

花岗岩类侵入体的潜在含矿性与产矿率

多数研究人员目前都承认这样一点,即火成岩是内生成矿过程中矿质的主要来源之一。不过,在一些情况下岩石与矿石之间确有直接的成因联系;在另一些情况下则认为二者是以矿源的共同性相联系的。由于矿石通常只占分散并埋藏于火成岩中的物质的万分之一,所以,要想对内生矿石的岩浆来源问题得出一致的答案,其难度是很大的。

如果能对下面两个基本问题作出回答,那末内生成矿的矿质来源问题就会得到顺利的解决。这两个问题是:潜在含矿的岩浆源产生和发展的地质与地球化学特征是什么?在什么样的地质条件下潜在含矿的侵入体能够产生矿石富集?

在讨论第一个问题时很自然地要作一种假设,即岩浆源的喷气中,特别是含矿的热液中稀有(金属)元素浓度增高的原始原因,在于母岩浆这些元素的原始富集。但是,从另一个角度提出问题也是合理的,即岩浆期后喷气金属元素的富集,是岩浆结晶和分异过程中这些元素堆积的结果。最后,热液中金属元素的富集,既可以是岩浆的原

始富集、也可以是岩浆结晶和分异的特征所引起的。这时,最重要的是估计这两种因素的相对意义。

近年来的研究得以确定,由于大陆地壳结晶基底改造的结果所生成的原地(автохтонный)花岗岩以及作为基性岩浆酸性分异物的再生(палингенный)花岗岩和斜长花岗岩,在许多元素的含量方面都有差别。不过,地壳中主要类型岩石稀有元素成分的差异以及不同成因的花岗岩中稀有元素含量之不同,仅应看作是地壳中物质分布最普遍的规律。近20年来,许多研究者对成因类似的各种岩浆杂岩体中稀有元素分布特征所进行的定量研究表明,自然界中没有发现岩浆中金属与稀有元素的明显原始富集。一般这些元素的浓度与该类岩石的平均含量相差不超过1.5~2倍。东西伯利亚不同时代的花岗岩类杂岩体即是一个例证。以数千个样品分析结果所得到的稀有元素分析资料列于表1。

如果原始岩浆不曾被金属元素多次原始富集的话,那末注意力自然要集中到别的解释上去,也就是说能够形成矿石的岩浆源的产生,是由它的形成、侵入、结晶及分异特点所决定的。

在研究岩浆过程中元素的地球化学史时首先必须注意的是,这个历史是由两个基本趋势所决定的。多数稀有元素的原子分散于造岩矿物和副矿物的晶格中,而且实质上是埋藏于正在结晶的火成岩中。与挥发组分有关的这些元素的少部分原子,在岩浆分异和结晶过程中与挥发分一起运移,其结果在浆源的残余熔浆中可以发生挥发组分及与其有

东西伯利亚花岗岩类杂岩体金属元素的平均含量

表1

岩体时代	岩体数	平均含量 γ/g				
		Sn	Be	Mo	Pb	Zn
太古代	5	5.6	4.3	1.8	22	66
古生代	6	3.9	2.3	1.6	16	57
中生代	6	5.4	4.7	2.0	26	44
花岗岩(据 A.П.维诺格拉多夫,1962)		3.0	5.5	1.0	20	60

关的稀有元素的富集。这一趋势称为喷气富集，看来是岩浆岩中含矿性的决定因素，在分析成矿侵入体的形成条件时显然应予以特别重视。稀有元素喷气富集的规律，可以首先通过岩浆结晶和分异过程中挥发组分地球化学史的分析来确定。

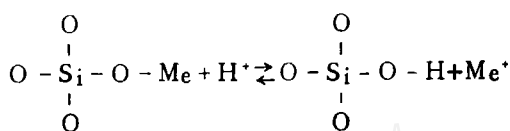
有关火山气成分方面的现有资料和硅酸盐系统中挥发分溶解度的实验研究结果以及它在火成岩中含量的资料，都有理由认为，例如花岗岩岩浆水的含量为2~3%，氟0.15~0.2%，氯0.2~0.3%，碳酸气0.2~0.3%。硼、硫和其它挥发分的含量大概是千分之几和万分之几。在玄武岩岩浆中，看来氟的作用有所减小，而氯和硫的作用增大。在硅酸盐熔浆中，水和氟的情况很特殊，它们一方面是熔浆的变体，另一方面在形成单独的蒸汽相的情况下又是稀有元素的搬运媒介。氯和碳酸气由于在硅酸盐熔浆中的溶解度很小，在稀有元素的喷气富集过程中只起到搬运媒介的作用。

