中 国 科 学
1988 年 2 月　　B 辑　　第 2 期

攀西地区花岗岩类的微量元素地球化学

杨瑞瑛　黄忠祥　　陆德复
（中国科学院高能物理研究所，北京）　（中国科学院地质研究所，北京）

摘　要

攀枝花-西昌地区有大量的花岗岩类出露，依据同位素年龄，至少可以分为三个形成时期．它们的微量元素和主元素地球化学特征表明，晋宁-澄江期的磨盘山花岗岩岩浆可能来自于下部地壳基性火山岩的重熔；摩挲营、泸沽岩体花岗岩浆来自上部地壳的硅铝层．海西-印支期的红格-矮郎河岩体为地壳物质混染幔源物质的壳幔混合岩浆的产物，而太和、茨达岩体可能是来自深部幔源岩浆经过早期结晶分离后晚期残留岩浆形成的．燕山期冕西花岗岩可能是攀西古裂谷萎缩封闭时地壳局部重熔形成的．

一、引　言

四川省西南部攀枝花-西昌地区出露有大量的花岗岩类岩石，它们呈南北向带状分布，断续延伸达三百余公里．依据地质资料与同位素地质年代学数据，这些花岗岩类可被划分为三个形成时期．属于晋宁-澄江期的花岗岩体有磨盘山岩体、摩挲营岩体、泸沽岩体等．属于海西-印支期的花岗岩体有红格-矮郎河岩体、太和岩体、茨达岩体等．属于燕山期的花岗岩体有冕西岩体．

我们用中子活化分析，对这些花岗岩类岩石进行了微量元素测定．本文着重总结这些花岗岩体的微量元素地球化学特征，并对岩石的可能成因作一些讨论．

花岗岩的分布见图 1．

二、晋宁-澄江期花岗岩类

1. 地质概况

磨盘山岩体分布于西昌、德昌以西，磨盘山断裂带东侧．岩体侵入于康定杂岩中，同位素地质年龄为 808Ma[1]．主要岩石为英云闪长岩、花岗闪长岩及黑云母英云闪长岩等，部分岩石具片麻状构造．

摩挲营岩体分布于德昌、米易、会理三县邻接地区．大致呈北北西向延伸，面积约 300km^2．出露于摩挲营、锦川、永郎、岔河、六华、顺河及下村等地．岩体的主体部分位于安宁河断裂带

