

中国东南部不同时代花岗岩类及其与某些金属矿床的成矿关系

南京大学地质系

摘 要

本文所阐述的中国东南部地壳,系经历过东安期、雪峰期、加里东期、印支期和燕山期等多时代强烈构造运动,并相应地形成各时代的花岗岩类。它们在各期构造带中循区域构造线作有规律分布。文中对各不同时代花岗岩类的岩石学、岩石化学、地球化学和成矿专属性等方面的特征及其明显的前进演化关系进行了扼要的叙述。研究资料表明,多时代花岗岩发育的地区,往往对钨、锡等金属成矿最为有利,并且其矿化经常与晚期或晚阶段花岗岩相联系,这是在多期、多阶段的花岗岩化的过程中,促使钨、锡等成矿元素不断从岩石中浸出向上富集的结果。

中国东南各省,花岗岩类广泛分布,著名的钨、锡等各种金属矿床,与之密切相关。长期以来,对这一地区未变质的花岗岩类,都简单地认为是属于燕山期一个时代的,因而不能正确地认识该区的地质构造特征和成矿规律。解放后,随着地质勘探事业的发展,许多生产和科研单位在本区进行了大量的专题研究,积累了丰富的实际资料^[1-3]。我系自 1957 年以来^[4-5],在有关单位的支持和协助下,在已有的工作基础上,确定了该区花岗岩类是多时代形成的,并集中主要人力,采取多学科的综合性工作方法,研究了各不同时代的花岗岩类及其与成矿关系。这里仅将研究成果扼要地叙述如下。

一、不同时代的花岗岩类分布及构造

中国东南部的地质历史经历了东安期、雪峰期、加里东期、印支期和燕山期多次地壳运动,并形成了相应的多时代的花岗岩类,它们的分布与一定的构造带有密切联系^[5,7]。如图 1 所示。

在雪峰期构造带(图 1 中 I)内,前震旦纪下板溪群的浅变质火山-沉积岩系,主要为细碧角斑岩建造,厚 6,000—10,000 米;经东安运动,造成上下板溪群之间的区域性不整合和东西走向紧闭线状复式褶皱,构成本带的核心。上板溪群底部在贵州梵净山地区有大量花岗岩卵石(据燕树檀工程师口述);在赣东北和皖南,情况亦类似,说明东安运动期间所产生的花岗岩类,肯定是存在的,只是具体的岩体尚未确定出来。

下震旦统为厚近一万米的硬砂岩、板岩、复理石和变质安山岩(厚约 500 米),构成本带的主体,雪峰运动构成震旦系上下统之间的不整合,产生了东西至北东向紧闭线状复式褶皱。雪峰期花岗岩类如休宁岩体(908×10^6 年)¹⁾、九岭山岩体(842×10^6 年)¹⁾等形成于下震旦统

本文 1972 年 9 月 15 日收到。

1) 根据地质科学研究院地质矿产研究所资料。

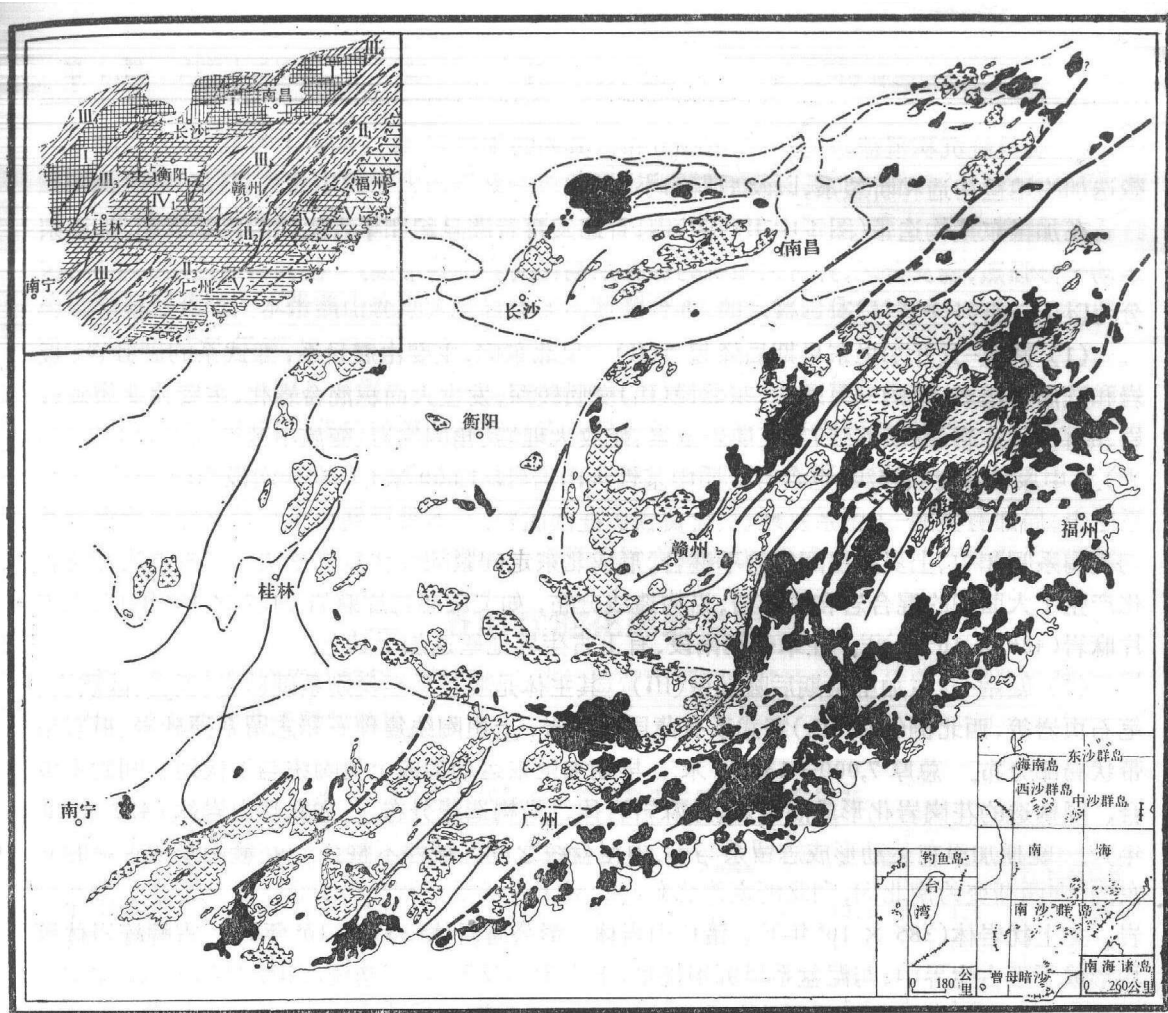
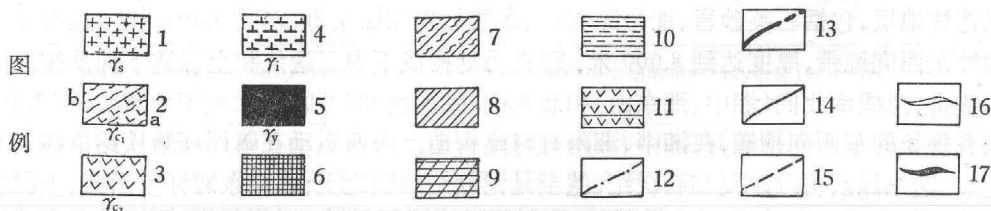


