

拉萨地块中北部白垩纪则弄群火山岩： Slainajap 洋南向俯冲的产物？*

康志强^{1,2} 许继峰^{1**} 董彦辉^{1,2} 王保弟^{1,2}

KANG ZhiQiang^{1,2}, XU JiFeng^{1**}, DONG YanHui^{1,2} and WANG BaoDi^{1,2}

1. 中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

1. Key Laboratory of Isotope Geochronology and Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China

2007-10-16 收稿, 2008-02-09 改回.

Kang ZQ, Xu JF, Dong YH and Wang BQ. 2008. Cretaceous volcanic rocks of Zenong Group in north-middle Lhasa block: products of southward subducting of the Slainajap ocean? *Acta Petrologica Sinica*, 24(2):303–314

Abstract Studying Mesozoic volcanic rocks widely exposed in the Lhasa block can better understand the geological evolution of the Tethys and construction of the whole Tibet plateau. In present study, major, trace element compositions and Zircon U-Pb dating results of the Zenong volcanic rocks in north-middle Lhasa block have been reported. The volcanic rocks from the Zenong Group mainly contain basalt-andesite, andesite and dacite. Based on the geochemical composition, these volcanic rocks are divided into two subgroups: the intermediate-basic group ($\text{SiO}_2 < 58\%$) and the intermediate-acid group ($\text{SiO}_2 > 58\%$). From the SiO_2 - K_2O diagram it can be known that the former group is mainly composed of low-K and medium-K calc-alkaline series, while the latter is high-K calc-alkaline series; the two groups show a similar trace element characteristic, e. g., the enrichment of LILE (Rb, Ba, Th, U) and depletion of HFSE (Nb, Ta, Ti), similar to those of an island arc volcanic rock. The similar spiderdiagram and REE models hint that rocks of the two groups were probably derived from a same magmatic source. Zircons from the Zenong volcanic rocks were dated by LA-ICPMS, obtaining an age of $113.6 \pm 1.0\text{Ma}$. Thus, we suggest that the Zenong volcanic rocks were resulted from the southward subduction of the Shiquanhe-Yongzhu - Namucuo-Jiali ocean (Slainajap ocean on the south side of Bangonghu-Nujiang suture) in early Cretaceous.

Key words Lhasa block; Zenong Group; LA-ICPMS dating; Subduction; Arc volcanic rocks

摘要 拉萨地块广泛分布有中生代的岩浆活动, 研究它们对于认识特提斯洋的演化和理解整个青藏高原的形成过程有着重要的启示。本文对出露于拉萨地块中北部的则弄群火山岩进行了系统的年代学以及元素地球化学研究。研究的则弄群火山岩主要由玄武安山岩、安山岩和英安岩组成, 根据化学成分可将其分为中基性 ($\text{SiO}_2 < 58\%$) 和中酸性 ($\text{SiO}_2 > 58\%$) 两个组。中基性岩以低钾和中钾钙碱性岩为主, 而中酸性岩则主要位于高钾钙碱性系列; 二者微量元素分布特征相似, 均富集 Rb、Ba、Th、U 等大离子亲石元素 (LILE), Nb、Ta、Ti 等高场强元素 (HFSE) 有着明显的负异常, 具有明显的弧火山岩成分特征; 稀土配分模式均表现为一致的轻稀土富集右倾型, 可能反应了其母岩浆的同源性。精确的锆石 U-Pb LA-ICPMS 定年获得了 $113.6 \pm 1.0\text{Ma}$ 年龄, 说明研究区则弄群火山岩形成于早白垩世中期。综合前人的研究成果, 我们初步认为则弄群火山岩可能为班公湖-怒江缝合带南侧的狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿岩带所代表的古洋 (Slainajap 洋) 在早白垩世向南俯冲消减的产物。

关键词 拉萨地块; 则弄群; 早白垩世; 俯冲消减

中图法分类号 P588.142

* 973 项目 (2002CB412602)、中科院知识创新工程重要方向性项目 (KZCX3-SW-143) 和国家杰出青年基金项目 (40425003) 资助。

第一作者简介: 康志强, 男, 1979 年生, 博士研究生, 主要从事岩石地球化学研究

** 通讯作者: 许继峰, E-mail: jifengxu@gig.ac.cn

1 引言

拉萨地块作为印度与亚洲大陆直接碰撞的前锋地带,一直以来受到了广泛的关注,不过,相对于许多后碰撞构造过程的研究成果,拉萨地块新生代以前的地质演化还一直没有得到很好的约束。值得注意的是拉萨地块上广泛分布有中生代火山岩,这为我们了解中生代时期拉萨地块的地质演化过程,提供了良好的研究载体。

目前人们对于拉萨地块中生代火山岩的研究主要集中在拉萨地块中南部地区(Coulon *et al.*, 1986; Pearce and Mei, 1988; 李才, 2003; 翟庆国等, 2005; 和钟铎等, 2005; 姚鹏等, 2006; 董彦辉等, 2006; 等等), 并认为分布在拉萨地块南部的桑日群和叶巴组火山岩为新特提斯洋向北俯冲消减的产物; 对于中北部地区岩浆活动的分布特点、性质和构造环境关注较少, 同时对该地区中生代火山岩浆活动的地球动力学环境也存在不同认识, 一些学者将其归因于新特提斯洋壳北向俯冲(Coulon *et al.*, 1986; Kapp *et al.*, 2003; Ding *et al.*, 2003; Ding and Lai, 2003), 而部分学者认为除了与新特提斯洋的北向俯冲有关外, 还很可能与班公湖-怒江特提斯洋壳的南向俯冲作用有关(Hsü *et al.*, 1995, 莫宣学等, 2005; 潘桂棠等, 1997, 2004; 朱弟成等, 2006)。需要强调的是, 近年来人们已经注意到在雅江缝合带与班公湖-怒

江缝合带之间还存在另一条蛇绿岩带: 狮泉河-拉果错-阿索-永珠-纳木错-嘉黎-波密蛇绿岩带(Slainajap 带)(潘桂棠等, 2006), 它在拉萨地块的中生代演化过程中所代表的构造意义仍然十分不清楚。本文试图通过对出露于拉萨地块中北部则弄群火山岩的年代学以及地球化学的研究, 探讨其岩石成因以及形成环境, 从而对拉萨地块中北部的中生代构造演化加以约束。

2 地质概况

本文所指的冈底斯带, 即夹持于南部的雅鲁藏布江缝合带和北部的班公湖-怒江缝合带之间的地带(朱弟成等, 2006)。以沙莫勒-麦拉-洛巴堆-米拉山断裂(SMLMF)、噶尔-隆格尔-扎日南木错-措麦断裂带(GLZCF)和狮泉河-拉果错-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带(SLYNJOMZ)为界, 由南向北将冈底斯带划分为南冈底斯(即传统上认为的冈底斯)、冈底斯弧背断隆带(即隆格尔-念青唐古拉复合古岛弧带, 潘桂棠等, 2006)、中冈底斯和北冈底斯(图1)。通常认为分布在中冈底斯以晚侏罗-早白垩世($J_3 - K_1$)火山岩为主的地层被称为则弄群(K_1z), 它们从东到西呈面状大面积分布于中冈底斯带(图1), 东西延伸达1000km, 南北宽数公里到数十公里, 平均厚度超过1000m。

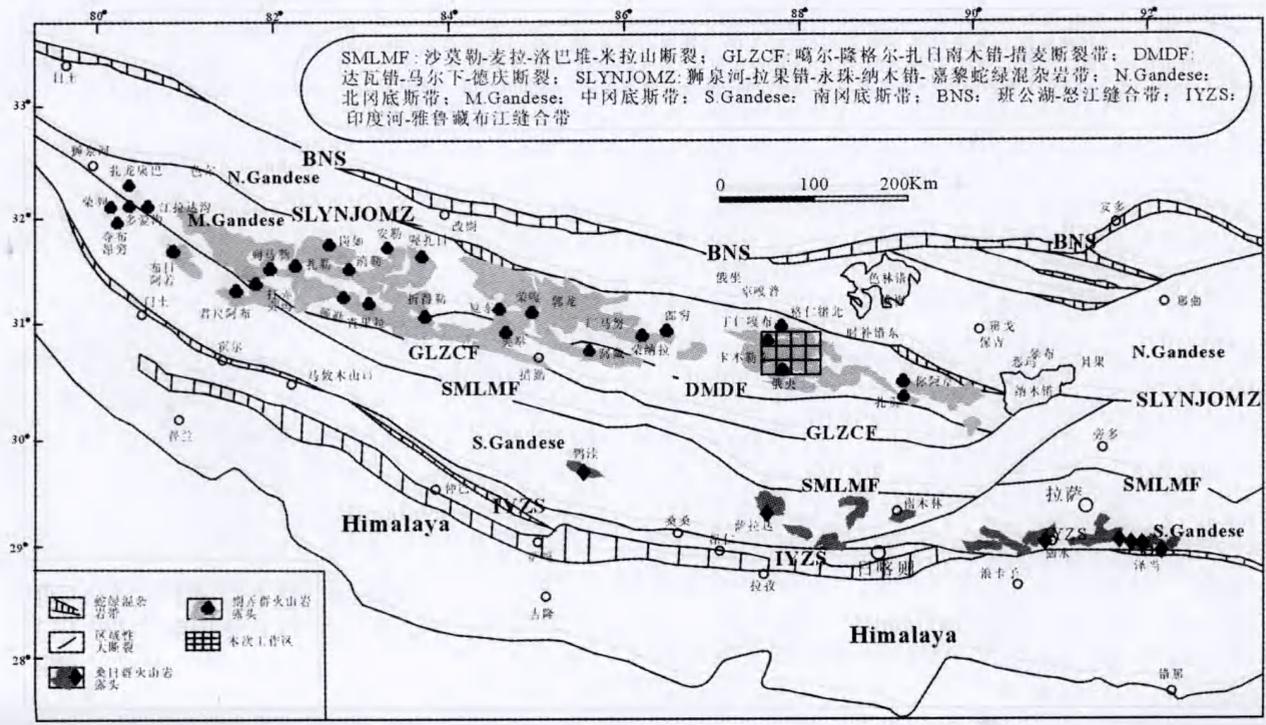


图1 西藏南部冈底斯带晚侏罗世-早白垩世火山岩分布图(根据朱弟成等(2006)原图修改)

