吉林巴尔哲稀有金属碱性花岗岩的成岩成矿作用讨论

白　鸽　袁忠信
丁孝石　孙鲁仁

一、一般地质特征

巴尔哲稀有金属碱性花岗岩位于吉林西部哲盟地区。岩体富含 Be、Nb、Ta、Zr、TR 等稀有金属。稀有金属矿物呈浸染状或细脉浸染状赋存在碱性花岗岩内，岩体与矿体轮廓大致吻合。成矿作用过程与成岩作用过程关系十分密切。

矿区处于新华夏系大兴安岭隆起带南段。区域北东向或北北东向深断裂发育，成为划分北西大兴安岭褶皱带与南东松辽平原的分界线。沿着这些深断裂发育着一系列中生代断陷盆地。在侏罗、白垩纪时期，这些盆地内有大量中酸性、局部偏碱性的火山岩喷发。巴尔哲碱性花岗岩正是继区域火山喷发之后贯入的小型浅成岩体。矿区附近所见地层，除少量上古生代陆相砂页岩及火山岩外，中生代火山碎屑岩大面积分布。第四系主要是发育于沟谷的砂砾层和黄土及冰川漂砾。

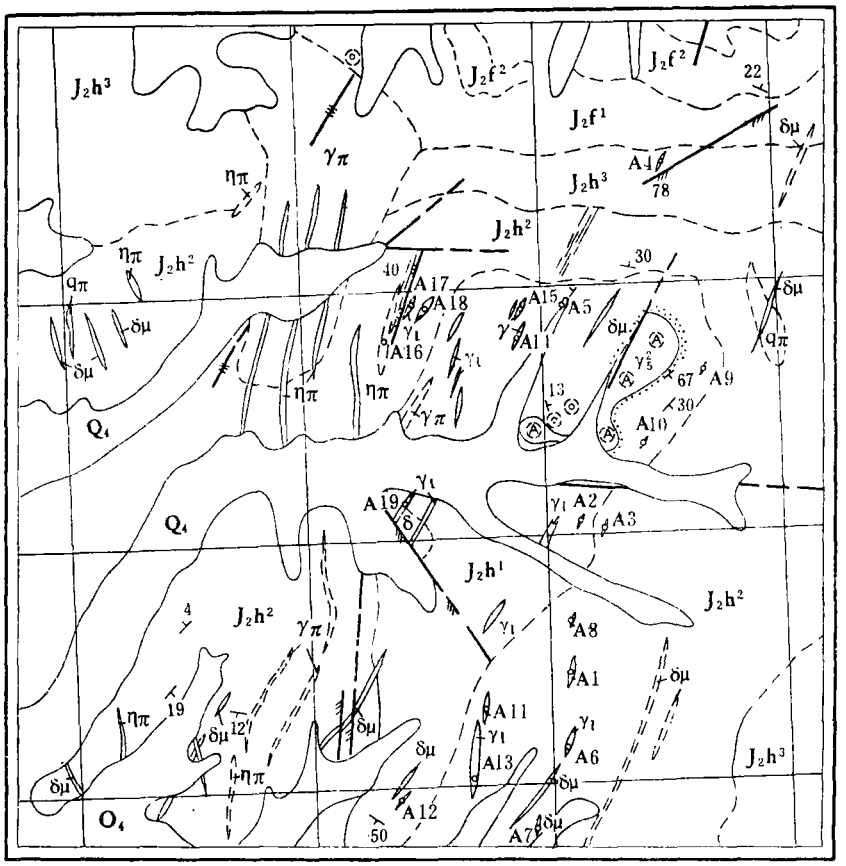
在矿区附近，中生代地层构成北北东向的复向斜，含矿岩体处于其中缓倾斜短轴背斜的核部（图 1），并受北北东和东西向构造复合部位的控制。

矿区内进行研究工作的主要有二个含矿岩体，分别属于两种类型，一是钠长石化作用微弱的碱性花岗岩（以下简称西岩体），二是钠长石化作 用较强烈的 碱性花岗岩（以下简称东岩体）。岩体与围岩呈清 楚的侵入接触，岩体边缘有细晶结构 带及伟晶状花岗岩带，围岩中普遍见到角岩化、硅化、萤石化及钠闪石 化等交代变 质作用（图 2）。在地表因浮土覆盖未见两个岩体的相互接触关系，但经钻孔揭露在岩体接触处有一平缓的伟晶状花岗岩带将二者分开，西岩体在上，东岩体在下，从地质产状及岩石特征看，西岩体可能形成稍早。两个岩体的岩石成分和矿物成分大同小异，主要的区别就在于在地表钠长石化及硅化作用的强度不同、以及稀有元素的矿化程度不同。下面分别对两个岩体的地质特征作一简述。

1．西岩体

西岩体出露在矿区 的西南端，面积约 0.11 平方公里。其产状，北东侧为 90°∠13°；北西侧倾向北西，倾角 31°；南西侧倾 向南西，倾角 29°。岩体呈向深 部增大的岩瘤（图 2）。沿水平方向 岩体相带不太明显，仅于边 缘有厚 0.1—1 米的冷凝边。具细晶结构，局部具团块状伟晶结构。由边缘向内矿物粒度逐渐增大。沿垂直方向，岩体结构构造也无明

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net



Q₄ 1 J₂f² 2 J₂f¹ 3 J₂h³ 4 J₂h² 5 J₂h¹ 6 γ₅² 7 γπ 8 δ 9 γ₁ 10 qπ 11 ηπ 12
δμ 13 14 15 16 17 18 19 20 21 A2 22 23 20 24

图 1 巴尔哲矿区外围地质略图

（根据吉林省地质局矿产普查大队）

1—第四系；2—侏罗系傅家洼子组凝灰熔岩；3—傅家洼子组紫色安山岩；4—侏罗系呼日格组上段岩屑晶屑凝灰岩；5—呼日格组中段含砾凝灰岩；6—呼日格组下段岩屑晶屑凝灰岩；7—含矿碱性花岗岩体；8—花岗斑岩；9—闪长岩；10—细晶岩；11—石英斑岩；12—二长斑岩；13—闪长玢岩；14—钠长石化；15—角岩化；16—硅化；17—压性断层；18—扭性断层；19—性质不明断层；20—压性破碎带；21—挤压片理化带；22—矿化或异常点及其编号；23—地质界线；24—产状

显变化，只是深部矿物颗粒稍微增大。镜下所见晶洞边缘岩石也具冷凝边。岩体的主要组成矿物有条纹长石 50—55%；石英 30—35%；钠闪石 10—15%；霓石 2—7%；钠更长石 1—3%；磁铁矿及赤铁矿 1—3%；其他少量矿物有锆石、萤石、方解石、绿泥石、黑硬绿泥石、星叶石、方铅矿、闪锌矿、菱锌矿、白铅矿、银金矿、螺状硫银矿、铁钍石、氟菱钙铈矿及烧绿石等。该岩体内稀有稀土金属矿化普遍而均匀，从上到下含量分布十分稳定。

2．东岩体

东岩体是矿区最重要的工业矿体。岩体出露面积约 0.3 平方公里，呈北北东方向展布的似纺缍体（图 2）。其南东侧与北东端倾斜相反；岩体向深部增大。其主要组成矿物有石英 40—45%；条纹长石 20—35%；钠长石 10—30%；钠闪石 5—8%；锆石 2—8%；硅