图1 中国东南部不同时代花岗岩类分布及构造分区示意图



图例说明

1. 雪峰期花岗岩类, 2.a 加里东早期混合岩, 2.b 加里东早期混合岩、片麻岩、片岩(未分), 3. 加里东晚期花岗岩类, 4. 印支期花岗岩类, 5. 燕山期花岗岩类(小岩体略去), 6. 雪峰期构造带,
7. 加里东早期后隆起带, 8. 加里东期后隆起带, 9. 海西-印支期拗陷区, 10. 粤东燕山期沉降带, 11. 闽浙燕山期断陷带, 12. 构造单元界线, 13. 大断裂, 14. 断层, 15. 推测断层,
16. 印支期主要褶皱轴线, 17. 雪峰期和加里东期主要褶皱轴线。

构造分区图说明

- I. 雪峰期构造带;
- II—IV. 加里东期构造带:
- II. 武夷-云开加里东早期后隆起带: II₁. 闽北-浙南加里东早期后隆起区, II₂. 武夷山加里东早期后隆起区, II₃. 云开大山加里东早期后隆起区;
- III. 赣南-桂东加里东期后隆起带: III₁. 赣南加里东期后隆起区, III₂. 大瑶山加里东期后隆起区, III₃. 湘西加里东期后隆起区, III₄. 沅水-修水-皖南-浙西加里东期后隆起区;
- IV. 湘桂海西-印支期拗陷区: IV₁. 湘桂海西-印支期拗陷区, IV₂. 闽西南海西-印支期拗陷区。
- V. 燕山期构造带: V₁. 闽浙燕山期断陷带; V₂. 粤东燕山期沉降带。

中,为上震旦统沉积覆盖,并多沿构造线分布。其后的加里东、印支和燕山等期运动,造成了一些迭加的地堑构造和断裂系,以及后期的小岩体。

在加里东期构造带(图1中II—IV)内,普遍发育着震旦纪和早古生代的巨厚沉积,加里东运动十分强烈,遍及全区,并有大面积的加里东期花岗岩类的形成。按其构造发展的差异,区分为以下三带。

(1) 武夷-云开加里东早期后隆起带(II) 呈北东向,主要由震旦系,寒武系的硬砂岩、板岩和硅质岩组成,厚约一万余米。东北段(II₁)变质较深,发生大面积混合岩化,主要为变质硬砂岩、混合岩、片岩、变质冰碛岩、变质碧玉岩、蛇纹大理岩、角闪片岩、变质中基性火山岩(厚800米)。中段(II₂)变质较浅,也含有变质中基性火山岩(厚1,000米)。在西南段(II₃)震旦-寒武系之上,局部有奥陶-志留系复理石、含黄铁矿硅质岩。本带早期加里东运动标志为寒武系与奥陶系间和中、上奥陶统间等的不整合,形成北东走向紧闭线状复式褶皱。同构造的花岗岩化产生了大面积的混合岩和片麻岩,沿构造线分布,如弋阳慈竹片麻岩(477×10^6 年)¹⁾、上方片麻岩(480×10^6 年)¹⁾。在本带西南段,有上古生界地堑迭加于其上。