Fig.1 Distribution of the Late Jurassic-Early Cretaceous volcanic rocks on Gangdese, south Tibet(Modified from Zhu DiCheng *et al.*, 2006)

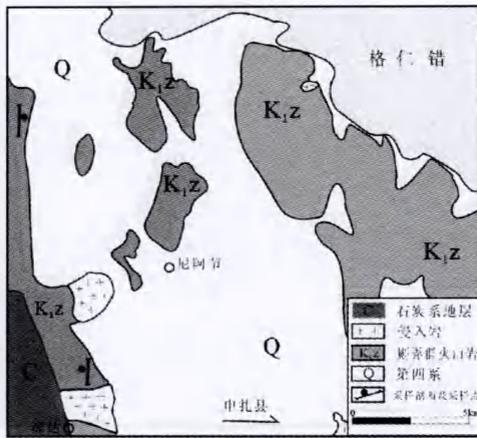


图2 尼阿节地区地质略图据 1:25 万尼玛区幅修改
Fig.2 Simplified geological map of Niajie area. Modified from geological map of Nimaqu(1:250000)

则弄群火山岩可能为一套陆相为主的火山岩石,厚度和岩性在空间上和时间内变化较大,在拉萨地块的中北部(1:25万尼玛区地质图幅范围内),则弄群主要分布于尼玛县南部布噶日-申亚-申扎县尼阿节一带,平面上呈东西向带状分布,不整合覆盖于石炭-二叠系之上,其上被第四系松散沉积物覆盖,出露面积约 1200km²。西部厚度较大,以中、酸性溢流相岩石为主;东部厚度较小,以中酸性的爆发相岩石为主,溢流相岩石次之。自西向东,火山活动由弱到强,岩性由中性向中酸性、酸性演化。下部以岩浆溢流为主,主要岩石类型有安山岩、英安岩、流纹岩;中部以火山强爆发为主,主要岩石类型为英安质-流纹质晶屑凝灰岩、熔结凝灰岩、凝灰熔岩;上部仍以喷溢为主,主要岩石类型有英安岩、流纹岩^①。

则弄群中含有的古生物化石主要时代为晚侏罗-早白垩世,除古生物年龄外,在措勤县夏东英安岩中获得的 Rb-Sr 年龄为 111~114Ma,措勤达瓦错西夹举则弄群下部之顶的安山玄武岩中获得 128.64Ma 的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄(1:25 万措勤县幅^②);在当惹雍错西岸郎穷该群下部之顶的角闪英安岩获得 124.47Ma 的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄(1:25 万邦多区幅^③);在申扎贡该群下部安山岩中获得 128.54Ma 的 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄(1:25 万申扎县幅^④)。上述这些年龄表明冈底斯带中部的则弄群火山岩主要活动期为早白垩世早中期。但到目前为止并没有精确的锆石 U-Pb 年龄报道。

本文研究的则弄群火山岩位于格仁错南岸的尼阿节附近(图 2)。则弄群火山岩在这一地区广泛分布,各岩性段出露相对比较齐全,主要有英安质(角砾)晶屑凝灰岩、(含)角砾晶屑凝灰熔岩、流纹质晶屑凝灰质熔岩以及玄武岩、玄武安山岩、安山岩、英安岩等等,未见流纹岩。火山岩厚度较大,但野外产状变化较大,可能是后期构造改造的结果。

3 分析方法

本次研究选取了位于格仁错南岸的尼阿节附近则弄群火山岩中代表性安山岩样品 06ZN0204(此样品包括 06ZN02 与 06ZN04 两个样品,因为样品量较少并且其野外采样层位和地球化学特征非常一致,所以合二为一挑选了锆石),从中选取的锆石,采用 LA-ICPMS 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进行了 U-Pb 同位素年龄测定。

将选取的锆石在双目镜下按晶形用双面胶粘在玻璃基板上,用环氧树脂凝固成靶,然后去掉玻璃基板,在细砂纸上小心地粗磨使锆石晶体揭露出来,之后抛光制成样品靶。在采用 LA-ICPMS 仪器分析之前,通过拍摄阴极发光图像揭示锆石内部结构。测试所用激光剥蚀系统为 GeoLas 200M 深紫外 193nm ArF 准分子激光剥蚀系统,激光斑束直径为 30μm。ICP-MS 为 Agilent 7500。测试过程中,用 NIST 610 来计算 Th、U 含量,用标准锆石 91500 做年代校正。数据处理采用 gliter 软件进行,普通 Pb 的校正用 ComPbCorr #3_15 by Tom Andosen.xls(Andersen, 2002)来进行。详细分析过程参见文献(Gao et al., 2002; Yuan et al., 2004; Wang et al., 2006)。最后的数据用 Isoplot 3.0(Ludwing, 1991)进行计算,分析结果见表 1。

样品的主、微量元素分析在中国科学院广州地球化学研究所完成,主量元素采用碱熔玻璃片 XRF 法分析,微量元素采用高温高压消解,用 PE Elan 6000 型 ICP-MS 分析。主量元素的分析精度好于 5%,微量元素的分析精度优于 10%。相关分析方法和程序参见刘颖等(1996)。分析测试结果列在表 2 中。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

所选样品锆石的 U/Th 约在 0.94~3.09 之间,属典型的岩浆成因锆石(Wu et al., 2004),CL 图像上锆石晶形多呈长柱状,具有明显的振荡环结构(图 3)。37 个分析点的加权平均年龄为 113.6 ± 1.1Ma(图 4),代表了岩浆形成的时代;另有三个点年龄较老,分别为 477Ma、539Ma 和 1598Ma,它们可能是岩浆在上侵穿过古老地壳岩石中捕获的继承性锆石。

4.2 主量元素

在 SiO₂ - (K₂O + Na₂O)图(TAS 分类图)(图 5)中,则弄群火山岩几乎全部位于亚碱性系列的范围之内,只有一个样品 06ZN-14 落在了碱性岩区域,岩石类型主要包括玄武安山

① 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:250000,尼玛区幅
② 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:250000,措勤县幅
③ 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:250000,邦多区幅
④ 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺:1:250000,申扎县幅

