

doi:10.3799/dqkx.2010.019

# 滇西维西—德钦—带花岗岩年代学、地球化学和岩石成因

高睿<sup>1</sup>, 肖龙<sup>2\*</sup>, 何琦<sup>1</sup>, 袁静<sup>1</sup>, 倪平泽<sup>1</sup>, 杜景霞<sup>1</sup>

1. 中国地质大学研究生院, 湖北武汉 430074

2. 中国地质大学地球科学学院, 湖北武汉 430074

**摘要:**金沙江弧盆体系消减与碰撞的确切时间存在较大的争议. 运用 LA-ICP-MS 地质年代学、地球化学及 Sr-Nd 同位素方法研究金沙江缝合带周边的花岗岩体. 贡卡花岗闪长岩 (232 Ma) 和羊拉花岗闪长岩 (229.6 Ma) 形成于印支期, 羊拉二长花岗岩 (261 Ma) 形成于海西—印支期. 羊拉二长花岗岩地球化学特征类似 O 型埃达克岩, 由大洋板片熔融与地幔楔交代 ( $Mg^{\#} = 55 \sim 61.8 > 40$ ), 且上升过程与岩浆房酸性岩浆混合, 形成于俯冲消减环境; 贡卡花岗闪长岩和羊拉花岗闪长岩可能由类似扬子地块的崇山群玄武质岩石和变质表壳岩部分熔融形成, 产于碰撞后环境. 金沙江缝合带从中二叠世末期—晚二叠世早期持续俯冲; 碰撞阶段可能于晚二叠世末期开始, 在中三叠世早期结束.

**关键词:** 古特提斯; 埃达克质岩; I 型花岗岩; 地质年代学; 地球化学; Sr-Nd 同位素; 岩石成因.

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2010)02-0186-15

收稿日期: 2009-01-11

## Geochronology, Geochemistry and Petrogenesis of Granites in Weixi-Deqin, West Yunnan

GAO Rui<sup>1</sup>, XIAO Long<sup>2\*</sup>, HE Qi<sup>1</sup>, YUAN Jing<sup>1</sup>, NI Pingze<sup>1</sup>, DU Jingxia<sup>1</sup>

1. Graduate School, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

2. Faculty of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

**Abstract:** There is still much dispute over the exact subduction and collision time of Jinshajiang arc-basin system, which reveals geological evolution history of the paleo-Tethys in West China. This study provides chronological, petrological, and geochemical data of Gongka and Yangla granitoid plutons that are situated on the western margin of Jinshajiang suture zone but poorly studied in Deqin-Weixi area, Yunnan Province. The Yangla granitoid complex is divided into granodiorite and monzonite. LA-ICP-MS zircon dating results are 229.6 Ma (Yangla granodiorite), 232 Ma (Gongka granodiorite) and 261 Ma (Yangla monzonite), respectively. Yangla monzonites, showing O-adakitic affinity, was generated through partial melting of oceanic slab when subducting, probably subjected to metasomatism of the mantle wedge. Gongka granodiorites and Yangla granodiorites were derived from partial melting of lower crustal rocks. In general, we conclude that the subduction started from Middle Permian to Late Permian and the collision started in Late Permian and terminated in early Middle Triassic.

**Key words:** paleo-Tethys; adakitic rock; I-type granite; geochronology; geochemistry; Sr-Nd isotope; petrogenesis.

古特提斯主要发育于我国的青藏高原及云南、四川西部地区, 以滇川西部发育和保存得最好, 是研究古特提斯演化最为理想的天然实验室(钟大赉, 1998). 金沙江构造带是中国古特提斯区域 3 条重要的构造带之一. 20 世纪 80 年代初期以来, 许多学者在构造地层划分、岛弧火山岩、蛇绿混杂岩和放射虫

硅质岩等方面做了大量工作, 取得了很大进展(黄汲清和陈炳蔚, 1987; 钟大赉等, 1998; 李兴振等, 1999; 简平等, 1999, 2003; Wang *et al.*, 2000a, 2000b; 侯增谦等, 2001; 孙晓猛和简平, 2004; Jian *et al.*, 2008; Xiao *et al.*, 2008).

刘本培等(1993)认为金沙江造山带是弧后盆地

基金项目: 国家自然科学基金(Nos. 40772043, 40572031).

作者简介: 高睿(1985—), 男, 博士研究生, 岩石学、矿床学、矿床学专业. \* 通讯作者: 肖龙, E-mail: longxiao@cug.edu.cn

消亡闭合的产物,只是多洋盆格局中的一个支洋盆,而且自西往东的澜沧江带、昌都地块、金沙江带和扬子板块曾构成一个完整的大陆板块.王立全等(1999)认为金沙江带是一条古大陆边缘,依次是洋盆和海沟、岛弧、弧后盆地、特提斯弧后洋盆消亡的俯冲消减杂岩带.古特提斯在晚古生代是由稳定地块与洋岛及两者之间规模不等的洋盆所组成(刘本培等,1993;钟大赉,1998).Wang *et al.* (2000a, 2000b)对金沙江带地层进行了修改,划分为额阿钦杂岩体、金沙江蛇绿混杂岩带、嘎金雪山群和中心绒群 4 个地层单位.

这些成果极大地促进了对金沙江构造带地质演化的认识.同时,一些不同的学术观点也被提出.张旗等(1996)认为金沙江古特提斯洋盆于晚石炭世形成,经历了完整的威尔逊旋回,但孙晓猛等(1995)和简平等(1999)通过对金沙江蛇绿混杂岩中放射虫化石的研究认为,金沙江洋盆可能于早石炭世就已形成.此外,金沙江弧盆体系消减与碰撞的确切时间也存在较大的争议,就金沙江弧盆体系碰撞时间来说,黄汲清和陈炳蔚(1987)认为是晚二叠世,汪啸风等(1999)认为是中三叠世,张旗等(1996)、钟大赉(1998)和林清茶等(2006)认为是中三叠世末到晚三叠世早期.

岩浆活动是伴随板块俯冲碰撞造山过程的重要地质事件,通过对该区代表性岩体进行定年研究,锁定板块俯冲与陆壳碰撞时间显得尤为重要.本文运用 LA-ICP-MS 地质年代学、地球化学及 Sr-Nd 同位素方法研究金沙江缝合带周边的花岗岩体(贡卡岩体和羊拉岩体),拟解决花岗岩体成因、形成年代及构造环境,并通过埃达克质岩石与岛弧型花岗岩的成因联系更好地解释古特提斯时期金沙江缝合带的演化历史.

### 1 区域地质背景与岩体地质

金沙江缝合带西起青海玉树以西,南与哀牢山缝合带相接,是我国西南三江地区最重要的古特提斯缝合带之一(简平等,1999).在大地构造位置上,金沙江缝合带紧邻澜沧江与怒江缝合带,东临中咱一中甸陆块,西临昌都—思茅陆块,在地质图上呈现出一反“S”型 NNW 向展布的构造带(图 1).本文的研究区位于金沙江结合带的南部滇西北部分.羊拉岩体位于德钦县羊拉乡 SSE 方向 8 km 处,中心坐

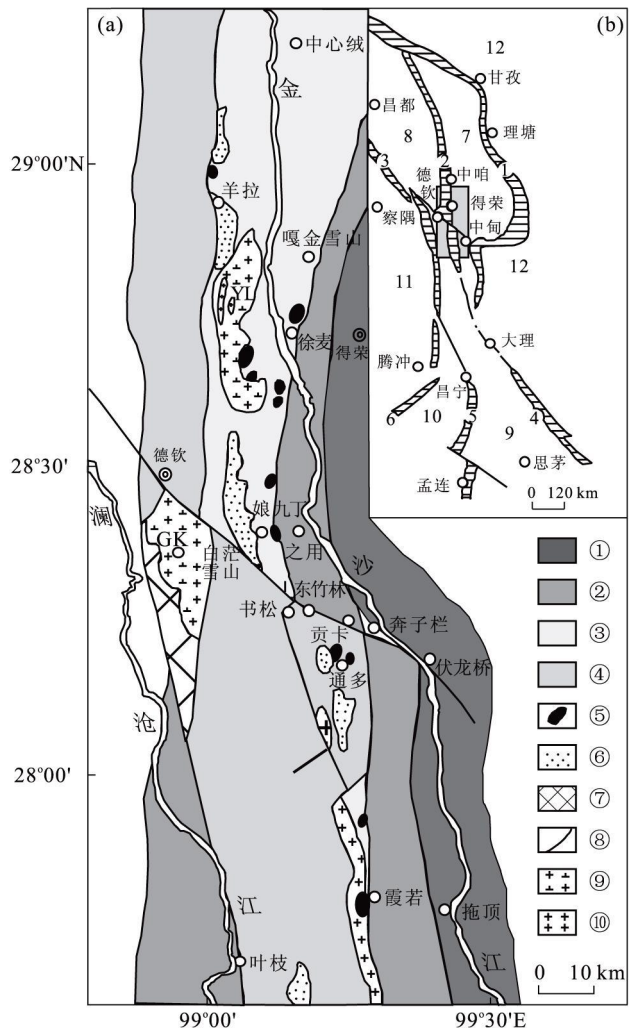


图 1 滇西德钦—维西一带花岗岩岩类岩体地质图

Fig. 1 Geological map of granitoids in Deqin-Weixi district, West Yunnan

a 图据李兴振等(1999)修编;b 图据孙晓猛和简平(2004):1. 甘孜—理塘缝合带;2. 金沙江缝合带;3. 澜沧江缝合带;4. 哀牢山缝合带;5. 昌宁—孟连缝合带;6. 怒江缝合带;7. 中咱—中甸地块;8. 昌都地块;9. 思茅地块;10. 保山地块;11. 察隅地块;12. 扬子地块;①中间地块;②被动大陆边缘;③蛇绿混杂岩带;④岛弧火山岩;⑤蛇绿岩;⑥磨拉石建造;⑦变质岩;⑧断层;⑨花岗岩闪长岩;⑩二长花岗岩

