

Spies, F.N., Macdonald, K.C., Atwater, T., Ballard, R., Carranza, A.,
Cordoba, D., Cox, C., Diaz Garcia, V.M., Francheteau, J., Guerrero, J.,
Hawkins, J., Haymon, R., Hessler, R., Juteau, T., Kastner, M., Larson,
R., Jagger, M., Luyendyk, B., Macdougall, J.D., Miller, S., Normark, W.,
Orcutt, J. and Rangin, C. (1980): East Pacific Rise: hot springs and
geophysical experiments. *Science* 207, 1421-1444.

Spooner, E.T.C. (1977): Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic
cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus. In: *Volcanic processes in ore
genesis*. Geol. Soc. Lond. Spec. publ. 7, 58-71.

- Spooner, E.T.C. (1980): Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust - the ophiolitic ore deposits of Cyprus. In: The continental crust and its mineral deposits (D.W. Strangway, editor). Geol. Assoc. Canada Spec. Paper 20, 685-704.
- Spooner, E.T.C. and Bray, C.J. (1977): Hydrothermal fluids of sea water salinity in ophiolitic sulphide ore deposits in Cyprus. *Nature*, 266, 808-812.
- Svensen, A.J. (1975): Sedimentary and igneous rocks of the Bingham district. In: Guidebook to the Bingham mining district (R.E. Bray and J.C. Wilson, editors), Society of Economic Geologists, 21-39.
- Tokunaga, M. and Konma, H. (1974): Fluid inclusions in the minerals from some Kuroko deposits. In: *Geology of Kuroko deposits* (S. Ishihara, editor), Mining Geol. Special Issue, 6, 385-388.
- Tweto, O. (1968): Leadville district, Colorado. In: *Ore deposits of the United States, 1933-1967* (J.D. Ridge, editor), A.I.M.E., New York, 37, 681-705.
- Urabe, T. (1978): Quartz simultaneously precipitated with Kuroko ores in the Uvawuki no. 4 deposit, Kosaka mine. *Mining Geol.* 28, 337-348.
- Urabe, T. and Sato, T. (1978): Kuroko deposits of the Kosaka mine, northeast Honshu, Japan - products of submarine hot springs on Miocene sea floor. *Econ. Geol.* 73, 161-179.
- Vaughan, D.J. and Ixer, R.A. (1980): Studies of sulphide mineralogy of north Pennine ores and its contribution to genetic models. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth Sci.)* 89, B99-B109.
- Wallace, S.R., Muncaster, N.K., Jonson, D.C., MacKenzie, W.B., Bookstrom, A.A. and Surface, V.E. (1968): Multiple intrusion and mineralization at Climax, Colorado. In: *Ore deposits of the United States, 1933-1967* (J.D. Ridge, editor), A.I.M.E., New York, 29, 605-640.
- Wallace, S.R., MacKenzie, W.B., Blair, R.G. and Muncaster, N.K. (1978): *Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, Clear Creek county, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at Climax, Colorado.* *Econ. Geol.* 73, 325-368.
- Weissberg, B.G., Browne, P.R.L. and Seward, T.M. (1979): Ore metals in active geothermal systems. In: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition (H.L. Barnes, editor), John Wiley and Sons, New York, 15, 738-780.
- White, D.E. (1968): Environments of generation of some base-metal ore deposits. *Econ. Geol.* 63, 301-335.
- White, D.E. (1974): Diverse origins of hydrothermal ore fluids. *Econ. Geol.* 69, 954-973.
- Wilson, J.W.J., Kesler, S.E., Cloke, P.L. and Kelly, W.C. (1980): Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Econ. Geol.* 75, 45-61.
- Woodcock, J.B. and Hollister, V.F. (1978): Porphyry molybdenite deposits of the North American cordillera. *Minerals Sci. Engng.* 10, 3-18.
- Yoshida, T. (1979): Fluid inclusion study and ore forming processes of the Iwami deposit, Shimane prefecture, Japan. *Mining Geol.* 29, 21-31.

