

滇西腾冲—梁河地区花岗岩的年代学、地球化学及其构造意义*

杨启军¹ 徐义刚¹ 黄小龙¹ 罗震宇¹ 石玉若²

YANG QiJun¹, XU YiGang¹, HUANG XiaoLong¹, LUO ZhenYu¹ and SHI YuRuo²

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. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

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

2. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2008-01-12 收稿, 2008-05-29 改回.

Yang QJ, Xu YG, Huang XL, Luo ZY and Shi YR. 2009. Geochronology and geochemistry of granites in the Tengliang area, western Yunnan: Tectonic implication. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5):1092–1104

Abstract The granitoids outcropped extensively in the form of batholiths, stocks, and dikes in the Tengchong-Lianghe area, east of Eastern Himalaya Syntaxis. The plutons (so called Tengliang granites) are composed of Guyong Group and Bingliangjiang Group. The Tengliang granites are distributed along a number of NNE-extending faults. They show some shearing features related to syn-tectonic intrusion and dyke-developing emplacement. SHRIMP zircon U-Pb dating reveals two episodes of magmatism of Late Cretaceous (76 ~ 67Ma; Guyong Group) and Early Paleocene (53Ma; Bingliangjiang Group). The Tengliang granites are composed of biotite monzonogranite, biotite perthite granite, pegmatite, with no typical peraluminous minerals. Characterized by high-potassium, peraluminous to strongly peraluminous, they were generated from lower to middle crust by partial melting of metapelite. The partial melting was induced by crustal thickening related to the subduction of Neo-Tethyan plate and subsequent collision between India and Asia continents. It is suggested that the Tengliang granites are the eastward extending part of Gandese batholith, but have different genesis.

Key words Tengliang granites; U-Pb dating; Neo-Tethys; Continent-continent collision

摘要 滇西腾冲—梁河地区位于喜马拉雅东构造结的东侧, 区域内广泛分布的中、新生代花岗岩(简称腾梁花岗岩)由古永岩群、宾榔江岩群的若干个花岗岩体组成, 以岩基、岩株、岩墙状态产出。花岗岩呈现带状沿着一系列北北东向弧形断裂平行分布, 展示明显的同构造剪切被动侵位和岩墙扩展侵位特征。岩浆锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果显示, 东侧的古永岩群花岗岩结晶年龄为白垩世晚期(76~68Ma); 而西侧的宾榔江岩群花岗岩结晶年龄为稍晚的始新世(53Ma)。腾梁花岗岩主要为中、粗粒黑云母—二长花岗岩、黑云母条纹长石花岗岩、伟晶花岗岩, 缺少典型的富铝矿物。地球化学特征表明腾梁花岗岩是起源于中下地壳的过铝—强过铝高钾钙碱性花岗岩, 源岩是富含泥质的硬砂岩, 并具有岛弧—后碰撞花岗岩特征。由于喜马拉雅新特提斯封闭及印度陆块与亚洲陆块的陆陆碰撞发生于 65Ma, 进一步推测腾梁花岗岩是新特提斯封闭到陆陆碰撞造成陆壳增厚所引起的中下地壳部分熔融的产物。腾梁花岗岩是冈底斯的东延部分, 但在形成机制上, 与冈底斯花岗岩具有明显的差别。

关键词 腾梁花岗岩; U-Pb 定年; 喜马拉雅特提斯; 陆陆碰撞

中图法分类号 P588.121; P597.3

腾冲—梁河地区(以下简称腾梁地区)因第四纪火山、地

大量发育的第四纪火山岩之外, 还广泛分布晚中、新生代的淡色花岗岩(以下简称腾梁花岗岩)、基性—超基性侵入岩。

* 受国家 973 项目(2002CB412603)资助。

第一作者简介: 杨启军, 1965 年生, 副教授, 岩石学及构造地质学专业, E-mail: qijunyang@gig.ac.cn

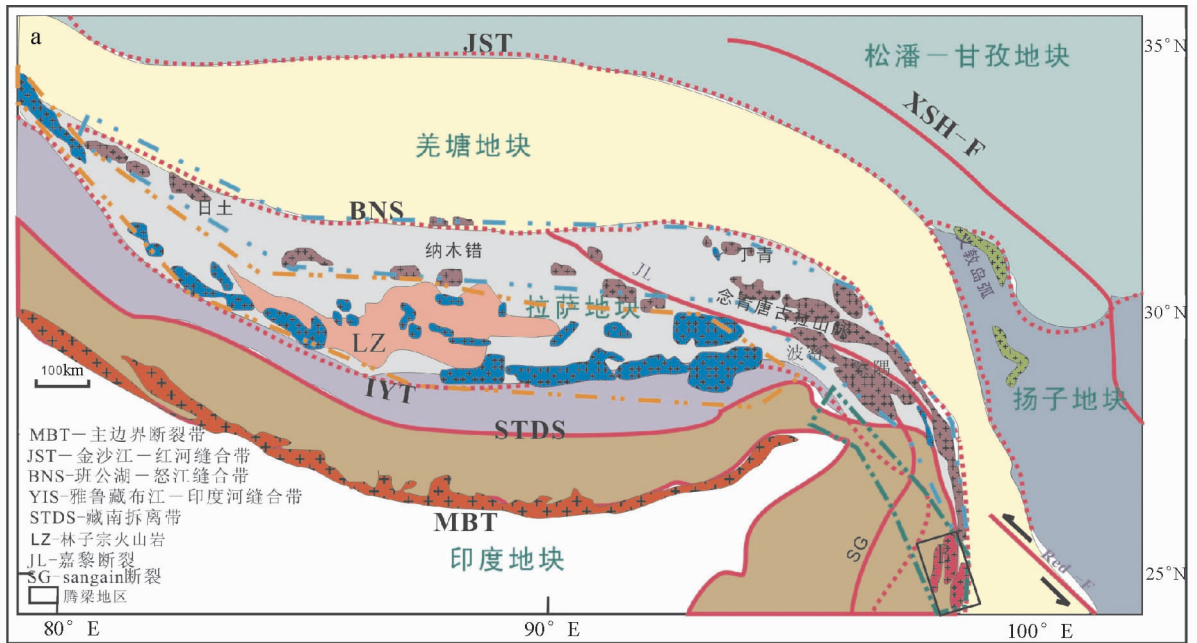


图1 滇西腾梁地区地质简图及采样位置(a和b)

1-第四纪火山岩;2-三叠纪火山岩;3-白垩纪辉长岩;4-新生代花岗岩;5-晚白垩纪花岗岩;6-早白垩纪花岗岩;7-三叠纪花岗岩;8-泥盆-侏罗纪碎屑岩、碳酸盐系;9-前寒武纪结晶基底;10-采样剖面;11-IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带;12-BNS—班公湖-怒江缝合带;13-JS—金沙江缝合带;14-AKMS—阿尼玛卿-喀喇昆仑-木孜塔格缝合带;15-JL—嘉黎断裂;16-LM—龙门山断裂;17-YDI—义敦岛弧火山岩带

Fig. 1 Simplified geological map of Tengchong-Lianghe area, western Yunnan, and sampling location (a and b)

1-Quaternary volcanic rock; 2-Triassic volcanic rock; 3-Cretaceous gabbro; 4-Eocene granite; 5-Late Cretaceous granite; 6-Early Cretaceous granite; 7-Triassic granite; 8-Devonian to Triassic psammite, carbonatite; 9-Precambrian crystal basement; 10-Section for samples; 11-IYS—Indus Tsangpo Suture; 12-BNS—Bangonghu-Nujiang Suture; 13-JS—Jinshajiang Suture; 14-AKMS—Ayimaquin-Karakorum Suture; 15-JL—Jiali Fault; 16-LM—Longmenshan fault; 17-YDI—Yi Dun Island Arc

腾梁花岗岩北东侧为早白垩纪高黎贡花岗岩带,该花岗岩向北与东构造结大转弯地区的波密-察隅花岗岩带相接,并绕构造结与念青唐古拉花岗岩带连成一带(图1a)。近年来,随着印度-亚洲大陆碰撞带受到关注,冈底斯岛弧的地层、火山岩、蛇绿岩等重要物质组成的研究取得了丰富的成果,但对花岗岩的研究尚有不足,特别是围绕喜马拉雅东构造结分布的波密-高黎贡-腾梁地区的花岗岩研究程度较低。火山岩,尤其是基性火山岩可以直接提供地幔物质组成、大地构造环境信息;但花岗岩可以提供壳幔相互作用信息,同样是对地幔演化过程的响应,二者结合起来,可以更好地反映地球动力学过程。由于东喜马拉雅构造结的成因尚有争议,冈底斯岛弧、腾梁地区火成岩的对比研究对于完整地认识特提斯演化、印度-亚洲大陆碰撞过程具有重要意义。本次研究就是在波密-察隅花岗岩及高黎贡花岗岩研究的基础上,从腾梁花岗岩入手,通过地质、地球化学、年代学资料的分析,结合冈底斯火山岩及花岗岩、波密-察隅花岗岩、高黎贡花岗岩的研究成果,探索包括东构造结在内的冈底斯-高黎贡-腾梁与陆陆碰撞有关的火成岩时空格架特征,讨论腾梁花岗岩的成因及其与新特提斯演化的关系。

