

康滇地轴重熔花岗岩的演化 及其锡—钨成矿系列探讨

金明霞 沈苏

(中国地质科学院成都地质矿产研究所)

黄永合

杨艳华

(云南省冶金地质勘探公司三〇六队) (云南省地质矿产局区域地质调查队)

康滇地轴是我国著名的南北向构造带。沿安宁河—易门、绿汁江等深断裂,分布着一组晋宁—澄江期的重熔花岗岩,在其接触带产有各种类型的锡—钨矿床。这些矿床构成了我国时代最老,以锡、钨为主并伴有铁、铜、铅、锌等的一个成矿带。研究该带各成矿元素之间的内在联系和演化历史,有助于深入认识矿床成因和区域成矿规律,为综合普查找矿提供地质依据。

一、花岗岩的特征

1. 时空分布

本区含锡、钨花岗岩位于扬子地台西部边缘,西邻甘孜地槽,南接哀牢山褶皱带,南北长达600余公里(图1)。单个岩体出露面积1平方公里至400平方公里不等,呈岩基、岩株状侵入于前震旦纪会理群、昆阳群、元谋群变质砂板岩、大理岩、白云质大理岩、混合岩、结晶片岩、变辉绿岩、角闪辉长岩中,围岩捕虏体常见。

摩沙营以南的花岗岩时代较老,为下震旦统开建桥组、澄江组不整合覆盖,同位素年龄719—1048百万年(峨山花岗岩基的黑云母花岗岩中,锆石铀—铅法年龄值为1048百万年)¹⁾,是晋宁期产物。北部泸沽花岗岩时代较新,被上震旦统观音崖组不整合覆盖,同位素年龄691—716百万年²⁾为澄江期产物。

2. 岩石特征

花岗岩主要由灰白色、浅肉红色细—粗粒似斑状黑云母花岗岩、二云母花岗岩、白云母花岗岩组成。斑晶为微斜条纹长石、斜长石、石英,有时也有黑云母;基质和斑晶的主要成分相似。副矿物有磁铁矿、赤铁矿、磷灰石、锆石、电气石、独居石、金红石、钛铁矿、榍石、锡石、白钨矿、黑钨矿。

斜长石的环带构造发育,斜长石牌号为7—32,为钠—中长石,以更长石居多。斜长石为正环带,其光轴角 $(+)82^{\circ}—75^{\circ}$, $N_g=1.550—1.560$, $N_m=1.544—1.556$, $N_p=1.543—1.552$ 。由斜长石的环带构造反映出花岗岩浆分异演化和温度下降都较快,并向着酸性方向发展。

1) 摩沙营以南的花岗岩体,除物茂花岗岩、峨山花岗岩用铀—铅法、铷—锶法由北京第三研究所、中国地质科学院宜昌地质矿产研究所测定外,其余岩体均系钾—氩法由中国科学院地球化学研究所、北京第三研究所、中国地质科学院成都地质矿产研究所测定。

2) 用钾—氩法,由中国地质科学院成都地质矿产研究所、中国科学院地球化学研究所测定。

本文1984年3月收到,1985年1月改回,季国容编辑。

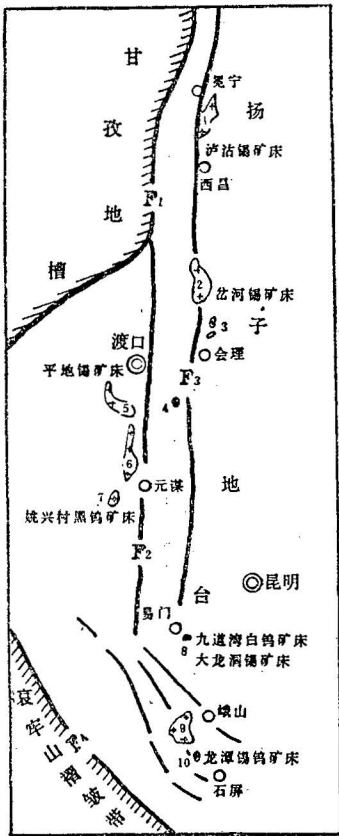


图 1 花岗岩及锡、钨矿分布
1—泸沽花岗岩, 2—摩沙营花岗岩, 3—顺河花岗岩, 4—长塘花岗岩, 5—平地花岗岩, 6—物茂花岗岩, 7—姚兴村花岗岩, 8—九道湾花岗岩, 9—峨山花岗岩, 10—龙潭花岗岩, F₁—金河—箐河深断裂, F₂—绿汁江深断裂, F₃—安宁河—易门深断裂, F₄—哀牢山深断裂

