

滇西高黎贡带 ~40Ma OIB 型基性岩浆活动： 消减特提斯洋片与印度板块断离的产物？*

蓝江波^{1,2} 徐义刚¹ 杨启军^{1,3} 黄小龙¹

LAN JiangBo^{1,2}, XU YiGang¹, YANG QiJun^{1,3} and HUANG XiaoLong¹

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重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039

3. 桂林工学院, 桂林 541004

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

3. Guilin University of Technology, Guilin 541004, China

2007-02-28 收稿, 2007-05-24 改回.

Lan JB, Xu YG, Yang QJ and Huang XL. 2007. ~40 Ma OIB-type mafic magmatism in the Gaoligong belt: results of break-off between subducting Tethyan slab and Indian plate? *Acta Petrologica Sinica*, 23 (6):1334–1346

Abstract The mafic dykes in the Gaoligong belt were emplaced at 40 and 42 Ma. They are characterized by high FeO, TiO₂ and low K₂O contents. Despite the various degree of crustal contamination, a few samples have Nb/La > 1, low La/Yb and high Mg[#], sharing the geochemical features of oceanic island basalts. This provides the petrological evidence for the Eocene asthenospheric upwelling in the studied area. Trace element modeling further indicates that the Gaoligong basaltic rocks were derived from a spinel-facies mantle, suggesting a shallow level (<70km) reached by the upwelling asthenosphere. This shallow asthenospheric source is in great contrast with the current thickness of the lithosphere beneath the Tibetan Plateau (>150km). Therefore, the ~40 Ma magmatism represents the response to specific stage of the post-collisional tectonic evolution. The Gaoligong mafic dykes are similar to the sub-volcanic rocks from Dazi-Jiama in terms of geochemistry and emplacement age. These rocks are interpreted as products of the partial melting of the upwelling asthenosphere in the course of the break-off of subducting Tethys slab and Indian continental plate.

Key words Gaoligong Belt, Basic dikes, Slab break-off, Upwelling and convection of the asthenosphere

摘要 滇西高黎贡带基性岩脉形成于40~42Ma,以高FeO、TiO₂,低K₂O含量为特征。虽然多数样品经历了不同程度的地壳混染,少量样品的Nb/La大于1,La/Yb比值较小和Mg[#]值较高,显示了似洋岛玄武岩(OIB)的地球化学特征,从而为研究区提供了软流圈上涌的岩石学证据。模拟计算进一步暗示高黎贡带基性岩脉的源区在尖晶石相橄榄岩中(<70km),说明软流圈地幔上涌到很浅的部位,这与目前青藏高原巨厚的岩石圈(>150km)形成鲜明对比。因此,~40Ma高黎贡带基性岩浆活动记录了研究区陆-陆碰撞后特殊的构造演化阶段。高黎贡带基性岩脉与达孜-甲马基性次火山岩在形成时间和地球化学性质上一致,两者均代表了碰撞后消减特提斯洋片与印度板块断离过程中软流圈上涌熔融的产物。

关键词 高黎贡带;基性岩脉;板片断离;软流圈上涌

中图法分类号 P588.124

* 国家重点基础研究发展规划项目(2002CB412603)资助。

第一作者简介:蓝江波,男,1979年生,博士研究生,主要从事岩石地球化学研究, E-mail: lanjiangbo@gig.ac.cn

1 引言

作为世界上最典型的陆-陆碰撞带,青藏高原的隆升机制和动力学演化一直为国内外地球科学家们所关注。青藏高原演化的不同阶段伴随有不同性质的岩浆作用(Chung *et al.*, 2005),例如,印度板块和欧亚板块碰撞之前,冈底斯带发育典型的与大洋岩石圈俯冲有关的安第斯型火山弧;陆陆碰撞之后,印度板块俯冲到欧亚板块之下,产生了大量与陆内俯冲有关的后碰撞火山岩(Coulon *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1993, 1996; Arnaud *et al.*, 1992; Ding *et al.*, 2003),因此对同时代岩浆活动的研究可以帮助追溯碰撞带的构造演化历史,正确地厘定和解释高原岩浆作用的时空分布、岩浆源区性质及所处的岩石圈深度位置和源区部分熔融的热动力机制是重建碰撞过程和建立高原隆升机制的重要前提。

前人对碰撞带正面即冈底斯地块发育的岩浆作用进行了大量的研究。例如对林子宗火山岩系的研究表明它的形成与印度和欧亚板块碰撞过程有着密切的关系(Mo *et al.*, 2006),而在高原上广泛分布的小规模新近纪超钾质-钾质岩被认为是在高原地壳明显增厚、岩石圈地幔大规模对流减薄后上部剩余地幔部分熔融的产物,而大陆岩石圈大规模减薄是高原隆升的主要动力学机制(Turner *et al.*, 1993, 1996; Chung *et al.*, 1998)。不过 Miller *et al.* (1999) 和 Kohn and Parkinson (2002) 对藏南碰撞后火山岩和伸展构造的年代学资料研究后却认为,陆下岩石圈地幔对流减薄并不是高原隆升和伸展构造的必要条件,而且对流减薄模式也不能很好的解释青藏高原碰撞后火山岩的时空分布(Mahéo *et al.*, 2002)。对消减印度大陆板片断离发生的时间也有不同的看法; Miller *et al.* (1999) 和 Mahéo *et al.* (2002) 认为该事件发生在约 25Ma, 而且是导致藏南新近纪岩浆演化的主要原因。然而, Kohn and Parkinson (2002) 根据高喜马拉雅变质层系和地壳淡色花岗岩的研究成果提出,消减的洋壳与印度大陆板片断离约在 45Ma, 此时上涌的软流圈引发亚洲富集岩石圈地幔部分熔融形成了富 K 岩浆作用。在上述地球动力学模式中,都认为软流圈上涌是藏南碰撞后火山作用的主要热流机制,但有关软流圈上涌的岩石学证据还不多。岳雅慧和丁林(2006)在研究了西藏林周基性岩脉后认为它们的形成与新特提斯洋岩石圈向欧亚大陆俯冲过程中的回转、断离以及由此引起的软流圈地幔的上涌等地球动力学有关,是软流圈地幔流体与先前被俯冲带流体交代过的上覆岩石圈地幔的部分熔融产物的混合。高永丰等(2006)认为冈底斯东段达孜-甲马地区的基性次火山岩的源区是软流圈地幔,是 40Ma 消减特提斯洋片断离后软流圈上涌的产物。虽然这些岩石具有正的 Nd 同位素比值,但其微量元素特征具有强烈的 Nb 亏损,暗示其源区受到了俯冲流体的交代。

以上这些研究均针对冈底斯地块上的岩浆作用,相比而

言,对位于冈底斯地块东侧的高黎贡构造带岩浆作用的研究相对较少。最近对高黎贡带花岗岩基的定年和地球化学研究表明,高黎贡带是冈底斯构造带岩浆岩带的东延部分(杨启军等, 2006),因此该区发育的岩浆活动记录了碰撞带侧面的构造演化信息。本文报道了滇西高黎贡带白垩纪花岗岩中的基性岩脉的 Ar-Ar 定年结果及其岩石地球化学、Sr-Nd 同位素特征。通过分析认为这套岩石具有类似 OIB 的源区特征,在上升侵位过程中受到地壳物质的混染,是碰撞后消减特提斯洋片与印度板块断离、软流圈上涌在高黎贡带的响应。

2 地质背景

冈底斯带是指南侧的印度河-雅鲁藏布缝合带与北部的班公湖-怒江缝合带之间的近东西向的狭长地域,长约 2500km,南北宽 150~300km,面积达 45 万 km² 的巨型构造-岩浆带。南西侧被喀喇昆仑走滑断裂截切,东南绕过东喜马拉雅构造结与近南北向的高黎贡山陆缘弧相接。高黎贡山脉是青藏高原东南边界的一部分,海拔 3000m 以上,是一条重要的南北向地质、地貌界限,高黎贡山脉和其西侧的腾冲地块构成青藏高原东南缘三江地区的西边界(图 1)。