本文 1986 年 1 月 25 日收到，1987 年 2 月 17 日收到修改稿．

1）《全国同位素地质年龄数据汇编》，第一集，1975 年．

表1 微量元素丰度（ppm）

采样点		样品号	岩石名称	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	Sc	Cr	Co	Cs	Rb	Ba	Th	U	Ta	Sr	Hf	Zr
磨盘山岩体		83-X-25-4	英云闪长岩	35.3	59.8	22.0	4.22	0.975	0.325	1.46	0.212	3.81	13.1	2.62	0.28	32.5	340	10.3	1.70	0.258	432	4.18	229
		83-X-25	黑云母英云闪长岩	28.2	50.4	18.7	3.74	0.82	0.40	0.935	0.143	6.92	15.9	6.75	0.80	67.8	544	7.85	0.57	0.204	320	3.61	132
摩挲营岩体	岔河林场	1012DL-8	二云母二长花岗岩	77.3	144	64.5	12.3	1.65	1.35	1.73	0.344	9.05	22.8	9.76	11.7	243	542	23.3	6.80	1.65		6.94	272
	顺河	1050-II-3	似斑状黑云母二长花岗岩	44.6	67.9	25.9	3.60	0.624	0.402	0.739	0.128	3.20	15.9	2.74	10.3	214	572	20.5	2.95	1.09	118	2.79	165
	岔河	1030DL-1	黑云母二长花岗岩	87.4	145	58.9	9.69	1.03	0.814	4.76	0.803	7.27	17.2	4.13	4.16	157	179	37.1	4.21	2.18	174	7.81	302
	岔河	CH-6	二长花岗岩	54.1	101.2	44.8	8.92	0.938	0.728	2.23	0.36	5.46	9.77	2.59	4.36	191	149	20.3	4.75	3.20		4.43	158
	永郎	YL-2	似斑状粗粒黑云母花岗岩	46.0	91.6	35.8	8.67	0.573	1.02	2.95	0.492	4.36	10.2	2.79	10.8	326	165	29.1	5.67	1.77		4.53	126
	岔河	1011DL-1	粗中粒二云母花岗岩	20.6	36.9	20.6	3.72	0.35	0.785	2.47	0.25	3.88	2.19	2.12	9.57	353	115	12.1	4.44	3.74	72.6	2.71	280
	六华	1054-II-3	粗粒黑云母二长花岗岩	19.2	36.1	15.7	3.71	0.313	0.709	3.19	0.412	2.10	4.51	1.02	5.57	323	101	9.96	3.20	1.56	37.3	2.32	63.4
泸沽岩体		83-Xi-01	似斑状粗粒黑云母花岗岩	45.3	102	48.4	9.12	0.385	1.75	8.14	1.23	1.98	2.65	3.20	1.50	170	142	22.1	6.40	2.90	76.9	7.35	607
		83-Xi-02	二云母二长花岗岩	31.9	71.6	33.4	5.73	0.276	1.25	2.48	0.213	2.89	2.40	0.72	32.3	535	61.8	15.8	4.78	2.77		4.39	251
红格-矮郎河岩体		HG-R	钾长花岗岩	103	173	67.0	10.2	0.871	1.19	3.67	0.567		5.11	0.814	4.25	220	305	19.7	4.28	1.32		6.10	178
		83-H23	中细粒花岗岩	90.9	145	55.9	7.50	0.554	1.01	3.82	0.57	3.12	7.65	2.12	5.37	278	268	51.5	4.80	1.63		5.75	225
		83-H24	粗粒花岗岩	95.3	157	55.5	9.00	0.478	1.17	4.37	0.633	3.27	6.96	3.37	4.73	265	269	47.1	9.18	2.88			171
		Lo-11	黑云母花岗岩	70.3	87.7	32.9	6.15	0.895	0.781	3.28	0.496	3.09	2.16	2.43	5.76	227	520	36.2	7.07	3.50	174	4.44	253
		Lo-27	中粒花岗岩	107	150	44.2	7.47	0.679	0.587	1.10	0.22	2.53	3.06	1.52	4.37	176	258	43.8	5.08	1.39	87.1	5.50	234
太和岩体		T35	霓石花岗岩	162	265	111	19.6	2.44	2.66	9.61	1.28	0.832	1.58	1.09	0.584	179	232	23.3	3.39	8.48	78.8	30.0	1330
		T08	霓石花岗岩	144	198	93.3	30.6	3.24	3.98	10.0	1.49	0.656	3.47	0.42	0.694	125	56.9	15.0	2.95	5.07		15.1	687
		T12	中细粒霓石花岗岩	322	271	246	41.5	5.32	4.86	6.11	1.70	0.92	4.51	2.93	0.395	128	296	11.8	1.60	4.29		16.0	930
		T34	霓石花岗岩	265	467	187	29	3.34	3.90	8.70	2.54	0.783	2.20	0.841		152	143	63.4	11.8	14.6		62.2	2340
茨达岩体		Ch08	钠长石化霓石花岗岩	127	172	91.3	15.8	0.76	1.82	5.45	0.90	0.80	0.513	0.66	1.29	145	26.0	10.7	1.73	2.44		7.51	299
		Ch11	黑云母花岗岩	112	189	96.2	17.1	0.376	3.24	6.36	1.67	0.547	1.24	0.198	0.733	292	60.4	51.7	9.15	8.09		16.1	864
		Ch14	钠铁闪石花岗岩	83.6	127	61.3	17.2	0.339	3.19	12.7	1.88	0.52	6.60	0.345	0.71	273	99.1	47.5	9.45	6.26		18.4	776
霓西岩体		Y-01	中细粒花岗岩	64.7	92.1	35.9	12.8	0.686	1.83	5.79	0.911	3.45	6.89	0.57	1.19	170	271	21.8	6.52	1.60		9.93	272
		Y-12	中细粒花岗岩	104	115	32.8	7.13	0.95	0.953	5.37	0.665	3.00	2.90	1.42	5.08	223	358	41.0	6.43	2.37		6.63	166
		Y-34	粗中粒黑云母花岗岩	35.1	58.7	30.9	8.61	0.294	1.82	9.41	1.47	1.67	4.30	0.59	3.06	230	270	23.6	5.96	3.21		11.2	214
		83-Li-01	中粒似斑状花岗岩	81.1	178	82.3	14.3	0.745	1.49	2.50	0.339	4.31	4.28	1.41	18.5	413	143	32.8	2.93	1.95		5.46	238
		83-Li-02	中粒似斑状花岗岩	58.3	137	44.3	7.45	0.354	1.31	6.77	1.03	2.31	5.03	1.64	2.22	186	161	30.7	6.40	2.50		8.30	359
		L-07	黑云母花岗岩	79.8	138	53.1	8.92	0.955	1.22	2.33	0.556	4.65	1.88	1.73	4.40	140	474	17.2	3.51	1.05	83.2	5.28	306
		L-18	中细粒黑云母花岗岩	30.7	78.5	20.2	5.31	0.352	1.05	2.93	0.824	1.40	1.01	0.352	0.96	152	195	10.6	3.46	1.39	144	8.81	266

的东侧，主要岩石为粗中粒黑云母花岗岩、似斑状粗粒黑云母花岗岩以及中细粒二长花岗岩等．同位素地质年龄范围在700—800Ma[1]．从地质岩石证据以及同位素年龄等方面的资料判断，摩挲营岩体是一个复合岩体，形成于晋宁期末至澄江期．

泸沽岩体分布于冕宁、泸沽以东，喜德以西，位于安宁河断裂带的东侧，主要出露于泸沽、冕山、拉克和深沟一带，总面积约 200km² 以上．同位素地质年龄为 637.4[2]—662[1]Ma．

2. 微量元素地球化学特征

微量元素丰度列于表 1，分析方法见文献[1]．

(1) 稀土元素 (REE)　磨盘山岩体两个样品的稀土元素经球粒陨石标准化后的分配型式形状相似，为平滑向右陡倾的曲线（图 2(a)）．它们的 $(La/Yb)_N$ 值分别为 10.8 和 19.9，为轻稀土(LREE)富集的强烈分离型．轻稀土部分相对重稀土 (HREE) 部分更为分离 [$(La/Sm)_N$ 为 4.59—5.05; $(Tb/Lu)_N$ 为1.38—1.77]，稀土元素总量较低 (ΣREE = 103—146ppm)，具有微弱的负铕异常 (Eu/Eu* 为 0.814—0.84)．

