Ma		Th		U		Th/U					
	比值	1 σ	比值	1 σ	比值	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ	年龄	1 σ						
1	0.0600	0.0011	0.723	0.014	0.0875	0.0011	0.02708	0.000440	603	22	552	8	540	7	540	9	272	411	40.0	0.66
2	0.0675	0.0012	1.137	0.021	0.1224	0.0016	0.03918	0.000610	852	19	771	10	744	9	777	12	834	620	101	1.35
3	0.0608	0.0012	0.723	0.015	0.0864	0.0011	0.02648	0.000430	630	23	553	9	534	7	528	8	455	530	53.8	0.86
4	0.0610	0.0011	0.734	0.014	0.0874	0.0011	0.02511	0.00039	639	20	559	8	540	7	501	8	911	921	96.37	0.99
5	0.0683	0.0013	0.818	0.016	0.0869	0.0011	0.03094	0.000490	877	20	607	9	537	7	616	10	3374	2067	273	1.63
6	0.0783	0.0013	1.916	0.035	0.1776	0.0022	0.05049	0.000820	1153	18	1087	12	1054	12	996	16	220	746	137	0.29
7	0.0869	0.0015	1.048	0.019	0.0876	0.0011	0.02920	0.000460	972	110	622	23	531	7	518	6	1331	1182	137	1.13
8	0.0652	0.0014	0.798	0.018	0.0888	0.0012	0.03217	0.000560	782	26	596	10	548	7	640	11	689	1225	124	0.56
11	0.0606	0.0014	0.740	0.017	0.0887	0.0012	0.02835	0.000510	624	29	563	10	548	7	565	10	210	344	35.0	0.61
12	0.0686	0.0013	0.824	0.016	0.0871	0.0011	0.02881	0.000470	611	109	548	20	533	7	531	6	648	733	79.9	0.88
13	0.0634	0.0016	0.756	0.020	0.0865	0.0012	0.02712	0.000510	721	33	572	11	535	7	541	10	705	834	89.0	0.85
15	0.0988	0.0019	1.227	0.024	0.0901	0.0011	0.03851	0.000650	645	128	552	24	530	7	527	6	483	646	76.7	0.75
17	0.0593	0.0012	0.716	0.015	0.0876	0.0011	0.02834	0.000490	576	24	548	9	541	7	565	10	1047	1187	131	0.88
18	0.0882	0.0020	1.059	0.024	0.0870	0.0011	0.03223	0.000580	762	123	569	24	522	7	515	6	574	669	76.8	0.86
21	0.0610	0.0013	0.735	0.016	0.0873	0.0011	0.02563	0.000460	639	25	559	9	540	6	512	9	1744	1604	185	1.09
28	0.1216	0.0029	1.543	0.036	0.0921	0.0012	0.05142	0.001020	851	138	594	28	529	7	520	7	325	614	77.5	0.53

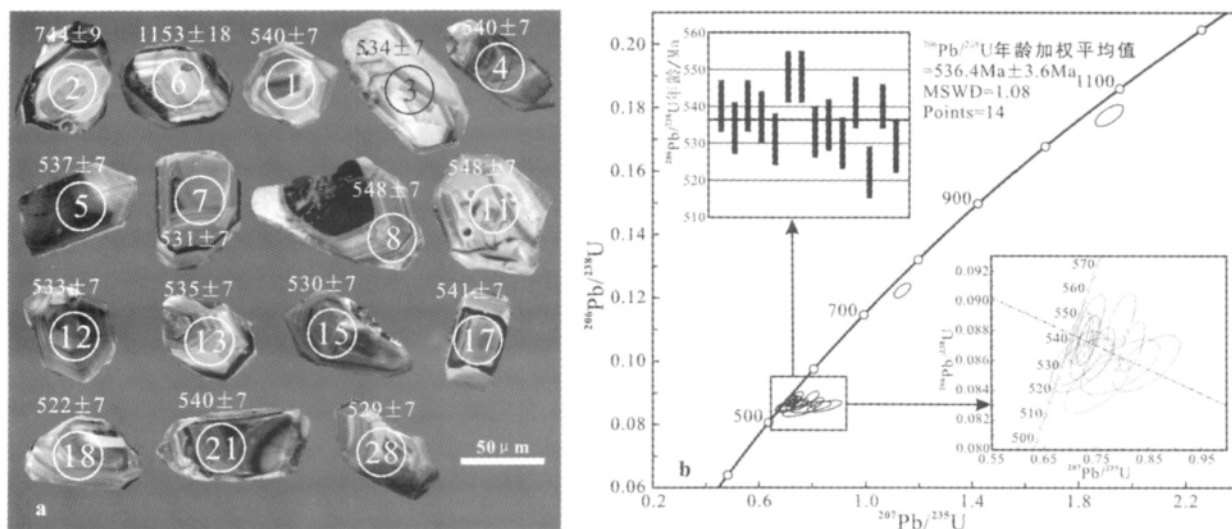


图4 帮勒村一带变流纹岩(07NQ-10)锆石 CL 图像(a)和锆石 U-Pb 谐和图(b)

Fig. 4 CL images and concordia diagram of zircons from meta-rhyolite (07NQ-10) in Banglecun area

a 图锆石中的圆圈为同位素测年激光剥蚀的示意范围,相应的编号为测点号,其它数字为谐和年龄和误差(Ma)