高黎贡山脉中段和南段的主体是一套中寒武统一前寒武系变质岩系和动力变质岩系,称之为高黎贡群和公养河群(云南省地质矿产局, 1990)。根据微古植物化石、“冰筏落石”等证据,有研究将山体西坡的浅变质岩系划定为震旦系一下寒武统(赵成峰, 2000)。沿山体出露韧性剪切带,被称为高黎贡断裂(丁林, 1991),其东侧为保山地块,震旦系一中寒武统变质细碎屑岩公养河群构成其基底,其上为上寒武统一中生界碎屑岩、碳酸盐岩和玄武岩构成的沉积盖层;西侧为腾冲地块,上部主要为弱变形的石炭系—三叠系碳酸盐岩与碎屑岩沉积、古近系—第四系陆相火山岩、河湖相碎屑沉积等构成的沉积盖层,元古宇变质沉积岩系高黎贡群可能构成其基底,但由于强烈的构造改造层序难以恢复,并可能卷入了年轻地质体,因此对于腾冲地块有没有结晶基底尚存在争议(丁林, 1991; 季建清, 1998; 钟大赉等, 1998)。新生代之前两个地块经历了不同的演化历史,中生代新特提斯洋的闭合,导致两个地块沿现今的班公湖-怒江一线发生拼接,高黎贡山-怒江带则是该缝合线的南沿部分(李继亮, 1998; 杨启军等, 2006)。24Ma 以来印支地块被从青藏高原内部挤出,左行的红河-哀牢山断裂(Tapponnier *et al.*, 1986)与右行的高黎贡断裂(季建清等, 2000a, 2000b)一起构成了该逃逸块体的东西两个边界。在东西向的挤压作用下右行的高黎贡断裂发生弯曲并最终被废弃,西边的边界继续向西迁移为实皆断裂(Wang and Burchfiel, 1997)。中新世和上新世以来研究区则以一系列左行走滑运动(Wang and Burchfiel, 1997; 樊春和王二七, 2004)和频繁的以玄武岩为主的火山喷发作用(穆治国和佟伟, 1987)为特色,火山作用集中与高黎贡山脉西侧,在其东侧保山地块内部则不发育。

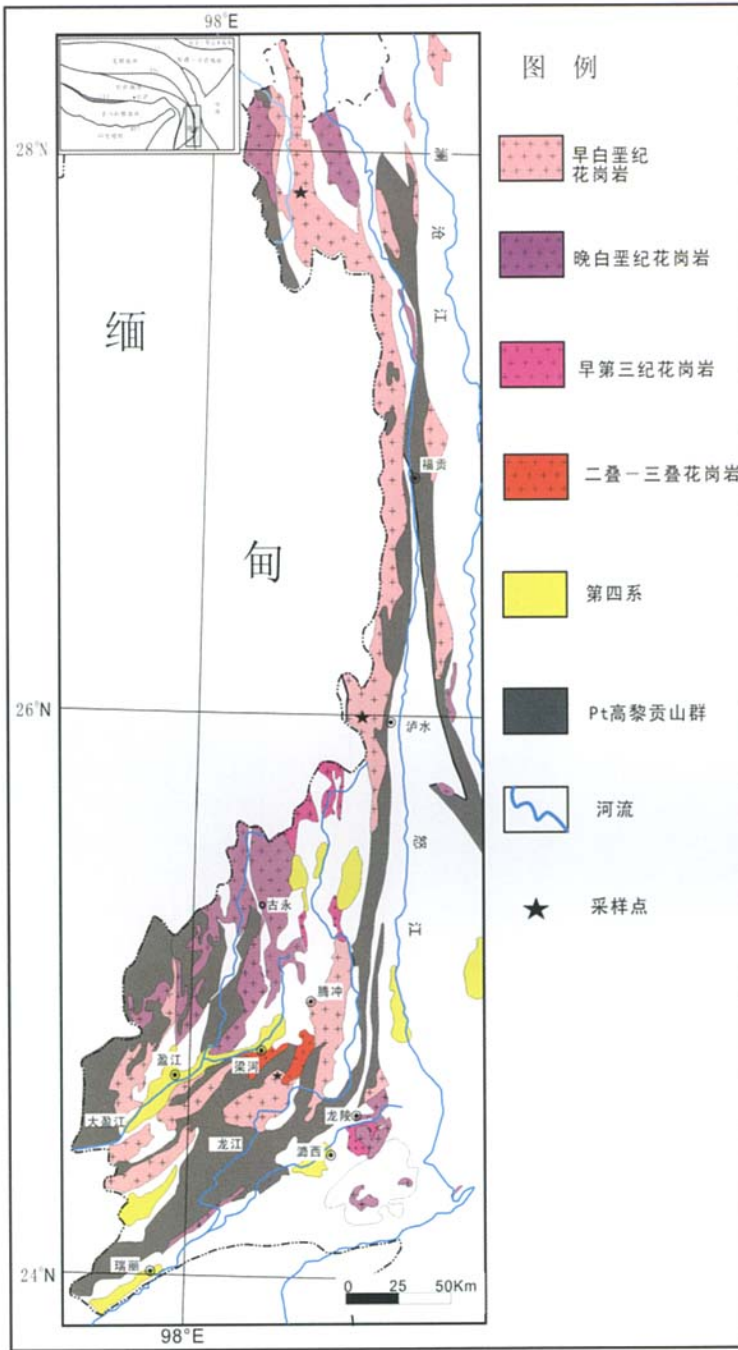


图1 高黎贡带地质简图及基性岩脉采样点 据中国地图集(地质出版社,中国北京,2002.11)改编
 MBT-主边界逆冲断裂; IYS-印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS-班公湖-怒江缝合带; JS-金沙江缝合带
 Fig. 1 Simplified geological map of the Gaoligong belt and locations of sampling area

环绕南迦巴瓦构造结,波密-高黎贡-腾冲形成一个统一的弧形构造带。高黎贡带主要有三期岩浆活动,在高黎贡地区以116~126Ma的黑云母二长花岗岩、黑云母花岗岩为主体,穿插少量后期76Ma 浅色花岗岩的花岗杂岩体。腾梁花岗岩以梁河为界,东侧是68~76Ma 中生代末期花岗岩,西侧

为53Ma左右的新生代花岗岩。这种岩浆作用的时空分布格局可以同拉萨地块上的岩浆活动进行对比,因此,高黎贡花岗岩可能属于拉萨地块的东延部分(杨启军等,2006)。在这些不同时代的花岗岩里面发育了大量的基性岩脉,成为本次研究的对象。

3 样品

本次研究的样品采自泸水-片马以及梁河两个剖面(图1)。泸水-片马剖面的基性岩脉产于高黎贡带花岗岩(68~76Ma)中,与主体花岗岩具有明显的穿插接触关系,脉宽约6m,接触带平整光滑,接触面产状:83°<70°。泸水-片马样品中有5件为辉长岩,可见典型的辉长结构,后期蚀变主要是绿泥石化、角闪石化、蛇纹石化。有些样品还可见到辉石向角闪石转变的反应边。副矿物主要有磷灰石,不透明矿物主要为铁钛氧化物。另外一件样品 GLS-21 为苦橄岩,具堆晶结构,但蚀变较为强烈,只看到橄榄石和辉石的晶形。泸水-片马的年龄样品 GL-24 产于泸水至片马公路约50km处的片马丫口,岩性为辉长岩,具典型的辉长结构,粒状辉石充填于斜长石所构成的基本格架之间。梁河基性岩脉(TL-2, TL-3, TL-4)产于梁河囊宋大平基性侵入体,主体岩性是细粒辉长岩,夹粗面岩,相邻可见芒岗玄武岩(N₁m)。岩石具典型的辉绿结构,斜长石(细长条板状)构成基本格架,辉石充填其间,后期绿泥石化蚀变作用强烈,见有少量橄榄石。TL-7 产于回龙寨下岔路口中粒花岗岩的基性岩脉中,为玄武安山岩,可见石英、斜长石、辉石,其中有部分辉石蚀变成角闪石。

4 实验方法

用于⁴⁰Ar/³⁹Ar定年的全岩样品先在钢钵中破碎后过筛至40~60目之间,用稀硝酸浸泡10min后,分别用去离子水和丙酮超声波清洗,然后在低于100℃的条件下烘干。样品用铝铂包好后与标准样品排列封装于玻璃罐中,在中科院北京高能物理研究所核反应堆H8孔道照射90h,放置6个月后由中科院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室采用CO₂连续激光阶段加热-GV5400型稀有气体同位素质谱进行⁴⁰Ar/³⁹Ar同位素定年分析。实验室采用自制的CO₂激光窗口,窗口本底为2mV(5min),实验中间阶段本底为4~6mV,而样品的信号强度一般控制在40~200mV。样品经CO₂连续激光加热所释放的气体经过纯化系统后送入VG5400型稀有气体同位素质谱进行同位素比值测定,并通过控制激光能量(阶段加大)来使样品达到阶段加热。采用年龄为132Ma年的黑云母ZBH-2506作为标样,J值变化为0.007166~0.009868,线性相关性为R²=0.978;数据处理及年龄坪谱图均由ArArCALC软件v.2.2(Koppers, 2002)完成。

主微量元素含量和Sr-Nd同位素分析测试均在中科院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成,分别采用XRF、ICP-MS和MC-ICP-MS方法。XRF主微量元素分析方法与Goto and Tatsumi(1994)报道的相似,分析

精度优于5%,ICP-MS微量元素分析流程见刘颖等(1996),分析精度优于3%。MC-ICP-MS法详细实验流程及仪器分析情况见韦刚健等(2002)和梁细荣等(2002)。⁸⁷Sr/⁸⁶Sr和¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值分别用⁸⁶Sr/⁸⁸Sr=0.1194和¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd=0.7219校正,在本文样品的分析过程中,该仪器测定的国际Sr同位素标准NBS987的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr比值为0.710243±14(2σ),Nd同位素标准Shin Etou的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd比值为0.512124±11(2σ)。