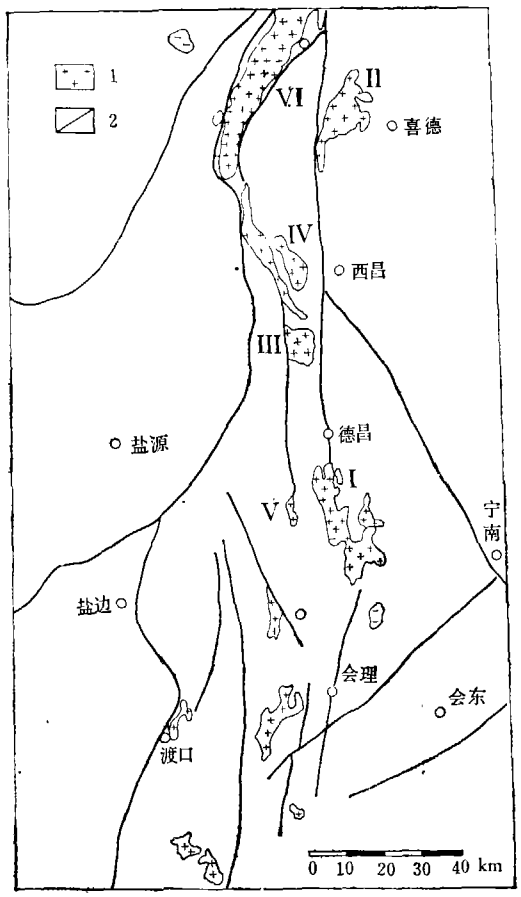

图 1　攀西地区花岗岩类分布略图

(I——泸沽花岗岩体，II——摩挲营花岗岩体，III——磨盘山花岗岩体，IV——太和花岗岩体；V——茨达花岗岩体，VI——冕西花岗岩体；1——花岗岩体，2——断层)

摩挲营岩体样品的 REE 分配型式可以分为两种类型：A类(图 2(b))和B类(图 2(c))，A 类样品 (1012 DL-8 及 1050-II-3) 在 O'Connor[2]的标准矿物 An-Ab-Or 酸性岩分类图上落入石英二长岩区中，其它样品属B类．A类岩石的稀土元素分配型式为 LREE 富集的强烈分离型，其 $(La/Yb)_N$ 为 29.5—39.9，$(La/Sm)_N$ 为 3.83—7.53，$(Tb/Lu)_N$ 为 1.99—2.48，具有明显的负铕异常 (Eu/Eu* 为 0.44—0.62)．B 类岩石的稀土元素的分配型式为 LREE 富集的适度分离型 [$(La/Yb)_N$ 为 4—16]，说明A类的轻、重轻土的分馏程度要比 B 类强烈．后者的重稀土部分有明显的抬升，$(Tb/Lu)_N$ 为 1.32—0.64，说明它们的重稀土要比前者富集，A，B 两类的 Eu 异常也有差异，B 类负 Eu 异常更为强烈 (Eu/Eu* 为 0.4—0.27)，稀土元素地球化学特征上的差异，暗示它们成因上的不同．