1 区域地质背景

腾梁地区位于喜马拉雅东构造结南部,大转弯构造岩弧的南端,东侧以龙川江断裂与高黎贡花岗岩相连,西侧以墨托-巴西加-瑞丽深断裂与密支那地块相接,主要由变形的早元古宙变质基底、晚古生代碎屑岩-碳酸盐岩、中生代基性超基性岩及新生代花岗岩、玄武质火山岩组成。早元古宙变质基底崇山群主要由变粒岩、片麻岩、条带状混合岩组成,具有绿片岩相变形特征,变形叶理与区域北东向构造线一致。腾梁花岗岩产在早元古宙变质基底中,呈带状展布,展布方向与喜马拉雅东构造结东南部东的构造线相同,与腾梁构造带的主干断裂展布及早元古宙变质基底的变形叶理方向协调一致,体现明显的构造控岩特征,并构成大转弯构造的南延部分(图1b)。

2 岩相学特征

腾梁花岗岩的岩石类型包括黑云母二长花岗岩、黑云钾长斑岩、二云母二长花岗岩、伟晶花岗岩、斑状伟晶花岗岩。

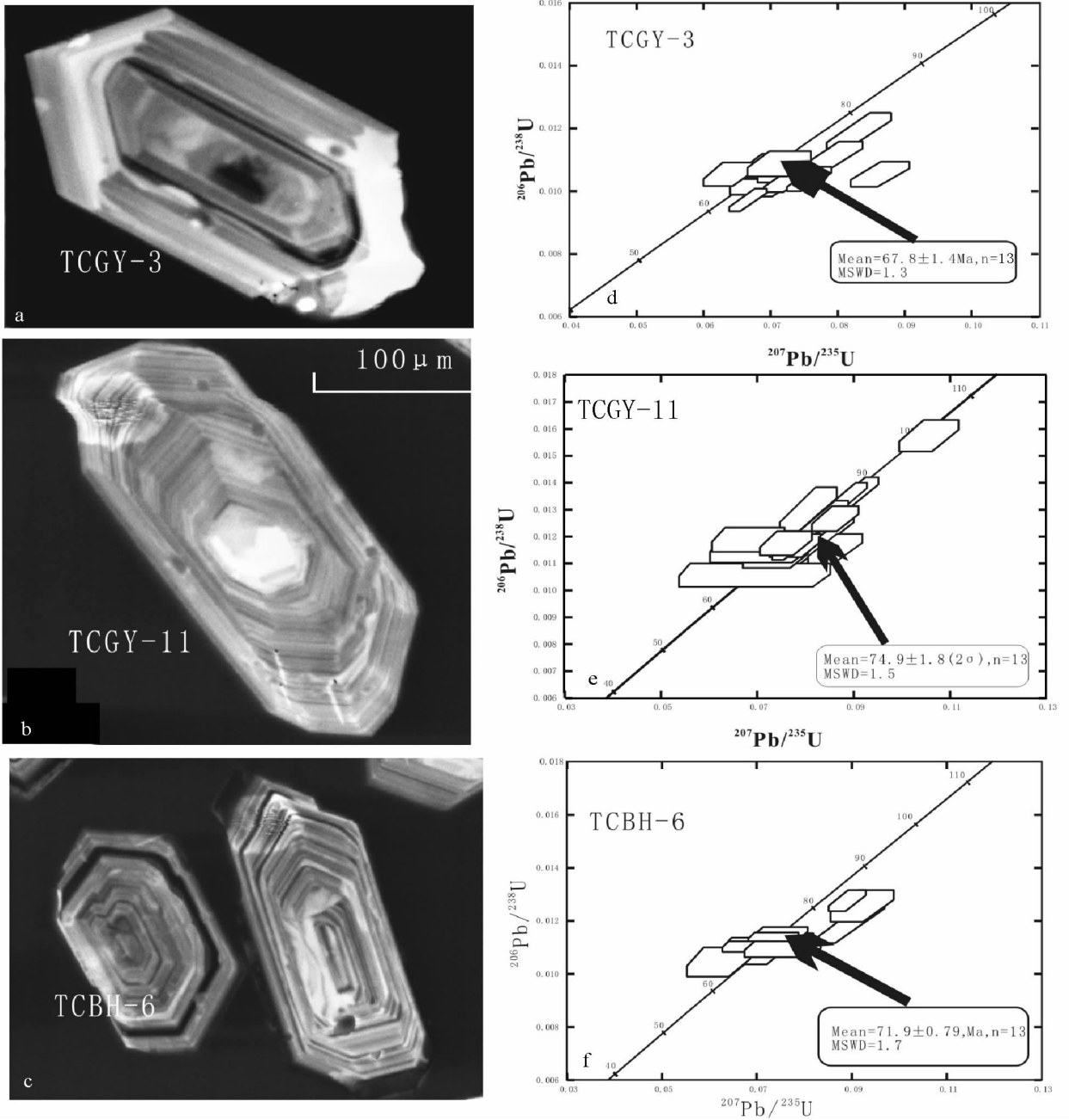


图2 腾梁花岗岩中锆石的阴极发光图象(a, b, c)和U-Pb协和年龄图(d, e, f)

Fig.2 Cathodoluminescence (CL) images of zircons (a, b, c) and zircon U-Pb concordia plots (d, e, f) for the Tengliang granites

岩石具有伟晶结构、粗粒结构、中粒结构、细粒结构、似斑状结构、斑状结构、花岗结构,块状构造,局部具有片麻状构造。矿物组成比较单一,主要矿物组合为:钾长石(40%) + 斜长石(30%) + 石英(20% ~ 30%) + 黑云母(2% ~ 3%) ± 白云母 ± 绿泥石 ± 磷灰石 ± 角闪石,在云峰山岩体的二长闪长岩中发现少量紫苏辉石颗粒。钾长石主要为微斜长石、正长石、条纹长石等,缺少高压、高温特征矿物和堇青石、蓝晶石等特征富铝矿物。虽然宏观上具有球状风化,但微观上矿物

基本没有韧性变形。腾梁花岗岩含有少量辉长质、闪长质、花岗闪长质等暗色包体,这些包体成因及其与花岗岩的关系还有待进一步研究。

3 花岗岩年代学

前人对腾梁花岗岩的年代学工作主要集中在1:20万区域地质调查工作中,测年方法主要是全岩、黑云母及钾长石

表1 腾梁花岗岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分析结果

Table 1 SHRIMP U-Th-Pb data of the zircon for Tengliang granites

样品号及点号	U ($\times 10^{-6}$)	Th ($\times 10^{-6}$)	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}_e$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Err(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Err(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Age(Ma)	
TCGY-3	1.1	1081	514	0.49	0.53	0.0594	3.5	0.0106	3.8	67.7
	2.1	3385	1137	0.35	0.24	0.0509	2	0.0103	4.6	66.1
	3.1	3307	1280	0.4	0.58	0.0482	5.1	0.0103	3.9	66
	4.1	3649	1334	0.38	0.32	0.047	4	0.0108	3.7	69.2
	5.1	2126	1161	0.56	0.44	0.0507	2.9	0.0119	5	76.4
	6.1	3458	1004	0.3	0.33	0.0464	3.9	0.0108	3.7	69.4
	7.1	4239	1803	0.44	0.84	0.0518	3.1	0.0112	3.9	71.6
	8.1	2768	1310	0.49	0.33	0.0485	2.7	0.0107	3.7	68.4
	9.1	2847	922	0.33	0.83	0.0439	4.8	0.0105	3.7	67.6
	10.1	1385	785	0.59	0.24	0.0509	2.9	0.0104	3.8	66.4
	11.1	4402	2172	0.51	0.21	0.0498	2.1	0.0097	3.7	62.4
	12.1	2481	1003	0.42	0.12	0.053	2.2	0.0104	3.7	66.6
	13.1	3010	969	0.33	0.62	0.0476	5.6	0.0109	3.7	69.7
TCGY-11	1.1	3721	1927	0.54	0	0.0511	1.9	0.0118	7.9	75.7
	2.1	2967	1046	0.36	0.18	0.0483	2.5	0.0132	7.9	84.4
	3.1	2048	830	0.42	0.57	0.0486	4.5	0.0158	3.7	100.9
	4.1	4063	1512	0.38	0.27	0.0478	2	0.0135	3.8	86.5
	5.1	1631	911	0.58	0	0.0542	4.3	0.0115	4.9	74
	6.1	526	462	0.91	2.39	0.0476	22.2	0.0106	4	67.9
	7.1	2476	880	0.37	0.24	0.0481	2.5	0.0125	6.4	80.3
	8.1	717	495	0.71	1.32	0.0475	8.4	0.0113	3.8	72.3
	9.1	323	261	0.83	2.73	0.0445	14.1	0.0115	4	73.8
	10.1	1543	391	0.26	0.43	0.0484	5.8	0.0117	3.8	74.8
	11.1	1742	751	0.45	0.55	0.0494	4.3	0.0127	3.7	81.1
	12.1	2496	773	0.32	0.48	0.0449	4	0.013	6.2	83.3
	13.1	865	919	1.1	1.48	0.0416	10.3	0.0119	3.8	76.2
	14.1	1842	1273	0.71	0.43	0.048	2.6	0.0116	3.7	74
	15.1	1423	764	0.55	0.5	0.047	6.1	0.0117	3.8	75.2
TCBH-6	1.1	1627	874	0.56	0.70	0.05	5.10	0.01	1.70	72.70
	2.1	1544	753	0.50	0.17	0.05	3.20	0.01	6.90	76.80
	3.1	1539	795	0.53	1.01	0.05	7.00	0.01	3.20	68.70
	4.1	1131	663	0.61	0.48	0.05	5.40	0.01	4.80	80.60
	5.1	2299	1297	0.58	0.29	0.05	4.50	0.01	1.50	72.90
	6.1	1514	911	0.62	0.23	0.05	2.90	0.01	1.50	71.20
	7.1	1656	905	0.56	1.04	0.04	9.50	0.01	5.20	67.10
	8.1	1897	1173	0.64	0.41	0.05	3.00	0.01	3.30	81.80
	9.1	1738	969	0.58	0.23	0.05	2.80	0.01	1.60	70.20
	10.1	1758	966	0.57	1.13	0.05	7.00	0.01	1.60	74.30
	11.1	1416	760	0.55	1.39	0.05	8.60	0.01	1.70	71.60
	12.1	1857	1035	0.58	1.06	0.05	7.00	0.01	1.80	72.90
	13.1	1504	808	0.56	1.11	0.04	7.00	0.01	1.90	70.80
	14.1	1456	785	0.56	2.28	0.05	10.40	0.01	2.80	70.10