在讨论岩浆熔体结晶和分异过程中挥发分的作用时，必须注意到它的地球化学历史的一个重要特点。如前所述，在岩浆熔体结晶过程中，由于去气作用的结果或其他原因，从中呈矿石富集析出和堆积的只是含于原始熔浆中含矿物质的一小部分。岩浆结晶过程中挥发分的地球化学命运与金属组分截然不同。如所周知，在花岗岩类成分侵入体的结晶过程中，其中只剩下约1%的

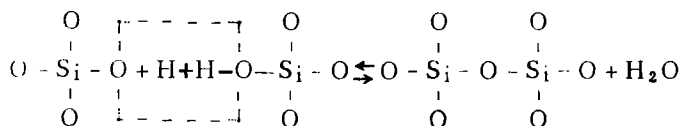
水，0.08%的氟和0.02%的氯。把这些数据与前面列举的花岗岩类熔体中挥发分含量作一对比即可发现，相当大的一部分挥发分在结晶过程中从岩浆中跑掉了。

作为硅酸盐熔浆变体的水和氟的作用，对认识喷气富集具有很大意义。实验研究表明，水在硅酸盐熔浆中的溶解度在高温、高压下可达14%。

水在硅酸盐中的溶解，看来是以不同的方式实现的。溶解的原因，从一方面来说，可能是质子-阳离子交换反应，这个反应是按下式进行的：



这种交换的可能性是由H—O（10~12千卡/克原子）以及K—O或Na—O（分别为5和8千卡/克原子）的键能比所决定的。不过，质子-阳离子交换主要是在熔浆的硅氧网端键进行，所以对其构造没有多大影响。同时，在水溶解过程中硅酸盐熔浆的构造发生变化，根据熔浆的粘度变化可以断定这一点。如果“干的”花岗岩熔浆的粘度在1200°C时为 10^8 泊^{*}，则含水3重量%时为 $10^{4.5}$ 泊，10重量%时只有 $10^{2.5}$ 泊。硅酸盐熔浆中水的这种变形作用，可以在复杂硅氧链的再凝聚过程中由于缩聚反应的可逆性而实现，即：



当反应向左时（溶解水的过程），在硅氧链中沿桥氧产生断键，从而导致凝聚作用。

研究硅酸盐熔浆中氟的溶解度表明，看来这个元素也能起到活泼的变性剂的作用，但不能深入到桥氧的部位，也不能置换硅氧基的端氧，从而阻碍了缩聚作用的进行。

水和氟在硅酸盐熔浆构造方面的变性作

用具有很大的岩石成因意义。它不仅在熔浆粘度剧减的情况下产生，而且在熔浆结晶温度降低较大（200~250°）的情况下也可以产生。因此，在这些挥发组分堆积的地方，可以预期形成“低温”的熔浆。这种熔浆由于粘度小而具有很大的活动性，并且是在较低的温度下结晶的。

如上所述，在高温、高压下硅酸盐熔浆

* 粘度单位

中水的溶解度达14%，但压力降低时其溶解度减少甚快，在3公里的深处为3%，在地表为1%。硅酸盐熔浆中氟的溶解度很小。氯和碳酸气的溶解度则更小，它们与硅酸盐熔浆是不混溶的，高温下形成液态的盐相和气状的水相。在岩浆结晶的末期阶段，当残余熔浆中挥发组分的浓度增长时，这种流体相的相对作用看来是增大了。硅酸盐系统温度降低时，液态的盐相和气状的水相混溶，形成统一的热液系统。当然，对于认识喷气过程而言，有意义的不仅是挥发组分的浓度及其在岩浆熔融体中的相态，而且还有岩浆结晶和分异过程中挥发组分及与其有关的稀有元素的强度、规模和运动方向。挥发分搬运的过程，在很大程度上取决于侵入体的大小和产出深度。由此出发，可以划分出花岗岩类侵入体的三个主要类型，即：深成岩基、中深成岩基和浅成侵入体。