泸沽岩体的 REE 球粒陨石标准化的分配型式 (图 2(d)) 与摩挲营岩体 B 类十分相似，

1) «全国同位素地质年龄数据汇编»，第一集，1975 年．

2) 陆德复等，«攀西地区花岗岩类研究»．

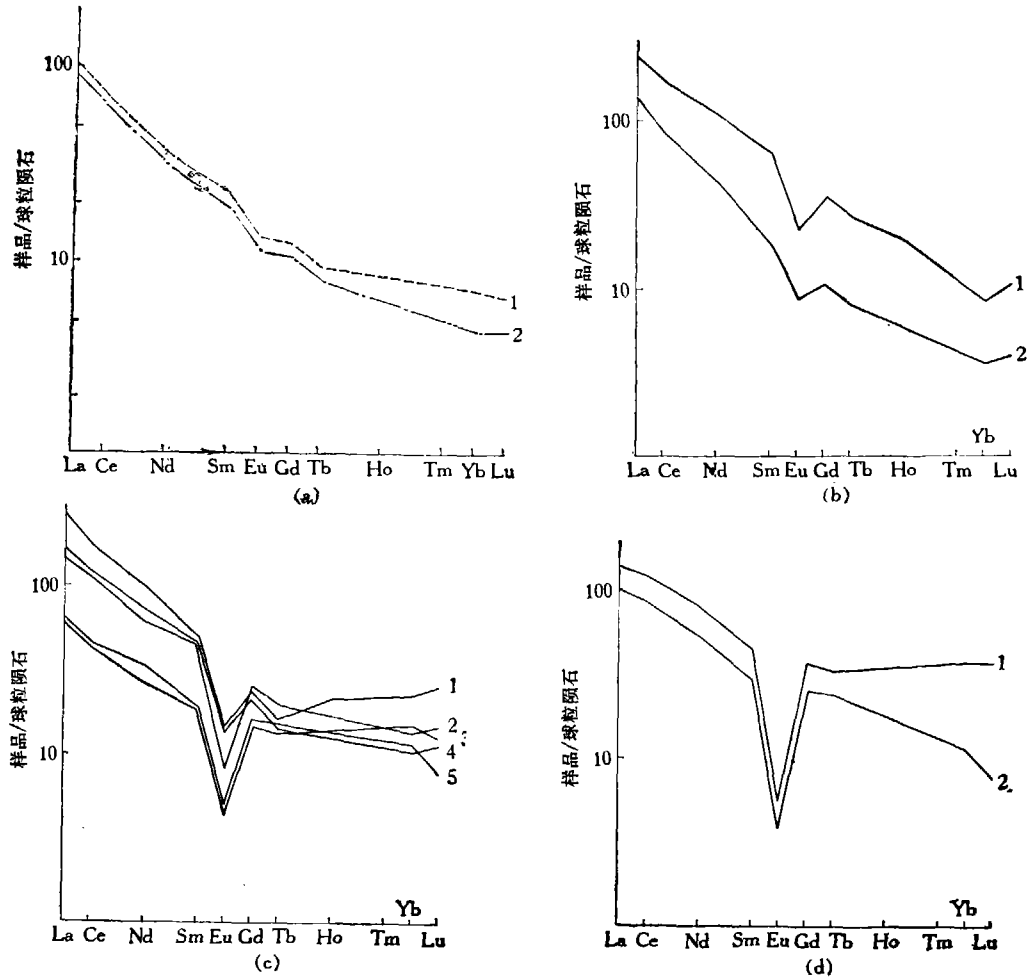

图 2 晋宁-澄江期花岗岩球粒陨石标准的 REE 分配型式[3]

((a)磨盘山岩体: 1——83-X-25-4, 2——83-X-25; (b)摩挲营岩体A类: 1——1012DL-8, 2——1050-II-3; (c) 摩挲营岩体B类: 1——1030-DL-1, 2——YL-2, 3——1054-II-3, 4——CH-6, 5——1011DL-1; (d) 泸沽岩体: 1——83-Xi-01, 2——83-Xi-02)

为 LREE 富集的适度分离型，$(La/Yb)_N$ 为 3.68—8.51，ΣREE 为 147—221ppm，Eu/Eu* 为 0.177 和 0.141，具有比摩挲营岩体 B 类更强烈的负 Eu 异常.

(2) 铷(Rb)，锶(Sr) 磨盘山岩体的 Rb 含量分布在 32.5—67.8ppm，低于世界酸性岩平均含量[4](200ppm). Sr 含量分布在 320—432ppm，高于世界酸性岩平均含量[4](300ppm). Rb/Sr 值分别为 0.075 和 0.212，K/Rb 值为 300 左右，接近于 Shaw[5] 所确定的大陆火成岩平均值.

摩挲营岩体中，除少数样品 (1030DL-1，Ch-6) 的 Rb 略低于 200ppm 外，其余均高于 200ppm，最高的达 353ppm(1011DL-1). Sr 的含量均低于 300ppm，最低达 37.3ppm. Rb/Sr 值为 1—8，具有高 Rb、低 Sr 的特征. K/Rb 值平均为 148，低于磨盘山岩体.

泸沽岩体样品中 Rb 的含量有高有低，分别为 530ppm 和 170ppm，但均高于磨盘山岩

体．仅一个样品的 Sr 丰度为 76.9ppm，低于酸性岩平均含量．Rb/Sr 为 2.21，K/Rb 为 81 和 253，均低于磨盘山岩体．

(3) 铀 (U)、钍 (Th)、钽 (Ta)、锆 (Zr)、铪 (Hf)　三个岩体中磨盘山岩体具有最低的 U，Th，Ta，Zr，Hf 含量，其平均值分别为 1.14ppm，9.08ppm，0.23ppm，180ppm 和 3.9ppm．摩挲营岩体和泸沽岩体中的这些元素含量均要比磨盘山岩体高．摩挲营岩体中这些元素丰度的平均值分别为 4.59ppm，21.8ppm，2.17ppm，195ppm，4.59ppm．泸沽岩体分别为 5.59ppm，19ppm，2.84ppm，429ppm，5.87ppm．显然，泸沽岩体比摩挲营岩体有较高的 U，Ta，Zr，Hf 和略低的 Th．

(4) 铬 (Cr)、钴 (Co)、钪 (Sc)　三个岩体中摩盘山岩体相对具有最高的 Cr，Co 和 Sc 的丰度．其值分别为 14.5ppm，4.69ppm，5.37ppm．摩挲营岩体具有中等含量，分别为 13ppm，4.1ppm，4.6ppm．泸沽岩体相对最低，分别平均为 2.53ppm，1.96ppm，2.44ppm．

