

青藏东缘新生代两类高钾岩浆活动的 热年代学研究*

王江海^{①**} 尹 安^② T. M. Harrison^② M. Grove^②
周江羽^① 张玉泉^① 解广轰^①

(^①中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640; ^②Department of Earth & Space Sciences and Institute of Geophysics & Planetary Physics, University of California, Los Angeles, CA 90095-1567, USA)

摘要 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄数据表明, 青藏东缘和印支块体上出露两期新生代具有不同地球化学特征的岩浆活动, 它们的时代分别为 40~28 和 16~0 Ma. 早期高钾岩石沿主走滑断裂如金沙江-红河断裂断续分布, 是在转换压缩过程中产生的. 晚期高钾岩石广泛分布于裂谷盆地中, 它与青藏和东亚地区出现的东-西向伸展有关. 结合地球化学示踪结果可知, 早期岩浆活动是在陆内俯冲过程中形成的, 而晚期岩浆活动则起源于一个新近交代富集的亏损地幔. 岩浆间歇期则代表在印度-亚洲东碰撞带一次重要的地球动力学转变, 即从由地壳变形控制的过程向由地幔构造占主导的过程转变.

关键词 高钾岩浆活动 热年代学 青藏东缘

青藏东缘新生代高钾岩浆活动强烈, 它受早第三纪走滑-拉分盆地或晚第三-第四纪裂谷盆地控制并呈断续的带状展布^[1~3](图 1). 主要岩性为超钾-钾玄质系列粗面岩、安粗岩、煌斑岩、碧玄岩和正长斑岩及高钾钙碱系列的碱性玄武岩和粗安岩^[2~9]. 前人对青藏东缘新生代高钾岩浆活动已开展年代学研究, 但所发表的年龄数据大多是用 K-Ar 法测定的^[1,2,4,5,10,11]. 由于 K-Ar 法本身固有的缺陷和测量精度的限制^[12], 故现有的年代学数据还不能完全厘定青藏东缘新生代高钾岩浆活动的精确时间坐标. 近年来, 虽有少数学者对青藏东缘高钾岩浆活动开展了 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年研究^[2,6~8], 但主要局限于越南境内^[6,8]. 虽有少数学者报道了一些青藏东缘高钾岩石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄^[2,7], 但限于时限为 30~40 Ma 的高钾岩浆活动. 本文基于新获得的青藏东缘新生代高钾岩石的 21 个 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄数据, 结合前人已发表的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 和 U-Pb 年龄, 拟厘定青藏东缘两类高钾岩浆活动的时间坐标.

1 采样和实验方法

用于定年的高钾岩石均非常新鲜. 它们采自青藏东缘, 具体位置如图 1 所示和表 1 中的脚注. 尽可能选取含钾矿物进行 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 热年代学研究. 对于一些火山岩, 在无法获得含钾单矿物时才采用全岩样品进行定年. 将高钾岩石在洁净环境下清洗和粉碎, 再用常规摇床和手工

2001-12-28 收稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49972026)、中国科学院知识创新项目(批准号: KZCX2-SW-117, KZCX2-101)、青藏 973 项目(批准号: G1998040800)和美国自然科学基金联合资助