(2) 赣南-桂东加里东期后隆起带(III) 其主体是震旦系至奥陶系硬砂岩、板岩、硅质岩、笔石页岩等,西北侧(III₃, III₄)寒武系有薄层泥灰岩,上奥陶统复理石和志留系硬砂岩、板岩呈带状局部分布。总厚7,000—13,000米。早期加里东运动构成上奥陶统与下伏地层间的不整合,同构造的花岗岩化形成混合岩、片麻岩岩体,沿构造线分布。如武功山岩体(422×10^6 年)¹⁾。晚期加里东运动形成志留系与下、中泥盆统之间区域性不整合。在赣南形成东部的北东向,向西渐变为南北向,向北渐变为北东向的紧闭线状复式褶皱和断裂。晚期加里东期花岗岩,如上犹岩体(385×10^6 年)²⁾、诸广山岩体、彭公庙岩体(385×10^6 年)¹⁾、古樟岩体等均形成于下古生界中,与泥盆系呈沉积接触,上古生界及下、中三迭统沉积,厚约千米,印支运动使之构成狭长开阔的向斜盆地和小型地堑。

(3) 湘桂海西-印支期拗陷区(IV) 本区位于加里东褶皱基底之上,沉积有较厚的泥盆系至下中三迭统地层,包括石英砂岩、红色碎屑岩、碳酸盐岩和煤系等,厚约5,000米。在粤北至桂北的南岭东西向地带,厚度达到8,000米。印支运动构成下中三迭统和上三迭下侏罗统之间显著的不整合,形成南北向(湘中、湘东南)和北东向(闽西南)的开阔线状或短轴褶皱,在粤北、桂北一线有狭长的东西向褶皱,在湘中、湘南有穹窿构造。海西运动在赣西浙赣铁路沿线袁水流域,使上二迭纪煤系可以超复在石炭纪,甚至是泥盆纪地层之上;在赣东北怀玉山区,上二迭纪煤系及下二迭纪石灰岩,在一系列小的断裂地堑中,直接复于震旦纪地层之上。可见海西运动在这一带比较显著。印支期花岗岩,如姑婆山、花山岩体(201×10^6 年)¹⁾,多沿东西向大断裂线分布。至于穹窿的核心,往往有加里东花岗岩,如海洋山岩体,或印支期花岗岩,如关帝庙岩体($228-182 \times 10^6$ 年)¹⁾。

上述三带(II, III, IV)在燕山运动时,有许多燕山期小岩体沿各处区域性的断裂系统分布,如瑶岗仙岩体、西华山岩体($184-164 \times 10^6$ 年)¹⁾等均属燕山早期,泉木山岩体(133×10^6 年)¹⁾和千亩田岩体等,均属燕山晚期。

1) 南京大学地质系同位素年龄实验室测定。

2) 根据中国科学院贵阳地球化学研究所资料。

在燕山期构造带(V)内,上三迭统至白垩系厚达 10,000 至 20,000 米。本带可区分为两段:闽浙断陷带(V₁)有大量中酸性火山岩及红色碎屑岩和陆相煤系;粤北沉降带(V₂)在加里东、海西、印支期褶皱基底之上为海陆交互相含煤碎屑岩及中酸性火山岩。燕山运动构成 T₃ J₁ 与 J₂₊₃ 间、J₃ 与 K₁ 间和 K₁ 与 K₂ 间的不整合,形成北东向和相伴随的北西向断裂所构成的块断构造和箱形褶皱。本带燕山晚期大型岩体多沿断裂分布,如云霄岩体(112 × 10⁶ 年)^[10]和甲子岩体(100 × 10⁶ 年)¹⁾。

由上述可见,中国东南部自震旦纪以来经历过多期地壳运动的反复作用。从雪峰期到燕山期构造发展和花岗岩化的过程在空间上的总趋势是自西北逐步向东南推移的。联系到我国台湾省喜山期构造带和岛弧构造以及其东面的海沟,可知这个推移的规律一直继续到现在。北东向的构造线是本区主要的构造成分,上述三个构造带就是沿着这一方向延伸的,它长期控制主要隆起和拗陷的分布。各个方向构造的相互转变和交切,形成中国东南部复杂构造图案。

二、各时代的花岗岩类特征

关于各时代花岗岩的特征,根据对上述构造带内不同时代的 36 个代表性岩体的详细研究,得出以下总结性资料和结论。

表 1 各不同时代花岗岩类主要造岩矿物平均含量表

时 期	岩 体 数	石 英	钾 长 石	斜 长 石	斜 长 石 AnNo	黑 云 母	白 云 母	钾长石 长石总量
雪 峰 期	3	32.6	14.6	39.5	25—40	12.4	1.5	27.5
加里东早期	5	32.9	18.4	34.6	20—35	11.4	0.5	33.8
加里东晚期	7	29.6	33.5	27.7	15—32	6.5	2.3	52.2
印 支 期	3	26.8	38.5	26.1	13—35	5.6	1.0	59.4
燕 山 早 期	12	32.4	33.5	26.0	8—24	3.6	3.6	56.8
燕山晚期 ^{*(1)}	4	32.5	43	13.5	8—14	3.0	2.3	76.2
(2)	2	25	33.5	31.5	25—34	4.7	2	51.5