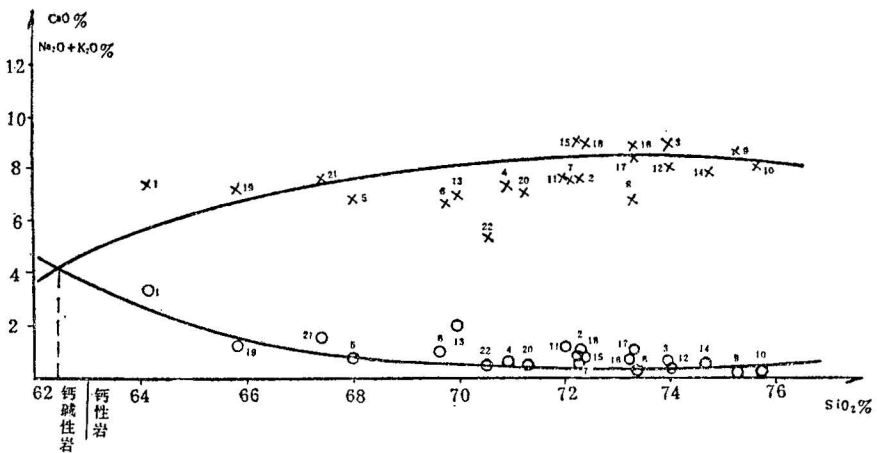


图 2 皮科克钙碱指数

O—CaO X—Na₂O+K₂O

表 1 康滇地轴锡-钨矿带主要含矿岩体岩石

构造位置	时代	岩石名称	采样位置	样品编号	化 学 分						
					SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O
扬子地台西部边缘	晋宁—澄江期	黑云母花岗岩	泸沽	1	64.16	16.15	2.53	2.73	3.33	0.88	3.58
		黑云母花岗岩		2	72.74	13.28	0.62	2.01	1.04	0.30	5.10
		似斑状黑云母花岗岩		3	73.98	12.44	0.88	1.10	0.59	0.04	6.48
		似斑状黑云母花岗岩	摩沙营	4	70.86	13.21	0.58	3.42	0.73	0.72	5.10
		似斑状黑云母花岗岩		5	68.00	13.57	0.92	4.41	0.67	1.41	4.76
		似斑状黑云母花岗岩		6	69.74	13.78	0.06	3.91	1.17	0.76	4.42
		似斑状黑云母花岗岩		7	72.30	13.61	1.31	1.70	0.57	0.68	4.90
		中粒似斑状黑云母花岗岩	长塘	8	73.37	13.50	0.44	1.13	0.12	0.12	4.70
		细粒似斑状黑云母花岗岩		9	75.33	12.78	0.08	1.18	0.15	0.10	4.90
		浅色细粒似斑状花岗岩		10	75.63	12.89	0.08	1.11	0.12	0.14	4.41
		黑云母花岗岩	平地	11	72.04	14.22	1.05	1.37	1.07	0.73	4.67
		花岗岩		12	73.96	14.22	0.41	1.05	0.42	0.35	5.37
		黑云母花岗岩	物茂	13	69.59	14.10	1.83	1.73	2.08	1.06	3.68
		黑云母花岗岩	姚兴村	14	74.75	13.48	0.73	0.79	0.58	0.26	3.95
		花岗岩		15	72.29	14.52	0.56	1.32	0.74	0.38	3.99
		肉红色粗粒黑云母花岗岩	九道湾	16	73.31	13.43	0.26	1.30	0.84	0.36	5.10
		似斑状黑云母花岗岩		17	73.38	13.45	0.33	1.28	0.96	0.44	5.23
		似斑状粗粒黑云母花岗岩		18	72.45	13.48	1.23	1.11	0.91	0.46	5.35
		中粒花岗岩	大龙洞	19	65.86	14.67	0.66	4.55	1.36	1.34	3.85
		细粒黑云斜长花岗岩	峨山	20	71.29	14.26	1.62	1.60	0.77	0.77	4.48
		中粒黑云母花岗岩		21	67.45	15.20	3.00	2.80	1.61	1.35	4.18
		黑云母花岗岩	龙潭	22	70.63	15.23	2.13	0.62	0.56	0.64	4.71
		中国花岗岩平均值**			71.27	14.25	1.24	1.62	1.62	0.80	4.07

* 四川地质矿产局攀西地质大队14件样品平均值。* * 黎彤等“中国岩浆岩平均化学成分”地质学报,第43卷,第3期。

岩体一般相带清楚。从中心到边缘,按其结晶颗粒大小和成分变化,可分为中心相、过渡相、边缘相。从中心相到边缘相,矿物颗粒变细,由似斑状黑云母花岗岩变到二云母花岗岩、白云母花岗岩,围岩蚀变由弱到强,矿物组分由少到多,石英、斜长石、白云母、锡和钨的矿物以及富含挥发组分的电气石、萤石、黄玉、磷灰石等矿物增加,斜长石由更中长石变化到钠更长石,反映出从岩浆早期到晚期,由硅、钠、钾、铝代替了铁、镁、钛等元素,挥发组分和锡、钨等成矿元素逐步集中^[2]。

3. 岩石化学特征

用表1的岩石化学分析资料计算和作图,得出皮科克钙碱指数 $CA=62.41$ (图2),里特曼指数 $\delta=2.12$ 。二者同时表明该区花岗岩属于钙碱性岩系,是深部钙碱性再生岩浆房的酸性派生物。

花岗岩富水, H_2O 平均为1.39,比中国花岗岩 H_2O 的平均值要高出二倍多。从岔河的三个岩石化学分析资料看(表2),花岗岩也富含挥发组分。富含挥发组分的流体可以作为锡、钨等金属元素有效的搬运营力,岔河大型锡矿床的形成可能与此有一定关系。