众所周知，深成花岗岩岩基形成于深度较大（大于10公里）的较稳定的环境中，具有规模大、主要侵入相成分均一的特点。岩浆的挥发组分连同部分稀有元素原子一起，富集于最晚期的侵入相中。稀有元素的分布主要受结晶分异过程支配。在这类侵入体中结晶过程发生的最完全，并导致岩浆系列边缘相之间稀有元素含量的巨大差别。此时，在酸性分异物中，结晶化学上与钾有关的元素（Rb、Tl、Pb等）或与挥发组分形成稳定化合物的元素（Be、Sn等）大量堆积，而结晶化学上与镁和铁有关的元素（Sn、Cu、Ni、Co等）含量减少。

深成岩基花岗岩类中稀有元素分布的最重要特征，是元素的离散值低：比中深成型侵入体中元素的离散值平均小一倍。另外，深成岩基还有一个特点，就是形成于侵入体深部的晚期酸性分异物中挥发组分大量堆积。

由于挥发相的压力梯度值很低，在侵入体的顶部几乎不存在物质的喷气搬运。挥发组分及与其有关的稀有元素，只是在结晶分异过程中被压入侵入体的深部。换言之，在

这些侵入体中，结晶分异与喷气富集的方向是一致的。而在富含挥发分的酸性分异物以浅成侵入体形式向上部构造层迁移的情况下，喷气富集的条件将受其他规律制约。

在较小的深度下（6~8公里）形成的中深成花岗岩类岩基中，结晶分异过程受到抑制，这与岩浆熔融体的结晶构造环境不稳定及这些侵入体可能脱气有关。

中深成岩基中岩浆熔融体结晶条件的不稳定性，加上它的形成深度较小，使得侵入体的脱气过程容易发生。在侵入体形成过程中，由于构造应力破坏而产生的流体相，具有较高的压力梯度值，故可导致挥发组分及与其有关的稀有元素向岩浆房之上部局部迁移。在某些情况下，喷气富集的这种局部岩浆源的形成，可以导致产生锡-钨矿化，呈大量的副矿物矿染分散于花岗岩本身之中；也可以产生规模不大的高温矿石，风化的结果又可以形成规模较大的砂矿。

从潜在含矿性的观点出发，价值最大的是常与内生矿化有成因联系的浅成花岗岩类侵入体。

热物理计算证明，浅成侵入体不可能在原地形成，而再生熔化只能发生于15~20公里的深部。因此，所有的浅成侵入体都应有其深部母岩浆源。无论是在优地槽带还是次生活化区内，此种侵入体均可形成一系列杂岩体，为贯入到上部构造阶的深部比较宽大的岩浆源的一份分异产物。例如，东部外贝加尔与这种单独的分异岩浆源有关的晚白垩世花岗岩类杂岩体，共贯入了三次，相间一千万年。对于这类侵入体来说，喷气富集发育是它的一个特点，其强度在富含挥发分的浅成侵入体中急剧增长。

研究浅成侵入体中挥发分和与其有关的稀有元素地球化学史时，必须划分出并单独讨论侵入体形成阶段和结晶阶段这些元素的赋存规律。侵入体的形成，必然会伴随挥发分和稀有元素向顶部流动。有时产生于岩浆阶段的稀有元素喷气富集，导致岩体顶部许多元素的大规模堆集。例如，远东地区的一

个花岗岩体,顶部含锡25Y/g,距岩体顶板800米的深处只有5.8Y/g。同时,黑云母中锡的含量也有很大变化。靠近岩体顶板的部位,黑云母含锡260Y/g,深部只有40Y/g。因此,在800米的区间内,岩石中锡的含量增高3倍,而作为锡的富集矿物并于结晶的末期阶段析出的黑云母,含锡增长5倍多。在远东、中亚和高加索等地区,也见有岩体顶部稀有元素类似的富集情况和深部元素的急剧减低。除锡外,岩体顶部还见有锂、铷、铍、钨、铌、钽和其他元素的富集。