第十章 浅成侵入岩的流体包裹体

A. Weisbrod

（法国南锡国立高等地质学校岩石和地球化学研究中心）

一、引言

即使与花岗质侵入体侵位有关的岩浆作用和热液作用出现于同一地点，人们仍是通常将它们清楚地区分开来。在这种情况下，经典认为岩浆作用期和热液作用期之间的过液并非连续，这一点早已由Tuttle和Bown所证实，除非所涉及的是钠质火成岩（超碱性）岩浆和（或）高压环境，这一点已无疑问。人们一致认为，对于诸如铀、铜、钼、钨、锡等重金属的富集，不是岩浆阶段便是热液阶段，或者两者均可起重要的作用，但是，根据不同作者的意见，一个金属矿床的形成，其岩浆作用和热液作用的相对重要性的变化幅度从0%可到100%。关于这两个过程，通常的概念是：

1. 在岩浆演化末期，通常称为岩浆射气的金属和伴生元素（如磷、硼、氟）预先富集于残余岩浆中。

2. 这些预先富集的金属和伴生元素在岩浆阶段后的热液演化过程中发生活化，转移乃至最后沉淀下来。

Burnham (1967, 1979) 已经广泛论述了在花岗闪长质岩浆产生和侵位过程中挥发份特别是水的性质。在一个浅成结晶环境中，水不饱和的含水岩浆发生冷却和结晶作用，其主要结果便是生成水

饱和的残余硅酸盐熔融体，因此与熔融体和结晶体共存的水相（常称之为“气相”）由此分离出来。在此阶段，流体压力可以大大地超过岩石静压力，引起强烈的围岩（早先结晶的花岗闪长岩和（或）围岩地层）破裂。这些裂缝作为水相离开该体系的通道。最初的固相线以下的这种水相与围岩的相互作用可以用来定义热液过程的起点。在此模式中，水相乃是纯粹的岩浆成因。有人提出的其他一些假说则考虑到外生成因的水的作用，甚至在某种极端情况下，认为岩浆侵入体只不过是提供了能量而已（Weisbrod, 1980）。不管它们是什么成因，有一点是清楚的，即与水饱和岩浆共存的流体，或者从水饱和岩浆演化而来的流体，可以作为原生包裹体从岩浆的结晶生长过程中被捕获，也可以作为形成围岩的早期裂隙矿物中的次生包裹体被捕获，或者作为这些早期裂隙的最早的石英充填物中的原生或次生包裹体而被捕获。作者选择了一些利用流体包裹体的典型实例，并在下文予以讨论。这些流体包裹体的流体相以与火成岩共生为特征。除了其中的一例之外，所有样品均与花岗质-花岗闪长岩质体系有关。

二、流体包裹体类型

火成岩和伴生岩脉中几乎所有类型的包裹体的产状特征和含量都可以进行观测。图1表示了经过真实地描述的大多数（但不是全部）包裹体种类。为方便起见，将它们划分为五种主要类型。

L型：包裹体含有原始液相，而无大量的固相。通常这些包裹体均一为液相。不含气泡的包裹体充填有高密度水溶液相，它们产于浅成侵入体中无疑与晚期的低温热液过程有关。

V型：包裹体主要为气相，而无大量的固相。经常均一为气相。

C型：包裹体含有一种水溶液相 l_1 、一种含碳极相 l_2 （ CO_2 、 CH_4 、 C_2H_6 …）和一种含碳的或更复杂的气相（一些如 l_2 的组分，

加上氮、氢等气体)。由于含碳流体的密度较高,因此这类 l_2 体积相对较大的包裹体在浅成侵入体中难以见到。然而,这种产状已有所报导(Roedder和Coombs, 1967, p434, 以及图版1E和1F, 图版3F)。

S型:包裹体总是至少含一个晶体。一般来说,液相比气相丰富,但相反的情况并非罕见。这些晶体可以是真正的子矿物(捕获后从溶液中沉淀形成),或者与流体相一起捕获(不均匀捕获)。在某些种类的包裹体中仅有的流体相是一种低密度气相,而且流体的数量相对于固相来说极少。

G型:包裹体含玻璃质(常脱玻化),以及其他各种流体和(或)固相。

几乎所有的过渡类型包裹体均可能存在,例如界于L型和V型之间的过渡类型包裹体就相当普遍。其中一些可呈现临界均一化。

三、与同岩浆作用有关的流体包裹体

(一) Ascension岛的花岗质喷出物

Roedder和Coombs于1967年首先提出了与岩浆作用有关的流体包裹体的重要论述。人们早已知悉通过Ascension岛(南大西洋)的粗面岩的爆发性喷发而达地表的次火山过碱性花岗岩岩块。所研究的样品为不规则晶洞状,这一事实清楚地表明有流体相存在。这种流体在相对不渗透“容器”如在石英和长石中以包裹体形式被捕获,因而可以用来进行分析研究。对四种主要包裹体类型和三种“混合”类型已有所论述:

I型:相当于类型G(玻璃+气相,图10—1,r)。它们在长石中罕见,但在石英中较普通。已有人报导过某些包裹体中的玻璃质轻微脱玻作用。气泡中蒸气压极低,几乎为真空。很多晶体如辉石或角闪石偶尔可与玻璃质一起被捕获(图1, V)。许多这种类型的包裹体含有各相同性的固相,推测是萤石于晶(图10—1,S)。所有这些包

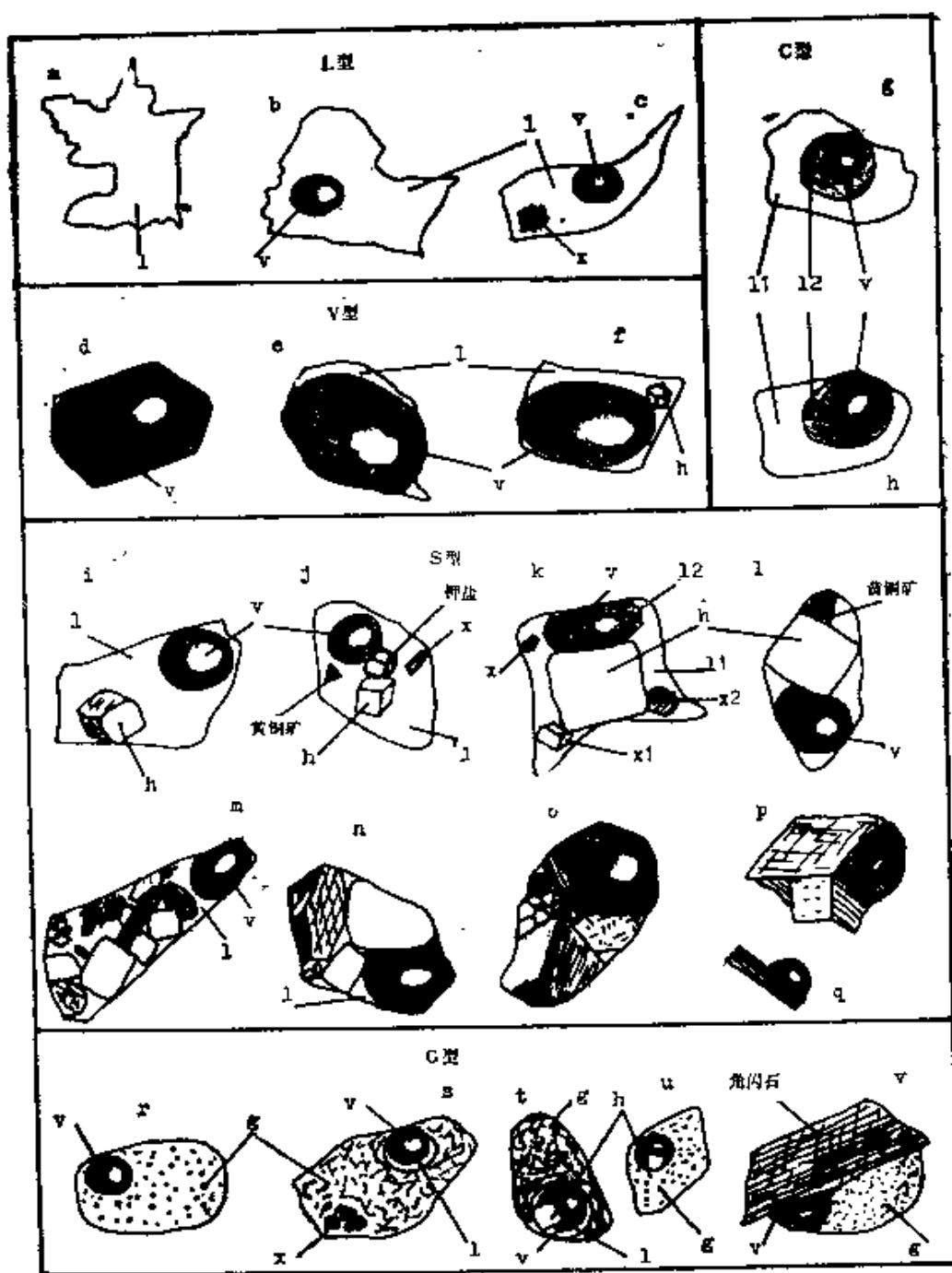


图10—1 包裹体类型

l—液相；v—气相；h—石盐；x—各种未鉴定晶体；g—玻璃

裹体显然是在从熔融体中生成的晶体孔穴中捕获了熔融体的结果。
气泡则是在捕获发生后的冷却过程中熔融体（或玻璃）收熔的结果

（“岩浆”包裹体）。

I—III混合型：不常见，由于流体相具较高密度而与I型包裹体相区别，如同某些液相围绕气泡分布那样（G型，图10—1，S）。

I—II混合型：亦属G型（含玻璃包裹体），由于气泡中出现立方体石盐而与混合型I—III包裹体相区别。

II型：相当S型包裹体（图10—1，i-1）。除了包含液相和气相，还含有石盐，通常个体较大，常含某些其他次要固相。在某些情况下还出现钾盐。有些包裹体包含两种液相，一种水溶液相，另一种是含碳相。这些包裹体的含盐度通过测量各种相的体积百分比来进行估算，含盐度有时可高达相当于含NaCl 70wt%的浓度。在590-610°C时均一为液相，稍高于石盐熔化温度，这即证实含盐度（NaCl含量）的范围为60-70%。

III型：介于L型和V型包裹体之间。推测气泡主要为CO₂，约占包裹体体积的一半。对这类包裹体尚未进行测定。

大多数II型和III型包裹体还不能区分为原生的或次生的。它们约占石英中包裹体全部含量的75%。在斜长石中II型包裹体含量最为丰富。这两类包裹体常共存在主矿物的同一区域，甚至出现在同一愈合裂隙中。仅观测到一例包裹体是介于II型和III型包裹体之间的；它类似于含立方体石盐的V型包裹体（图10—1.f）。

IV型：较少见。相当于C型包裹体，但含液相CO₂多于含水液相，具一非常大的气泡（>70%体积百分比）。还发现另一种包裹体，含有高密度液相（大量的），推测是纯CO₂。在岛上其他地方还观察到一种具临界密度的纯CO₂包裹体。这些包裹体中许多显然是次生的，但有一些看来是原生的。