的 Rb-Sr 等时线法。本次研究选择古永岩群、槟榔江岩群的三个岩体进行采样,包括块状构造的粗粒花岗岩(TCBH-6)、中粒黑云母花岗岩(TCGY-3)、斑状花岗岩(TCGY-11)。分选出来的锆石全部为无色透明,长柱状自形晶体,晶体形态及大小一致。显微镜下及阴极发光照相显示,环带结构发

育,核很小, Th/U 比值大于 0.5,属于典型的原生岩浆结晶锆石(图 2a, b, c)。

在离子探针分析过程中,选择锆石环带边部打点,每个样品分析点数 14~17 个,锆石的 U、Pb 同位素成分数据及谐和年龄列于表 1。从 ^{207}Pb - ^{206}Pb 协和年龄图可以看出,绝大

多数分析结果具谐和年龄(图2), MSWD = 1.3 ~ 1.7(图2d, e, f)。TCGY-3 样品在协和图上投点非常集中, 除去个别点因 ^{206}Pb 丢失而偏离谐和线以外, 绝大多数点位于 70Ma 的谐和线上或其附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $67.8 \pm 1.4\text{Ma}$ (图2d), 代表了岩浆结晶年龄。样品 GTCGY-11 的情况与 TCGY-3 十分相似, 除一颗锆石的年龄为 100Ma 年龄外, 其余 13 颗锆石的年龄集中在 $74.9 \pm 1.8\text{Ma}$ 。对样品 TCBH-6 的 13 颗锆石进行的 13 次分析, 都位于谐和线上或其附近, 其 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄的加权平均值为 $71.9 \pm 0.8\text{Ma}$ (图2f)。从三个样品测定的年龄结果可以确定腾梁花岗岩结晶年龄为 76 ~ 68Ma, 岩浆结晶时间为晚白垩世。

4 地球化学特征

4.1 常量元素

腾梁花岗岩的主量元素及微量元素组成列于表 2。从表中可以看出, 腾梁花岗岩的 SiO_2 含量范围为 65.0% ~ 76.4%, Al_2O_3 含量为 12.5% ~ 18.8%, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ 总含量为 6.8% ~ 13.5%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$, 表现为高钾钙碱性特征(图3)。根据标准矿物进行岩石分类, 花岗岩类型主要为二长花岗岩、花岗岩, 少量为花岗闪长岩, 与镜下薄片鉴定结果一致。铝饱和指数 A/CNK 大于 1, 大多数大于 1.1。标准矿物

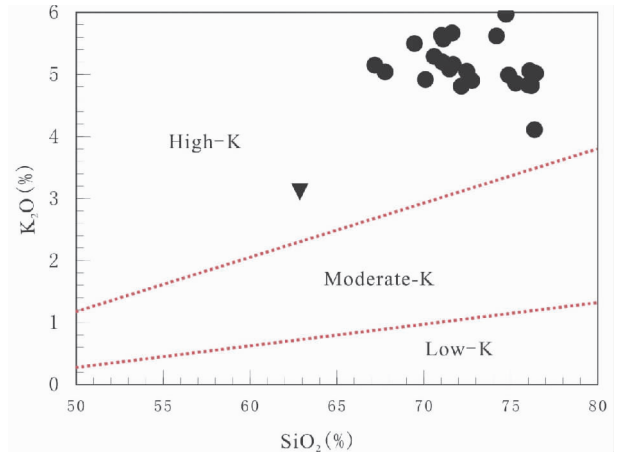


图3 腾梁花岗岩 SiO_2 - K_2O 图解

Fig. 3 Variations of K_2O vs SiO_2 for the Tengliang granites

计算结果中, 大多数样品含有标准刚玉分子(1% ~ 5%), 表明腾梁花岗岩为过铝-强过铝 S 型花岗岩, 属于高钾钙碱性后碰撞过铝-强过铝花岗岩。 SiO_2 与主量元素氧化物 TiO_2 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 Al_2O_3 、 CaO 以及 Sr、Ba、Co、Zr、Eu 等微量元素呈较好的线性负相关(图4)。这种关系可能与岩浆混合作用或结晶分异有关。

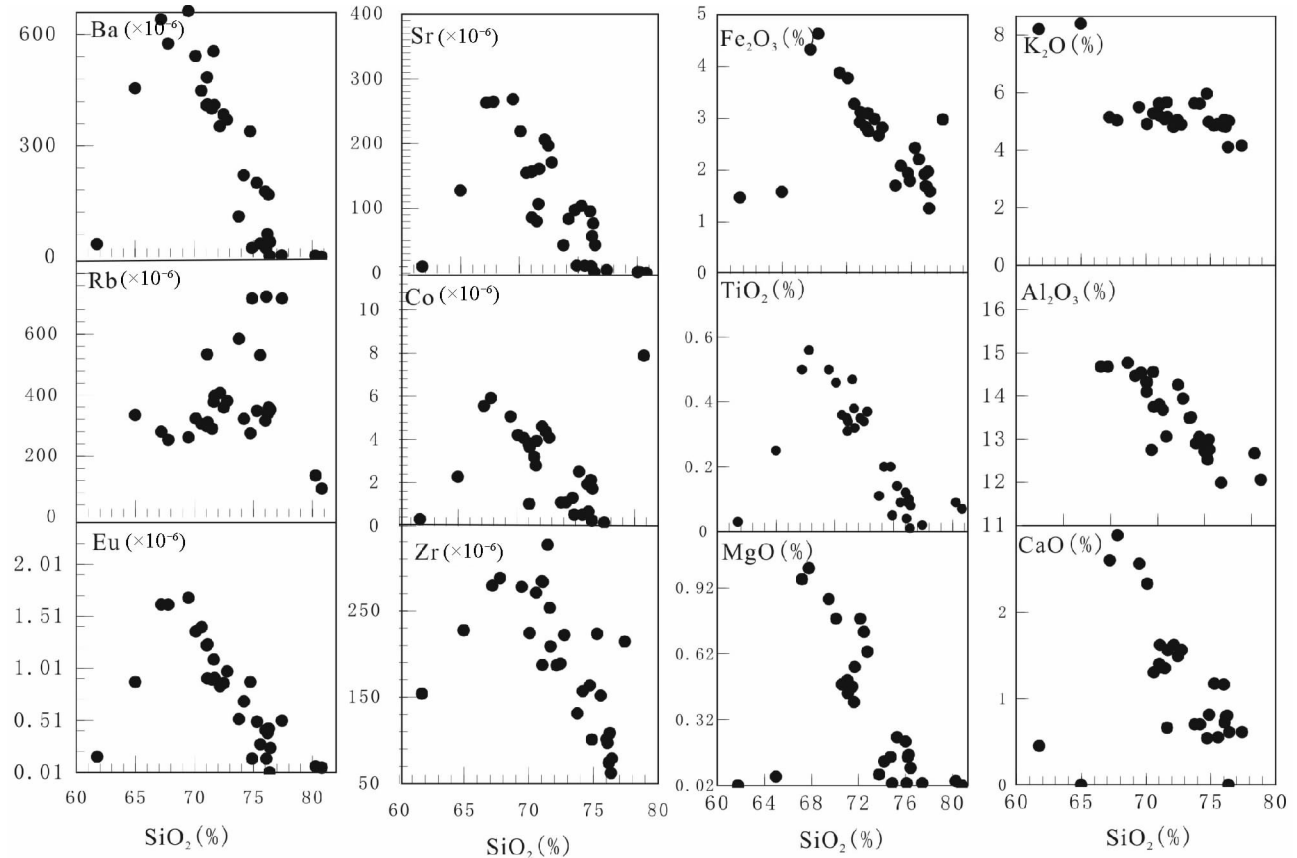


图4 腾梁花岗岩主量、微量变异图解

Fig. 4 Variations of major and trace element with SiO_2 for the Tengliang granites

表2 腾梁花岗岩主量(wt%)、微量元素($\times 10^{-6}$)含量Table 2 Composition of granites from Tengliang Area, western Yunnan (Major element: wt%; Rare element: $\times 10^{-6}$)