** E-mail: wangjh@gig.ac.cn

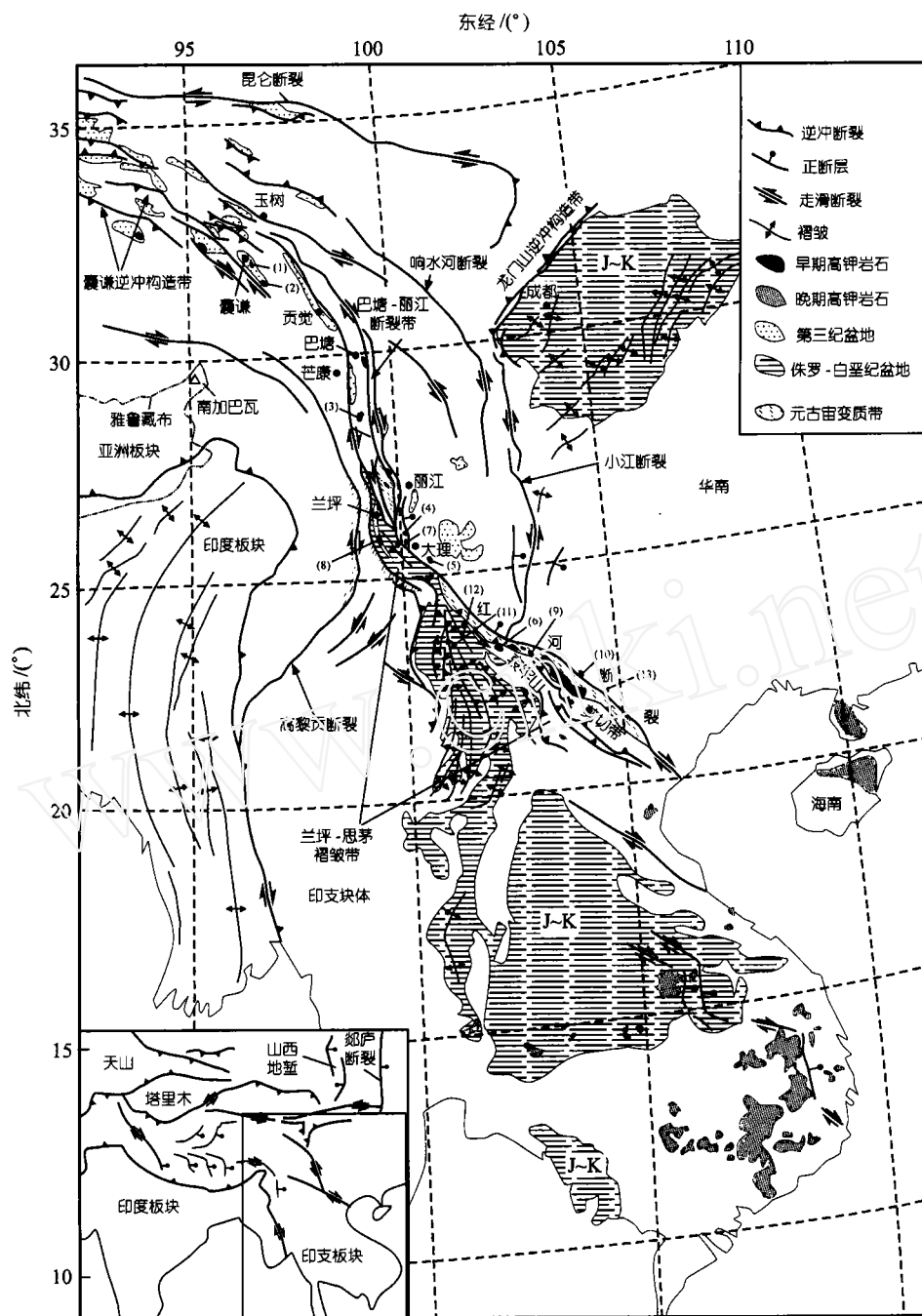


图 1 青藏东缘和印支块体新生代构造图(示变形特征、高钾岩浆活动的空间分布和采样位置)

(1) 囊谦盆地, (2) 扎玛, (3) 芒康盆地, (4) 丽江老君山, (5) 马厂箐, (6) 老王寨金矿区, (7) 大理, (8) 桌潘, (9) 大坪, (10) 屏边, (11) 普洱, (12) 通关, (13) 马关

挑选等方法分离黑云母、金云母、钾长石和霞石等含钾矿物。用铝箔将高纯金云母(S8-4)与标样(ZBH-2506)一并置于中国 902 反应堆照射, 其氩同位素组成在中国科学院广州地球化学研