ICP-MS 分析。Nd、Sr、Pb 同位素测试在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成(表3、表4),采用 Treton 质谱仪分析。

4.1 主量元素

变火山岩 SiO_2 含量表现出不连续性,变玄武岩 SiO_2 含量在 44.89%~51.26%之间,变流纹岩 SiO_2 含量在 72.82%~78.64%之间,缺乏 SiO_2 含量在 57%~68%的中性及中酸性火山岩,构成一套双峰式火山岩组合^[34]。在 SiO_2 -Nb/Y 图解(图 5-a)中,样品点集中分布于亚碱性玄武岩和流纹岩 2 个区域;在

TFeO/MgO- SiO_2 图解(图 5-b)中,样品点主体分布于拉斑系列范围内。

变玄武岩具有高钛(TiO_2 含量为 1.53%~2.22%)、富铁(TFeO 含量为 11.54%~17.09%)、偏碱(Na_2O 与 K_2O 含量为 1.53%~2.22%)的特征, Al_2O_3 含量为 12.44%~14.56%,MgO 含量为 4.21%~7.05%,CaO 含量为 5.47%~9.34%。

变流纹岩以高硅(SiO_2 含量为 72.82%~78.64%)、高钾富碱(Na_2O 与 K_2O 含量为 6.31%~8.60%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值为 0.62~3.65)、贫镁(MgO 含量为 0.30%~

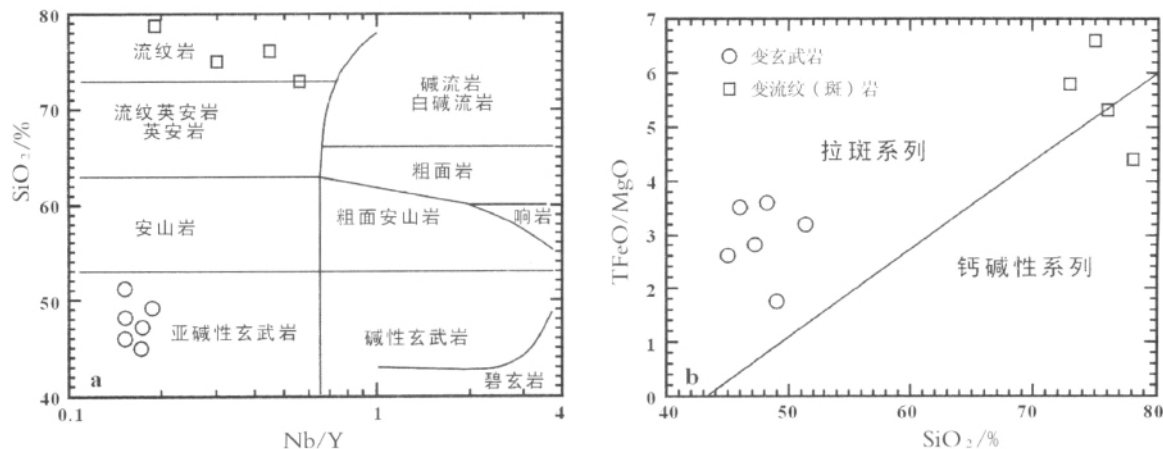


图5 帮勒村一带变火山岩 SiO_2 -Nb/Y(a)^[35]和 TFeO/MgO- SiO_2 (b)^[36]图解

Fig. 5 SiO_2 -Nb/Y(a) and TFeO/MgO- SiO_2 (b) diagrams of meta-volcanic rocks in Banglecun area

表 2 西藏尼玛县帮勒村一带变火山岩主量、微量和稀土元素含量
Table 2 Major and trace elements and REE composition
of the meta-volcanic rocks in Banglecun area, Nyima County, Tibet