表 1 样品 06ZN0204 锆石 LA-ICP-MS 测年结果

Table 1 LA-ICPMS dating of sample 06ZN0204 Zircons

测点	元素含量 ($\times 10^{-6}$)				U-Th-Pb 同位素比值										年龄 (Ma)	
	Pb _{tot}	Th	U	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	σ
06ZN0204-01	232.55	109.81	172.51	1.57099	0.10689	0.00124	4.14661	0.05459	0.28136	0.00339	0.08251	0.00092	1664	11	1598	17
06ZN0204-02	128.35	142.19	373.56	2.62719	0.05722	0.00147	0.60557	0.01355	0.07676	0.00096	0.02384	0.00029	481	9	477	6
06ZN0204-03	53.119	292.56	683.18	2.33518	0.04802	0.00138	0.11452	0.00297	0.0173	0.00022	0.00549	0.00007	110	3	111	1
06ZN0204-04	44.713	306.18	517.92	1.69155	0.04992	0.00173	0.12792	0.00412	0.01859	0.00024	0.00587	0.00007	122	4	119	2
06ZN0204-05	55.092	381.68	669.03	1.75286	0.05148	0.00078	0.12829	0.0021	0.01807	0.00022	0.00575	0.00007	123	2	115	1
06ZN0204-06	50.819	312.44	663.97	2.12511	0.0493	0.00156	0.11377	0.00329	0.01674	0.00022	0.00529	0.00007	109	3	107	1
06ZN0204-07	37.961	328.41	471.43	1.43549	0.05021	0.00111	0.1202	0.00272	0.01736	0.00022	0.00548	0.00008	115	2	111	1
06ZN0204-08	39.144	271.87	477.16	1.7551	0.04811	0.00158	0.11806	0.00356	0.0178	0.00023	0.00565	0.00007	113	3	114	1
06ZN0204-09	36.75	265.34	419.97	1.58276	0.04818	0.00201	0.12281	0.00482	0.01849	0.00026	0.00586	0.00008	118	4	118	2
06ZN0204-10	43.56	245.63	427.73	1.74136	0.05691	0.0034	0.13491	0.00778	0.01719	0.00026	0.00534	0.00009	128	7	110	2
06ZN0204-11	46.588	567.87	532.69	0.93805	0.05351	0.00098	0.13157	0.00252	0.01783	0.00022	0.00566	0.00007	126	2	114	1
06ZN0204-12	51.345	221.34	683.78	3.08927	0.05166	0.0009	0.12033	0.00221	0.01689	0.00021	0.00551	0.00008	115	2	108	1
06ZN0204-13	63.947	406.3	785.79	1.93401	0.04931	0.00072	0.12179	0.00192	0.01791	0.00022	0.00552	0.00007	117	2	114	1
06ZN0204-14	92.34	119.87	230.81	1.9255	0.07116	0.00117	0.85524	0.01483	0.08716	0.00108	0.02231	0.0003	628	8	539	6
06ZN0204-15	33.073	243.66	402.14	1.65041	0.05173	0.00102	0.12675	0.00259	0.01777	0.00022	0.0057	0.00008	121	2	114	1
06ZN0204-16	50.132	383.78	561.62	1.46339	0.04969	0.00192	0.12854	0.00466	0.01876	0.00025	0.00593	0.00007	123	4	120	2
06ZN0204-17	74.22	632.96	835.05	1.31928	0.05086	0.00087	0.13218	0.00239	0.01885	0.00023	0.00583	0.00007	126	2	120	1
06ZN0204-18	54.282	340.73	681.48	2.00006	0.05055	0.00082	0.12144	0.00209	0.01742	0.00021	0.00559	0.00007	116	2	111	1
06ZN0204-19	68.9	601.24	764.76	1.27197	0.04812	0.00182	0.1248	0.00443	0.01881	0.00025	0.00597	0.00007	119	4	120	2
06ZN0204-20	55.032	582.96	651.2	1.11706	0.05006	0.00086	0.12162	0.0022	0.01762	0.00022	0.00542	0.00006	117	2	113	1
06ZN0204-21	71.97	492.39	866.14	1.75905	0.04988	0.00072	0.12415	0.00194	0.01805	0.00022	0.00549	0.00007	119	2	115	1
06ZN0204-22	44.884	352.5	544.78	1.54548	0.05021	0.00087	0.1222	0.00222	0.01765	0.00022	0.00549	0.00007	117	2	113	1
06ZN0204-23	49.577	312.24	612.34	1.96112	0.04912	0.00138	0.11992	0.00338	0.01771	0.00024	0.00536	0.00009	115	3	113	2
06ZN0204-24	51.84	325.99	603.43	1.85107	0.05045	0.00099	0.12947	0.00264	0.01861	0.00023	0.00591	0.00008	124	2	119	1
06ZN0204-25	48.881	377.63	590.37	1.56336	0.04766	0.00078	0.11706	0.00203	0.01781	0.00022	0.00536	0.00007	112	2	114	1
06ZN0204-26	36.907	292.72	443.01	1.51343	0.05109	0.00095	0.12464	0.0024	0.01769	0.00022	0.00566	0.00007	119	2	113	1
06ZN0204-27	59.064	572.33	672.83	1.1756	0.05187	0.00084	0.13007	0.00224	0.01819	0.00022	0.00559	0.00007	124	2	116	1
06ZN0204-28	61.378	349.81	757.35	2.16503	0.04898	0.00079	0.11968	0.00205	0.01772	0.00022	0.00575	0.00008	118	3	113	1
06ZN0204-29	35.172	245.42	417.7	1.70198	0.04948	0.00111	0.12328	0.00282	0.01807	0.00023	0.00575	0.00008	115	2	115	1
06ZN0204-30	46.017	400.51	529.46	1.32196	0.04998	0.00084	0.12554	0.00222	0.01822	0.00023	0.00577	0.00007	120	2	116	1
06ZN0204-31	42.561	305.42	530.21	1.736	0.05827	0.00111	0.13629	0.0027	0.01696	0.00021	0.00583	0.00008	130	2	108	1
06ZN0204-32	64.13	427.56	733.01	1.7144	0.04763	0.00172	0.12134	0.00406	0.01848	0.00025	0.00587	0.00008	116	4	118	2
06ZN0204-33	54.727	351.36	677.67	1.92871	0.04958	0.00161	0.11831	0.00351	0.01731	0.00023	0.00547	0.00007	114	3	111	1
06ZN0204-34	52.292	542.36	572.69	1.05592	0.05084	0.00094	0.13078	0.00253	0.01866	0.00023	0.00574	0.00007	125	2	119	1
06ZN0204-35	34.39	254.04	416.11	1.63797	0.05358	0.00097	0.1295	0.00245	0.01753	0.00022	0.00559	0.00007	124	2	112	1
06ZN0204-36	32.526	221.31	397.81	1.79752	0.04859	0.00098	0.11728	0.00245	0.0175	0.00022	0.00568	0.00008	113	2	112	1
06ZN0204-37	27.09	190.2	317.57	1.66966	0.05018	0.00098	0.12585	0.00254	0.01819	0.00023	0.00565	0.00008	120	2	116	1
06ZN0204-38	30.44	192.51	360.34	1.8718	0.04836	0.00137	0.12114	0.00345	0.01817	0.00024	0.00573	0.0001	116	3	116	2
06ZN0204-39	48.323	266.51	623.44	2.33927	0.04944	0.0016	0.11273	0.00333	0.01654	0.00022	0.00523	0.00007	108	3	106	1
06ZN0204-40	44.951	495.58	536.4	1.08237	0.05224	0.00089	0.12285	0.00221	0.01705	0.00021	0.00531	0.00007	118	2	109	1

表2 则弄群火山岩的主量(wt%)、微量($\times 10^{-6}$)元素分析测试结果Table 2 Composition of major(%) and trace ($\times 10^{-6}$) element for volcanic rocks of Zenong Group

样品号	06ZN01	06ZN02	06ZN03	06ZN04	06ZN05	06ZN06	06ZN07	06ZN08	06ZN09	06ZN10	06ZN12	06ZN14	06ZN16	06ZN17
SiO ₂	61.69	63.20	59.71	61.67	62.68	63.07	62.56	64.88	63.33	56.80	50.08	53.19	55.22	54.45
TiO ₂	0.74	0.66	0.90	0.72	0.72	0.71	0.72	0.63	0.70	1.10	1.30	1.33	1.09	1.07
Al ₂ O ₃	15.64	15.70	17.02	15.87	15.68	15.58	16.22	15.41	15.69	20.02	17.44	18.60	16.68	16.78
Fe ₂ O ₃	6.44	5.90	6.94	6.58	6.28	5.99	6.17	5.32	5.84	6.38	10.4	7.96	9.58	9.74
MnO	0.11	0.09	0.12	0.10	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.16	0.15	0.10	0.13
MgO	2.68	2.26	2.77	2.38	2.45	2.47	2.55	1.88	2.69	2.03	5.60	3.55	4.14	4.44
CaO	3.86	3.87	5.45	5.06	4.77	2.48	3.88	3.09	3.88	5.89	7.41	3.83	6.86	6.32
Na ₂ O	2.83	3.35	2.65	2.25	2.06	2.67	3.37	2.91	2.40	4.08	2.64	4.93	2.21	3.02
K ₂ O	3.10	2.80	2.36	3.00	2.83	4.17	2.30	3.06	3.09	1.04	1.12	2.41	0.683	1.12
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.16	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.07	0.13	0.10	0.30	0.10	0.07
灼量	2.36	1.88	1.82	2.36	2.39	2.64	2.08	2.32	1.92	2.43	3.77	3.52	2.95	2.87
总量	99.51	99.77	99.90	100.0	100.0	99.92	100.0	99.65	99.70	99.99	99.94	99.78	99.62	100.0
Mg [#]	49.2	47.2	48.2	45.7	47.6	49.0	49.1	45.2	51.8	42.6	55.7	51.0	50.2	51.5
A/CNK	1.04	1.01	1.01	0.98	1.04	1.16	1.07	1.12	1.09	1.08	0.92	1.05	0.99	0.95
Cr	30.8	19.0	15.2	24.4	26.2	19.6	23.7	28.1	26.2	16.7	61.3	47.0	73.8	72.6
Co	15.3	12.5	14.8	14.4	13.5	13.3	12.7	10.9	14.1	13.6	29.0	17.4	25.0	24.5
Ni	9.27	7.14	7.74	8.54	8.75	6.02	8.93	6.32	9.07	8.32	19.1	16.5	17.0	17.6
Cu	11.6	16.2	20.0	9.24	20.7	9.10	21.3	12.6	14.8	49.6	48.0	5.75	26.7	40.7
Zn	58.2	54.3	79.6	65.2	57.0	55.1	57.6	57.0	56.4	55.6	83.4	79.0	74.1	77.0
Rb	114	111	68.7	121	105	166	72.9	100	118	31.8	32.6	52.2	25.4	41.8
Sr	172	172	278	186	183	158	275	235	177	516	398	372	268	366
Y	20.1	20.6	23.4	21.9	16.7	20.5	18.1	18.8	18.2	22.2	23.5	21.5	18.4	20.6
Zr	130	131	175	141	125	138	140	130	134	149	121	168	137	140
Nb	7.88	7.90	8.18	8.35	7.64	7.72	7.36	8.01	7.85	7.81	6.86	10.4	6.50	6.54
Cs	2.24	2.58	2.64	3.27	4.14	7.60	3.00	5.13	5.36	4.46	4.47	1.22	5.02	6.61
Ba	458	414	491	405	352	507	420	513	422	198	574	610	242	326
La	27.5	29.3	27.5	28.6	26.2	28.2	25.8	27.8	27.1	19.8	13.5	27.3	15.0	14.1
Ce	51.7	53.6	55.9	52.8	48.2	51.9	49.5	52.0	51.0	42.3	28.5	57.9	30.7	28.4
Pr	5.99	6.17	6.71	5.93	5.39	6.00	5.44	5.53	5.77	5.37	3.64	7.18	3.87	3.62
Nd	20.1	20.7	24.7	20.8	18.2	20.4	18.7	18.9	19.8	19.6	14.8	26.7	14.7	13.7
Sm	3.96	4.08	4.95	4.08	3.52	4.01	3.60	3.63	3.78	4.15	3.56	5.24	3.37	3.24
Eu	1.02	1.01	1.25	1.01	0.87	0.98	0.99	0.94	0.96	1.37	1.12	1.62	1.20	1.26
Gd	3.92	3.76	4.54	4.03	3.09	3.65	3.26	3.45	3.55	3.89	3.84	4.56	3.26	3.25
Tb	0.62	0.63	0.73	0.63	0.53	0.62	0.53	0.54	0.58	0.65	0.70	0.71	0.57	0.60
Dy	3.74	3.72	4.42	3.86	3.06	3.80	3.29	3.49	3.45	3.86	4.37	4.19	3.62	3.83
Ho	0.76	0.77	0.88	0.78	0.64	0.77	0.68	0.68	0.68	0.80	0.92	0.81	0.76	0.81
Er	2.13	2.10	2.49	2.28	1.84	2.16	1.86	1.95	1.93	2.21	2.53	2.27	2.04	2.26
Tm	0.32	0.30	0.35	0.32	0.27	0.34	0.29	0.29	0.28	0.32	0.35	0.33	0.31	0.35
Yb	2.04	2.08	2.28	2.18	1.82	2.18	1.89	1.98	1.86	2.04	2.37	2.09	1.97	2.20
Lu	0.34	0.34	0.34	0.34	0.29	0.34	0.30	0.32	0.28	0.32	0.37	0.32	0.31	0.33
Hf	3.97	4.06	4.95	4.20	3.86	4.17	4.06	4.00	4.10	4.17	3.55	4.39	3.90	3.97
Ta	0.86	0.88	0.65	0.88	0.83	0.85	0.73	0.88	0.85	0.57	0.51	0.71	0.49	0.49
Pb	13.6	22.6	13.7	18.8	18.9	9.76	20.2	22.0	14.3	9.19	3.04	8.75	8.78	7.11
Th	16.9	17.0	11.1	16.4	16.1	16.9	15.3	17.8	16.6	8.26	3.78	6.68	7.38	7.30
U	3.25	3.58	1.69	3.24	3.29	3.43	2.99	4.41	3.44	1.35	0.677	1.55	1.15	1.16