5 分析结果

5.1 年代学

本文对GL-24和TL-7进行了全岩Ar-Ar定年。其中GL-24采自泸水片马丫口基性岩脉中,岩脉与周围花岗岩(68~76Ma)呈侵入接触关系。TL-7采自梁河回龙寨下岔路口辉绿岩脉中,辉绿岩脉两侧是中粒花岗岩(53Ma)。结果(表1及图2)显示,采自泸水片马剖面的GL-24的坪年龄为41.78±0.52Ma,梁河的TL-7的坪年龄为39.68±0.72Ma。

5.2 主量元素

主量元素分析结果见表2。本文研究的基性岩脉SiO₂含量变化范围较大,具有较高的MgO、Fe₂O₃^T、TiO₂和CaO^T以及K₂O/Na₂O<0.5等特点。其中泸水-片马样品的SiO₂含量为42.4%~50.7%,MgO含量为5.2%~19.5%,Mg[#]变化范围为50.9~75.8,其中苦橄岩GLS-21的Mg[#]最高(75.8)。K₂O+Na₂O为0.48%~4.49%,K₂O/Na₂O变化范围为0.07~1.10,除了GL-8比值为1.10以外,所有样品的K₂O/Na₂O比值均小于0.5。在TAS图解(图3a)中,除了GLS-21位于苦橄岩区域之外,其余样品均位于玄武岩区域内,并落在碱性-亚碱性分界线附近。

梁河样品SiO₂含量变化范围为49.1%~57.3%。MgO含量变化范围3.46%~7.09%,K₂O+Na₂O为4.44%~5.06%,K₂O/Na₂O为0.43~0.52。在TAS图解中,除了样品TL-7位于安山岩之外,其余三个样品均位于玄武岩区域之内。在Na₂O-K₂O图解(图3b)上,所有样品均落在K₂O/Na₂O=0.5线下,属于钙碱性序列。

综上,高黎贡带基性岩脉主要为一套玄武岩质岩石,少量为苦橄岩和安山岩,除GL-8位于钾质岩区之外,其余样品均属中钾-低钾钙碱性系列,与拉萨地块广泛分布的碰撞后高钾岩石和钾玄岩明显不同。

5.3 稀土和微量元素

稀土和微量元素含量见表2。由图4a和4b可以看出,泸水-片马和梁河样品具有相似的稀土配分模式,即轻稀土元素相对富集、重稀土元素比较平坦的右倾分配模式,部分样品(GLS-27, TL-7)显示弱的Eu负异常(δEu=0.77~

表1 高黎贡带基性岩脉的⁴⁰Ar/³⁹Ar 同位素定年分析结果Table 1 ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating results of the Gaoligong Belt basic dikes

实验阶段	激光输出能量 (W)	³⁶ Ar(a) (mV)	³⁸ Ar(cl) (mV)	³⁹ Ar(k) (mV)	⁴⁰ Ar(r) (mV)	年龄 (Ma)	± 2σ (Ma)	⁴⁰ Ar(r) (%)	³⁹ Ar(k) (%)
TL-7(全岩)		$t_1 = 39.68 \pm 0.72\text{Ma}; t_2 = 41.43 \pm 0.15\text{Ma}; t_3 = 39.03 \pm 1.63\text{Ma}; t_4 = 39.69 \pm 1.75\text{Ma}$							
05M2178B	3	0.00003	0.000001	0.00231	0.01308	112.9	± 2.7	62.30	0.57
05M2178C	3	0.00001	0.000000	0.00111	0.00186	34.2	± 2.9	55.41	0.27
05M2178D	3.5	0.00001	0.000000	0.00343	0.00855	50.8	± 1.2	65.97	0.84
05M2178E	4	0.00002	0.000000	0.00637	0.01343	43.0	± 0.6	71.56	1.57
05M2178G	4.5	0.00002	0.000000	0.00708	0.01353	39.0	± 0.6	73.93	1.74
05M2178H	5	0.00002	0.000000	0.00893	0.01704	38.9	± 0.5	75.81	2.20
05M2178I	6	0.00003	0.000000	0.01662	0.03317	40.7	± 0.5	78.55	4.09
05M2178J	7	0.00003	0.000001	0.02147	0.04155	39.5	± 0.4	81.05	5.29
05M2178L	8	0.00003	0.000002	0.02385	0.04472	38.3	± 0.3	85.50	5.88
05M2178M	10	0.00003	0.000007	0.03401	0.06475	38.8	± 0.3	86.74	8.38
05M2178N	11	0.00003	0.000008	0.03590	0.06837	38.8	± 0.3	87.59	8.84
05M2178O	12	0.00003	0.000008	0.03108	0.05842	38.3	± 0.3	88.10	7.66
05M2178Q	13	0.00002	0.000006	0.02799	0.05266	38.4	± 0.3	89.42	6.90
05M2178R	15	0.00002	0.000006	0.03293	0.06525	40.4	± 0.3	90.13	8.11
05M2178S	17	0.00003	0.000011	0.03981	0.08078	41.4	± 0.3	91.00	9.81
05M2178T	18	0.00002	0.000005	0.02384	0.04780	40.9	± 0.3	90.54	5.87
05M2178V	20	0.00001	0.000005	0.02110	0.04367	42.2	± 0.3	93.28	5.20
05M2178W	21	0.00001	0.000003	0.01248	0.02539	41.5	± 0.5	92.96	3.08
05M2178X	30	0.00001	0.000008	0.02137	0.04721	45.0	± 0.4	92.64	5.26
05M2178Y	100	0.00003	0.000017	0.03424	0.08395	49.9	± 0.4	91.23	8.44
GL-24(全岩)		$t_1 = 41.78 \pm 0.52\text{Ma}; t_2 = 42.23 \pm 0.21\text{Ma}; t_3 = 41.22 \pm 1.33\text{Ma}; t_4 = 41.30 \pm 1.34\text{Ma}$							
05M2180D	3	0.00009	0.000002	0.00152	0.00688	91.4	± 7.4	21.32	0.47
05M2180E	3.5	0.00005	0.000000	0.00239	0.00619	52.8	± 2.9	27.99	0.75
05M2180F	4	0.00006	0.000000	0.00562	0.01234	44.8	± 1.4	41.23	1.76
05M2180G	5	0.00009	0.000000	0.00928	0.02063	45.4	± 1.1	44.07	2.90
05M2180I	6	0.00011	0.000000	0.01308	0.02741	42.8	± 1.2	45.64	4.09
05M2180J	6.5	0.00007	0.000000	0.00885	0.01819	42.0	± 1.1	46.17	2.77
05M2180K	7	0.00005	0.000000	0.00717	0.01461	41.6	± 0.9	48.43	2.24
05M2180L	8	0.00013	0.000000	0.01656	0.03531	43.5	± 0.9	48.07	5.18
05M2180N	8.5	0.00010	0.000000	0.01131	0.02311	41.7	± 1.1	43.89	3.54
05M2180O	9.5	0.00013	0.000001	0.02044	0.04327	43.2	± 0.8	53.47	6.40
05M2180P	10	0.00008	0.000000	0.01291	0.02536	40.1	± 0.8	50.93	4.04
05M2180Q	11	0.00009	0.000000	0.01494	0.03000	41.0	± 0.8	53.59	4.68
05M2180S	12	0.00007	0.000000	0.01446	0.02900	41.0	± 0.7	57.14	4.53
05M2180T	14	0.00011	0.000000	0.01812	0.03740	42.1	± 0.8	54.09	5.67
05M2180U	16	0.00009	0.000000	0.01880	0.03844	41.7	± 0.6	59.35	5.88
05M2180V	18	0.00013	0.000000	0.03235	0.06845	43.2	± 0.5	64.53	10.13
05M2180X	20	0.00009	0.000000	0.02978	0.06186	42.4	± 0.4	70.36	9.32
05M2180Y	22	0.00009	0.000000	0.03003	0.06094	41.4	± 0.5	69.87	9.40
05M2180Z	25	0.00006	0.000000	0.02511	0.05021	40.8	± 0.4	74.14	7.86
05M3180A	30	0.00003	0.000002	0.01479	0.02841	39.2	± 0.4	74.99	4.63
05M3180C	31	0.00000	0.000000	0.00354	0.00669	38.6	± 0.9	84.10	1.11
05M3180D	40	0.00001	0.000000	0.00521	0.00986	38.7	± 0.8	79.06	1.63
05M3180E	50	0.00001	0.000000	0.00326	0.00645	40.4	± 1.3	68.10	1.02

t_1 -坪年龄; t_2 -全熔年龄; t_3 -等时线年龄; t_4 -反等时线年龄; Ar 同位素单位为 mV, 质谱计灵敏度为 $1.64 \times 10^{-15} \text{ mol/mV}$

表 2 高黎贡带基性岩脉主量元素 XRF (wt%) 和微量元素 ICP-MS ($\times 10^{-6}$) 分析结果Table 2 Major elements (wt%) and trace elements ($\times 10^{-6}$) analysis results of the Gaoligong Belt basic dikes