样品号	TCBH-2	TCBH-3	TCBH-6	TCBH-7	TCBH-9	TCBH-10	TCBH-11	TCGY-2	TCGY-3	TCGY-4
SiO ₂	71.48	76.37	74.73	71.63	74.18	71.07	64.97	71.69	75.28	76.01
TiO ₂	0.47	0.01	0.20	0.38	0.20	0.31	0.25	0.32	0.14	0.12
Al ₂ O ₃	12.75	12.99	13.49	14.56	13.94	14.10	18.75	13.75	12.90	12.72
Fe ₂ O ₃	0.94	0.42	0.65	1.03	0.69	1.04	0.53	0.91	0.81	0.64
FeO	1.89	0.84	1.29	2.07	1.39	2.08	1.05	1.83	1.62	1.28
MnO	0.04	0.14	0.03	0.05	0.04	0.06	0.11	0.03	0.05	0.05
MgO	0.47	0.00	0.15	0.40	0.13	0.50	0.06	0.56	0.24	0.22
CaO	1.35	0.00	0.54	0.66	0.70	1.62	0.00	1.56	1.17	1.16
Na ₂ O	1.74	4.16	1.82	1.48	2.17	3.14	5.14	2.85	2.58	2.29
K ₂ O	5.09	4.11	5.97	5.67	5.62	5.20	8.40	5.16	4.86	4.83
P ₂ O ₅	0.07	0.00	0.01	0.08	0.02	0.08	0.00	0.09	0.03	0.03
LOI	0.41	0.46	0.75	1.60	0.55	0.26	0.61	1.47	0.49	0.71
Total	96.69	99.48	99.63	99.62	99.64	99.47	99.88	100.22	100.18	100.06
A/CNK	1.18	1.15	1.29	1.49	1.27	1.02	1.07	1.05	1.11	1.14
K ₂ O/Na ₂ O	2.92	0.99	3.28	3.83	2.59	1.66	1.63	1.81	1.89	2.11
CaO/Na ₂ O	0.77	0.00	0.30	0.45	0.32	0.52	0.00	0.55	0.45	0.51
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	27	2597	65	38	69	46	74	44	92	102
Cr	8.03	5.95	5.46	6.63	4.92	2.95	7.73	12.74	11.04	6.50
Mn	346	1108	308	485	369	846	477	323	438	376
Co	3.19	0.24	1.29	2.79	1.09	1.02	2.26	3.93	2.50	1.92
Ni	5.11	4.83	4.75	2.75	4.26	2.05	3.05	8.44	5.85	3.34
Ga	18.77	27.60	14.66	19.96	16.92	18.85	20.38	19.06	16.24	14.53
Rb	290	1369	275	377	322	534	334	397	349	316
Sr	80	1.5	98	107	84	856	127	161	103	95
Zr	326	62	164	254	157	187	227	209	223	101
Nb	27.43	31.50	15.63	25.76	16.65	20.53	23.38	25.94	39.42	18.84
Ba	401	2.67	339	555	221	485	456	410	200	176
Hf	8.97	8.42	5.24	7.86	5.85	5.94	7.07	6.70	5.74	3.91
Ta	2.53	3.11	1.28	2.63	1.13	1.55	1.45	2.40	3.49	1.75
Th	27.37	18.24	35.87	65.92	73.78	47.42	63.08	51.50	41.12	39.00
U	3.45	6.88	5.08	7.54	8.31	6.17	14.41	7.24	12.04	11.04
La	59.65	10.14	44.02	68.23	51.97	46.68	67.86	73.34	31.39	29.49
Ce	114	30	101	156	93	108	138	149	61	58
Pr	13.22	4.41	9.68	17.07	10.88	11.77	16.01	16.53	6.79	6.27
Nd	45.06	16.27	32.40	57.59	35.20	40.80	54.34	55.89	22.54	21.02
Sm	8.04	7.44	5.00	11.45	5.05	8.06	10.42	9.81	4.47	4.15
Eu	0.90	0.01	0.88	1.09	0.69	0.91	0.88	0.92	0.50	0.42
Gd	6.13	6.47	3.05	9.21	2.76	6.01	8.29	7.30	3.97	3.57
Tb	0.93	1.39	0.48	1.80	0.44	0.86	1.38	1.19	0.68	0.62
Dy	5.25	8.91	2.91	11.21	2.44	4.55	7.94	7.29	4.57	4.04
Ho	0.99	1.61	0.60	2.07	0.48	0.86	1.51	1.48	1.05	0.90
Er	2.62	4.87	1.74	5.35	1.48	2.27	3.93	4.11	3.16	2.77
Tm	0.33	0.97	0.26	0.74	0.25	0.31	0.57	0.59	0.52	0.46
Yb	2.24	8.75	1.89	4.35	1.98	2.21	3.78	4.09	3.94	3.43
Lu	0.36	1.39	0.34	0.61	0.41	0.39	0.62	0.64	0.68	0.61
Y	23.40	26.49	16.69	48.15	14.05	22.84	38.00	38.88	30.14	27.14
Eu/Eu*	0.38	0.00	0.63	0.31	0.51	0.38	0.28	0.32	0.35	0.32
(La/Yb) _N	18.09	0.79	15.80	10.66	17.85	14.32	12.20	12.19	5.41	5.85
Ga/(10000*Al)	2.78	4.01	2.05	2.59	2.29	2.53	2.05	2.62	2.38	2.16
样品号	TCGY-5	TCGY-6	TCGY-9	TCGY-11	TCGY-13	TCGY-14	TCXL-1	TCXQ-1	TCXQ-2	TCXQ-6
SiO ₂	76.28	76.19	76.43	72.76	72.16	72.47	75.57	70.59	71.02	71.11
TiO ₂	0.10	0.09	0.08	0.37	0.35	0.34	0.09	0.36	0.35	0.34
Al ₂ O ₃	12.53	12.72	12.76	13.06	13.81	13.68	13.05	14.54	14.33	14.32
Fe ₂ O ₃	0.66	0.56	0.53	0.94	1.00	0.89	0.74	1.09	0.98	1.04

续表 2

Continued Table 2

样号	TCGY-5	TCGY-6	TCGY-9	TCGY-11	TCGY-13	TCGY-14	TCXL-1	TCXQ-1	TCXQ-2	TCXQ-6
FeO	1.31	1.12	1.06	1.88	1.99	1.78	1.47	2.19	1.96	2.08
MnO	0.06	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.02	0.04	0.05	0.04
MgO	0.16	0.15	0.10	0.63	0.78	0.72	0.01	0.48	0.49	0.44
CaO	0.80	0.79	0.61	1.56	1.62	1.49	0.55	1.30	1.40	1.36
Na ₂ O	2.52	2.85	2.77	2.51	2.79	2.53	2.58	2.75	2.69	2.94
K ₂ O	5.01	4.82	5.02	4.90	4.81	5.05	4.92	5.29	5.63	5.57
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.01	0.11	0.10	0.10	0.00	0.10	0.10	0.10
LOI	0.33	0.33	0.29	0.81	0.48	0.55	0.63	0.66	0.42	0.35
Total	99.79	99.68	99.69	99.56	99.95	99.65	99.64	99.39	99.42	99.70
A/CNK	1.13	1.12	1.15	1.06	1.08	1.11	1.23	1.15	1.09	1.07
K ₂ O/Na ₂ O	1.99	1.69	1.81	1.95	1.73	1.99	1.91	1.93	2.09	1.90
CaO/Na ₂ O	0.32	0.28	0.22	0.62	0.58	0.59	0.21	0.47	0.52	0.46
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	121.61	135.27	159.53	35.19	39.92	40.29	140.32	40.73	41.55	41.63
Cr	7.47	7.94	8.92	12.08	15.21	15.03	6.83	6.89	4.39	7.32
Mn	540	372	258	389	482	383	215	399	422	402
Co	2.12	1.89	1.72	4.08	4.60	4.36	0.52	4.06	3.82	3.64
Ni	5.87	4.00	3.84	6.27	9.13	8.34	1.97	7.57	4.39	4.94
Ga	16.28	15.59	15.79	19.02	19.02	18.30	22.11	18.82	19.04	18.98
Rb	359	338	352	381	407	359	531	305	298	311
Sr	77	57	43	171	206	197	11	155	156	157
Zr	108	74	79	222	187	189	152	271	284	283
Nb	20.31	22.60	22.49	34.40	27.18	26.56	72.86	32.40	27.28	26.26
Ba	168	62	40	371	353	385	36	449	410	412
Hf	4.79	3.54	3.93	7.09	6.14	5.73	6.89	8.06	8.25	8.21
Ta	1.75	2.05	2.20	3.63	2.79	2.64	6.80	2.65	1.87	1.79
Th	43.75	30.67	31.41	56.48	49.05	51.00	56.18	52.09	56.55	55.97
U	12.31	15.74	24.00	13.68	7.79	9.03	17.09	6.21	5.99	5.47
La	26.84	14.99	10.07	70.18	59.21	52.75	64.99	90.26	88.67	96.34
Ce	58.35	33.45	24.30	142.20	118.60	101.80	137.10	176.50	176.30	187.40
Pr	6.34	4.34	3.28	15.74	13.01	12.00	18.09	20.20	19.36	20.63
Nd	21.56	17.59	13.01	53.51	43.14	40.72	63.17	69.52	65.48	68.26
Sm	4.68	5.83	4.17	9.81	7.38	7.44	13.62	13.37	11.61	11.95
Eu	0.43	0.39	0.24	0.98	0.84	0.87	0.28	1.41	1.23	1.24
Gd	5.10	9.00	5.14	7.82	5.79	6.03	12.26	10.85	8.81	8.62
Tb	0.95	1.58	0.92	1.33	0.96	1.03	2.27	1.67	1.36	1.36
Dy	6.66	10.55	6.18	8.50	5.98	6.64	14.29	9.54	7.93	7.96
Ho	1.56	2.39	1.39	1.78	1.20	1.39	2.94	1.85	1.53	1.57
Er	4.83	7.42	4.13	5.13	3.57	3.95	8.23	5.06	4.17	4.25
Tm	0.90	1.21	0.73	0.77	0.54	0.58	1.32	0.72	0.59	0.62
Yb	6.84	8.54	5.44	5.59	4.05	4.16	9.49	4.95	3.96	4.17
Lu	1.16	1.47	0.93	0.89	0.69	0.66	1.42	0.75	0.65	0.65
Y	41.31	72.69	43.14	46.40	32.74	36.97	73.80	49.95	38.12	41.77
Eu/Eu*	0.27	0.16	0.16	0.33	0.38	0.38	0.06	0.35	0.36	0.35
(La/Yb) _N	2.67	1.19	1.26	8.53	9.94	8.62	4.65	12.39	15.22	15.68