浅成岩体顶部许多稀有元素的这种喷气富集,不仅使其含量成倍增长,造成一种岩浆“成矿专属性”的错觉,而且稀有元素浓度的离散也增加到10~15倍。然而,更重要的是,在岩体顶部挥发组分(首先是水和氟)含量水准猛然升高的条件下,这个部位将发生熔浆的剧烈变态,表现为熔浆硅氧网的重新聚合,并导致熔浆粘度的减低,而最主要的则是结晶温度的降低。在水和氟含量高的情况下,温度的降低看来不会太大。例如,根据И.С.格柳克研究花岗岩—水—KF系统相平衡的资料,当KF含量高(约15%)时,在温度约300℃时已出现硅酸盐熔浆。

研究挥发分含量高的浅成侵入体的脉状转生岩查明,含氟这样高的熔浆是完全可能存在的。上英格尔(东外贝加尔)侵入体的霏细斑岩岩脉中,氟含量超过2%,而蒙古东部发现的含锂、氟石英角斑岩岩脉含氟达2.6%。

富含挥发分的浅成侵入体之顶部有可能形成低温的熔浆,其结晶温度要比一般的熔浆低200~250°,这是由此种侵入体结晶机理的一系列特征所决定的。对于挥发分(首先是水和氟)含量高的侵入体来说,这些特征表现的程度最为完全。

如图1所示,在顶部硬化带形成之后,这类侵入体中产生了低温的熔浆区,其结果在某一深度内开始进一步结晶(“初始结晶”带)。从这一时刻开始,由于结晶堤的存在,残留于其下部的挥发分在进一步结

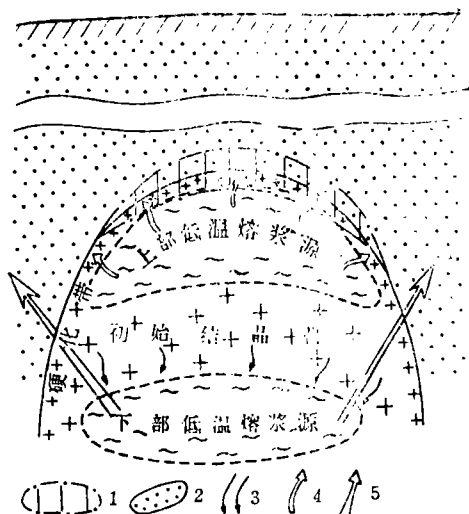


图1 挥发分含量高的浅成侵入体的结晶图式

1-高温矿石富集带; 2-围岩中的喷气量; 3-结晶阶段挥发分的运动方向; 4-高温含矿液体的运动方向; 5-热液运动方向

晶过程中,开始被压入侵入体深部,至少造成一个低温熔浆带。因此,在含挥发分高的浅成岩体结晶过程中,起码产生两个低温熔浆区:一个在侵入体顶部;另一个在深部。

在进一步结晶过程中,处于顶部的挥发分趋向于离开它所在的地方,并于附近的侵入体内、外接触带中形成高温矿石。在侵入体的深部,在低温熔浆挥发分过饱和的条件下,将产生硅酸盐熔浆不混溶的盐和水的流体相,成为热液的起源。这些岩浆源被断裂切穿后,引起热液向侵入体的上带(常常是向外接触带以远)流动。

存在两个含矿层位的最有说服力的例子,一个是哈普切兰格侵入体,这里的云英岩型锡矿床与一个岩钟的上部有关;而著名的哈普切兰格硫化物-锡石矿床则与该岩钟之深部有关。产生这些矿石的热液源存在的深度,确定为1.5公里。另一个含矿溶液源两层分布的例子是世界上著名的柯尔努埃耳矿床。据阿里斯托夫的资料,其他一些地区也有含矿溶液存在于不同的标高的例子。

浅成侵入体的上述结晶特点,在酸性花岗岩类岩浆中表现得最为明显,其中钾大于钠,氟含量达到0.3~0.4%。

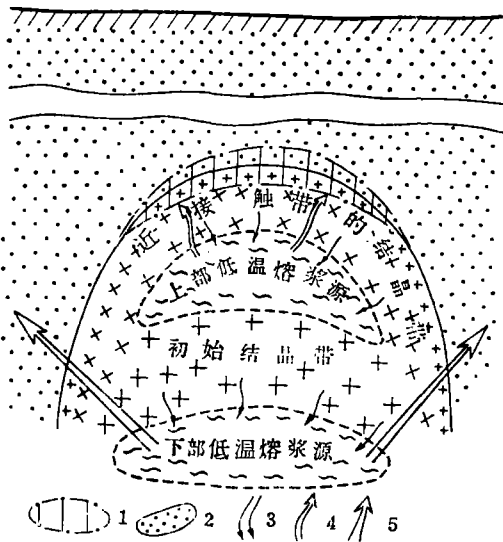


图2 挥发分含量中等的浅成侵入体的结晶图式
(图例见图1)

