

青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd 同位素证据*

莫宣学^{1,2} 赵志丹^{1,2} Don J DEPAOLO³ 周肃^{1,4} 董国臣^{1,2}
MO XuanXue^{1,2}, ZHAO ZhiDan^{1,2}, Don J DEPAOLO³ ZHOU Su^{1,4} and DONG GuoChen^{1,2}

1. 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 北京 100083
 2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083
 3. 伯克利加利福尼亚大学, 伯克利, CA 94720, 美国
 4. 中国地质大学地学实验中心, 北京 100083
1. State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
2. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
3. University of California, Berkeley, Berkeley, CA 94720, USA
4. Geological Analysis Center, China University of Geosciences, Beijing 100083, China
- 2005-12-01 收稿, 2006-3-20 改回.

Mo XX, Zhao ZD, DePaolo DJ, Zhou S and Dong GC. 2006. Three types of collisional and post-collisional magmatism in the Lhasa block, Tibet and implications for India intra-continental subduction and mineralization: evidence from Sr-Nd isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 795–803

Abstract The Lhasa block of Tibetan Plateau is one of the most important regions in revealing the collision between India and Asia. The entire processes of collision, from the Tethyan oceanic plate subduction to the subduction of Indian continental slab, were all recorded in the collisional and postcollisional igneous rocks in the Lhasa block. In this paper, three types of collisional and postcollisional igneous rocks in Lhasa block were discussed, following the identification of three main geochemical reservoirs in the lithosphere beneath the Tibetan plateau by viewing the updated Sr-Nd isotopic dataset. Three diverse geochemical reservoirs could be identified by their Sr-Nd isotope features: (1) the North Tibetan Plateau Geochemical Province (NTPGP, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707101 \sim 0.710536$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -2 \sim -9$, $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.3\text{Ga}$), which has a stable, homogeneous reservoir since $\sim 42\text{Ma}$, with a narrow range of isotopic ratios, as revealed by the widely spreading potassic rocks in Qiangtang, Hoh Xil, and West Kunlun belts; (2) the Neo-Tethyan mantle reservoir represented by the remnant oceanic lithosphere preserved in the Yarlung Zangpo ophiolite, with a range of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.703000 to 0.706205, and a range of ε_{Nd} from +7.8 to +10; (3) Himalayan continental crust component revealed by the basement and granitoids from Tethyan-, Higher and Lesser Himalayas, having the highest Sr and lowest Nd isotopic ratios among the three reservoirs mentioned above, and relatively older Nd model ages ($\varepsilon_{\text{Nd}} = -12 \sim -25$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.733110 \sim 0.760000$, $t_{\text{DM}} = 1.9 \sim 2.9\text{Ga}$). Based on the proportion and interaction among the above-mentioned three geochemical components (reservoirs), three geochemical types of collisional and postcollisional magmatism can be recognized, each of which bears special implications for the deep processes and evolution of the Lhasa block. The first type is Lhasa block inherent type showing similar Sr-Nd composition and strong affinity to NTPGP, namely, the Lhasa block should belong to NTPGP. The second is Tethyan oceanic crust affinity type of igneous rocks (including the I-type Gangdese granitoid batholiths, Linzizong volcanics, adakitic ore-bearing porphyries, etc.), which is related to the subduction and recycling of the Tethyan oceanic crust, and relevant Cu-Mo-Au mineralization. The third one is the so-called Himalayan type represented by the ultrapotassic volcanics in western Lhasa block, which exhibit a mixture trend between the two components of NTPGP and Himalayan continental crust. Therefore, the Sr-Nd data of ultrapotassic rocks will be an important evidence for the subduction of Indian continental slab beneath southern Tibet, in consistent with some geophysical models.

Key words Geochemical component, Collisional-postcollisional magmatism, Sr-Nd isotopes, Lhasa block, Tibet

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: 2002CB412603)、国家自然科学基金(40473020, 40234052, 40103003, 40503005, 40572048)、国土资源部青藏专项计划(200101020401)、中科院广州地化所同位素开放实验室基金、中国地调局综合研究项目和中国国家留学基金资助。

第一作者简介: 莫宣学, 男, 1938 年出生, 教授, 博士生导师, 岩石学专业, E-mail: moxx@cugb.edu.cn

摘要 青藏高原拉萨地块是揭示印度与亚洲大陆碰撞的最重要的地区之一,其中广泛发育的碰撞—后碰撞岩浆作用记录了这一地区从特提斯洋俯冲消减到印度大陆陆内俯冲的全过程。本文基于对最新的 Sr-Nd 同位素资料的分析,从高原岩石圈的三种主要地球化学端元入手,分析了拉萨地块碰撞—后碰撞岩浆作用的类型及其在大陆俯冲与成矿作用方面的意义。青藏高原岩石圈可以分为三种主要的地球化学端元,一是青藏高原北部地球化学省(包括羌塘、可可西里和西昆仑)代表的青藏高原原始岩石圈地幔地球化学端元,42Ma 以来在高原北部广泛分布的钾质岩浆岩的 Nd-Sr 同位素成分比较均一和稳定,同位素比值的范围较窄, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707101 \sim 0.710536$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -2 \sim -9$, $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.3\text{Ga}$;二是雅鲁藏布江蛇绿岩代表的新特提斯洋地幔端元, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703000 \sim 0.706205$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = +7.8 \sim +10$,呈印度洋型 MORB 特征,属于印度洋型地幔域;三是喜马拉雅地壳基底和花岗岩类显示的喜马拉雅地壳地球化学端元, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -12 \sim -25$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.733110 \sim 0.760000$,具相对古老的 Nd 模式年龄, $t_{\text{DM}} = 1.9 \sim 2.9\text{Ga}$ 。拉萨地块碰撞—后碰撞岩浆作用可以划分出三种地球化学类型,即拉萨地块原形、亲特提斯洋型和亲喜马拉雅型。这三种岩浆作用类型受控于上述三种地球化学端元在其源区的比例及相互作用。其中,拉萨地块原形与青藏高原北部地球化学省特征一致,亲特提斯洋型代表了与新特提斯洋俯冲消减及其后的再循环有关的岩浆作用,亲喜马拉雅型岩浆岩的 Sr-Nd 同位素特征则可能指示了喜马拉雅大陆地壳端元的参与。超钾质火山岩是揭示印度大陆岩石圈向北俯冲的重要证据,印度大陆岩石圈俯冲作用可能同时控制了超钾质岩石和盐类矿床的产出,古老地壳物质作为源区参与了超钾质岩石和盐类矿床的成岩与成矿作用。拉萨地块中部地区的含矿斑岩属于亲特提斯洋型岩浆作用,因此具亲特提斯洋型特征的火山岩、浅成斑岩和深成侵入岩,是进一步寻找铜、钨、金矿床的重要目标。