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

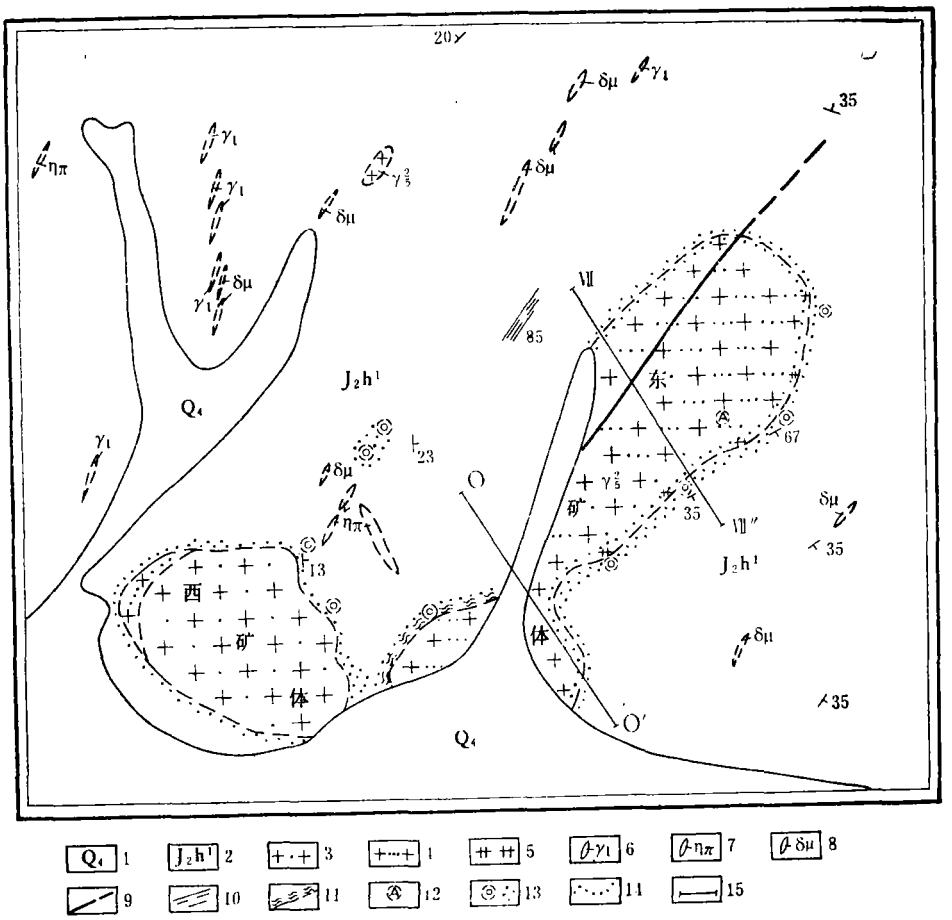


图 2 巴尔哲含矿岩体地质平面示意图

(根据吉林省地质局矿产普查大队)

1—第四系；2—灰黑色晶屑凝灰岩；3—弱钠长石化晶洞碱性花岗岩；4—强钠长石化碱性花岗岩；5—伟晶状花岗岩；6—花岗细晶岩；7—二长斑岩；8—闪长玢岩；9—断层；10—片理化带；11—侵入接触界线；12—钠长石化；13—硅化及角岩化；14—岩相界线；15—剖面线

铍钇矿 0—5%；霓石 0—3%；磁铁矿和赤铁矿 3—5%；其它少量矿物有萤石、方解石、烧绿石、铁钍石、氟菱钙铈矿、独居石、锌日光榴石、铌铁金红石、钛铁矿、铌铁矿及褐铁矿等。

东岩体遭受强烈的交代蚀变作用，主要为钠长石化及硅化，局部见有萤石化及霓石化。根据钠长石化作用的强弱，岩体在水平和垂直方向均可分出若干带。水平方向，自外向内可分出两个带（图3），即（1）伟晶状花岗岩带；（2）强钠长石化碱性花岗岩带。沿垂直方向，自上而下可分出五个带（图3），即（1）伟晶状花岗岩带；（2）强钠长石化花岗岩带；（3）中钠长石化花岗岩带；（4）弱钠长石化花岗岩带；（5）似斑状碱性花岗岩带。各带特征简述如下：

（1）伟晶状花岗岩带

该带见于含矿岩体的北东、北西及南东侧的边缘，与晶屑凝灰岩接触。产状与接触带产状一致。带宽6—12米，较对称出现于岩体中。在岩体的南西侧的地表部分未见此带岩

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

石，代之的是宽 0.5—0.8 米的混染带。伟晶状花岗岩主要由正长条纹长石、石英及钠闪石组成。矿物粒度变化大，一般约 1—5 毫米，大者可达 10 厘米。岩石具粗粒花岗结构，局部具伟晶结构及文象结构。岩石中无明显溶蚀交代现象，稀有元素矿物很少见。这一岩带与华南某些稀有金属花岗岩顶部覆盖的似伟晶岩极为相似。

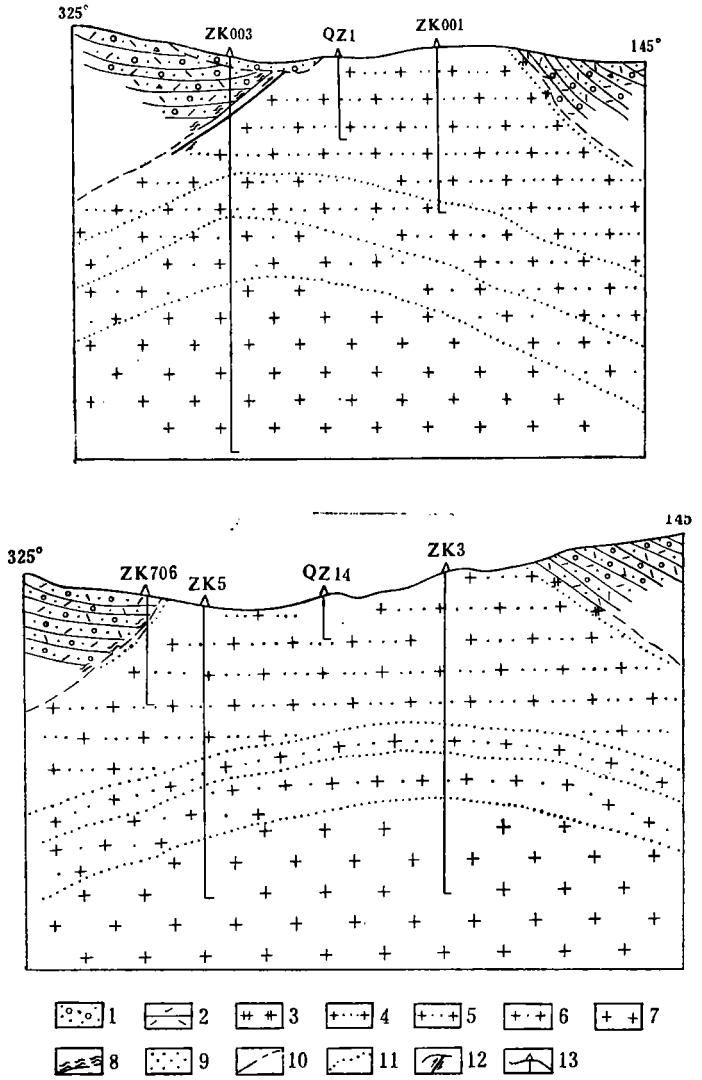


图 3 东岩体岩石分带垂直剖面示意图

（上图，0—0′剖面，下图，Ⅶ—Ⅶ′剖面）

（根据吉林省地质局矿产普查大队）

1—残坡积；2—含砾晶屑凝灰岩；3—伟晶状花岗岩；4—强钠长石化花岗岩；5—中钠长石化花岗岩；6—弱钠长石化似斑状花岗岩；7—似斑状碱性花岗岩；8—混染岩带；9—硅化及角岩化；10—实测及推测地质界线；11—蚀变界线；12—压扭性断层；13—钻孔及编号（ZK深孔，QZ浅孔）

（2）强钠长石化花岗岩带

该带是稀有金属最主要的富集带。由于铁染、风化岩石呈赭色，具块状构造，中细粒

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

结构，造岩矿物多为他形，具变余花岗结构，矿物粒度一般1—2毫米，个别达5毫米。这一带钠长石化及硅化作用强烈发育，钠长石多呈细小薄片状或长条状集合体交代早期矿物。当条纹长石等早期矿物大部分被交代时，钠长石在局部地段大量集中，形成钠长岩。石英在该带岩石中含量显著增高。硅化作用或石英的再生长作用甚为发育，可明显见到晚期钠长石被石英包裹的现象。

该带岩石主要由石英、微斜条纹长石及钠长石组成，其次有钠闪石、霓石、磁铁矿及赤铁矿、锆石、钛铁矿、硅铍钇矿。独居石、氟菱钙铈矿、铌铁矿、烧绿石、锌日光榴石等也主要见于这一带。锆石、硅铍钇矿大量富集，在薄片中经常见到。