4.2 微量元素

腾梁花岗岩中高场强元素含量分别为, Zr 为 62×10^{-6} ~ 326×10^{-6} ; Hf 为 3.5×10^{-6} ~ 9.0×10^{-6} ; Nb 为 15.6×10^{-6} ~ 72.8×10^{-6} , 其富集程度基本相当于原始地幔的十倍, 低于典型 A 型花岗岩, 高于 I 型花岗岩, 与 S 型花岗岩接近。Ga 含量变化于 12.1×10^{-6} ~ 29.1×10^{-6} , Ga × 10000/

Al 值为 2.05 ~ 2.56, 而 A 型花岗岩一般大于 2.5 (Whalen *et al.*, 1987)。Th/U 比值为 1.3 ~ 10.2, 平均为 5.8, 与地壳平均值和普通花岗岩一样, 远低于 A 型花岗岩、碱性岩 (肖庆辉等, 2002)。Sr/Ba 值为 0.18 ~ 1.09, 平均 0.54。典型的藏南 I 型花岗岩相对富集 Sr, (Sr/Ba) 比值一般大于 0.5, S 型花岗岩相对富集 Ba, (Sr/Ba) 的比值小于 0.5 (刘振声和王洁明, 1994)。因此, 腾梁花岗岩微量元素体现 S 型花岗岩向 I 型

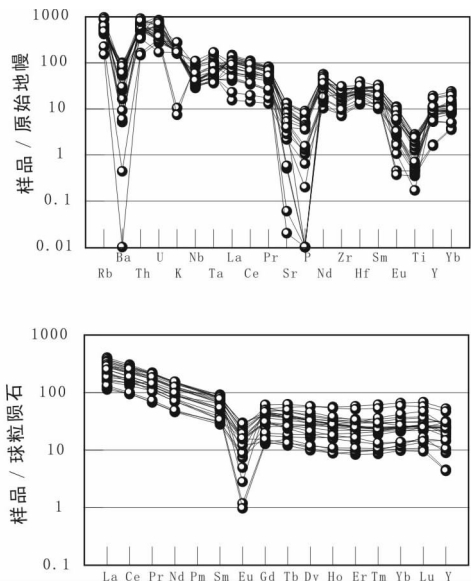


图5 腾梁花岗岩稀土和微量元素成分特征(标准化数据据 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams for the Tengliang granites (normalizing values from McDonough and Sun, 1995)

花岗岩过渡性特征。在微量元素蛛网图上, Ce 以及左侧不相容性更强的元素强烈富集, 达到原始地幔丰度 10 ~ 100 倍, Ba, Sr, P, Zr, Ti 等元素具有明显的负异常(图 5a)。Eu/Eu* 为 0.01 ~ 0.63, 平均 0.31, Sr, Ba 的明显负异常。腾梁花岗岩主微量组成符合过铝-强过铝花岗岩的地球化学特征。

腾梁花岗岩稀土元素总量富集, 稀土元素总量为 $80 \times 10^{-6} \sim 415 \times 10^{-6}$, 大多数大于 200×10^{-6} 。(La/Yb)_N 为 2.05 ~ 4.1, 球粒陨石标准化模式图呈现犁形(图 5b), 具有明显的轻稀土富集, 重稀土亏损的特征。轻稀土富集达到球粒陨石的 100 ~ 300 倍, 并具有强烈的负钕异常特征。稀土元素的总体特征与冈底斯中生代 S 型黑云母花岗岩一致(刘振声和王洁明, 1994)。

4.3 Nd-Sr 同位素组成

腾梁花岗岩的 Nd-Sr 同位素组成比较一致, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 的初始值为 0.710212 ~ 0.727370, ε_{Sr}(t) 集中在 +82 ~ +325。¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 的初始值为 0.512025 ~ 0.512569, ε_{Nd}(t) 为 0.5 ~ 11.4。Nd 同位素亏损地幔模式年龄集中在 1.03 ~ 1.43Ga, 该模式年龄比在腾梁地区出露最古老的高黎贡群、崇山群年龄还要老, 相当于华夏地块古老基底的年龄, 与冈底斯中带、北带同期期花岗岩在 Sr, Nd 同位素组成和亏损地幔模式年龄完全一致(表 3), 暗示他们可能起源于构造环境相似、形成年龄相近的变质结晶基底。

腾梁花岗岩 Nd-Sr 同位素指纹一致反映其壳源成因, 而

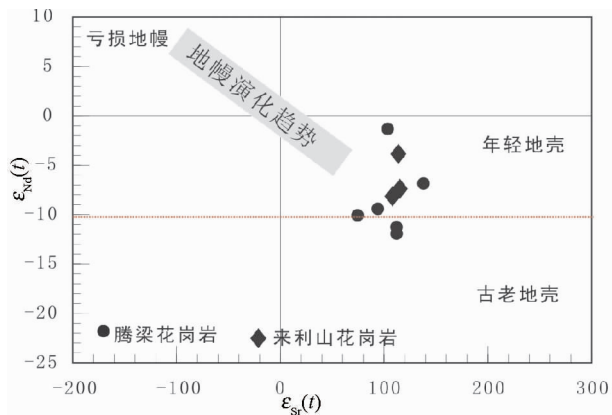


图6 腾梁花岗岩 ε_{Sr}(t)-ε_{Nd}(t) 的图解

Fig. 6 ε_{Sr}(t) vs. ε_{Nd}(t) diagram for Tengliang granites

属于前寒武纪变质基底的崇山群灰色片麻岩(Ptch), 其 Nd-Sr 同位素组成具有明显的幔源特征(图 6), 两者在同位素组成上的差别也表明腾梁花岗岩不是起源于该区域出露的前寒武纪基底。与年轻的喜马拉雅淡色花岗岩不同(24 ~ 13Ma), 虽然广泛出露于高喜马拉雅结晶演习上的中新世淡色花岗岩也属于典型的 S 型花岗岩, 但它高级变质的结晶基底构造剪切环境下深熔作用的产物(Searle et al., 1997; Visona and Lobardo, 2002)。

5 讨论

5.1 源岩成分与岩石成因

源岩识别是研究花岗岩的重要方面, CaO/Na₂O 可以作为源区的重要判别标志(Sylvester, 1998)。实验揭示, 花岗岩中 CaO/Na₂O 比值主要受源区中斜长石/粘土比例的控制, 由贫斜长石、富粘土源产生的过铝-强过铝花岗岩的 CaO/Na₂O 比值(<0.3) 小于由富斜长石、贫粘土源产生的过铝-强过铝花岗岩(CaO/Na₂O > 0.3) (Patino Douce and Johnson, 1991)。由于花岗岩中 Rb, Sr, Ba 等元素主要赋存在长石和黑云母中, 因此 Rb/Ba 和 Rb/Sr 比值也直接反映了过铝-强过铝花岗岩的源区特征。图 6 展示了腾梁花岗岩土岩与部分熔融实验结果和理论模拟计算结果的对比。两种方法结果一致表明, 腾梁花岗岩的源岩为富含粘土的硬砂岩(图 7), 表明腾梁地区基底的成熟度高于其东侧相邻的高黎贡地区。

5.2 花岗岩产出的构造背景及侵位模式

在全球典型的碰撞造山带, 如加里东造山带、阿尔卑斯造山带、喜马拉雅造山带、大别-苏鲁造山带等, 与同碰撞-后碰撞有关的花岗岩广泛发育, 引人注目。在造山时间 470 ~ 460Ma 的加里东造山带, 460Ma 的同碰撞花岗岩(S 型花岗岩) 和 420Ma 的后碰撞花岗岩(I 型花岗岩) 同时存在(Atherton

表3 腾梁花岗岩、高黎贡花岗岩与冈底斯花岗岩的 Sr、Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic composition of granites from Tengliang, Gaoligong and Gangdese belt

