

福建西坑花岗伟晶岩成岩成矿特征

杨岳清 倪云祥 郭永泉 仇年铭 陈成湖 蔡朝发 张亚萍 刘加斌 陈月仙

(中国地质科学院矿床地质研究所) (福建省地矿局闽北地质大队) (福建省地矿局中心实验室)

内容提要: 西坑花岗伟晶岩型稀有金属矿田中, 伟晶岩出露有数百条, 按造岩矿物等特征可分为四个类型。从近海西期混合花岗岩接触带的第 I 类型到远离接触带的第 IV 类型, 脉体的产状、规模、矿物和化学成分, 以及流体包裹体和稳定同位素等方面, 均呈现规律性的变化。第 IV 类型伟晶岩脉体复杂, 规模大, 分异和交代作用发育, 围岩蚀变强烈, 矿物成分最复杂, 稀有元素矿产的工业意义最大, 伟晶岩的形成与海西构造旋回晚期深熔混合岩化作用密切相关, 混合岩化作用使基底变质岩系中的稀有元素活化, 并随同富碱质和挥发组分的熔体-溶液迁移, 在混合花岗岩外围的裂隙中富集形成各类伟晶岩。

主题词: 花岗伟晶岩 混合花岗岩 铌铁矿-钽铁矿 南平石 超变质作用 西坑

西坑花岗伟晶岩矿田是一富钽型稀有金属矿田。该矿田位于华南褶皱系东部边缘之闽西北加里东褶皱带东南^[1], 南与闽西南海西-印支拗陷带相接, 东与闽东燕山断拗带毗邻, 恰处于三个构造旋回域的衔接部位。

闽西北加里东褶皱带中出露的地层主要是前寒武纪的变质岩系。加里东晚期的混合岩及花岗岩类分布较广泛。泥盆纪以后该区又经受了海西-印支运动, 特别是燕山运动的影响。与此同时, 产生了众多的与各构造旋回相应的伟晶岩脉。其中具工业意义的主要是加里东和海西旋回的伟晶岩脉。它们主要分布于褶皱带中相对拗陷的部位。加里东期伟晶岩多集中于褶皱带的中北部, 而海西期的伟晶岩基本只局限于褶皱带的南侧。海西旋回晚期形成的西坑伟晶岩矿田还跨越了闽西南海西-印支拗陷带。因此, 不同时代的伟晶岩具有较明显的区域性分布特征。

一、西坑伟晶岩矿田地质概况

矿田总体处于一北北东向伸展的复背斜北端, 地层、构造及花岗岩类均比较复杂 (图1)。

1. 地层

可分成基底和盖层两大部分。盖层包括泥盆系上统-侏罗系上统之未变质沉积岩, 主要露布于矿田东、北和西部, 受断层破坏, 常残缺不全。基底变质岩系分布广泛, 其层位相当于震旦系迪口组下统, 主要为片岩和变粒岩, 属高绿片岩相。伟晶岩绝大部分产于其中。

2. 构造

褶皱和断裂均比较发育, 但最显著并控制伟晶岩的主要是前者。褶皱构造主要发育于基底变质岩系中, 其走向主要有北东东和北北东两组, 后者叠置于前者之上。北北东组在矿田内不仅最发育, 而且对伟晶岩的控制也最明显, 它由一系列短轴状相间的向斜、背斜组成。伟晶岩受其中之晚期低序次褶皱控制, 特别是在轴-翼转折端及倾伏端构造形变最发育部位, 伟晶岩脉也最为密集。矿田中构造裂隙有多组, 使基底和盖层岩石均遭受不同程度的破坏, 但对伟晶岩脉的切割不甚明显。

3. 花岗岩类

矿田内花岗岩类分布广泛, 它们分属于海西(γ_1)和燕山(γ_2)旋回。燕山期花岗岩(K-Ar同位素年龄值

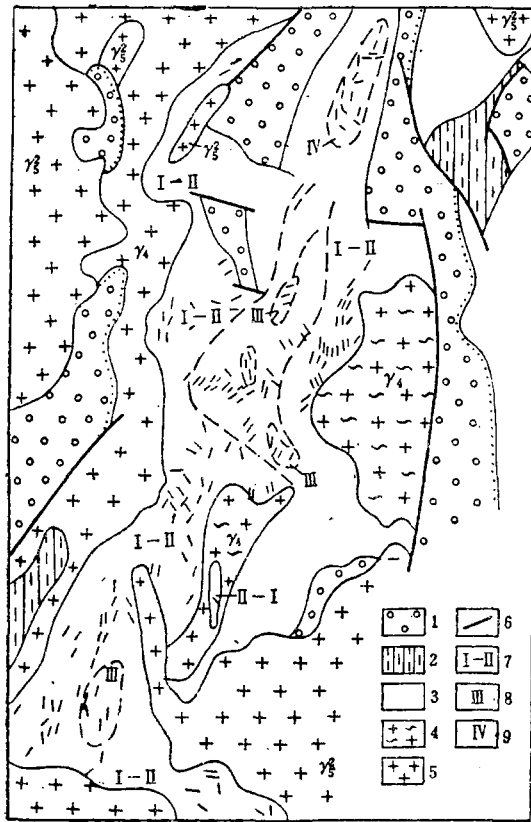


图1 西坑伟晶岩矿田地地质略图

1—侏罗系陆相沉积岩；2—二叠系海陆交互相砂页岩；3—震旦系变质岩；4—混合花岗岩；5—花岗岩；6—断层；7—I、II类型伟晶岩分布区；8—III类型伟晶岩分布区；9—IV类型伟晶岩分布区

Fig. 1. Schematic geological map of the Xikeng pegmatite field.

1. Jurassic continental sediments; 2. Permian sandstone-shale of alternate marine-continental facies; 3. Sinian metamorphic rocks; 4. Migmatitic granite; 5. Granite; 6. Fault; 7. Distribution of pegmatite of Type I-II; 8. Distribution of pegmatite of Type III; 9. Distribution of pegmatite of Type IV.