标为 99°4'E、28°46'N,处于金沙江缝合带西边,呈岩基状产出,长约 25 km,平均宽约 6 km.岩体面积约 150 km<sup>2</sup>,近南北向延伸.岩体北东向侵入嘎金雪山群,向西为波里拉组(T<sub>3b</sub>)灰岩超覆不整合覆盖.岩体岩性分为两类:花岗闪长岩与二长花岗岩.从图 1 中可见羊拉花岗闪长岩占羊拉岩体的 90%以上,而羊拉二长花岗岩仅在岩体的边部和中心处有小面积的出露.云南省地质矿产局(1990)认为羊拉岩体整体为花岗闪长岩体,侵位于海西期;二长花岗岩是其后期热液蚀变、钾长石化的产物,被认定为同源同期

侵入产物。但是本文中的羊拉二长花岗岩属于 O 型埃达克质岩, Sr-Nd 同位素以及  $\epsilon_{Nd}(t)$  差异明显, 均表明二长花岗岩不同于花岗闪长岩岩石化学特征, 两者可能并非同源同期产物, 有先后形成的可能。再者, 前人并未对羊拉岩体的年龄进行过测定, 只是简单地通过侵位于羊拉岩体东侧的印支期格亚顶西石英闪长岩体, 就认定羊拉岩体侵位于海西期(云南省地质矿产局, 1990)。

贡卡花岗闪长岩体位于滇西白茫雪山 SE 方向 5 km 处(即白茫雪山岩体), 金沙江缝合带西侧、澜沧江构造带德钦—沙冲大断裂东侧、呈 NNW-SSE 向延伸; 中心坐标为  $98^{\circ}59'E$ 、 $28^{\circ}24'N$ ; 面积约  $134.5 \text{ km}^2$ 。东部与中三叠统上段、上三叠统人支雪山组呈侵入接触关系, 局部为断层接触, 西部侵入于下泥盆统中上段。该岩体受金沙江断裂控制, 产出二长闪长质包体。

## 2 岩石学特征

羊拉岩体分浅灰色中粗粒花岗闪长岩(YL13、YL14-3)和灰白色细粒二长花岗岩(YL15-2、YL17)两种, 等粒结构, 块状构造。前者主要矿物有角闪石(5%)、黑云母(8%~10%)、石英(20%~25%)、斜长石(40%~45%)和钾长石(20%); 后者主要矿物有石英(30%~35%)、斜长石(40%~45%)和钾长石(20%~25%)。羊拉花岗闪长岩与二长花岗岩都具有弱的绢云母化和绿帘石化、绿泥石化等蚀变现象, 而且后者较前者的样品蚀变程度更强, 局部发育片麻理构造。

贡卡岩体为浅灰色中粒黑云母花岗闪长岩, 中粒等粒结构, 块状构造; 主要由黑云母(15%)、角闪石(20%~25%)、石英(20%~25%)、斜长石(30%)和钾长石(10%)组成。贡卡花岗闪长岩体中可见暗色包体, 形态多呈椭圆形, 与寄主岩石界限较清晰, 其矿物粒度明显小于寄主岩石。包体岩性为二长闪长岩, 主要由角闪石(40%)、石英(20%)、斜长石(25%)和钾长石(15%)组成。

## 3 元素和同位素分析方法

每个岩体各选 1 个样品进行锆石 U-Pb 体系定年。U-Pb 定年是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室用 LA-ICP-MS 测定,

详细方法及流程见 Yuan *et al.* (2004)。主量元素分析在湖北省地矿局测试中心完成, 采用 X 荧光光谱法, 分析精度优于 5%。微量元素分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室用电感耦合等离子质谱仪(ICP-MS)分析, 分析精度优于 5%~10%, 详细分析方法和流程见 Qi *et al.* (2000)。

全岩 Sr-Nd 同位素也在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室同位素室完成, 采用同位素稀释质谱分析方法,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  的 2 倍方差小于  $1 \times 10^{-6}$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  的 2 倍方差小于  $50 \times 10^{-6}$ , 均符合精度要求, 实验流程及分析方法见凌文黎等(1998)。用于初始 Sr 和 Nd 同位素比值计算的衰变常数为:  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}/\text{a}$ ;  $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12}/\text{a}$ 。

## 4 年代学

全岩样品在河北廊坊诚信地质有限公司进行单颗粒锆石的挑选, 然后在双目镜下挑纯, 并进行了阴极发光研究, 观察锆石的内部结构特征。实验测得的锆石 U-Pb 分析数据见表 1。

### 4.1 贡卡花岗闪长岩

贡卡花岗闪长岩(GK34)的锆石发育有岩浆成因的韵律环带结构, U 的含量变化范围为  $(75 \sim 901) \times 10^{-6}$ , Th 的含量变化范围为  $(70 \sim 597) \times 10^{-6}$ , Th/U 比值 0.41~0.93, 说明为岩浆成因特征。8 个颗粒锆石 U-Pb 分析中, 有 7 个分析给出的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄范围为 225~241 Ma。而 GK34-05 为  $1033 \pm 9 \text{ Ma}$ , 表明有继承性锆石的存在。一致曲线图(图 2a)中, 除去点 GK34-05, 数据分布于一致曲线附近, 且  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $232 \pm 5.1 \text{ Ma}$  ( $N=7$ ,  $\text{MSWD}=7.6$ ), 侵位于中晚三叠纪, 处于印支期阶段。

### 4.2 羊拉花岗闪长岩

羊拉花岗闪长岩(YL09)的锆石发育有岩浆成因的韵律环带结构, U 的含量变化范围为  $(739 \sim 1526) \times 10^{-6}$ , Th 的含量变化范围为  $(227 \sim 598) \times 10^{-6}$ , 且 Th/U 的比值为 0.31~0.41, 说明为岩浆成因。10 个锆石颗粒的 U-Pb 分析给出的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄范围为 222~243 Ma, 一致曲线图(图 2b)中, 数据比较集中地分布于一致曲线附近,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $229.6 \pm 4.4 \text{ Ma}$  ( $N=10$ ,  $\text{MSWD} =$

表 1 滇西花岗岩类锆石 U-Pb 测年数据  
Table 1 Zircon U-Pb data of granitoids in West Yunnan

分析点	U( $10^{-6}$ )	Th( $10^{-6}$ )	Th/U	比值				$t$ (Ma)				
				$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$1\sigma$			
<b>贡丰花岗岩类</b>												
GK34-01	541	235	0.44	0.0365	0.0370	0.2863	0.5250	0.0556	0.0940	231	2	184
GK34-02	582	304	0.52	0.0367	0.0360	0.2640	0.3970	0.0519	0.0740	232	2	170
GK34-03	901	597	0.66	0.0375	0.0370	0.2944	0.4570	0.0571	0.0830	237	2	184
GK34-04	349	205	0.59	0.0381	0.0370	0.2776	0.4640	0.0523	0.0810	241	2	181
GK34-05	75	70	0.93	0.1738	0.1560	1.7614	3.4920	0.0720	0.1040	1 033	9	
GK34-06	802	425	0.53	0.0365	0.0350	0.2616	0.3870	0.0519	0.0720	231	2	176
GK34-07	553	229	0.41	0.0355	0.0350	0.2646	0.4350	0.0547	0.0830	225	2	193
GK34-08	545	230	0.42	0.0359	0.0350	0.2542	0.4190	0.0513	0.0770	227	2	184
<b>羊拉花岗岩类</b>												
YL09-01	1 526	598	0.39	0.0352	0.0340	0.2576	0.3420	0.0524	0.0670	223	2	145
YL09-02	999	365	0.37	0.0359	0.0350	0.3040	0.4480	0.0608	0.0850	228	2	179
YL09-03	1 216	472	0.39	0.0364	0.0350	0.2969	0.3880	0.0583	0.0740	231	2	170
YL09-04	739	227	0.31	0.0367	0.0360	0.3426	0.6770	0.0677	0.1500	232	2	225
YL09-05	1 115	417	0.37	0.0367	0.0360	0.2760	0.3970	0.0537	0.0730	232	2	174
YL09-06	923	361	0.39	0.0359	0.0350	0.3282	0.5020	0.0647	0.0920	228	2	200
YL09-07	1 093	394	0.36	0.0354	0.0340	0.2732	0.4130	0.0556	0.0780	224	2	187
YL09-08	827	304	0.37	0.0350	0.0340	0.3185	0.7840	0.0660	0.1750	222	2	215
YL09-09	956	396	0.41	0.0367	0.0370	0.3394	0.9390	0.0670	0.1970	233	2	225
YL09-10	893	310	0.35	0.0385	0.0400	0.2759	0.3900	0.0509	0.0007	243	2	243
<b>羊拉二长花岗岩</b>												
YL17-01	704	268	0.38	0.0413	0.0007	0.3484	0.0166	0.0602	0.0023	261	4	312
YL17-02	2 934	531	0.18	0.0412	0.0005	0.3030	0.0112	0.0518	0.0012	261	3	329
YL17-03	1 313	607	0.46	0.0410	0.0004	0.2962	0.0099	0.0529	0.0011	259	3	234
YL17-04	363	142	0.39	0.0416	0.0005	0.3095	0.0159	0.0530	0.0024	262	3	277
YL17-05	583	242	0.41	0.0413	0.0005	0.3047	0.0133	0.0535	0.0017	261	3	284
YL17-06	1 094	553	0.51	0.0412	0.0004	0.3008	0.0112	0.0518	0.0011	260	2	248
YL17-07	329	163	0.50	0.0414	0.0005	0.2834	0.0133	0.0497	0.0020	262	3	274
YL17-08	3 370	1 606	0.48	0.0410	0.0003	0.2967	0.0096	0.0497	0.0008	259	2	272
YL17-09	411	133	0.33	0.0413	0.0005	0.2973	0.0132	0.0520	0.0019	261	3	293
YL17-10	591	269	0.45	0.0415	0.0005	0.2922	0.0113	0.0510	0.0016	262	3	295
YL17-11	409	150	0.37	0.0415	0.0011	0.3372	0.0193	0.0585	0.0020	262	3	305