关键词 地球化学端元;碰撞;后碰撞;岩浆作用;Sr-Nd 同位素;拉萨地块;西藏

中图分类号 P542.4; P588.115; P597.3

青藏高原是由多块体多期次拼合而成(Tapponnier *et al.*, 2001)的。最南部的雅鲁藏布缝合带被认为是印度-亚洲大陆碰撞的主碰撞带。以印度与亚洲大陆的初始碰撞时间~65Ma(莫宣学等, 2003; Zhou *et al.*, 2004; Ding *et al.*, 2005)作为时间分割点,之前属于碰撞前新特提斯洋的俯冲消减过程,之后则是印度与亚洲大陆之间的对接、碰撞及后碰撞过程。这一大陆动力学演化过程,导致了不同块体之间的相互作用,其中包括物质成分的混合作用,它可以通过岩浆作用的元素和同位素地球化学特征表现出来。拉萨地块是印度与亚洲大陆碰撞的前沿地区,本文从岩石的 Sr-Nd 同位素特征,在确立出青藏高原三种主要地球化学端元的基础上,从拉萨地块不同岩浆作用中鉴别出了上述三种地球化学端元之间的混合作用,进而探讨其与印度大陆岩石圈的俯冲作用与冈底斯带成矿作用的关系。

1 拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用

印度与亚洲大陆碰撞过程被认为包括一个较宽的时间间隔(Yin and Harrison, 2000; Flower *et al.*, 2001; Mo *et al.*, 2006),根据最近对拉萨地块林周盆地林子宗火山岩岩浆作用性质及时代的研究结果(董国臣, 2002; 莫宣学等, 2003; Zhou *et al.*, 2004),认为在缝合带中部地区的起始碰撞时间为~65Ma,自45~40Ma起则转入后碰撞阶段。在拉萨地块,碰撞-后碰撞岩浆作用主要包括以下几个部分:

1) 林子宗火山岩。林子宗火山岩带分布在冈底斯带南部东起林周盆地、西到阿里地区的广阔范围内,空间上与冈底斯花岗岩基伴生,大致平行于雅鲁藏布江缝合带呈东西向分布。对林周盆地林子宗群的详细研究表明,该套火山岩不整合覆盖于强烈变形的上白垩统设兴组之上,其时代为65~44Ma。

其底部年龄~65Ma被认为代表了印度与亚洲大陆初始碰撞时限(董国臣, 2002; 莫宣学等 2003; Zhou *et al.*, 2004)。

2) 冈底斯岩基。分布于雅鲁藏布江缝合带以北,东西绵延近2000km,其性质属于I型花岗岩,对曲水岩体花岗闪长岩及其中镁铁质暗色微粒包体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 精确定年表明其时代为47~53Ma(Mo *et al.*, 2005; Dong *et al.*, 2005)。从系统的同位素地球化学特征看,冈底斯岩基与林子宗火山岩性质相同,均可能是已俯冲的新特提斯洋壳部分熔融的产物。

3) 碰撞后钾质-超钾质岩石。在拉萨地块西起狮泉河地区,东到拉萨羊八井地区均有出露。对拉萨地块钾质-超钾质岩带的发现和高质量地球化学数据的积累始于1999年。在西部的雄巴、邦巴、狮泉河地区(Miller *et al.*, 1999; Turner *et al.*, 1996; Williams *et al.*, 2004)、乌郁盆地和羊应地热田(Zhao *et al.*, 2001; 李家振等, 1992; Nomade *et al.*, 2004)、打加错和Pabbai Zong地区(Williams *et al.*, 2001)、措勤扎布耶茶卡东岸布嘎寺、则布加布扎和德拉地区(马润则等, 2002; 陈建林等, 2006)、当惹雍错-许如错南北向裂谷中(廖思平等, 2002; Ding *et al.*, 2003; 赵志丹等, 2006),都发现了典型的超钾质和钾质岩石。赵志丹等(2006)综合分析表明,钾质-超钾质岩石的主体形成时代为8~25Ma。

4) 与斑岩矿床有关的埃达克岩。拉萨地块含矿(铜钨)斑岩是青藏高原最早发现的埃达克岩。这类埃达克岩分布在南冈底斯岩基以北、拉萨地块中部谢通门—尼木—驱龙—墨竹工卡一带,含矿岩系为埃达克质的钾质二长花岗斑岩,侵位于12~18Ma,成矿年龄集中于14~16Ma,岩石的时代同与之有成因联系的Cu等金属矿床的成矿时代一致(侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 2003; Gao *et al.*, 2003; 曲晓明等, 2003; Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004)。埃达克岩作为

冈底斯带的重要岩石类型,揭示了俯冲板片或加厚陆壳下部 (Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004) 的部分熔融作用与成矿作用。最近在青藏高原北部的可可西里也发现了埃达克岩 (Wang *et al.*, 2005)。

2 青藏高原岩石圈的三种主要地球化学端元

应用我们自己的测试数据并结合已有研究结果,进行了

青藏高原及其邻区的同位素地球化学分区,发现高原北部 (包括羌塘地块、可可西里、昆仑带)、拉萨地块和喜马拉雅造山带在 Sr、Nd 同位素方面具有明显的块体差异,揭示出高原岩石圈的地球化学不均一性,反映了不同块体之间演化过程的差异 (图 1)。拉萨地块岩石圈与藏北岩石圈特征相似,但是由于其先后受到了特提斯洋板块俯冲、印度-亚洲大陆碰撞和印度大陆岩石圈的俯冲作用,经历了更为复杂的壳幔相互作用过程,产生了更为多样的岩浆作用类型。