样品	梁河				泸水-片马						
	TL-2	TL-3	TL-4	TL-7	GL-8	GL-24	GL-22	GLS-16	GLS-21	GLS-27	
SiO ₂	49.14	49.51	51.31	57.31	49.8	46.2	49.6	48.53	42.35	50.7	
Al ₂ O ₃	16.08	16.16	16.78	17.59	15.43	16.3	17	16.19	9.4	14.05	
Fe ₂ O ₃ ^T	10.87	10.86	10.18	7.84	9.53	13.4	11.7	12.89	14.51	13.31	
MgO	7.09	6.9	3.9	3.46	8.22	6.22	5.2	6.37	19.51	6.27	
Na ₂ O	3.1	3.18	3.38	2.99	1.95	2.76	3.98	3.46	0.32	3.64	
K ₂ O	1.34	1.37	1.68	1.55	2.15	1.13	0.51	1.5	0.16	0.26	
CaO	7.12	7.27	7.87	5.89	8.33	7.88	7.69	7.72	7.12	8.24	
TiO ₂	1.38	1.41	1.3	0.82	1.22	2.47	2.1	2.42	1	1.57	
P ₂ O ₅	0.28	0.29	0.31	0.12	0.2	0.26	0.39	0.42	0.09	0.17	
MnO	0.15	0.16	0.51	0.11	0.14	0.18	0.18	0.19	0.2	0.21	
灼量	3.7	3.12	2.58	2.51	2.63	3.08	1.8	0.59	5.8	2.25	
总量	100.25	100.22	99.79	100.17	99.6	99.8	100	100.26	100.46	100.68	
Mg [#]	60.3	59.7	47.2	50.7	66.8	52.1	50.9	53.5	75.8	52.3	
Cr	132	151.2	157	13.25	314.5	118	58.4	98.73	1145.2	77.54	
Ni	84.35	142.4	71.29	9.493	138.6	67.1	50.5	67.35	696.8	49.44	
Sc	20.68	21.3	20.58	17.8	19.66	19.2	21.1	21.53	27.23	40.31	
V	137.2	139.8	161.6	190.2	162	201	182	194.9	186.2	324.7	
Co	40.63	62.39	62.38	21.16	37.06	38.2	34.7	39.97	82.71	44.12	
Mn	1047	1123.7	3789.4	761.6	1203	1470	1275	1339.4	1411.6	1476.5	
Cu	34.86	34.79	28.3	34.6	50.78	74.8	72.2	65.78	204.2	169.9	
Zn	85.98	123.4	106.6	82.06	71.45	105	115	118.8	84.88	101.9	
Ga	18	17.65	18.75	19.42	16.89	19.3	21.1	20.43	11.46	16.97	
Ge	1.663	1.983	1.833	1.668	1.478	1.84	1.61	1.858	1.744	2.183	
Cs	2.392	0.31	0.322	16.81	44.58	6.47	3.02	3.119	0.588	0.886	
Rb	27.62	29.76	37.75	157.2	206.1	49.4	28	29.64	5.815	6.793	
Sr	387.4	391.8	461.2	235.3	260.7	405	389	370.5	4.897	232.9	
Ba	385.8	411.4	529.6	215.5	145.7	214	153	233.9	9.797	98.84	
Zr	123	127.5	171.1	118.2	134.3	193	220	215.4	63.88	129.7	
Hf	3.548	3.63	4.86	4.082	3.728	5.46	6.24	6.462	2.195	4.299	
Nb	12.06	12.75	14.3	8.572	9.742	18.1	19.7	19.87	4.196	11.63	
Ta	0.747	0.788	0.889	0.573	0.827	1.34	1.33	1.461	0.32	0.892	
Y	23.81	31.52	43.75	24.36	21.75	33.3	37.1	40.22	20.61	36.97	
La	25.05	27.42	41.29	19.19	18.91	16.6	24.1	25.95	5.777	16.55	
Ce	46.79	50.1	71.04	38.8	37.68	43.1	54.8	59.5	12.79	34.08	
Pr	5.736	6.008	8.379	4.723	4.734	6.43	7.55	8.349	1.82	4.437	
Nd	22.49	24.5	33.01	18.61	18.51	27.9	33.1	36.53	8.847	19.85	
Sm	4.519	4.696	6.071	4.122	4.104	6.32	6.93	7.795	2.494	4.785	
Eu	1.451	1.59	1.756	1.05	1.254	2.11	2.19	2.513	0.783	1.5	
Gd	4.798	5.299	6.298	4.245	4.204	6.63	7.39	8.385	3.454	6.346	
Tb	0.736	0.848	1.019	0.731	0.713	1.05	1.19	1.321	0.589	1.064	
Dy	4.48	5.019	6.108	4.524	3.927	6.15	6.72	7.721	3.791	6.594	
Ho	0.834	1.041	1.244	0.89	0.82	1.3	1.35	1.524	0.775	1.381	
Er	2.159	2.608	3.347	2.444	2.402	3.58	3.34	3.818	2.003	3.542	
Tm	0.324	0.356	0.45	0.357	0.347	0.54	0.48	0.561	0.296	0.539	
Yb	1.873	2.175	2.689	2.235	2.13	3.33	2.89	3.376	1.801	3.138	
Lu	0.264	0.334	0.412	0.336	0.332	0.52	0.43	0.502	0.261	0.473	
Pb	5.33	6.23	9.123	17.93	8.253	1.93	6.56	7.216	2.204	5.214	
Th	5.492	5.889	7.308	8.215	5.576	1.82	2.74	3.291	0.876	4.566	
U	0.701	0.791	0.788	1.367	0.879	0.35	0.53	0.549	0.179	0.836	

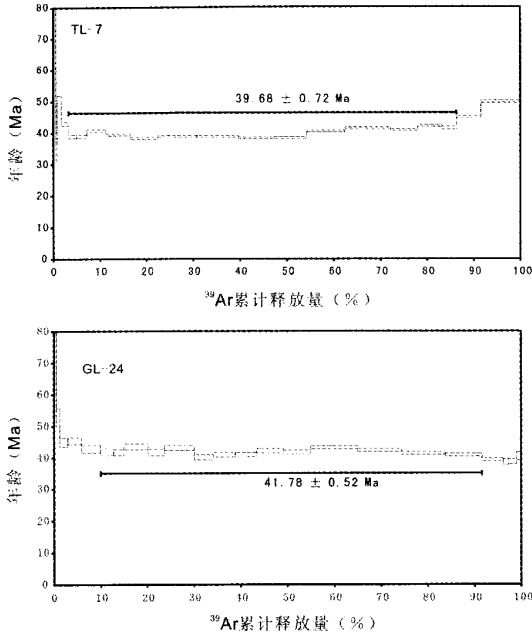


图2 高黎贡带基性岩脉的⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄坪谱

Fig. 2 ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra of the mafic dykes from the Gaoligong belt

1.00)。其中泸水-片马样品的轻稀土富集程度((La/Yb)_N = 2.16 ~ 5.99)要小于梁河样品((La/Yb)_N = 6.16 ~ 11.0)。

在原始地幔标准化图解(图4c)上,泸水-片马样品显示了较大的变化。其中苦橄岩的微量元素含量最低,且具有明显的Sr和Ba负异常。样品GL-24具有类似OIB的微量元素配分模式,其Nb/La > 1。其余样品都具有Nb、Sr、P、Ti的负异常,有些样品还具有Ba、U、K的负异常。其中GL-8的Rb异常的高(是原始地幔值的325倍),K是同组样品中最高的(其K₂O含量也是最高的),呈现很明显的Ta、Nb谷。

梁河样品中有三件样品(TL-2、TL-3和TL-4)的分布型式很一致,相对富集Rb、Ba、Th、K等,相对亏损U、Nb、Ta、Ti等。而TL-7的Rb异常高(是原始地幔值的248倍),并显示Ba、Ta、Nb、Sr、P、Ti的负异常(图4d)。

5.4 Sr-Nd 同位素特征

本文对所研究的部分样品进行了Sr-Nd同位素比值分析(表3),结果显示这些基性岩脉具有较高的⁸⁷Sr/⁸⁶Sr初始值(0.7065 ~ 0.7139)和较低的¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd初始值(0.51239 ~ 0.51257)及ε_{Nd}初始值(-0.30 ~ -3.85)。

6 讨论

6.1 蚀变作用对全岩组成的影响

本次研究的样品有不同程度的蚀变,因此有必要考察蚀

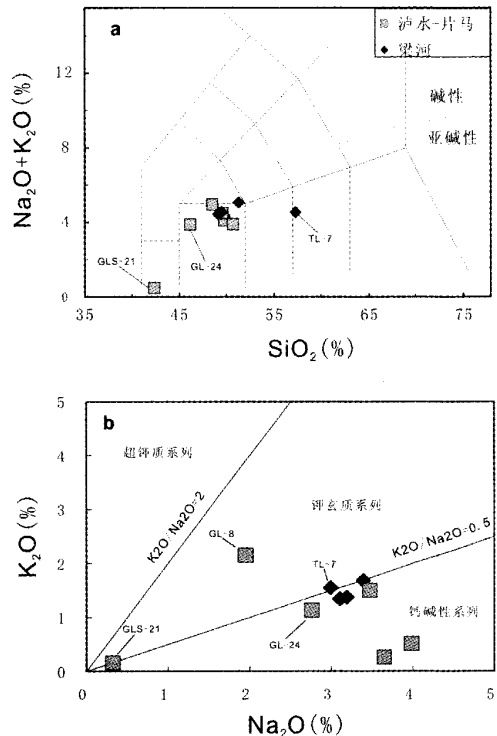


图3 高黎贡带基性岩脉的TAS图解(Le Bas et al., 1986)和Na₂O-K₂O图解(Miller et al., 1999)