样品号	年龄 (Ma)	$\frac{87}{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	$\left(\frac{143}{144}\text{Nd}\right)_i$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	t_{DM} (Ga)
腾梁花岗岩								
TCLL-1	53	0.714693	0.000013	113	0.512378	0.000013	-3.7	1.03
TCLL-2	53	0.714475	0.000016	112	0.512185	0.000016	-7.5	1.24
TCLL-9	53	0.715363	0.000010	109	0.512163	0.000010	-7.9	1.43
TCBH-2	72	0.738071	0.000016	325	0.512569	0.000016	0.5	0.77
TCBH-6	72	0.718552	0.000014	82	0.512025	0.000014	-10.2	1.37
TCBH-7	72	0.722777	0.000014	112	0.512475	0.000014	-1.4	1.01
TCGY-4	68	0.722948	0.000013	127	0.511935	0.000013	-12.0	1.87
TCGY-5	68	0.727348	0.000013	134	0.511964	0.000013	-11.4	2.07
TCGY-6	75	0.730113	0.000015	122	0.512066	0.000015	-9.4	1.17
TCGY-9	75	0.740215	0.000013	176	0.512198	0.000013	-6.8	6.5
冈底斯南带								
曲水 岩体	41.40	0.704169			0.512798		+4.2	
		0.704052			0.512675		+3.1	
	34.33	0.704093			0.512780		+3.8	
		0.704012			0.512785		+5.2	
冈底斯岩体	110~80 65~40							
高黎贡花岗岩								
GLS-9	125	0.712013	0.000013	109	0.5121670	0.000014	-6.1	1.40
GLS-10	125	0.715077	0.000016	152	0.5121924	0.000011	-5.6	1.41
GLS-11	125	0.708351	0.000016	57	0.512190	0.000011	-5.6	1.32
GLS-12	125	0.706204	0.000014	26	0.512633	0.000012	3.0	0.58
GLS-38	126	0.711555	0.000016	102	0.512053	0.000009	-8.3	1.32
GLS-39	125	0.711928	0.000017	108	0.512068	0.000009	-8.0	1.36
GLS-46	125	0.710187	0.000018	83	0.512161	0.000010	-6.2	1.35
GLS-52	122	0.712152	0.000013	111	0.512198	0.000012	-5.5	1.25
GLS-53	122	0.708464	0.000014	58	0.512130	0.000011	-6.8	1.40
GLS-54	122	0.714258	0.000016	141	0.512209	0.000011	-5.2	1.31
GLS-55	122	0.718594	0.000016	202	0.511875	0.000010	-11.7	1.75
冈底斯中带、北带								
江巴 岩体	124	0.7162		—			-5.8	1.36
	110	0.7117		—			-5.4	1.32
丁青 岩体	129	0.7121		—			—	—
班戈 岩体	121	0.7257		—			-6.0	1.38
念青唐古 拉岩体	136~113	0.7158		—			-6.3	1.41
		0.7092		—			-5.3	1.32
		0.709500		—			-6.9	1.38
嘎扎 岩体		0.708010		—			-6.9	1.37
元古宙基底变质岩								
Ptch	1200	0.686171	0.000016	-241	0.511502	0.000008	+8.1	1.15

注:冈底斯北带二数据引自邱瑞照等(2003);冈底斯中带、南带数据引自江万等(1999);冈底斯据温大任等(2005①)

and Ghani, 2002);在同样与特提斯演化有关的、属于喜马拉雅-阿尔卑斯造山带的土耳其的中 Anatolian 杂岩中,花岗岩具有从钙碱性到碱性的发育系列,从花岗岩分离出来的黑云母、角闪石具有 79~67Ma 的 K-Ar 年龄 (Ilbeyli *et al.*, 2004),

与腾梁花岗岩的结晶年龄相同;发生于 245~225Ma 的大别-苏鲁碰撞造山带, 220Ma 的 A 型花岗岩非常发育 (杨启军和钟增球, 2004)。对地壳熔融形成花岗质岩浆的动力学机制归因于板片断离造成的地幔岩浆的底侵作用, 或陆陆碰撞造

① 温大任, 钟孙霖, 宋彪等. 2005. 2005 年全国岩石学及地球动力学会议论文摘要. 南京, 39

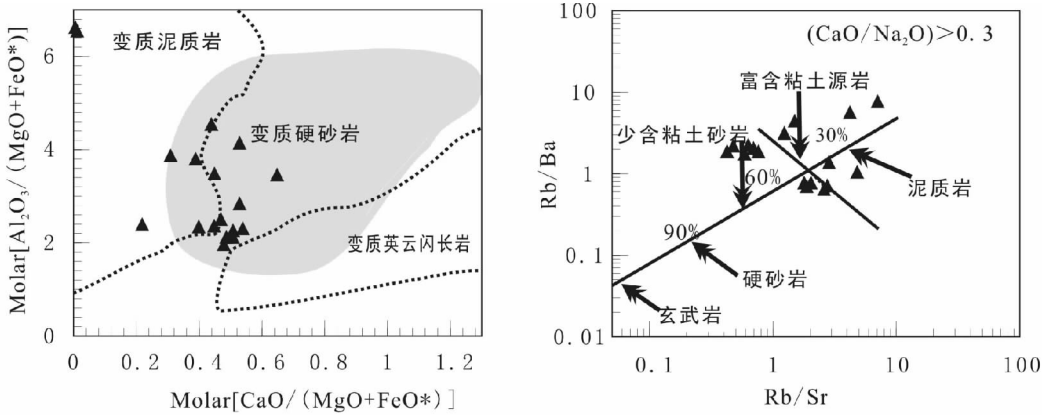


图7 腾梁花岗岩主量、微量元素源岩判别图解(a 据 Altherr and Hegner, 2000; b 据 Sylvester, 1998)

(a)-部分熔融实验所揭示的不同源岩部分熔融产生的花岗岩成分范围,阴影部分为变质硬砂岩部分熔融产生花岗岩的成分范围,实点为腾梁花岗岩的成分投点;(b)-展示了根据不同岩石部分熔融实验及部分熔融的微量元素模型计算结果反推高黎贡花岗岩的源岩成分。百分比表示变质表壳岩在粘土-碎屑二元组成中碎屑的相对重量百分含量

Fig.7 Discrimination diagram for the source of Tengliang granites in terms of major and trace element composition (a, after Altherr and Hegner, 2000; b, after Sylvester, 1998)

(a)-outlined fields denote the composition of partial melts obtained in experimental studies by dehydration melting of various bulk composition. The data from Tengliang Granites fall within the field of clay-rich greywacke source; (b)-Rb/Sr and Rb/Ba ratios for post-collisional granite intrusions subdivided on the basis of high CaO/Na₂O ratios. The data from Tengliang Granite fall near the field of clay-rich greywacke source. The result is the same obtained by major elements

成的地壳增厚,或两者的联合。上述特征表明,与碰撞有关的花岗岩具有相似的演化过程。

Pitcher (1983) 认为中生宙花岗岩主要形成于以下一些构造背景:裂谷,岛弧,安第斯型大陆边缘以及后碰撞环境。腾梁花岗岩所处的构造位置显然与板内裂谷无关,其形成的构造背景可能是:与俯冲有关的花岗岩浆作用(即岛弧或安第斯型大陆边缘)或后碰撞陆壳增生环境。Driver *et al.* (2000) 通过系统对比发现,与俯冲有关的花岗岩浆作用(如安第斯,喜马拉雅和北美科迪勒拉)具有如下特征:较宽的岩石类型变化范围(从石英闪长岩-花岗岩),其中英云闪长岩和花岗闪长岩最为常见;花岗岩的 SiO₂ 含量变化于 47% ~ 75%,多数低于 65%,平均值在 61 ~ 65% 之间;常含有角闪石和黑云母,少见白云母。此外,64% 与俯冲有关的花岗岩样品,氧同位素 δ¹⁸O < 8.5‰;56% 花岗岩样品的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr < 0.706,显示地幔组分在岩浆作用中的重要角色。相反,在后碰撞环境与地壳增厚有关的花岗岩浆作用主要以花岗岩和花岗闪长岩为主,而英云闪长岩和石英闪长岩少见;SiO₂ 含量高,平均值在 70% 左右;常见黑云母和白云母。此外,70% 与地壳增厚有关的花岗岩样品的 δ¹⁸O > 8.5‰;超过 90% 花岗岩样品的 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr > 0.706。从表 2 可以看出,腾梁花岗岩的岩石种类、SiO₂ 含量, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值明显具有地壳增厚型花岗岩特征,地幔的参与程度有限,这与腾梁花岗岩主要为过铝-强过铝性质相一致,岩石成因与后碰撞与地壳增厚关系密切(Barbarin, 1999; Sylvester, 1998)。

从区域地质演化的时间约束上来看,喜马拉雅新特提斯

最终封闭与印度大陆与亚洲大陆碰撞开始与 70 ~ 65Ma (Yin and Harrison, 2000; 莫宣学等, 2003), 碰撞峰期为 50 ~ 40Ma, (Mo *et al.*, 2007; O'Brien, 2001) 不仅陆陆碰撞造成的岩石圈缩短可以造成地壳加厚,同样,喜马拉雅特提斯洋壳的俯冲所产生的幔源火山岩(如林子宗火山岩中的基性岩、中基性岩)的底侵作用同样可以造成地壳的垂向增生 (Mo *et al.*, 2007), 而且,这种底侵作用可以直接造成地壳部分熔融产生花岗质火成岩(如冈底斯花岗岩、林子宗火山岩中的中酸性火山岩)。形成于 76 ~ 68Ma 的腾梁花岗岩,刚好是腾梁地区大陆壳增厚的峰期,腾梁地区西部变质年龄为 75Ma 的 MORB 型那邦麻粒岩相的玄武岩(钟大赉等, 1999)、喜马拉雅西构造结变质年龄为 55Ma 的榴辉岩 (Lombardo and Rolfo, 2000)、东构造结高压麻粒岩的相继发现,都进一步证明白垩纪末期至老第三纪早期不管是腾梁地区,还是整个喜马拉雅都具有显著的地壳加厚,厚度在 80 千米以上。

起源于中下地壳花岗岩岩浆演化过程大体可以分为部分熔融、岩浆分离、上升、侵位四个阶段,每个阶段中,地壳岩石的构造变形都起着不可或缺的作用 (Petford *et al.*, 2000)。侵位的模式主要包括:底辟、气球膨胀、剪切拉张及岩墙扩展、顶蚀、带熔,但丰富的地球物理资料显示,大多数花岗岩具有席状、盘状等三维空间特征,剪切拉张和岩墙扩展是主要的侵位模式 (Clemens, 2003; Petford *et al.*, 2000)。腾梁花岗岩沿着 NNE 向弧形断裂系平行带状产出的地质特征,表明花岗质岩浆在剪切拉张和岩墙扩展两种侵位方式联合作用下最终就位。