表1 青藏东缘新生代高钾岩浆活动的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄数据归纳^{a)}

样号	图1中位置	岩石类型	测年对象	质量/mg	J_0 值	总气体年龄 /Ma $\pm\sigma$	加权平均年 龄/Ma $\pm\sigma$	坪年龄 /Ma $\pm\sigma$	等时线年龄 /Ma $\pm\sigma$	$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_0$ ($\pm\sigma$)	N
#96-17	(1)	粗面岩	全岩	48.7	0.006971	33.4 \pm 0.3	33.1 \pm 0.2	32.9 \pm 0.2	32.9 \pm 0.2	326.2 \pm 3.2	14
S7-1	(1)	粗面岩	全岩	23.5	0.007836	38.7 \pm 0.6	37.0 \pm 0.7	37.9 \pm 0.6	36.7 \pm 0.9	311.4 \pm 8.0	9
S8-4	(1)	煌斑岩	金云母	612.9	0.010662	39.0 \pm 2.9	39.0 \pm 0.3	38.0 \pm 0.4	37.2 \pm 0.7	323.6 \pm 2.0	13
ZM-2	(2)	煌斑岩	金云母	6.2	0.007608	37.6 \pm 0.3	37.8 \pm 0.2	37.7 \pm 0.1	37.8 \pm 0.2	294.3 \pm 2.7	11
MK391-6	(3)	粗面岩	全岩	47.5	0.006529	34.0 \pm 0.2	34.0 \pm 0.3	33.7 \pm 0.2	32.8 \pm 0.9	340.2 \pm 4.7	10
MK75-2	(3)	粗面岩	全岩	26.2	0.007570	32.3 \pm 0.2	33.8 \pm 0.7	33.3 \pm 0.1	34.8 \pm 0.3	139.7 \pm 41.3	12
G035-1	(4)	正长斑岩	钾长石	12.3	0.007904	37.2 \pm 0.4	37.1 \pm 0.4	37.0 \pm 0.1	37.0 \pm 0.4	297.7 \pm 6.4	18
G035-2	(4)	正长斑岩	钾长石	11.5	0.007902	37.4 \pm 0.5	37.0 \pm 0.4	37.3 \pm 0.3	36.8 \pm 0.4	302.0 \pm 1.6	15
G035-3	(4)	正长斑岩	钾长石	7.2	0.007903	36.2 \pm 0.4	37.4 \pm 0.5	37.1 \pm 0.2	37.0 \pm 0.4	304.4 \pm 6.1	15
G035-4	(4)	正长斑岩	钾长石	6.6	0.006911	34.2 \pm 1.1	32.8 \pm 0.7	32.2 \pm 0.9	30.8 \pm 0.8	321.0 \pm 3.4	15
G035-5	(4)	正长斑岩	钾长石	6.0	0.007507	35.8 \pm 0.5	35.0 \pm 0.3	35.0 \pm 0.3	34.6 \pm 0.3	299.6 \pm 2.1	13
MC1-1	(5)	正长斑岩	钾长石	6.3	0.006890	31.6 \pm 0.6	30.6 \pm 0.4	30.6 \pm 0.5	29.1 \pm 0.5	358.3 \pm 6.5	15
LWZ-1	(6)	煌斑岩	金云母	5.2	0.006929	32.1 \pm 0.4	31.5 \pm 0.4	31.7 \pm 0.4	30.8 \pm 0.4	326.4 \pm 4.8	8
Y-9	(7)	正长斑岩	全岩	50.0	0.006863	29.5 \pm 0.3	30.6 \pm 0.5	29.4 \pm 0.3	29.8 \pm 0.8	361.1 \pm 7.0	9
ZP-5	(8)	正长斑岩	霞石	29.4	0.007882	36.6 \pm 0.4	32.0 \pm 1.6	36.9 \pm 0.2	24.1 \pm 0.2	688.6 \pm 2.3	17
DP1-1	(9)	粗安岩	钾长石	7.9	0.006917	34.5 \pm 0.4	33.7 \pm 0.4	34.4 \pm 0.4	33.3 \pm 0.4	313.2 \pm 2.8	6
DP19-1	(9)	粗安岩	黑云母	8.0	0.006902	35.1 \pm 0.5	35.8 \pm 0.8	35.2 \pm 0.5	34.0 \pm 1.2	315.9 \pm 3.8	4
XP-1	(10)	粗安岩	全岩	57.4	0.006967	2.1 \pm 0.4	1.3 \pm 0.7	—	—	—	9
XPL-1	(11)	粗安岩	全岩	33.6	0.007424	0.89 \pm 0.33	0.84 \pm 0.10	0.78 \pm 0.20	1.52 \pm 0.62	275.2 \pm 16.4	8
XT-1	(12)	粗安岩	全岩	43.7	0.006972	1.8 \pm 0.3	1.9 \pm 0.3	1.4 \pm 0.3	1.0 \pm 0.7	343.2 \pm 12.9	6
Ma-103	(13)	碧玄岩	金云母	8.1	0.006931	12.4 \pm 0.2	12.3 \pm 0.1	12.3 \pm 0.2	11.9 \pm 0.3	322.1 \pm 14.3	6

^{a)} N为阶段加热的阶段数

究所 MM-1200 气体质谱上测定. 将其他样品用锡箔或铜箔包好, 置于 6 mm 直径的石英管中. 用透长石国际标样(FC-3)进行标定. 将样品和标样一同置于密西根大学 Ford 反应堆照射. 氩同位素组成在美国洛杉矶加州大学用 VG 3600 或 MM 1200S 气体质谱上测定. 详细的分析流程见文献[13,14]. 由于在不同实验室进行 Ar 同位素测定时采用了平行样和标样监控, 故保证了其测定结果的可比性.