表3 则弄群火山岩与中安第斯带火山岩和新西兰火山岩在主要元素(wt%)上的对比

Table 3 Comparison between major composition(wt%) of Volcanic rocks from Zenong group and from M. Andean and New Zealand

产地	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅
中安第斯	玄武安山岩	53.21	0.10	17.81	8.36	5.58	0.15	1.14	3.59	0.24
	英安岩	63.60	0.72	15.87	4.69	2.09	0.10	2.85	3.55	0.19
新西兰	玄武安山岩	55.13	0.68	15.67	9.23	6.72	0.16	0.920	2.64	0.11
	英安岩	65.68	0.66	15.86	4.19	1.45	0.10	1.54	4.37	0.25
则弄群	玄武安山岩	55.83	1.21	18.54	6.27	4.09	0.13	1.32	3.49	0.14
	英安岩	64.14	0.74	16.34	4.13	2.52	0.09	3.04	2.79	0.08

注: 中安第斯火山岩数据来源于 Tormey *et al.*, (1995) 和 Richards and Villeneuve(2002); 新西兰火山岩数据来源于 Lindsay *et al.*, (1999)、Cole *et al.*, (1998)、Nairn *et al.*, (2004)、Graham and Hackett(1987)、Gamble *et al.*, (1990) 和 Leonard *et al.*, (2002)

表4 则弄群中基性火山岩与其他地区中基性火山岩在微量元素($\times 10^{-6}$)上的对比

Table 4 Comparison between trace elements($\times 10^{-6}$) of basic Volcanic rocks from Zenong Group and from some else area

产地	Cr	Ni	Zr	Hf	Nb	Ta	Y	Yb	La/Yb	Nb/Ta	Mg [#]
则弄群	54.3	15.7	143	4.00	7.61	0.56	21.2	2.13	8.51	13.7	50.2
新西兰 Egmont	21.2	7.89	119	3.40	4.94	0.47	22.0	2.05	8.69	10.9	51.2
阿根廷西北部			195	5.67	12.8	0.76	20.7	1.89	15.5	17.4	56.0

注: 新西兰 Egmont 火山岩数据来源于 Price *et al.*, (1999); 阿根廷 Lullullaico- Corrida de Cori area 火山岩来源于 Richards and Villeneuve(2002)

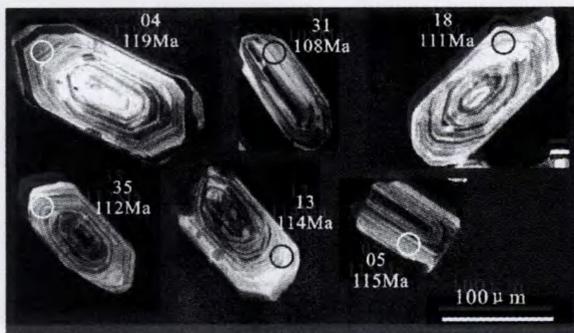


图3 则弄群样品 06ZN0204 锆石阴极发光图像
Fig. 3 CL images of analyzed zircons from sample 06ZN0204

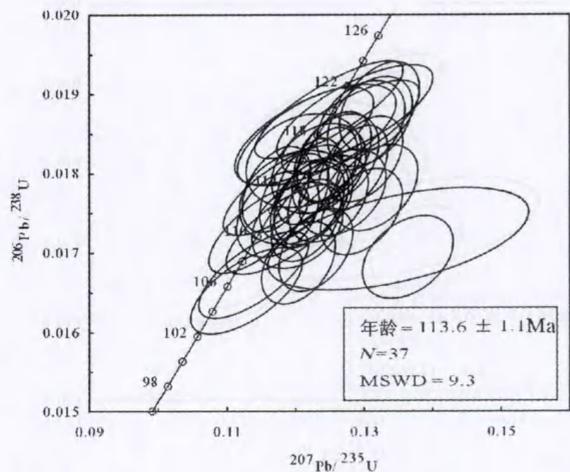


图4 则弄群样品 06ZN0204 锆石 U-Pb 一致图解
Fig. 4 U-Pb Concordia diagram for zircons separated from volcanic rock sample 06ZN0204 in Zenong Group

岩、安山岩和英安岩。我们根据样品中 SiO₂ 含量的不同将它们分为中基性(SiO₂ < 58%)和中酸性(SiO₂ > 58%)火山岩两个组。在硅钾图(图6)中,中基性岩以低钾和中钾钙碱性岩为主(除样品 06ZN-14),有着较低 K₂O/Na₂O(0.04 ~ 0.49)比值;中酸性岩则主要为高钾钙碱性岩,并具有较高的 K₂O/Na₂O(0.84 ~ 1.60);另外,中酸性岩有着较高的 A/CNK 比值(0.95 ~ 1.16,平均为 1.04),其中两个样品属于过铝质岩石。在主要元素的 Harker 图解(图7)中,随着 SiO₂ 含量的增加,Al₂O₃、CaO、MgO、TiO₂ 含量在减小,K₂O 的含量相对增加,而 Na₂O 的含量却无明显变化。

4.3 微量元素

研究区则弄群火山岩的球粒陨石标准化 REE 配分模式图表现为轻稀土富集型(图8),中酸性火山岩的轻稀土富集程度总体上大于中基性火山岩,中基性岩火山岩的 ΣREE 平均为 87 × 10⁻⁶(样品 06ZN-14 除外),中酸性火山岩的 ΣREE

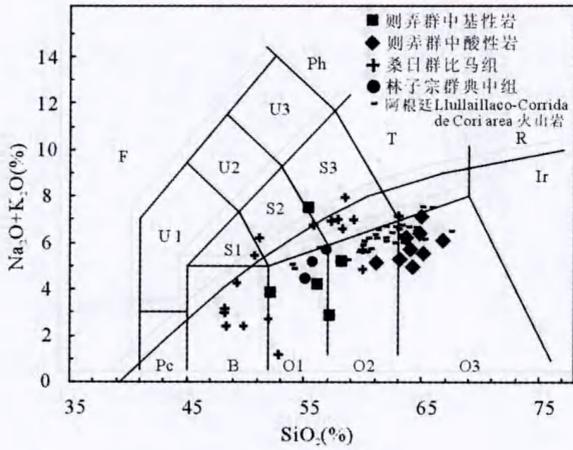


图5 则弄群火山岩 TAS 分类图解

桑日群比马组数据为作者未发表数据,林子宗群典中组火山岩数据来源于 Mo *et al.*, (2007), 阿根廷西北部 Cerro Lhullaillaco to Corrida de Cori 火山岩引用自 Richards and Villeneuve(2002)

Fig. 5 TAS diagram of Zenong volcanic rocks

The data of Bima group, Sangri formation are from author's unreported data, Dianzhong group, Linzizong formation are from Xuanxue Mo(2007), the volcanic rocks of Cerro Lhullaillaco to Corrida de Cori are from Richards and Villeneuve(2002)