当氟含量略低时 (0.15~0.2%), 看来上部低温熔浆源的形成不是立刻发生的。在固结带形成之后, 在这种侵入体中近接触带的地方发生结晶 (图2), 因此位于侵入体顶部的部分挥发分被压下侵入体顶部的更深的层位, 在那里形成上部低温熔浆源。该熔浆源生成之后, 在其下部的某一深度上, 侵入体的进一步结晶仍然在继续。与前面提到的情况一样, 结晶堤的产生, 引起挥发分向侵入体深部压入, 并形成下部低温熔浆源, 从中可能产生含矿溶液。另一方面, 埋藏较深的上部低温熔浆源, 可能引起了包括网状脉在内的各种类型矿石的发育。东外贝加尔古德日尔杂岩体的某些浅成侵入体, 可以作为这方面的例证, 该区的钨矿床即与这些侵入体有关。

熔浆中挥发分的饱和度 (首先是水和氟), 在很大程度上影响到岩浆演化的岩石化学和地球化学特征。如果与褶皱区内不同时代地槽区外的花岗岩类岩石化学及地球化学特点作一对比, 则这种情况就更明显了。在比较古老的褶皱区内, 岩石受到再生熔化, 变质作用较强, 那里产生的是挥发分

(首先是水) 含量较少的较高温的熔浆。而在年青的褶皱区中, 地槽区外的花岗岩类, 具有挥发分含量高的特点。

从这个关系上说, 东外贝加尔侏罗纪地槽区外的浅成侵入体是很说明问题的。该区的褶皱区外花岗岩类是在加里东 (古老的) 和海西期 (年青的) 褶皱区次生活化的条件下形成的。

加里东褶皱区的特点是, 构成它的岩石受到了较强的变质作用, 这些岩石中以下古生代的片麻状花岗岩类和元古代结晶页岩及混合岩分布最广。海西期褶皱带由大面积的上古生代花岗岩类及弱变质古生代泥质页岩、砂岩、灰岩和白云岩组成。

在位于蒙古-鄂霍次克深大断裂西北部的加里东褶皱区内, 地槽区外的侵入体是在下、中侏罗世侵入的。而在海西期褶皱区内, 这些花岗岩类的形成时间稍晚, 侵入时间是中、上侏罗世。在这两个地区, 花岗岩类浅成侵入体侵入之前, 都有规模不大的碱性玄武岩类形成, 侵入于升起地块的边缘带中。

东外贝加尔加里东和海西期褶皱区的地槽区外花岗岩岩浆作用, 表现了三个花岗岩类岩体的连续侵入, 时间上几乎拖延了30百万年。在两个地区内, 花岗岩类侵入体的形成深度估计为2~3公里。考虑到这种浅成侵入体不能在原地生成, 东外贝加尔加里东和海西期褶皱区的花岗岩类浅成侵入体, 应当看作是从深部母岩浆源逐步被夺取的一部分花岗岩类岩浆, 其成分随着岩浆的分异和结晶而在时间上发生有规律的变化。在这种情况下, 对于海西期褶皱区来说, 最早期的沙赫塔玛杂岩体的花岗岩类应认为是混杂岩相; 阿穆日坎-斯烈琴花岗岩类为主侵入相; 库库里别-哈拉尔金杂岩体的花岗岩则为深部岩浆源的晚期酸性分异产物。对于加里东褶皱带而言, 阿玛纳恩碱性花岗岩类应认为是主侵入相; 库纳烈依碱性花岗岩为中间亚相; 古德日尔杂岩体的浅色花岗岩为深部岩浆源的末期分异产物。

根据岩石和岩石化学观察, 加里东褶皱区花岗岩类杂岩体的浅成岩系与海西期褶皱区同类岩系的区别是, 构成前者的岩石具有弱碱性的成分。加里东岩系中碱金属的含量较高, 并且钠大于钾。对于此类花岗岩的浅色变种来说, 酸性斜长石-镁黑云母或酸性斜长石-镁黑云母-霓石-钠铁闪石等矿物共生组合是非常特征的。霓石-钠铁闪石可以作为此种花岗岩熔浆水含量少的一个标志。