化学分析及标准矿物分子计算结果表

析 结 果 (%)						标 准 矿 物 C I P W											
Na ₂ O	P ₂ O ₅	MnO	TiO	H ₂ O	总量	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Hln	En	Fs	C	Q	
3.80		1.10	0.55	1.64	100.45		1.06	3.70	21.15	31.99	13.91		2.11	3.96	1.12	19.41	
2.67	0.07	0.04	0.16		98.03	0.34	0.30	0.93	30.10	22.55	4.17		0.70	3.03	1.83	34.19	
2.60	0.00	0.15	0.10		98.36	0.00	0.15	1.27	38.12	22.03	3.06		0.30	1.52		31.93	
2.42	0.16	0.26	0.30	1.22	98.98	0.33	0.60	0.92	30.50	20.45	2.78		1.80	5.67	2.65	32.50	
2.08	0.16	0.21	0.58	1.90	98.67	0.33	1.06	1.38	28.38	17.83	2.50		3.51	6.72	3.97	31.12	
2.22	0.12	0.23	0.43	1.41	98.25	0.33	0.76	0.23	26.61	17.83	5.01		4.41	6.73	3.67	32.00	
2.70	0.15	0.04	0.30		98.26	0.34	0.61	1.85	28.95	22.81	1.95		1.61	2.77	3.16	34.85	
1.98	0.02	0.02	0.10	3.75	99.25	0.17	0.15	0.58	27.83	16.78	0.28		0.30	1.65	5.10	42.81	
3.71	0.03	0.01	0.08	1.10	99.45	0.17	0.15	0.12	28.95	31.47	0.42		0.30	2.04	1.17	33.67	
3.75	0.02	0.02	0.10	1.37	99.64	0.17	0.15	0.16	26.16	31.99	0.14		0.30	1.91	1.83	35.36	
2.87	0.18	0.02	0.33	0.73	99.25	0.50	0.61	1.62	27.55	24.12	4.03		1.71	1.19	3.01	34.31	
2.76	0.06	0.01	0.21	0.95	99.77	0.17	0.46	0.58	32.01	23.10	1.53		0.80	1.38	3.31	35.60	
3.49	0.08	0.09	0.38	0.97	99.08	0.17	3.04	2.67	21.71	29.63	9.88		2.61	1.12	0.76	28.80	
4.04	0.09	0.03	0.13	0.39	99.22	0.17	0.15	1.04	23.38	34.09	2.78		0.60	0.86	1.53	34.22	
5.20	0.15	0.01	0.20	0.05	99.43	0.34	0.46	0.70	23.66	44.05	2.78		0.90	1.71	0.56	24.21	
3.50	0.13	0.04	0.20	0.92	99.40	0.17	0.47	0.36	30.07	29.64	3.77		0.81	1.92	0.88	30.50	
3.61	0.11	0.04	0.18	0.73	99.77	0.17	0.31	0.47	30.90	26.23	4.32		1.10	1.98	0.31	29.08	
3.72	0.09	0.04	0.22	0.96	99.92	0.17	0.46	1.74	31.73	31.47	4.04		1.11	0.73	0.06	27.55	
3.47	0.48	0.07	0.52	2.13	98.96	1.18	0.91	0.93	22.82	29.37	0.42		1.66	7.12	4.59	26.53	
2.62	0.13	0.05	0.26	1.23	99.07	0.17	0.46	2.32	26.44	22.29	3.48		1.81	1.32	3.82	35.69	
3.13	0.19	0.06	0.52		99.49	0.50	5.16	4.40	24.49	26.48	6.82		3.41	1.98	3.06	27.52	
0.56	0.08	0.06	0.23	4.27	99.72	0.17	0.46	1.39	27.83	4.46	2.09	1.20	1.61		8.46	47.64	
3.78	0.16	0.08	0.25	0.56													

注：化学分析由中国地质科学院成都地质矿产研究所、云南省冶金地质勘探公司、云南省地质矿产局区域地质调查队等单位测定。

表 2

序 号	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Cl	F	B
1	0.84	0.38	0.03	0.11	0.013
2	1.42	0.48	0.02	0.15	0.002
3	0.91	0.50	0.01	0.11	0.01

岩石中K₂O平均为4.68，Na₂O是3.04，K₂O>Na₂O。铝碱指数 Al₂O₃/(Na₂O+K₂O+CaO)（摩尔比）平均1.22。标准矿物分子（CIPW）中，石英和刚玉的重量百分比均高。加之花岗岩中又出现了堇青石、硅铍石、红柱石、独居石等特征矿物，这些都与怀特(White, A. J. R)和查佩尔(Chappell, B. W)等1974年提出的判断S型花岗岩准则颇为相似。

将〔Al₂O₃-(Na₂O+K₂O)〕, CaO, (FeO+MgO) 的摩尔比投在ACF图中可以看出，除个别点外其余均落于S型一侧，亦显示了该区花岗岩的重熔性特征（图3）。

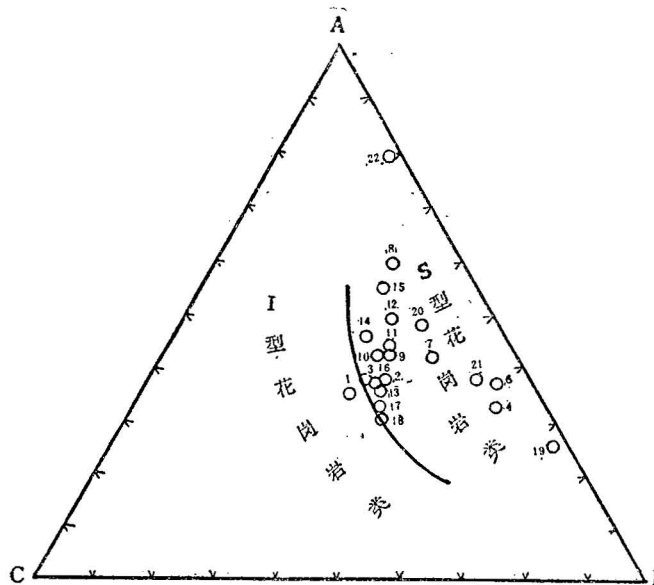
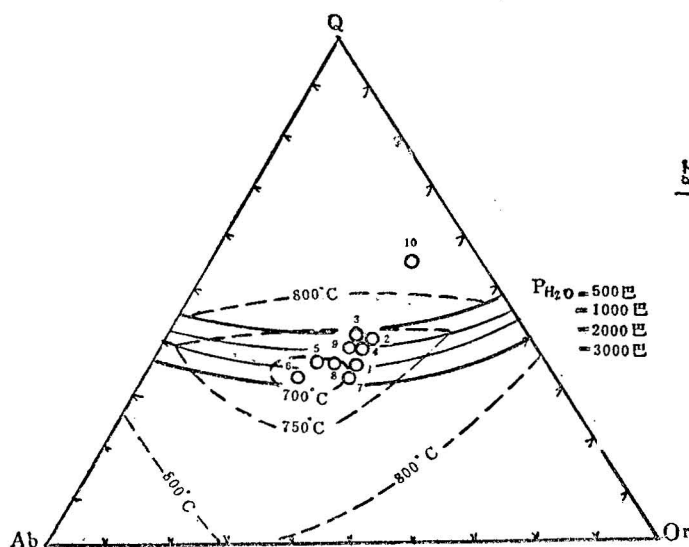