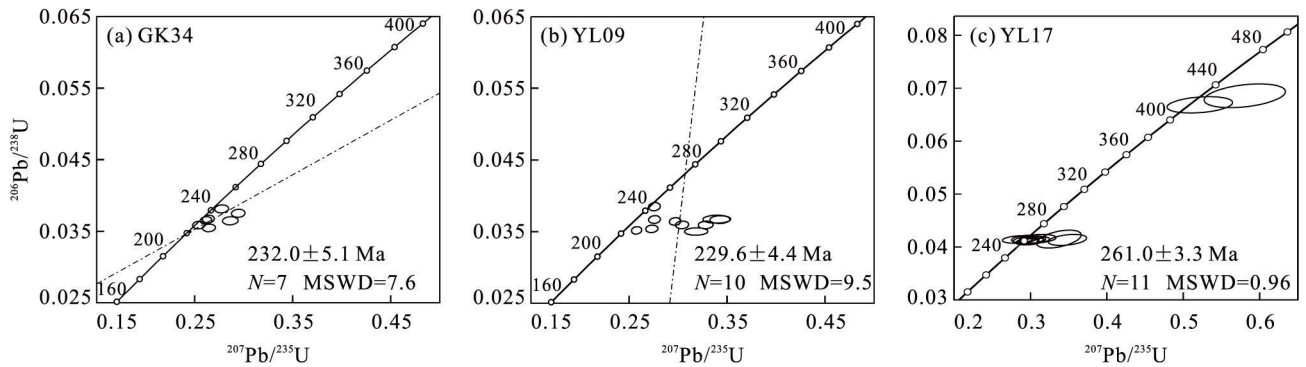


图 2 滇西花岗岩类样品 U-Pb 一致和谐曲线

Fig. 2 U-Pb concordian curves of granitoids in West Yunnan

9.5), 表明羊拉花岗岩的侵位年龄是在中晚三叠世, 处于晚古生代印支期阶段. 对羊拉花岗闪长岩进行锆石 U-Pb 定年, 为  $229.6 \pm 4.4$  Ma, 表明其并非形成于海西期, 而是印支期.

### 4.3 羊拉二长花岗岩

贡卡二长花岗岩(YL17)的锆石发育有岩浆成因的韵律环带结构. U 的含量变化范围为  $(328.9 \sim 3369.5) \times 10^{-6}$ , Th 的含量变化范围为  $(133.5 \sim 1607) \times 10^{-6}$ , 且 Th/U 的比值为  $0.18 \sim 0.51$ , 说明为岩浆成因. 11 个锆石颗粒 U-Pb 分析给出的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄范围为 259~262 Ma. 一致曲线图中(图 2c), 数据比较集中地分布于一致曲线附近,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  的加权平均年龄为  $261.0 \pm 3.3$  Ma ( $N=11$ ,  $\text{MSWD}=0.96$ ), 表明羊拉二长花岗岩的侵位年龄是在中二叠世末期, 处于印支—海西期阶段.

在羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩的一致曲线图中, 数据点均在和谐曲线的下方, 表明贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩中的锆石发生了 Pb 的丢失. 在正常的地热梯度下, 只通过热传导很难使区域中下地壳达到角闪石脱水熔融的温度条件. Patino and Harris (1998) 对地壳岩石熔融实验研究结果表明, 在含水条件下, 地壳物质发生部分熔融形成英云闪长质岩浆到钙碱性花岗质岩浆的温度必须大于  $780^\circ\text{C}$ ; 角闪石在 1 GPa 发生脱水熔融临界温度为  $920^\circ\text{C}$ , 已超过麻粒相变质最低温度. 锆石中 Pb 的丢失导致年龄数据不在和谐线上的主要原因有退晶化作用、重结晶作用、扩散作用和增生作用(陈道公等, 2001). 锆石在  $600 \sim 650^\circ\text{C}$  下最易发生重结晶作用(Mezger and Krogstad, 1997), 因此在大于  $780^\circ\text{C}$  的条件下, 地壳熔融导致锆石发生重结晶作用使得放射性成因 Pb 丢失.

## 5 地球化学

### 5.1 主量元素

羊拉和贡卡岩体的主量元素分析结果见表 2. 它们的  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解与 ACNK-ANK 关系见图 3.

根据全碱—硅图解对两个岩体及其包体进行分类, 主岩体及其包体均属于钙碱性岩石. 在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解(图 3a)中, 羊拉花岗闪长岩、贡卡花岗闪长岩与贡卡二长闪长质包体均属于高钾钙碱性系列; 而羊拉二长花岗岩属于低钾钙碱性系列. 在 ACNK-ANK 关系图(图 3b)中, 羊拉花岗闪长岩  $\text{ACNK}=0.96 \sim 0.98$ ,  $\text{ANK}=1.88 \sim 2.12$ , 属于准铝质花岗岩类型; 羊拉二长花岗岩  $\text{ACNK}=1.09 \sim 1.13$ ,  $\text{ANK}=1.75 \sim 1.8$ , 基本属于强过铝质花岗岩. 贡卡花岗闪长岩体的  $\text{ACNK}=0.93 \sim 0.98$ ,  $\text{ANK}=1.91 \sim 2.89$ ; 贡卡二长闪长质包体的  $\text{ACNK}=0.99$ ,  $\text{ANK}=1.78$ , 属于准铝质类型.

### 5.2 微量元素与稀土元素

微量元素及稀土元素的分析结果列于表 2. 稀土元素球粒陨石标准化曲线与微量元素对原始地幔标准化分布图解见图 4.

羊拉岩体中花岗闪长岩和二长花岗岩的稀土元素含量和配分型式差异明显, 其中花岗闪长岩的稀土配分型式为右倾的轻稀土富集型(图 4a), 稀土总量较高 ( $\sum \text{REE} = (135.8 \sim 146.84) \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE} = (107.02 \sim 111.51) \times 10^{-6}$ ,  $\text{HREE} = (11.3 \sim 13.59) \times 10^{-6}$ ). 其重稀土含量相对较高, 且基本呈现水平分布, 分馏程度低 ( $\text{Ce}/\text{Y} = 5.64 \sim 6.77$ ,  $\text{Sr}/\text{Y} = 15.67 \sim 18.29$ ), 这样的重稀土元素特点与岩石中含有角闪石与黑云母的现象一致. Eu 为中等负异常,  $\delta\text{Eu} = 0.61 \sim 0.67$ ; 羊拉二长花岗岩稀

表 2 滇西花岗岩类岩体及包体主量元素(%)、微量元素和稀土元素含量( $10^{-6}$ )

Table 2 Trace elements (%) and REE contents ( $10^{-6}$ ) of granitoids and enclaves in West Yunnan

样号	YL13	YL14-3	YL15-2	YL17	GK35-1	GK35-2	GK35-3
	羊拉花岗闪长岩		羊拉二长花岗岩		贡卡花岗闪长岩		贡卡二长闪长质包体
SiO <sub>2</sub>	63.11	65.55	67.21	67.72	61.96	64.90	65.01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.31	15.31	17.61	16.17	15.81	14.31	15.65
FeO	4.77	4.17	1.67	2.42	5.02	3.75	3.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.71	0.43	0.17	0.89	0.96	0.49
TiO <sub>2</sub>	0.61	0.54	0.31	0.39	0.77	0.59	0.59
MgO	2.23	1.87	1.48	1.72	2.66	3.28	1.89
MnO	0.09	0.08	0.03	0.04	0.10	0.07	0.04
CaO	5.08	4.15	3.55	2.79	5.89	4.38	3.84
K <sub>2</sub> O	2.80	3.55	1.49	1.77	2.40	3.14	3.83
Na <sub>2</sub> O	2.83	2.61	4.96	4.45	1.75	2.49	2.81
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.13	0.05	0.14	0.15	0.22	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.02	1.08	0.90	1.77	2.31	1.58	1.80
CO <sub>2</sub>	0.09	0.05	0.12	0.28	0.09	0.09	0.37
Total	99.80	99.80	99.81	99.83	99.80	99.76	99.79
Rb	116.42	144.77	42.12	132.77	165.72	118.72	47.66
Ba	557.05	684.56	269.48	501.68	681.83	298.57	231.29
Th	13.91	13.52	1.41	19.33	21.00	3.12	2.39
U	3.74	3.14	0.29	7.54	5.26	4.69	0.82
Ta	1.02	1.14	0.11	1.45	1.15	1.67	0.17
Nb	9.93	10.88	2.73	12.79	11.20	12.96	2.61
Sr	339.60	320.33	382.48	430.91	412.11	366.83	430.29
Zr	110.63	139.12	95.65	173.62	192.81	116.11	95.37
Hf	3.21	3.96	2.34	4.90	5.43	3.84	2.61
La	26.75	26.37	7.60	10.97	33.70	47.62	16.66
Ce	52.26	50.50	14.86	19.89	67.67	96.63	57.77
Pr	5.70	5.46	1.82	2.23	7.89	10.26	9.90
Nd	21.37	19.95	7.15	8.27	30.43	36.97	47.10
Sm	4.42	3.78	1.39	1.54	6.11	6.56	13.06
Eu	1.02	0.96	0.51	0.63	1.37	1.43	2.23
Gd	3.73	3.18	1.12	1.41	5.01	5.14	10.93
Tb	0.56	0.47	0.14	0.18	0.69	0.69	1.64
Dy	3.55	2.96	0.78	1.07	4.02	3.76	10.05
Ho	0.74	0.62	0.13	0.21	0.79	0.7	2.08
Er	2.21	1.73	0.35	0.49	2.10	1.78	5.43
Tm	0.32	0.25	0.05	0.07	0.29	0.24	0.77
Yb	2.16	1.79	0.34	0.39	1.88	1.61	5.15
Lu	0.33	0.30	0.05	0.06	0.30	0.23	0.76
Y	21.74	17.48	3.94	5.29	22.00	19.71	57.30
∑REE	146.84	135.80	40.26	52.69	184.25	233.33	240.84
LREE	111.51	107.02	33.34	43.53	147.16	199.47	146.73
HREE	13.59	11.30	2.98	3.87	15.09	14.15	36.81
La/Sm	3.76	4.34	3.40	4.42	3.43	4.51	0.79
Ce/Y	5.64	6.77	8.85	8.82	7.21	11.49	2.36
δEu	0.61	0.67	0.99	1.03	0.60	0.60	0.45
(La/Yb) <sub>N</sub>	8.35	9.97	15.10	19.06	12.11	20.58	2.19
Sr/Y	15.67	18.29	109.14	72.21	19.59	20.84	6.40
Rb/Sr	0.34	0.45	0.11	0.11	0.31	0.40	0.32

注:(La/Yb)<sub>N</sub> 为 La/Nb 对球粒陨石标准化的值。

土总量低 ( $\sum \text{REE} = (40.26 \sim 52.69) \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE} = (33.34 \sim 43.53) \times 10^{-6}$ ,  $\text{HREE} = (2.98 \sim 3.87) \times 10^{-6}$ ), 稀土配分型式右倾明显, 轻重稀土分

异强烈 ( $(\text{La/Yb})_N = 15.1 \sim 19.06$ ),  $\delta\text{Eu} = 0.99 \sim 1.03$ .