3. 地球化学小结和成因讨论

表 2 为三岩体主元素、微量元素地球化学特征的总结．表中还列了中国华南两类花岗岩——同熔型和改造型[6,7]的主要地球化学特征，以便对比．

表 2　攀枝花地区晋宁-澄江期花岗岩类主要地球化学特征对比表

	磨盘山岩体	摩挲营岩体		泸沽岩体	中国华南	
		A	B		同熔型	改造型
岩石按 An-Ab-Or 分类	英云闪长岩花岗闪长岩	石英二长岩花岗岩	花岗岩	花岗岩	英云闪长岩花岗闪长岩石英二长岩	花岗岩石英二长岩
SiO_2(%)	<70	≃70	>70	≥75	<70	>70
K_2O/Na_2O	<1	>1	>1	>1	<1	>1
$\frac{Al_2O_3}{CaO+Na_2O+K_2O}$ C 分子数	≤1.0	1.0—1.1	>1.1	>1.1	<1.1	>1.1
标准分子 C (刚玉)	<1% 部分出现 Di	≥1%	>1%	>1%	<1%	>1%
Eu/Eu*	0.83 微弱负 Eu 异常	0.53 中等负 Eu 异常	0.315 强负 Eu 异常	0.134 最强负 Eu 异常	不明显负 Eu 异常	明显负 Eu 异常
Rb(ppm)	50	229	281.5	353	<200	>200
Sr(ppm)	251	118	114.5	115	320—432	<200
Cr(ppm)	19.3	19.4	6.23	2.50	>20	<20
Co(ppm)	8.29	6.25	1.97	2.44	>7	<7
Sc(ppm)	7.88	6.13	3.08	2.55	>5	<5
K/Rb	336	172	153.5	167	>200	<200
Rb/Sr	0.075—0.212	1.81	1—8	2.21		

从上述特征可以看出：磨盘山岩体的地球化学特征与 I 型花岗岩的特征十分吻合，泸沽岩体以及摩挲营岩体 B 类的地球化学特征与 S 型花岗岩特征十分吻合，而摩挲营岩体 A 类的

地球化学特征介于 I 型与 S 型之间,但相对更接近 S 型的特征. 与徐克勤等提出的"同熔型"、"改造型"花岗岩相比较,磨盘山岩体的特征与"同熔型"的特征更为相似. 泸沽岩体以及摩挲营岩体 B 类花岗岩的特征与"改造型"的特征十分相象.

I 型和 S 型花岗岩是代表原始岩浆来自不同源物质部分熔融的产物,前者由火成物质部分熔融生成,后者由沉积物部分熔融形成. 磨盘山岩体的主要岩石为英云闪长岩和花岗闪长岩. 其原始岩浆可能为深部地壳相对较基性的、古老的火成质岩源部分熔融而形成的. 泸沽岩体与摩挲营岩体的主要岩石为花岗岩、二长花岗岩,其岩浆可能来自浅部地壳的古老沉积岩部分熔融而形成.

摩挲营岩体是一个复合岩体,存在着不止一期的岩浆侵入现象,并且有较长的冷却历史. 总的来说,摩挲营岩体所有样品有着比较一致的 K/Rb 值和 Rb, Sr 的丰度,可能它们都是属于相同岩源熔融的产物. 但两类岩石在稀土元素地球化学特征上存在着明显的差异,我们推测,产生这种差别的原因与形成岩石过程中稀土元素的地球化学行为有关. 在部分熔融过程中,LREE 相对 HREE 更容易进入熔体中,Eu 往往被滞留在固相中,所以这些花岗岩都具有轻稀土富集和负 Eu 异常的共同特点,且早期部分熔融的产物轻、重稀土分馏明显. 在结晶作用过程中,Eu 则容易进入到早期矿物相中,异至早期结晶岩石产生中等负 Eu 异常,晚期结晶的岩石产生强烈的负 Eu 异常. A 类岩石相对较富钙长石,主要岩石为二长花岗岩,出露于岩体的东南边缘及分支岩体,其同位素年龄值偏老. B 类岩石主要为花岗岩,含钾长石多,组成岩体的主体相,同位素年龄值偏新,与上述推测相一致.

三、海西-印支期花岗岩类

1. 地质概况

红格-矮郎河岩体位于渡口、红格东侧,与会理县西部邻接,出露地点主要为红格、铜厂和矮郎河一带,环绕红格层状基性岩及碱性杂岩体的东南外缘分布,总面积约为 80km². 同位素地质年龄依据黑云母 K-Ar 法为 262Ma[1], 锆石 U-Pb 年龄为 274Ma[8]. 主要岩石为粗粒至中粒的黑云母花岗岩及中细粒二长花岗岩.

太和岩体、茨达岩体在空间上与海西期层状侵入体紧密共生. 岩体为不完整的环状杂岩. 出露面积往往不大,一般为数平方公里至数十平方公里,呈岩株和岩枝形式出现. 茨达岩体的 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 229Ma[8], 主要岩石为碱质花岗岩. 太和岩体的核部和茨达岩体的边部均可见到英碱正长岩,主要造岩矿物为碱性长石和石英组成. 此外,还含少量碱性暗色矿物霓石、霓辉石和钠闪石,并含富稀土、稀有及放射性元素的副矿物如锆石、褐钇铌矿和褐帘石等[9].

2. 微量元素地球化学的特征

(1) REE 红格-矮郎河花岗岩的稀土元素分配型式为 LREE 富型, $(La/Yb)_N$ 值为 14.1—64.3, 它们的 LREE 分离程度较高 $(La/Sm)_N$ 为 6.45—8.74, 而 HREE 分离程度不大 $(Tb/Lu)_N$ 为 0.99—1.69. ΣREE 为 203—359ppm, 并显示明显的负 Eu 异常, Eu/Eu* 为 0.186—0.496 (图 3(a)).

1) 见 185 页脚注 2).