两岩体化学成分的特征是高硅、过铝、富碱、贫基性组分(表2)，金龙岩岩体的这些特征更明显些。

两岩体的结构构造、矿物成分等特征表明，西芹岩体具有较典型的混合花岗岩特征，金龙岩岩体有些偏向于重熔岩浆花岗岩，但仍持有混合花岗岩的某些特征，说明两者在形成方式上既有一定的联系，也有某些差异。矿田内伟晶岩围绕上述两岩体有规律地展布，反映了它们之间的密切内在联系。

二、伟晶岩地质特征

矿田内目前已查明500余条伟晶岩脉，除少量产在西芹、金龙岩岩体内接触带外，绝大部分产于两岩体间的迪口组变质岩系中。其总体呈北北东向展布，主要以密集群体形式出现，与围岩呈明显侵入接触关系。

为120—195Ma)分布于矿田西部和南部；海西期花岗岩有西芹、溪坪岩体和金龙岩岩体(Rb-Sr同位素年龄值为 295 ± 30 Ma)，其展布明显受矿田中的次级背斜控制。

西芹和溪坪岩体岩性十分相似，在深部可能相连。岩体普遍具片麻状构造，自内向外可分出三种类型：中粗粒黑云母混合花岗岩；片麻状、变斑状中粒黑云母混合花岗岩；花岗质黑云母混合片麻岩或眼球状、条痕一条带状混合岩。以第二类岩石分布面积最广，其内变粒岩和片岩的残留体较多。第三类岩石环绕岩体外缘展布，宽度变化大，其构造线方向与周围变质岩较和谐。三类岩石之间基本呈过渡关系。

金龙岩岩体为一狭长的岩墙，略具岩相分带，中心部位为中粗粒黑云母花岗岩，过渡一边缘带为中细粒黑云母花岗岩，部分地段也出现片麻状构造发育的混合花岗岩。在Q-A-P岩石分类三角图中，投点落入花岗岩区中部，跨钾长花岗岩和二长花岗岩两亚区。

两岩体的副矿物种属较简单，但含量变化大，一些标型矿物在两岩体中的发育特点也有所差异。西芹岩体中之锆石常呈碎屑状—半浑圆状，表面粗糙，凹坑蚀洞多。金龙岩岩体中的锆石晶形多数较完整，棱角也较清楚，但也出现少量半浑圆状晶体，在大锆石中常包含一些小锆石。磷灰石在两岩体中的特征与锆石相似。

区内黑云母伟晶岩为数极少,基本只局限于两岩体的内接触带,白云母伟晶岩分布甚广,占伟晶岩总数的98%以上。据长石及锂矿物在其中所占比例^[4,5],并参考稀有元素含量,可进一步划分出四种类型。各类伟晶岩特征示于表1。对表1还需要说明的是,

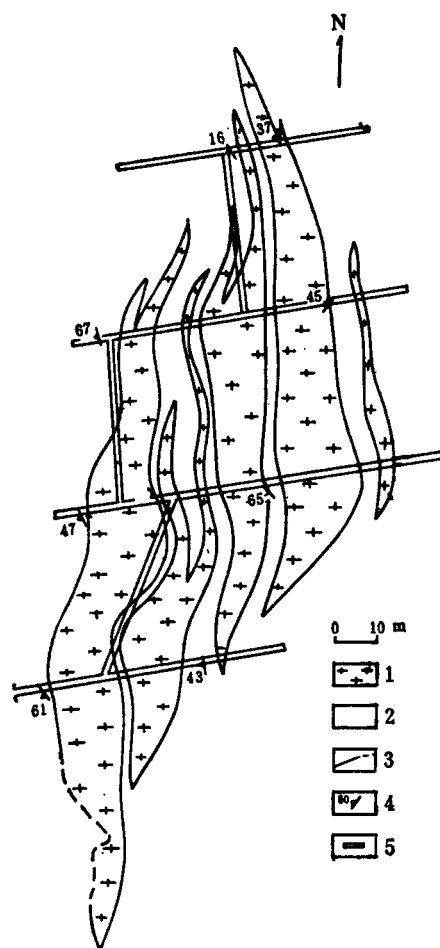


图2 31号伟晶岩脉水平断面图

1—伟晶岩; 2—黑云母斜长变粒岩; 3—地质界线;
4—产状; 5—平硐

Fig. 2. Horizontal section of No. 31 pegmatite.

1. Pegmatite; 2. Biotite-plagioclase granulite;
3. Geological boundary; 4. Attitude; 5. Gallery.

液也常在这些部位活动,因此目前所呈现的并非都是边部带(组合)形成较早,中心带(组合)较晚,有时可能正相反(图3)。

6. 从表2看出,各类伟晶岩的化学成分与华南地区的花岗岩类^[6]相比,硅、铝含量普遍较高,碱金属特别是钠的含量相对更高,而铁、镁、钙明显偏低。四类伟晶岩与西芹、金龙岩岩体的差异主要体现在基性组分含量较低等方面。本区各类伟晶岩与我国花岗伟晶岩的平均化学成分也是十分相似的。

不同类型伟晶岩之间的差异突出表现在挥发组分—— P_2O_5 、 H_2O 、 F 等含量的不同,其特点是从第I

1. 钾长石的结构状态在不同类型伟晶岩中是有区别的, I、II、III类型中为中—低正长石, IV类型中以高、中微斜长石为主,而西芹、金龙岩两岩体及区域加里东期伟晶岩中均为最大微斜长石。这说明钾长石的结构状态与其产状、时代有较密切的关系。在 Or 、 Ab 、 An 三组分中,伟晶岩的钾长石中的 Or 组分普遍高于混合花岗岩的钾长石,反映伟晶熔体-溶液的结晶分异程度较高。

2. I类型伟晶岩中广泛发育的钠长石以宽板状、双晶纹密集为特征。前人^[4]曾将其定为更长石。但据作者大量探针及湿法化学分析资料, An 分子数仅0.5—3%,因此应属典型的钠长石。鉴于它在伟晶岩中形成较早,为与II、III、IV类型中广泛发育的晚期钠长石区别,故在该矿物的右下角加“e”。各种钠长石(包括钾长石中的钠长石条纹)的三斜度和有序度均在0.9以上,属低温型。其成分在不同类型伟晶岩中有所不同。I类型的钠长石中, Or 和 An 分子占1—3%, II、III类型的钠长石中, Or 和 An 占0.5%左右,而IV类型中者 Or 和 An 普遍<0.3%。这说明伟晶作用愈向晚期,钠长石的成分愈纯净。