2 结果与讨论

2.1 热年代学结果

21 个高钾岩石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年结果归纳于表 1. 4 个代表性样品的年龄坪绘于图 2. 因高钾火山岩在喷出地表时是非常快速冷却的, 因此其全岩或单矿物的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄理应记录了火山喷发的时间. 对于高钾侵入岩, 其全岩或单矿物的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄仅记录岩浆在不同封闭温度下冷却的年龄. 作者用于定年的高钾侵入岩样品均采自具斑状结构的浅成小侵入体(具有较快的冷却速率), 故其冷却年龄与高钾岩浆侵位年龄非常接近. 为了克服样品中过剩氩的影响, 用等时线年龄代表岩浆活动时代. 在不能获得精确的等时年龄但具有很好的年龄坪时, 则用坪年龄代表岩浆活动的时代(如样品 Y-9, XPL-1, MK75-2 和 ZP-5). 若等时年龄和坪年龄均不能获得或误差较大时, 用各阶段的加权平均年龄代表岩浆活动的时间(如样品 XT-1 和 XP-1). 对于样品 ZP-5, 其在低温区出现一“V”形谷. 作者认为它可能是后期热扰动引起的, 故本文采用其坪年龄代表岩浆活动时代.

将我们新获得的 21 个高精度 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄与文献[2,6~8,15,16]上发表的 63 个 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄和 3 个 U-Pb 年龄进行年龄-频率直方图分析(图 3). 结果表明, 在青藏东缘存在两期新生代高钾岩浆活动; 早、晚两期高钾岩浆活动的时限分别为 40~28 和 16~0 Ma. 在 28~16 Ma 期间, 高钾岩浆活动基本上停止(图 3).

2.2 青藏东缘两类高钾岩石的成因

时代为 40~28 Ma 的早期高钾岩浆活动沿整个金沙江-红河带及该带的北部延长带(巴塘-丽江断裂系和囊谦逆冲构造带)分布(图 1). 其产物为正长岩、粗面岩、粗安岩和钾玄质煌斑岩^[3,5,10]. 它具有如下特征: 低 TiO_2 (<1.0%), P_2O_5 (<0.6%)和 FeO^* (<9%), 高 K_2O (3.4%~5.2%), 富集不相容的微量元素, 大多为超钾或钾玄岩系列. 一些球粒陨石标准化的稀土配分型式显示弱的负 Eu 异常^[17,18], 表明斜长石是分离结晶的主要矿物相. 这与斜长石常以斑晶形式出现的岩相学观察结果一致. 在原始地幔标准化的蛛网图上, Nb, Ta, Ti 和 P 等高场强元素具有明显的负异常, 表明早期高钾岩浆活动与陆内俯冲作用过程有关^[3,18]. 下述构造变形方面的证据支持上述推论. 前人研究表明, 青藏东缘在始新世-渐新世期间(40~24 Ma)表现为转换压缩变形^[2]. 中第三世早期形成的兰坪-思茅褶皱带(图 1)及其伴生的始新世晚期-渐新世晚期形成的压缩盆地表明该地区经历了压缩变形过程^[3]. 兰坪-思茅褶皱带的形成与红河剪切带的左行走滑韧性剪切之间的运动学联系^[19]表明, 红河地区转换压缩构造的发生可能早至~40 Ma. 红河剪切带北部延展区的巴塘-丽江断裂系在古新世也经历了东-西向压缩^[20]. 青藏东缘北、或北东向断裂系北部表现为东-西向压缩, 而南部则为转换压缩. 这种变形体制诱导了渐新世晚期转换伸展的发生, 具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.705~0.710), $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.52~19.17), $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.78~15.60)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.56~39.98), 但低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5120~0.5126)比值^[3~5,10]. Nd 和 Sr 同位素