* 燕山晚期花岗岩(1)为燕山期构造带以西的岩体,(2)为闽浙燕山期断陷带内的岩体,以下类同

从表 1 中可以清楚看出,中国东南部不同时代花岗岩类在岩石学上有明显的前进演化的趋向²⁾。各时代花岗岩类的石英含量变化不明显,绝大多数超过 25%,一般在 30—35%;钾长石含量从老到新,明显增加;斜长石则有相反情况,其牌号(An No)由大到小,钾长石/长石总量趋向不断增加,故老花岗岩中以富斜花岗岩或斜长花岗岩为主,加里东晚期、印支期和燕山早期主要为正常花岗岩;燕山期花岗岩中钾长石常占优势,甚至出现钾长花岗岩。从老到新,花岗岩中黑云母不断减少,白云母相对增加,因此老花岗岩主要为黑云母型(如果是白云母型,则多半是电气石-白云母花岗岩,如江西加里东晚期银坑岩体和油山岩体等)。到印支期个别出现二云母型,到燕山期二云母型岩相较常见,甚至较多的出现白岗岩。老花岗岩一般色率较高,新花岗岩交代蚀变作用普遍加强。各时代花岗岩类的结构-构造变化较大。在同一构造带内,主要地壳运动时期或早期形成的花岗岩类常具片麻状构造,并普遍出现典型的混合岩,它

1) 据张有正资料。

2) 以下所讨论的各时代花岗岩类的岩石学、岩石化学及地球化学的演化规律,不包括闽浙燕山期断陷带内的岩体。

们为同构造的花岗岩化的产物；晚期地壳运动形成的花岗岩，多具花岗状结构，主要为构造期后花岗岩化或其发展(如流化、深熔等)的产物。

中国东南部不同时代花岗岩类的副矿物成分有较大的差异性和明显的演化规律(见表2)。在老花岗岩中副矿物种类较少，主要是普通的铁、钛矿物(如磁铁矿、钛铁矿、金红石和榍石等)，以及变质及混合岩化成因的硅线石和较深色的石榴石(Mn, Fe, Mg含量较高)，此外锆石和磷灰石也较普遍；新花岗岩中，副矿物的种类较老花岗岩复杂，总含量也常较高；到燕山期花岗岩中铁和钛矿物明显减少；未见硅线石，石榴石颜色也较浅(以钙铝石榴石为主)。在新花岗岩(印支期和燕山期)中，出现与交代蚀变有关的许多钨、锡、铍、铌、钽以及稀土矿物，并可形

表2 不同时代花岗岩类的副矿物成分对比表

		雪 峰 期	加里东早期	加里东晚期	印 支 期	燕山早期	燕山晚期
第 一 组 铁 钛 矿 物	磁 铁 矿	++	+++	++	++	+	+
	钛 铁 矿	++	++	++	++	+	+
	金 红 石	+	V	V	V	V	V
	锐 钛 矿	V	V	V	V	V	V
	板 钛 矿	++		V	V	-	-
	榍 石	+	+	+	++	-	-
第 二 组 岛状硅酸盐等	锆 石	++	++	++	++	++	++
	石 榴 石	+	++	+	+	+++	+
	钽 石	-	+	-	V	V	V
	硅 线 石	-	+	-	-	-	-
第 三 组 磷 酸 盐	独 居 石	V	V	+	++	++	++
	磷 钇 矿	-	-	V	+	+	+
	磷 灰 石	++	++	++	++	+	+
第 四 组 稀 土 和 铌 钽 矿 物	褐 帘 石	-	V	-	++	+	V
	褐 钇 矿	-	-	-	+	V	+
	钬 铁 矿	-	-	-	V	+	+
	细 晶 石	-	-	-		V	V
	烧 绿 石	-	-	-	-		V
	钽 铁 矿	-	-	-	-	V	V
第 五 组 钨、锡、铍矿物	黑 钨 矿	-	-	-	-	++	+
	白 钨 矿	-	-	-	-	+	V
	锡 石	-	-	V	+	+	+
	硅 铍 矿	-	-	-	-	+	+
第 六 组 金 属 硫 化 物	辉 钼 矿	-	V	-	V	+	+
	黄 铁 矿	V	+	+	+	+	+
	黄 铜 矿	V	-	-	V	V	V
	方 铅 矿	-	V	-	-	V	V
	闪 锌 矿	-	-	-	-	V	V
第 七 组 含挥发份矿物	萤 石	V	-	V	+	++	++
	黄 玉	V	-	V	V	+	+
	电 气 石	V	+	+(++)	+	+	+

表中：-表示未见，V表示微量，+表示少量，++表示较多，+++表示多

成有关的矿床。在印支期花岗岩中,由于钛、钙、磷等相对较高,因此,稀土和铈等形成褐钨钨矿、褐帘石和独居石等;而燕山期花岗岩中,由于钛、钙、磷等含量很低,以及钇族稀土和钽相对集中,因此,出现钨铁矿、钨-钽铁矿、钽铁矿以及细晶石等铈、钽独立矿物。同时钪族稀土矿物如独居石相对减少,钇族稀土矿物如磷钇矿相对增多,甚至出现氟碳钙钇矿、硅铈钇矿和黑稀金矿等稀有的独立的钇族稀土矿物。锆石在各时代皆含有,但在新花岗岩中出现富铅锆石。挥发份矿物萤石和黄玉在新花岗岩中,特别在燕山期花岗岩中甚为常见,钨、锡、钼、铜、铅、锌等金属矿物主要发育在燕山期花岗岩中,老花岗岩中则几乎不含。