样号	07N-4	07N-5	07N-6	07N-7	07N-8	07N-9	07N-10-1	07N-10-2	07N-10-3	07N-10-4
SiO ₂	44.89	48.27	49.04	51.26	45.81	47.18	76.2	75.2	78.64	72.82
TiO ₂	2.22	1.89	1.53	1.92	1.75	1.66	0.36	0.29	0.32	0.49
Al ₂ O ₃	14.56	13.38	13.49	12.44	14.33	13.56	11.87	10.99	9.4	13.04
Fe ₂ O ₃	6.7	9.69	3.73	6.57	10.19	6.26	0.74	1.39	0.79	1.21
FeO	9.5	7.51	8.68	7.78	7.67	9.74	0.93	0.97	1.89	2.22
MnO	0.47	0.39	0.22	0.23	0.45	0.25	0.03	0.05	0.05	0.05
MgO	6	4.58	7.05	4.21	4.79	5.42	0.3	0.33	0.59	0.57
CaO	8.13	7.63	8.87	6.3	9.34	5.47	0.74	0.83	0.36	0.55
Na ₂ O	0.1	0.7	2.74	3.21	0.17	1.85	4.66	1.85	2.08	2.99
K ₂ O	0.49	0.31	1.33	1.77	0.16	4.69	2.91	6.75	4.23	4.74
P ₂ O ₅	0.32	0.22	0.13	0.38	0.2	0.19	0.05	0.04	0.05	0.08
LOI	6.22	5.07	2.61	3.44	4.63	3.09	0.78	0.84	1.08	1.4
Total	99.59	99.64	99.42	99.51	99.48	99.37	99.57	99.53	99.47	100.14
La	24.59	20.45	10.96	28.45	18.02	18.97	42.27	42.41	44.60	24.77
Ce	43.85	36.77	20.52	52	33.05	32.87	82.24	73.89	89.13	54.24
Pr	6.25	5.11	2.84	6.89	4.5	4.66	8.51	8.63	8.65	5.55
Nd	26.91	22.22	12.76	29	19.68	20.24	30.03	31	30.72	20.62
Sm	7.43	6.12	3.63	7.26	5.47	5.48	6.12	6.31	6.32	4.53
Eu	2.29	1.88	1.35	2.13	1.66	1.96	0.87	0.93	1.40	0.93
Gd	8.36	6.95	4.29	7.88	6.43	6.55	5.49	5.73	5.98	4.33
Tb	1.35	1.19	0.7	1.23	1.05	1.07	0.87	0.87	0.94	0.68
Dy	8.73	7.79	4.54	7.86	6.97	7.03	5.29	5.29	5.69	4.24
Ho	1.83	1.66	0.95	1.64	1.5	1.52	1.07	1.05	1.11	0.91
Er	5.35	4.95	2.79	4.75	4.36	4.45	3.44	3.06	3.28	2.9
Tm	0.75	0.71	0.39	0.66	0.63	0.61	0.49	0.43	0.47	0.42
Yb	4.84	4.65	2.6	4.24	4.15	4.09	3.23	2.88	3.02	2.87
Lu	0.66	0.65	0.36	0.57	0.57	0.55	0.42	0.38	0.39	0.37
Σ REE	143.18	121.09	68.69	154.55	108.03	110.04	190.33	182.86	201.69	127.34
(La/Sm) _N	2.14	2.16	1.95	2.53	2.13	2.23	4.46	4.34	4.56	3.53
(La/Yb) _N	3.64	3.15	3.02	4.81	3.11	3.33	9.39	10.56	10.59	6.19
δ Eu	0.88	0.88	1.04	0.86	0.85	1	0.45	0.46	0.69	0.63
Ba	82.34	64.72	183.1	424.3	15.89	490.8	610.1	1161	1147	1056
Rb	62.54	22.6	108.2	81.25	17.17	48.52	72.71	215.6	166.3	206.6
Sr	210.4	210	156.5	145.6	222.6	137.5	44.46	73.94	56.58	105.8
Co	66.27	63.04	62.74	62.46	58.61	62.65	124	129.6	165.9	96
V	453	387	358.2	374.7	451	492.3	5.96	13.63	19.27	12.94
Cr	67.23	18.73	286.5	34.17	24.09	43.73	4.74	4.08	6.57	8.35
Ni	51.67	31.16	70.7	31.12	34.15	45.38	1.65	2.12	1.47	2.37
Nb	7.24	5.81	4.56	6.49	5.9	5.67	13.21	8.93	5.67	13.84
Ta	0.79	0.62	0.49	0.7	0.69	0.66	1.29	1.09	0.53	1.81
Zr	24.82	19.4	69.04	33.25	21.32	14.33	94.2	128.1	93.41	149.7
Hf	1.18	1.22	2.05	1.58	1.24	0.85	3.39	4.22	3.48	3.75
Y	49.01	44.49	24.89	43.44	39.78	40.55	29.89	29.53	31.32	25.44
Cs	7.02	5.07	8.31	3.91	4.71	8.56	1.81	2.89	5.59	9.36
Th	6.81	5.47	1.59	6.73	4.72	4.59	28.75	23.28	28.33	22.4
U	1.62	1.04	0.29	1.07	1.03	0.89	3.87	2.68	3	2.57
Pb	98.62	60.34	19.18	35.92	62.74	49.13	34.82	38.1	23.87	54.57
Li	144.7	101.7	38.9	55.11	102.2	70.68	14.72	12.2	28.72	32.93
Be	1.77	1.65	1.8	2.44	2.15	2.3	2.56	2.09	2.54	3.13
Sc	49	48.44	42.92	40.42	45.65	50.22	6.83	6.23	6.63	9.71