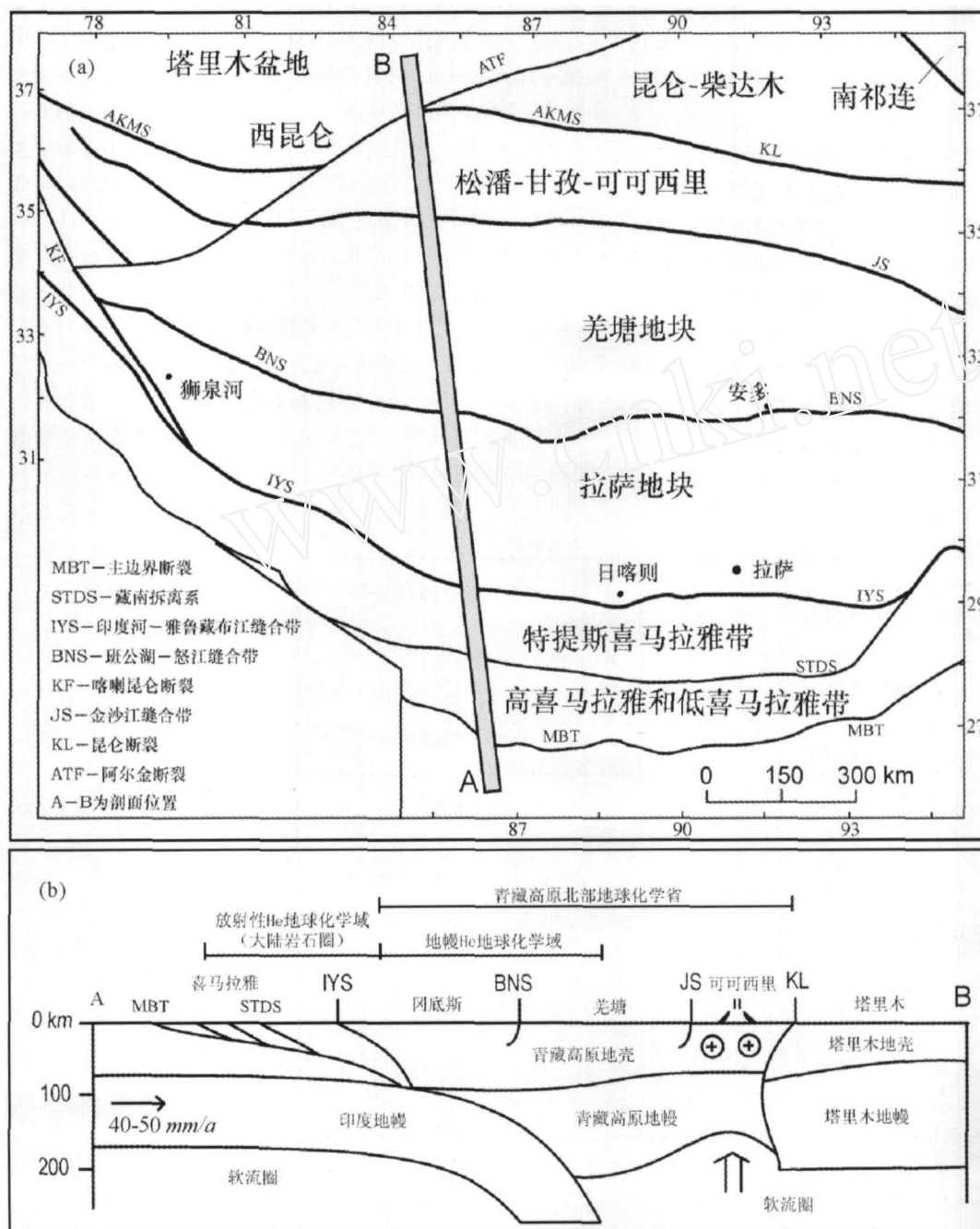


图 1 青藏高原构造分区简图 (a) 和南北向剖面岩石圈结构示意图 (b)。

(根据 Jin *et al.*, 1996; Owens and Zandt, 1997; 孔祥儒等, 1996; Kosarev *et al.*, 1999; Hoke *et al.*, 2000; 赵志丹等, 2003)

Fig. 1 Tectonic map of the Tibetan plateau (a) and a north-south cross-section (b) showing the lithospheric structure with geochemical features across all the tectonic units

2.1 高原北部地球化学省: 原始岩石圈地幔地球化学端元

青藏高原北部地球化学省 (Northern Tibetan Plateau Geochemical Province, 简称 NTPGP): 在构造上包括羌塘地块、松潘-甘孜-可可西里、西昆仑, 简称为藏北地球化学省。该地球化学省的碰撞后岩浆作用从约 60Ma 以前开始, 直到年龄 < 1Ma 的火山作用都存在 (邓万明, 1998)。从 Nd-Sr 同位素特征看 (图 2), 中基性岩浆作用可以分为两种主要类型, 第一种是钠质岩浆作用, 分布范围很小, 主要包括拉嘎拉橄榄玄武岩 (59.2 ± 2.1 Ma, Ding *et al.*, 2003)、邦达错与通天河地区的碱性玄武岩 (60 ~ 44 Ma, 邓万明, 1998), 其特征为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704634 \sim 0.706296$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -3.9 \sim +0.7$, Nd 亏损地幔模式年龄为 $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.2$ Ga。第二种类型是在藏北各个构造单元分布最为广泛的钾质岩浆作用, 包括钾质和超钾质岩石以及最近识别出来的埃达克质岩石 (Wang *et al.*, 2005)。以年龄从老到新的顺序, 选取代表性地区和岩石类型进行系统分析 (表 1, 图 2, 3 及其中的文献), 可以发现, 从北羌塘祖而肯乌拉山高钾钙碱性岩石 (39 ~ 42 Ma) 到羌塘鱼鳞山超钾质岩石 (18 ~ 30 Ma)、可可西里五雪峰与红水河埃达克质粗面岩 (16 ~ 19 Ma), 再到时代最新的西昆仑普鲁、阿什库勒钾质岩石 (0.1 ~ 2 Ma), 其 Nd-Sr 同位素成分比较均一, 同位素比值的分布范围

较窄, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707101 \sim 0.710536$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -2 \sim -9$, $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.3$ Ga。尽管关于藏北地区的岩石成因存在多种解释, 但是藏北地球化学省的同位素特征是十分显著的。元素地球化学资料表明, 岩浆源区强烈富集轻稀土元素 (La 可以达到球粒陨石的 1000 倍) 及不相容元素 Rb, Ba, Th 和 U, 明显亏损高场强元素 Nb, Ta 和 Ti, 表明高原北部新生代高钾火山岩岩浆起源的上地幔源区或者加厚地壳源区, 应是一个明显的古老富集地球化学端元, 其形成时代应超过 1 Ga, 且该地球化学端元长期稳定, 没有被扰动。由藏北地区形成的火山岩, 自约 42 Ma 以来, 其同位素地球化学特征一直保持稳定, 没有明显变化 (解广轰等, 1992; Arnaud *et al.*, 1992; Turner *et al.*, 1993, 1996; Ding *et al.*, 1999; Cooper *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2005)。从藏北地球化学省的均一性还可看出, 整个高原北部尽管包括面积巨大的羌塘、可可西里、西昆仑等构造区带, 各区带之间存在蛇绿岩代表的缝合带, 但是这些缝合带现今已经没有阻隔作用, 其岩石圈在地球化学上已经构成统一的整体。这可能是由于在高原北部各构造块体拼合以来的长期历史中, 同位素及微量元素发生均一化的结果 (图 1)。总之, 青藏高原北部地球化学省代表了印度-亚洲大陆碰撞前青藏地区的原始岩石圈地幔地球化学组分, 也可认为印-亚碰撞前的亚洲大陆南缘岩石圈地幔组分。