图3 ACF图

$A = [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]$; $C = CaO$; $F = (FeO + MgO)$;
图中弧线为怀特和查佩尔 (1977) 规定的I型与S型花岗岩分类界线

图4 花岗岩Ab-Or-Q-H₂O图

(据王中刚等1981原图编制)

- 1—泸沽, 2—廖沙营, 3—长塘, 4—平地;
5—物茂, 6—姚兴村, 7—九道湾, 8—大龙洞;
9—峨山, 10—龙潭

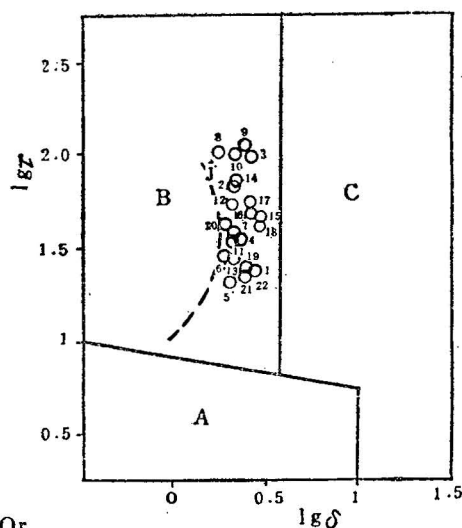


图5 戈蒂尼-里特曼图

A—非造山带地区的火山岩; B—造山带和岛弧地区的火山岩; C—A和B区派生的碱性岩; J—日本火山岩线

4. 花岗岩Ab-Or-Q-H₂O体系共结的温度和压力

将标准矿物Ab、Or、Q平均百分比投影到图4中, 点子落于三元共结点右上方的一定距离, 表明该区花岗岩形成的温度主要集中在750—700℃, 个别达800℃以上。压力为1000—2000巴。据地热梯度和压力梯度推算, 花岗岩浆形成深度大约在地下4—8公里左右。

5. 花岗岩形成的构造环境

计算了该区各岩体的里特曼指数 δ 和戈蒂尼指数 τ , 并将其对数值投在里特曼 1973 年的戈蒂尼-里特曼图中, 得出花岗岩形成的构造单元是 B 区。投影点最密集的中心位置: $\lg \tau = 1.3 - 2$, $\lg \delta = 0.25 - 0.4$, 位于日本火山岩 (J) 投影弧线的右侧 (图 5), 由此表明, 该区花岗岩形成于造山带和岛弧环境。这与本区前震旦纪的构造演化史是一致的。

二、岩浆演化与成矿

1. 包裹体特征

康滇地轴主要花岗岩体包裹体很发育, 其种类有:

(1) 晶质包裹体 是花岗岩的副矿物, 常见有磷灰石、锆石、金红石、榍石、独居石、磁铁矿、钛铁矿等。

(2) 熔融结晶包裹体 本区以湿体系为主, 表明岩浆含水较多, 为湿岩浆。包裹体以多组分为特点, 呈不规则状, 一般长 $10 - 25 \mu\text{m}$, 温度在 $730^\circ - 710^\circ\text{C}$ 之间 (表 3)。

(3) 玻璃包裹体 由非晶质玻璃和气体组成, 呈浑圆、椭圆、六边形等, 多数成群出现, 无色、浅玫瑰色或浅蓝绿色。九道湾花岗岩石英矿物中的玻璃包裹体, 其气相部分均位于同一边部呈定向排列。包裹体长 $20 - 24 \mu\text{m}$, 温度 860°C 左右。

在花岗岩体的各个相带中均有熔融包裹体 (熔融结晶包裹体、玻璃包裹体) 存在。

(4) 液体包裹体 系指气体百分数小于 50% 的包裹体。此类包裹体小而多, 一般长 $1 - 7 \mu\text{m}$ 多呈椭圆形及不规则状, 少数为石英负晶形。其温度在 $498 - 359^\circ\text{C}$ 。

(5) 气体包裹体 气体百分数大于 50%, 一般长 $5 - 15 \mu\text{m}$, 椭圆形者居多, 温度 $412^\circ - 367^\circ\text{C}$ 左右。

(6) 含子矿物多相包裹体 主要见于花岗岩的边缘相。子矿物多为 NaCl 、 KCl 。包裹体温度 362°C 左右。

2. 成岩成矿温度

晶质包裹体 $\rightarrow$ 熔融包裹体 $\rightarrow$ 沸腾包裹体, 是岩浆演化不同阶段的产物。从表 3 可以看出熔融包裹体的均一温度在 $860 - 710^\circ\text{C}$ 之间, 它可代表重熔花岗岩岩浆早期的温度。用岔河边缘相花岗岩湿体系的熔融结晶包裹体测其压力为 1724 巴, 按地压梯度推算花岗岩浆形成深度大致为 6.9 公里, 这与 $\text{Ab}-\text{Or}-\text{Q}-\text{H}_2\text{O}$ 图解得出的结论基本一致。

在岩浆结晶晚期阶段的岩枝、岩株部位, 由于挥发组分聚集, 使熔体粘度和混熔温度降低, 这可能是减压过程中成矿组分与熔体分离的主要原因。在那里各类包裹体共存。岔河岩体边缘相细粒二云母花岗岩石英中的包裹体均一法温度: 液体包裹体为 361°C 、气体包裹体为 367°C 、含子矿物的多相包裹体为 362°C , 三者温度相近。这是含矿溶液沸腾的痕迹, 是在瞬变条件下形成的。子矿物多为易溶盐 NaCl 、 KCl 等, 用子矿物消失法测其盐度为 42 wt. %。有时还可见到由粗大 NaCl 晶体与气相、液相组成的熔流体包裹体。这些都表明成矿溶液的盐度是相当高的。用沸腾部位的熔融结晶包裹体测得温度为 730°C 。