太和岩体具有最高的稀土总量（ΣREE 为 486—996ppm），La 和 Lu 分别为球粒陨石丰度[3]的 700 倍和 50 倍，它们的稀土分配曲线大体平行(图 3(b)，下)，为强烈分离的富集 LREE 的型式，$(La/Yb)_N$ 为 16.9—25.9．具中等负 Eu 异常（Eu/Eu* 为 0.45）．

茨达岩体的稀土总量较高，但低于太和岩体，ΣREE 为 307—426ppm，稀土元素分配型式为轻稀土富集型，但重稀土部分抬升明显，$(La/Yb)_N$ 值平均为 10 左右，具最强烈的负 Eu 异常，最低的 Eu/Eu* 值仅 0.059（图 3(b)，上）．这显然是由于母岩浆经过早期斜长石大量结晶分离，以及后期从富含挥发分的低温液体中结晶的碱性角闪石的沉淀有关．

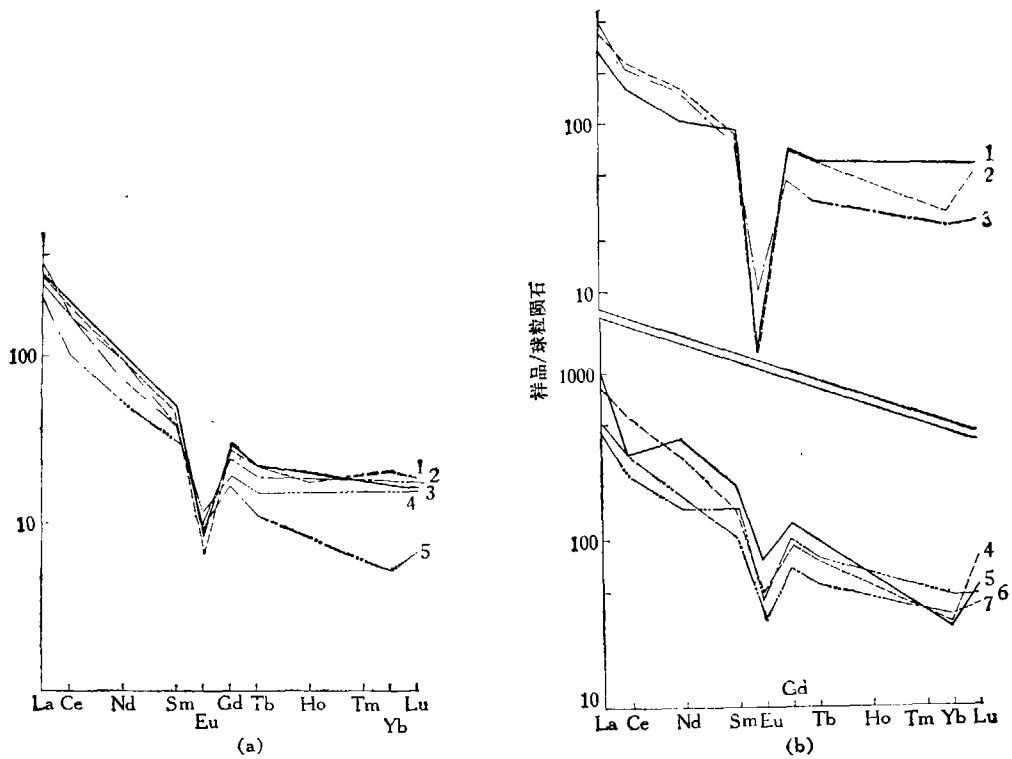

图 3　海西-印支期花岗岩球粒陨石标准化的 REE 分配型式

((a) 红格-矮郎河岩体：1——83-H24，2——83-H23，3——HG-R，4——LO-11，5——LO-27；(b) 上为茨达岩体：1——Ch14，2——Ch11，3——Ch08；(b) 下为太和岩体：4——T34，5——T12，6——T08，7——T35)

(2) Rb, Sr　红格-矮郎河岩体的 Rb 平均含量为 233ppm，略高于世界酸性岩平均含量，但 Sr 含量较低，为 87—174ppm，低于世界酸性岩平均含量．Rb/Sr 值为 1.3—3.02，K/Rb 为 125—256，相似于摩挲营岩体和泸沽岩体．

太和岩体的 Rb 平均含量为 162ppm，低于世界酸性岩平均含量．仅一个样品的 Sr 为 78.8ppm，大部分样品未检测出，它们的 K/Rb 值为 167—316，介于 I 型和 S 型花岗岩之间．

茨达岩体的 Rb 含量略高于世界酸性岩平均含量，平均值为 237ppm，Sr 也未检测出，K/Rb 值为 137—282，与红格-矮郎河岩体相近．

(3) U, Th, Ta, Zr, Hf 红格-矮郎河岩体除U和Th含量高于泸沽岩体外，Ta，Zr和Hf含量与泸沽岩体相同，它们分别为6.08ppm，400ppm，2.13ppm，212ppm和5.45ppm，Zr/Hf值为38.9.

太和岩体的U，Th含量略低于红格-矮郎河岩体，平均值为4.94ppm和28.4ppm. 但具有本区最高的Ta，Zr，Hf含量，它们的值分别为8.11ppm，1322ppm，30.8ppm，Zr/Hf为42.9. 这显然是由于大量锆石、褐帘石和磷灰石等副矿物存在的结果.