3. 各类伟晶岩中的白云母均以富铝为特征,属 $2M_1$ 型,其 b_0 值从I到IV类型,随八面体中 Al_{IV} 的增加和 Fe^{2+} 、 Mg^{2+} 的减少而减少。

4. 从I至IV类型,脉体形态趋于复杂,由于受褶皱构造控制明显,在平面上常呈“S”型,剖面上多向前上侧斜列(图2)。

5. 在构造分带发育的III、IV类型中,由于交代作用的强烈和熔体-溶液的多次活动,常常造成早期结晶的矿物组合及它们的空间位置被后期熔体-溶液的产物所改造或占据。由于伟晶岩和围岩的接触部位一般是构造相对薄弱地段,晚期熔体-溶

表 1 西坑花岗伟晶岩主要类型及基本特征

Table 1. Major types of Xikeng pegmatites and their characteristics

伟晶岩类型		白云母-钾长石-钠长石(e)伟晶岩(I)	白云母-钠长石-钾长石伟晶岩(II)	白云母-钾长石-钠长石伟晶岩(III)	白云母-钠长石-锂辉石伟晶岩(IV)
特征		低类型 → 高类型			
主要矿物及含量(%)	钾长石	19.00	27.50	13.00	4.01
	钠长石	35.00	26.00	48.00	39.98
	石英	39.00	29.50	26.00	29.95
	锂辉石			<5	10.92
	磷锂铝石			少量	1.02
	白云母	5.90	15.50	10.00	8.68
主要特征副矿物及稀有元素矿物		黑电气石、石榴石、独居石、磷钇矿、铈铁矿	石榴石、独居石、铈铁矿-钽铈铁矿	黑电气石、磷灰石、锡石、铈铁矿-钽铈铁矿、绿柱石	磷灰石等磷酸盐矿物、锂铁电气石、镁电气石、锡石、钽铈矿物、铯沸石、南平石、绿柱石、硅铍石
矿物组合分带		不具分带, 少部分钾长石在脉体中心构成小块体	不发育, 钾长石块体比I类型多	有组合分带: ①成“层”的单向分带; ②对称分带, 从边部到中心有石英-细磷白云母带、石英-叠层白云母带、石英-钠长石带、石英-钠长石-钾长石带和石英-钾长石带	具有良好的矿物组合分带, 在分带发育的脉体中有: 钾长石块体带、石英-锂辉石-钾长石带、石英-(锂辉石)-磷锂铝石带、石英-(磷)锂辉石-钾长石-钠长石带、石英-钠长石带、石英-叠层白云母带、绿色白云母带、石英-钠长石-细磷白云母带
交代作用		不发育, 有钠长石化、白云母化	不甚发育, 有钠长石化、白云母化	发育, 主要是钠长石化	强烈发育, 白云母化、钠长石化, 磷酸盐化等
围岩蚀变		硅化、白云母化、粗晶黑电气石化	硅化、白云母化	硅化、白云母化、黑电气石化	硅化、白云母化、铝黑磷云母化、细晶黑电气石化
形态及产状		脉状、透镜状为主, 平行或斜列分布, 走向近南北向、北北东向-北东向, 多与围岩片理斜交	透镜状、短脉状为主, 平行或雁行排列, 走向近南北或北北西, 多平行围岩层理或片理	多为透镜状、脉状, 形态较复杂, 平行或雁行排列, 走向以近南北向或北北西为主, 绝大多数沿围岩片理或层理分布	透镜状为主, 次为脉状, 形态复杂, 平行或雁行排列, 总体呈近南北向沿围岩片理或层理分布
规模		长几米至几十米, 少数达300m, 厚数十厘米至数米, 少数达20余米	长几米至几十米, 少数达100余米, 厚数十厘米至数米, 少数达15余米	长数米至百余米, 少数超过600m, 厚0.5m至数米	长数十米至300m, 脉群长可达1500余米, 厚数米至30余米, 脉群叠加厚度达60m
空间位置		岩田中部, 距西芹岩体、金龙岩岩体接触带最近	岩田中部, 距西芹岩体、金龙岩岩体接触带较近	岩田中部, 距西芹岩体、金龙岩岩体接触带较远, I、II类型外侧	多集中于岩田北部, 距西芹岩体、金龙岩岩体最远

表 2 各类伟晶岩化学成分(%)

Table 2. Chemical composition of Xikeng pegmatites and various granites

伟晶岩 类 型	白云母- 正长石- 钠长石 (e) 伟晶 岩(I)	白云母- 钠长石- 正长石伟 晶岩(II)	白云母- 正长石- 钠长石伟 晶岩(III)	白云母- 钠长石- 锂辉石伟 晶岩(IV)	华南花岗 岩类①	华南海西 期花岗岩 类①	金龙岩 花岗岩	西芹混合 花岗岩	我国花岗 伟晶岩	甲基卡白 云母-钠 长石-锂 辉石伟晶 岩②
SiO ₂	75.05	73.95	70.90	72.07	72.05	71.23	74.74	72.61	72.44	73.92
TiO ₂	0.02	0.01	0.02	0.03	0.28	0.43	0.22	0.41	0.10	0.02
Al ₂ O ₃	13.75	14.51	16.10	15.29	13.72	13.38	12.59	13.56	15.37	15.80
Fe ₂ O ₃	0.32	0.40	0.43	0.21	0.98	1.20	0.48	0.43	0.68	0.47
FeO	0.92	0.41	0.65	0.63	1.96	3.18	1.56	1.77	0.72	0.73
MnO	0.11	0.07	0.09	0.09	0.08	0.06	0.00	0.05	0.08	0.13
MgO	0.29	0.23	0.31	0.19	0.66	1.04	0.18	0.94	0.26	0.16
CaO	0.46	0.15	0.89	1.09	1.38	1.60	1.06	1.17	0.67	0.36
Na ₂ O	3.97	3.11	5.58	4.26	3.22	2.23	2.34	3.32	4.49	4.45
K ₂ O	3.66	5.88	2.83	2.61	4.54	4.36	5.22	4.90	3.71	1.81
P ₂ O ₅	0.24	0.17	0.57	1.24	0.12	0.14	0.05	0.12	0.31	0.18
CO ₂	0.24	0.07	0.21	0.16						
H ₂ O ⁺	0.65	0.97	0.95	1.16	0.70	1.26	0.60	0.59	0.71	0.63
Cl ⁻	0.000	0.002	0.005	0.032						
F ⁻	0.029	0.006	0.023	0.158						
B	0.0087	0.0017	0.0029	未 测						