5.3 腾梁花岗岩与高黎贡花岗岩、冈底斯花岗岩的关系

腾梁花岗岩和高黎贡花岗岩均位于喜马拉雅东构造结东侧,在岩石类型上均是S型花岗岩,地球化学特征也非常相似,只是腾梁花岗岩比高黎贡花岗岩更加富铝,源岩更加富含泥质成分,表明腾梁花岗岩比高黎贡花岗岩演化程度高。在形成背景,两者都与特提斯封闭、陆陆碰撞过程的地壳加厚有关,与花岗岩岩浆形成过程中地幔物质参关系不大。但是,腾梁花岗岩与高黎贡花岗岩的岩浆形成年龄不同,属于特提斯演化历史上不同阶段、不同构造域的产物,即高黎贡花岗岩形成于早白垩世(124~118Ma),是怒江新特提斯闭合、拉萨微陆块与羌塘微陆块碰撞的产物(杨启军等,2006),而腾梁花岗岩形成于晚白垩世末期(76~68Ma)-老第三纪早期(53Ma),比高黎贡花岗岩晚了近40Ma,是喜马拉雅特提斯闭合、印度陆块与亚洲陆块碰撞的结果。也就是说,怒江新特提斯封闭时,喜马拉雅特提斯还处于洋-陆俯冲期。

高黎贡花岗岩的东侧为怒江断裂,怒江断裂绕过喜马拉雅东构造结与东西走向的班公-怒江缝合带相连。腾梁花岗岩的西侧为墨托-巴西加-瑞丽深断裂,沿着这条断裂带分布的是一条J-K-E1蛇绿混杂岩带,这条混杂岩带绕过东构造结与沿着雅鲁藏布江缝合线分布的同时代蛇绿混杂带相连。在密支那附近区域还大量分布着可能属于洋中脊地幔岩的K-E的基性-超基性杂岩体,密支那东侧的那邦还发现了变质年龄为75Ma的MORB型麻粒岩相的玄武岩。这些特征表明,如果考虑到东构造结东侧近于90度的旋转,雅鲁藏布江深断裂和墨托-密支那-瑞丽深断裂可能构成一条曾经完整的近东西向缝合带,这样,在大地构造上,腾梁花岗岩、高黎贡花岗岩带夹持于雅鲁藏布江缝合带和班公-怒江缝合带之间,与拉萨地块的构造位置相对应,因此,腾梁花岗岩、高黎贡花岗岩及其中间区域代表了拉萨地块的东延部分,只是在新生代,随着拉萨地块的顺时针旋转而围绕喜马拉雅东构造结旋转,形成目前的构造格局。

从火成岩的分布特征上看,拉萨地块可以分成两个带,即南部的冈底斯火成岩带和北部的念青唐古拉火成岩带。花岗岩、火山岩的形成年龄总体上从北向南变年轻(T→J→K1→K2→E1),具有明显的年龄分带特征(Coulon *et al.*, 1986)。在拉萨地块北部,紧邻班公-怒江缝合带南侧分布的念青唐古拉花岗岩带中花岗岩的年龄为128~116Ma(Lee *et al.*, 2002; Chung *et al.*, 2005),这套强过铝S型花岗岩的地球化学特征、形成年龄及后期变形特征与波密-察隅-高黎贡花岗岩带中的花岗岩一致,完全可以对比,构成一条完整的念青唐古拉-波密-察隅-高黎贡火成岩带(杨启军等,2006)。然而,腾梁花岗岩与冈底斯火成岩能否对比对我们根据火成岩空间格架建立碰撞的地球动力学模型十分重要。

冈底斯岩基及林子宗火山岩主要形成于110~80Ma、65~40Ma两个阶段(Scharer *et al.*, 1984),其中以后者最为发育(温大任等,2005;莫宣学等,2003)。腾梁地区与拉萨地

块在中生代-早第三纪岩浆活动上具有明显的不同,腾梁花岗岩侵入于76~68Ma和53Ma,恰好是冈底斯岩基火成岩带的岩浆活动间歇期(Chung *et al.*, 2005)。从岩石学及地球化学特征上看,冈底斯花岗岩成分复杂,以准铝质I型花岗岩为主,含有部分S型花岗岩,I型花岗岩的 ϵ_{Nd} 均为正值(Chung *et al.*, 2005),花岗岩中铁镁质包体发育,岩浆混合特征明显(江万等,1999;Mo *et al.*, 2007;赵志丹,未发表数据),表明冈底斯岩浆活动频繁,壳幔物质交换作用强烈,代表新生地壳(即幔源岩浆底侵层)的熔融产物。而腾梁花岗岩以过铝-强过铝S型花岗岩为主,含有少量I型花岗岩,花岗岩含铁镁质微粒包体较少,岩浆混合特征不明显,地幔对花岗岩形成的贡献不大,主要由古老中下地壳物质熔融而成。冈底斯发育始新世-古新世的林子宗火山岩,而腾梁地区发育上新世-第四纪火山岩,火山岩发育在时间上也表现为互补性。此外,与冈底斯花岗岩相比,腾梁花岗岩直接产于前寒武纪基底中,而冈底斯很少出露前寒武纪基底,显示新生代以来,腾梁地区的早前寒武纪基底和东构造结一起,具有比冈底斯更大的隆升。由此可见,无论在形成时间和岩浆成分上,腾梁花岗岩与冈底斯带岩浆岩均不能直接对比。

既然在大地构造位置上,腾梁-高黎贡地区是拉萨微陆块的东延部分,且北部念青唐古拉-高黎贡火成岩带具有完整统一性,而同属南部带的腾梁花岗岩与冈底斯火成岩带在年龄及地球化学特征上却存在明显差异而不能象高黎贡花岗岩一样与西侧简单连接,表明白垩纪早期的拉萨微陆块的北缘具有相同或相似的地球动力学背景,而白垩纪末期-早第三纪的拉萨微陆块南缘,虽然同为陆陆碰撞的陆弧位置,但以喜马拉雅东构造结为界,两侧具有不同的地球动力学过程。

5.4 花岗岩的地球动力学模式

现有的大量研究成果已经表明,冈底斯火成岩带先是喜马拉雅特提斯的岛弧,随后又是印度陆块与亚洲陆块进行陆陆碰撞的陆弧。Chung等根据火山岩的时空分布规律给出晚白垩世以来冈底斯演化的详细模式图(Chung *et al.*, 2005),这个模型可以较好地解释了冈底斯火成岩的成因,但是,我们却无法把它应用到腾梁地区,主要原因有三个:一是腾梁地区缺少类似于林子宗岩系的火山岩;二是这个模型一再强调的80~65Ma的岩浆活动间歇期却是腾梁花岗岩侵位时期(腾冲76~67Ma花岗岩),而与冈底斯65~40Ma火成岩对应的花岗岩在腾梁地区西部的盈江地区广泛发育(梁河53Ma花岗岩);三是腾梁花岗岩形成过程缺少地幔物质的参与,65Ma特提斯洋壳俯冲过程中断离所造成的地幔熔融过程在腾梁地区不存在。因此,如何把腾梁地区纳入冈底斯火山岩带,建立完整的地球动力学模型是探讨喜马拉雅特提斯演化及随后印度陆块与亚洲陆块碰撞过程不可缺少的内容。

喜马拉雅东构造结作为腾梁与冈底斯的分界线,意味着它是一个重要的构造界线,造成东西差别的主要原因可能是

喜马拉雅特提斯洋壳的俯冲机制和过程不同。综合喜马拉雅特提斯的总体演化过程,与冈底斯火山弧对比,我们提出腾梁地区花岗岩演化的基本过程:

(1) 早白垩世 (145 ~ 100Ma)

早白垩世末期,怒江中特提斯封闭,拉萨微陆块与羌塘微陆块发生陆陆碰撞,并增生到羌塘微陆块南缘成为亚洲大陆块的一部分,念青唐古拉-察隅-高黎贡花岗岩带是对这一过程的响应。而此时的喜马拉雅新特提斯洋壳向北俯冲却刚刚开始,此时的冈底斯处于喜马拉雅特提斯岛弧阶段,在冈底斯中段局部发育有老于120Ma的岛弧型花岗岩(翟庆国等,2004)。

(2) 晚白垩世早期 (100 ~ 80Ma)

晚白垩世早期,位于喜马拉雅特提斯西段的冈底斯处于洋壳俯冲峰期,脱水的洋壳引起的地幔熔融形成幔源火山岩,火山岩一部分喷出地表,成为冈底斯火山岩带的组成部分,大部分产生底侵作用,造成冈底斯地壳垂向增生,并促使下地壳产生部分熔融,形成花岗岩岩浆侵位于上地壳,成为冈底斯岩基中生代花岗岩部分。而此时相当于冈底斯东段的腾梁地区,位于板片俯冲的侧翼,俯冲时间稍晚,没有产生与板片俯冲有关的火成岩。

(3) 晚白垩世晚期 (80 ~ 65Ma)

晚白垩世晚期,以东构造结为界,向北俯冲的特提斯洋壳板片产生撕裂,分为东西两段,西段特提斯洋壳的俯冲由陡倾逐步变为平缓俯冲,形成双壳结构,并对壳幔相互作用起到屏蔽的作用,造成冈底斯此阶段的岩浆作用减弱。而此时的东段腾梁地区,板片依然陡俯冲,并进入俯冲峰期,可能的地幔熔融形成的玄武质岩浆底侵作用,造成地壳垂向增生,增厚的地壳在底侵作用下,中下地壳基底岩石产生深熔,形成沿着走滑断裂带发育的S型花岗岩,并伴随着前寒武纪岩石(如高黎贡群、崇山群)的混合岩化作用。