表 3 不同时代花岗岩类平均岩石化学成分表

时 代	样品数	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	灼失	总 量
雪 峰 期	6	70.02	0.36	15.91	0.51	2.90	0.17	1.21	1.46	2.59	3.43	0.16	1.25	99.97
加里东早期	19	70.00	0.36	15.24	0.84	2.75	0.09	1.39	1.56	3.12	3.07	0.34	0.70	99.46
加里东晚期	37	71.25	0.32	13.75	2.07	2.08	0.10	0.80	1.12	2.72	4.42	0.19	1.70	100.52
印 支 期	41	73.03	0.22	13.53	1.04	1.72	0.07	0.54	1.14	3.32	4.18	0.19	1.91	100.89
燕山早期	90	74.25	0.18	13.54	0.58	0.07	0.08	0.31	0.77	3.35	4.64	0.07	0.87	99.84
燕山晚期 ⁽¹⁾	20	74.83	0.08	12.58	0.68	1.31	0.07	0.41	0.78	3.81	4.48	0.01	0.61	99.65
⁽²⁾	17	74.76	0.15	13.27	1.41	1.03	0.11	0.50	0.70	3.10	4.42	0.14	0.31	99.90

中国东南部各时代花岗岩类在岩石化学的方面前进演化趋向也相当明显(见表 3, 图 2): 从老到新, 低熔组分或活动组分, 也即是酸性和碱性组分 SiO₂、K₂O 和 Na₂O 表现有规律的增加; Al₂O₃ 趋向减少; 基性组分 FeO、MgO 和 CaO 表现有规律的减少, 其中特别是 MgO, 减少最明显。Fe⁺³/Fe⁺² 趋向增高, 表明随着时代的变新, 氧化作用逐渐加强。TiO₂ 的减少规律明显; P₂O₅ 趋向减少。表现在 Si + K + Na/Fe + Mg 不断增高, 故燕山期花岗岩大多数为富碱的超酸性花岗岩。

在微量元素方面(表 4), 如钒(V)、铬(Cr)、镍(Ni)、钴(Co)等亲铁元素, 从老到新趋向不断减少(见图 3); 铜(Cu)和锌(Zn)有随镁和铁的减少而减少, 也就是有随着时代的变新而减少的趋向; 铅有随着钾的增加而增加的趋向; 镓和铝在时间和空间分布上具有很大的相似性, 但在一些不同时代或多阶段的复式岩体中, 二者的演化有些相反的情况, 表现在 Ga/Al 比值在花岗岩演化过程中有不断增高的趋向。

表 4 不同时代花岗岩类中微量元素含量(平均)表(单位 ppm)

元 素	雪 峰 期	加里东早期	加里东晚期	印 支 期	燕山早期	燕山晚期
V	50	30	30	30	15	10
Cr	16	20	15	15	~8	—
Ni	10	10	~8	~8	~5	—
U	0.45	2.74	0.89	4.71	6.9	17.9
Cu	28	23	20	13	16	12
Pb	19.3	18.1	14.8	16.3	21	11
Zn	38.5	28.9	20	18.5	14.2	13.6
Zr	150	114	125	158	160	155
Ga	15	13	23	18	22	21

从本区不同时代花岗岩类的主要成矿元素的含量变化(见表 5)可以看出, 在各时代花岗

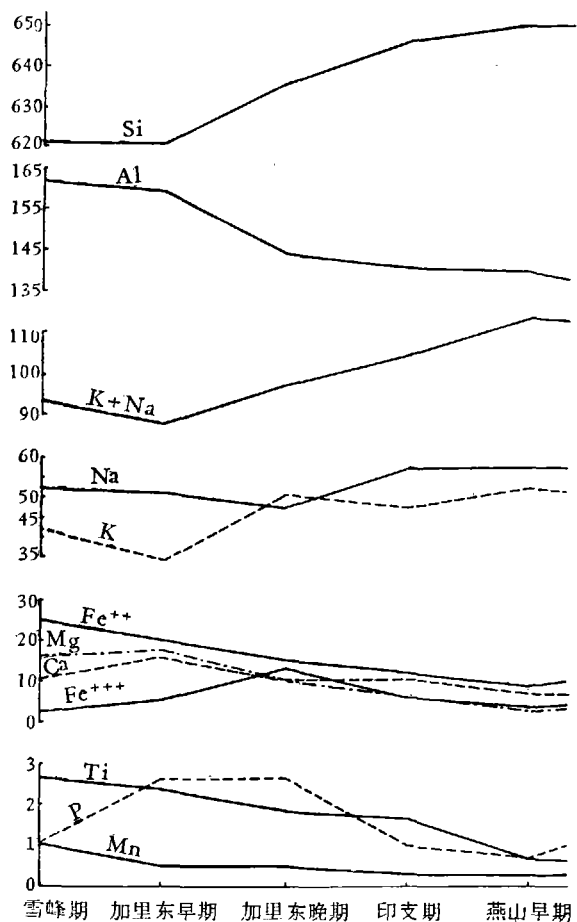


图2 不同时代花岗岩类主要造岩元素标准离子数
(巴尔特法)对比图(纵坐标为标准离子数)