① 据中国科学院地球化学研究所“华南花岗岩类的地球化学”

② 据四川省地矿局攀西地质大队

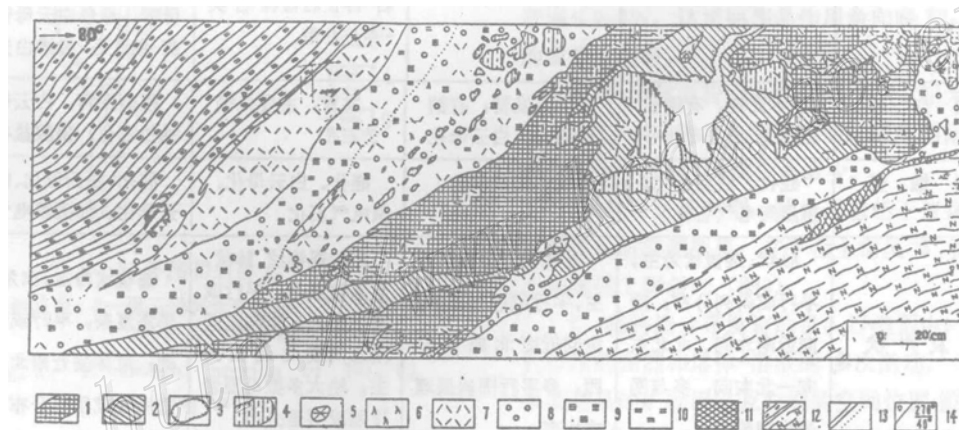


图 3 31号伟晶岩矿物组合分带图(二号平硐211线穿脉北壁叉洞东26.6—30.6m)

1—块状钾长石, 2—块状石英, 3—块状磷锂铝石, 4—蚀变磷锂铝石(锂辉石), 5—绿柱石, 6—薄片状钠长石, 7—糖晶状钠长石, 8—中细粒石英, 9—叠层状白云母, 10—细磷白云母, 11—石英脉, 12—云母片岩、斜长变粒岩, 13—伟晶结构带界线(实线为突变, 虚线为渐变)或接触界线, 14—产状及测量位置

Fig. 3. Diagram showing textural zonation of No. 31 pegmatite.

1. Massive K-feldspar; 2. Massive quartz; 3. Massive montebrasite; 4. Altered montebrasite (Spodumene); 5. Beryl; 6. Foliated albite; 7. Sugary grained albite; 8. Medium-fine grained albite; 9. Thick-layered muscovite; 10. Thin-scaled muscovite; 11. Quartz vein; 12. Mica Schist, plagioclase granulite; 13. Boundary of textural zones or of contact (solid line refers to sudden change, while broken line to gradual variation); 14. Attitude and measurement position.

到IV类型趋于富集。这种富集对稀有元素矿化起了重要的促进作用,挥发组分最富集的伟晶岩也常常是矿化最好的伟晶岩。

三、伟晶岩中稀有元素矿化规律

西坑伟晶岩中除钽(铌)具有工业价值外,锡、锂、铷、铯、铍均可综合利用,因此,西坑伟晶岩矿田是一个多种稀有元素矿田。

(一)成矿稀有元素矿物及特征副矿物

西坑伟晶岩中矿物成分十分复杂,目前已查明八十余种,其稀有元素和磷酸盐矿物种类之多,分布之广在国内外伟晶岩中是少见的。

1. 铌钽矿物和锡石

铌钽矿物是西坑伟晶岩中最主要的工业矿物。目前查明有铌铁矿-钽铁矿、锡锰钽矿、细晶石、重钽铁矿、铌铁金红石和褐钨铌矿等六个族。铌铁矿-钽铁矿族按图4方式分类还可进一步分成5个组。铌钽矿物在伟晶岩中总的分布趋势是富铌矿物主要产于I、II类型伟晶岩或同一脉体的早阶段,而富钽矿物基本只局限于IV类型较晚阶段的组合中。除重钽铁矿外,其他铌钽矿物中铌与铁,钽与锰基本呈正相关关系。此外,本区所有铌钽矿物中锡含量普遍较高($\text{SnO}_2 = 0.2-16\%$),特别在富钽矿物中更为明显。这既反映了本区伟晶岩的富锡特征,也反映了钽与锡的密切关系。

锡石也是西坑伟晶岩中有工业意义的矿物。其晶体粗大,主要产在IV类型脉体之中,分布范围与铌钽矿物,尤其是富钽矿物类似。化学成分的特点是(铌)钽含量普遍较高,且钽含量明显大于铌, Ta_2O_5 的含量基本在1%以上,而 Nb_2O_5 绝大多数在1%以下。从早世代到晚世代,锡石的 $\text{Ta}_2\text{O}_5/\text{Nb}_2\text{O}_5$ 比值呈线性增长。上述特点一方面反映了钽和锡地球化学性质的相近性,也显示了钽相对于铌向晚期富集的特点。

2. 其它稀有元素矿物及特征副矿物

目前已查明有五种锂矿物——锂辉石、磷锂钽石、磷铁锂矿、叶双晶石和柱磷铌锂矿,它们主要发育在IV类型伟晶岩中。前两者分布广泛,系造岩矿物,常以块体形式出现在IV类型脉体之中部,具有综合利用价值。后三者是我国首次发现的罕见矿物。

已发现的铍矿物有六种——绿柱石、磷铍钙石、红磷铍锰矿、硅铍石、羟硅铍石及硅铍钨矿。其中分布最广的是绿柱石,主要产于IV类型伟晶岩外部的富石英、白云母的结构带中,具有综合利用价值,其 Cs_2O 与 Na_2O 含量常在1%以上,属碱性绿柱石。