（3）中钠长石化花岗岩带

该带位于上带之下，二者具逐渐过渡关系，界线不明显。岩石交代作用较上带弱，蚀变作用发育不均一，受钠长石化作用的岩石有的呈团块状、似脉状及不规则状分布在似斑状钠闪石花岗岩内。岩石一般呈灰白色，受交代较强的岩石具浅粉红色或赭色微斑。矿物组成与上带类似，但稀有稀土元素矿物含量显著减少。

（4）弱钠长石化花岗岩带

位于中钠长石化花岗岩带的下部，往下逐渐过渡到无蚀变作用的似斑状碱性花岗岩。厚度不大。岩石呈灰白色，中粗粒似斑状结构，块状构造，常见晶洞。蚀变弱，仅见钠长石沿条纹长石边缘进行溶蚀交代，形成反应边或蚕蚀状结构。其造岩矿物与西岩体的晶洞状碱性花岗岩相似，主要由条纹长石、石英、钠闪石、霓石及少量钠长石组成。

（5）似斑状碱性花岗岩带

为最下部岩石，与上带呈渐变关系。岩石特征大体上与上一带相似。

上述四个蚀变带的划分主要根据钠长石化作用的强弱。而钠长石含量又与岩石中石英含量成正消长关系，与条纹长石、钠闪石含量成反消长关系。它们与稀有稀土元素含量的变化也相一致。稀有稀土元素含量随蚀变作用向深部减弱而降低。在该岩体几个钻孔中可见到下部蚀变作用明显减弱的地段稀有稀土元素含量也明显降低，其含量变化曲线形成明显的转折。从下到上，稀有稀土元素含量的明显增加，岩石中钠长石化作用的明显加强，说明了成岩成矿作用进入了一个新的阶段。

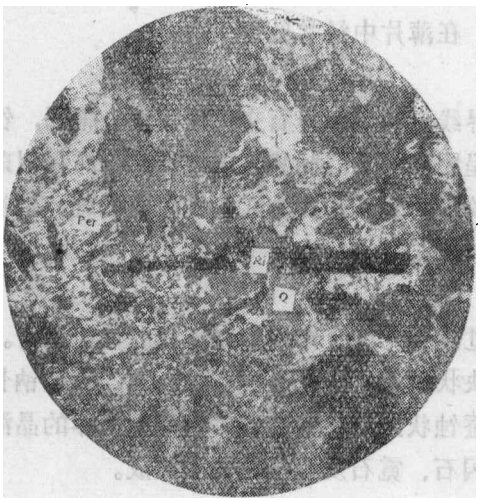
二、矿物形成过程

在矿区两个岩体内初步鉴定出约42种矿物，其中稀有元素矿物及一般金属矿物约26种，硅酸盐矿物约13种。在硅酸盐矿物中含量最大，对成岩成矿作用具决定性作用的造岩矿物，不过五种，即钾长石（条纹长石）、钠长石、石英、钠闪石及霓石。这五种矿物的含量几乎占整个岩体或矿体的95%以上。它们在含矿岩体中的赋存部位，在成岩成矿作用过程中的特征及其变化，对了解成岩成矿作用的性质及过程，十分重要。下面主要从一些镜下现象来看这几种矿物的特征，分析它们形成的先后序列。

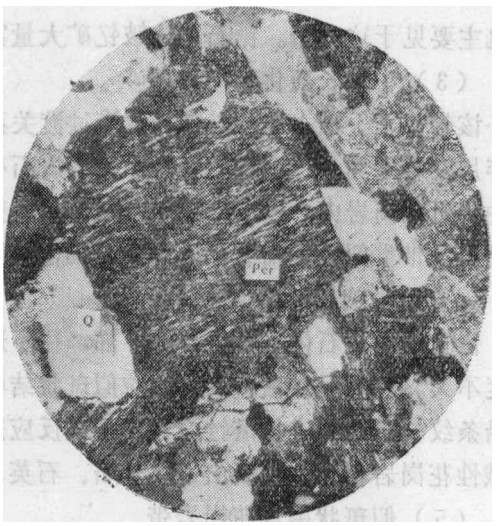
钾长石：岩体内见到的钾长石有正长条纹长石及微斜条纹长石两种，前者多见于西岩体及东岩体上部边缘地带的伟晶状花岗岩中，后者多见于东岩体。前者钾长石的三斜度为$\Delta=0.38—0.49$，后者$\Delta=0.80—0.98$。在东岩体中地表附近钠长石化作用强烈地段的钾

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

长石，其三斜度都高于深部未蚀变似斑状花岗岩中的钾长石。西岩体及东岩体下部钾长石除见条纹双晶、格状双晶外，还常见巴温诺双晶及卡斯巴双晶。条纹长石是含矿岩体内最早形成的矿物，它们与石英常呈似文象连生赋存在岩体中（照片1）。在交代作用强烈地段，条纹长石被石英或钠长石交代，以残余形式出现。从钾长石的三斜度及双晶特征可以初步断定，西岩体与东岩体相比，东岩体下部与上部相比，钾长石形成的温度较高，从成岩成矿过程看，可能形成较早。



照片1 条纹长石与石英呈似文象共生，黑色矿物为钠闪石。
正交 3.2×6.3

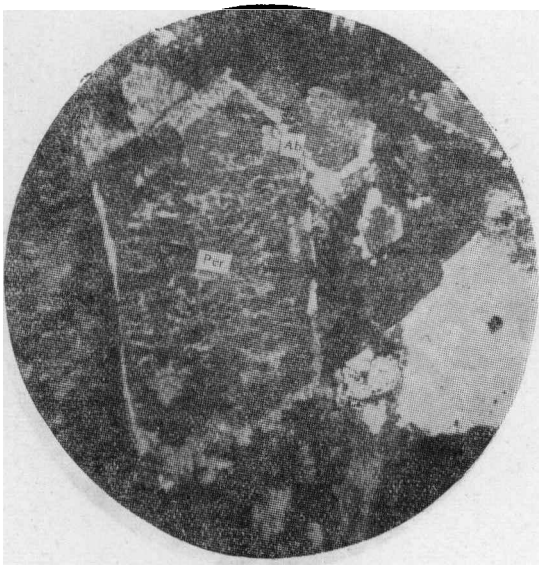


照片2 条纹长石中的钠长石嵌晶
正交 5.6×8

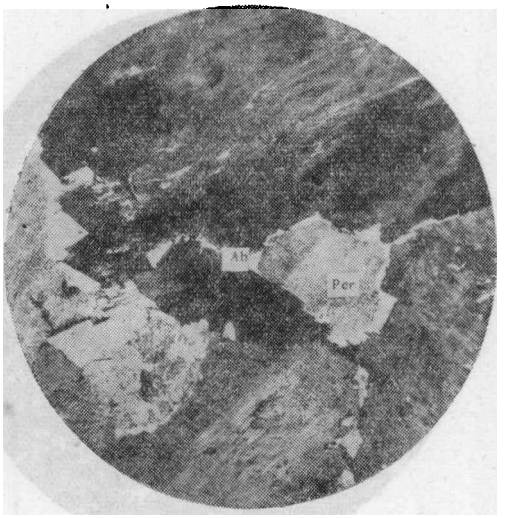
钠长石：含矿岩体中的钠长石有好几种形态和产状，它们清楚地反映出含矿岩石的成岩成矿作用和过程。第一种是呈条纹嵌晶状产出的钠长石，见于条纹长石嵌晶中（照片2）。它在钠长石中形成最早。第二种叫做镶边钠长石（照片3），具反应边结构。它们可能是钾长石固化后，沿矿物颗粒边缘被含钠熔体或气液溶蚀交代的结果。很明显，它们比上述第一种钠长石形成要晚。第三种暂叫做蚕蚀状钠长石（照片4），好像钠长石不断在吞蚀钾长石。也可把它们看作是镶边钠长石的一种。第四种钠长石形似架状沿条纹长石两组解理分布（照片5）。这种钠长石比较少见，它们的形成可能与上述第三种钠长石形成的时间相同或稍晚。第五种钠长石呈条柱状集合体沿早期矿物边缘分布（照片6）。这种钠长石形成更晚。随着溶蚀交代作用的进一步加强，钾长石、石英等早期矿物更强烈地被溶蚀交代，则出现第六种薄片状或细长叶状钠长石。它们呈集合体杂乱无章地或呈团块状，或呈不规则脉状分布（照片7）。这种钠长石有时也见于石英颗粒内部，呈环状分布（照片8）。最后，随着钠长石化作用的强烈发育，岩体的局部地段早期矿物轮廓几乎消失，岩石几乎由钠长石、石英及星散其间的早期残余矿物组成，形成钠长岩。