贡卡花岗闪长岩体的稀土配分曲线呈右倾, 稀

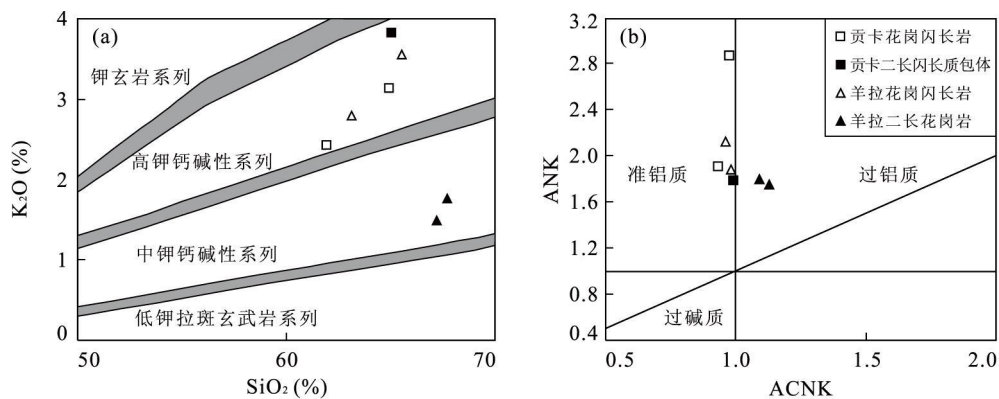


图 3 滇西花岗岩类岩体及包体  $K_2O-SiO_2$  图解(a)与包体的铝饱和度图解(b)(Rickwood, 1989)

Fig. 3 The  $K_2O-SiO_2$  diagram (a) and Al-saturation index diagram (b) of two granitoids and their enclaves in West Yunnan

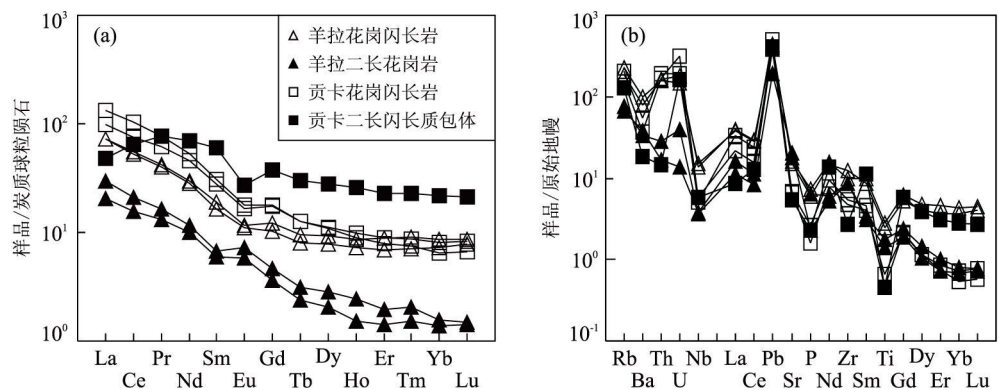


图 4 滇西花岗岩类岩体与包体稀土元素配分型式图解(a)与微量元素配分型式图解(b)(标准化的球粒陨石 REE 含量引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE diagram (a) and primitive mantle-normalized trace element diagram (b) of granitoids and enclaves in West Yunnan

土总量高,  $\sum REE = (184.25 \sim 233.33) \times 10^{-6}$ ,  $LREE = (147.16 \sim 199.47) \times 10^{-6}$ ,  $HREE = (14.15 \sim 15.09) \times 10^{-6}$ , 轻重稀土分异明显, Eu 为中等负异常( $Ce/Y = 7.21 \sim 11.49$ ,  $\delta Eu = 0.6$ )。贡卡二长花岗质包体的稀土总量最高 ( $\sum REE = 240.84 \times 10^{-6}$ ,  $LREE = 146.73 \times 10^{-6}$ ,  $HREE = 36.81 \times 10^{-6}$ )，配分形式右倾, 除了轻稀土元素(La, Ce)含量较寄主岩石要低外, 中重稀土元素含量均较高。

在微量元素方面, 羊拉花岗闪长岩富集 Rb ( $116.42 \sim 144.77$ )  $\times 10^{-6}$ 、Th ( $13.52 \sim 13.91$ )  $\times 10^{-6}$ 、Sr ( $320.33 \sim 339.6$ )  $\times 10^{-6}$ 、Ba ( $557.05 \sim 684.56$ )  $\times 10^{-6}$  等大离子亲石元素, 而亏损高场强元素 Nb ( $9.93 \sim 10.88$ )  $\times 10^{-6}$ 、Ta ( $1.02 \sim 1.14$ )  $\times 10^{-6}$ 、Hf ( $3.21 \sim 3.96$ )  $\times 10^{-6}$ 。贡卡花岗闪长岩同样富集 Rb ( $118.72 \sim 165.72$ )  $\times 10^{-6}$ 、Sr ( $366.83 \sim 412.11$ )  $\times 10^{-6}$ 、Ba ( $298.57 \sim 681.83$ )  $\times 10^{-6}$  等大离

子亲石元素, 而亏损高场强元素 Nb ( $11.2 \sim 12.96$ )  $\times 10^{-6}$ 、Ta ( $1.15 \sim 1.67$ )  $\times 10^{-6}$ 、Hf ( $3.84 \sim 5.43$ )  $\times 10^{-6}$ , 这与典型的 I 型花岗岩微量元素特征相似, 明显不同于 S 型或 A 型花岗岩(谭俊等, 2008; 孙金凤和杨进辉, 2009)。羊拉二长花岗岩的 Rb ( $42.12 \sim 132.77$ )  $\times 10^{-6}$ 、Sr ( $382.48 \sim 430.91$ )  $\times 10^{-6}$ 、Yb ( $0.34 \sim 0.39$ )  $\times 10^{-6}$ 、Y ( $3.94 \sim 5.29$ )  $\times 10^{-6}$  明显符合典型的 O 型埃达克岩的特征。在蛛网图中(图 4c, 4d), 羊拉花岗闪长岩、羊拉二长花岗岩和贡卡花岗闪长岩均表现出 Rb、Th、U、La、Pb 的正异常, Ba、Nb、Ce、P、Ti 的负异常。

### 5.3 Sr-Nd 同位素

两个岩体的 Sr-Nd 同位素分析结果见表 3。羊拉花岗闪长岩样品  $^{87}Sr/^{86}Sr$  为 0.713 613,  $^{143}Nd/^{144}Nd$  为 0.512 216; 取  $t = 229.6$  Ma, 计算得出样品  $\epsilon_{Nd}(t) = -5.85$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.709 4$ 。羊拉二长花岗岩样品  $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.705 261$ ;  $^{143}Nd/^{144}Nd =$

表 3 滇西花岗岩类岩体及包体 Sr-Nd 同位素数据

Table 3 Sr-Nd isotopic data of granitoids and enclaves in West Yunnan

样号	岩性	Rb( $10^{-6}$ )	Sr( $10^{-6}$ )	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	Sm( $10^{-6}$ )
YL14-3	花岗闪长岩	145	320	1.308	0.713 613	2	0.709 4	3.78
YL15-2	二长花岗岩	47.7	430	0.32	0.705 261	2	0.7040	1.39
GK35-1	花岗闪长岩	133	431	0.892	0.713 088	2	0.710 2	6.11
GK35-2	花岗闪长岩	167	421	1.151	0.713 689	3	0.709 9	6.77
GK35-3	二长闪长质包体岩	119	367	0.937	0.713 576	2	0.710 5	13.10

样号	岩性	Nd( $10^{-6}$ )	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
YL14-3	花岗闪长岩	20	0.114 3	0.512 216	2	0.512	-5.85	1.43
YL15-2	二长花岗岩	7.15	0.117 5	0.512 494	7	0.512 3	-0.169	1.04
GK35-1	花岗闪长岩	30.4	0.121 5	0.512 177	1	0.512	-6.79	1.61
GK35-2	花岗闪长岩	36	0.113 7	0.512 139	2	0.512	-7.30	1.54
GK35-3	二长闪长质包体岩	47.1	0.168 1	0.512 259	1	0.512	-6.56	2.97

0.512 494. 云南省地质矿产局(1990)认为二长花岗岩体形成时间不早于海西印支期, 本文也根据其性质、形成的构造环境及锆石 U-Pb 测年得到羊拉二长花岗岩的侵位时间为 261 Ma, 因此取  $t=261 \text{ Ma}$ , 计算得出样品  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -0.169$ ,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.7040$ . 贡卡花岗闪长岩与二长闪长质包体  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  集中在 0.713 088 ~ 0.713 689 之间,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  集中在 0.512 139 ~ 0.512 259 之间, 取  $t=230 \text{ Ma}$ , 计算得出样品  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  变化范围为 -6.56 ~ -7.30,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  变化范围为 0.709 9 ~ 0.710 5.