注:样号 07N-4~07N-9 为变玄武岩,07N-10-1~07N-10-4 为变流纹(斑)岩;氧化物含量为%,微量、稀土元素为 10⁻⁶

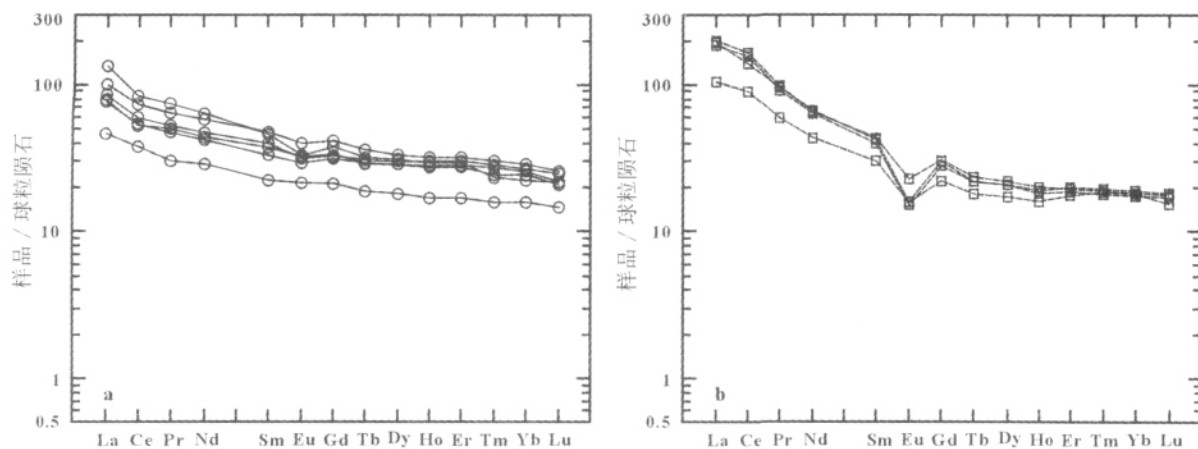


图6 帮勒村一带变玄武岩(a)和变流纹岩(b)稀土元素球粒陨石标准化配分型式
(标准化值据参考文献[37];图例同图5)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of meta-basalts (a) and meta-rhyolites (b) in Banglecun area

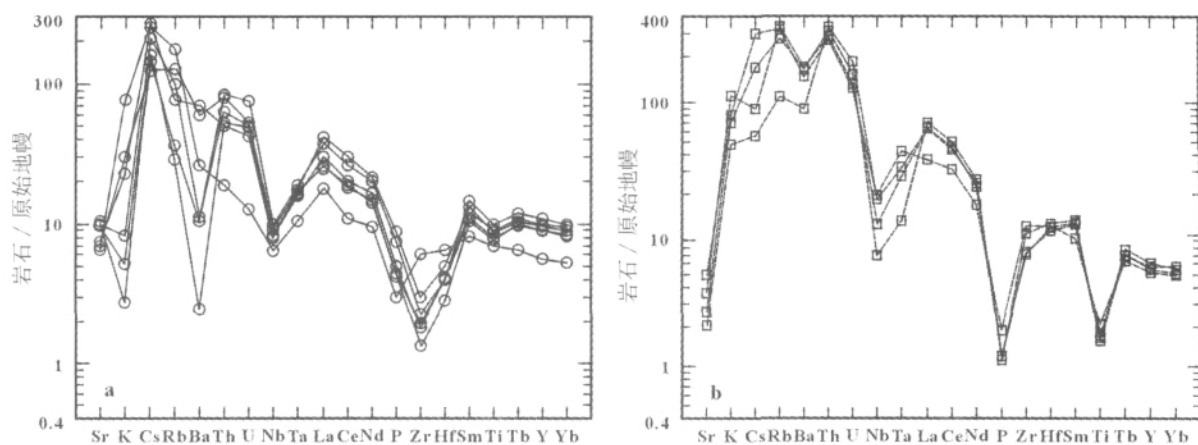


图7 帮勒村一带变玄武岩(a)和变流纹岩(b)微量元素原始地幔标准化配分型式
(标准化值据参考文献[37];图例同图5)

Fig. 7 Primitive mantle-normalized trace elements patterns of meta-basalts (a) and meta-rhyolites (b) in Banglecun area

表3 帮勒村一带变玄武岩 Nd、Sr 同位素组成

Table 3 Nd and Sr isotope composition of the meta-basalts from Banglecun area

样号	Sm / 10^{-6}	Nd / 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}(t)}$	Rb / 10^{-6}	Sr / 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$
07N-4	7.43	26.91	0.1698	0.512342±5	0.511745	-3.93	62.54	210.4	0.83	0.753385±4	0.747039
07N-5	6.12	22.22	0.1694	0.512361±3	0.511766	-3.53	22.6	210	0.3	0.736272±3	0.733975
07N-6	3.63	12.76	0.1749	0.512418±5	0.511803	-2.8	108.2	156.5	1.93	0.729518±3	0.714758
07N-7	7.26	29.00	0.1539	0.512254±3	0.511713	-4.56	81.25	145.6	1.558	0.746600±3	0.734687
07N-8	5.47	19.68	0.1709	0.512366±4	0.511765	-3.54	17.17	222.6	0.215	0.737661±4	0.736014
07N-9	5.48	20.24	0.1665	0.512368±3	0.511783	-3.2	48.52	137.5	0.985	0.751214±3	0.743681

注: $t=536.4\text{Ma}$

表 4 帮勒村一带变玄武岩 Pb 同位素组成

Table 4 Pb isotope composition of the meta-basalts from Banglecun area

样号	Pb / 10^{-6}	Th / 10^{-6}	U / 10^{-6}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	μ	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
07N-4	98.62	6.81	1.62	18.6637 $\pm$ 83	15.7792 $\pm$ 63	39.2923 $\pm$ 30	0.944	18.582	15.774	39.182
07N-5	60.34	5.47	1.04	18.5419 $\pm$ 26	15.6587 $\pm$ 21	38.9073 $\pm$ 54	0.991	18.456	15.654	38.762
07N-6	19.18	1.59	0.29	18.5101 $\pm$ 25	15.6661 $\pm$ 22	38.8460 $\pm$ 59	0.869	18.435	15.662	38.714
07N-7	35.92	6.73	1.07	18.5811 $\pm$ 18	15.6844 $\pm$ 15	39.0162 $\pm$ 38	1.713	18.432	15.676	38.717
07N-8	62.74	4.72	1.03	18.5908 $\pm$ 24	15.6983 $\pm$ 18	39.0482 $\pm$ 47	0.944	18.509	15.693	38.928
07N-9	49.13	4.59	0.89	18.6096 $\pm$ 19	15.7250 $\pm$ 17	39.1184 $\pm$ 49	1.042	18.519	15.720	38.969