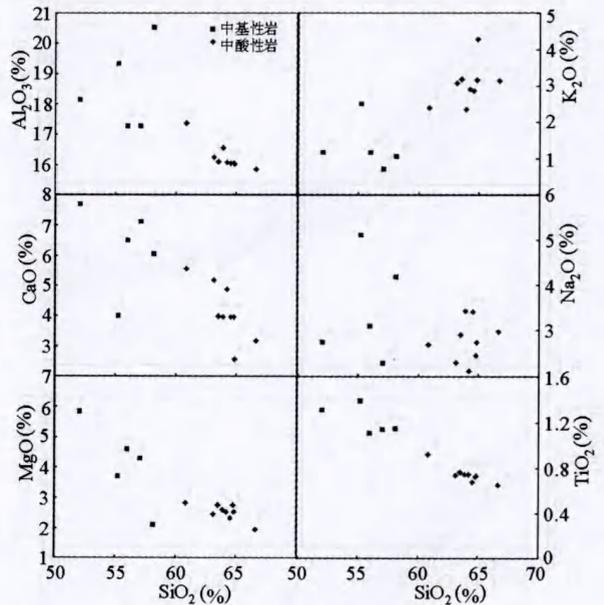


图7 则弄群火山岩的哈克图解

Fig. 7 Harker variation diagrams for the Zenong volcanic rocks

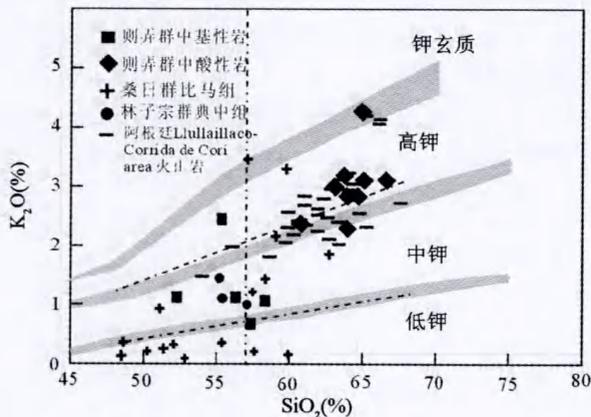


图6 则弄群火山岩的 SiO₂- K₂O 判别图解

数据来源同图5

Fig. 6 SiO₂ vs. K₂O of Zenong volcanic rocks

Data are from the same source as Fig. 5

含量略高,平均为 124×10^{-6} ,但它们的 MREE 与 HREE 的配分模式基本一致。值得注意的是:中基性火山岩的 Eu 表现出从无异常到轻微的正异常, Eu* 在 0.93 ~ 1.19 之间;而中酸性火山岩具有弱的 Eu 负异常, Eu* 在 0.76 ~ 0.81 之间,它们可能指示在岩浆演化过程中发生了少量的斜长石的结晶分离。

在微量元素蛛网图(图9)中,则弄群火山岩整体上富集 Rb、Ba、Th、U 等大离子亲石元素(LILE), Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFES)则表现明显的的负异常,具有明显的岛

弧火山岩特征。研究的则弄群样品具有类似的微量元素分布形式,暗示其可能有相同的来源,但相对于中基性火山岩而言,中酸性火山岩更加富集 LILE 和亏损 Ti;同时中基性火山岩中并无明显的 Sr 负异常,而中酸性火山岩中则具有明显的 Sr 负异常,这与中酸性火山岩具有弱的 Eu 负异常一致,它们可能与岩浆演化过程中钛铁矿物和斜长石的结晶分离有关。

5 讨论

5.1 构造背景及岩浆源区

本次研究采集的则弄群火山岩样品中并没有发现玄武岩,因此我们用偏基性的玄武安山岩样品来做构造环境判断,在 Th-Hf-Ta 判别图解(图10)上5个样品全部落入了钙碱性弧火山岩的区域;并且在 Rb-(Y+Nb)图(图11)上,中酸性样品也都落入了 VAG 区域,与桑日群比马组和叶巴组中酸性火山岩的投点非常接近(董彦辉等,2006;本工作未发表数据),表明则弄群火山岩形成于岛弧或活动大陆边缘环境。但是传统意义上的岛弧火山岩是以低钾、中钾钙碱性火山岩和安山岩为主,而在硅碱图和硅钾图中则弄群火山岩主体为高钾钙碱性的英安岩,这与拉萨地块南部的弧火山岩-桑日群比马组相比在岩石组合上有明显的差别,但与阿根廷西北部典型的大陆边缘火山岩—Cerro Lhullaillaco to Corrida de Cori 火山岩却有着很好的相似性(Richards,2002)(图5、图6);并且从主量元素的对比上也可以看到(表3),

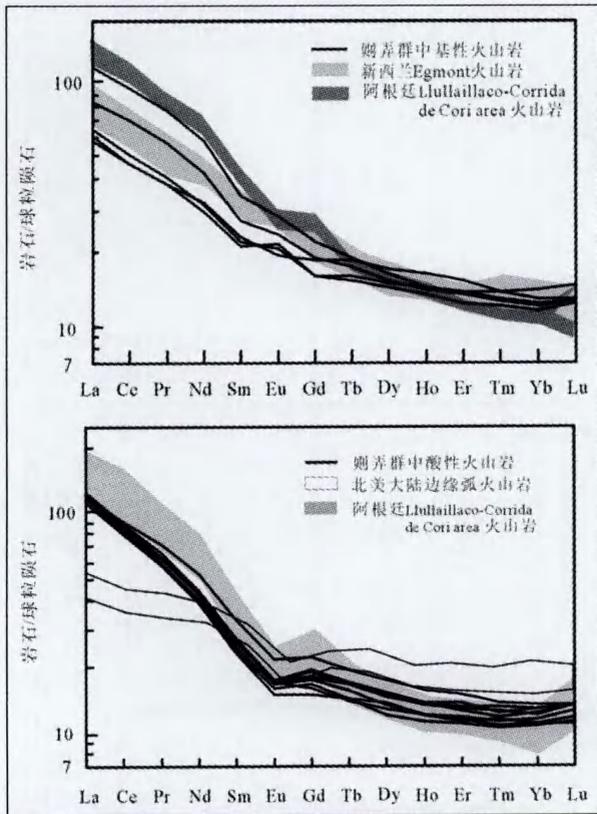


图8 则弄群火山岩球粒陨石标准化稀土配分图

林子宗火山岩数据来源于 Mo *et al.*, (2007); 新西兰 Egmont 火山岩数据来源于 Price *et al.*, (1999); 阿根廷 Lullailaco-Corrida de Cori area 火山岩来源于 Jeremy P. Richards and Villeneuve (2002); 北美大陆边缘火山岩来源于 Reagan (2003)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns for Zenong volcanic rocks

则弄群火山岩介于新西兰火山岩与中安第斯的火山岩之间(考虑到中安第斯火山岩在 SiO₂ 含量上偏低); 朱弟成 (2006) 认为在早白垩世由于班公湖-怒江洋南向俯冲可能导致了拉萨地块北缘地壳的加厚。以上特征表明则弄群火山岩很可能形成于成熟地壳背景下与洋壳俯冲有关的活动大陆边缘。

在微量元素蛛网图(图9)中, 则弄群的中基性火山岩与典型岛弧成因的新西兰 Egmont 火山岩和阿根廷西北部火山岩有着比较一致的分布特征, 显示出明显的弧火山岩特征; 并且从微量元素的对比上也可以看到(表4), 它们具有非常一致的 Y、Yb、La/Yb 和 Mg[#]; 同时新西兰 Egmont 火山岩有着较低 Nb/Ta 比值, 而则弄群中基性岩则有着相对较高的 Cr、Ni、Zr、Hf、Nb 和 Ta 含量, 以上特征表明则弄群中基性火山岩很可能来源于一个相对富集的地幔楔源区的部分熔融。但与阿根廷西北部的 Cerro Lullailaco to Corrida de Cori 火山岩相比则不论是 LILE 还是 HREE, 则弄群的中基性火山岩的含量明显偏低; La/Yb 可以指示地壳的厚度并反应岩浆来源

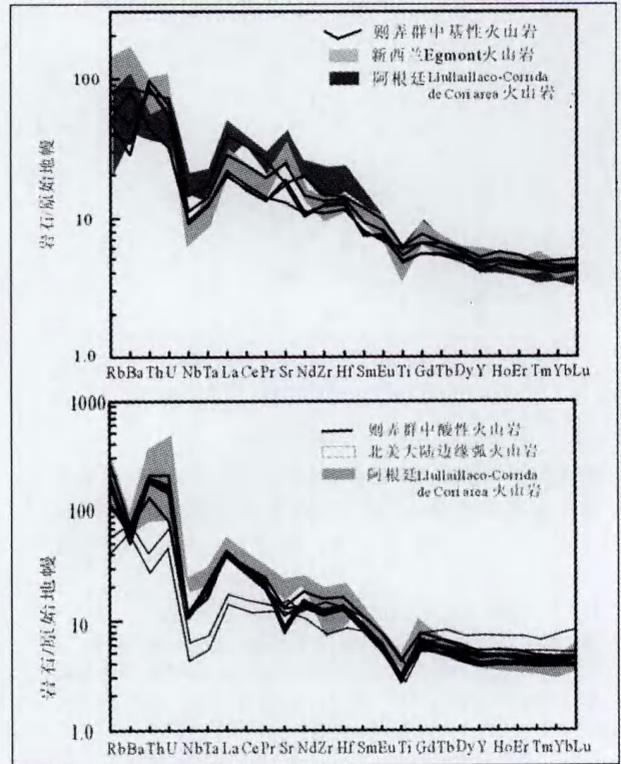


图9 则弄群火山岩原始地幔标准化微量元素蛛网图
数据来源与图8相同

Fig. 9 Primitive mantle-normalized spidergram for Zenong volcanic rocks

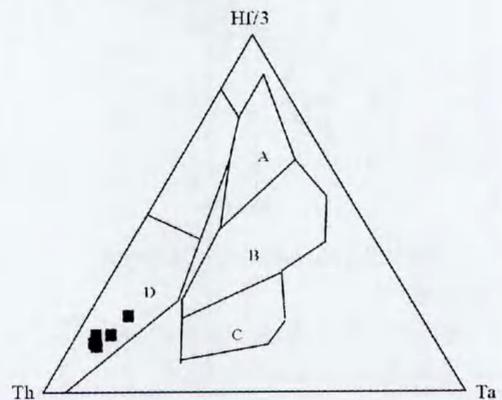


图10 则弄群中基性火山岩的 Th-Ta-Hf 判别图解

Fig. 10 Th-Ta-Hf diagram for mafic lavas of the Zenong volcanic rocks

的深度(Kay *et al.*, 1991), Cerro Lullailaco to Corrida de Cori 火山岩有着比其他三者更大的 La/Yb, 而则弄群中基性火山岩的 La/Yb 与新西兰 Egmont 火山岩较一致, 暗示二者可能具有类似的岩浆形成深度, 这也反应了在早白垩世拉萨地块北缘地壳的厚度远没有达到现在安第斯地区地壳的厚度。