Fig. 3 The TAS (Le Bas et al., 1986) and Na₂O vs. K₂O diagrams (Miller et al., 1999) of the mafic dykes from the Gaoligong belt, Yunnan

变过程中元素的迁移情况(Xu et al., 2001)。我们在岩石薄片镜下鉴定中发现,这套基性岩脉岩石均遭受了不同程度的绿泥石化、角闪石化、蛇纹石化、伊丁石化等后期蚀变,从图5我们可以看出Th-Rb和Th-Ba的线性关系很差,U、La、Pb与Th具有较好的正相关线性关系,因此我们认为Rb和Ba受地表蚀变影响较大,这也可以从微量元素蛛网图上看出来,Rb异常和Ba谷的出现可能是后期蚀变所致。而U、La和Pb和Nb受影响不大。除GLS-21外,Nb与Th大致成负相关关系(图5)。

6.2 地壳混染和AFC过程

在探讨岩浆成因和源区类型之前,有必要考察岩浆在侵位过程中是否存在地壳混染作用、结晶分离作用和岩浆混合作用,因为这些过程可能改变了原生岩浆的地球化学和同位素组成,严重影响岩浆源区类型及其岩浆成因的正确判断。

本次研究的样品GLS-21的MgO含量高达19.51%,但该样品具有明显的堆晶结构,因此不代表原始岩浆的成分。

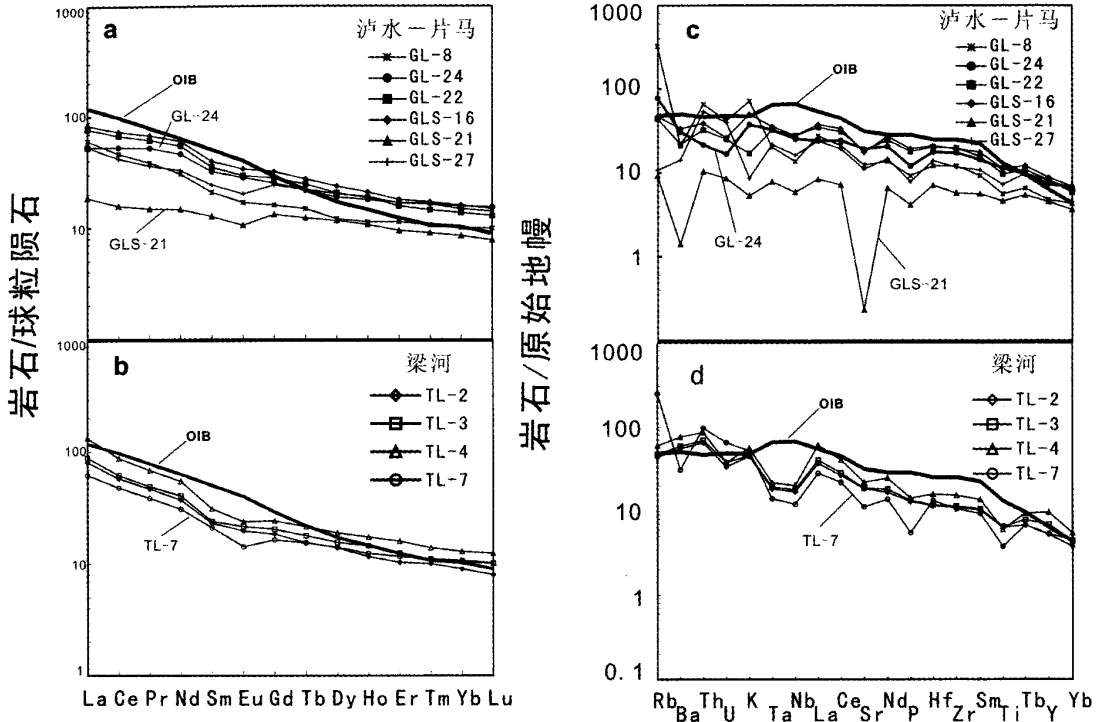


图4 高黎贡带基性岩脉稀土元素配分曲线及其微量元素蛛网图
球粒陨石和原始地幔值据 Sun and McDonough (1989)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spidergrams (b) of the mafic dykes from the Gaoligong belt

Normalization data are from Sun and McDonough (1989)

表3 高黎贡带基性岩脉的 Sr-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopes of the Gaoligong Belt basic dikes

样品	梁河		泸水-片马			
	TL7	GL22	GLS16	GLS27	GL8	GL24
Rb(× 10 ⁻⁶)	157.0	28.0	29.6	6.8	206.1	49.4
Sr(× 10 ⁻⁶)	235.0	389.2	370.5	232.9	260.7	404.8
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	1.9344	0.2078	0.2314	0.0844	2.2874	0.3532
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.714975	0.706815	0.706702	0.708818	0.707939	0.707898
2σ	14	13	11	20	16	8
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.713876	0.706697	0.706571	0.708770	0.706639	0.707697
ε _{Sr}	133.8	31.8	30.1	61.3	31.0	46.0
Sm(× 10 ⁻⁶)	4.1	6.9	7.8	4.8	4.1	6.3
Nd(× 10 ⁻⁶)	18.6	33.1	36.5	19.9	18.5	27.9
¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	0.133971	0.126420	0.129001	0.145730	0.134036	0.137093
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512424	0.512604	0.512531	0.512511	0.512461	0.512585
2σ	12	9	7	9	6	6
t _{DM} (Ga)	1.39	0.96	1.12	1.43	1.32	1.13
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.512389	0.512571	0.512497	0.512473	0.512426	0.512549
ε _{Nd}	-3.85	-0.30	-1.74	-2.21	-3.13	-0.73

注：⁸⁷Rb/⁸⁶Sr、¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd 比值由全岩微量元素含量计算而得，⁸⁷Sr/⁸⁶Sr、¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 比值的误差范围为 2σ。t_{DM} = ln { [(¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_i - (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)_{DM}] / [(¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_i - (¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd)_{DM}] } / λ；ε_{Nd}(t) 计算中的 t = 35 Ma，计算过程中采用的现代原始地幔值为 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967，¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638，亏损地幔值为 ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.2136，¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51315