注: $t=536.4\text{Ma}$

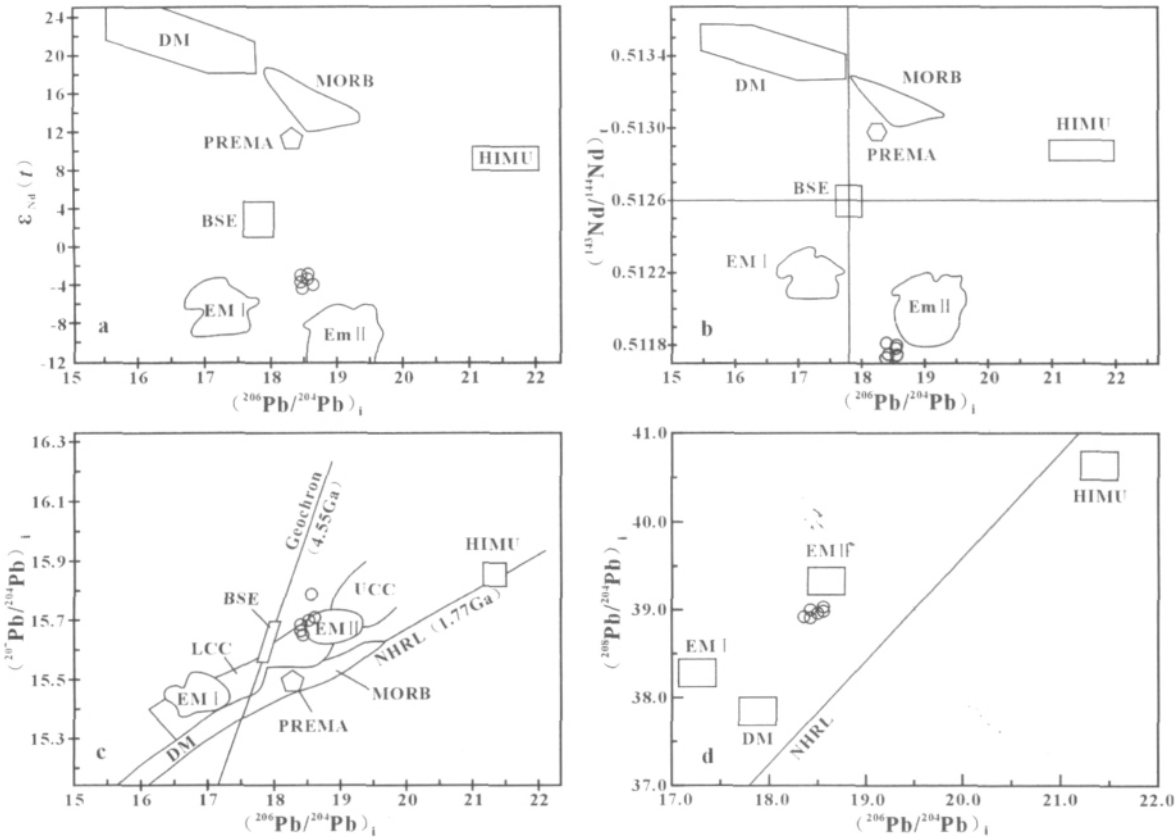


图 8 变玄武岩 Nd-Pb 同位素判别图(图 a~d 依次据参考文献[38-41];图例同图 5)

Fig. 8 Diagrams of $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ and $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ versus $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$ for meta-basalts
NHRL—北半球参照线;MORB—洋脊玄武岩;EM I 和 EM II—富集地幔 I 和富集地幔 II;
BSE—全硅酸盐地球;HIMU—具有高 U-Pb 值的地幔;PREMA—普通地幔源区;
DM—亏损地幔;LCC—上地壳组成;UCC—下地壳组成;Geochron—地球的年龄

0.59%)、贫钙(CaO 含量为 0.36%~0.83%)为特征, Al_2O_3 含量为 9.40%~13.04%, TiO_2 含量为 0.29%~0.49%, CaO 含量为 5.47%~9.34%, TFeO 含量为 1.58%~3.21%。

4.2 稀土元素

变玄武岩稀土元素(REE)分配型式总体相似, 稀土元素总量偏高 ($68.69\times 10^{-6}\sim 143.18\times 10^{-6}$), 总体呈轻稀土元素(LREE)富集的右倾曲线(图 6-a),

$(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 介于 1.95~2.53 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 3.02~4.81, Eu 异常不明显 ($\delta\text{Eu}=0.85\sim1.04$)。

变流纹岩稀土元素总量高 ($127.34\times10^{-6}\sim201.69\times10^{-6}$), 总体呈轻稀土元素明显富集的右倾曲线 (图 6-b), $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}}$ 介于 3.53~4.56 之间, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 为 6.19~10.59, Eu 出现负异常 ($\delta\text{Eu}=0.45\sim0.69$)。