Roedder和Coombs认为，很多石英晶体中I型和II型原生包裹体明显共存以及“混合I—II”型包裹体的存在则意味着一种硅酸盐岩浆和一种稠密的含CO₂的高盐度流体同时共存。通过卤水与一种饱和了H₂O—CO₂—碱质氯化物的硅酸盐熔融体的简单不混溶作用可以容易地得到这样的结果；“混合I—II”型包裹体起因于不同数量

的熔融体（现在是玻璃）和卤水的非均一捕获。用卤水液滴对于生长的斜长石晶面的选择性粘附，可以解释斜长石中Ⅱ型包裹体为何如此丰富。

I—III型说明了同样的意义，但是它们仅出现于一些有限的区域，在此区域中由于某些未知的原因非混合流体相密度低，盐度更低。对于Ⅱ型和Ⅲ型包裹体的共存也可作类似的解释，Ⅲ型包裹体代表一种由于浓盐度流体的沸腾而形成的富 CO_2 和少溶解盐的蒸气相。

在写这篇论文之时，作者意识到由于一些事实引起的困难，这些事实与其总模式并不适应，或这些事实尚不能获得一种较满意的解释。下面举几个例子：

——根据矿物（长石、锥辉石，钠质角闪石）重结晶的有力证据表明，在中温到高温条件下，花岗岩经历了广泛的准固相线演变。在这种天然退火期间，含饱和水的玻璃包裹体的持续存在仍得不到解释，特别是对于混合的I—II和I—III型包裹体来说，玻璃直接与一种含水液相接触。

——与上述包裹体相比较，一些具高密度的明显为原生的纯 CO_2 包裹体的出现，表明它们经历了全然不同的晚期岩浆阶段的演化过程。

——正如Roedder和Coombs所指出的，很多现象的年代问题（首先卤水与硅酸盐熔融体不混溶，然后由卤水中形成不混溶的富 CO_2 低密度气相）和他们所提出的在某些喷发阶段所有三种相（岩浆、卤水和气相）可能同时共存的问题是相互矛盾的。事实上证明岩浆与卤水曾经共存（I型、Ⅱ型和混合I—II型包裹体），以及一种卤水与气相曾经共存（Ⅱ型，Ⅲ型和混合II—III型），对于三相共存的极好证据便是I—III型包裹体存在。在这种情况下，I—III型包裹体（在有一种硅酸盐熔融体参加的情况下含 CO_2 和含盐的水流体发生沸腾）的意义比Roedder和Coombs（1979, P. 118）所作的解释更令人满意。此处须提一下，Burnham（1979, P. 118）根据相当有疑问