铯矿物主要为铯沸石,另外还发现一种新矿物——南平石(铯云母)。两者仅见于结晶分异和交代作用最发育的IV类型31号脉的核部,与锂辉石和磷锂钽石密切共生。铯矿物的出现,反映了本区伟晶岩中稀有元素演化的彻底性。另外,在蚀变围岩的白云母中, Cs_2O 含量可高达3%,这在国内外也是罕见的。

锆石广泛分布于矿田各地质体中,但其物性及 $\text{ZrO}_2/\text{HfO}_2$ 比值则有较大的差异(图5),变质岩系和

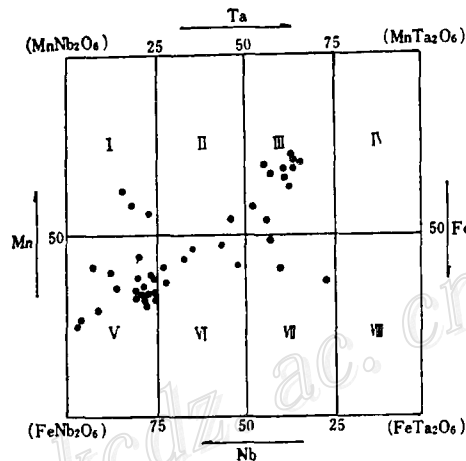


图4 铌铁矿-钽铁矿族分类图

I—铌锰矿; II—钽铌锰矿; III—铌钽锰矿; IV—钽锰矿; V—铌铁矿; VI—钽铌铁矿; VII—铌钽铁矿; VIII—钽铁矿

Fig. 4. Classification of niobite-tantalite family.

I. Manganocolumbite; II. Tantalum-manganocolumbite; III. niobiummangan-tantalite; IV. Mangan-tantalite; V. Columbite; VI. Tantalumcolumbite; VII. Niobium-tantalite; VIII. Tantalite.

混合花岗岩中锆石的 ZrO_2/HfO_2 比值基本在40以上, 而伟晶岩从低类型到高类型, 该比值从大到小, 反映了铈在伟晶作用晚期富集的特点。

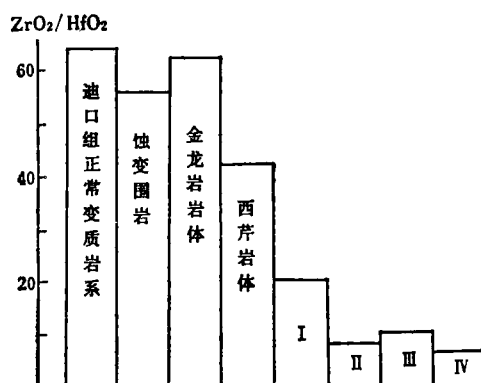


图5 西坑矿田各地质体中锆石的 ZrO_2/HfO_2 比值

I、II、III、IV代表四类伟晶岩

Fig. 5. ZrO_2/HfO_2 ratios of zircon from various geological bodies in the Xikeng pegmatite field.

I, II, III and IV stand respectively for type of pegmatite.

此外, 目前已在矿田伟晶岩中发现了十八种磷酸盐矿物, 有九种属国内首次发现。它们基本集中于IV类型伟晶岩中, 反映挥发组分磷在伟晶岩成矿作用过程中具有重要作用。

(二) 伟晶岩中稀有元素分布特征

在西坑矿田各类伟晶岩中, 铷、铯、锂、铷、铯、铍、锡等元素均有较高的含量, 但从低类型到高类型, 含量变化较大, 高低之间相差可达100倍, 但总体趋于增高(表3)。

第I、II类型中稀有元素含量均较低, 未发现铷、铯、铍、铯的独立矿物。铷铯矿物量微, 且多为铷铁矿, 所含铷铯约占全脉铷铯总量的60%。

第III类型中, 锂部分形成独立矿物, 甚至在少数脉中构成造岩矿物。铷铯矿物所含铷铯已占全脉铷铯含量的84.26%, 因此个别脉体具一定的工业意义。锡的特点类似于铷铯。

第IV类型中的绝大多数脉体具有工业意义。除铷外, 稀有元素均主要以独立矿物形式出现。铷矿

物是造岩矿物之一。铷铯矿物所含铷铯占全脉铷铯总量的82.55%, 如果将锡石中的铷铯计算在内, 其占有率将更高, 且铷矿物明显多于铯矿物。

表3 西坑伟晶岩中稀有元素相对含量(ppm)

Table 3. Relative RE contents of Xikeng pegmatites (in ppm)

伟晶岩类型	代表性脉体号	Nb ₂ O ₅ ①	Ta ₂ O ₅ ①	Sn	Li ₂ O ①	Rb ₂ O ①	Cs ₂ O ①	B ₂ O ₃ ①
I	647	41.2	4.3	14	2.3	25.6	3.9	0.0
II	688	52.9	26.1	48	0.76	76.7	7.8	13.7
III	413	76.5	30.4	316	6.1	35.7	78.3	26.1
IV	31	100	100	1450	100	100	100	100

① 系以31号脉的含量为100的相对含量

同一脉体不同组合带中, 稀有元素的分布既和本身的地球化学性质有关, 也和所赋存带的形成先后及矿物组合密切相关。如铷矿化主要发生于伟晶作用较早期形成的石英-白云母带中, 而铯矿化则主要见于伟晶作用中一晚阶段形成的钠长石和白云母发育的结构带中。

稀有元素和锡在其它矿物中的分散特点, 与它们的地球化学性质及成岩时的稀有元素浓度以及所赋存矿物的晶体化学特征有关。对锂、铷、铯来说, 分散量最大者是钾长石、云母和绿柱石。但产状不同, 则显示出较明显的差异。例如在钾长石中, 从岩体→低类型→高类型伟晶岩, 稀有元素含量明显趋于增高(图6)。白云母中也是如此。铷、铯、锡在伟晶岩中最主要的分散载体是白云母, 约占分散总量的40—45%, 且随白云母所在伟晶岩之类型的增高而有增高的趋势。

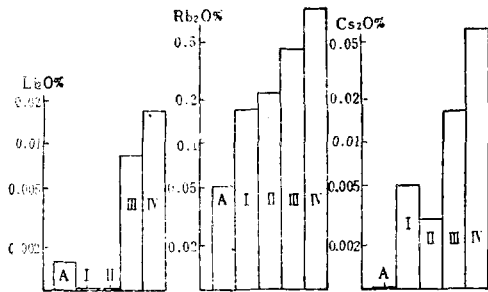


图6 花岗岩及伟晶岩中钾长石的稀碱元素含量
A—西芹和金龙岩花岗岩体；I—IV—四种类型伟晶岩

Fig. 6. Contents of rare alkali elements in K-feldspars from granites and pegmatites.