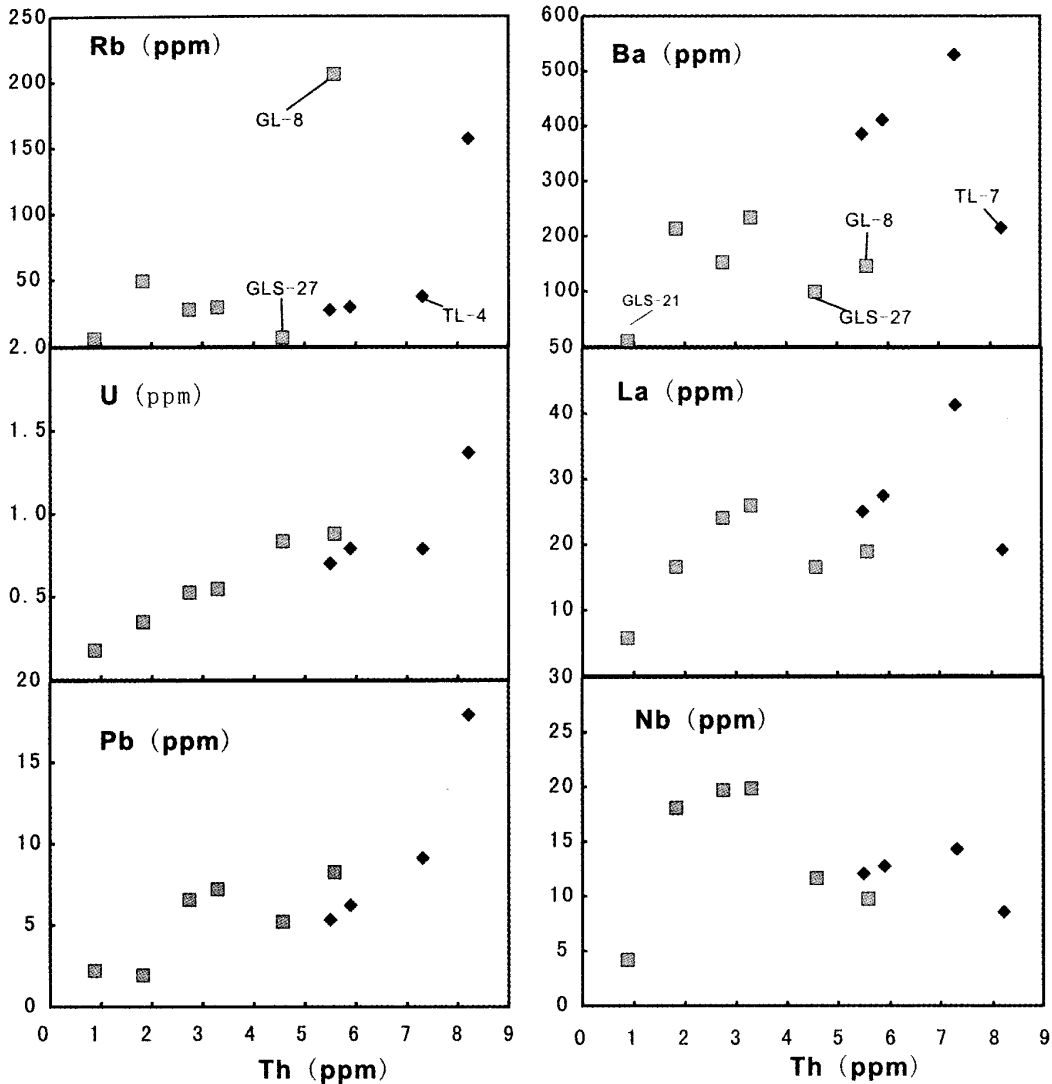


图5 高黎贡带基性岩脉 Th 与微量元素图解

Fig. 5 Variation of selected trace elements versus Th for the mafic dykes from the Gaoligong Belt

样品 GL-8 的 MgO 含量达 8.22%, GL-24 具有最低的 SiO₂ 含量(46.2%),可能代表了分异最弱的岩浆。最演化的样品为 TL-7,具有高 SiO₂(57.31%)和低 MgO(3.46%)。除了主量元素(如 SiO₂ 和 MgO)具有明显的变化之外,这套岩石的微量元素和稀土元素也表现出系统的变化。图 6a 和 b 显示了基性岩脉中相容元素(Ni、Cr)与 MgO 具有较好的正相关关系。Ni、Cr 是橄榄石、辉石等矿物相的特征相容元素,它们与 MgO 较好的正相关说明橄榄石和辉石可能是岩浆系统中的主要结晶分离相。高黎贡带基性岩脉(样品 GLS-21 除外)显示了大致的 Eu/Eu* 与 Sr/Sr* 正相关关系(图 6c)。斜长石是富 Eu 的矿物,斜长石的分离结晶可以导致残余岩浆产生负 Eu 和 Sr 异常。因此,高黎贡带基性岩脉的部分地球化学变化与橄榄石、辉石和斜长石分离结晶有关。

如果 Th 是不相容元素, Th 与 Nb 之间的负相关关系(图 5)暗示在岩浆过程中 Nb 具有类似相容元素的性质,这可能意味着地幔源中可能富含 Nb 的矿物(例如金红石),但 Foley *et al.* (2000)认为富 Nb 矿物(金红石)同样是 Zr-Hf 的重要载体,而本文样品的 Zr-Hf 在蛛网图上并无异常(图 4),因此可以排除 Nb 所表现出来的这种类似相容元素性质是由地幔源区的残留矿物造成。Th 与 Nb 之间的负相关关系可以用地壳混染作用来解释,这是因为地壳物质富集大离子亲石元素(如 Th)而亏损高场强元素(如 Nb),因此基性岩浆随着地壳混染程度的增加,岩浆中的 Th 含量逐渐增加,而 Nb 含量逐渐减少。这一解释得到了在 SiO₂ 和 Nb/La 以及 SiO₂ 和 Nb/U 之间的负相关关系的支持(图 7)。并说明岩浆结晶分异的同时伴随有地壳混染,其中安山岩(样品

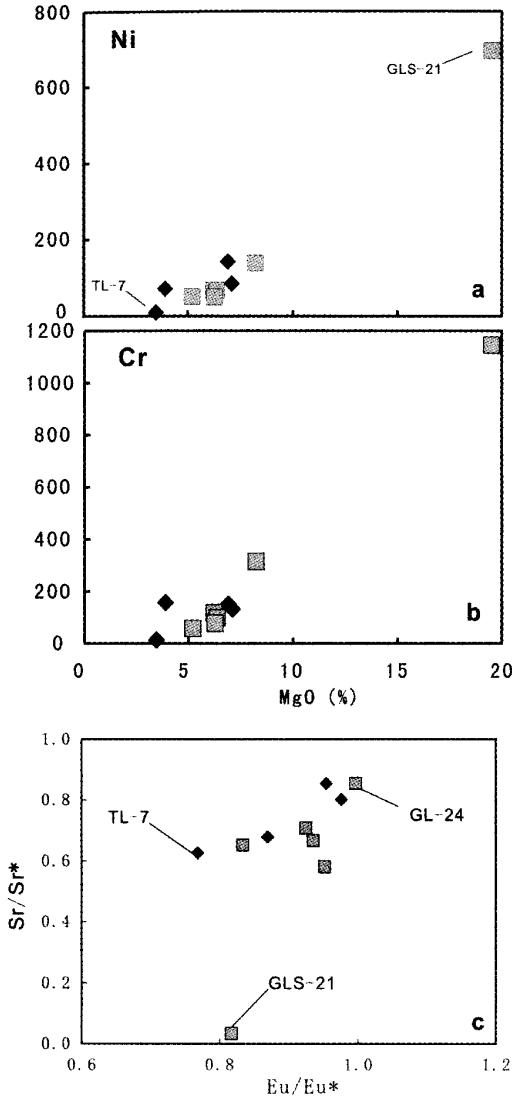


图6 高黎贡带基性岩脉 MgO - Ni, Mg - Cr 以及 Eu/Eu* - Sr/Sr* 图解

Fig.6 Variation of selected trace elements versus MgO and Eu/Eu* vs Sr/Sr* for the mafic dykes from Gaoligong basic dikes

TL-7) 的地壳混染程度最大。为了进一步对地壳混染过程进行制约,我们选取了 Gao *et al.* (1998) 的两个地壳样品和 Hoffman(1988) 估算的大陆地壳组成成分进行模拟。模拟计算表明,20% ~60% 地壳物质的加入可以解释高黎贡带基性岩脉显示的成分变化。地壳混染不仅改变了岩石的微量元素组成,而且还会引起同位素组成的变化(图8)。不过, Sr 同位素的变化可能是地壳混染或后期蚀变综合作用的结果。

如果图7中的 SiO₂-Nb/La 的负相关关系与地壳混染有关,那么 SiO₂ 含量最低、Nb/La 最大的样品代表了混染程度最小的样品。事实上,该样品 GL-24 的 Nb/La 比值大于1,

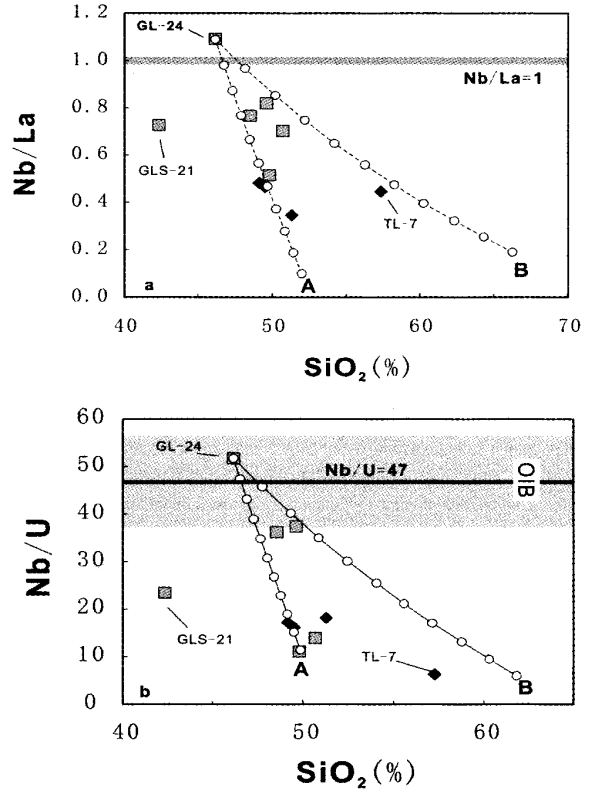


图7 高黎贡带基性岩脉 SiO₂-Nb/La (a) 和 SiO₂-Nb/U (b) 图解

图 a: 混染源 A, B (据 Hoffmann, 1988) 的 SiO₂, Nb, La 分别为 52%、5 × 10⁻⁶、50 × 10⁻⁶ 和 66.28%、7.3 × 10⁻⁶、37.9 × 10⁻⁶; 图 b: 混染源 A, B (数据来源: Gao *et al.*, 1998) 的 SiO₂、Nb、U 分别为 61.89%、18.2 × 10⁻⁶、3.04 × 10⁻⁶ 和 49.85%、12.4 × 10⁻⁶、1.09 × 10⁻⁶