(4) 白垩纪末期-中新世 (65 ~ 40)

特提斯封闭,印度陆块与亚洲陆块进入陆陆碰撞阶段,碰撞的高峰期为50~40Ma,西段冈底斯地区,由于特提斯板片的断离,地幔上涌,壳幔相互作用显著加强,林子宗火山岩及其同时代的花岗岩发育,构成冈底斯火山弧。此时的东侧腾梁地区,板片断离特征不明显,榴辉岩、高压麻粒岩的形成表明此时地壳厚度可以达到90km以上,梁河同碰撞S型花岗岩(53Ma)发育。腾梁地区虽然缺少大量与地幔有关的火山岩,但与白垩纪末期相比,壳幔相互作用也在加强,在腾梁地区西部的盈江卡场,具有原始地幔熔融特征的辉长岩的侵位年龄为53Ma(杨启军等,未发表数据),盈江广泛出露的50~40Ma的I型花岗岩与岩浆底侵作用有关,并含有铁镁质微粒包体。

(5) 腾梁-高黎贡地区广泛分布的40Ma的基性岩墙群,可能预示着特提斯板片的断离(Xu *et al.*, 2008)。

因此,作为喜马拉雅特提斯板片撕裂的两个板块,岩浆活动不同步,腾梁地区似乎比冈底斯慢半拍,但该区域的岩

浆活动填补了冈底斯的所谓间歇期,联合起来,构成了对特提斯演化过程的响应。

40Ma以来冈底斯演化依然复杂,后碰撞地壳加厚造成下地壳拆沉及Adakite质岩浆的侵入、拉萨地块的旋转、裂谷系的形成等过程研究也取得了很大的进展。从拉萨地块整体来看,岩浆活动的间歇期是相对的,仅仅限于一定区域,拉萨地块的岩浆活动一直是活跃的,要查明新特提斯形成以来拉萨地块的演化过程还需要做大量的工作。

6 结论与存在的问题

(1) 腾梁花岗岩由云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩、花岗岩组成,侵位于白垩纪末期(76~67Ma)。属于(岛弧-)同碰撞、高钾钙碱性,过铝-强过铝花岗岩,由中下地壳含粘土的变质硬砂岩部分熔融形成。

(2) 喜马拉雅特提斯封闭,印度陆块与亚洲陆块的陆-陆碰撞导致的腾梁地区的岩浆底侵和地壳加厚,底侵和地壳加厚促使中下地壳部分熔融形成腾梁花岗岩岩浆,岩浆沿着北东向走滑断裂带以岩墙扩展方式上升侵位,形成腾梁花岗岩。腾梁花岗岩形成过程中,地幔物质对岩浆的贡献不大。

(3) 腾梁花岗岩与高黎贡花岗岩属于相同的成因类型,即它们都形成于特提斯封闭向陆陆碰撞过渡这一构造机制转换时期,但它们具有不同的动力学背景。高黎贡花岗岩与冈底斯北带的日土-班戈-丁青-波密-察隅花岗岩具有完全一致的成因,构成念青唐古拉-察隅-高黎贡完整的花岗岩带,代表了怒江中特提斯封闭-羌塘微陆块与拉萨微陆块碰撞过程的产物。而腾梁花岗岩是喜马拉雅新特提斯闭合-印度陆块与亚洲陆块碰撞的产物。

(4) 腾梁花岗岩属于冈底斯火山岩带的组成部分,由于特提斯板片以东构造结为界撕裂成为东西两个板舌,且两个板舌俯冲的几何特征不同,造成冈底斯与腾梁火山岩具有不同的特征,两者联合起来构成了对喜马拉雅特提斯封闭-陆陆碰撞过程的完整响应。

(5) 腾梁花岗岩对我们全面认识新特提斯演化及陆陆碰撞过程是十分重要的,但对于腾梁地区特提斯板片俯冲机制的认识是粗浅的,还需要做大量的工作。

References

- Altherr R and Hegner E. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type Plutonism in the European Variscides; Northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50: 51–73
- Atherton M and Ghani A. 2002. Slab breakoff: A model for Caledonian, Late Granite syn-collisional magmatism in the orthotectonic (metamorphic) zone of Scotland and Donegal, Ireland. *Lithos*, 62: 65–85
- Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605–626
- Chung SL, Chu MF and Zhang YQ. 2005. Tibet tectonic evolution

- inferred from spatial and temporal variations in post-collisional magmatism. *Earth Sci. Rev.*, 68: 173–196
- Clemens JD. 2003. S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth Science Review*, 61: 1–18
- Coulon C, Maluski H and Bollinger C. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ^{39}Ar - ^{40}Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 281–302
- Driver LA, Creaser RA, Chacko T and Erdmer P. 2000. Petrogenesis of the Cretaceous Cassiar batholith, Yukon British Columbia, Canada: Implications for magmatism in the North American Cordilleran Interior. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112: 1119–1133
- Ilbeyli N, Pearceb JA, Thirlwalle MF *et al.* 2004. Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. *Lithos*, 72: 163–182
- Jiang W, MO XX and Zhao CH. 1999. Geochemistry of granitoid and its mafic micro-granular enclave in Gandese belt, Qinghai—Xizang plateau. *Acta Petrologica Sinica*, 15: 89–97 (in Chinese with English abstract)
- Lee HY, Chung SL, Wang JR *et al.* 2002. Miocene Jiali faulting and implications for Tibet tectonic evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 205: 185–194
- Liu ZS and Wang JM. 1994. Geological characteristics of granites from Southern Tibet. Chengdu: Sichuan Science Publishing House (in Chinese with English abstract)
- Lombardo B and Rolfo F. 2000. Two contrasting eclogite types in the Himalayas: Implication for the Himalayan orogeny. *Journal of Geodynamics*, 30: 37–60
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–253
- Mo XX, Zhao ZD, Deng JF *et al.* 2003. Response of volcanism to the India–Asia collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3): 135–148 (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: 225–242
- O'Brien PJ. 2001. Subduction followed by collision: Alpine and Himalayan examples. *Physics of the Earth and Planets Interiors*, 127: 277–291
- Patino Douce AE and Johnson AD. 1991. Phase equilibria and melting productivity in the polytropic system: Implication for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 202–218
- Petford N, Cruden AR, McCaffrey JW *et al.* 2000. Granite magma formation, transportation and emplacement in the earth's crust. *Nature*, 408: 669–673
- Pitcher WS. 1983. Granite type and tectonic environment. *Mountain Building Processes*, Vol. 19–40, Academic Press, London
- Qiu RZ, Deng JF and Zhou S. 2003. Sr-Nd isotope studies of Mesozoic-Cenozoic granites in Qinghai—Tibet plateau. *Acta Geoscientica Sinica*, 24: 611–617 (in Chinese with English abstract)
- Scharer U, Xu RH and Allegre CJ. 1984. U-Pb geochronology of Gangdese (Transhimalaya) Plutonism in the Lhasa-Xigaze region, Tibet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 69: 311–320
- Searle M, Parrish R, Hodges K *et al.* 1997. Shisha Pangma leucogranite, South Tibet Himalaya: Field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement. *J. Geol.*, 105: 295–317
- Sylvester PJ. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45: 29–44
- Visona D and Lobardo B. 2002. Two-mica and tourmaline leucogranites from the Everest-Makalu region (Nepal-Tibet): Himalayan leucogranite genesis by isobaric heating? *Lithos*, 62: 125–150
- Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–419
- Xiao QH, Deng JF and Ma DQ. 2002. The ways of investigation on granitoids. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese with English abstract)
- Xu YG, Lan JB, Yang QJ *et al.* 2008. Eocene break-off of the Neo-Tethyan slab as inferred from intraplate-type basaltic dykes in the Gaoligong belt, eastern Tibet. *Chemical Geology*, 255: 439–453
- Yang QJ and Zhong ZQ. 2004. Genesis of garnet-bearing granites in UHP Terrane of Dabie-Sulu Orogenic Belt, Central China. *Earth Science-Journal of China University of Geosciences*, 29: 169–176 (in Chinese with English abstract)
- Yang QJ, Xu YG, Huang XL *et al.* 2006. Geochronology and geochemistry of granites in the Gaoligong tectonic belt, western Yunnan: Tectonic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 22: 817–834 (in Chinese with English abstract)
- Yin A and Harrison T. 2000. Geologic evolution of the Himalayan Tibet Orogen. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 28: 211–280
- Zhong DL, Ji JQ and Hu SL. 1999. The subduction age of Tethyan oceanic crust: The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ micro-area dating of metamorphic residual oceanic crust. *Chinese Science Bulletin*, 44: 1782–1785 (in Chinese)

附中文参考文献

- 江万, 莫宣学, 赵崇贺. 1999. 青藏高原冈底斯中段花岗岩类及其中铁镁质微粒包体地球化学特征. *岩石学报*, 15(1): 89–97
- 刘振声, 王洁明. 1994. 青藏高原南部花岗岩地质地球化学特征. 成都: 四川科技出版社
- 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(3): 135–148
- 邱瑞照, 邓晋福, 周肃. 2003. 青藏高原中生代花岗岩 Sr-Nd 同位素研究. *地球学报*, 24: 611–617
- 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社
- 杨启军, 钟增球. 2004. 大别-苏鲁超高压地体中面理化石榴花岗岩的成因研究. *地球科学-中国地质大学学报*, 29: 169–176
- 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
- 钟大赉, 季建清, 胡世玲. 1999. 新特提斯洋俯冲时间: 变质洋壳残片 ^{39}Ar - ^{40}Ar 微区年龄. *科学通报*, 44: 1782–1785