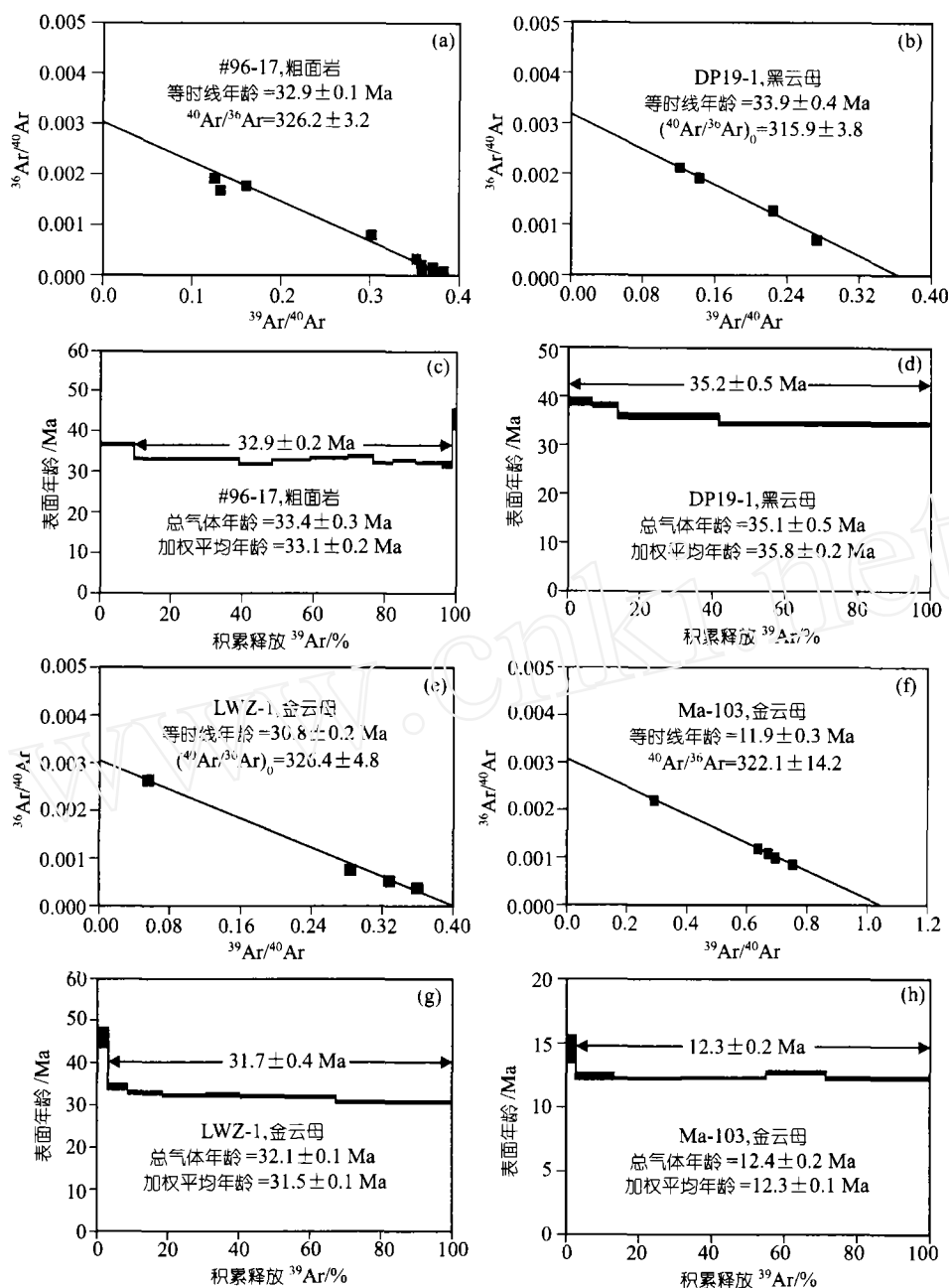


图 2 青藏东缘 4 个代表性高钾岩石的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 反等时线和坪年龄谱

组成落在富集地幔区而远离 MORB 和夏威夷玄武质岩石。该期高钾岩石与滇西腾冲火山岩在 Nd 和 Sr 同位素组成上类似, 表明它们具有类似的岩浆岩源区。Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素数据则偏离大洋玄武岩区。上述 Pb, Sr 和 Nd 同位素组成表明, 其源区不可能与软流圈或地幔柱有关。 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 与 Ce/Pb 或 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 与 Ta/Nd 或 Ba/Nb 之间不具有明显的相关性, 表明这期高钾岩石也不可能由软流圈与高度富集的岩石圈的混合源区产生。在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和