的理论上的论证(这一点此处不予讨论),以及根据 Roedder (1971) 和其他人提出的斑岩中包裹体的最大均一温度 ($T_h < 725^\circ\text{C}$) 与水饱和花岗闪长岩固相线(压力低于1.4kb时 $> 725^\circ\text{C}$) 之间存在一种差距,驳斥了在低压条件下两种含水相能与一种花岗质岩浆一起共存的论点。显然,这一论证对于富锂、富氟、富硼和富碱的花岗岩是不适用的,在1kb条件下其水饱和固相线可低至 600°C 。此外,水流体包裹体在 800°C 甚至更高温时仍未均一的现象并非少见,例如在斑岩型环境中 (Etminan, 1977)。

(二) Mariktikan地区

Mariktikan地区的侵入岩 (BURYATASSR, U.S.S.R) 由浅色黑云母花岗岩、花岗斑岩、花岗正长岩和正长岩所组成。位于地块东部边缘的花岗岩和正长花岗斑岩中,矿化以石英—黑钨矿—辉钼矿脉的形式产出 (Mariktikan地区, 图2a)。Reyf和Bazhef (1977) 曾对此作过研究,矿化区的流体包裹体特别丰富。在造岩矿物石英中以及在晶洞石英的同心状生长环带中,描述为原生的包裹体主要含有硅酸盐晶体和一些气泡,气泡的体积很少超过包裹体总体积的5% (S型,图10—1, o, P, q)。它们于 $690—730^\circ\text{C}$ 开始熔酸。液相线可低至约 1000°C , 于 $1050—1120^\circ\text{C}$ 时气泡消失达到全部均一。在高温时,这些包裹体中的一部分出现三种主要的共存相 (图10—2, b): 一种气相和已确定为不混溶硅酸盐和“石盐”熔融体的两种液相。实际上,所论述和所确定的这些相并未作过分析,仅仅只是根据诸如折光率那样的物理特性所作的研究。硅酸盐熔融体和石盐熔融体的相对数量在包裹体中各不相同。仅含“石盐熔融体”的包裹体也可见到。具两种不混溶液相的这些包裹体仅发现于一个非常有限的区域 (图10—2, a)。它们主要被捕获在晶洞的石英中,也可捕获在切割花岗岩类的细小的细晶岩脉中。

已经对许多S型包裹体作过观察。它们属于S型 (图10—1, i—n), 含有一种气相, 一种含水液相, 若干碱氯化物 (石盐和—过渡型化合物 Na_3KCl_6) 和少量未鉴定固相。包裹体彼此之间的晶体/液相