4.3 微量元素

变玄武岩经原始地幔标准化后的微量元素分配型式呈现明显大隆起型的曲线 (图 7-a), 表现为强不相容大离子亲石元素 (LILE) 不同程度地富集, 如 K、Rb、Ba、Th、U 等。相对 N-MORB 部分高场强元素 (HFSE) La、Ce、Nd 等富集, Sr、Nb、Ta、Zr、Hf 相对亏损, 而出现 Nb、Ta 低谷可能与地壳混染有关。Zr/Nb 比值低, 介于 2.53~15.14 之间, 多集中于

2.53~3.61 之间, 与洋岛玄武岩 (N-MORB 的 Zr/Nb 为 31.76, E-MORB 的 Zr/Nb 为 8.80, 洋岛玄武岩的 Zr/Nb 为 5.83^[37]) 相近。Cr 含量变化范围较大 ($24.09\times10^{-6}\sim286.50\times10^{-6}$), Ni 含量介于 $31.12\times10^{-6}\sim70.70\times10^{-6}$ 之间。

变流纹岩微量元素经原始地幔标准化后的分配型式也呈现大隆起型的曲线, K、Cs、Rb、Ba、Th、U 等大离子亲石元素 (LILE) 和高场强元素 (HFSE) 明显富集, 尤其是出现 Th、Rb 高峰, Sr、Nb、Ta、Ti 等元素出现显著负异常 (图 7-b), 表明这些酸性火山岩属于陆壳重熔的产物。这些酸性火山岩还显示 Ba 弱负异常, 可能与后期的蚀变作用有关。

4.4 Nd、Sr、Pb 同位素组成

帮勒村一带变玄武岩 Nd、Sr、Pb 同位素组成见

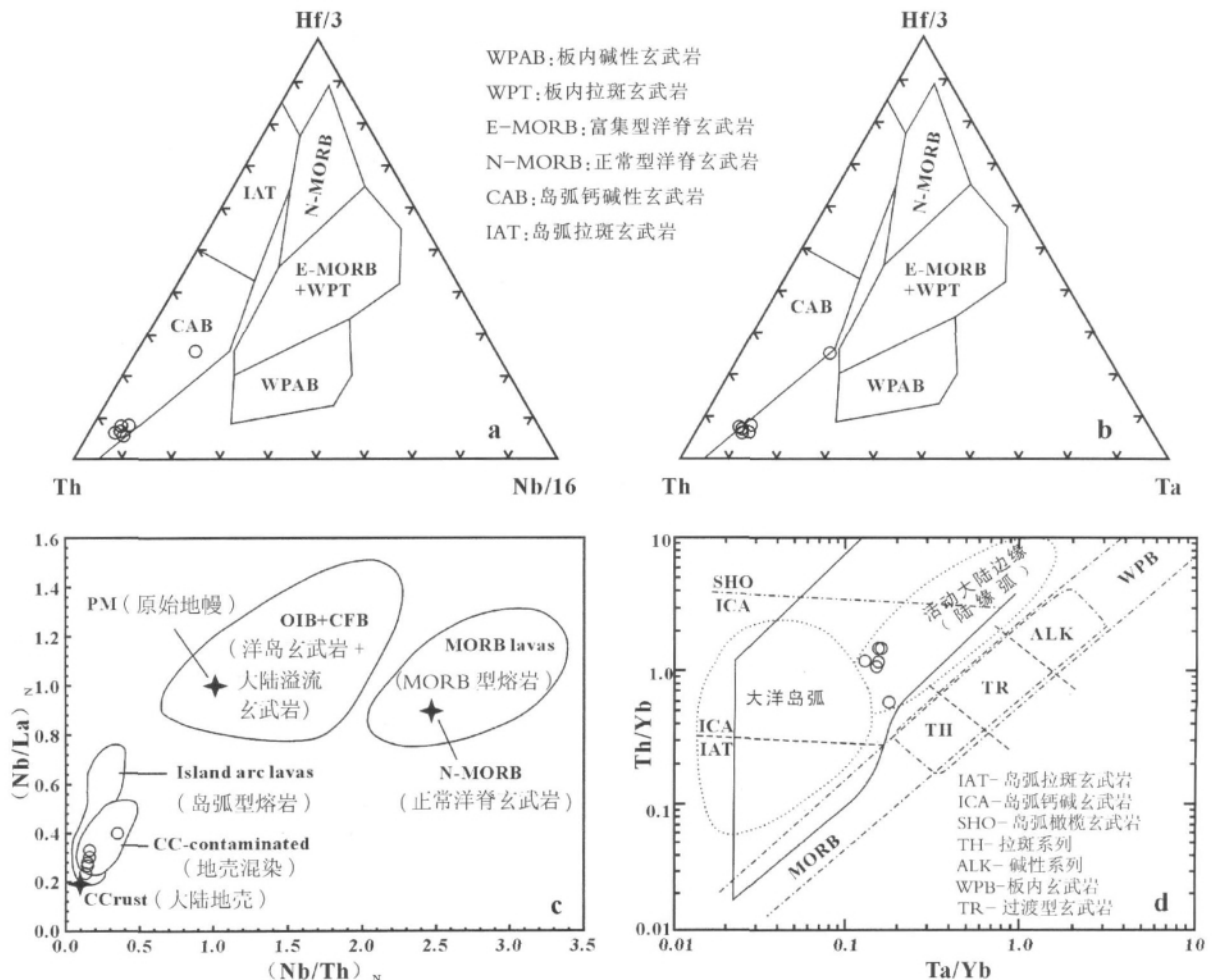


图 9 变玄武岩构造环境判别图

(图 a, b 据参考文献[42], 图 c 据参考文献[43], 图 d 据参考文献[44]; 图例同图 5)