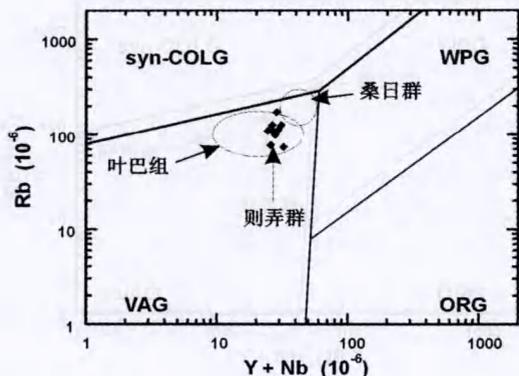


图 11 则弄群火中酸性岩的 Rb-(Y + Nb) 判别图解，叶巴组数据来自董彦辉等(2006)，桑日群数据来自作者未发表数据

Fig. 11 Rb vs. (Y + Nb) diagram for Zenong volcanic rocks, the datas of Yeba formation are from Dong *et al.*, (2006), the datas of Sangri formation are based on our unpublished data.

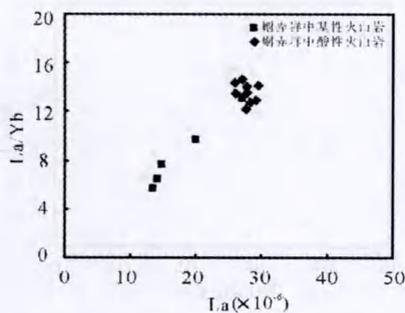


图 12 则弄群火山岩的 La-La/Yb 图解
Fig. 12 La vs La/Yb diagram for Zenong volcanic rocks

既然则弄群的中基性火山岩来源于比较成熟地壳下的地幔楔的部分熔融，那么则弄群中酸性火山岩会不会是地幔楔熔体在上升过程中引起上覆地壳熔融产生的呢？首先，地壳的部分熔融一般会生成大量的长英质岩石，但在申扎尼阿节地区则弄群中并没有发现流纹岩类，其主体是安山岩和英安岩；其次，下地壳部分熔融有关的岩浆产物 $Mg^\#$ 一般小于 40 (Atherton and Petford, 1993)，而则弄群中酸性岩的 $Mg^\#$ 明显偏高 (45.2 ~ 51.8, 平均为 48.1)。上述特征表明则弄群中酸性火山岩由下地壳部分熔融直接形成的可能性较小。

则弄群中基性岩和中酸性岩有着相似的 REE 配分曲线和微量元素分布特征 (图 8, 图 9)，同时有着一致的 MREE 和 HREE 含量 (中酸性岩 $16.74 \times 10^{-6} \sim 23.89 \times 10^{-6}$ ，平均为 18.39×10^{-6} ；中基性岩 $17.43 \times 10^{-6} \sim 22.13 \times 10^{-6}$ ，平均为 19.48×10^{-6})，暗示它们可能有着共同的源区；在 La-La/Yb 判别图 (图 12) 中，则弄群火山岩整体上表现出部分熔融的趋势，但相对于中基性火山岩 (样品 06ZN-14 除外)，中酸性火山岩投在了一个相对集中的区域，并且具有很高的 La (中

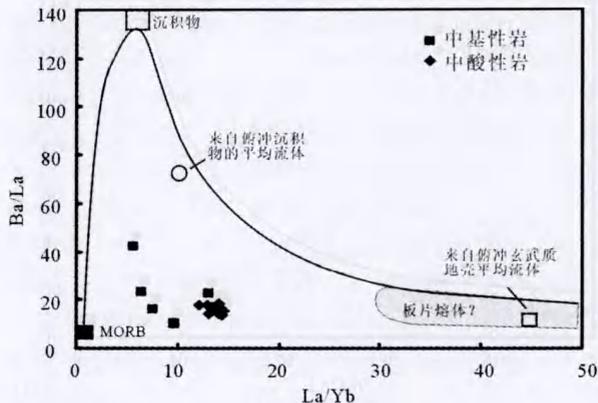


图 13 则弄群火山岩的 Ba/La-La/Yb 判别图解
其中沉积物和板片熔体成分据 Yogodzinske *et al.*, (1995)；消减沉积物流体平均成分据 Aizawa *et al.*, (1999)；消减玄武质地壳流体平均成分据 Kogiso *et al.*, (1997)；N-MORB 值据 Sun and McDonough (1989)

Fig. 13 Ba/La vs La/Yb diagram for Zenong volcanic rocks

基性平均为 17.96×10^{-6} ，中酸性平均为 27.56×10^{-6}) 及 La/Yb (中基性平均为 8.51，中酸性平均为 13.59)；另外则弄群火山岩具有相当高的 Th 含量 (中基性火山岩： $3.8 \times 10^{-6} \sim 8.3 \times 10^{-6}$ ，中酸性岩： $11.1 \times 10^{-6} \sim 17.8 \times 10^{-6}$)，一般认为 Th 含量的增高是因沉积物的加入或者是受到了中上地壳的混染 (Sun *et al.*, 2004；Takeshi and Tatsumi, 2006)，但从 Ba/La-La/Yb 图 (图 13) 上来看，则弄群火山岩样品多靠近亏损地幔而远离沉积物和板片熔体成分区，暗示它们与消减沉积物和俯冲板片组分的加入关系不大，因此很可能是受到了中上地壳物质的影响；同中基性岩相比，中酸性岩相对亏损 HFSE，更加富集 Rb、Ba、Th、U 等 LILE 以及 La、Ce、Pr、Nd 等 LREE，具有强烈的 LREE 和 HREE 分异特征，并且中酸性岩具有弱的 Sr 和 Eu 的负异常，表明岩浆过程中发生过斜长石的结晶分离。另外则弄群火山岩 MgO 的含量与相容性元素 Cr、Ni 的含量相对于地幔熔融岩浆来说明显较低，可能均为演化后的岩浆结晶形成。并且 SiO_2 与 MgO 、 Al_2O_3 、CaO 的相关关系也显示 (图 7) 它们发生了明显的橄榄石、单斜辉石和斜长石的分离结晶作用。

以上特征表明，则弄群的中基性岩和中酸性岩可能有着相同的岩浆源区，即很可能与来自消减沉积物和/或蚀变玄武质洋壳的含水流体引起上覆地幔楔物质的部分熔融有关，并在岩浆上升过程中经历了一定的分离结晶作用和浅部地壳物质的同化混染 (即 AFC 过程)。

5.2 成因演化模式

则弄群火山岩主要分布在狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带以南到隆格尔-措麦断裂带之间。狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带，被简称为 Slainajap 带 (潘桂棠等, 2006)。该带从上世纪 70 年代被发现以来，引起了国内

外很多地质学家的高度关注。肖序常和李廷栋(2000)认为该蛇绿岩带属班公湖-怒江缝合带的一个组成部分,是班公湖-怒江缝合带的一个分支。潘桂棠等(2006)认为 Slainajap 带是在弧间裂谷的基础上发展起来的一系列藕断丝连的小洋盆;王保弟等(2007)认为该带西段的拉果错蛇绿岩是在岛弧基底上裂离导致的弧间盆地构造环境中形成的,因此可以认为当时在则弄群以北存在有至少两个洋盆。班公湖-怒江带和狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带所代表的洋盆的俯冲都有可能导致则弄群火山岩的形成。

班公-怒江缝合带南缘代表性火山岩为去申拉组火山岩,虽然目前对于去申拉组火山岩的研究比较少,从已有的资料看,西段洞错一带去申拉火山岩的 K-Ar 年龄为 141 ~ 167Ma(郑有业等,2003);而在东段的班戈-且里错地区则获得了 126Ma 的 Rb-Sr 等时线年龄,它们被认为属于同造山期的产物(穆元皋和陈玉禄,2001)。邱瑞照等(2004)也认为去申拉组火山岩是与大洋俯冲/碰撞有关的火山岩组合,因此去申拉组火山岩更有可能是与班公-怒江缝合带有直接关系的弧火山岩。

则弄群火山岩距离班公湖-怒江带最远达 200km 余,而且在早白垩世后拉萨地块还有巨大的地壳缩短(Murphy *et al.*, 1997),新特提斯洋的俯冲、关闭以及欧亚大陆与印度大陆的碰撞都使地壳发生变形以及走滑缩短(Tapponnier *et al.*, 2001)。考虑到这些因素,则弄群火山岩形成时距离班公湖-怒江带的距离可能会超过 400km,如此远距离的俯冲一般需要俯冲角度相当平缓或者平板俯冲(flat subduction),而这种形式的俯冲一般不产生岩浆作用。即使产生岩浆活动,形成的火山岩也应该具有埃达克质的特点(Gutscher *et al.*, 2000),而则弄群火山岩显然不具备该特征。另外本次工作对北冈底斯带多尼组火山岩做了详细的研究,发现多尼组火山岩与则弄群火山岩几乎是同时形成的,但是两者在岩石组合以及成因上有很大的差别(作者另文发表),则弄群为典型的弧火山岩,而多尼组占主体的是与地壳熔融有关的酸性岩,如果认为两者都是班怒带俯冲消减的产物,在地理位置与时间上似乎很难解释。基于这些考虑,我们认为则弄群火山岩与班公湖-怒江带的俯冲消减关系不大。同样考虑到则弄群火山岩距离拉萨地块南缘的雅江带的现在的距离都超过 350km,因此也可能不是新特提斯雅江洋盆向北俯冲消减的产物。

狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带(Slainajap 带)分布于则弄群的北侧,它所代表的洋盆的俯冲是形成则弄群火山岩的另一可能原因。该带东段的嘉黎断裂带的凯蒙蛇绿岩的锆石 SHRIMP 年龄为 $218 \pm 4.6\text{Ma}$ (和钟铎等,2006),并认为其形成于不成熟的弧后盆地环境;中段的永珠蛇绿岩辉长岩岩墙的锆石 U-Pb 年龄为 $178 \pm 10\text{Ma}$ (1:25 万多巴区幅^①),纳木错蛇绿岩中辉长岩的 Rb-Sr 年龄为 166 ~ 173Ma(叶培盛等,2004,2005);杨日红(2003)认为该蛇绿岩的形成环境为弧后盆地;拉果错蛇绿岩中斜长花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $(166.6 \pm 2.5)\text{Ma}$ (张玉修等,2007),王

保弟等(2007)认为拉果错蛇绿岩形成于弧间盆地环境,该带最西段是狮泉河蛇绿岩带,其中的辉长闪长岩墙中锆石 SHRIMP U-Pb 测年得到 $163.35 \pm 0.35\text{Ma}$ (郑有业等,2006),史仁灯等(2007)在辉长岩中获得的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 $167.0 \pm 1.4\text{Ma}$ 。以上蛇绿岩年代学的研究清楚的表明,在晚三叠世到中侏罗,在班公湖-怒江带和新特提斯洋之间还存在着一个洋盆——Slainajap 洋盆(图 14)。

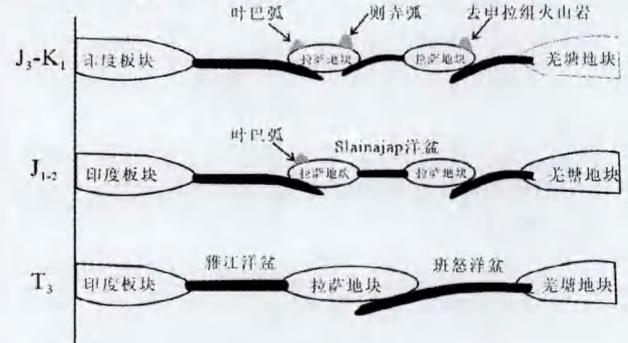


图 14 拉萨地块构造演化简图

Fig. 14 Simple tectonic evolution model of Lhasa block

综上所述,在早白垩世拉萨地块南部的新的特提斯洋大规模的俯冲形成冈底斯岩基以及桑日群火山岩(潘桂棠等,2006;朱弟成,2006),北部的班公湖-怒江洋盆的俯冲、关闭形成去申拉组火山岩以及拉萨地块北缘的花岗岩。另外 Murphy *et al.*, (1997)认为在早白垩世拉萨地块发生了 60% 的缩短,因此我们认为 Slainajap 带在早白垩世很可能处于挤压的构造环境之下,而 Slainajap 带以南出现的则弄群火山岩应该代表的是 Slainajap 带所代表的洋盆南向俯冲的事件(图 14)。

6 结论

(1) 则弄群火山岩在申扎一带主要由玄武安山岩、安山岩以及英安岩所组成,形成于 $113.6 \pm 1.1\text{Ma}$ 左右。

(2) 则弄群火山岩具有活动大陆边缘火山岩的地球化学特征,岩石成因、区域地质背景和年代学的研究表明,狮泉河-永珠-纳木错-嘉黎蛇绿混杂岩带(Slainajap 带)所代表的古洋岩石圈的南向俯冲消减是则弄群火山岩形成的最好解释,具体到本次研究的则弄群东段申扎尼阿节地区的火山岩则可能是永珠-纳木错洋盆在早白垩世的南向俯冲消减直接形成的。

致谢 在锆石挑选过程中得到了李卫老师的大力帮助;在 LA-ICPMS 分析过程中,得到了刘勇胜教授、胡兆初老师、研究生宗克清、高长贵和徐娟的大力帮助,在此一并深表谢意。

① 中华人民共和国区域地质调查报告,比例尺: 1:250000,多巴区幅

References

- Aizawa Y, Tatsumi Y and Yamada H. 1999. Element transport by dehydration of subducted sediments; Implication for arc and ocean island magmatism. *Island Arc*, 8: 38 - 46
- Anderson T. 2002. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chem. Geol.*, 192: 59 - 79
- Atherton MP and Petford N. 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144 - 146
- Cole JW, Brown SJA, Burt RM, Beresford SW and Wilson CJN. 1998. Lithic types in ignimbrites as a guide to the evolution of a Caldera complex, Taupo volcanic center, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 80: 217 - 237
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 281 - 302
- Ding L and Lai QZ. 2003. New geological evidence of crustal thickening in the Gangdese block prior to the Indo-Asian collision, *Chinese Science Bulletin*, 48(15): 1604 - 1610
- Ding L, Kapp P, Yin A, Deng WM and Zhong DL. 2003. Early Tertiary volcanism in the Qiangtang terrane of central Tibet; evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44: 1833 - 1865
- Dong YH, Xu JF, Zeng QG *et al.* 2006. Is there a Neo-Tethys' subduction record earlier than arc volcanic rocks in the Sangri Group? *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 661 - 668 (in Chinese with English abstract)
- Gamble JA, Smith IEM, Graham IJ, Kokelaar BP, Cole JW, Houghton BF and Wilson CJN. 1990. The petrology, phase relations and tectonic setting of basalts from the Taupo volcanic zone, New Zealand and the Kermadec island arc-haver trough, SW Pacific. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43: 253 - 270
- Gao S, Liu XM, Yuan HL, Hattendorf B, Günther D, Chen L, Hu SH. 2002. Determination of forty two major and trace elements in USGS and NIST SRM glasses by laser-ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostand. Newsl.* 26: 181 - 195
- Graham IJ, Hacett WR. 1987. Petrology of calc-alkaline lavas from Ruapehu volcano and related vents, Taupo volcanic zone, New Zealand. *J. Petrol.*, 28: 531 - 567
- Gutscher MA, Maury R and Eissen JP. 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6): 535 - 538
- Hanyu T and Tatsumi Y. 2006. Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr; Constraints from geochemistry. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 8(7): 1 - 29
- He ZH, Yang DM and Wang TW. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb age and petrochemical and geochemical features of Mesozoic muscovite monzonitic granite at Ningzhong, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 653 - 660 (in Chinese with English abstract)
- He ZH, Yang DM, Zheng CQ *et al.* 2005. Geochemistry of the Indosinian granitoids in the Mamba area Gangdise belt, Tibet and its tectonic significance. *Geological Bulletin of China*, 24: 354 - 359 (in Chinese with English abstract)
- Hsü KJ, Pan GT and Sengör AMC. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau; A working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geology Review*, 37: 473 - 508
- Kapp P, Murphy MA, Yin A, Harrison TM, Ding L and Guo JR. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet. *Tectonics*, 22(4): 1029, doi: 10.1029/2001TC001332
- Kay SM, Mpodozis C, Ramos VA, Munizaga F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33° S). In: Harmon RS, Rapela CW (eds.). *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 265, 113 - 137
- Kogiso T, Tatsumi Y and Nakano S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subduction oceanic crust; 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 193 - 205
- Leonard GS, Cole JW, Nairn IA and Self S. 2002. Basalt triggering of the C. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera volcanic complex, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 115: 461 - 486
- Li C, Wang TW, Li HM *et al.* 2003. Discovery of Indosinian megaporphyritic granodiorite in the Gangdise area; evidence for the existence of Paleo-Gangdise. *Geological Bulletin of China*, 22: 364 - 366 (in Chinese with English abstract)
- Lindsay JM, Worthington TJ, Smith IEM and Black PM. 1999. Geology, petrology and petrogenesis of Little Barrier island, Hauraki gulf, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, 42: 155 - 168
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, (6): 552 - 558 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 1991. ISOPLLOT: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. U. S. Geological Survey Open-file Report, 39
- Mo XX, Dong GC, Zhao ZD *et al.* 2005. Spatial and Temporal Distribution and Characteristics of Granitoids in the Gangdese, Tibet and Implication for Crustal Growth and Evolution. *Geological Journal of China Universities*, 11(3): 281 - 290 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Hou ZQ and Niu YL. 2007. Mantle contributions to crustal thickening during continental collision; Evidence from Cenozoic igneous rocks in southern Tibet. *Lithos*, 96(1-2): 225 - 242
- Mu YG and Chen YL. 2001. Dating and its significance of the early Cretaceous volcanic rocks in the middle Bangong Co-Nujiang plate junction. *Geology of Tibet*, 1: 1 - 7 (in Chinese with English abstract)
- Murphy MA, Yin An, Harrison TM *et al.* 1997. Did the Indo-Asian collision alone create the Tibetan plateau? *Geology*, (8): 719 - 722
- Nairn IA, Shane PR, Cole JW, Leonard GS, Self S and Pearson NJ. 2004. Rhyolite magma processes of the ~ 1315 Kaharoa eruption episode, Tarawera volcano, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 131: 265 - 294
- Pan GT, Chen ZL, Li XZ *et al.* 1997. Geological-Tectonic Evolution in the Eastern Tethys. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 218 (in Chinese with English abstract)
- Pan GT, Mo XX, Hou ZQ *et al.* 2006. Spatial-temporal framework of the Gangdese Orogenic Belt and its evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 521 - 533 (in Chinese with English abstract)
- Pan GT, Wang LQ, Zhu DC. 2004. Thoughts on some important scientific problems in regional geological survey of the Qinghai-Tibet Plateau. *Geological Bulletin of China*, 23: 12 - 19 (in Chinese with English abstract)
- Pearce JA and Mei H. 1988. Volcanic rocks of the 1985 Tibet Geotraverse Lhasa to Golmud. *Phi. Trans. Roy. Soc. Lond.*, A327: 203 - 213
- Price RC, Stewart RB, Woodhead JD and Smith IEM. 1999. Petrogenesis of High-K arc magmas; Evidence from Egmont volcano, North island, New Zealand. *J. Petrol.*, 40: 167 - 197
- Qiu RZ, Zhou S, Deng JF *et al.* 2004. Dating of gabbro in the Shemalagou ophiolite in the western segment of the Bangong Co-Nujiang ophiolite belt, Tibet - with a discussion of the age of the Bangong Co-Nujiang ophiolite belt. *Geology in China*, 31(3): 262 - 268 (in Chinese with English abstract)
- Reagan MK, Sims KWW, Erich J *et al.* 2003. Time-scales of Differentiation from Mafic Parents to Rhyolite in North American Continental Arcs. *J. Petrology*, 44: 1703 - 1726
- Richards JP, Villeneuve M. 2002. Characteristics of late cenozoic volcanism along the Archibarca lineament from Cerro lluaillaco to Corrida de Cori, Northwest Argentina. *J. Volcanol. Geotherm.*