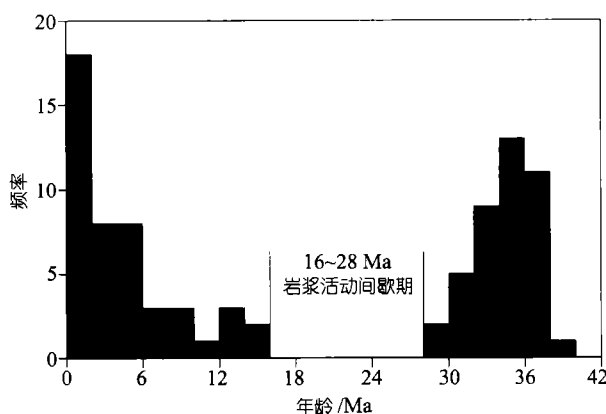


图 3 青藏东缘和印支块体内新生代两类高钾岩石的年龄-频率直方图

印支块体内的玄武质板内岩浆活动基本上是连续的^[8]；该时期与南中国海海底扩张的停止^[22]和沿金沙江-红河剪切带在约 17 Ma 转换伸展作用的停止^[14]是同时的。晚期高钾岩石的岩性为碱性玄武岩，碧玄岩，粗玄岩和粗安岩。它具有如下特征：高钾钙碱或钾玄质系列，高 TiO_2 (>2%)， P_2O_5 (>0.6%)， FeO^* (>9%)， Na_2O (2.4%~4.0%)， K_2O (2%~5%)和不相容微量元素。Nb 和 Ta 的正异常，高 Ce/Pb (10.4~23.9)和 Nb/U (35.1~65.8)，低 La/Nb (0.38~0.53)表明，它们的组分具有洋岛玄武岩(OIB)的特征^[17]。它具有低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703~0.705)， $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18.17~18.39)， $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.51~15.57)和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (38.03~38.69)及高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.5127~0.5131)的同位素特征。这些岩石的同位素组成投在或接近 MORB 区。晚期高钾岩石与夏威夷玄武质岩石的 Nd-Sr 同位素组成相似，表明没有明显的地壳混染。我们认为晚期岩浆活动的地球化学近于反映它们的源区组分特征而在岩浆上升过程中没有明显的陆壳混染或分离结晶。若高钾熔体起源于一个富集的前寒武纪地幔，则这些火山岩不仅应具有高 K_2O 和富集不相容元素，而且也应具有相对高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值。但同位素与元素组成之间则存在明显的不协调性，表明晚期岩浆活动起源于一个亏损的但遭受近期地幔交代作用富集的地幔源区。晚期高钾岩系在 Sr-Pb 和 Nd-Pb 同位素组成图上反映出它们源于由贫 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 的 EM1 与 MORB 构成的混合地幔源。

为了解释青藏东缘高钾岩浆活动的周期性、地球化学特征及其与构造的时空关系，我们提出如下三阶段的成因模式(图 4)^[3]。首先，在早第三纪沿着巴塘-丽江断裂系发生压缩变形和形成兰坪-思茅褶皱带，早期高钾岩浆活动与陆内俯冲作用^[19]引起流体渗滤进入陆内俯冲岩片的上部地幔楔，并发生部分熔融，形成高钾岩浆(图 4(a))。我们认为，从囊谦逆冲构造带到兰坪-思茅褶皱带的一个狭长带从古新世至早中新世的藏东盆地(图 1)为前陆盆地，它由转换压缩作用产生(图 1)。该模式与前人在研究藏北地区提出的模式类似^[23]。藏东新生代地层作为与压缩变形相关的沉积在北部出露于囊谦逆冲构造带，而在南部则出露于兰坪-思茅褶皱带，因为这里的新生代地层明显伴有逆冲和褶皱作用^[2,24](图 1)。然而也有学者提出^[7]，藏东早期高钾岩浆活动是由于自约 40 Ma 开始的下部岩石圈对流减薄作用引起的，但已有学者证明该岩浆活动机制是不可能发生的^[25]。

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中，数据主要落在或接近 EM2 区，表明早期高钾岩石起源于 EM2 型富集地幔区。然而，一些数据偏离 EM2 区，表明具有低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值而高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的陆壳物质混入高钾熔体。早期高钾岩石的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 及特征的元素地球化学特征表明，早期高钾岩石起源于经交代而富集的大陆地幔岩石圈^[17,21]。

青藏东缘时代为 16~0 Ma 的晚期高钾岩浆活动则沿着红河断裂南段和印支块体的南部分布(图 1)。系统的同位素定年研究表明，自新第三纪(约 16 Ma)以来，

对哀牢山带浅色花岗岩的 U-Pb 定年研究表明, 地壳岩浆活动一直持续到 25 Ma^[16]. 因此, 青藏东缘岩浆活动间歇期为 24~16 Ma, 这与沿红河剪切带在 24~17 Ma 发生的转换伸展期是一致的^[14]. 此外, 在转换伸展期间, 流体停止流入地幔楔, 早期转换压缩过程中形成厚地壳也会发生减薄或地壳去根, 从而导致促使岩浆产生的条件不满足, 因此在该时期没有出现岩浆活动(图 4(b)).

晚期岩浆活动在时间上与青藏东缘和印支块体自晚中新世开始的区域性东-西向伸展有关(图 4(c))^[26]. 在红河断裂带表现为若干南北向的正断层发育, 这些正断层沿袭与其同时的右行走滑的红河断裂发育(图 1)^[24]. 南北向的正断层与西-西北走向的右行走滑断裂之间的关系与藏南地区观察到的情况类似^[27](图 1). 这期东西向的伸展不局限于青藏东缘, 它还广泛分布在东亚地区. 在西藏, 重要的东-西向伸展始于约 8~4 Ma^[28]. 虽然青藏地区的裂谷地貌显示活动的东-西向伸展限制在上部地壳^[29], 但正断层诱发的地震则发生在地幔深度^[30]. 西藏地区的主要裂谷的空间特征^[31]均表明青藏地区的伸展作用已深及地幔岩石圈. 在华北, 南-北向的山西地堑始于约 6 Ma^[3]. 在西伯利亚东南部的贝加尔裂谷始于 10 Ma, 其鼎盛活动期为 8~4 Ma^[32]. 可见, 绝大多数东亚裂谷均伴有玄武岩浆的喷发和源于地幔深度的地震, 表明伸展作用与软流圈流动有关^[29,33,34]. 因此, 青藏地区和印支地块上出露的 16~0 Ma 高钾岩浆活动的构造背景可能代表在印度-亚洲板块一次基本的地球动力学背景的转变.