茨达岩体具有与红格-矮郎河岩体相近的U，Th含量，但Ta，Zr，Hf，Zr/Hf值均低于太和岩体，而介于太和岩体及红格-矮郎河岩体之间.

(4) Cr, Co, Sc 红格-矮郎河岩体的Cr，Co和Sc含量与摩挲营及泸沽岩体的含量相似(Cr为5ppm，Co为2.05ppm，Sc为3ppm). 太和、茨达岩体的含量低于磨盘山的I型花岗岩，也低于摩挲营S型花岗岩Co为0.95ppm，Cr为3.24ppm，Sc为1.89ppm，它们的过渡金属元素的丰度与澳大利亚的芒姆布拉和加博的A型花岗岩的平均值相近[10].

3. 成因讨论

红格-矮郎河的主要元素成分具有富硅(SiO_2为73.52—75.78%)，而Al_2O_3和CaO含量较低，多数样品的$Al_2O_3/K_2O + Na_2O + CaO$小于1，有些出现标准C(刚玉)但小于1%，有些出现Di(透辉石). 在Al—K—Na—Ca—Mg + Fe^{2+}图上，大部分投影点落在斜长石-黑云母-角闪石区，这些特征与I型花岗岩的特征相象. 具有明显的负Eu异常，微量元素特征都与S型花岗岩相似. 根据同位素年龄值(262—274 Ma)，属于海西末期，此时攀西地区处于裂谷作用的隆升阶段，大规模的幔源玄武岩浆的火山深成活动，使研究区岩石圈温度升高，从而引起壳内熔融，形成地壳物质混染幔源物质，而形成壳幔混合岩浆. 红格-矮郎河花岗岩就是此种岩浆的固结物.

太和岩体和茨达岩体的主要元素成分具有富硅、碱、铁及贫铝、钙、镁、少水的特征. $K_2O + Na_2O > 8\%$，$Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$值在0.76—1范围内，$K_2O/Na_2O$为0.81—1.08，低的Sr，高的U，Th，Ta，Zr，Hf以及低的Cr，Co和Sc. 两个岩体的稀土元素丰度高，轻稀土高度富集以及负的Eu异常，是它们的共同特征. 但茨达岩体负Eu异常更为强烈，且分配曲线表现出重稀土部分明显抬升. 太和岩体Rb含量略高于I型花岗岩而低于S型花岗岩，而茨达岩体的Rb与S型花岗岩相近，这都表明它们物质来源的差异.

太和花岗岩除了与碱性石英正长岩和霓石英碱正长岩在时空上有联系，同时它们又与层状辉长岩体紧密共生，并侵吞层状岩体.

将采自太和地区的辉长岩(T80-2，T80-20)与太和碱性花岗岩中的稀土元素经球粒陨石标准化作图(图4). 从图上可见：辉长岩与碱性花岗岩的稀土分配曲线成互补的型式. 假定这一对曲线是由某种岩浆结晶分离后形成的一套晶体堆积和一部分残余岩浆，便可粗略估计出分离前岩浆的成分. 经初步估算La约为65ppm，Ce为130ppm，Nd为66ppm，Sm为13.6ppm，Eu为4.19ppm，Tb为2.04ppm，Yb为2.9ppm，Lu为0.45ppm. 这个成分与碱性玄武岩岩浆中的REE平均成分相当接近. 所以，太和花岗岩很可能是碱性玄武岩浆经过早期造岩矿物的分离结晶作用演化而成.

茨达花岗岩与白马层状辉长岩共生，根据$^{87}Sr/^{86}Sr$初始比值为0.7089，在Faure和Powell不同来源区锶的演化图上落在大陆增长线与玄武岩增长线之间，并靠近玄武岩源区[8]. 说明

它们的原始岩浆来源于地幔物质，但受到了地壳物质的混染.

攀西地区在海西-印支构造期处于裂谷的张裂阶段，大规模的基性岩浆的侵入与喷溢作用是裂谷发展的主要阶段的产物，它们是地壳减薄、地幔物质上涌的象征，太和及茨达碱性花岗岩紧随层状基性岩体的侵入和峨嵋山玄武岩的喷溢，可以认为它们是裂谷区岩浆分异演化的最终产物.

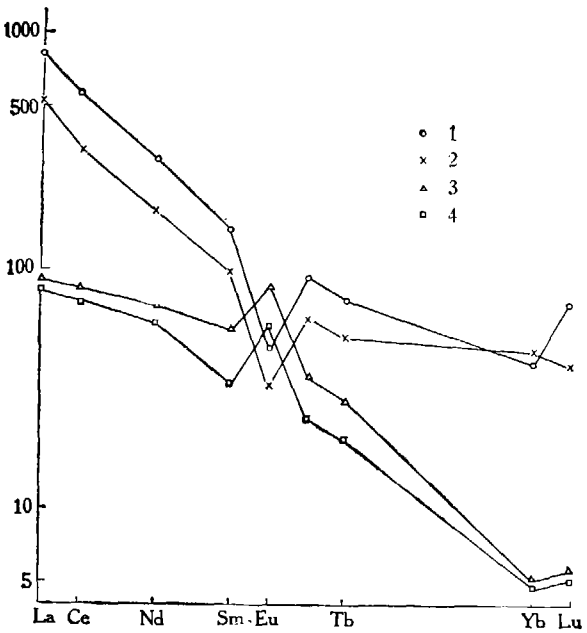

图 4　太和岩体辉长岩和碱性花岗岩经球粒陨石标准化的 REE 分配型式
(1——T35, 2——T34, 3——T80-2, 4——T80-20)