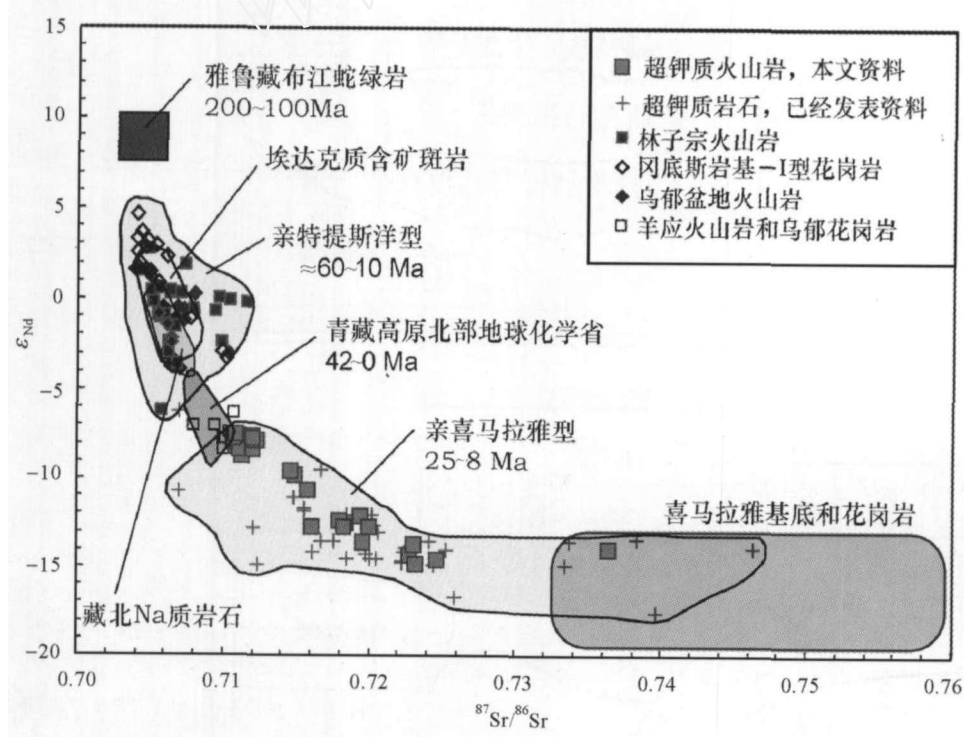


图2 青藏高原岩石圈三种主要地球化学端元与拉萨地块岩浆岩 $\varepsilon_{\text{Nd}}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素图 (数据来源同图 3 和表 1)

Fig. 2 Plot of ε_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of various igneous rocks in the Lhasa block and the representative rocks of three geochemical reservoirs beneath the Tibetan plateau

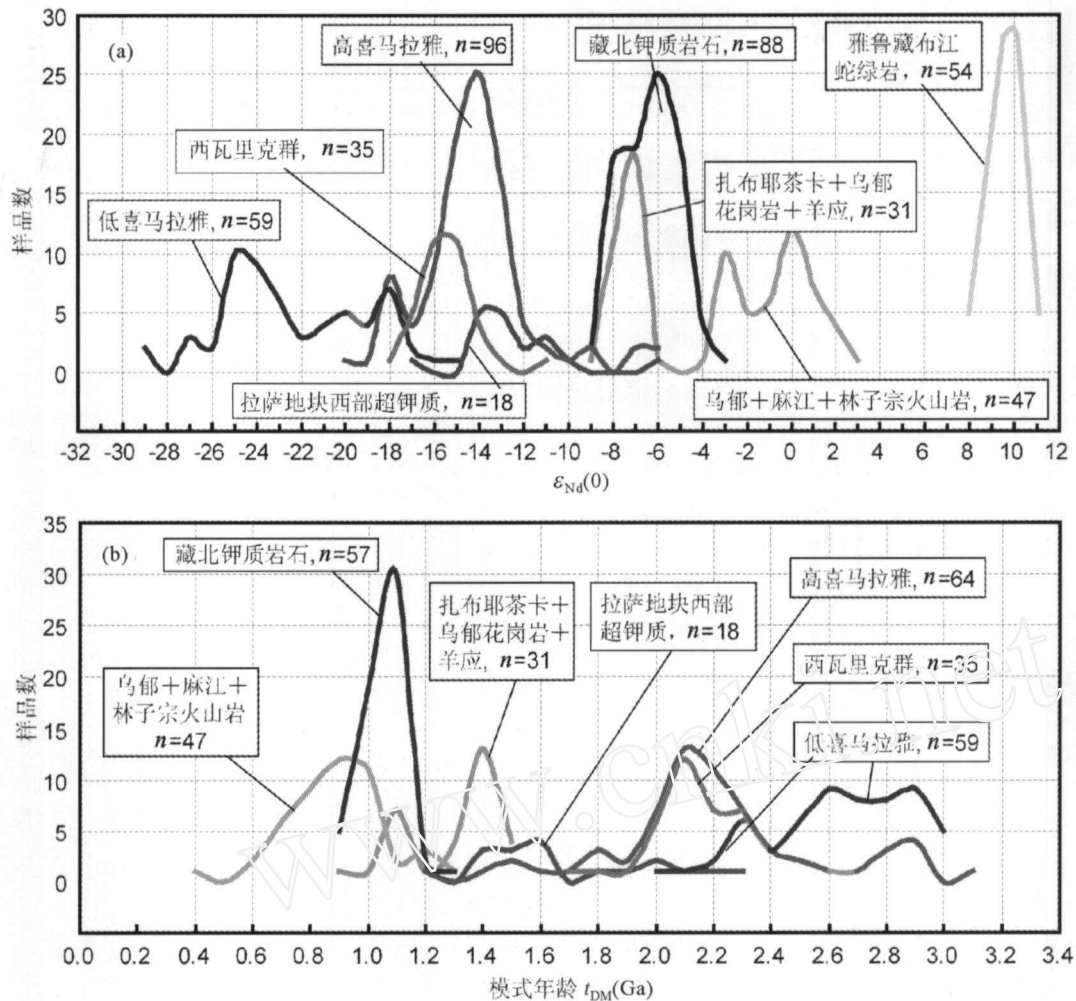


图3 青藏高原岩石圈三种主要地球化学端元和拉萨地块岩浆岩的 ϵ_{Nd} 同位素(a)和Nd模式年龄(b)分布频率图。

数据来源：拉萨地块乌郁火山岩和花岗岩 (Zhao *et al.*, 2001)、麻江 (Turner *et al.*, 1996) 和林子宗火山岩 (董国臣, 2002; 莫宣学等, 2003), 拉萨地块西部超钾质岩石、扎布耶茶卡和羊应火山岩 (Zhao *et al.*, 2003)。藏北钾质岩石、雅鲁藏布江蛇绿岩、高喜马拉雅、低喜马拉雅和西瓦里克带数据来源见表1, 图中 n 代表样品数。

Fig. 3 Diagram showing frequency of ϵ_{Nd} (a) and t_{DM} (b) of various igneous rocks in the Lhasa block and the representative rocks of three geochemical reservoirs beneath the Tibetan plateau

2.2 雅鲁藏布江蛇绿岩代表的新特提斯洋地幔端元

西藏雅鲁藏布江蛇绿岩带作为已经俯冲消减的新特提斯洋岩石圈的残余物质, 对于阐明新特提斯的形成演化及印度-亚洲大陆碰撞有重要意义。近年来的一个重要成果是, 通过对其中的基性喷出岩和侵入岩的地球化学研究, 揭示了新特提斯洋地幔地球化学特征。我们除与美国 John Mahoney 合作对雅鲁藏布江蛇绿岩带的基性岩进行了系统的研究外 (Zhang *et al.*, 2005), 还对日喀则地区三个岩石组合相近的地点德村、吉定和昂仁蛇绿岩中的基性喷出岩和侵入岩进行了更系统的地球化学研究, 结合其他已发表的结果 (表1, 图2和3), 揭示出新特提斯洋地幔 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703000 \sim 0.706205$, $\epsilon_{Nd} = +7.8 \sim +10$, 与现今的