2.3 结论

在青藏东缘和印支块体上出露两期高钾岩浆活动, 其时代分别为 40~28 和 16~0 Ma. 两期岩浆活动的产物在地球化学特征上具有明显的差异性. 早期岩浆活动沿着像红河断裂那样的主走滑断裂分布, 其喷发过程与转换压缩过程相伴. 晚期岩浆活动广泛分布在裂谷盆地内, 它与藏东乃至东亚地区的东-西向拉张过程有关. 地球化学证据表明, 早期岩浆活动是在陆内俯冲过程中产生的, 而晚期岩浆活动是年轻的交代地幔在减压诱导熔融的机制下产生的. 在两期岩浆活动之间的岩浆活动间歇期代表在印度-

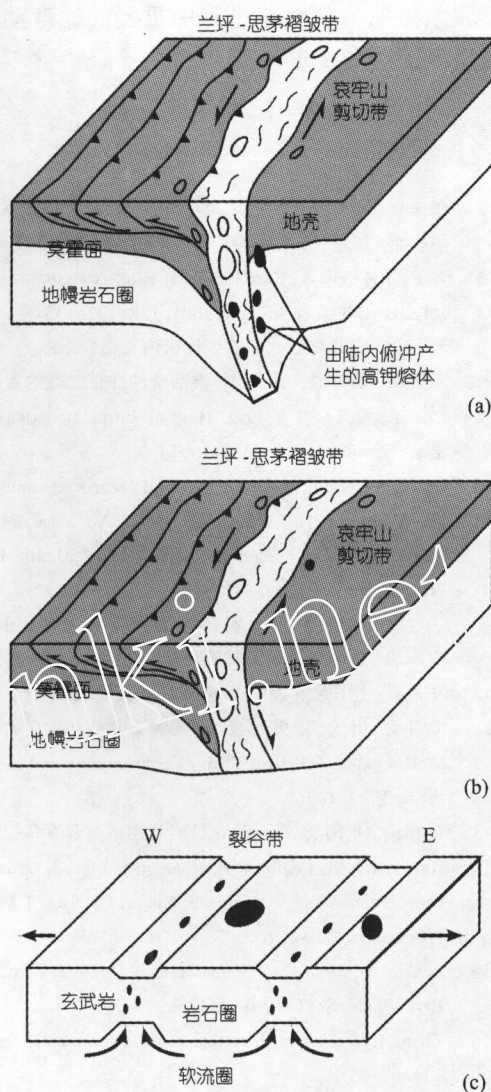


图 4 新生代构造模型, 示青藏东缘和东南亚三个构造-岩浆相的特征

(a) 在转换压缩过程中, 沿哀牢山-红河剪切带出露陆内俯冲型岩浆作用(40~28 Ma); (b) 在转换伸展过程中, 沿哀牢山-红河剪切带出现岩浆活动间歇期(24~16 Ma); (c) 在红河地区及东南亚, 因东西向伸展引起软流圈的部分熔融, 产生晚期高钾火山岩(16~0 Ma)