上述几种钠长石可能形成于两个主要阶段。前四种钠长石主要见于未蚀变或弱蚀变东岩体的下部，它们可能形成于早期阶段。后几种钠长石主要见于强钠长石化东岩体的上部，它们可能形成于晚期阶段。

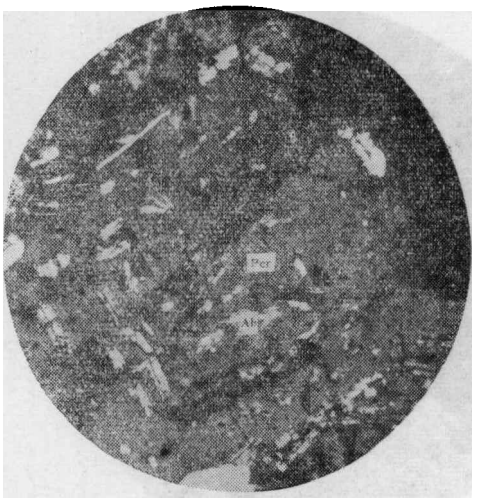
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



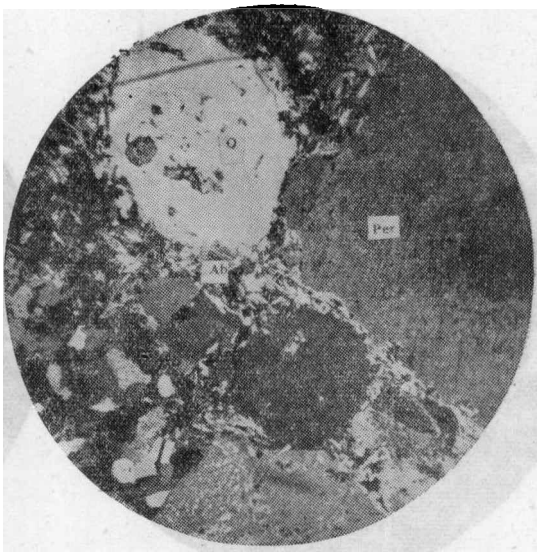
照片3 镶边钠长石
正交 10×6.3



照片4 钾长石边缘的蚕蚀状钠长石
正交 5.6×8



照片5 沿钾长石解理分布的架状钠长石

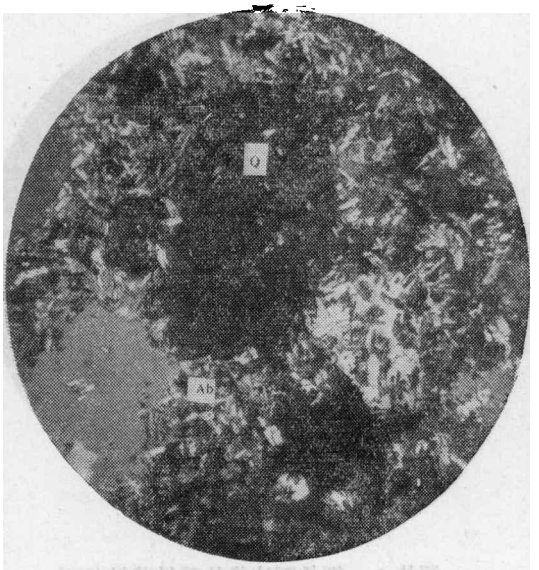


照片6 钠长石集合体沿早期矿物边缘穿插分布
正交 3.2×6.3

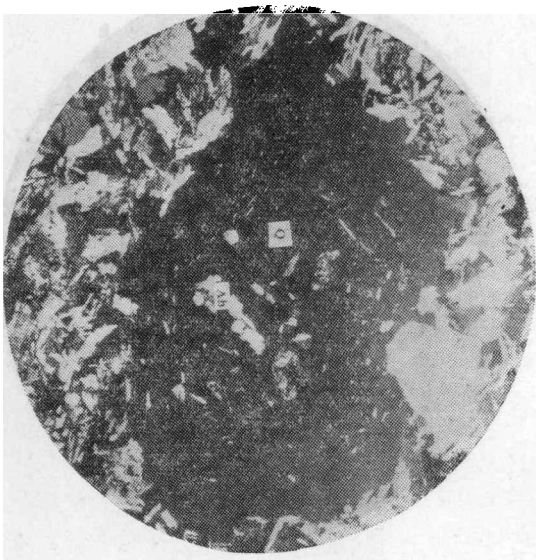
石英：至少有三个世代。早世代石英与条纹长石结合，呈似文象结构（照片1）。这一世代石英，一方面与条纹长石互成文象，一方面又多少熔蚀条纹长石，说明它们的最后形成要比条纹长石晚。第二世代石英呈他形粒状见于东岩体下部弱蚀变似斑状花岗岩内，有时与镶边钠长石共生。第三世代石英与长条状或薄片状钠长石共生。有的石英晶体较为自形，其中常包裹有薄片状钠长石晶体，而且钠长石晶体在石英晶体中呈同心圆状排列（照片8）。这后一种石英的形成晚于薄片状钠长石或与之同时形成。

钠闪石：岩体中的钠闪石至少有两个世代。早世代钠闪石晶形较完整，表面干净，其中常见条纹长石和石英残余，其形成较条纹长石和石英晚。晚世代钠闪石常呈它形或半自

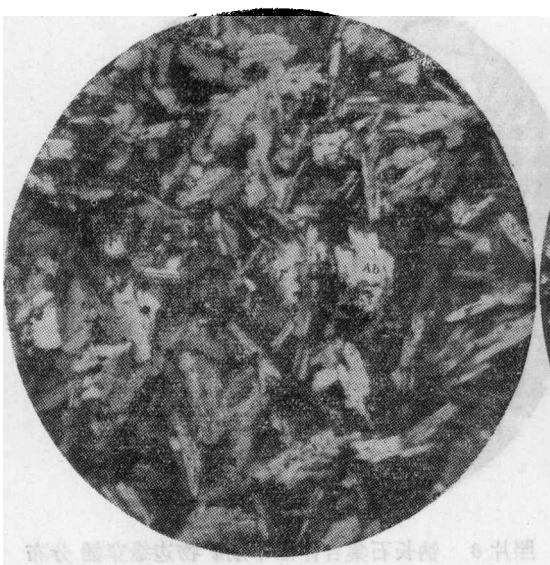
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net