A. Xiqin and Jinlongyan granite bodies; I, II, III and IV stand respectively for type of pegmatite.

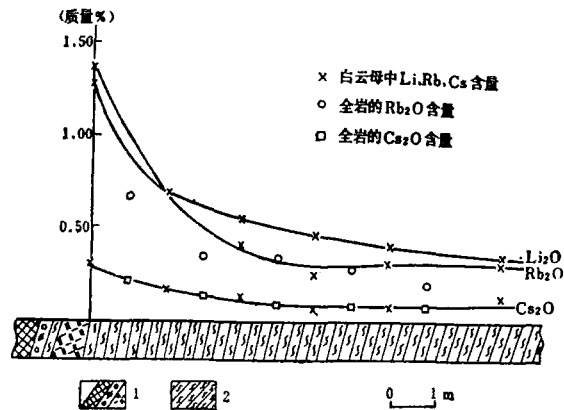


图7 伟晶岩的围岩中锂、铷、铯在全岩和云母中的分布

1—伟晶岩；2—围岩

Fig. 7 Distribution of Li, Rb and Cs in country rocks and in their micas.

1. Pegmatite; 2. Country rocks; × Li_2O , Rb_2O , Cs_2O contents of muscovite; ○ Rb_2O content of the rocks; □ Cs_2O content of the rocks.

在伟晶岩蚀变围岩中，各稀有元素具有很不相同的地球化学行为。铊、铊在蚀变围岩中的含量和正常变质岩基本相同，说明两者在伟晶熔体-溶液侵入围岩过程中不向围岩扩散。锡在蚀变围岩中的含量稍高于正常变质岩，其含量的高低和围岩的蚀变强度有明显关系。锂、铷、铯在蚀变围岩中形成甚强的分散晕，在强烈部位明显超过相邻伟晶岩中的含量。它们主要赋存于云母、电气石中。蚀变围岩特有的黑鳞云母，其锂、铷、铯含量高出伟晶岩白云母数倍。由于锂、铷、铯地球化学行为不完全相同，所以在蚀变围岩中的扩散能力也有所不同（图7）。扩散范围较大者是锂，离接触带常超过10m，铷一般小于10m，而铯的扩散能力最弱。稀碱元素在围岩中形成的扩散晕是在矿田范围内寻找盲矿脉的一个重要的地球化学标志。

稀土元素在矿田各地质体中虽然不形成矿化，但它们的分布特点却为研究各地质体之间的关系和伟晶岩的演化提供有意义的信息。

1. 本区迪口组变质岩系中 ΣREE 为170.92—379.57ppm，平均为250ppm，轻重稀土比在8以上， δEu 变化于0.55—0.91间。 ΣREE 和球粒陨石标准化型式，不论是顶板围岩还是底板围岩或伟晶岩的围岩夹层均十分相似，也和正常变质岩系类同。这说明伟晶熔体-溶液侵入对围岩的稀土组成基本无改造。

2. 与伟晶岩有关的西芹和金龙岩岩体， ΣREE 的平均含量分别为232.39ppm和266.26ppm，轻重稀土比和变质岩也很接近，但Eu明显减少，西芹岩体

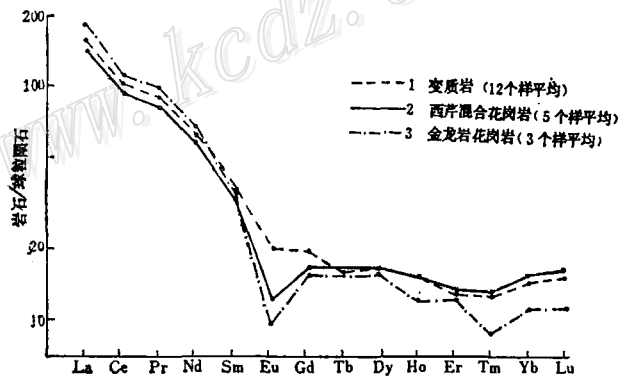


图8 变质岩和混合花岗岩稀土元素球粒陨石标准化型式图

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns of the metamorphic rocks and migmatitic granites.

1. Metamorphic rocks (average of 12 samples); 2. Xiqin migmatitic granite (average of 5 samples); 3. Jinlongyan granite (average of 3 samples).

δEu 值为0.40—0.74。金龙岩岩体 δEu 值为0.36—0.43, 因此在球粒陨石标准化型式图(图8)中出现较明显的Eu谷。但三者的基本图型是相似的, Sm/Nd 比值也均在0.15—0.21间变化, 这反映岩体和变质岩系具有共同的物质来源。

3. 在花岗伟晶岩中, ΣREE 明显低于变质岩和前述两岩体, 从I→IV类型, REE由12.40→21.44→12.77→5.89(ppm), 有降低的趋势。轻重稀土比值仅为2.64—5.58, 是变质岩和两岩体的1/2—1/5, 说明重稀土在伟晶岩中得到相对富集。伟晶岩中稀土元素含量显著减少, 表明稀土元素和稀有元素在伟晶岩中有截然不同的地球化学行为。

四、伟晶岩形成的物理化学条件

(一) 矿物中流体包裹体特征

对伟晶岩中石英等矿物的上千个流体包裹体的研究表明, 它们和西芹、金龙岩岩体的同类矿物包裹体既有共同之处, 也存在较明显差异。共同点是: 绝大多数包裹体均为气液包裹体, 气体占15—30%; 包裹体的形状大小也基本相似, 分布均较密集, 说明两者形成的物理化学条件有相似之处。二者差异表现为: ①伟晶岩中石英等矿物的包裹体数量明显多于花岗岩, 且密集成群分布或星散分布, 而在西芹等岩体中常呈似层状分布。②在花岗岩的不同部位, 包裹体的特征基本类同。但在体积小得多的伟晶岩中, 不同类型之间, 甚至在同一脉体的不同部位, 包裹体特征均显示一定差异。通常, 气液包裹体的气液比, 低类型高于高类型, 脉体上盘高于下盘, 早期结构带高于晚期结构带。而从低类型到高类型、脉体上盘对下盘、早期结构带对晚期结构带, 均一温度有降低趋势。