花岗岩类杂岩体两种岩系之间的差别, 也可以通过对比其地球化学特性得以确定(表2)。首先, 这些岩系氟的含量有很大差别, 尤其是把库库里别依-哈拉尔金和古德日尔杂岩体作一对比, 就看得更清楚了。此外, 海西期褶皱带晚期花岗岩类还有一个特点, 即锂、铷、铍、钨等元素的含量有某种升高。K/Rb之比值小一倍, 这是非常引人注目。值得注意的是, 库库里别依和古德日尔杂岩体的花岗岩锡的含量几乎相同, 但东外贝加尔的锡矿床却只与前一个杂岩体

的花岗岩有关。同时, 古德日尔杂岩体的岩石中, 钨的含量比库库里别依-哈拉尔金杂岩体低一倍, 但外贝加尔最大的钨矿床却与古德日尔杂岩体有关。

岩浆熔体水的不同饱和度和其中酸性挥发组分与碱的比例之差异, 导致花岗岩类的钠质火成岩及奥长刚玉岩岩枝的形成。属于钠质火成岩类的, 有水的含量低、碱的活性较高并含有碱性暗色矿物(霓石、钠闪石-钠铁闪石系列的碱性角闪石和碱金属的铁、钨酸盐等)以及各种稀有金属矿化的花岗岩。在这些花岗岩当中, 铌含量大于钽(Nb/Ta为30~35)、锆大于铪(Zr/Hf为70~75), 稀有碱金属和稀土的浓度普遍增高。奥闪石-钠铁闪石类的花岗岩含水较富, 酸性组分的活性增高。属于这一类的有含锂-氟的花岗岩、二云母和白云母花岗岩, 有时含石榴石及电气石。在花岗岩的组成中还含有锂云母、黄玉以及锡石、黑钨矿、萤石及其他矿物。此种花岗岩K/Rb和Ba/Rb的比值极低, Nb/Ta比值可达到1,

东外贝加尔中生代岩浆杂岩体中某些元素的分布

表2

褶皱期	浅成侵入体杂岩	Na	K	F	Zi	Rb	Be	Sn	W	Mo	Zn	Pb	K/Rb	K/Na
加里东期	下古生代花岗岩类的围岩	4.9	4.6	0.05	25	92	2.2	4.5	1.6	2.6	54	15	500	0.94
	下侏罗世伊兰-切琴杂岩体的碱性辉长岩类	4.7	3.3	0.07	64	70	1.7	5.2	未见	3.8	93	21	470	0.70
	中、下侏罗世阿玛男杂岩体的花岗岩类	4.3	4.2	0.05	20	107	1.7	4.6	1.7	2.0	63	13	390	0.98
	中侏罗世库纳列依杂岩体的花岗岩类	5.1	5.1	0.08	30	146	2.6	4.6	2.5	2.6	53	22	350	1.00
	中侏罗世古德日尔杂岩体的花岗岩类	4.3	4.6	0.10	53	220	4.0	5.7	2.1	2.5	50	20	210	1.07
海西期	上古生代花岗岩类的围岩	2.8	3.5	0.07	37	140	1.9	4.4	未见	0.9	44	16	250	1.25
	中侏罗世阿卡图耶夫杂岩体的辉长岩类	3.2	3.4	0.13	40	121	3.2	4.3	未见	3.2	66	32	280	1.06
	中、上侏罗世沙赫塔玛杂岩体的花岗岩类	3.3	3.5	0.08	32	150	3.0	2.9	未见	1.8	41	25	230	1.06
	晚侏罗世阿穆德日坎-斯列琴杂岩体的花岗岩类	3.1	3.3	0.10	70	145	4.6	5.0	2.2	1.6	39	30	230	1.07
	晚侏罗世库库里别依-哈拉尔金杂岩体的花岗岩类	2.9	4.0	0.30	97	400	6.8	6.3	4.1	1.4	37	30	100	1.38