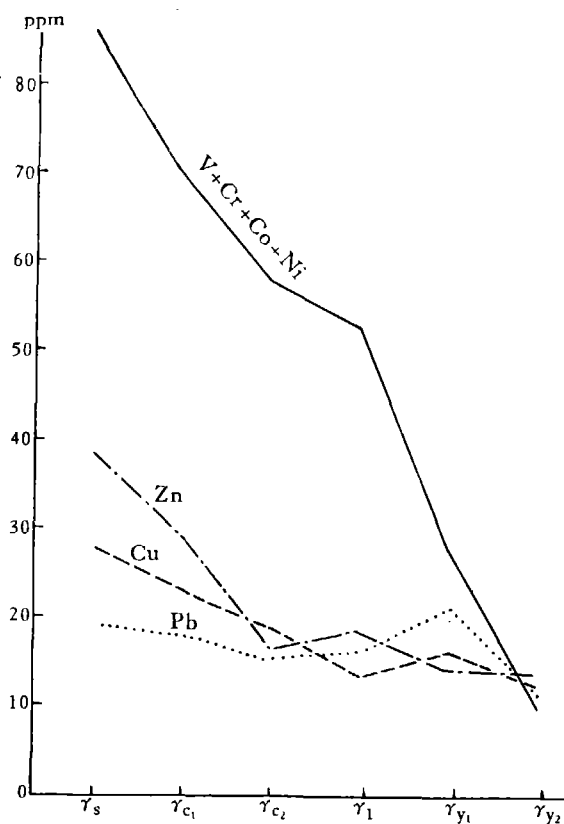


图3 不同时代花岗岩中铁族元素及Cu, Pb, Zn
含量变化曲线图

(γ_s : 雪峰期, γ_{c1} : 加里东早期, γ_{c2} : 加里东晚期,
 γ_1 : 印支期, γ_{y1} : 燕山早期, γ_{y2} : 燕山晚期⁽¹⁾⁽²⁾)

表5 不同时代花岗岩类几种主要成矿元素的平均含量表*(单位: ppm)

		雪 峰 期	加 里 东 早 期	加 里 东 晚 期	印 支 期	燕 山 早 期	燕 山 晚 期	
							1	2
钨	W	1.9 (3)	1.3 (6)	2.1 (20)	2.5 (5)	7.6 (21)	8 (4)	4.1 (4)
锡	Sn	7.4 (19)	5.4 (26)	9.7 (34)	8.7 (34)	25 (50)	20 (6)	5.2 (22)
铍	Be	1.55 (5)	1.8 (6)	4.0 (6)	7.4 (13)	9.8 (5)	13.1(10)	4.9 (21)
钼	Mo	1.1 (19)	0.20(15)	2.0 (28)	0.45(39)	2.3 (68)	0.4 (6)	0.8 (3)

* 以上皆为光谱定量分析, () 表示分析样品的数目

岩中, 钨、锡含量高于酸性岩中的平均含量, 并明显地随着时代的变新而增加(见图4), 到燕山期, 钨的含量比一般酸性岩高五倍, 锡高出八倍以上; 成矿岩体钨、锡的含量更高, 甚至比一般酸性岩高出五十倍以上。钨在燕山早期强烈矿化; 锡从加里东晚期开始局部富集, 有些印支期花岗岩体中, 形成低品位的原生锡矿, 燕山期花岗岩锡矿化较普遍和强烈(加里东早期花岗岩中, 钨、锡含量偏低可能是由于它们是混合岩化和初步花岗岩化的产物以及区域地球化学背景

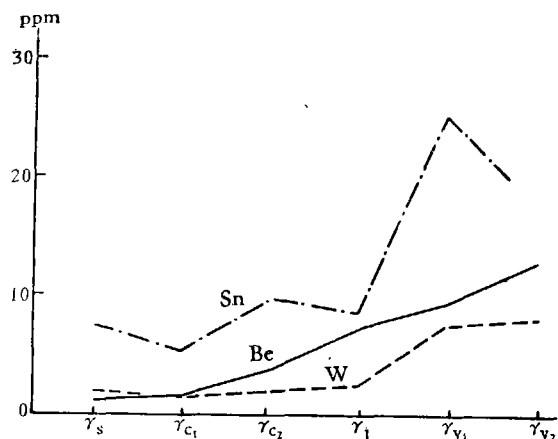


图 4 不同时代花岗岩中 W, Sn, Be 含量曲线图
(说明同图 3)

不同的缘故)。钼在本区(主要指武夷-云开地背斜西北的加里东内部地槽区)的背景含量不高,演化不明显,燕山期含量最高,但多半为钨等矿床的附属成分。铍在各时代花岗岩中的含量也随着时代变新而增加;印支期花岗岩铍的含量比雪峰期高五倍,燕山期则更高,并开始强烈矿化。与岩石化学的变化规律相对照,则可发现钨、锡、铍与 Si 、 K 、 Na 或 $\frac{\text{K} + \text{Na} + \text{Si}}{\text{Mg} + \text{Fe}}$ 有着同步增加的关系(见图 5)。锂在老花岗岩中多呈分散状态,到燕山期时,常在钨、锡、铍、铌和钽等矿床集中,形成各种含锂云母。铌和钽在不同时代花岗岩中,随着时代的变新,含量明显增加。从印支期起,一部分花岗岩中 $\text{Nb} > 30 \text{ ppm}$, $\text{Ta} \geq 4 \text{ ppm}$, 在印支期发育有含褐钨钨矿交代蚀变花岗岩;燕山期花岗岩中铌、钽含量更高,主要为含铌-钽-钪的高温黑钨矿矿床和锡石矿床,碱性长石化岩石中的黑稀金矿以及含钨铁矿、含细晶石的交代蚀变花岗岩等。在燕山早期钨、锡、铍、铌、钽等成矿元素在矿床中经常共生,到燕山期,这些成矿元素有分别形成独立矿床的趋向。 Nb/Ta , Zr/Hf , $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y}$, Th/U 有随着花岗岩时代的变新而减小的趋向,即 Ta , Hf , ΣY 和 U 相对富集,因此到燕山期出现钽和钪族稀土独立矿床,并且出现富钨锆石。