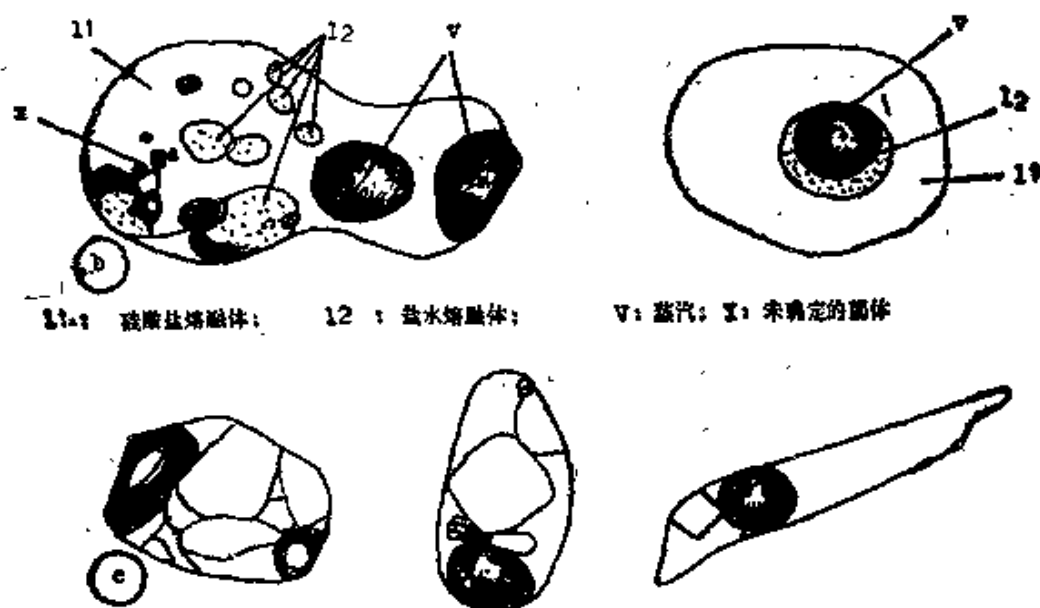
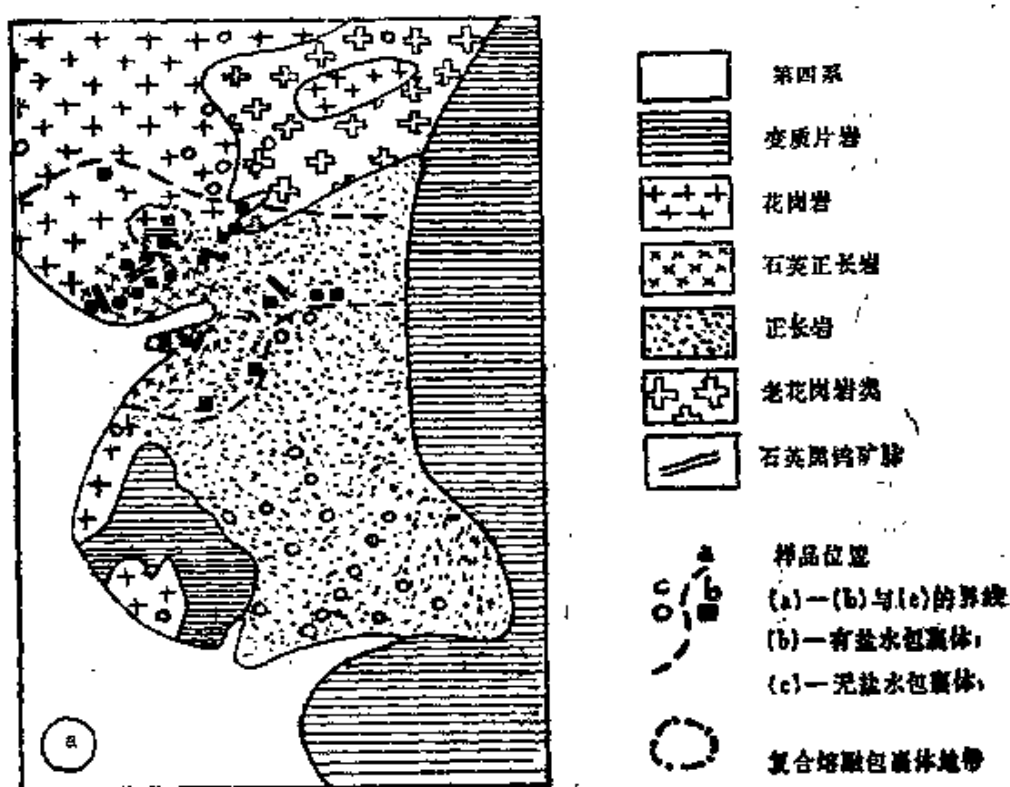


图10-2 a: Mariktilaan区地质简图

- b: 在高温下包裹体呈两种不混溶熔体(硅酸盐和含盐熔体)。
 c: 含固相(主要为卤化物)、液相和气相的S型包裹体

的比率具很大的差异(图10—2,c)。Th = 450—490℃时气泡消失,在Tm为490—550℃之间诸盐溶解。这些包裹体在造岩矿物石英、晶洞中的石英以及矿脉中的石英中是常见的。但只有在矿化区观察到这类包裹体。

Reyf和Bazheyef提出,这种作用的全过程,是由1100—1000℃时一种盐熔融物与碱性富氯花岗岩浆的不混溶作用所构成。在花岗岩的这个主要结晶阶段,“盐熔融体”为唯一的液相,可与硅酸盐岩浆共存。以后卤水必然捕获于已固结的岩石中,并且是造成矿化的原因。尽管在花岗岩结晶过程中要求这样一种正常的稀释(Killinc和Burham, 1972)。但是“盐熔融体”转变为卤水的方式则没有说明。这个过程非常类似于Roedder和Coombs(1967)提出的A-scension岛花岗岩的情况。然而,Mariktikan样品显示了某些令人费解的特性:

——“复合熔融体”包裹体出现的地带非常局限;

——卤水包裹体出现的地带较大,但仍局限;而且这个带明显切割不同的火成岩单元(图10—2,a);