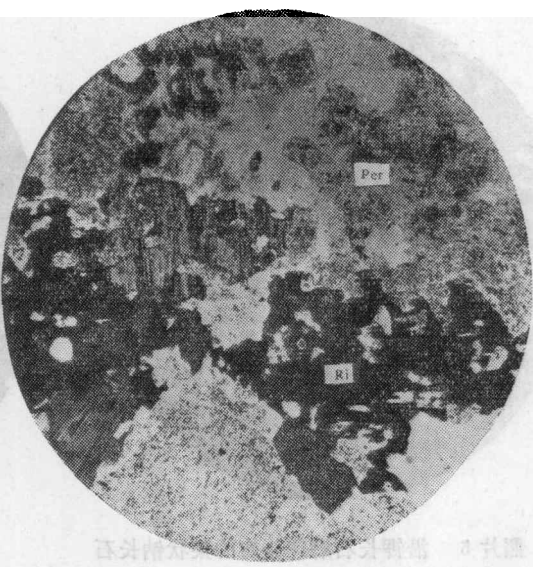
照片 7 强烈蚀变带的薄片状钠长石集合体
正交 10×6.3



照片 8 石英晶体内的钠长石包体
正交 10×6.3



照片 9 强钠长石化作用地段的长条状钠长石，岩石类似钠长岩
正交 10×6.3



照片10 具筛状结构的半自形钠闪石
单偏光 10×6.3

形，短柱状或粒状，具筛状结构，其中常有条纹长石和石英呈筛孔状分布（照片 10），形成也较晚（可能比第二世代石英晚）。晚世代钠闪石多见于东岩体下部。

霓石：多见于岩体的上部。它多为溶蚀钠闪石而成，具钠闪石假像，其中尚保存钠闪石残余，形成晚于钠闪石。

由上述资料说明，含矿岩体中五种主要造岩矿物有如下的形成顺序：钾长石——→石英——→钠闪石——→霓石——→钠长石。这是以该矿物中最早出现的矿物为准列入顺序的。实际

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

上，钾长石中正长条纹长石又可能早于微斜条纹长石。钠闪石和石英又有不同世代，有的早于别的矿物生成，有的则较晚。

岩体内的金属矿物和稀有元素矿物也有不同的世代。它们多赋存在造岩矿物颗粒间，常呈自形或半自形晶体出现，有的具筛状结构。特别是在东岩体，随着蚀变作用的增强，无论在矿物种类上或矿物的数量上都显著增加。在上部强钠长石化花岗岩带中，稀有元素矿物最为多种多样，并达到最大富集。岩体内矿物的形成顺序是长石、石英在先，含铁硅酸盐矿物在后。各种副矿物及稀有稀土矿物大多偏后，这与一般正常花岗岩或酸性花岗岩的矿物形成顺序是不同的，可谓之含矿碱性花岗岩的一个重要特征。

三、元素含量及其变化

对矿区两个岩体作了比较详细的地质工作及采样化验分析工作，囿于篇幅，本文只列举其中两个钻孔的样品资料。这两个钻孔样品对整个岩体具有代表性，它们大致反映了成岩成矿作用过程及其变化。现将岩石化学成分列于表1。由表1看出，含矿碱性花岗岩具有以下几个比较重要的特征：

1．两个岩体岩石 K_2O+Na_2O/Al_2O_3 比值都近于1。其中西岩体及伟晶状花岗岩带岩石略大于1。东岩体略小于1。而且下部弱蚀变岩石较上部强蚀变岩石更接近于1。从岩石化学成分可以确定为碱性花岗岩。岩石的 $K_2O+Na_2O/Al_2O_3>1$ 意味Al在长石形成后已无多余，剩余的Si和Na、Fe等结合形成钠铁硅酸盐矿物，这与岩体内条纹长石之后晶出钠闪石、霓石的顺序一致。

2．岩体内铁的含量较高，CaO、MgO的含量均低，这与岩石中含铁硅酸盐及含铁矿物发育，镁、钙硅酸盐矿物缺乏，以及斜长石中主要是钠长石的事实一致。

3．岩石中 P_2O_5 含量不高，这对稀土矿物的晶出形式影响很大。一般矿床中稀土元素多与 P_2O_5 结合，以独居石、磷钇矿晶出，而且晶出较早。本区岩体内稀土元素除少量赋存于独居石中外，多以硅铍钇矿（含铈）、氟菱钙铈矿晶出，而且晶出较晚。至于一般矿床中所见的磷灰石和磷钇矿在岩体内还没有见到。这无疑与岩石中 P_2O_5 含量低以及成岩成矿作用的总过程有关。

4．两个岩体上部 Fe^{3+} 相对 Fe^{2+} 含量有所增高，这一方面与地表氧化作用有关，另一方面也与成矿环境有关。钠闪石被霓石熔蚀交代，磁铁矿被赤铁矿代替的事实可用以说明。

5．两个岩体的 SiO_2 都很高。其中东岩体，特别是岩体上部钠长石化作用强烈地段，SiO_2 含量更高。这与该地段硅化作用强烈，石英含量显著增多的事实一致。

6．在东岩体强钠长石化花岗岩带内，虽然钠长石大量发育，但与岩体下部比较，K_2O、Na_2O 含量却有所降低，这可能与岩体上部富钠钾的矿物——钠闪石及条纹长石含量显著降低，石英及稀有元素矿物含量显著增大有关。所列资料说明钠长石化作用的发育不单取决于熔体或溶液中钠的绝对含量，也取决于一系列综合因素。

7．10个样品分别采自两个钻孔，其中西岩体蚀变作用微弱，岩石成分从下到上变化不大。东岩体从下到上硅化及钠长石化等作用逐渐增强，稀有元素含量逐渐增高。岩石的

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 1

样号	岩体名称	采样深度（米）	岩石名称	化学成分（%）														$\frac{K_2O+Na_2O}{Al_2O_3}$
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O^+	H_2O^-	ZrO_2	总计	
1	西岩体	20	含晶洞碱性花岗岩	72.92	0.11	11.85	1.81	2.53	0.05	0.048	0.27	4.56	5.00	0.28	0.14	0.24	99.808	1.11
2	西岩体	32	含晶洞碱性花岗岩	73.38	0.16	10.26	3.19	2.57	0.09	0.037	0.005	4.34	4.16	0.26	0.12	0.75	99.322	1.13
3	西岩体	73—83	含晶洞碱性花岗岩	73.44	0.15	10.07	4.13	2.33	0.09	0.044	0.008	4.11	4.56	0.28	0.04	0.82	100.072	1.19
4	西岩体	255—265	含晶洞碱性花岗岩	73.06	0.23	9.87	3.94	2.39	0.09	0.044	0.12	4.20	4.34	0.14	0.12	0.95	99.494	1.18
5	东岩体	地表	伟晶状花岗岩	71.24	0.17	10.50	3.33	3.99	0.09	0.063	0.14	4.48	4.32	0.66	0.30	0.34	99.623	1.14
6	东岩体	14—24	强钠长石化碱性花岗岩	74.40	0.71	8.98	3.63	1.77	0.14	0.041	0.13	3.90	1,52	0.65	0.33	3.09	99.291	0.74
7	东岩体	50—60	强钠长石化碱性花岗岩	74.63	0.66	9.48	3.82	0.90	0.12	0.03	0.10	3.66	2.35	0.43	0.28	3.25	99.71	0.82
8	东岩体	90—100	中钠长石化碱性花岗岩	72.40	0.69	9.93	4.09	0.72	0.06	0.05	0.16	3.50	3.48	0.44	0.32	3.40	99.24	0.96
9	东岩体	135—145	弱钠长石化似斑状碱性花岗岩	72.84	0.24	11.51	1.70	3.14	0.08	0.059	0.10	4.20	4.16	0.44	0.12	1.45	100.039	0.99
10	东岩体	180—190	弱钠长石化似斑状碱性花岗岩	73.30	0.24	11.28	1.92	2.66	0.09	0.066	0.25	4.20	4.08	0.32	0.12	1.23	99.756	1.00
11	围岩	地表	晶屑岩屑凝灰岩	69.37	0.22	14.93	1.03	1.55	0.10	0.24	1.20	5.05	5.83	0.29	0.05	—	99.86	1.00
12	围岩	地表	晶屑岩屑凝炭岩	70.69	0.18	13.41	0.34	1.77	0.29	0.24	0.95	8.62	2.56	0.29	0.03	—	99.37	1.00

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

化学成分也作有规律地变化，主要表现为 SiO_2 的含量逐渐增高，Al_2O_3 及 K_2O、Na_2O 含量逐渐减少，K_2O+Na_2O/Al_2O_3 的值也逐渐减小。

8．表中列出围岩——晶屑岩屑凝灰岩的岩石化学成分。它们与矿区碱性花岗岩有很多类似处，也是一种偏碱性的酸性岩石。这种岩石灰白色，具晶屑结构及凝灰结构。主要由钾长石、钠长石或钠更长石及石英组成。尚含少量黑云母、碱性角闪石、萤石、绢云母及铁矿物。结合岩石矿物和岩石化学特征可以推想，晶屑岩屑凝灰岩与碱性花岗岩可能具有同源关系。