- Res., 116: 161 - 200
- Shi RD. 2007. Age of Bangong Lake SSZ ophiolite constrains the time of the Bangong Lake - Nuijiang Neo-Tethys. Chinese Science Bulletin, 52(7): 936 - 941
- Sun SS and McDough WF. 1989. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD (eds). Magmatism in Ocean Basins. Geological Society Publication, 42: 313 - 345
- Sun WD, Victoria C. Bennetta, Vadim S. Kamenetsky. 2004. The mechanism of Re enrichment in arc magmas: evidence from Lau Basin basaltic glasses and primitive melt inclusions. Earth and Planetary Science Letters, 222: 101 - 114
- Tapponnier P, Xu ZQ, Roger F *et al.* 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau. Science, 23: 1671 - 1677
- Torney DR, Frey FA, Lopez-escobar L. 1995. geochemistry of the active Azufre-Planchon-Peteroa volcanic complex, Chile (35° 15' S): evidence for multiple sources and processes in a cordilleran arc magmatic system. Journal of Petrology, 36: 265 - 298
- Wang BD, Xu JF, Zeng QG *et al.* 2007. Geochemistry and genesis of Lhaguo Tso ophiolite in south of Gerze area, Center Tibet. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1521 - 1530 (in Chinese with English abstract)
- Wang XL, Zhou J, Qiu JS, Zhang WL, Liu XM, Zhang GL. 2006. LA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of the Neoproterozoic igneous rocks from Northern Guangxi, South China: implications for tectonic evolution. Precambrian Res., 145: 111 - 130.
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. Chinese Science Bulletin, (15): 1554 - 1569
- Xiao XC, Li TD. 2000. The Tectonic Evolution an Uplift Mechanism of the Qinghai-Tibet Plateau. Guangzhou: Guangdong Science and Technology Press, 37 - 190 (in Chinese with English abstract)
- Yang RH, Li C, Chi XG *et al.* 2003. The primary study of geochemical characteristics and tectonic setting of ophiolite in Yongzhu. Namuhu. Tibet. Geoscience, 17(1): 14 - 19 (in Chinese with English abstract)
- Yao P, Li JG, Wang QH *et al.* 2006. Discovery and geological significance of the adakite in Gangdise island arc belt, Xizang (Tibet). Acta Petrologica Sinica, 22(3): 612 - 620 (in Chinese with English abstract)
- Ye PS, Wu ZH, Hu DG *et al.* 2004. Geochemistry and tectonic setting of ophiolites in west of namco lake, Tibet. Geoscience, 18(2): 237 - 243 (in Chinese with English abstract)
- Ye PS, Wu ZH, Hu DG *et al.* 2005. Geochemical Characteristics of Ophiolites in Yongzhu - Guomangcuo, Tibet and Its Tectonic Significance. Geoscience, 19(4): 508 - 514 (in Chinese with English abstract)
- Yogodzinski GM, Kay RW, Volynets ON, Koloskov AV and Kay SM. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region: Implication for slab melting and processes in the mantle wedge. Geological Society of America Bulletin, 107: 505 - 519
- Yuan HL, Gao S, Liu XM, Liu HM, Günther D, Wu FY. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser-ablation inductively coupled plasma-mass spectrometry. Geostandards Geochem. Res., 28(3): 353 - 370
- Zhai QG, Li C, Wang TW *et al.* 2005. U-Pb zircon age of leucogranite in the central Gangdise, Tibet, and its geological significance. Geological Bulletin of China, 24: 349 - 353 (in Chinese with English abstract)
- Zhang YX, Zhang KJ, Li B *et al.* 2007. Zircon SHRIMP U-Pb geochronology and petrogenesis of the plagiogranites from the Lagkor Lake ophiolite, Gerze, Tibet, China. Chinese Science Bulletin, 52(5): 651 - 659
- Zheng YY, Xu RK, Ma GT *et al.* 2006. Ages of generation and subduction of Shiquan river ophiolite: Restriction from SHRIMP zircon dating. Acta Petrologica Sinica, 22(4): 895 - 904
- Zhu DC, Pan GT, Mo XX *et al.* 2006. Late Jurassic-Early Cretaceous geodynamic setting in middle-northern Gangdise: New insights from volcanic rocks. Acta Petrologica Sinica, 22(3): 534 - 546 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

- 董彦辉, 许继峰, 曾庆高等. 2006. 存在比桑日群弧火山岩更早的新特提斯洋俯冲记录么? 岩石学报, 22(3): 661 - 668
- 和钟铨, 杨德明, 王天武. 2006. 西藏嘉黎断裂带凯蒙蛇绿岩的年代学、地球化学特征及大地构造意义. 岩石学报, 22(3): 653 - 660
- 和钟铨, 杨德明, 郑常青, 黄映聪. 2005. 西藏冈底斯带门巴地区印支期花岗岩地球化学特及其构造意义. 地质通报, 24: 354 - 359
- 李才, 王天武, 李惠民, 曾庆高. 2003. 冈底斯地区发现印支期巨斑花岗岩闪长岩——古冈底斯造山的存在证据. 地质通报, 22: 364 - 366
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. 地球化学, (6): 552 - 558
- 莫宣学, 董国臣, 赵志丹等. 2005. 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. 高校地质学报, 11(3): 281 - 290
- 穆元皋, 陈玉禄. 2001. 班公错-怒江结合带中段早白垩世火山岩的时代确定及意义. 西藏地质, 1: 1 - 7
- 潘桂棠, 陈智梁, 李兴振等. 1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京: 地质出版社, 1 - 218
- 潘桂棠, 莫宣学, 侯增乾等. 2006. 冈底斯造山带的时空结构及演化. 岩石学报, 22(3): 521 - 533
- 潘桂棠, 王立全, 朱弟成. 2004. 青藏高原区域地质调查中几个重大科学问题的思考. 地质通报, 23: 12 - 19
- 丘瑞照, 周肃, 邓晋福等. 2004. 西藏班公湖-怒江西段舍马拉沟蛇绿岩中辉长岩年龄测定. 中国地质, 31(3): 262 - 268
- 王保弟, 许继峰, 曾庆高等. 2007. 西藏改则地区拉果错蛇绿岩地球化学特征及成因. 岩石学报, 23(6): 1521 - 1530
- 肖序常, 李廷栋. 2000. 青藏高原的构造演化与隆升机制. 广州: 广东科技出版社, 37 - 190
- 杨日红, 李才, 迟效国等. 2003. 西藏永珠-纳木湖蛇绿岩地球化学特征及其构造环境初探. 现代地质, 17(1): 14 - 19
- 姚鹏, 李金高, 王全海等. 2006. 西藏冈底斯南缘火山-岩浆弧带中桑日群 adakite 的发现及其意义. 岩石学报, 22(3): 612 - 620
- 叶培盛, 吴珍汉, 胡道功等. 2005. 西藏永珠-果芒错蛇绿岩的地球化学特征及其构造意义. 现代地质, 19(4): 508 - 514
- 叶培盛, 吴珍汉, 胡道功等. 2004. 西藏纳木错西岸蛇绿岩的地球化学特征及其形成环境. 现代地质, 18(2): 237 - 243
- 翟庆国, 李才, 李惠民, 王天武. 2005. 西藏冈底斯中部淡色花岗岩锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质通报, 24: 349 - 353
- 郑有业, 许荣科, 马国桃等. 2006. 锆石 SHRIMP 测年对狮泉河蛇绿岩形成和俯冲的时间约束. 岩石学报, 22(4): 895 - 904
- 郑有业, 许荣科, 赵甲平等. 2003. 藏北东巧蛇绿混杂岩带北侧杂苍见岛弧的厘定及地质意义. 青藏高原及邻区地质与资源环境学术讨论会论文摘要汇编
- 朱弟成, 潘桂棠, 莫宣学等. 2006. 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. 岩石学报, 22(3): 534 - 546