## 6 讨论

### 6.1 羊拉二长花岗岩

6.1.1 岩石成因 羊拉二长花岗岩(YL15-2 和 YL17)的特征与 O 型埃达克岩(Defant and Drummond, 1990)极为相似:  $\text{SiO}_2\% \geq 56\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15\%$ , 无负 Eu 异常,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ , 高 Sr ( $> 300 \times$

$10^{-6}$ )、Sr/Y 值, 富集 LILE, 亏损 HFSE 等. 在 Sr/Y-Y 图解(图 5a)中两个样品都落入埃达克岩区域. 据前人研究, 以下 4 种情况下均能形成埃达克岩: 洋壳俯冲熔融(Defant and Drummond, 1990)、下地壳拆沉熔融(Xiao and Clements, 2007)、增厚的下地壳熔融(Xiao *et al.*, 2007)和幔源岩浆在加厚下地壳 AFC 过程(Castillo *et al.*, 1999). 深处压力条件下岩浆中石榴石的析出导致残余岩浆 Sr/Y、La/Yb 迅速变大, 而对 Sr、LREE 等含量无影响, 无负 Eu 异常暗示不受幔源物质分离结晶控制(Feeley and Hacker, 1995), 斜长石并未大量结晶分离出去.

在  $\text{Mg}^\#$ - $\text{SiO}_2$  图(图 5b)中羊拉二长花岗岩落入埃达克岩区域, 明显不同于肖龙等(2004)所统计的高钾埃达克质岩和蚀变玄武岩部分熔融(下地壳起源, 形成于伸展构造环境)所形成的埃达克质岩(Wang *et al.*, 2003); 样品  $\text{Mg}^\#$  高 ( $\text{Mg}^\# = 55 \sim 61.8$ ), 表明岩浆经历了与地幔楔的相互作用, 只有在俯冲板片熔融的条件下才能满足条件. Tatsumi

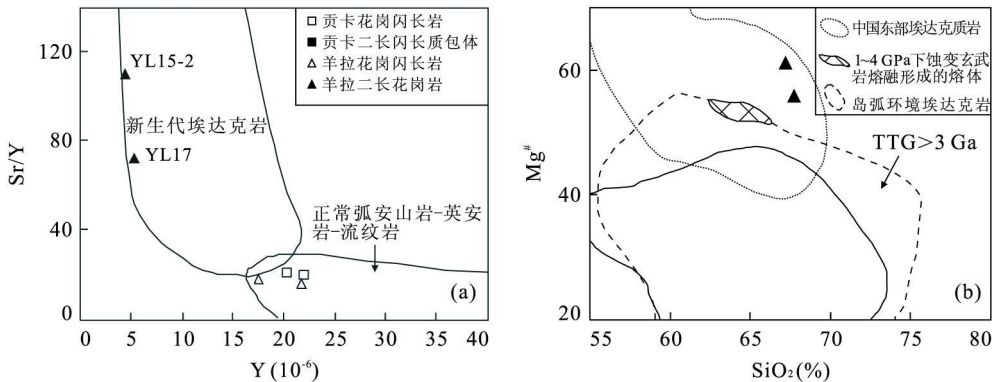


图 5 滇西羊拉二长花岗岩 Sr/Y-Y 图解(a)和  $\text{Mg}^\#$ - $\text{SiO}_2$  图(b)(Sen and Dunn, 1994; Rapp and Watson, 1995; Rapp *et al.*, 1999)

Fig. 5 Sr/Y-Y diagram (a) and  $\text{Mg}^\#$ - $\text{SiO}_2$  diagram (b) of granitoids in West Yunnan



*et al.* (1986) 认为典型的俯冲洋壳熔融形成的熔体会带有 HFSE, 而俯冲洋壳脱水形成的流体富含 LILE 却不带有 HFSE. 羊拉二长花岗岩的 Nb、Ta 亏损, 但其 Zr、Ti、P 并不具有明显的亏损, 这说明羊拉二长花岗岩的形成是洋壳俯冲熔融的结果.

**6.1.2 岩浆源区** 俯冲的洋壳在下插到地幔楔下发生部分熔融所产生的原生岩浆必定会在其最终喷出地表或侵入到上部地壳前或多或少与地幔楔和地壳发生作用(肖龙等, 2004). 那么岩石中的地幔组分的保留是板片熔融最直接的证据. 典型的大洋中脊玄武岩的  $Mg^\#$  为 60, 所产生的岩浆  $Mg^\#$  远低于 60. Rapp(1997) 证明了玄武岩部分熔融产生的熔体  $Mg^\# < 45$ . 因此, 高  $Mg^\#$  表明板片的熔体受到地幔楔的混染. 地幔岩一般不能直接熔融形成花岗岩, 玄武质岩浆上升到地表最多也只能形成闪长岩. 结合火山弧环境及本区样品的同位素特点 ( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0.7040$  和  $\epsilon_{Nd} = -0.51$ ), 羊拉埃达克质岩浆在上升的过程中可能还受到一定量地壳物质的混染或俯冲沉积物的参与熔融, 从而造成了  $\epsilon_{Nd}$  的弱负值.

羊拉二长花岗岩富集 Sr 和具有 Eu 正异常, 究其主要原因是 Sr、Eu 的分配系数在斜长石中远远高于其他矿物, 这表明羊拉二长花岗岩源区残留相中缺少斜长石. 熔体中的 Nb、Ta、Ti 主要受到残留金红石的控制, 羊拉二长花岗岩中 Nb、Ta 亏损极有可能是因为残留相中含有金红石(肖龙等, 2004; Xiong *et al.*, 2006). Wang *et al.* (2003) 提出不同的源岩发生部分熔融所产生的熔体可以通过化学成分变化进行示踪, 运用  $Al_2O_3/(MgO + FeO^*) - CaO/(MgO + FeO^*)$  图(Wolf and Wyllie, 1994;

Martin, 1995) 判断出羊拉二长花岗岩的源岩为变质玄武岩. 熊小林等(2005)对变质玄武岩进行了实验岩石学研究, 在 1.0~2.5 GPa、900~1100 °C 和 5% H<sub>2</sub>O 条件下使得含水玄武岩发生部分熔融并获得了角闪岩或榴辉岩矿物组合与熔体实验产物. 要想所获得的熔体具有埃达克质岩的组成特点(高 Sr/Y、低 HREE 和 Nb-Ta 负异常), 只需要残留相中同时存在金红石与石榴子石. 金红石控制变质玄武岩部分熔融过程中 Nb 和 Ta 的分配行为, 石榴子石控制 HREE 的亏损, 而且基于玄武岩部分熔融过程中金红石 1.5 GPa 稳定压力下限, 认为埃达克质熔体的产生大致在 50 km 以上.

**6.2 羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩**

**6.2.1 岩石成因** 在区分 I 型与 S 型花岗岩类型的 ACF 图中, 贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩均属于 I 型花岗岩范畴. 羊拉花岗闪长岩(YL13 和 YL14-3) 和贡卡花岗闪长岩的  $\epsilon_{Nd}(t)$  (分别为 -5.86、-6.56~-7.30)、( $^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  (0.7094、0.7099~0.7105)、 $K_2O/Na_2O$  (1.36、1.26~1.37) 与 S 型花岗岩 ( $^{87}Sr/^{86}Sr)_i > 0.7080$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) < 0$ ,  $K_2O/Na_2O > 1$  的特点相似, 但从岩相学特征来看, 样品中含有黑云母与角闪石, 却并未发现白云母, 表明它们并非 S 型花岗岩, 而是 I 型花岗岩. 另外,  $ACNK = 0.93 \sim 0.98$  符合相关界定 (I 型花岗岩  $ACNK < 1.0$ , S 型花岗岩  $ACNK > 1.1$ ). 出现以上现象的原因可能与造山带区构造发育程度复杂性有关(Li *et al.*, 2003).

**6.2.2 岩浆源区** 羊拉花岗闪长岩、贡卡花岗闪长岩在  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  图 6a 中处于 Mantle Array 线的右下方壳源区, 表明羊拉花岗闪长

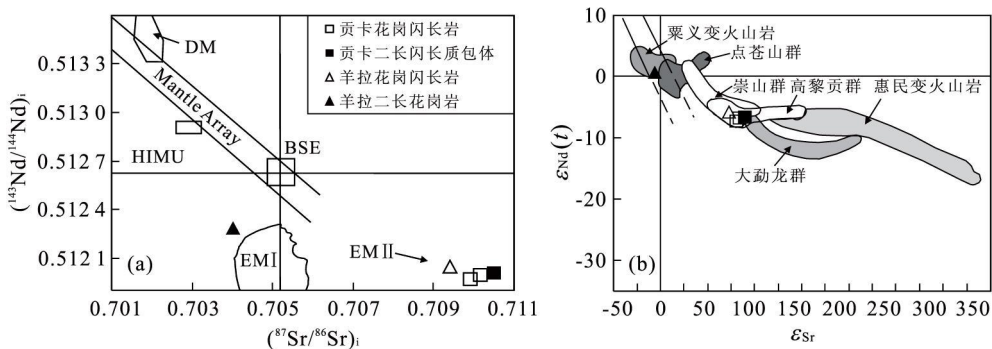


图 6  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  (a) 和  $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Sr}$  (b) 图解

Fig. 6 Diagrams of  $(^{143}Nd/^{144}Nd)_i - (^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  (a) and  $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Sr}$  (b)

DM. 亏损地幔; BSE. 全硅酸岩地球; HIMU. 高<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb 比值地幔; EMI. 富集 I 型地幔; EM II. 富集 II 型地幔; 点苍山群, 崇山群, 大勐龙群, 惠民变火山岩和栗义变火山岩属于扬子地块西南缘, 分布于滇西地区的前寒武纪变质基底的岩石单位; 高黎贡群属于缅甸马地块前寒武纪变质基底岩石单位(钟大赉, 1998)

岩、贡卡花岗闪长岩物源来源于壳源物质。羊拉花岗闪长岩和贡卡花岗闪长岩相对较高的  $\text{SiO}_2$  含量、具有地壳特征的 Sr-Nd 同位素组成也基本排除了两个花岗岩体直接来自地幔源区的可能性。Wang *et al.* (2003) 根据实验岩石学得出:不同的源岩发生部分熔融所产生的熔体可以通过化学成分变化进行示踪,以变质泥岩为主的源岩发生部分熔融产生的熔体以高  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$  和低  $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$  为特点;来自变质火成岩,尤其是镁铁质岩石的熔体以低  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$  和高  $\text{CaO}/(\text{MgO} + \text{FeO}^*)$  为特点。贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩明显落入变质玄武岩部分熔融区域。