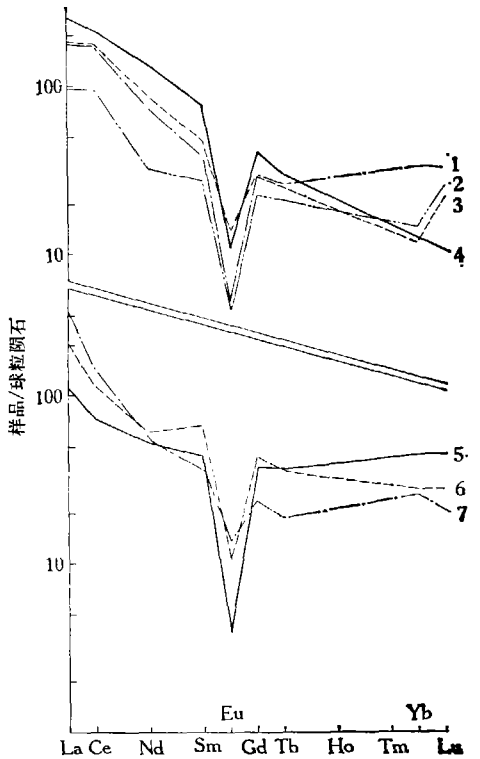

图 5　冕西花岗岩经球粒陨石标准化的 REE 分配型式
(上图为里庄岩体，下图为牦生坪岩体)
(1——83-Li-02, 2——L-18, 3——L-07, 4——83-Li-01, 5——Y-34, 6——Y-01, 7——Y-12)

四、燕山期花岗岩

1. 地质概况

燕山期花岗岩以冕西钾长花岗岩体为代表，出露面积约为 200km 以上，是一北北东向展布的带状岩体. 岩体西侧为金河-箐河断裂带，东侧为安宁河断裂带. 岩体侵入于上三迭纪白果湾组地层之中，同位素地质年龄范围为 72—156Ma[1]. 主要岩石为富钾长石的花岗岩及花岗斑岩等. 岩石中含少量霓石等碱性暗色矿物.

1) 见 185 页脚注 1).

2. 微量元素特征

(1) REE 冕西花岗岩代表性样品的稀土分配型式表示于图 5 中，它们的 REE 型式为 LREE 富集的适度分离型，其 $(La/Yb)_N$ 为 2.46—7.37，稀土总量为 138—361ppm，负 Eu 异常极为明显 ($Eu/Eu^* < 0.2$).

(2) Rb, Sr Rb 含量为 140—413ppm，平均值为 216ppm，稍高于世界酸性岩平均含量，大部分样品 Sr 未检测出.

(3) U, Th, Ta, Zr, Hf 冕西岩体的这些元素含量与摩挲营，泸沽岩体十分接近，U 平均为 5.03ppm，Th 为 25.4ppm，Ta 为 2.01ppm，Zr 为 259ppm，Hf 为 8.09ppm.

(4) Cr, Co, Sc Cr, Co, Sc 的平均含量分别为 3.76ppm，1.10ppm，2.97ppm，这些元素含量与泸沽岩体的含量比较接近.

3. 成因讨论

冕西花岗岩 SiO_2 含量高 (75—77%)，$Na_2O + K_2O$ 在 8% 左右，K_2O 明显高于 Na_2O，Al_2O_3 含量高，$\frac{Al_2O_3}{Na_2O + K_2O + CaO}$ (分子数)>1.1，属铝过饱和岩石，主元素和微量元素特征都与泸沽花岗岩相同，是富 Si，Al 的上部地壳物质部分熔融的产物. 燕山期至喜山期，攀西裂谷正处于萎缩封闭阶段，西部三江块体推挤作用强烈，冕西花岗岩处于北北东的金河-箐河断裂带与近南北向的安宁河断裂带之间，深断裂的挤压、剪切，导至地壳的局部重熔，形成了冕西花岗岩.

周伯莆、应育浦等同志提供了部分样品，王东坡教授、陈琦、袁忠信、邓普福副教授对本文提出了有益的意见和建议在此一并致谢.

参 考 文 献

[1] 杨瑞瑛、黄忠祥，核技术，1985，1：29—34.
[2] O'connor, J. T., *U. S. Geol. Surlv. Prof. Pap.*, **525B** (1965), 79—84.
[3] Lagmuir, C. H. et al., *Earth and Planet Sci Lett.*, **36**(1977), 133—156.
[4] Виноградов, А. П., *Геохимия*, **7**(1962).
[5] Shaw, D. M., *Geochim Cosmochim Acta*, **32**(1968), 573—602
[6] 徐克勤等，地质学报，**57**(1983)，2：107—118.
[7] 孙肃等，地球化学，1983，4：329—337.
[8] 袁海华等，攀西裂谷论文集(第一集)，239—255.
[9] 周伯莆等，攀西裂谷论文集(第一集)，197—219.
[10] Collins, J. W. et al., *Contrib Mineral Petrol.*, **80**(1982), 189—200.