大洋地幔域对比, 呈印度洋型 MORB 特征, 与太平洋和北大西洋的 MORB 明显不同, 表明雅鲁藏布江蛇绿岩所代表的新特提斯洋应属于印度洋型地幔域, 印度洋之下的地幔在许多地区继承了新特提斯洋地幔域的特征 (Mahoney *et al.*, 1998, Miller *et al.*, 2003; Xu *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2005)。尽管代表新特提斯洋地幔域的雅鲁藏布江蛇绿岩, 在新特提斯洋板块向北俯冲及印度-亚洲大陆碰撞过程中被大量消减, 但在俯冲和碰撞过程中新特提斯洋岩石圈以不同方式参与到了弧岩浆作用 (例如西藏桑日群火山岩、林子宗火山岩早期、冈底斯岩基等, 莫宣学等, 2003; Mo *et al.*, 2005) 和某些碰撞后岩浆作用的源区中 (例如拉萨地块埃达克质含矿斑岩、乌郁火山岩等, Hou *et al.*, 2004, Zhao *et al.*, 2001)。

表1 青藏高原3种主要地球化学端元的Sr-Nd同位素特征

Table 1 Sr-Nd isotope feature of three geochemical reservoirs in the Tibetan plateau

地球化学端元及代表性岩石类型	年龄 (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ε_{Nd}	t_{DM} (Ga)	样品数	数据来源
1. 藏北地球化学省						
羌塘祖而肯乌拉山高钾钙碱性岩石	39~42	0.707101~0.707998	-3.1~-5.1	0.9~1.1	17	伊海生等(2004)
羌塘鱼鳞山超钾质岩石	18~30	0.708766~0.709209	-7.9~-9.2	0.9~1.3	19	Ding <i>et al.</i> (2003)
可可西里五雪峰与红水河埃达克质粗面岩	16~19	0.707211~0.707457	-2.1~-4.4	0.7~0.8	9	Wang <i>et al.</i> (2005) Turner <i>et al.</i> 1996; 邓万明(1998);
西昆仑普鲁、阿什库勒钾质岩石	0.1~2	0.707755~0.710536	-6.0~-8.6	0.9~1.2	20	解广轰等(1992); 刘丛强等(1989); Cooper <i>et al.</i> (2002)
2. 特提斯洋地幔域						
日喀则下鲁蛇绿岩的基性岩石	110	0.704060~0.704320	+8.2~+9.0	-	6	Mahoney, <i>et al.</i> (1998)
雅鲁藏布江蛇绿岩的基性岩石	120~200	0.703000~0.706205	+7.8~+9.7	-	17	Zhang <i>et al.</i> (2005)
日喀则德村、吉定和昂仁蛇绿岩	110	0.703067~0.705748	+8.3~+10.0	-	16	本文
西藏涌波瓦蛇绿岩的玄武岩	110	0.703000~0.703760	+8.9~+9.6	-	3	Miller <i>et al.</i> (2003)
日喀则蛇绿岩玄武岩和辉长岩	110	0.703024~0.04681	+8.2~+9.3	-	5	Xu and Castillo(2004)
3. 喜马拉雅带大陆地壳						
高喜马拉雅沉积岩、变质岩和花岗岩	—	0.733110~0.906213	-20~-6	1.3~2.4	Sr(63), Nd(96)	Ahmad <i>et al.</i> (2000); Allègre and Ben Othman(1980); Deniel <i>et al.</i> (1987); Vidal <i>et al.</i> (1982, 1984); Harrison <i>et al.</i> (1999); Inger <i>et al.</i> (1993); Parrish and Hodges(1996); Robinson <i>et al.</i> (2001); Whittington <i>et al.</i> (1999)
低喜马拉雅沉积岩、变质岩	—	0.7158~1.1764	-30~-16	2.0~3.4	Sr(22), Nd(59)	(1999); Inger <i>et al.</i> (1993); Parrish and Hodges(1996); Robinson <i>et al.</i> (2001); Whittington <i>et al.</i> (1999)
西瓦里克带沉积岩	—	—	-18~-9	1.6~2.3	35	Robinson <i>et al.</i> (2001)

2.3 喜马拉雅带地壳基底和花岗岩类显示的喜马拉雅地壳地球化学端元

喜马拉雅带作为印度大陆的北缘,从北向南包括特提斯喜马拉雅、高喜马拉雅、低喜马拉雅和西瓦里克带四个部分(Yin and Harrison, 2000),各个带基底岩石与花岗岩的Nd和Sr同位素尽管显示了不同的特征(表1,图3),但是其总体构成了明显区别于上述两个地球化学端元的特殊地球化学端元,这些基底岩石和花岗岩极度富集放射性Nd同位素, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -12 \sim -25$,具青藏高原火成岩中最高的Sr同位素比值,绝大多数为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.733110 \sim 0.760000$,具相对古老的Nd模式年龄, $t_{\text{DM}} = 1.9 \sim 2.9\text{Ga}$,这揭示出整个喜马拉雅带具有相对古老、演化成熟的大陆地壳特征。

3 拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种地球化学类型

近年来,对拉萨地块新生代岩浆岩(包括花岗岩和火山岩)的研究积累了大量的Sr、Nd同位素数据,将这些数据与

青藏高原上述的三种主要地球化学端元进行Sr、Nd同位素的对比研究(图2),揭示出拉萨地块在印度与亚洲大陆碰撞以来的新生代(65Ma以来)岩浆作用中可以划分出三种地球化学类型,即拉萨地块原地型、亲特提斯洋型和亲喜马拉雅型。这三种岩浆作用类型受控于上述三种地球化学端元在其源区的比例及相互作用。

(1) 拉萨地块原地型岩浆作用 包括拉萨地块西部的雄巴钙碱性火山岩和拉萨附近的羊应地热田火山岩,其 ε_{Nd} 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素成分和Nd模式年龄与藏北地球化学端元(即青藏高原原始岩石圈地幔地球化学端元)一致(图2和3),说明拉萨地块岩石圈在地球化学归属上,应属于藏北地球化学省。He同位素证据揭示出拉萨地块北部与羌塘地块一致(Hoke *et al.*, 2000)。近年来的地球物理深部探测结果也认为拉萨地块与藏北具有统一的岩石圈地幔特征(图1和其中的参考文献)。

(2) 亲特提斯洋型岩浆作用 主要以拉萨地块分布最广的林子宗火山岩(64~44Ma,董国臣,2002; Zhou *et al.*, 2004)和冈底斯花岗岩岩基(45~55Ma,高峰时间为50Ma, Mo *et al.*, 2005; Dong *et al.*, 2005)为代表。这类火山岩最