在沸腾包裹体的附近往往有锡-钨矿床存在, 这在本区已经得到了证实。当岩体只具锡、钨矿化时, 则不含沸腾包裹体。

岩浆期后气液阶段形成的矽卡岩型锡-钨矿床和硫化物型锡-钨矿床中, 尚未发现熔融包裹体。从矽卡岩型锡-钨矿床透辉石中含包裹体的均一温度和锡石、黑钨矿的爆裂温度看, 在此阶段里形成锡-钨矿床的主要温度是 $498 - 350^\circ\text{C}$ 。

表 3 康滇地轴重熔花岗岩主要岩体测温资料

编 号	岩 (矿) 石名称	产地	测定矿物	包裹体类型	均一温度℃	爆裂温度℃	备注
泸 ₁	中心相似斑状黑云母花岗岩	泸沽	石英	L	420—410		
泸 ₄	边缘相细粒二云母花岗岩	泸沽	石英			390	
5	砂卡岩型锡矿石	泸沽	透辉石	L	450—440		
泸 ₂	锡石	泸沽	锡石			385	
泸 ₈	边缘相细粒二云母花岗岩	泸沽	石英	mesi	730—710		
岔 ₁	中心相粗粒似斑状黑云母花岗岩	岔河	石英	V	423—412		
岔 ₃	过渡相细一中粒黑云母花岗岩	岔河	石英			400—365	
岔 ₄	边缘相细粒二云母花岗岩	岔河	石英	L	361		沸岩包裹体
				V	367		
				Cr	362		
				mesi	730		
岔 ₂	锡石	岔河	锡石			370	
岔 ₅	锡石	岔河	锡石			450—350	
长 ₄	过渡相黑云母花岗岩	长塘	石英			360	
长 ₂	边缘相二云母花岗岩	长塘	石英			370	
长 ₅	含黑钨矿石英脉	长塘	石英			400	
长 _{1—4}	黑钨矿	长塘	黑钨矿			450—300	
九 ₂₃	中心相粗粒似斑状黑云母花岗岩	九道湾	石英	L	377		
				V	411		
				Gl	860		
九 ₂₆	透辉石石榴石砂卡岩	九道湾	透辉石	L	498—413		
龙 _{3-①}	电气石化白云母花岗岩	大龙洞	石英			390	
峨 ₇	似斑状黑云母花岗岩	峨山	石英	L	376—359		
峨 ₁	过渡相中粒黑云母花岗岩	峨山	石英			365	
峨 ₈	过渡相中粒黑云母花岗岩	峨山	石英			330	
峨 ₂	黑云母花岗岩	峨山	石英	mesi	710		
ZK ₂₁₋₁₋₃	绿泥石化黑云母花岗岩	龙潭	石英	L	476—470	370	
ZK ₂₁₋₁₋₂	绿泥石化黑云母花岗岩	龙潭	石英			345	
龙 ₃	边缘相电气石化白云母花岗岩	龙潭	石英			390—370	

注: L—液体包裹体; V—气体包裹体; Cr—含子矿物的多相包裹体; mesi—熔融结晶包裹体; Gl—玻璃包裹体。爆裂温度由云南省冶金地质研究所测定; 均一温度由金明霞测定。

在更晚期的中低温热液型铜、铅、锌矿床中, 由于有围岩孔隙水和天水加入, 使之形成大量的液体包裹体, 温度多在280—140℃之间^[3]。

3. 矿床空间分布

单个花岗岩体的出露面积从430—0.8平方公里均有, 但形成矿床者仅限在30—0.8平方公里的岩枝及岩株内。上述岩枝与岩株孕育着以锡、钨为主并伴生有铁、铜、铅、锌的成矿系列。矿床在空间上具有一定的分布规律。随着时间和环境的改变, 矿床类型也随之改变。

从区域上看, 平地以北以钨为主伴生锡, 以南以钨为主伴生锡。在内接触带形成云英岩型、石英脉型, 正接触带形成砂卡岩型, 外接触带形成硫化物型矿床。当围岩是大理岩、白云质大理岩、钙质砂板岩时形成白钨矿矿床, 围岩是含铁砂板岩、混合岩时形成黑钨矿矿床。锡矿主要赋存在大理岩、变辉绿岩及砂板岩的接触部位。当岩体分异差, 相带不清时, 仅在内接触带形成规模较

小的云英岩型、石英脉型锡-钨矿床。规模较大的矽卡岩型和硫化物锡-钨矿床往往形成于下述地质条件, 即: 熔浆原地结晶分异作用较好, 相带清楚, 长石环带构造发育, 白云母、磁铁矿含量较多, 斑晶含量减少, 矿物结晶颗粒也大大减小, 岩体边缘由似斑状黑云母花岗岩变为二云母花岗岩、白云母花岗岩。

在锡-钨矿床之外是铁矿床, 最外则是铜、铅、锌矿床的分布区。

4. 成矿元素、矿物共生组合及成矿系列

本区锡-钨矿床的主要金属矿物有锡石、白钨矿、黑钨矿、磁(赤)铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿、泡铋矿、辉钼矿。脉石矿物有石英、电气石、萤石、石榴石、透闪石、透辉石、方解石、方柱石、白云石、白云母等。成矿元素除锡、钨、铁、铜、铅、锌外, 还伴有铋、钼、金、银、铍、铟、铈、铀、钛、铌、钽等。

上述各元素沿花岗岩体接触带在区域上形成一系列矿床(矿点), 可能和这些元素的溶度级大小有关。元素的溶度级为铁>铅、锌>铜>锡>钨。溶度级小的元素迁移能力差, 总是先沉淀。所以本区的元素富集顺序是锡、钨、铜、铅、锌。铁的溶度级最大, 按理迁移能力最强, 应富集在铅、锌之外, 但因在花岗岩的演化过程中, 磁铁矿、黑云母等暗色矿物释放出铁的浓度远远大于其它元素, 所以铁总是最先与锡、钨一起成矿。