已有研究表明深部地壳源区缺水,其部分熔融的发生必须通过含水矿物的脱水反应进行。不同源区物质部分熔融会有不同的组成特征,角闪石脱水熔融形成的熔体常具有低的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值,较高的 Na、K 含量 (Altherr and Siebel, 2002), 而且角闪石主要存在于变质玄武岩或变质安山岩中,其低程度部分熔融形成的熔体表现出过铝质特征,在  $>1000\text{ }^\circ\text{C}$  较高温条件下形成的熔体才表现出准铝质的特征 (Rapp *et al.*, 1991)。羊拉花岗闪长岩和贡卡花岗闪长岩富 Na、K 和  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  比值较低,呈现出准铝质到弱过铝质的组成特征,说明两个岩体来自变玄武岩源区部分熔融的可能性,反映源区中含相当比例的角闪石,这与岩相学观察到的含有相当比例的角闪石相一致,其源岩可能为变玄武质岩石。岩石中 Nb、Ta 和 Sr 亏损、较高的 Rb/Sr 比值以及较低的 Sr/Y 和  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  比值 (表 2, 图 4), 表明在部分熔融残留相中存在少量石榴石、辉石和部分斜长石。综上所述,贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩应该来自于变玄武质岩石的部分熔融作用。

讨论滇西基底时代与性质的文献与专著很少,一般认为滇西几个变质带,主要是扬子板块的哀牢山群、大勐龙群、澜沧群、崇山群、石鼓群、点苍山群和缅甸马地块的高黎贡群构成滇西地壳的结晶基底 (钟大赉, 1998)。  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \epsilon_{\text{Sr}}$  图 (图 6b) 表明贡卡花岗岩与羊拉花岗闪长岩的源岩可能来自于类似崇山群或者高黎贡群特征的玄武岩,而羊拉二长花岗岩则落入栗义变火山岩范围。翟明国和从柏林 (1993) 对前寒武纪基底进行了研究,崇山群的源岩是火山岩、火山碎屑岩以及花岗质岩石,计算得到崇山群黑云母斜长片麻岩的 Nd 模式年龄为  $1.7\sim 1.9\text{ Ga}$ ; 而高黎贡群包括正片麻岩、变火山沉积岩、混合岩,计算

其斜长角闪岩的 Nd 模式年龄在  $840\sim 1094\text{ Ma}$ , 花岗片麻岩全岩 Rb-Sr 等时线年龄为  $806\text{ Ma}$ 。贡卡花岗闪长岩  $\text{Sm}/\text{Nd} = 0.1137\sim 0.1215$ , 接近平均大陆地壳  $\text{Sm}/\text{Nd}$  比值 (0.118), 在整个大陆岩石  $\text{Sm}/\text{Nd}$  比值 (0.098~0.138) 变化范围之内。前面已论述并认为贡卡花岗岩与羊拉花岗闪长岩来自于壳源,所以得到的 Nd 模式年龄是满足条件的。壳型花岗岩的单阶段演化年龄  $T_{\text{DM}}$  指示源岩的平均年龄,计算出贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩的 Nd 模式年龄  $T_{\text{DM}}$  为  $1.43\sim 1.61\text{ Ga}$ , 羊拉二长花岗岩的 Nd 模式年龄为  $1.04\text{ Ga}$ 。所以贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩源岩极有可能来自类似于崇山群火山岩特征的玄武岩。由于羊拉二长花岗岩在形成过程中与地幔楔发生过交代,其 Nd 模式年龄没有意义。

### 6.3 贡卡二长闪长质包体

包体主要有以下几类:源区岩石经过部分熔融留下的耐熔物质残留体;岩浆上升侵位过程中捕获的围岩捕虏体 (Maas *et al.*, 1997); 岩浆作用过程中暗色矿物相对集中形成的析离体,也叫同源包体 (Barbarin, 1991); 酸性岩浆与基性岩浆混合时未完全消化的产物 (Vernon, 1983)。如果是捕虏体或者耐熔物质残留体的话,包体一定会有变晶结构、变余结构,而贡卡二长闪长质包体没有类似的变质结构和构造特点,所以是捕虏体或者耐熔残留体的可能性不大。在没有外来物质加入的情况下,促使岩浆演化形成包体的岩浆作用有分离结晶、扩散作用和岩浆熔离,运用  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  和  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  原子数之比探讨包体的形成机制 (周金城和徐夕生, 1992)。周金城和徐夕生 (1992) 发现在分离结晶过程中,包体与寄主岩相比  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  和  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  比值有较大变化; 在扩散作用过程中,  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  比值变化较大,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  变化不明显; 而在熔离作用过程中,  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  变化不明显,  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  稍有变化。贡卡花岗闪长岩与包体的  $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$  比值为 0.48 和  $0.51\sim 0.61$ ,  $\text{Na}/(\text{Na} + \text{Ca})$  比值分别为 0.22 和  $0.35\sim 0.41$ , 说明包体可能受控于岩浆的熔离作用。

### 6.4 构造环境

**6.4.1 羊拉二长花岗岩** 羊拉二长花岗岩所具有的高 Sr/Y、高 Sr、Nb-Ta 负异常、低 HREE、低 Y、Yb 等特点均表明其具有 O 型埃达克岩的特征。从而说明羊拉二长花岗岩形成的构造环境应该是俯冲环境 (Defant and Drummond, 1990), 此点在前面已经讨论,这里不再论述。通过锆石 U-Pb 测年得到羊

拉二长花岗岩的年龄为 261 Ma, 简平等(2003)通过对金沙江带附近的娘九丁斜长花岗岩体(285 Ma)和雪堆斜长花岗岩体(300 Ma)年龄的测定, 表明金沙江带在晚石炭世末期—早二叠世中晚期开始进入俯冲消减阶段, 而汪啸风等(1999)发现的混杂岩体及同碰撞花岗岩(255~227 Ma), 说明羊拉二长花岗岩确实形成于俯冲消减阶段. 在 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb) 构造环境判别图解(图 7a, 7b)中, 羊拉二长花岗岩均落入 VAG(火山弧花岗岩)区域, 进一步证明羊拉二长花岗岩形成于俯冲构造环境.

**6.4.2 羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩** 大量研究已经证实造山带花岗岩类以钙碱性 I 型为主, 同时能够存在 M 型、S 型和 A 型花岗岩类. 后碰撞花岗岩类属于中—高钾钙碱性系列和钾玄岩系列, 多以钙碱性系列为主. 其主要特征是岩石成分要比同碰撞花岗岩的变动范围宽, 岩石类型包括石英二长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩, 属钙碱性岩套; 暗色矿物为黑云母和普通角闪石, 铝指数不太高, 从准铝质到轻微过铝质, 具有 I 型花岗岩的大部分特征. 在  $K_2O-SiO_2$  图(图 3a)中, 羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩明显落入高钾钙碱性系列,  $ACNK = 0.93 \sim 0.98$ , 属于 I 型花岗岩. 稀土元素配分形式图(图 4a)与蛛网图(图 4b)都表明羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩富集大离子亲石元素而亏损高场强元素, 表明它们都属于典型的 I 型花岗岩.

金沙江带印支期花岗岩成分变化大, 岩石类型多, 以钙碱性系列岩石为主, 矿物组合与后碰撞花岗岩类矿物组合相一致. 羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩相对高铝, 富钠和铁镁, 富集 LILE 和 LREE, 贫化 HFSE, 具有亏损的 Nb、Ta, 并具有高 Sr、Nb/Y、Rb/Ba 和 Zr/Y 值, 均表现出后碰撞花岗

岩的岩石地球化学特征(Nironen *et al.*, 2000).

Pitcher(1987)指出有两种主要的构造背景产生高钾钙碱性岩浆: 第一种是类似于安第斯山的大陆弧构造背景中侵位和喷出的高钾岩石, 即与俯冲环境有关. 俯冲消减过程中洋壳发生脱水作用进而产生富含大离子亲石元素的流体, 流体随之上升并与地幔楔或地壳岩浆房中的岩浆相互作用. 第二种是后碰撞背景, 源岩在地壳加厚(不断减压)过程中开始熔融并最终形成高钾钙碱性岩浆. 然而, 对羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩进行了 Sr-Nd 同位素的测定, 得到  $\epsilon_{Nd}(t) = -5.75 \sim -7.3$ , 再结合羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩的年龄以及在 230 Ma 时金沙江带主要处于中三叠世末期, 恰好处于汪啸风等(1999)所认为的碰撞阶段向后碰撞阶段转折的时期, 这段时期距离俯冲结束已经超过 30 Ma, 所以羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩肯定不会形成于俯冲环境, 而且也正是这个特殊的阶段可能导致羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩在具有 I 型花岗岩特征的同时具有一定的 S 型花岗岩特点( $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i > 0.7080$ ,  $\epsilon_{Nd}(t) < 0$ ,  $K_2O/Na_2O > 1$ ). 因此贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩的形成环境可能恰好属于碰撞阶段向后碰撞转换的构造环境.