——硅酸盐熔融体、盐熔融体和混合熔融包裹体的产状是沿长入晶洞的自形晶石英的生长带分布;“复合”熔融包裹体则产于切割花岗岩的细晶岩脉的石英中;

——造岩石英、晶洞石英和脉石英的卤水包裹体的最高的总均一温度(Tm最大值约为450—550℃)是相似的。

这个例子清楚地表明,缺乏有关包裹体的实际内容的定量乃至定性资料是如何削弱了人们对有关问题的解释和所提出成成演化的意义。

(三) 黄玉中的流体包裹体

黄玉在伟晶岩和热液脉中是一种相当常见的矿物。1971年首次在外蒙古发现了叫作翁岗岩(Ongonite)的富锂、富氟的次火山花岗岩类,并且已证明黄玉可以在该岩类岩浆过程中结晶(Naumov等, 1971)。因此,这种矿物可以形成于岩浆到热液的所有环境

中。为了证实和完善这个意见, Naumov等(1977)进行了黄玉中包裹体的重要研究, 结果如下:

a) 在翁岗岩中, 包裹体包含半透明的脱玻化的玻璃 和一个 气泡, 有时还含有一些晶体(G型包裹体)。包裹体内物质在500—650℃开始熔化, 在580℃和930℃间达到全部均一(苏联的Trans-barykalia的Ary Bulak地块), 或于920—1020℃时达到全部均一(蒙古)。根据估测熔融体的粘度来看, 作者推断均一温度越低, 熔融体中含水量越高。

b) 在Yogudzyr Mo—W矿床中的含锂—氟花岗岩中, 黄玉中原生包裹体稀少, 包裹体中含有许多固相(其中大部分为非均质的) 和一个气泡。固相始于480—550℃熔融, 于580°—600℃达到全部熔融。随着气相溶于熔融体, 于600—650℃出现全部均一, 这种熔融体具有非常低的粘度。虽然这问题未加详细说明, 但是对于Naumov等(1977)来说是十分清楚的, 在此岩浆阶段只存在一种液相, 而不包含含水相。

c) 伟晶岩中包裹体的情形更加复杂, 几乎所有类型的包裹体均可形成。表10—1概括了北亚和东欧构成伟晶岩的黄玉中包裹体的某些特征。另外还列入了相同地点的显然来自热液系统(云英岩和矿化石英脉)的黄玉中的包裹体以作比较。

Naumov等(1977)的结论是, 随着温度下降, 从岩浆(硅酸盐)熔融体向热水溶液具有一种连续的趋势。由于溶液中溶解物质的含量减少, 随之熔融体的粘度降低, 使得这种趋势更加突出, 这两种特性仅仅是由于挥发份(包括水)增加的结果。在750—550℃温度范围内, 硅酸盐熔融体和热水溶液两者可以共存。

虽然这个结论可能是行得通的, 并且与其他许多观测结果相一致, 但是它并不能得到表10—1中的资料支持, 表中根据包裹体均一温度可以区分两个主要的包裹体组合:

- 均一为一种熔融体的包裹体, 其均一温度 $>640^{\circ}\text{C}$;
- 均一为一种含水液相(卤水)的包裹体, 其均一温度低于

表10—1 黄玉中包裹体的某些特征。样品取自北亚和东欧各地的伟晶岩、角砾岩筒云英岩和含锡或锑石英脉
(包裹体类型参见图10—1)

地 区 和 母 岩	包裹体类型	最终均一温度	均一后状态
1. Gorikho 伟晶岩(蒙古)	S	850℃	熔 融 体
2. Dzum-Bain 伟晶岩(蒙古)	S	850℃	熔 融 体
	S	800℃	液 相
3. Baga-Gazryn 地块的 Amazonite 伟晶岩(蒙古)	S(p,q)	640—720℃	熔 融 体
	S(m,o)	365—380℃	液相, 气相
4. 哈萨克斯坦的 Bektan Ata 伟晶岩(苏联)	C(g,h)	560—580℃	同 上
5. 哈萨克斯坦的 Bayan Airla 伟晶岩(苏联)	C(g,h)	495—500℃	同 上
	C(g,h)	400—500℃	同 上
6. Ikhe Naratin khid 伟晶岩(蒙古)	S	450℃	液 相
7. 外贝加尔的 Sherlovaya Gora 伟晶岩(苏联)	S	462℃	液 相
8. 外贝加尔的 Adun Cholong 伟晶岩(苏联)		445—450℃	液 相
9. 岐阜的 Nayoga 伟晶岩(日本)	S	393℃	液 相
10. 乌拉尔的 Murzinka 伟晶岩(苏联)	S	200—250℃	液相, 气相
11. Schneckenstein 角砾岩筒(东德)	S	350—580℃	液 相
12. Altenberg 云英岩(东德)	S,L,V	450—570℃	液相, 气相
13. 外贝加尔的 Sherlovaya Gora 云英岩(苏联)	S,L	406—525℃	液 相
14. Saga-Gazryn地块的云英岩(蒙古)	S,V	320—500℃	液相, 气相