对于金虽未做详细的地球化学工作,但从砂金和脉金在时间上和空间上的分布,可以确定主要是与雪峰期和加里东期花岗岩类有成因上的联系,而在年轻花岗岩中,很少或完全没有金的矿化。只有局部地段,有印支期或燕山期的原生金矿。

通过对同时代的多阶段花岗岩体的研究,发现它们在岩石学、岩石化学和地球化学前进演化的趋向与多时代花岗岩的演化趋向相一致,随着花岗岩化的发展,使钨、锡、铍、铌、钽等成矿元素在晚阶段花岗岩中更为集中,并发生矿化。兹举几个多阶段岩体为例,列成表 6。

应当指出,广泛分布在闽浙燕山期断陷带火山岩体中的燕山晚期花岗岩的特征,比其它构造带内燕山期花岗岩较为基性些,钨、锡等的含量也较低,表现在钨、锡矿化很局部零星,但铁和钼则较重要,这是由于这一构造带内的燕山期花岗岩属于主构造旋迴加以此带属于大陆边

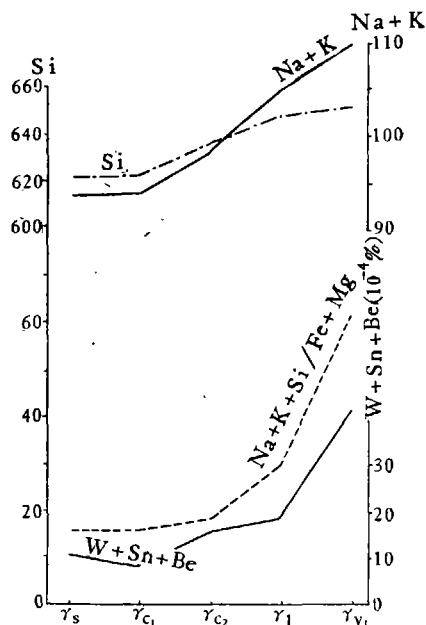


图 5 不同时代花岗岩类中 W, Sn, Be 总量变化和岩石化学性质关系曲线
(纵坐标为标准离子数,其它说明同图 3)

表 6 多阶段花岗岩体含矿性变化表

岩 体 名 称	成 矿 元 素	第一阶段(γ_1)	第二阶段(γ_2)	第三阶段(γ_3)	成 矿 前 岩 脉
江 西 455 岩 体	W	7.0	8.9	70	25
	Be	15.1	17.3	18.9	35.2
	Sn	42.1	32.1	49.2	59.25
江 西 487 岩 体	W*	100	100	360	
	Sn	32	25.51	61.0	
湖 南 462 岩 体	Be	5.4	10		
江 西 490 岩 体	Be	4.9	9.5	18.0	
浙 江 488 岩 体	Be	10	7.4	13.1	
江 西 801 岩 体	Be	2.7	20.7	60	
广 西 313 岩 体	Ta		4.7	11	
	Nb		36	73	
	Sn	6.4	12.1	15.1	
江 苏 414 岩 体	Nb	53	63	84	112
	Ta	2.4	2.5	9.9	1.4
	Th	50	63	125	368

* 据光谱半定量资料

缘,地壳硅铝层演化发展程度尚不够高缘故。

成矿花岗岩的一般特征是:多阶段性明显,岩相变化较大,往往是富碱的超酸性花岗岩;从早到晚阶段,结构趋向变细,交代蚀变作用趋向加强;钾长石化、钠长石化、云英岩化普遍,形成各种交代蚀变花岗岩;成矿元素(钨、锡、铍、铌和钽等)的含量往往显著偏高,特别在晚阶段的花岗岩中则更为集中,常有钨、锡、铌、钽及铍的独立矿物的出现,萤石则更为普遍。

综上所述,我国东南部不同时代花岗岩类在岩石学、岩石化学和地球化学特征上有明显的继承和发展关系,有清楚的演化规律。有关的成矿元素(钨、锡、铍、铌、钽等)及矿化剂(钾、钠、氟、水、氯、硼及二氧化硅等)有着同步增加的关系。由于钾、钠等碱金属和氟、氯、硼、水等挥发物有很大的活泼性,而“过剩”的二氧化硅是属于低熔组分,因此在地球内部的热力学条件下,它们易从地幔物质中分熔出来(地幔物质的去硅、去气和去碱作用)^[8]。同时在造山带中,在强大的压力和较高的地热条件下,这些物质(碱金属、水等挥发物和二氧化硅等)也易从深部地槽相沉积物中活化转移出来,形成热液或“岩汁”,沿着构造带活动,对本区硅铝层进行长期的反复的交代和改造(花岗岩化),使花岗岩类的演化不断向前发展。并由深层花岗岩化逐渐向上层花岗岩化发展,在这些过程中,大量的成矿物质也逐渐向上转移集中。经过多期多阶段花岗岩化的结果,钨、锡、铍、铌、钽等就在晚期晚阶段上部小岩体中集中,并发育成矿。