在 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb) 构造环境判别图解(图 7a, 7b)与 Rb/30-Hf-Ta $\times 3$  图解中, 羊拉花岗闪长岩与贡卡花岗闪长岩均落入后碰撞区域, 也印证了上面的判断, 即两种岩性均形成于后碰撞环境, 处于拉伸状态. 因为弧陆碰撞阶段导致地壳加厚, 下地壳和洋壳相变使得岩石圈地幔密度变大, 必然导致圈层状态不稳定引发拆沉. 由于拆沉作用, 软流圈上涌, 玄武质下地壳部分熔融形成闪长岩质岩浆(Nelson, 1992), 并最终上升至地表形成贡卡花岗闪长

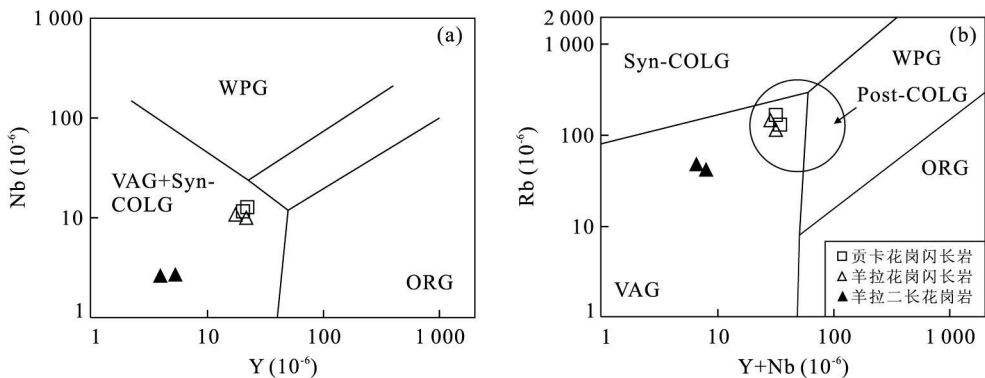


图 7 滇西花岗岩类岩体 Nb-Y、Rb-(Y+Nb) 判别图(Pearce *et al.*, 1984)

Fig. 7 Nb-Y discriminant diagram and Rb-(Y+Nb) discriminant diagram of granitoids in West Yunnan

Syn-COLG: 同碰撞环境; Post-COLG: 后碰撞环境; WPG: 板内花岗岩; ORG: 大洋脊花岗岩

岩体与羊拉花岗闪长岩体。

### 6.5 岩浆活动与古特提斯演化的关系

大量数据表明在晚古生代,金沙江洋盆向南西方向俯冲形成金沙江构造带:金沙江两侧发现火山弧型中酸性火山岩与侵入岩体(云南省地质矿产局, 1990; 钟大赟, 1998);滇西地区自东向西依次分布被动大陆边缘、蛇绿混杂岩带和岛弧带体(孙晓猛和简平, 2004);航磁异常显示金沙江深部是向西倾斜(钟大赟, 1998);金沙江缝合带西侧发现有埃达克质岩。有充分的理由相信金沙江构造带是由于金沙江洋盆向西俯冲形成。但是金沙江洋盆具体的俯冲年龄与后续造山阶段碰撞年龄还有争议。

对金沙江洋古特提斯洋开始裂解时代的认识差别很大,孙晓猛等(1995)对金沙江缝合带东南部硅质岩中放射虫研究认为,裂解时间为早石炭世—中二叠世;简平等(1999)测得金沙江缝合带雪堆地区蛇绿岩中斜长花岗岩和滇西书松蛇绿岩套中的斜长岩 U-Pb 年龄分别为  $294 \pm 4$  Ma 和  $340 \pm 3$  Ma, 限定裂解时间在晚泥盆世—早石炭世。简平等(2003)认为金沙江洋可能经历中石炭世 Viséan 期和二叠纪 Sakmarian 期的两次海底扩张事件。

俯冲阶段形成了钙碱性中酸性岩体与大量火山岩(云南省地质矿产局, 1990)。羊拉二长花岗岩(具 O 型埃达克质岩特点)是俯冲阶段形成。在俯冲消减时期,洋壳俯冲至能够发生部分熔融的深度并形成基性岩浆。基性岩浆在地幔楔中与岩石圈地幔橄榄岩发生作用(造成高  $Mg^{\#}$ ),接着在岩浆上升过程中可能混染了一定量的地壳物质或俯冲沉积物参与熔融,形成了具埃达克质的羊拉二长花岗岩。通过锆石 U-Pb 定年测得羊拉二长花岗岩的形成年龄为 261 Ma, 说明此时处于俯冲消减阶段。

碰撞阶段是威尔逊旋回的最后一阶段,双峰式火山岩、镁铁—超镁铁岩、碱性 A 型花岗岩在此阶段形成(云南省地质矿产局, 1990; 张旗等, 1996)。从侧面说明软流圈可能曾经大规模上涌。当俯冲阶段告一段落,岛弧开始碰撞,川西南蛇绿岩混杂体、碰撞型和碰撞后的弧火山岩带以及大量晚三叠世岛弧型岩体表明碰撞主要为三叠纪(钟大赟, 1998);林清茶等(2006)研究雪鸡坪闪长玢岩体认为碰撞阶段为 266~215 Ma。根据本文样品的年龄,在  $232 \pm 5.1$  Ma 和  $229.6 \pm 4.4$  Ma(中三叠世末期),贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩形成。

金沙江带在中二叠世末期—晚二叠世早期可能处于俯冲环境,此阶段的代表就是 O 型埃达克质岩

的形成(261 Ma),说明俯冲在中二叠世末期仍在继续;汪啸风等(1999)发现混杂岩体及同碰撞花岗岩(255~227 Ma),说明碰撞时间可能始于晚二叠世—早三叠世,与黄汲清和陈炳蔚(1987)、李兴振等(1999)的认识较为一致。那么碰撞阶段极有可能于晚二叠世末期开始。贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩表明金沙江造山带已由挤压构造环境转变为伸展构造环境,弧陆碰撞可能在中三叠世早期已结束。

## 7 结论

贡卡花岗闪长岩体与羊拉复式岩体(花岗闪长岩与二长花岗岩)位于金沙江缝合带西侧。羊拉二长花岗岩具类似 O 型埃达克岩的地球化学特征,来源于俯冲金沙江洋壳部分熔融,且岩浆与地幔楔作用,之后上升过程中与地壳物质发生混染形成。贡卡花岗闪长岩与羊拉花岗闪长岩形成于后碰撞环境,岩浆来自于拆沉后软流圈上涌导致下地壳部分熔融。羊拉二长花岗岩(O 型埃达克岩)表明金沙江带在中二叠世末期—晚二叠世早期可能仍处于俯冲环境,晚二叠世末期碰撞阶段开始。中三叠世早期弧陆碰撞阶段可能结束,因为贡卡与羊拉花岗闪长岩表明金沙江造山带由挤压构造环境转变为伸展构造环境。

致谢:感谢蔡宏明同志在成文过程中给予的宝贵意见与建议。

## References

- Altherr, R., Siebel, W., 2002. I-type plutonism in a continental back-arc setting: miocene granitoids and monzonites from the central Aegean Sea, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(4): 397–415. doi: 10.1007/s00410-002-0352-y
- Barbarin, D. J., 1991. Enclaves and granite petrology. Elsevier, Amsterdam, 625.
- Castillo, P. R., Janney, P. E., Solidum, R. U., 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 33–51. doi: 10.1007/s004100050467
- Chen, D. G., Li, B. X., Xia, Q. K., et al., 2001. An evaluation of zircon U-Pb dating for metamorphic rocks and comments on zircon ages of Dabie orogen. *Acta Petrologica*

- Sinica*, 17(1): 129—138 (in Chinese with English abstract).
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662—665. doi: 10.1038/347662a0
- Feeley, T. C., Hacker, M. D., 1995. Intracrustal derivation of Na-rich andesite and dacite magmas: an example from Volcan Ollague, Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Geology*, 103(2): 213—225. doi: 10.1086/629737
- Hou, Z. Q., Qu, X. M., Zhou, J. R., et al., 2001. Collision-orogenic processes of the Yindun arc in the Sanjiang region: record of granites. *Acta Geologica Sinica*, 75(4): 484—497 (in Chinese with English abstract).
- Huang, J. Q., Chen, B. W., 1987. The evolution of Tethys ocean in China and neighbourhood. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Jian, P., Liu, D. Y., Sun, X. M., 2003. SHRIMP dating of Carboniferous Jinshajiang ophiolite in western Yunnan and Sichuan: geochronological constraints on the evolution of the paleo-Tethys oceanic crust. *Acta Geologica Sinica*, 77(2): 217—228 (in Chinese with English abstract).
- Jian, P., Liu, D. Y., Sun, X. M., 2008. SHRIMP dating of the Permo-Carboniferous Jinshajiang ophiolite, southwestern China: geochronological constraints for the evolution of paleo-Tethys. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32(5—6): 371—384. doi: 10.1016/j.jseas.2007.11.006
- Jian, P., Wang, X. F., He, L. Q., et al., 1999. U-Pb zircon dating of anorthosite and plagiogranite from the Jinshajiang ophiolite belt. *Acta Petrologica Sinica*, 15(4): 590—593 (in Chinese with English abstract).
- Li, X. Z., Liu, W. J., Wang, Y. Z., et al., 1999. The evolution and mineralogenesis of Tethys in southwestern Sanjiang district. Science Press, Beijing, 133—135 (in Chinese).
- Lin, Q. C., Xia, B., Zhang, Y. Q., 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the syn-collisional Xuejiping quartz diorite porphyrite in Zhongdian, Yunnan, China, and its geological implications. *Geological Bulletin of China*, 25(1—2): 133—137 (in Chinese with English abstract).
- Ling, W. L., Gao, S., Zheng, H. F., et al., 1998. An Sm-Nd isotopic dating study of the Archean Kongling complex in the Huangling area of the Yangtze craton. *Chinese Science Bulletin*, 42(14): 1187—1191. doi: 10.1007/BF02883222
- Liu, B. P., Feng, Q. L., Fang, N. Q., et al., 1993. Tectonic evolution of paleo-Tethys poly-island ocean in Changning-Menglian and Langcangjiang belts, southwestern Yunnan, China. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 18(5): 529—539 (in Chinese with English abstract).
- Maas, R., Nicholls, I. A., Legg, C., 1997. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan fold belt, SE Australia: petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing. *Journal of Petrology*, 38(7): 815—841. doi: 10.1093/ptro/38.7.815
- Martin, H., 1995. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: Condie, K. C., ed., *Development in Precambrian geology, the Archean crustal evolution*. Elsevier, Amsterdam, 25—259.
- Mezger, K., Krogstad, E. J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15(1): 127—140. doi: 10.1111/j.1525-1314.1997.00008.x
- Nelson, K. D., 1992. Are crustal thickness variations in old mountain belts like the Appalachians: a consequence of lithospheric delamination? *Geology*, 20: 498—502. doi: 10.1130/0091-7613
- Nironen, M., Elliott, B. A., Rämö, O. T., 2000. 1.88—1.87 Ga post-kinematic intrusions of the Central Finland granitoid complex: a shift from C-type to A-type magmatism during lithospheric convergence. *Lithos*, 53(1): 37—58. doi: 10.1016/S0024-4937(00)00007-4
- Patino, D. A. E., Harris, N., 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4): 689—710.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956—983. doi: 10.1093/petrology/25.4.956
- Qi, L., Hu, J., Gregoire, D. C., 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507—513. doi: 10.1016/S0039-9140(99)00318-5
- Rapp, R. P., 1997. Heterogeneous source regions for Archean granitoids. In: Wit, M. J., Ashwal, L. D., eds., *Greenstone belts*. Oxford University Press, Oxford, 35—37.
- Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D., et al., 1999. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160(4): 335—356. doi: 10.1016/S0009-2541(99)00106-0
- Rapp, R. P., Watson, E. B., 1995. Dehydration melting of