注: Na、K、F的平均含量以重量百分比表示; Zi、Rb、Be、Sn、W、Zn、Pb以g/Y表示。

Zr/Hf 减至 5 或更小, 稀土含量也大大减少。奥长刚玉岩浆与钠质火成岩岩浆的一个重要区别, 就是前者富含水, 生成和结晶的温度较低。这可能是二者矿物及地球化学特征差异的主要原因。锡、钨和铌-钽矿化通常与奥长刚玉类的花岗岩类有关。赋存于钠质火成岩中的则主要是稀土、锆和铌矿化。

因此, 现有的全部资料表明, 花岗岩类浅成侵入体潜在含矿性的主要因素是其中挥发组分的状况。由于硅酸盐熔浆中挥发分溶解度的不同, 每一种挥发组分从它达到溶解界限的侵入体或侵入体的某一部分中分出来。由于在硅酸盐中的溶解度较小, 从基性程度较高的分异产物中分离出氯, 应当是在早期阶段, 而氟的分离只是对最晚期的、酸性最大侵入体才有代表性。挥发组分, 尤其是水和溶于其中的碱金属化合物, 对岩浆的结晶分异过程影响极大, 常导致花岗岩类的钠质火成岩与奥长刚玉岩岩枝的生成。与每一个挥发组分, 尤其是卤素一起搬运的, 都有它所特有的一组稀有元素。氯的特征元素有: Fe、Au、Mo、Cu, 氟的特征元素有: Sn、W、Nb、Ta、Be, 二者共同的特征元素有: Pb、Zn、As、Hg。

如果说花岗岩类侵入体的潜在含矿性决定于侵入体形成和结晶分异过程中喷气富集作用的规模和强度, 那么潜在含矿的侵入体的产矿率将取决于侵入体脱气作用的条件和规模。看来, 这些过程在侵入体产生的阶段就开始了。

在侵入体存在的结晶前的时期, 侵入体顶板岩石中产生了一系列稀有元素和氟的相当巨大的喷气晕。如果侵入体富含氟, 对于岩体顶板轮廓非常清晰的喷气晕来说, 锡、铀、钼、铯、氟是非常典型的元素, 其次是钨和钼。氟含量稍低但富含氯的侵入体, 喷气晕中钼、铜、铅、锌和汞的作用大为增加。在喷气沿裂隙带贯入的情况下, 在侵入体之上的岩层中可以产生矿质的成矿前搬运区。但由此而产生的金属和稀有元素的异常浓度, 不能作为矿石存在的标志, 而只能使

与矿体有关的原生晕的解释更加困难。

作为浅成侵入体脱气作用的第一阶段, 类似的喷气晕, 在侵入体只被剥蚀掉很小一部分的情况下, 表现得特别明显。例如, 东外贝加尔库库里别依-哈拉尔金花岗岩类的哈普切兰格侵入体, 只有 5% 的面积被剥蚀, 顶板的基本部分埋深 500~800 米。侵入体喷气晕的特征元素是氟、铀、钼、锡和铍。上述元素的喷气晕分布区, 相当准确地重复着根据地球物理研究划定的侵入体顶板的地下轮廓。

当然, 晕的规模和晕中元素运移的细节, 不仅是由侵入体产出的深度和其顶部挥发分的饱和程度所决定的, 而且还决定于侵入体之上的岩石的渗透性。

侵入体顶部的脱气作用引起了其内、外接触带高温矿体(网状脉、云英岩和矽卡岩等)的形成。不过, 这些高温矿石的产生不仅是由上部低温熔浆源结晶的岩石化学特征所决定的, 而且也与这一部分侵入体的构造发育特点有关。

在较低温的水准上, 热液矿石, 特别是高温矿石, 也可能与上部含矿溶液源有关。但热液过程的最大发展, 则是在深部低温熔浆源被断裂构造切穿的情况下与熔浆的脱气作用有关。这些矿石的特点与规模将取决于含矿溶液源脱气的特点、构造活动的强度以及深部岩浆源被切穿的温度条件。当然, 随着岩浆源温度水平的降低, 在岩浆源本身的范围内, 有越来越多的金属元素与挥发分的络合物被破坏。

如上所述, 花岗岩类的潜在含矿性及其产矿率涉及到非常广泛的问题, 只有进行包括侵入体产生和结晶分异过程中岩体构造的岩石特征及其空间位置、构造发育特点以及化学元素的地球化学历史(特别是挥发组分)在内的综合研究, 才能得到圆满地解决。

晋燧译自: 《проблемы магматической геологии》, 1973, стр.

330~341