上面几个岩石化学方面的特点，既反应在不同造岩矿物的出现及其晶出顺序上，也决定性地影响稀有稀土元素及其矿物的分布。

表1中的12个岩石化学样品，除去围岩2个样品外，其余10个样品分别用化学分析及X光萤光光谱测定了BeO、Nb_2O_5、Ta_2O_5、ZrO_2、HfO_2、U及ThO_2，这些结果列于表2。10个样品也同时用原子吸收光谱测定了其中15个单一稀土，其结果列于表3。10个样品还测定了其中Sn、Cu、Pb、Zn，其结果一并列于表2。另外，将东岩体一个钻孔从下到上300个样品BeO、Nb_2O_5、Ta_2O_5、ZrO_2、$〔Ce〕_2O_3$、$〔Y〕_2O_3$的含量变化作成曲线（图4）。

综合上列各表可以看出，稀有稀土元素含量的变化与岩石化学成分的变化十分一致，它们之间存在着密切的内在联系。岩体内稀有元素含量的分布表现出下述几个重要特征：

1．从稀有元素含量看，两个岩体都很高，无疑这与这些元素的区域地球化学背景值高，特别是与该区域性花岗岩矿床的成岩成矿地质和地球化学条件有关。其中西岩体从下到上稀有元素含量变化不大，分布比较稳定，这与该岩体蚀变交代作用微弱，从下到上岩体的岩石化学成分变化不大相吻合。东岩体情况不大一样，自下而上，稀有元素含量作有规律地增大，而且在一定深度上含量曲线有一明显转折，在此以上稀有元素含量明显增高（图4）。岩体下部，特别是深部，稀有元素的含量及其变化与西岩体的很相似。东岩体内稀有稀土元素含量的变化与表1中岩石化学成分的变化有关。而从下到上稀有元素含量的明显转折变化，则与岩体内钠长石化及硅化作用的明显增强有密切联系；

2．在东岩体内，自下而上，不同稀有元素含量的升降幅度不同。其中BeO和Ta_2O_5降低幅度最大。Nb_2O_5、$〔Y〕_2O_3$和ZrO_2含量变化相对较小，直到终孔部位，铌钇含量都很高；

3．两个岩体内稀土元素的分布也有类似特点。两个岩体$〔Ce〕_2O_3$和$〔Y〕_2O_3$含量都很高，而且相差无几。相对来看，其中西岩体含量较低，$〔Ce〕_2O_3>〔Y〕_2O_3$。东岩体稀土元素含量较高，特别是岩体上部钠长石化强烈发育地段，稀土含量更高，而且$〔Y〕_2O_3>〔Ce〕_2O_3$。东岩体下部仍然$〔Ce〕_2O_3>〔Y〕_2O_3$。岩体自下而上15个单一稀土含量作有规律地增大。岩石中稀土含量的这种变化与整个岩体岩石化学成分间存在着内在联系。一般碱性岩浆富于铈组稀土，酸性岩浆富于钇组稀土，而且稀土多在岩浆分异的晚期残浆中富集。两个岩体K_2O+Na_2O/Al_2O_3近于1，这与岩体既富铈组稀土又富钇组稀土的事实具有内在联系。相对来看，西岩体$K_2O+Na_2O/Al_2O_3>1$，岩石碱份较重，东岩体$K_2O+Na_2O/Al_2O_3\leqslant 1$，$SiO_2$含量增高，岩石酸性较重，这与它们分别富集不同的稀土元素不无密切关系。进一步在东岩体，岩石酸性愈益增大，碱性相对减小，岩石SiO_2含量愈益增多，从而决定了岩体自下而上稀土的特殊分布；

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

表 2

样号	名称	元素含量（%）及其比值													
		BeO	Ta_2O_5	Nb_2O_5	ZrO_2	HfO_2	ThO_2	U	Nb/Ta	Zr/Hf	Th/U	Sn	Cu	Pb	Zn
1	含晶洞碱性花岗岩	0.008	0.0005	0.018	0.24	痕	0.03	0.0005	36	170	52	0.002	0.002	0.005	0.020
2	含晶洞碱性花岗岩	0.007	0.0009	0.035	0.75	0.01	0.03	0.02	39	75	13	0.004	0.007	0.025	0.046
3	含晶洞碱性花岗岩	0.013	0.001	0.038	0.82	0.015	0.04	0.002	38	54	18	0.004	0.001	0.012	0.042
4	含晶洞碱性花岗岩	0.012	0.003	0.052	0.95	0.018	0.04	0.003	17	53	12	0.004	0.001	0.008	0.047
5	伟晶状花岗岩	0.011	0.0007	0.021	0.34	0.002	0.02	0.002	30	170	9	0.001	0.003	0.009	0.047
6	强钠长石化碱性花岗岩	0.154	0.014	0.32	3.09	0.054	0.24	0.019	23	57	11	0.028	0.003	0.220	0.140
7	强钠长石化碱性花岗岩	0.078	0.010	0.19	3.25	0.040	0.14	0.019	19	81	6	0.023	0.002	0.090	0.110
8	中钠长石化碱性花岗岩	0.059	0.0009	0.15	3.40	0.042	0.12	0.011	16	81	9	0.022	0.002	0.105	0.150
9	弱钠长石化碱性花岗岩	0.021	0.003	0.066	1.45	0.036	0.05	0.003	22	40	15	0.006	0.001	0.028	0.046
10	弱钠长石化碱性花岗岩	0.022	0.002	0.061	1.23	0.027	0.04	0.003	30	46	12	0.006	0.001	0.031	0.047

表 3

样号	稀土元素分量（%）																$\frac{[Ce]_2O_3}{[Y]_2O_3}$
	La_2O_3	CeO_2	Pr_6O_{11}	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_4O_7	Dy_2O_3	HO_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Y_2O_3	$[Ce]_2O_3$	$[Y]_2O_3$	
1	0.015	0.011	0.0065	0.016	0.031	<0.0001	0.0034	<0.0001	0.0028	0.0005	0.0014	0.0003	0.0017	<0.0001	0.023	0.0795	0.0331	2.402
2	0.021	0.033	0.0037	0.026	0.0056	0.0001	0.0079	0.0013	0.0039	0.0009	0.0019	0.0004	0.0238	0.0014	0.018	0.0893	0.0596	1.498
3	0.026	0.028	0.0056	0.076	0.0063	0.0001	0.0083	0.0016	0.0050	0.0011	0.0029	0.0006	0.0034	0.0014	0.033	0.1359	0.0574	2.368
4	0.022	0.039	0.0065	0.030	0.007	0.0001	0.0085	0.0013	0.0060	0.0013	0.0033	0.0006	0.0034	0.0015	0.046	0.1045	0.072	1.451
5	0.014	0.011	0.0019	0.016	0.0042	0.0001	0.006	<0.0001	0.0015	0.0006	0.0002	0.0002	0.0011	<0.0001	0.018	0.0471	0.0277	1.700
6	0.07	0.050	0.00342	0.075	0.023	0.0002	0.085	0.0125	0.0322	0.0159	0.026	0.0052	0.0167	0.0050	0.29	0.2585	0.4887	0.529
7	0.047	0.062	0.0240	0.081	0.021	0.0002	0.050	0.0098	0.0175	0.0060	0.020	0.0035	0.0122	0.0035	0.238	0.235	0.3607	0.651
8	0.042	0.058	0.0220	0.070	0.031	0.0002	0.039	0.0081	0.0145	0.0045	0.033	0.0028	0.0097	0.0030	0.176	0.223	0.2908	0.766
9	0.012	0.044	0.0074	0.028	0.0083	0.0001	0.009	0.0044	0.0053	0.0021	0.0028	0.0007	0.003	<0.0001	0.059	0.0997	0.0864	1.154
10	0.016	0.039	0.0074	0.024	0.0069	0.0001	0.011	0.0027	0.0048	0.0024	0.0027	0.0008	0.0032	0.0015	0.045	0.0933	0.0277	1.700

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

4．U、Th在岩石中的含量只作了少数测定，它们的分布难以讨论。大体上，在东岩体从下向上U及ThO_2含量也是逐渐增大的。这一事实也与岩石的化学成分，岩浆的演化及挥发分的富集关系密切。