如按B.T.波卡洛夫^[9]对稀有金属伟晶岩和白云母稀有金属伟晶岩确定的成岩深度(前者为4—5km, 后者为5—6km)计, 西坑伟晶岩形成时的压力为 $(1.5-2) \times 10^8 \text{Pa}$ 。用此压力校正均一温度, 包裹体的实际均一温度应为360—420℃。此温度可能代表伟晶岩熔体-溶液即将结晶时所捕获的溶液温度。

对伟晶岩的石英等矿物流体包裹体成分研究表明, 液相成分中阳离子均以 Na^+ 、 K^+ 占绝对优势, 且 Na^+ 浓度明显大于 K^+ 。 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 相比, 几乎均是 Mg^{2+} 高于 Ca^{2+} , 这和大多数重熔花岗岩及有关伟晶岩 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ 是不同的。从低类型到高类型伟晶岩, 阴离子矿化度均趋于增加。包裹体的气相成分主要为水蒸气, 其他组分甚微。显然, 这与典型的重熔岩浆花岗岩和有关的伟晶岩也是不同的。

(二) 氧同位素特征

与伟晶岩有成因联系的西芹岩体全岩 $\delta^{18}\text{O} = 9.3\%$, 石英的 $\delta^{18}\text{O} = 10.3\%$; 伟晶岩全岩 $\delta^{18}\text{O} = 9.3-10.4\%$, 石英的 $\delta^{18}\text{O} = 9.3-13.2\%$ 。其数值普遍低于典型的重熔岩浆花岗岩和有关的伟晶岩。

从伟晶岩的全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值高于花岗岩, 伟晶岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值从低类型到高类型趋于增高, 说明随温度下降、挥发组分和稀有元素的富集, 氧的重同位素趋于增高。在矿化和交代作用强烈发育的IV类型伟晶岩中, 早期形成的结构带全岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值最高(12.53%)。而较晚形成的石英-钠长石带最低。显然, 这和封闭体系中结晶的伟晶岩 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化是明显不同的, 说明在该类脉的形成过程中有低 $\delta^{18}\text{O}$ 值的物质加入。

伟晶岩成岩流体的氧同位素组成是: $\delta^{18}\text{O}_{\text{石英-水}}$ 值基本均在9.5%以上, $\delta^{18}\text{O}_{\text{白云母-水}}$ 值基本均在9.96%以上。这与泰勒^[7]定义的在成岩温度下同岩体最后达到同位素平衡的“岩浆水”的氧同位素值范围(7.0—9.5%)并不很接近, 而多处于“变质水”的范围(5—25%)。

五、西坑伟晶岩形成机制探讨

(一) 伟晶岩的成因

对花岗伟晶岩的成因, 一直存在两种不同的认识: 变质作用或超变质作用成因, 重熔花岗岩浆分异成因。实际情况表明, 两种成因的伟晶岩都是存在的。但在某些地区, 由于两种成因的标志并非都很清楚, 因而难免出现不同的看法。根据我们的大量工作, 初步认为西坑伟晶岩总体属于与混合岩化作用有关的超变

质作用范畴,其主要依据是:

1. 西坑伟晶岩围绕同构造旋回产物——金龙岩和西芹混合花岗岩呈规律性展布。而两岩体的产状、岩性及稀土模式等特征则表明它们和迪口组变质岩系具有一定的内在联系,反映了物质来源的同一性。
2. 伟晶岩与两岩体在化学成分上具有相关性,特别是钽等稀有元素的含量在两个岩体中明显高于世界酸性岩之含量。
3. 伟晶岩和两岩体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值基本都在0.71以上,因此两者均是本地地壳演化之产物。
4. 岩体和伟晶岩的 $\delta^{18}\text{O}$ 值均低于典型重熔花岗岩和伴生的伟晶岩,其成岩流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不在“岩浆水”范畴,而在“变质水”范畴。
5. 伟晶岩和岩体中矿物的均一温度或爆裂温度均明显低于重熔岩浆花岗岩及有关伟晶岩的相应温度,也没有发现熔体包裹体。

以上特征表明,西坑伟晶岩既不同于重熔花岗岩浆产生的伟晶岩,也不完全类同于混合岩中发育的伟晶岩,我们称之为与混合岩化作用有关的超变质分异型伟晶岩。

(二) 伟晶岩的形成过程

基于伟晶岩和混合花岗岩的密切关系,因此从混合岩化作用开始到混合花岗岩和伟晶岩的形成应是一个统一的过程,且受控于相应的构造旋回。也即在海西旋回晚期,在闽西南巨大厚度盖层的压力及深部热事件的影响下,一定深度的基底变质岩系深熔发生混合岩化作用,部分熔融程度相对较高的熔体沿拗陷边缘上升到一些背斜轴部,形成似底辟岩体的混合花岗岩(西芹岩体),部分也可沿构造断裂侵入,由于减压造成温度升高形成类似于重熔岩浆花岗岩(金龙岩岩体)。在此过程中,熔离作用产生了富含挥发组分和稀有元素的伟晶熔体-溶液。其中的稀有元素从根本来说,也主要来自于稀有元素丰度显著高于地壳平均值的本区变质岩系,而混合岩化过程中的熔离作用则进一步促进了挥发组分和稀有元素在伟晶熔体-溶液中的集中。当富挥发组分和稀有元素的熔体-溶液沿周围的构造裂隙侵入后,由近而远,则依次形成挥发组分和稀有元素递增的各类型伟晶岩,其模式如图9所示。

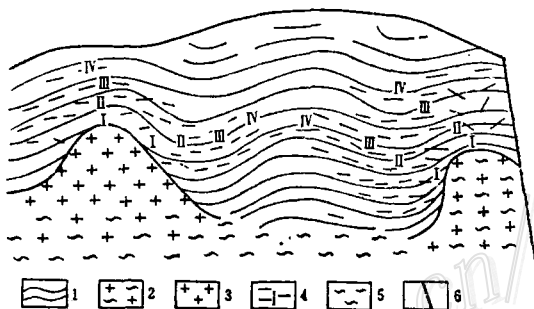


图9 西坑伟晶岩形成模式

1—变质岩; 2—混合花岗岩; 3—花岗岩; 4—伟晶岩脉及类型; 5—混合岩; 6—断层

Fig. 9. Genetic model for Xikeng pegmatites.
1. Metamorphic rocks; 2. Migmatitic granite; 3. Granite; 4. Pegmatites and their types; 5. Migmatite; 6. Fault.