晚可延续到约 10Ma, 如乌郁群火山岩和麻江火山岩 (Zhao *et al.*, 2001, 2003)。近年来发现的埃达克质含矿斑岩亦划归此类。这类岩浆作用的 Sr 和 Nd 同位素成分明显受到其源区内新特提斯洋地幔端元和青藏原始岩石圈地幔地球化学端元的控制, 显示出两个端元的混合特征, 代表新特提斯洋岩石圈向着青藏原始岩石圈俯冲及再循环的岩浆作用的产物 (图 2)。

3) 亲喜马拉雅型岩浆作用 这类岩石是明显区别于亲特提斯洋型的特殊岩类, 其 Sr 和 Nd 同位素成分介于藏北地球化学省与喜马拉雅基底和花岗岩类岩石这两个地球化学端元之间, 显示了较好的双曲线型两端元源区混合趋势 (图 2), 岩石的 Nd 模式年龄则落入喜马拉雅基底岩石的范围内 (图 3)。其代表性岩石是拉萨地块分布于东经 87 度线以西的超钾质岩石, 其详细的时空分布特征见赵志丹等 (2006) 的描述。分布点包括拉萨地块西部狮泉河、雄巴、扎布耶茶卡、当惹雍错、许如错等 10 余个火山岩出露点, 面积超过 1000 km²。这类岩石显著的特征是, 其 Sr 和 Nd 同位素成分偏向于喜马拉雅地壳成分, 部分样品甚至落入喜马拉雅地壳基底岩石的成分范围内 ((Miller *et al.*, 1999; Williams *et al.*, 2001, 2004; Zhao *et al.*, 2003), 表明类似于喜马拉雅基底岩石的大陆地壳物质已经参与到超钾质岩石的岩浆源区中, 并发生了再循环作用。据此可以进一步推论, 喜马拉雅带作为印度大陆岩石圈的北缘, 随着特提斯洋板块的俯冲消减及新特提斯洋的闭合, 已沿着雅鲁藏布江缝合带俯冲到拉萨地块之下。因此, 亲喜马拉雅型的超钾质火山岩可能作为印度大陆岩石圈俯冲到拉萨地块之下的岩浆作用证据 (赵志丹等, 2003)。

4 拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用类型对大陆俯冲的启示

上述由 Nd 和 Sr 同位素成分揭示的青藏高原岩石圈三种主要地球化学端元, 以及各个端元的混合作用对于拉萨地块岩浆作用类型的控制, 为解释新特提斯洋岩石圈消减之后的印度与亚洲大陆的碰撞、大陆俯冲与成矿作用提供了重要的线索。

如上所述, 在拉萨地块西部 (大致东经 87 度线以西) 大面积、多个地区出露的超钾质火山岩 (年龄为 8 ~ 25Ma) 属于亲喜马拉雅型岩浆作用。在目前拉萨地块基底岩石的同位素数据缺乏、基底性质尚不清楚的情况下, 可以合理地认为“亲喜马拉雅型岩浆作用”可能就是印度大陆岩石圈俯冲到拉萨地块之下的岩浆作用证据, 并且在超钾质岩石中发生了俯冲物质的再循环作用。然而, 在拉萨地块中部东经 87 度线以东的日喀则-拉萨地区则至今没有发现“亲喜马拉雅型”的超钾质岩石, 直到 10Ma 左右的岩浆作用 (乌郁盆地和羊应) 仍为亲特提斯洋型或者拉萨地块原地型, 即没有发现印度大陆岩石圈向北俯冲的痕迹。这些岩石学和地球化学证

据表明, 拉萨地块的岩石圈结构与成分在西部与中部存在差异 (分界线大致为东经 87°), 其中西部地区显示了印度大陆岩石圈的俯冲作用。最近的地幔地震层析研究结果 (Zhou and Murphy, 2005) 也表明, 除中段 (85° ~ 93°E) 俯冲角很陡外, 印度大陆板片在东段和西段均以极缓的倾角俯冲在青藏高原之下。至于俯冲前缘到达的位置, 如上所述, 岩石学与地球化学证据证明, 印度地块北缘在 8 ~ 25Ma 之前就已经俯冲在拉萨地块西部的岩石圈之下, 那么持续向北俯冲的印度板块 (速度约为 40 ~ 50mm/a,) 现在应该到达或者超过班公-怒江缝合带。然而, 考虑到藏北地球化学省是一个在 42Ma 以来就没有受到扰动的地球化学储库, 表明类似于喜马拉雅带的地壳基底物质没有越过班公-怒江缝合带。这与近年来国际国内的地球物理研究结果 (例如: 孔祥儒等, 1996; Owens and Zandt, 1997; Jin *et al.*, 1996; Kosarev *et al.*, 1999; Tilmann *et al.*, 2003) 吻合, 即, 俯冲的印度大陆岩石圈的最北缘目前的位置在班公-怒江缝合带, 并在该缝合带开始变陡向下俯冲沉没, 没有显示印度大陆俯冲在整个藏北地区之下的证据。

5 拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的地球化学类型与成矿类型的关系

5.1 亲特提斯洋型岩石对寻找 Cu-Au 成矿作用的启示

拉萨地块中部地区的含矿斑岩属于亲特提斯洋型岩浆作用, 这是进一步寻找含矿斑岩的地球化学依据。已有的研究表明 (侯增谦等, 2003; 芮宗瑶等, 2003; Gao *et al.*, 2003; 曲晓明等, 2003; Chung *et al.*, 2003; Hou *et al.*, 2004), 拉萨地块斑岩型成矿有关的岩石类型, 具有埃达克岩性质, 其同位素地球化学特征, 属于与已俯冲的新特提斯洋壳再循环有关的岩类, 在拉萨地块进行找矿和成矿远景预测时, 应注意寻找这类岩石。而位于拉萨地块西部地区的超钾质岩石, 尽管时代相近却因类型差异而与这类成矿作用无关。具有类似的 Nd-Sr 同位素特征的还有林子宗火山岩和冈底斯岩基及其相关的岩石, 根据初步野外工作, 在曲水杂岩中已发现了黄铜矿、辉钼矿、黄铁矿化, 在林周盆地林子宗群中也发现小斑岩体有矿化现象。因此, 亲特提斯洋型火山岩、浅成斑岩和深成侵入岩, 是进一步寻找铜、钼、金矿床的重要目标。

5.2 亲喜马拉雅型岩浆作用与盐类矿床的找矿

根据郑绵平等多年来对青藏高原大量盐类矿床和盐湖水的调查与研究结果, 与盐湖有关的碱金属 (Cs, Rb, K) 和碱土金属的富集与成矿作用, 在空间上由北向南, 从羌塘到拉萨地块, 再到喜马拉雅带, 具有明显增强的趋势, 且这些金属或非金属的富集作用与古老地壳物质关系密切 (郑锦平, 2004, 个人交流)。结合我们的上述研究, 认为这种盐类成矿作用的源区物质可能与印度大陆北部边缘的喜马拉雅带的俯冲和消减作用有关。在拉萨地块西部地区和喜马拉雅带