5．从Sn、Cu、Pb、Zn含量的分布来看，也有类似趋势。在西岩体从下向上，元素含量变化不大，而在东岩体从下向上，Sn、Cu、Pb、Zn的含量均有规律地增大。

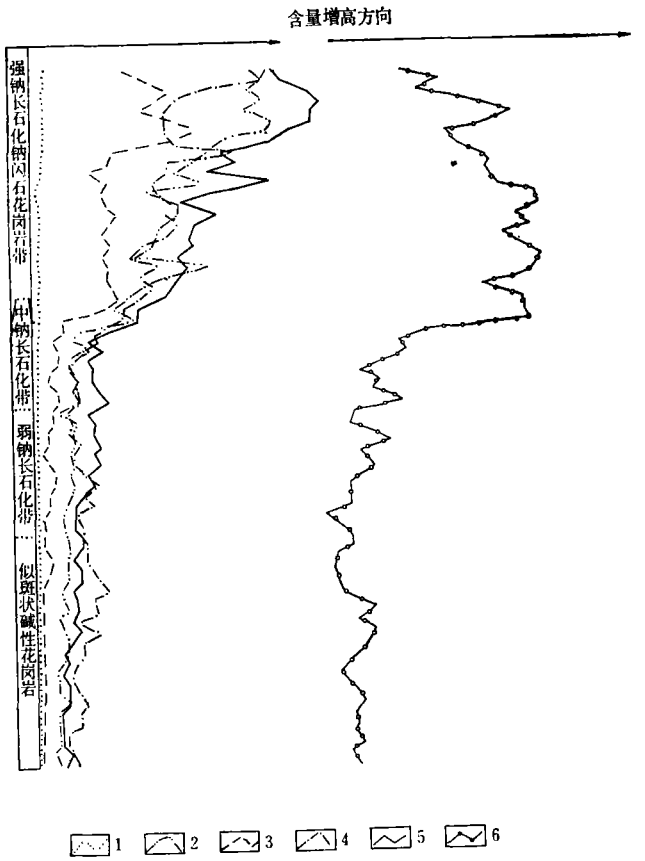


图 4 东岩体沿垂直方向稀有稀土元素含量变化曲线

1—Ta_2O_5含量变化曲线；2—Nb_2O_5含量变化曲线；3—BeO含量变化曲线；4—$(Y)_2O_3$含量变化曲线；5—$(Ce)_2O_3$含量变化曲线；6—ZrO_2含量变化曲线

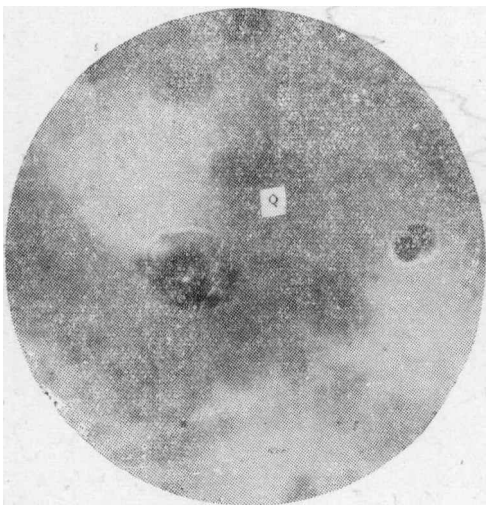
四、成岩成矿作用讨论

稀有稀土元素的富集成矿是多种因素（地质、构造、地球化学、物理化学等。）综合作用的结果。首先，区域稀有稀土元素的地球化学背景值高是这些元素成矿的有利条件。其次，稀有稀土元素的富集及碱性花岗岩的形成，区域构造起了决定性作用，从巴尔哲岩体往北北东方向，已知有好些碱性花岗岩沿深断裂带展布。矿区内碱性花岗岩的侵位又明显受短轴背斜轴部的控制。在一个岩体内，稀有元素的成矿富集又取决于一系列局部条件。如矿床形成时，岩体应赋存于一定的深度和有利构造部位，在这一部位上有利于岩浆分异

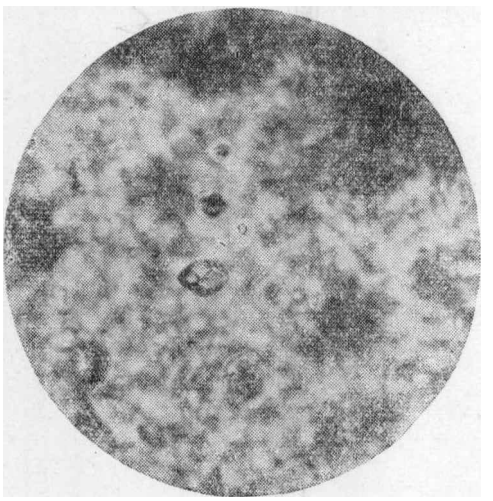
© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

作用，使挥发分及稀有元素分出不致散逸，从而富集。矿区内的两个岩体呈岩瘤或岩株状产出，岩石中晶洞发育，岩石具似斑状结构和细粒结构，造岩矿物中存在大量气液包体等，这些说明该岩石形成时深度不大，有利于稀有元素的分出。另一方面，岩体形成时构造环境比较稳定，没有大的断裂发生，矿体的围岩比较致密，以及伟晶状花岗岩的存在均说明矿体顶部有阻止矿液散逸的遮挡层存在，有利于矿液的储积成矿。

为了了解成矿溶体、溶液的性质，对岩体内造岩矿物中的包体作了初步研究。包体分原生包体和次生包体。原生包体又有一相包体、二相包体和三相包体。其中三相包体中的固体包体呈正方形，很像石盐晶体（照片12）。所见到的包体中二相包体较多，三相包体较少。包体一般0.008—0.05毫米。结合矿区岩石中大量晶洞的出现，萤石发育，以及钠闪石富含氟（含F 2.07%），可以认为含矿岩体形成时挥发分及易熔碱元素的大量参与是毫无疑问的。另外，对东岩体强钠长石化花岗岩带石英中的气液包体进行均匀法测温，其



照片 11 石英二相包体
单偏光 25×8



照片 12 石英中的三相包体
单偏光 25×6.3

结果为286—440℃，对岩体下部未蚀变花岗岩石英中的熔体包体进行均匀法测温，其温度在750℃以上，对三相包体中的正方形晶体进行观察，其消失温度为195—210℃。根据这些资料可以初步认为，西岩体及东岩体下部未蚀变的原生岩石形成时温度较高，可能属岩浆作用阶段，而岩体上部强钠长石化作用地带的主体岩石，形成温度较低，可能属岩浆期后作用阶段。而正方形盐类晶体的形成，温度可能更低。

由岩浆阶段向岩浆期后阶段转化的机理主要有两种不同的认识。一种认为，岩浆对水溶液的溶解度是有限的，由岩浆阶段向岩浆期后作用阶段的转变，其间具有临界现象，即具有明显的间断。根据这一种认识，可以明显地分出岩浆期矿床和岩浆期后矿床。另一种认为，只要结晶过程中熔体富含碱分，氧化铝含量不高，而且有大量氯、氟等挥发分存在，水在硅酸盐熔体内就能连续不断地溶解。因此，自岩浆作用阶段向岩浆期后作用阶段的转变，经过逐渐过渡的形式，其间不出现临界现象。根据这种认识，有人便认为“有关矿物是由岩浆期或岩浆期后热液形成的争论失去了任何意义”[5,6]。

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

在硅酸盐熔体中水的溶解度，以及岩浆作用向岩浆期后作用的演化发展，前人已进行过许多室内模拟实验[1,2,3,4]。但是结合野外具体地质现象及矿物共生来讨论它们之间的关系，却没有人做过。地质的、岩石的及矿物的实际资料对了解这一过程十分重要，这是因为成岩成矿的模拟实验所考虑的因素毕竟有限。下面我们主要以巴尔哲含矿岩体的钠长石为例来分析讨论这一过程。

正如上述，巴尔哲含矿岩体是一个含稀有元素的碱性花岗岩体，其中 Al_2O_3 含量甚低而碱元素含量较高，挥发分的含量也可能很大，形成含矿岩体的含矿熔体无疑是一种特殊的熔浆。从西岩体及东岩体下部的岩石没有什么交代现象或交代现象甚微可以推测，该地段岩体是由熔浆形成的。上述熔体包体测温 在720℃以上也补充说明了这一问题。东岩体上部，石英的再生长及硅化作用很发育，钠长石化作用也强烈，稀有元素矿物大量产出，而且钠长石化等交代作用常沿节理、裂隙发育。这些说明该地段主体岩石是由岩浆期后的含矿气体热液形成的。上述气液包体测温在286—440℃，盐类包体（？）测温为200℃等也补充说明了成矿时气体热液的广泛参与。一个一次形成的岩体，下部地段由熔浆形成，上部地段由岩浆期后气体热液形成，其间是如何转变的呢？