续表10—1

地 区 和 母 岩	包裹体类型	最终均一温度	均一后状态
15. Ehrenfriedersdorf 云英岩 (东德)	S, L, V	371—411℃ 290—490℃	液相、气相 液相、气相
16. 亚连地区云英岩 (苏联)	L, C	345—370℃	液 相
17. Izera 云英岩 (波兰)	C	300—390℃	液 相
18. Zhanchivlansk 地块云英岩 (蒙古)	L	358—374℃	液 相
19. 哈萨克斯坦的 Kara-Oba 地区云英岩 (苏联)	C	300—310℃	气 相
20. 外贝加尔的 Bom-Gerkhon 云英岩 (苏联)	C	300℃	液 相
21. 外贝加尔的 Spokoynoye 地区云英岩 (苏联)	C	280—290℃	液相、气相
22. Baga Gazeyn 石英脉 (蒙古)	S, V, L	330—380℃	液相、气相
23. Yugodzyr 矿床的石英脉 (蒙古)	L	350—380℃	液 相
24. 哈萨克斯坦的 Kara Obn 石英脉	C	260—340℃	液相、气相
25. Ehrenfriedersdorf 石英脉 (东德)		280—430℃	液 相
26. Bain Mod 石英脉 (蒙古)	C	280—320℃	液 相

580℃。

而且,第二组包裹体(常与低密度水包裹体伴生,以及(或者)与含碳的或含碳氢化合物的包裹体伴生)的主要特征和均一温度的范围(250—550℃)完全与典型的、并常为晚期热液系统如云英岩和石英脉中的包裹体所记录的特征一致(有关那些岩石的更进一步资料亦见Charoy, 1979, a和b, 1980; Durisova等, 1979)。

此项研究的最大问题是并未明确指出所谓某种“熔融体”的真正性质是什么。Naumov等(1977)在他们的论文中,在得出实际上

为某种硅酸盐熔融体的明确结论（但是仍未清楚说明，无论如何未加证明）前对它们的有关性质什么也未加以说明。

（四）Volynia伟晶岩

Volynia伟晶岩提供了一种岩石和矿物组合的仅有的例子，它们可以解释为在酸性岩浆到岩浆期后过程中，从正在结晶的硅酸盐岩浆到热液事件的连续演化的结果。根据作者在他的研究中提到（Zakharchenko, 1971, 1976）“还没有谁成功地观察到”这样的转变过程。大多数研究实例来自完全被包围在白岗岩和环斑花岗岩中的带状伟晶岩。

a) 在花岗岩和伟晶岩（文象伟晶岩）处带，原生包裹体由硅酸盐集合体组成，这些集合体与花岗岩成份接近，伴有占包裹体体积10—30%左右的气相（类型S，图10—1，o, p, q）。其中几乎不含液（水）相。固相约于650—700℃开始熔融，花岗岩中的固相于800—900℃全部均一为一种“真正流动的熔融体”，伟晶岩中的则为700—750℃。

b) 在伟晶岩内带以及在晶洞中的早期黄玉、绿柱石和石英中，子矿物（包裹体中大部分硅酸盐于650—500℃均一，易溶矿物如碱氯化物在低于500℃时均一）和含水液相的相对丰度随着硅酸盐集合体的消耗而增加。

c) 在伟晶岩的洞穴中、重结晶以及“交代带”中，可以见到相继的矿物世代中的晚期包裹体。其溶质含量及其均一温度分别逐渐降至几乎是零和低于150℃。

d) 含碳的和（或）含碳氯化物的包裹体均一温度范围为600—200℃。

换句话说，Zakharchenko（1976）忽略了含碳包裹体（其意义未加讨论），他描述了从硅酸盐熔融体到溶解的高浓度的硅酸盐的含水“溶液”、再到含有高浓度的溶解盐类（碱氯化物）的水“溶液”、以及最后到越来越稀释的水溶液的渐变过程。然而很显然，某些阐述稍微有点武断了，例如关于“熔融”包裹体和“富硅酸盐