Fig.7 SiO₂ vs. Nb/La (a) and SiO₂ vs. Nb/U (b) for the Gaoligong mafic dikes

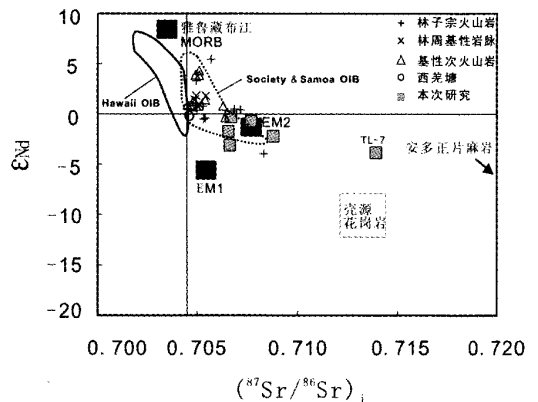


图8 高黎贡带基性岩脉 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i-ε_{Nd} 图解

Fig.8 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i vs. ε_{Nd} for the Gaoligong mafic dikes

Nb/U 比值为 51.7, 与 OIB 和 MORB 的相应值 (Hoffman, 1997) 一致。蛛网图呈现类似 OIB 的平滑型分布形式, 这些特征说明 GL-24 源自对流软流圈, 受地壳混染的程度不大。

6.3 似 OIB 型岩浆的确认及其动力学意义

拉萨地块和羌塘地块碰撞后火山岩以富钾低钛为特征, 通常被认为来源于富集岩石圈地幔 (Turner *et al.*, 1993, 1996; Williams *et al.*, 2004; Ding *et al.*, 2003), 其富集过程可能与自侏罗纪以来特提斯洋壳的消减有关。最近研究 (莫宣学等, 2003) 证明, 林子宗火山岩早期具有较多陆缘弧火山岩特征, 中期开始出现标志陆内岩浆活动的钾玄岩, 晚期更多的显示了加厚陆壳条件下的火山岩特点, 记录了由新特提斯俯冲消减末期过渡到大陆碰撞的信息。与这些碰撞后富钾火山岩和陆缘弧火山岩相比, 本次研究的基性岩脉具有相对高的铁-钛含量以及低 K_2O 含量, 说明其岩浆源区与陆下岩石圈地幔存在明显的差别, 低 K_2O 含量说明其源区缺乏高钾矿物相 (金云母与角闪石)。这套基性岩脉最突出的特征就是未受地壳混染的样品 (GL-24) 显示了与 OIB 相似的地球化学特征, 因此其岩浆可能起源于软流圈地幔。相对低 Sr、高 HREE (包括 Y) 含量及低的 La/Yb 比值说明源区不存在石榴石。Deniel (1998) 提出了以不活动高场强元素判别玄武岩岩浆源区矿物相组合的有效图解。从图 9 我们可以看出, 大部分样品位于原始尖晶石相二辉橄榄岩和亏损尖晶石相二辉橄榄岩熔融源区之间, 部分样品位于亏损尖晶石相二辉橄榄岩和原始石榴石相二辉橄榄岩熔融曲线之间。当石榴石二辉橄榄岩发生低程度熔融时, 所生成的岩浆常具有稀土元素显著分馏, 尤其是 HREE 显著分馏的特征, Ce/Y 比值较高, 而由尖晶石二辉橄榄岩部分熔融生成的岩浆往往具有 HREE 相对平坦的稀土元素分布型式, 因此本研究的较低的 Ce/Y 比值 (小于 2) 同样也说明源区不存在石榴石。

McKenzie and Bickle (1988) 的研究表明, 在岩石圈很厚的情况下, 软流圈地幔是不会熔融的, 这可以解释为什么克拉通地区缺少岩浆活动。无论地幔柱存在与否, 软流圈发生熔融的前提条件是岩石圈厚度必须小于 65 ~ 80km。如图 9 所示高黎贡带基性岩脉的源区在尖晶石相地幔中 (<70km), 说明软流圈地幔上涌到很浅的部位。青藏高原具有世界上最厚的岩石圈, 最新的地球物理探测显示这一地区现今岩石圈厚度 >150km (McKenzie and Priestley 2007), 如此厚的岩石圈会阻挡软流圈的上涌 (徐义刚, 1999, 2006), 所以在正常情况下, 青藏高原是不会出现似 OIB 型岩浆的。因此, 本文确定的起源于相对较浅 (<70km) 的软流圈地幔岩浆可能是特殊构造背景下的产物, 岩浆活动时间记录了研究区陆-陆碰撞后特殊的构造演化阶段。

高黎贡带基性岩脉的侵位年龄为 40 ~ 42Ma。如果我们的岩石学解释是正确的话, 该年龄限定了软流圈上涌事件的时间。值得注意的是, 该事件发生的时间与林子宗火山岩系末段的岩浆活动 (周肃等, 2004) 以及最近在冈底斯东段达

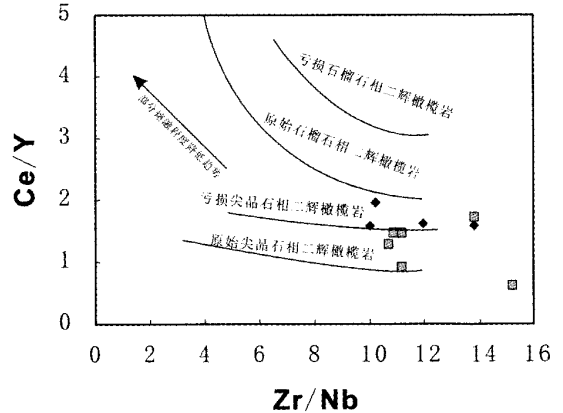


图9 高黎贡带基性岩脉 Zr/Nb-Ce/Y 图解

据 Deniel (1998) 改编

Fig. 9 Variation of Zr/Nb vs. Ce/Y for the Gaoligong mafic dikes

孜-甲马地区的基性次火山岩的年龄 (高永丰等, 2006) 相一致。这些事件在时间上的一致性说明碰撞带正面和东侧的深部过程和构造演化具有协调性。在冈底斯曲水一带发育的大量的具有正 ϵ_{Nd} 的混合型辉长岩-花岗岩组合 (55 ~ 50Ma; 董国臣等, 2006) 以及在林周基性岩脉 (53Ma; 岳雅慧等, 2006) 显然与软流圈地幔上涌有关, 但该软流圈上涌事件是与从新特提斯洋岩石圈板片以低角度向欧亚大陆俯冲向新特提斯洋岩石圈发生回转有关, 还是与消减特提斯洋片与印度大陆板块断离有关尚需作进一步的讨论。消减特提斯洋片与印度板块的断离是因为两者之间的强度和密度上的巨大差异引起的。密度较大的新特提斯洋岩石圈具有向下的拖曳力, 而印度大陆岩石圈具有与俯冲方向相反方向的“浮力”, 二者之间产生的拉张应力导致了新特提斯洋岩石圈与印度岩石圈发生断离。这时, 局部地区的岩石圈厚度会大大减小。为了补偿特提斯板块拆离后留下的空间, 软流圈物质上涌通过断离后形成的板片窗并发生熔融, 导致 OIB 型岩浆的形成。之后印度大陆岩石圈继续向北俯冲, 板片窗消失, 由于印度和欧亚大陆岩石圈的机械叠加岩石圈急剧加厚, 阻碍软流圈的上涌和熔融, 因此在 OIB 型岩浆活动之后会出现一个岩浆活动的间隙期。本文认为, 板片窗存在的时间相对较短, 因此 OIB 型岩浆活动也是一个短暂的事件。值得注意的是, ~50Ma 左右的岩浆均显示强烈的 Nb-Ta 亏损, 未见典型的 OIB 型岩浆活动, 而之后又发育了林子宗火山岩系中帕那组火山岩。由此我们认为 ~50Ma 的幔源岩浆活动代表了新特提斯洋岩石圈发生回转引起的软流圈侧向流动的结果 (Corner Suction), 而与俯冲板块的拆离无关。40Ma 之后该区岩浆活动不多, 直到 25Ma 才因东西向的拉张出现富钾岩浆作用。因此, ~40Ma 的滇西高黎贡带基性岩脉和达孜-甲马基性次火山岩才可能真正是板块断离后软流圈上涌熔融产物, 这与 Kohn and Parkinson (2002) 根据岩石学约

束提出的碰撞后消减特提斯洋片与印度板块断离的时间一致。

7 结论

(1)高黎贡带基性岩脉以高 FeO、TiO₂,低 K₂O 含量而与拉萨地块碰撞后富钾火山岩系明显不同。这套样品经历了结晶分异和地壳混染作用,但少量样品(如 GL-24)的 Nb/La 大于 1,La/Yb 比值较小和 Mg[#]值较高,说明其受结晶分异和地壳混染作用的影响不大。这些样品仍显示了似 OIB 的地球化学特征,为研究区提供了软流圈上涌的岩石学证据。