亚洲东碰撞带的演化过程中重要的地球动力学转换,即从由地壳过程控制的变形向主要由地幔过程控制的变形转变。

参 考 文 献

- 1 张玉泉, 谢应雯, 涂光炽. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系的初步研究. 岩石学报, 1987, (3): 17~25
- 2 潘桂棠, 王培生, 徐耀荣, 等. 青藏高原新生代构造演化. 北京: 地质出版社, 1990. 32~70
- 3 Wang J H, Yin A, Harrison T M, et al. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 188: 123~133
- 4 邓万明. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社, 1998
- 5 邓万明, 黄 萱, 钟大赉. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. 中国科学, D 辑, 1998, 28(2): 111~117
- 6 Chung S L, Lee T Y, Lo C H, et al. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan-Red River shear zone. *Geology*, 1997, 25: 311~314
- 7 Chung S L, Lo C H, Lee T Y, et al. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40 Myr ago. *Nature*, 1998, 394: 769~773
- 8 Lee T Y, Lo C H, Chung S L, et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating result of Neogene basalts in Vietnam and its tectonic implication. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. *Geodynamics* 27, AGU, Washington D C, 1998. 317~330
- 9 王江海, 解广袁, 尹 安, 等. 藏东-云南碱性火山-侵入杂岩的地球化学和热年代学研究. 见: 中国科学院地球化学研究所编. 资源环境与可持续发展. 北京: 科学出版社, 1999. 387~388
- 10 张玉泉, 谢应雯. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd、Sr 同位素特征. 中国科学, D 辑, 1997, 27(4): 289~293
- 11 邓万明, 孙宏鹏, 张玉泉. 青海囊谦盆地新生代火山岩的 K-Ar 年龄. 科学通报, 1999, 44(23): 2554~2558
- 12 McDougall I, Harrison T M. *Geochronology and thermochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method*. New York: Oxford University Press, 1999. 1~265
- 13 戴植漠, 张阿实. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 计时及西藏南部喜马拉雅期几个黑云母年龄的测定. 地球化学, 1982, (1): 48~55
- 14 Harrison T M, Leloup P H, Ryerson F J, et al. Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. New York: Cambridge University Press, 1996. 208~226
- 15 Schärer U, Zhang L S, Tapponnier P. Duration of strike-slip movements in the large shear zones: The Red River belt, China. *Earth Planet Sci Lett*, 1994, 126: 379~397
- 16 Zhang L S, Schärer U. Age and origin of magmatism along the Cenozoic Red River shear belt. *Contrib Mineral Petrol*, 1999, 134: 67~85
- 17 Turner S, Arnaud N, Liu J Q, et al. Post-collisional, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J Petrol*, 1996, 37: 45~71
- 18 Miller C, Schuster R, Klözli U, et al. Post-collisional potassic and ultrapotassic activities in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *J Petrol*, 1999, 40: 1399~1424
- 19 Wang E, Burchfiel B C. Interpretation of Cenozoic tectonics in the right-lateral accommodation zone between the Ailao Shan shear zone and the eastern Himalayan syntaxis. *Int Geol Rev*, 1997, 39: 191~219
- 20 Ratschbacher L, Frisch W, Chen C, et al. Cenozoic deformation, rotation, and stress patterns in eastern Tibet and western Sichuan, China. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. New York: Cambridge University Press, 1996. 227~249
- 21 解广袁, 刘丛强, 增田彰正, 等. 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, 1992. 400~427
- 22 Biais A, Patriat P, Tapponnier P. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: Implications for the Tertiary tectonics of SE Asia. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6299~6328
- 23 Meyer B, Tapponnier P, Bourjot L, et al. Crustal thickening in Gansu-Qinghai, lithospheric mantle subduction, and oblique,

- strike-slip controlled growth of the Tibet Plateau. *Geophys J Int*, 1998, 135: 1~47
- 24 Wang E, Burchfiel B C, Chen L Z, et al. Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali Fault Systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China. Boulder (Colorado): GSA Inc, 1998. 1~108
- 25 Lenardic A, Kaula W M. More thoughts on convergent crustal plateau formation and mantle dynamics with regard to Tibet. *J Geophys Res*, 1995, 100: 15193~15203
- 26 Rangin C, Huchon P, Le Pichon X, et al. Cenozoic deformation of central and south Vietnam. *Tectonophysics*, 1995, 251: 179~196
- 27 Armijo R, Tapponnier P, Han T. Late Cenozoic right-lateral strike-slip faulting across southern Tibet. *J Geophys Res*, 1989, 94: 2787~2838
- 28 Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, et al. Activation of the Nyainqentanghla shear zone: Implications for uplift of the southern Tibetan plateau. *Tectonics*, 1995, 14: 658~676
- 29 Masek J G, Isacks B L, Fielding E J, et al. Rift flank uplift in Tibet: Evidence for a viscous lower crust. *Tectonics*, 1994, 13: 659~667
- 30 Chen W P, Kao H. Seismotectonics of Asia: Some recent progress. In: Yin A, Harrison T M, eds. *The Tectonic Evolution of Asia*. New York: Cambridge University Press, 1996. 37~52
- 31 Yin A. Mode of Cenozoic east-west extension in Tibet suggesting a common origin of rifts in Asia during the Indo-Asian collision. *J Geophys Res*, 2000, 105: 21745~21759
- 32 Delvaux D, Moeys R, Stapel G, et al. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 1997, 282: 1~38
- 33 Flower M, Tamaki K, Hoang H. Mantle extrusion: A model for dispersed volcanism and DUPAL-like asthenosphere in East Asia and the western Pacific. In: Flower M F J, Chung S L, Lo C H, eds. *Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia*. Geodynamics Series, 27, AGU, Washington D C, 1998. 67~88
- 34 Hoang N, Flower M F J. Petrogenesis of Cenozoic basalts from Vietnam: Implications for origin of a "diffuse igneous province". *J Petrol*, 1993, 39: 369~395