Fig. 9 Tectonic discrimination diagrams for meta-basalts

表 3、表 4。变玄武岩的($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值高,变化较大,介于 0.714758~0.747039 之间,Sr 和 Nd 同位素的相关性不宜讨论。 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值均为负值(-2.80~-4.56),显示陆壳源区的特征。($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 比值(0.511713~0.511803)相对较集中, ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i、($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 和 ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 变化范围分别为 18.432~18.582、15.654~15.774 和 38.714~39.182。在 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 相关图上,样品点集中分布于 EM 富集端元附近,并向 BSE 和 EM 端元偏离(图 8-a)。同样,在($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 相关图上,样品点集中分布于 EM 富集端元附近(图 8-b)。在($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 相关图上,样品点均落在地球等时线右侧,并集中分布于 EM 富集端元附近(图 8-c),因而源区可能是软流圈地幔或深部地幔热柱。在($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i-($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$)_i 相关图(图 8-d)上,样品点明显分布于 EM 端元附近。

5 构造环境讨论

根据野外地质和岩相学特征,冈底斯北缘帮勒村一带火山岩以变流纹(斑)岩为主,并有少量变玄武岩。变火山岩 SiO_2 含量表现出不连续性,集中于基性和酸性两个端元,具有双峰式火山岩的特征。稀土和微量元素特征显示,变玄武岩富集 LREE、LILE 和部分 HFSE,REE 表现为 LREE/HREE 明显分离的分配型式,Sr、Nb、Ta、Zr、Hf 相对亏损,Zr/Nb 比值低。变流纹(斑)岩明显富集 LREE 和 HFSE,Th、Rb 含量高,出现 Sr、Nb、Ta、Ti 等元素负异常。以上特征表明,帮勒村一带的火山岩为形成于裂谷环境的双峰式火山岩。

在 Hf-Th-Nb 和 Hf-Tn-Ta 判别图(图 9-a,b)上,帮勒村一带变玄武岩样品点均落入大陆边缘钙碱性玄武岩区。在 (Nb/La)_N-(Nb-Th)_N 判别图(图 9-c)上,变玄武岩样品点落入大陆地壳混染区,并靠近大陆地壳端元。在 Th/Yb-Ta/Yb 判别图(图 9-d)上,变玄武岩可能受到较强烈大陆地壳或大陆岩石圈的混染,样品点落入活动大陆边缘区。

综合判断,冈底斯北缘帮勒村一带火山岩应形成于大陆边缘裂谷环境。

6 结 论

(1)冈底斯北缘尼玛县帮勒村一带原划分的前震旦纪念青唐古拉岩群为一套以变流纹(斑)岩

为主、变玄武岩为辅的拉斑系列双峰式火山岩。

(2)其中变流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(536.4±3.6)Ma,代表该套火山岩的形成时代,相当于早寒武世。

(3)变玄武岩富集 LREE、LILE、部分 HFSE,Nb、Ta、Zr、Hf 相对亏损,Zr/Nb 比值低。变流纹岩明显富集 LREE、LILE、Th、HFSE,出现 Eu 负异常和 Sr、Nb、Ta、Ti 负异常。变玄武岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为负值,源区为富集地幔端元 EM,反映其源区为岩石圈和软流圈相互作用的产物,并遭受了地壳物质的混染。

(4)经综合判断认为,帮勒村一带的火山岩形成于大陆边缘裂谷环境,为冈底斯北缘寒武纪存在裂解作用提供了佐证。

致谢:柳小明教授、何世平研究员对文稿提出了建设性的修改意见,在数据测试和处理过程中得到弓虎军、第五春荣、贺国芬、靳兰兰、郭亮、高晓峰、李平、武鹏和唐卓同志的有益帮助,在此一并表示感谢。

参考文献

- [1]Searle M P, Windley B F, Coward M P, et al. The closing of Tethys and the tectonics of the Himalaya[J]. Geological Society of America Bulletin, 1987, 98(6): 678-701.
- [2]莫宣学,赵志丹,邓晋福,等. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘,2003,10(3):135-148.
- [3]卢书炜,张良,任建德,等. 青藏高原冈底斯岩浆弧的分带性及其地质意义[J]. 地质通报,2004,23(9/10):1023-1032.
- [4]莫宣学,董国臣,赵志丹,等. 西藏冈底斯带花岗岩的时空分布特征及地壳生长演化信息[J]. 高校地质学报,2005,11(3):281-290.
- [5]朱弟成,潘桂棠,王立全,等. 西藏冈底斯带中生代岩浆岩的时空分布和相关问题的讨论[J]. 地质通报,2008,27(9):1535-1550.
- [6]李光明,王高明,高大发,等. 西藏冈底斯南缘构造格架与成矿系统[J]. 沉积与特提斯地质,2002,22(2):1-7.
- [7]芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,等. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质,2003,22(3):217-225.
- [8]侯增谦,莫宣学,杨志明,等. 青藏高原碰撞造山带成矿作用:构造背景、时空分布和主要类型[J]. 中国地质,2006,33(2):348-359.
- [9]梁华英,喻亨祥,莫济海,等. 西藏冈底斯矿带成矿作用及远景分析[J]. 矿物岩石地球化学通报,2008,27(3):289-293.
- [10]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.
- [11]李春昱. 亚洲大地构造图及说明书[M]. 北京:地图出版社,1982:13-28.
- [12]Dewey J F. Extensional collapse of orogens[J]. Tectonics, 1988, 7(6): 1123-1139.