根据花岗岩化和与其有关的钨、锡、铍、铌和钽矿床成矿过程的研究,确定其成岩和成矿过程基本上是一致的^[1],即从(黑云母化→)钾长石化→钠长石化→浅色云母化和云母-石英化,即从 $K \rightarrow Na \rightarrow K(Li)$, SiO_2 。这样的交代作用反复多次进行,导致许多成矿元素在晚期或晚阶段花岗岩中集中。花岗岩中钨、锡、铍、铌、钽以及铷、铯和铯等成矿元素常以各种形式(如类质

[1] 根据中国科学院贵阳地球化学研究所资料。

同像、包裹体和吸附等)分散在各种主要造岩矿物或副矿物中;不同的成矿元素在不同的矿物中的含量分配有很大的差别,因此,在花岗岩化和碱质交代过程中,所引起矿物的重大变更,即许多成矿元素的载体(如黑云母、角闪石和斜长石等)被杂质元素容量小的“清洁矿物”(如钾长石、钠长石和石英等)所交代,是使成矿元素发生活化转移的重要因素之一。

关于矿床在空间上的分布,有如下特点:金矿集中于雪峰期构造带的隆起区,在加里东构造带的隆起区,亦常有零星分布;控制矿化的主要构造为东西向和北东向断裂。钨、锡和其它稀有金属矿化主要集中于加里东期构造带中,大多分布于武夷-云开加里东早期后隆起带的西北;黑钨矿-石英脉集中于赣南加里东后隆起区,锡矿主要分布于湘桂海西-印支期拗陷区;矽卡岩型钨矿则集中在隆起和拗陷的交接地带。这些地带的燕山期花岗岩及其有关的钨、锡等矿化,在中部主要是受南岭东西向构造(包括北东东向构造)和北东向断裂构造及其交错部位的控制,其次也受南北向构造的控制;在广东东部主要受北东向构造的控制。在不同方向的构造系统的交错部位,往往是多时代花岗岩显著发育的地区,也是钨、锡等矿床,特别是大型矿床集中的地区。

三、结 论

根据以上的分析和讨论,我们可以得到以下几点结论:

1. 中国东南部地壳在时间上经历了东安期、雪峰期、加里东期、印支期和燕山期等多时代强烈构造运动,并形成相应的各时代花岗岩类。各期构造带在空间上自西北向东南推移,即从雪峰期构造带→加里东期构造带→燕山期构造带→台湾喜山期构造带,反映了本区大陆地壳发展的客观规律,不同时代花岗岩在各构造带内循区域构造线及断裂系统作有规律的分布。

2. 不同时代花岗岩类主要是花岗岩化及其发展(包括流化、深熔和再生岩浆等)的产物,它们在岩石学、岩石化学和地球化学等各方面各有其特征,并且有明显的继承和发展关系的演化规律。

3. 不同时代花岗岩类的成矿专属性和矿化能力有明显的差异,这是由于它们本身所处的不同演化发展阶段所决定的,多时代花岗岩发育的地区,特别是当燕山期上部小岩体发育的地段,往往对钨、锡等成矿最为有利。

4. 在多期复式岩体和同期多阶段岩体中,钨、锡等矿化经常与晚期或晚阶段花岗岩相联系;晚期、晚阶段花岗岩的矿化作用的加强,是在多期多阶段的花岗岩化的过程中,促使钨、锡等成矿元素不断向上淋滤富集的结果。除金以外,长期以来,那种认为“大岩基一次侵入成矿论”以及与之相应的“大岩基花岗岩类的残余岩浆——热液成矿万能论”是不正确的。

5. 中国东南部构造运动和花岗岩形成的多期性以及各期花岗岩成矿专属性的差别,在我国其他一些地区以及世界其他地方也有类似的情况,足见这是地壳演化和发展的一个重要的共同规律;进一步开展本课题的研究,具有重要的普遍性的意义。

参 考 文 献

- [1] 李 璞等,地质科学,1963, 1.
- [2] 中国科学院地质研究所绝对年龄实验室,地质科学,1965, 2, 106—112.
- [3] 广东省地质局南岭区测队火成岩组,南岭侵入岩综合研究初步报告,1959,地质出版社.
- [4] 徐克勤等,地质论评,20 (1960), 3, 112—114.

- [5] 徐克勤等,地质学报, **43** (1963), 1, 1—26; 2, 141—155.
- [6] 季寿元、王德滋等,南京大学学报, 1962.
- [7] 郭令智等,中国大地构造问题, 1965, 科学出版社, 165—183.
- [8] Дмитриев Л. В., Уханов А. В., *Геол.*, 1972, 10.
- [9] 胡受奚等,地质学报, **42** (1962), 2, 236—254.
- [10] Barth, T. F. W., *Theoretical Petrology*, 1962.
- [11] Goodspeed, G. E., *Econ. Geol.*, **47** (1955), p.147—168.
- [12] Perrin, R., *Am. Jour. Sci.*, **252** (1954), p.449—465.
- [13] Соловьев, С. П., *Зап. минерал. об-ва.*, 1964, вып. 6.
- [14] Судовиков, Н. Г., *Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии*, 1964, Изд. Ленинградского университета.