- metabasalt at 8—32 kbar; implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4); 891—931. doi: 10.1093/petrology/36.4.891
- Rapp, R. P., Watson, E. B., Miller, C. F., 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. *Precambrian Research*, 51(1—4); 1—25. doi: 10.1016/0301—9268(91)90092—0
- Rickwood, P., 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4); 247—263. doi: 10.1016/0024—4937(89)90028—5
- Sen, C., Dunn, T., 1994. Dehydration melting of a basaltic composition amphibolite at 1.5 and 2.0 GPa; implications for the origin of adakites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(4); 393—409. doi: 10.1007/BF00307273
- Sun, J. F., Yang, J. H., 2009. Early Cretaceous A-type granites in the eastern North China block with relation to destruction of the craton. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 34(1); 137—147 (in Chinese with English abstract).
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Nornry, M. J., eds., *Magmatism in the oceanic basins. Geological Society, Special Publication*, 42; 313—345.
- Sun, X. M., Jian, P., 2004. The Wilson cycle of the Jinshajiang paleo-Tethys ocean, in western Yunnan and western Sichuan provinces. *Geological Review*, 50(4); 343—350 (in Chinese with English abstract).
- Sun, X. M., Nie, Z. T., Liang, D. Y., 1995. Determination of sedimentary environments and tectonic significance of silicolites in Jinsha River belt, NW Yunnan. *Geological Review*, 41(2); 174—178 (in Chinese with English abstract).
- Tan, J., Wei, J. H., Li, S. R., et al., 2008. Geological characteristics and tectonic significance of Kunlunquan A-type granite, Guangxi. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 33(6); 743—754 (in Chinese with English abstract).
- Tatsumi, Y., Hamilton, D. L., Nesbitt, R. W., 1986. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas; evidence from high-pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanological Geothermal Research*, 29(1—4); 293—309. doi: 10.1016/0377—0273(86)90049—1
- Vernon, R. H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, 116(3—4); 77—103.
- Wang, L. Q., Pan, G. T., Li, D. M., et al., 1999. The spatio-temporal framework and geological evolution of the Jinshajiang arc-basin systems. *Acta Geologica Sinica*, 73(3); 206—218 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. F., Ian, M., Jian, P., et al., 2000a. The Jinshajiang suture zone; tectono-stratigraphic subdivision and revision of age. *Science in China (Series D)*, 43(1); 10—22. doi: 10.1007/BF02877827
- Wang, X. F., Ian, M., Jian, P., et al., 2000b. The Jinshajiang-Ailaoshan suture zone, China; tectonostratigraphy, age and evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 18; 675—690. doi: 10.1016/S1367—9120(00)00039—0
- Wang, Y. J., Fan, W. M., Guo, F., 2003. Geochemistry of Early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China; petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, 37(4); 427—448.
- Wolf, M. B., Wyllie, P. J., 1994. Dehydration melting of amphibolite at 10 kbar; the effects of temperature and time. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115(4); 369—383. doi: 10.1007/BF00320972
- Xiao, L., Clements, J. D., 2007. Origin of potassic (C-type) adakite magmas; experimental and field constraints. *Lithos*, 95(3—4); 399—414. doi: 10.1016/j.lithos.2006.09.002
- Xiao, L., Zhang, H. F., Clemens, J. D., et al., 2007. Late Triassic granitoids of the eastern margin of the Tibetan plateau; geochronology, petrogenesis and implications for tectonic evolution. *Lithos*, 96(3—4); 436—452. doi: 10.1016/j.lithos.2006.11.011
- Xiao, L., He, Q., Franco, P., et al., 2008. Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleotethys Jinshajiang Ocean; evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China. *Lithos*, 100(1—4); 112—126. doi: 10.1016/j.lithos.2007.06.020
- Xiao, L., Rapp, R. P., Xu, J. F., 2004. The role of deep processes controls on variation of compositions of adakitic rocks. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2); 219—228 (in Chinese with English abstract).
- Xiong, X. L., Adam, J., Green, T. H., et al., 2006. Trace element characteristics of partial melts produced by melting of metabasalts at high pressures; constraints on the formation condition of adakitic melts. *Science in China (Series D)*, 49(9); 915—925. doi: 10.1007/s11430—

006—0915—2

- Yuan, H. L., Gao, S., Liu, X. M., et al., 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28, 353—370. doi: 10. 1111/j. 1751—908X. 2004. tb00755. x
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, 1990. Regional geological history of Yunnan Province. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Zhai, M. G., Cong, B. L., 1993. The Diancangshan-Shigu metamorphic belt in W. Yunnan, China; their geochemical and geochronological characteristics and division of metamorphic domains. *Acta Petrologica Sinica*, 9(3): 227—239 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, Q., Zhou, D. J., Zhao, D. S., 1996. Wilson cycle of the paleo-Tethyan orogenic belt in western Yunnan; record of magmatism and discussion on mantle processes. *Acta Petrologica Sinica*, 12(1): 17—28 (in Chinese with English abstract).
- Zhong, D. L., 1998. The paleo-Tethys orogenic belt of western Yunnan and Sichuan. Science Press, Beijing, 94—212 (in Chinese).
- Zhou, J. C., Xu, X. S., 1992. Microgranitoid enclaves and related diffusion and liquid immiscibility of magmas—evidence from the Guidong and Shangbao plutons. *Geological Review*, 38(3): 197—209 (in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 陈道公, 李彬贤, 夏群科, 等, 2001. 变质岩中锆石 U-Pb 计时问题评述——兼论大别造山带锆石定年. *岩石学报*, 17(1): 129—138.
- 侯增谦, 曲晓明, 周继荣, 等, 2001. 三江地区义敦岛弧碰撞造山过程: 花岗岩记录. *地质学报*, 75(4): 484—497.
- 黄汲清, 陈炳蔚, 1987. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社.
- 简平, 刘敦一, 孙晓猛, 2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩 SHRIMP 测年: 古特提斯洋演化的同位素年代学制约. *地质学报*, 77(2): 217—228.
- 简平, 汪啸风, 何龙清, 等, 1999. 金沙江蛇绿岩中斜长岩和斜长花岗岩的 U-Pb 年龄及地质意义. *岩石学报*, 15(4): 590—593.
- 李兴振, 刘文均, 王义昭, 等, 1999. 西南三江地区特提斯构造演化与成矿(总论). 北京: 地质出版社, 133—135.
- 林清茶, 夏斌, 张玉泉, 2006. 云南中甸地区雪鸡坪同碰撞石英闪长玢岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其意义. *地质通报*, 25(1—2): 133—137.
- 凌文黎, 高山, 郑海飞, 等, 1998. 扬子克拉通黄陵地区崆岭杂岩 Sm-Nd 同位素地质年代学研究. *科学通报*, 43(1): 86—89.
- 刘本培, 冯庆来, 方念乔, 等, 1993. 滇西南昌宁—孟连带和澜沧江带古特提斯多岛洋构造演化. *地球科学——中国地质大学学报*, 18(5): 529—539.
- 孙金凤, 杨进辉, 2009. 华北东部早白垩世 A 型花岗岩与克拉通破坏. *地球科学——中国地质大学学报*, 34(1): 137—147.
- 孙晓猛, 简平, 2004. 滇川西部金沙江古特提斯洋的威尔逊旋回. *地质论评*, 50(4): 343—350.
- 孙晓猛, 聂泽同, 梁定益, 1995. 滇西北金沙江带硅质岩沉积环境的确定及大地构造意义. *地质论评*, 41(2): 174—178.
- 谭俊, 魏俊浩, 李水如, 等, 2008. 广西昆仑关 A 型花岗岩地球化学特征及构造意义. *地球科学——中国地质大学学报*, 33(6): 743—754.
- 王立全, 潘桂棠, 李定谋, 等, 1999. 金沙江弧—盆系时空结构及地史演化. *地质学报*, 73(3): 206—218.
- 汪啸风, Lan Metcalfe, 简平, 等, 1999. 金沙江缝合带构造地层划分及时代厘定. *中国科学(D 辑)*, 29(4): 289—297.
- 肖龙, Rapp, R. P., 许继峰, 2004. 深部过程对埃达克质岩石成分的制约. *岩石学报*, 20(2): 219—228.
- 熊小林, Adam, J., Green, T. H., 等, 2005. 变质玄武岩部分熔体微量元素特征及埃达克熔体产生条件. *中国科学(D 辑)*, 35(9): 837—846.
- 云南省地质矿产局, 1990. 云南省区域地质志. 北京: 地质出版社.
- 翟明国, 从柏林, 1993. 对于点苍山—石鼓变质带区域划分的意见. *岩石学报*, 9(3): 227—239.
- 张旗, 周德进, 赵大升, 1996. 滇西古特提斯造山带的威尔逊旋回: 岩浆活动记录和深部过程讨论. *岩石学报*, 12(1): 17—28.
- 钟大赉, 1998. 滇川西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 94—212.
- 周金城, 徐夕生, 1992. 微花岗岩类包体与岩浆的扩散作用和熔离作用——以诸广山桂东、上堡岩体为例. *地质论评*, 38(3): 197—209.