上述系列矿床(矿点)中的各成矿元素在矿物中还表现有继承、穿插的亲缘关系。如泸沽、摩沙营岩体锡石-多金属硫化物型矿床中的锡石、铜、铅、锌、全铁的含 量 偏 高, 还 伴 生 钨、银、铟、钛等元素。物茂、姚兴村、九道湾、峨山、龙潭等岩体, 含锡12—32ppm、钨7.9—23.7ppm、铜17—90ppm、铅32—164ppm。九道湾花岗岩体附近的石英方解石脉, 其中方铅矿含锡70ppm, 在ZK2401矽卡岩中的辉钼矿含锡2000ppm, 含铋22000ppm。龙潭岩体还见钨与金共生, 形成钨-金矿。再结合区域地层、构造、岩石化学、包裹体特征及矿床空间分布等因素, 证实了这些元素是受同一构造控制, 来自同一母体, 仅生成时间稍有早晚, 赋存空间略分远近而已, 是重熔花岗岩浆在分异演化过程中不同阶段的产物。

5. 成矿源的分析

本区自北到南有十余个花岗岩体, 但目前已知形成锡、钨矿床者仅有六个岩体。这六个岩体处于同一大地构造位置, 同属S型的花岗岩, 为什么有的岩体能形成矿床, 而有的岩体则只具矿化呢? 通过对丰度值及稀土元素配分的研究认为, 这和它们重熔前的物源性质有关。

形成花岗岩浆的初始物质, 对花岗岩的稀土元素分布特征起着重要的支配作用, 尽管它们经过重熔、分异演化, 但仍会部分地继承和保留原岩特点。稀土元素分布模式即可提供这种信息。从表4和图6可以看出: 具锡、钨矿床的花岗岩, 其铈的亏损在7.27—16.63之间, 且表现为富轻稀土而贫重稀土, 铈呈负态分布, 所以在稀土元素球粒陨石标准化分布图上, 是一些左高右低的斜线, 它们揭示具锡-钨矿床的花岗岩, 其物源可能是来自地壳深部比较偏基性的岩石。

具锡、钨矿床的花岗岩含锡20—50ppm, 高者达175ppm, 含钨10—23ppm, 这和锡在地壳中的丰度值2.3ppm, 钨1.3ppm相比, 要高出十多倍。只具矿化的花岗岩锡含量一般都小于20ppm, 钨小于10ppm。表明地壳深部偏基性的岩石具有丰富的成矿物源。

在锡的载体矿物中, 黑云母则居首位。如在泸沽矿区可见结晶完好的锡石在黑云母的解理及其边缘出现。当边缘相的黑云母被后期气液交代成白云母时, 其中的铁和锡即被释放, 可在附近形成铁-锡矿床或铁-钨矿床。此外, 九道湾岩体中心相的黑云母花岗岩含锡48ppm, 边缘相的白云母花岗岩含锡则只有5ppm, 用其单矿物激光分析, 黑云母含锡13ppm, 而白云母不含锡。所以铁-钨矿床和铁-钨矿床多半分布在白云母花岗岩或二云母花岗岩的接触带^[4], 这在野外也是重要的找矿标志之一。

表 4 康滇地轴锡、钨矿床的花岗岩稀土元素配分表

样品号	产 地	曲线号	球粒陨石标准化值 (ppm)							
			La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb
泸 ₃	泸 沽	1	135.71	107.58	111.59	69.41	52.6	7.39	33.12	35.04
泸 ₇	泸 沽	2	183.33	152.66	143.48	91.20	64.78	9.12	36.66	35.04
岔 ₁	摩沙营	3	157.14	120.90	115.94	70.53	44.35	13.39	24.02	23.42
林 ₁	摩沙营	4	133.60	105.53	100.00	62.85	43.48	15.59	25.53	22.89
锡 ₃	摩沙营	5	80.19	62.30	59.71	37.57	27.39	7.27	17.14	16.37
九 ₁	九道湾	6	147.10	107.59	96.38	56.70	37.00	10.62	18.97	18.66
九 ₂	九道湾	7	108.47	81.35	74.64	45.67	33.91	9.93	20.64	21.83
九 ₃	九道湾	8	159.79	111.68	98.55	57.82	36.09	16.63	18.17	17.43

样品号	产 地	曲线号	球粒陨石标准化值 (ppm)						
			Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
泸 ₃	泸 沽	1	29.74	25.35	24.86	26.32	27.23	25.06	32.08
泸 ₇	泸 沽	2	25.41	20.39	17.92	18.30	17.71	15.76	24.18
岔 ₁	摩沙营	3	16.95	14.40	14.12	14.54	14.38	13.18	18.52
林 ₁	摩沙营	4	15.90	12.44	11.25	11.78	10.84	9.82	15.00
锡 ₃	摩沙营	5	12.23	9.45	8.67	9.27	8.84	7.75	12.35
九 ₁	九道湾	6	13.53	11.18	11.02	12.53	13.01	12.14	16.07
九 ₂	九道湾	7	18.51	15.32	15.57	17.29	20.16	18.09	22.45
九 ₃	九道湾	8	11.54	9.68	9.06	9.77	9.52	8.79	12.04