的西部地区(东经 87°以西地区)此类矿床多,同时代表大陆俯冲的超钾质岩石也多,两者多数在相同或相邻地区同时出现。因此,印度大陆岩石圈的俯冲作用可能控制了超钾质岩石和盐类矿床的产出,古老地壳物质作为源区参与了超钾质岩石和盐类矿床的成岩与成矿作用。

6 结论

(1) 青藏高原具有三种主要的地球化学端元,一是青藏高原北部地球化学省代表的青藏原始岩石圈地幔地球化学端元,其广泛分布的钾质岩浆岩的 Nd-Sr 同位素成分比较均匀,同位素比值的范围较窄, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707101 \sim 0.710536$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -2 \sim -9$, $t_{\text{DM}} = 0.7 \sim 1.3\text{Ga}$ 。二是雅鲁藏布江蛇绿岩代表的新特提斯洋地幔端元, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70300 \sim 0.706205$, $\varepsilon_{\text{Nd}} = +7.8 \sim +10$, 呈印度洋型 MORB 特征,属于印度洋型地幔域;三是喜马拉雅地壳基底和花岗岩类显示的喜马拉雅地壳地球化学端元, $\varepsilon_{\text{Nd}} = -12 \sim -25$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.733110 \sim 0.760000$, 具相对古老的 Nd 模式年龄, $t_{\text{DM}} = 1.9 \sim 2.9\text{Ga}$ 。

(2) 拉萨地块碰撞后岩浆作用可以划分出三种地球化学类型,即拉萨地块原地型、亲特提斯洋型和亲喜马拉雅型,这三种岩浆作用类型受控于上述三种地球化学端元在其源区的比例及相互作用。

(3) 超钾质岩石是揭示印度大陆岩石圈向北俯冲及俯冲带结构的重要证据。印度大陆岩石圈的俯冲作用可能同时控制了超钾质岩石和盐类矿床的产出,古老地壳物质作为源区参与了超钾质岩石和盐类矿床的成岩与成矿作用。而拉萨地块中部地区的含矿斑岩属于亲特提斯洋型岩浆作用,因此拉萨地块亲特提斯洋型的火山岩、浅成斑岩和深成侵入岩,是进一步寻找铜、钼、金矿床的重要目标。

References

- Ahmad T, Harris N, Bickle M, *et al.* 2000. Isotopic constraints on the structural relationships between the Lesser Himalayan Series and the High Himalayan Crystalline Series, Garhwal Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 112: 467–477
- Allègre CJ and Ben Othman D. 1980. Nd-Sr isotopic relationships in granitoid rocks and continental crust development: A chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286: 335–342
- Arnund NO, Vidal Ph, Tapponnier P, *et al.* 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. *Earth Planet Sci. Lett.*, 111: 351–367
- Chen JL, Xu JF, Kang ZQ and Wang BD. 2006. Origin of the Miocene Bugasi Group volcanic rocks in the Cuogin County, Western Tibetan Plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 585–594
- Chung SL, Liu D, Ji J, *et al.* 2003. Adakites from continental collision zones: melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31: 1021–1024
- Cooper, KM, Reid MR, Dunbar NW, *et al.* 2002. Origin of mafic magmas beneath northwestern Tibet: Constraints from ^{230}Th - ^{238}U disequilibria, *Geochim. Geophys. Geosyst.*, 3(11): 1065, doi: 10.1029/2002GC000332
- Deniel C, Vidal P, Fernandez A, *et al.* 1987. Isotopic study of the Manaslu granite (Himalaya, Nepal): Inferences on the age and source of Himalayan leucogranites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 78–92
- Ding L, Zhang JJ, Zhou Y, Deng WM, Xu RH and Zhong DL. 1999. Tectonic implication on the lithosphere evolution of the Tibet Plateau: Petrology and geochemistry of sodic and ultraphotassic volcanism in Northern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 15(3): 408–421 (in Chinese with English abstract)
- Ding L, Kapp P and Wan X. 2005. Paleocene-Eocene record of ophiolite obduction and initial India-Asia collision, south central Tibet. *Tectonics*, 24: 1–18
- Ding L, Kapp P, Zhong DL, *et al.* 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *J. Petrology*, 44: 1835–1865
- Dong G, Mo X, Zhao Z, *et al.* 2005. Geochronologic constraints by SHRIMP II zircon U-Pb dating on magma underplating in the Gangdise belt following India-Eurasia collision. *Acta Geologica Sinica*, 79(6): 787–794
- Flower M, Russo R, Tamaki K, *et al.* 2001. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) high-tide mark: Evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics*, 333: 9–34
- Gao Y, Hou Z, Wei R, *et al.* 2003. Post-collisional adakitic porphyries in Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on partial melting of oceanic lithosphere and crust-mantle interaction. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 194–203
- Harrison TM, Grove M, McKee KD, *et al.* 1999. Origin and episodic emplacement of the Manaslu intrusive complex, Central Himalaya. *J. Petrology*, 40: 3–19
- Hoke L, Lamb S, Hilton DR, *et al.* 2000. Southern limit of mantle-derived geothermal helium emissions in Tibet: implications for lithospheric structure. *Earth Planet Sci. Lett.*, 180: 297–308
- Hou ZQ, Du AD, Wang SX, *et al.* 2003. Re-Os age of porphyry copper deposits and associated NS-striking normal faulting system on the Tibet from molybdenites. *Science in China (Ser. D)*, 33: 609–618 (in Chinese)
- Hou ZQ, Gao YF, Qu XM, *et al.* 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth Planet Sci. Lett.*, 220: 139–155
- Inger S and Harris N. 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya. *J. Petrology*, 34(2): 345–368
- Jin Y, McNutt MK and Zhu Y. 1996. Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies. *J. Geophys. Res.*, 101(B5): 11275–11290
- Kong X, Xiong S and Wang Q. 1996. Comprehensive geophysics and lithospheric structure in the western Xizang (Tibet) Plateau, *Science in China (Ser. D)*, 39(4): 348–358
- Kosarev G, Kind R, Sobolev SV, *et al.* 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithosphere mantle beneath Tibet. *Science*, 283: 1306–1309
- Mahoney, JJ, Frei R, Tejada MLG, *et al.* 1998. Tracing the Indian Ocean mantle domain through time: isotope results from old west Indian, East Tethyan, and South Pacific seafloor. *J. Petrology*, 39: 1285–1306
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, *et al.* 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J. Petrology*, 40: 1399–1424
- Miller C, Thöni M, Frank W, *et al.* 2003. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. *Lithos*, 66: 155–172
- Mo X, Dong G, Zhao Z, *et al.* 2005. Timing of magma mixing in the Gangdise magmatic belt during the India-Asia collision: Zircon SHRIMP U-Pb dating. *Acta Geologica Sinica*, 79(1): 66–76
- Mo X, Zhao Z, Deng J, *et al.* 2006. Petrology and geochemistry of post-collisional volcanic rocks from the Tibetan Plateau: Implications for

- lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow. In: Dilek Y and Pavlides S (eds). GSA Special Volume "Postcollisional Tectonics and Magmatism in the Mediterranean Region and Asia", in press
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, *et al.* 2003. Response of volcanism to the India-Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10: 135 - 148 (in Chinese, with English abstract)
- Nomade S, Renne PR, Mo X, *et al.* 2004. Miocene potassic and ultrapotassic volcanism in the Lhasa block: Spatial trends and geodynamic implications. *Earth Planet Sci. Lett.*, 221: 227 - 243
- Owens TJ and Zandt G. 1997. Implications of crustal property variations for models of Tibetan plateau evolution. *Nature*, 387: 37 - 43
- Parrish RR and Hodges KV. 1996. Isotopic constraints on the age and provenance of the Lesser and Greater Himalayan sequences, Nepalese Himalaya. *Geological Society of America Bulletin*, 108 (7): 467 - 477
- Robinson DM, DeCelles PG, Patchett PJ, *et al.* 2001. The kinematic evolution of the Nepalese Himalaya interpreted from Nd isotopes. *Earth and Planetary Interiors*, 192: 507 - 521
- Tapponnier P, Xu Z, Rogers F, *et al.* 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294: 1671 - 1677
- Tilmann F, Ni J, InDEPTH III Seismic Team. 2003. Seismic imaging of the downwelling Indian lithosphere beneath Central Tibet. *Science*, 300: 1424 - 1427
- Turner S, Arnaud N, Liu J, *et al.* 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.*, 37(1): 45 - 71
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J, *et al.* 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364: 50 - 53
- Vidal Ph, Cocherie A and Le Fort P. 1982. Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2279 - 2292
- Vidal, Ph, Bernard-Griffiths J and Cocherie A. 1984. Geochemical comparison between Himalayan and Hercynian leucogranites. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35: 179 - 190
- Wang Q, McDermott F, Xu J, *et al.* 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting. *Geology*, 33(6): 465 - 468
- Whittington A, Foster G and Harris N. 1999. Lithostratigraphic correlations in the western Himalaya: An isotopic approach. *Geology*, 27(7): 585 - 588
- Williams H, Turner S, Kelley S, *et al.* 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of east-west extension and its relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, 29: 339 - 342
- Williams HM, Turner SP, Pearce JA, *et al.* 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse element modeling. *J. Petrology*, 45: 555 - 607
- Xu JF and Castillo PR. 2004. Geochemical and Nd-Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: Implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain. In: Flower M (ed). *Tectonophysics, Special Issue*, 393: 9 - 27
- Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 28: 211 - 280
- Zhang SQ, Mahoney JJ, Mo XX, *et al.* 2005. Evidence for a widespread Tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics. *J. Petrology*, 46 (4): 829 - 858
- Zhao Z, Mo X, DePaolo DJ, *et al.* 2003. New Geochemical data on ultrapotassic rocks in western Tibet. *Eos. Trans. AGU*, 84 (46), Fall Meeting Suppl, Abstract V32H-02, F1577
- Zhao Z, Mo X, Zhang S, *et al.* 2001. Post-collisional magmatism in Wuyu basin, central Tibet: Evidence for recycling of subducted Tethyan oceanic crust. *Science in China (Series D)*, 44(Supp.): 27 - 34
- Zhao ZD, Mo XX, Luo ZH, *et al.* 2003. Subduction of India beneath Tibet: Magmatism evidence. *Earth Science Frontiers*, 10: 149 - 158 (in Chinese, with English abstract)
- Zhao ZD, Mo XX, Nomade S, Renne PR, Zhou S, Dong GC, Wang LL, Zhu DC and Liao ZL. 2006. Post-collisional ultrapotassic rocks in Lhasa Block, Tibetan Plateau: Spatial and temporal distribution and its' implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 787 - 794
- Zhou HW and Murphy MA. 2005. Tomographic evidence for wholesale underthrusting of India beneath the entire Tibetan plateau. *J. Asian Earth Sci.*, 25: 445 - 457
- Zhou S, Mo X, Dong G, *et al.* 2004. ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology of Cenozoic Linzizong volcanic rocks from Linzhou Basin, Tibet, China, and their geological implications. *Chinese Science Bulletin*, 49(18): 1970 - 1979

附中文参考文献

- 陈建林, 许继峰, 康志强等. 2006. 青藏高原西部措勤县中新世布嘎寺组钾质火山岩成因. *岩石学报*, 22(3): 585 - 594
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1 - 180
- 丁林, 张进江, 周勇等. 1999. 藏北超钾质及钠质火山岩的岩石学与地球化学特征: 高原岩石圈演化的记录. *岩石学报*, 15(3), 408 - 421
- 董国臣. 2002. 西藏林周盆地林子宗火山岩及其反演得印度-欧亚大陆碰撞过程. 中国地质大学[博士学位论文]: 1 - 120
- 侯增谦, 曲晓明, 王淑贤等. 2003. 西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Rb-Gs 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. *中国科学*, 33: 609 - 618
- 解广袁, 刘丛强, 曾田彰正等. 1992. 青藏高原周边地区新生代火山岩的地球化学特征——古老富集地幔存在的证据. 见: 刘若新(主编), 中国新生代火山岩年代学与地球化学, 北京: 地震出版社, 400 - 427
- 李家振, 张有瑜, 骆红羿. 1992. 西藏当雄羊应乡地热田新生代火山岩特征及其成因探讨. *现代地质*, 6(1): 96 - 109
- 廖思平, 陈振华, 罗小川等. 2002. 西藏当惹雍错地区白榴石响岩的发现及地质意义. *地质通报*, 21(11): 735 - 738
- 刘丛强, 解广袁, 中井俊一等. 1989. 新疆于田县康苏拉克新生代火山岩 Sr, Nd, Ce, O 同位素及微量元素地球化学. *科学通报*, 23: 1803 - 1806
- 马润则, 刘登忠, 陶晓凤等. 2002. 西藏措勤地区发现第三纪富钾岩浆岩. *地质通报*, 21(11): 728 - 731
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程与火山作用响应. *地学前缘*, 10: 135 - 148
- 潘桂棠, 丁俊(主编), 2004. 青藏高原及邻区地质图(1: 1, 500, 000), 成都: 成都地图出版社
- 曲晓明, 侯增谦, 李振清等. 2003. 冈底斯铜矿带含矿斑岩的年龄及地质意义. *地质学报*, 77(2): 245 - 252
- 芮宗瑶, 侯增谦, 曲晓明等. 2003. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升. *矿床地质*, 21: 217 - 225
- 伊海生, 林金辉, 李葆华等. 2004. 藏北高原新时代高钾钙碱性系列火山岩与壳-幔相互作用. 北京: 地质出版社. pp. 95
- 赵志丹, 莫宣学, Nomade S 等. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞后钾质-超钾质岩石的时空分布与意义. *岩石学报*, 22(4): 787 - 794
- 赵志丹, 莫宣学, 罗照华等. 2003. 印度-亚洲俯冲带结构——岩浆作用证据. *地学前缘*, 10(3): 149 - 157