(2)高黎贡带基性岩脉形成于 40~42Ma,与达孜-甲马基性 OIB 型次火山岩的形成时间一致,两者均代表了碰撞后消减特提斯洋片与印度板块断离过程中软流圈上涌熔融的直接产物。推测青藏高原碰撞带正面和东侧构造演化具有协调性。

致谢 两位评审者提出了宝贵的修改意见,在样品的分析测试和文章撰写过程中得到了刘颖高级工程师和邱华宁研究员的帮助,在此一并致以谢意。

References

- Arnaud N, Vidal P, Tapponnier P, Matte P and Deng WM. 1992. The high K₂O volcanism of northwestern Tibet: Geochemistry and tectonic implications. *Earth Planetary Science Letters*, 111: 351 - 367
- Chung SL, Chu MF, Zhang Y, Xie Y, Lo CH, Lee TY, Li X, Zhang Q and Wang Y. 2005. Tibetan tectonic evolution inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth-Science Reviews*, 68: 173 - 196
- Chung S, Lo C, Lee T, Zhang Y, Xie Y, Li X, Wang K and Wang P. 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 394:769 - 771
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planetary Science Letters*, 79:281 - 302
- Deniel C. 1998. Geochemical and isotopic (Sr, Nd, Pb) evidence for plume-lithosphere interaction in the genesis of Grande Comore magmas (Indian Ocean). *Chemical Geology*, 144: 281 - 303
- Ding L, Kapp P, Zhong DL and Deng WM. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44:1835 - 1865
- Dong GC, Mo XX, Zhao ZD, Wang LL, Chen T and Li B. 2006. Magma mixing in middle part of Gangdese magma belt: Evidences from granitoid complex. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 835 - 844 (in Chinese with English abstract)
- Foley SF, Barth MG and Jenner GA. 2000. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 64: 933 - 938
- Gao S, Luo TC, Zhang BR, Zhang, HF, Han YW, Zhao ZD and Hu YK. 1998. Chemical composition of the continental crust as revealed by studies in East China. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62: 1959 - 1975
- Gao YF, Hou ZQ, Wei RH, Meng XJ and Hu HB. 2006. The geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes of basaltic subvolcanics from the Gangdese: Constraints on depleted mantle source for post-collisional volcanisms in the Tibetan plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 22(3): 547 - 557 (in Chinese with English abstract)
- Goto A and Tatsumi Y. 1994. Quantitative analysis of rock samples by an X-ray fluorescence spectrometer. *The Rigaku Journal*, 11:40 - 59
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297 - 314
- Hofmann AW. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385:219 - 229
- Ji JQ, Zhong DL and Zhang LS. 2000b. Kinematics and dating of Cenozoic strike-slip faults in the Tengchong Area West Yunnan: Implication for the block movement in the southeastern Tibet plateau. *Scientia Geologica Sinica*, 35(3): 336 - 349 (in Chinese with English abstract)
- Kohn M and Parkinson C. 2002. Petrologic case for Eocene slab breakoff during the Indo-Asian collision. *Geology*, 30: 591 - 594
- Koppers. 2002. Ar-Ar CALC-software for ⁴⁰Ar/³⁹Ar age calculations. *Computers and Geosciences*, 28: 605 - 619
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552 - 558 (in Chinese with English abstract)
- Mahéo G, Guillot S, Blichert-Toft J, Rolland Y and Pecher A. 2002. Slab breakoff model for the Neogene thermal evolution of South Karakorum and South Tibet. *Earth Planetary Science Letters*, 195: 45 - 48
- McKenzie DP and Bickle MJ. 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29: 625 - 679
- McKenzie D and Priestley K. 2007. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution. *Lithos*, in press
- Miller C, Schuster R, Kotzli U, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399 - 1424
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF, Dong GC, Zhou S, Guo TY, Zhang SQ and Wang LL. 2003. Response of Volcanism to The India-Asia Collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 136 - 148 (in Chinese with English abstract)
- Mo XX, Zhao ZD *et al.* 2006. Petrology and geochemistry of postcollisional volcanic rocks from the Tibetan plateau: Implications for lithosphere heterogeneity and collision-induced asthenospheric mantle flow. *Geological Society of America*, 409:507 - 530
- Tapponnier P, Peltzer G and Armijo R. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward MP and Ries AC (eds). *Collision Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 19:115 - 157
- Turner S, Hawkesworth C, Liu J, Rogers N, Kelley S and Calsteren P. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. *Nature*, 364:50 - 54
- Turner S, Arnaud N, Liu J, Rogers N, Hawkesworth C, Harris N and Kelley S. 1996. Post-collision, Shoshonitic Volcanism on the Tibetan Plateau; Implications for Convective Thinning of the Lithosphere and the Source of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology*, 37:45 - 71
- Wang E and Burchfiel B. 1997. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *International Geology Review*, 39: 191 - 219
- Xu YG. 1999. Basaltic magmatism in continental extensional setting: nature and dynamic process. In: Zheng YF (ed). *Chemical Geodynamics*. Beijing: Science Press, 119 - 167 (in Chinese)
- Xu YG, Menzies MA, Thirlwall MF and Xie GH. 2001. Exotic lithosphere mantle beneath the western Yangtze craton: Petrogenetic links to Tibet using highly magnesian ultrapotassic rocks. *Geology*, 29: 863 - 866

- Xu YG. 2006. Using basalt geochemistry to constrain Mesozoic-Cenozoic evolution of the lithosphere beneath North China Craton. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 093 - 104 (in Chinese with English abstract)
- Yang QJ, Xu YG, Huang XL and Luo ZY. 2006. Geochronology and geochemistry of granites in the Gaoligong tectonic belt, western Yunnan: Tectonics implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 817 - 834 (in Chinese with English abstract)
- Yin A and Harrison T. 2000. Geologic evolution of the Himalayan? Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211 - 218
- Yue YH and Ding L. 2006. ^{40}Ar - ^{39}Ar Geochronology, geochemical characteristics and genesis of the Linzhou basic dikes, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 855 - 866 (in Chinese with English abstract)
- 附中文参考文献**
- 董国臣,莫宣学,赵志丹等. 2006. 冈底斯岩浆带中段岩浆混合作用: 来自花岗杂岩的证据. *岩石学报*, 22: 833 - 844
- 丁林. 1991. 滇西高黎贡山南段构造变形特征及演化历史讨论. 中国科学院地质研究所[硕士学位论文]
- 樊春,王二七. 2004. 滇西高黎贡山南段左行剪切构造形迹的发展及其大地构造意义. *自然科学进展*, 14: 1189 - 1193
- 高永丰,候增谦,魏瑞华等. 2006. 冈底斯基性次火山岩地球化学和 Sr-Nd-Pd 同位素: 碰撞后火山作用亏损地幔源区的约束. *岩石学报*, 22(3): 547 - 557
- 季建清. 1998. 滇西南腾冲-盈江-那邦地区岩石学与新生代岩石圈构造演化. 中国科学院地质研究所[博士学位论文]
- 季建清,钟大赉,张连生. 2000a. 青藏高原东南部新生代挤出块体西边界. *科学通报*, 45: 128 - 134
- 季建清,钟大赉,张连生. 2000b. 滇西南新生代走滑断裂运动学、年代学及其对青藏高原东南部块体运动的意义. *地质科学*, 35: 336 - 349
- 李继亮. 1998. 滇西三江带的大地构造演化. *地质科学*, 4: 337 - 346
- 刘颖,刘海臣,李献华等. 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*, 25: 552 - 558
- 梁细荣,韦刚健,李献华等. 2002. 利用 MC-ICPMS 精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和 Sm/Nd 比值. *地球化学*, 32: 91 - 96
- 莫宣学,赵志丹,邓晋福等. 2003. 印度-亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 10: 135 - 147
- 穆治国,佟伟. 1987. 腾冲火山活动的时代和岩浆来源问题. *地球物理学学报*, 30: 261 - 270
- 韦刚健,梁细荣,李献华等. 2002. (LP) MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31: 295 - 299
- 徐义刚. 1999. 拉张环境中的大陆玄武岩浆作用: 性质及动力学过程. 见: 郑永飞等主编. *化学地球动力学进展*. 科学出版社, 119 - 167
- 徐义刚. 2006. 用玄武岩组成反演中—新生代华北岩石圈的演化. *地学前缘*, 13(2): 93 - 104
- 杨启军,徐义刚,黄小龙等. 2006. 高黎贡构造带花岗岩的年代学和地球化学及其构造意义. *岩石学报*, 22: 817 - 834
- 岳雅慧,丁林. 2006. 西藏林周基性岩脉的 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代学、地球化学及其成因. *岩石学报*, 22(4): 855 - 866
- 周肃,莫宣学,董国臣等. 2004. 西藏林周盆地林子宗火山岩 ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代格架. *科学通报*, 49: 2095 - 2103
- 钟大赉等. 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社
- 赵成峰. 2000. 高黎贡山西坡浅变质岩系时代归属探讨. *云南地质*, 19: 244 - 253