注: Y是与A.G.Herrmann的球粒陨石标准值相比得出; 其余元素与益田1973的Leedy球粒陨石标准值相比得出。

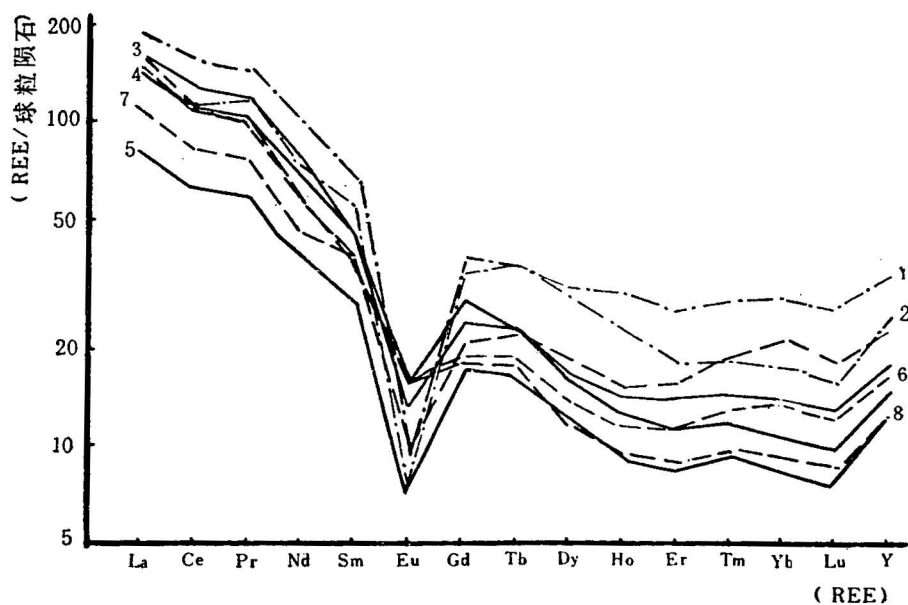


图 6 康滇地轴锡、钨矿床花岗岩稀土配分图

1, 2—泸沽岩体, 3, 4, 5—摩沙营岩体, 6, 7, 8—九道湾岩体

锡的来源除花岗岩外，还与围岩有关。本区大理岩、白云质大理岩含锡12—19ppm，变质砂板岩含锡27—30ppm。更为有趣的是基性岩中锡的含量也很高。泸沽地区的玄武岩、玄武质凝灰岩、辉绿玢岩含锡40ppm。岔河的变辉绿岩含锡200ppm。平地、大龙洞、龙潭的角闪辉长岩含锡也有20ppm。摩沙营花岗岩附近有中粗粒辉绿岩脉穿入，在其旁侧有锡矿化和锡异常分布。这些都表明围岩也是重要的成矿源，具有较大的潜在含矿性。

6. 成岩成矿机制

中、晚元古代，处于康滇微型大陆边部的会理-昆明海盆，发育着巨厚的会理群、昆阳群地槽型沉积。随着地槽的发生发展，于元古代晚期发生了晋宁运动。二者强烈的挤压乃至碰撞，使其温度增高，当温度达到710—860℃，压力1700—2000巴时，富含锡、钨等元素的岩石发生选择性重熔，形成了重熔花岗岩浆^[5]。继后基底褶皱回返，同时形成安宁河-易门、绿汁江等南北向深断裂。深部业已形成的花岗岩浆沿这些断裂上升侵位。先在康滇地轴南段和中段的龙潭、峨山、九道湾、姚兴村、物茂、平地、长塘、摩沙营等地，而后是北段泸沽地区发生了酸性熔浆大规模的侵入，构成了时代上南老北新的花岗岩带（图7）。

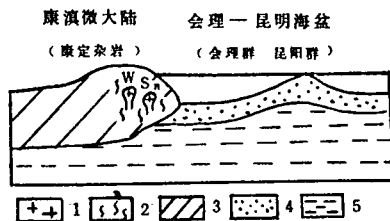
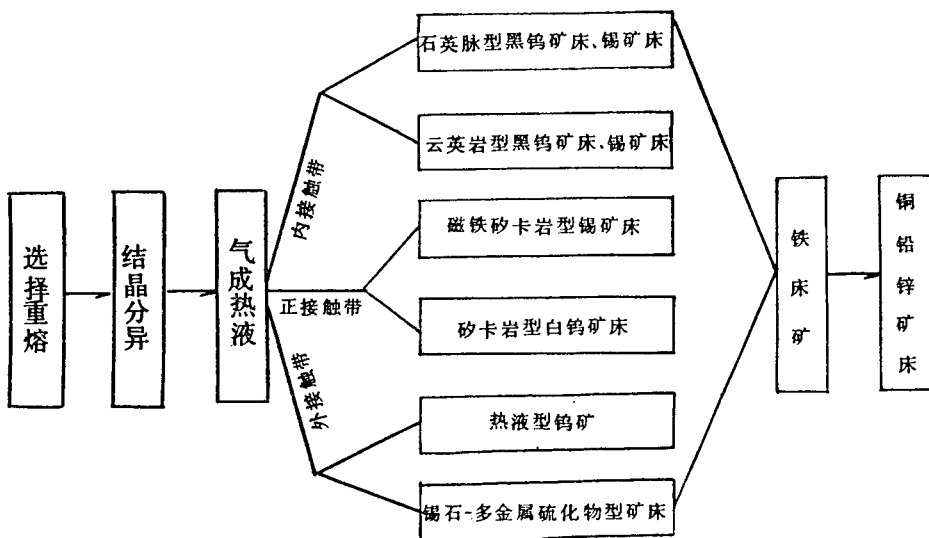


图7 重熔花岗岩成岩构造环境
1—重熔花岗岩；2—超变质带；3—陆壳；4—洋壳；5—上地幔

三、成岩成矿模式

笔者在大量野外和室内工作的基础上，编制了康滇地轴重熔花岗岩成岩成矿理想模式图（图8）。从图中可以看出，本区花岗岩的成岩成矿作用主要受原始地壳、结晶分异、交代作用和围岩性质控制。它们具有以下演化序列：



归纳以上资料，初步建立康滇地轴重熔花岗岩成岩成矿模式（图8）：陆壳下部的物质在封闭高压的环境下被选择重熔。低熔组分沿深断裂上升，富含挥发分和多种成矿元素的重熔岩浆，在上升侵位过程中进行分异。由熔浆分离出来的高温气液，在深部封闭高压的环境下，有利于携带