六、结 论

1. 西坑伟晶岩型稀有金属矿田处于福建省三个主要构造域的交接部位,为深熔混合岩化与之有关的伟晶岩提供了背景条件。
2. 矿田中,海西旋回的混合花岗岩类、前寒武纪的变质岩系及褶皱构造是形成本区伟晶岩必不可少的条件。
3. 按造岩矿物等特征,矿田内伟晶岩可分成四个类型,它们围绕海西期花岗岩类在变质岩系中有规律地展布,其中工业意义最大的为IV类型伟晶岩。
4. IV类型伟晶岩的主要特征是脉体复杂、规模大,分异交代作用发育,围岩蚀变强烈,可利用的稀有元素不仅种类多,而且所形成的稀有元素矿物组合也十分复杂,此外,还伴有种类繁多的磷酸盐矿物。
5. 本区伟晶岩属于与混合岩化作用有关的超变质分异型伟晶岩。其混合岩化的发生与海西构造活动晚

期的深熔作用有关,伟晶岩则由混合岩化过程中的熔离作用产生,伟晶岩中的稀有元素来自变质岩系。

本文系地矿部矿床地质研究所三室和福建省地矿局闽北地质大队、中心实验室部分同志的共同研究成果,由杨岳清执笔。在工作过程中得到福建省地矿局边效曾、刘树汉高级工程师,矿床所邹天人、袁忠信、白鸽等同志的热情指导。谨向以上同志致以诚挚的谢意。

主要参考文献

- [1] 李根坤 1982 福建大地构造的基本格架与金属矿产分布的关系 中国区域地质 第1期
- [2] 南京大学地质系 1981 华南不同时代花岗岩类及其与成矿的关系 科学出版社
- [3] 邹天人等 1975 论花岗伟晶岩的成因和类型的划分 地球化学 第3期
- [4] 李兆麟等 1983 福建某稀有金属伟晶岩矿田地质地球化学特征 矿床地床 第2卷 第2期
- [5] 中国科学院地球化学研究所 1979 华南花岗岩类的地球化学 科学出版社
- [6] B. T. 波卡洛夫 秦国兴等译 1981 矿床预测和评价原理 地质出版社
- [7] G. 福尔(美) 潘耀兰等译 1983 同位素地质学原理 科学出版社
- [8] Loh S. E. and Wise W. S., 1976, Synthesis and fluorine-hydroxyl exchange in the amblygonite series, the Canadian Mineralogist, Vol. 14, pp.357-363.
- [9] Солодов, Н. А., 1962, Внутреннее строение и геохимия редкометаллических гранитных пегматитов. Издательство Академии Наук СССР.

ROCK-FORMING AND ORE-FORMING CHARACTERISTICS OF THE XIKENG GRANITIC PEGMATITES IN FUJIAN PROVINCE

Yang Yueqing, Ni Yunxiang and Guo Yongquan

(Institute of Mineral Deposits, Chinese Academy of Geological Sciences)

Qiu Nianming, Chen Chenghu and Cai Chaofa

(Geological Party of Northern Fujian, Shaowu, Fujian)

Zhang Yaping, Liu Jiabing and Chen Yuexian

(Central Geological Laboratory of Fujian, Sanming, Fujian)

Abstract

The Xikeng pegmatite field lies in the eastern margin of South China Fold System; in Fujian province, it is located at the connection of three major tectonic cycles.

Although folds and faults are both well developed in the area, the distribution of pegmatites is obviously controlled by the former which, according to the axial trend, can be assigned to NEE group and NNE group, with the former group having most intimate affinity with the pegmatites. There exists apparent injection relationship between the pegmatites and the surrounding Sinian schist and granulite. The granitoids extensively distributed in the field belong either to Variscan or to Yenshanian cycle, and it is evident that the pegmatites are genetically related to Variscan migmatitic granites.

The pegmatites can be grouped into four types: muscovite-orthoclase-early albite pegmatite (I), muscovite-albite-orthoclase pegmatite (II), muscovite-orthoclase-albite pegmatite (III), and muscovite-albite-spodumene pegmatite (IV). From the contact zone of Variscan migmatitic granites outwards, pegmatites of Type I to Type IV appear in turn, with their form, size and interior zoning gradually becoming larger and more complex. Owing to strong metasomatism and multi-step emplacement of pegmatitic melt-solution, the sequence of interior assemblage zones in the pegmatites does not always represent the sequence of original crystallization.

Mineral composition of the pegmatites is extremely complicated. 81 sorts of minerals have so far been found, including 5 species of Li-minerals, 6 species of Be-minerals, 3 species of Cs-minerals, 6 families of Nb, Ta-minerals and 18 species of phosphates. From Type I to Type IV, the mineral assemblages tend to grow complex, together with the synchronous intensification of rare metal and Sn mineralizations. Most of Type IV pegmatites have economic value. Diffusion halos of Li, Rb and Cs are distinct in the altered wall rocks.

The features of fluid inclusions in the minerals are significantly different either in different types of pegmatites or in different parts of a single pegmatite vein.

Oxygen isotope ratios of migmatitic granites and pegmatites are comparatively low ($\delta^{18}\text{O}=9.3-10.4\text{‰}$), and $\delta^{18}\text{O}$ values of rock-forming fluids are higher than 9.5‰ .

Isotope ages of pegmatites are 235—328 Ma with their initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio being 0.715—0.746.

According to the temporal and spatial relationship between the pegmatites and the migmatitic granites, combined with the features of pegmatites themselves, it can be thought that the Xikeng granitic pegmatites are products of differentiation related closely to migmatitic granites.