- [13] Yin A, Harrison T M. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 2000, 28:211-280.
- [14] 周详, 曹佑功. 西藏板块构造-建造图及说明书[M]. 北京:地质出版社, 1984:1-20.
- [15] 刘增乾, 徐宪, 潘桂棠, 等. 青藏高原大地构造与形成演化[M]. 北京:地质出版社, 1990:1-174.
- [16] 肖序常, 李廷栋, 李光岑. 喜马拉雅岩石圈构造演化[M]. 北京:地质出版社, 1988:201-210.
- [17] Hsü K J, Pan G T, Sengör A M C. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis[J]. International Geology Review, 1995, 37: 473-508.
- [18] 王鸿祯. 试论西藏地质构造分区问题[J]. 地球科学, 1983, (1): 1-12.
- [19] 李春昱, 王荃, 刘雪亚. 亚洲大地构造的演化[J]. 中国地质科学院院报, 1984, 10:3-11.
- [20] 黄汲清, 陈国铭, 陈炳蔚. 特提斯-喜马拉雅构造域初步分析[J]. 地质学报, 1984, 58(1):1-17.
- [21] 肖序常, 汤耀庆, 高延林. 再论青藏高原的板块构造[J]. 中国地质科学院院报, 1986, 14:1-19.
- [22] 任纪舜. 中国及邻区大地构造图[M]. 北京:地质出版社, 1997.
- [23] 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 等. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据[J]. 地学前缘, 2004, 11(4):371-382.
- [24] 李才, 黄小鹏, 翟庆国, 等. 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, 2006, 13(4):136-147.
- [25] 王立全, 潘桂棠, 朱弟成, 等. 西藏冈底斯带石炭纪-二叠纪岛弧造山作用: 火山岩和地球化学证据[J]. 地质通报, 2008, 27(9): 1509-1535.
- [26] 程立人, 张以春, 张予杰. 藏北申扎地区早奥陶世地层的发现及意义[J]. 地层学杂志, 2005, 29(1):38-41.
- [27] 李才, 吴彦旺, 王明, 等. 青藏高原泛非-早古生代造山事件研究重大进展——冈底斯地区寒武系和泛非造山不整合的发现[J]. 地质通报, 2010, 29(12):1733-1736.
- [28] 耿全如, 王立全, 潘桂棠, 等. 西藏冈底斯带石炭纪陆缘裂陷作用: 火山岩和地层学证据[J]. 地质学报, 2007, 81(9):1259-1276.
- [29] 计文化, 陈守建, 赵振明, 等. 西藏冈底斯构造带申扎一带寒武系火山岩的发现及其地质意义[J]. 地质通报, 2009, 28(9):1350-1354.
- [30] Gao Shan, Liu Xiaoming, Yuan Honglin, et al. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM Glasses by LA-ICPMS[J]. Geostandards newsletter, 2002, 22:181-195.
- [31] 袁洪林, 吴福元, 高山, 等. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析[J]. 科学通报, 2003, 48(14):1511-1520.
- [32] Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chemical Geology, 2002, 192:59-79.
- [33] Ludwig K R. 3.0—A geochronological toolkit for Micro-soft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 2003, (4):1-70.
- [34] 王焰, 钱青, 刘良, 等. 不同构造环境中双峰式火山岩的主要特征[J]. 岩石学报, 2000, 16(2):169-173.
- [35] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation of products using immobile elements[J]. Chemical Geology, 1977, 20: 325-343.
- [36] Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites[J]. Journal of Geology, 1975, 83: 249-281.
- [37] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalt: implication for mantle composition and processes[C]// Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the ocean basins. Geological Society of London, Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [38] Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics[J]. Annual Review of Earth and Planetary Science, 1986, 4: 493-571.
- [39] Rollison H R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation[M]. Longman Group, UK Ltd, 1993: 1-275.
- [40] Allegre C J, Lewin E, Dupre B. A coherent crust-mantle model for the uranium-thorium-lead isotopic system[J]. Chemical Geology, 1988, 70: 211-234.
- [41] Hofmann A W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements[M]. Treatise on geochemistry, 2004, 2:61-103.
- [42] Wood D A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1980, 50: 11-30.
- [43] Puchel I S, Hofmann A W, Amelin Y V, et al. Combined mantle plume-island arc model for the formation of the 2.9 Ga Sumozero-Kenozo greenstone belt, SE Baltic Shield: Isotope and trace element constraints[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1999, 63(21): 3579-3595.
- [44] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[C]//Thorps, R S. Andesites. New York: John Wiley and Sons, 1982: 525-548.
- ① 河南省地质调查院. 1:25 万尼玛区幅区域地质调查报告. 2002.