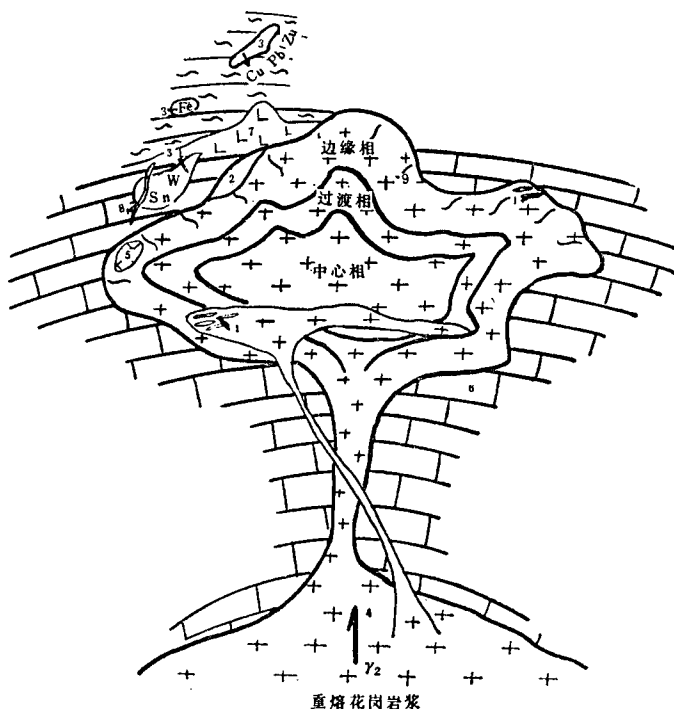


图 8 康滇地轴重熔花岗岩成岩成矿模式

1—内接触带：石英脉型、云英岩型黑钨矿床和锡矿床；2—正接触带：矽卡岩型白钨矿床、磁铁矽卡岩型锡矿床；3—外接触带：热液型钨矿、锡石-多金属硫化物矿床、铁矿床、铜-铅-锌矿床；4— γ_2 重熔花岗岩浆；5—花岗岩中的围岩捕虏体；6—前震旦纪会理群、昆阳群、元谋群变质岩；7—前震旦纪会理群变辉绿岩；8—后期金属硫化物脉；9—矿液减压沸腾部位

和溶解锡、钨等金属元素。到分异晚期，各种挥发组分和含矿流体逐步向岩株、岩枝部位大量集中，使之形成强大的内压力。当熔浆上升至接近地表定位时，由于顶部压力降低，导致高温含矿热流体减压沸腾，封闭高压的环境相对开放，挥发物大量逸散。随着温度的降低，岩浆期后气液又不断捕获、迁移分散在围岩中的成矿元素。岩浆中的和围岩中的成矿元素二者同时活化转移，由含矿流体沸腾地段向沸腾现象减弱的方向，依次出现高温云英岩型、石英脉型、矽卡岩型锡-钨矿床，中温硫化物型锡-钨矿床、铁矿床，中低温铜-铅-锌矿床。它们是岩浆-热液成矿系列不同阶段的产物。

参 考 文 献

- [1] 金明霞, 1983, 康滇地轴北段花岗岩岩浆类型及其含矿性. 岩石矿物及测试, 第2卷, 第3期.
- [2] 徐克勤等, 1980, 中国东南部花岗岩类的时空分布、岩石演化、成因类型和成矿关系的研究. 南京大学学报, 自然科学版.
- [3] 涂登峰, 1984, 湖南上堡黄铁矿区内包裹体的初步研究. 地质论评, 第30卷, 第3期.
- [4] Mahmood, A., 1983, Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. Mineralogical Magazine, Vol. 47, No. 344.
- [5] Tindle, A. G. & Pearce, J. A., 1983, Assimilation and partial melting of continental crust: Evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. Lithos, Vol. 16, No. 3.

EVOLUTION OF ANATECTIC GRANITES AND THEIR TIN-TUNGSTEN MINEROGENETIC SERIES IN THE KANGDIAN AXIS

Jin Mingxia, Shen Su,

(Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources)

Huang Yonghe,

(Party No. 306, Yunnan Provincial Metallurgy and Geological Exploration Co.)

and Yang Yanhua

(Regional Geological Survey Party, Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan)

Abstract

The Kangdian axis is located at the western margin of the Yangtze platform. There occurs a sequence of calc-alkaline anatectic granites along the N-S-trending Anning River-Yimen and Luzhi River deep faults. They are intruded into the pre-Sinian Huili Group and Kunyang Group and are thus considered to be products of the Jinning-Chengjiang time. They have an isotope age of 619—1048m. y.

The anatectic granitic magma had an early temperature of 860—710°C and a pressure of 1000—2000 bars. According to the pressure gradient, it is inferred that the magma formed largely at depths of 4—8km. In the postmagmatic pneumatolytic-hydrthermal ore-forming stage, the temperature was only 490—350°C. The normal zoning of the plagioclase indicates that the magma evolved towards acid composition.

The facies zones of the rock mass are generally well-defined. From the center to the border it can be divided into three facies. The center facies biotite granite generally contains 48ppm tin; the marginal facies muscovite granite contains only 5ppm tin. Marble and dolomitic marble in the area contain 12—19ppm tin, metamorphosed sandy slate 27—30ppm tin, and metabasalt and metadiabase 20—200ppm tin. This indicates that the wall rocks are also important source beds.

From the REE pattern it is found that the granites that contain tin-tungsten deposits exhibit an Eu depletion between 7.27—16.63, which is shown on the diagram as some curves that are high on the left and low on the right. This indicates that this type of granite might be derived from slightly basic rocks in the deep level of the crust.

In the late stage of magmatic differentiation, there occurred pressure-reducing boiling at edges of the rock mass. strong replacement between the deuteritic fluids and the wall rocks resulted from simultaneous remobilization and migration of the ore-forming elements both carried in the molten magma and captured in the wall

rocks. Finally in the endo-and exo-contact zones of late-stage offshoots, there appeared in succession high-temperature greisen-, quartz vein-and skarn-type tin-tungsten deposits, middle-temperature sulfide-type tin-tungsten deposits and iron deposits, and middle-low temperature copper-lead-zinc deposits. They form a China's oldest dominantly tin-tungsten multi-element metallogenic belt.