野外所见，东岩体从下到上，由未蚀变的似斑状花岗岩、经弱、中等蚀变岩石到强钠长石化花岗岩带，其间没有任何界线，看不出时间间断，所以从宏观上表现为逐渐过渡的渐变过程。从微观看、从矿物及元素的变化上看又反映出由量变到质变的突变过程。

前面列举的几种不同形态和产状的钠长石是选自深约300米的同一钻孔。自下而上可见到前一种钠长石为后一种钠长石所代替。这几种钠长石作为一个统一的岩浆演化作用的产物是没有什么疑问的，但它们的不同形态和产状却明显地反映了形成条件的不同。嵌晶状钠长石是钾钠长石随温度降低固体溶液分解的产物，形成于岩浆作用阶段。镶边状钠长石具反应边结构，也应列入岩浆阶段。但是，从巴尔哲岩体来看，这种钠长石的出现说明岩浆演化已开始了向岩浆期后转变的过程，此时早期矿物颗粒间已有钠质气液存在，它们呈分散地赋存于粒间间隙内，因此没有引起介质性质的显著变化。蚕蚀状钠长石的形成，其机理类似于镶边状钠长石，只是过程略有发展而已。至于架状钠长石的形成，环境多少与之类似。以上几种钠长石主要见于下部弱蚀变及未蚀变似斑状花岗岩内，总的它们都属于岩浆作用阶段。第五种钠长石是条柱状钠长石集合体，它们沿条纹长石或石英边缘进行较强烈的熔蚀交代，在岩石中的含量明显增多。第六种薄片状钠长石，呈集合体似脉状沿不同方向穿插在岩石中，发育强烈，而且随着作用的进行，最后使原岩遭到强烈的溶蚀交代。后几种钠长石主要见于东岩体上部强钠长石化花岗岩中及部分中等程度蚀变花岗岩中。正如前述，该地段的蚀变岩石，包括钠长石本身，可能属岩浆期后阶段产物。另外，岩石蚀变作用明显加强仅见于一个距离不大的地段内，而上述由前几种钠长石向后几种钠长石的转变也于这一不大的深度距离内实现。这种在一个较短距离内矿物产状及形态的变化，蚀变作用的明显加强，使我们推想含矿气体热液已由分散微量的存在汇聚成了一个整体，而且大量出现，这一过程可看作是一个由量变到质变的过程。

东岩体从下到上各种稀有元素及稀土元素含量的变化也具有类似于上述矿物变化的特征。表1中岩石化学成分含量的变化已清楚地显示出从下到上成岩成矿介质的变化。此外，由图4看出，各种稀有稀土元素在地表含量普遍较高，而在下部相对较低，元素含量

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

曲线大约在强钠长石化花岗岩和中钠长石化花岗岩地带之间出现明显转折，这也补充印证了成矿过程具有由量变到质变的性质。

成岩成矿时介质（环境）的酸碱度可以大致地从岩石的岩石化学成分来推论。由岩石化学成分和矿物成分得知，含矿岩体的原岩为含钠闪石霓石的晶洞状碱性花岗岩。其中西岩体 $K_2O+Na_2O/Al_2O_3>1$，硅质相对较低，钙镁含量甚微，成岩成矿介质可能具弱碱性性质。东岩体下部，各种元素含量及 K_2O+Na_2O/Al_2O_3 值大致与西岩体类似，成岩成矿介质也可能具弱碱性或近于中性。至于东岩体上部，钾钠含量明显减少，氧化硅明显增多，酸性挥发分也增多（见表1），成岩成矿介质有可能具弱酸性。总体看，从西岩体经东岩体下部到东岩体上部，介质的成岩成矿环境是由弱碱性向弱酸性变化的。

成岩成矿作用介质的性质，大量易挥发物（F、Cl、H_2O）及易熔物（K、Na）的存在，决定了稀有稀土元素在熔体溶液中的存在形式和迁移方式。它们多半在熔体或溶液中相互结合实现转移的。在西岩体和东岩体下部，Be、Nb、Ti、Ta等可能与 F、Cl、H_2O、O 等结合呈络阴离子形式实现迁移，TR 和部分 Nb 可能与 F、Cl、H_2O、O 等结合呈这些元素的化合物实现迁移。在东岩体上部，即在强钠长石化花岗岩形成时，稀有稀土元素大多与 F、Cl、H_2O、O 等结合呈化合物形式迁移。稀有稀土元素此时多半以阳离子形式存在，与某些现代火山喷出的气体和热液中所见到的情况类似。

稀有稀土元素呈固相沉淀，成岩成矿介质压力减小和温度降低是最重要的因素。因压力、温度降低，有利于络合物或化合物的分解，挥发分及碱元素易于离去，有利于成岩成矿介质由弱碱性向弱酸性转变，则有利于稀有稀土元素沉淀。此外，沉淀剂的存在，围岩的影响等都是促使稀有稀土元素沉淀的不可忽视的因素。至于稀有稀土元素以什么样的矿物出现，富集于什么地段？则更与成岩成矿的物理化学条件有紧密关系。有关这后一问题拟在以后另作讨论。

本文是集体劳动的成果，参加部分工作的还有邓楚均、姚红毅、杨秀峰、李海琴等同志。图件由朱念秀同志清绘，照片由郭凰九、陈殿丰同志摄制。特别是矿床的原始资料是吉林省地质局地质矿产普查大队三分队同志惠赠的，好些野外工作是在他们的帮助和指导下完成的，特此深表谢意。

参 考 文 献

〔1〕 Tuttle, O. F. and Bowen, N. L. 1958 Origin of granite in the light of experimental studies in the system $NaAlSi_3O_8$—$KAlSi_3O_8$—SiO_2—H_2O. Geol. Soc. America Memoir Vol. 74, pp. 84—89.

〔2〕 Jahns, R. H. and Burnham, C. W. 1958 Experimental studies of pegmatite genesis: melting and crystallization of granites and pegmatites. Bull. Geol. Soc. Amer. V. 169, No. 12, pp 1592—1593.

〔3〕 Burnham, C. W. and Jahns, R. H. 1962 A method for determing the solubility of water in silicate melts. Am. Jour. Sci. Vol. 260. pp. 721—745.

〔4〕 Sørensen, H. 1974 The alkaline rocks. Printed in Great Britain by the Garden City Press Limited Letchworth Hertfordshire, SG 6. JS. pp. 389—402.

〔5〕 Гинзбург А. И. 1972 Редкометальные граниты и проблемы магматической дефференциации. ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА».

〔6〕 Косалс Я. А. 1976 Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА».

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

DISCUSSION ON THE PETROGENESIS AND MINEROGENESIS OF THE RARE—METAL—BEARING ALKALINE GRANITES IN BAERZHE JILIN PROVINCE

Bai Ge Yuan Zhongxin
Ding Xiaoshi Sun Luren

Abstract

In the northwestern Jilin, there occur several intrusives of rare-metal-bearing alkaline riebeckite granite. Most of them are small and irregular in shape. Generally they intrude into the tuff as stocks, bosses and apophyses. In upper part of a few granite bodies albitization and silicification are developed. One of these bodies with increasing intensity of alteration can be divided into three zones. At the top of the body in the strong-alteration zone, which is rich in rare-metal minerals such as zircon, monazite, parisite, helvine, gadolinite, niobite, pyrochlore etc.

One of the interesting feature in the granite body is that there is a systematical variation in form and occurrence of albite. On the basis of the studies of geological and geochemical investigation, the petrogenesis and the minerogenesis of the body have been discussed. It is postulated that the whole minerogenetic process comprises both the magmatical stage and the postmagmatical stage. Macroscopically the transition from the former to the latter is a gradual one, but microscopically it still belongs to a mutation.

© 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net