

## 参 考 文 献

- Behar, F. and Pineau, F. (1979): Analyse de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ , hydrocarbures des inclusions fluides par chromatographie en phase gazeuse: application aux fentes alpines et aux roches métamorphiques. *Bull. Minéral.* **102**, 611-621.
- Bennett, J.N. and Grant, J.N. (1980): Analyses of fluid inclusions using a pulsed laser microprobe. *Mineral. Mag.* **43**, 945-947.
- Cuney, M., Pagel, M. and Tourret, J. (1976): L'analyse des gaz des inclusions fluides par chromatographie en phase gazeuse. *Bull. Minéral.* **99**, 169-177.
- Dhémelincourt, P., Bony, J.-M., Dubessy, J. and Poty, B. (1979): Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. *Bull. Minéral.* **102**, 600-610.
- Dolomanova, E.I., Bogoyavlenskaya, I.V., Boyarskaya, R.V., Loseva, T.I. and Gontau, M. (1974): Data on the conditions of formation of the Ehrenfriedersdorf tin-ore deposit (German Democratic Republic) by means of gas-liquid inclusions. *Z. Angew. Geol.* **20**, 352-363 (in German).
- Grappin, C., Saliot, P., Sclaurand, C. and Touray, J.-C. (1979): Les variations des rapports Cl/Br, Na/Br et K/Br dans les inclusions fluides des quartz de la cicatrice évaporitique des Eromans-Terrignan (Vanoise, Alpes Française). *Chemical Geology* **25**, 41-52.
- Guilhaumou, N., Dhémelincourt, P., Touray, J.-C. and Barbillet, J. (1978): Analyse à la microsonde à effet Raman d'inclusions gazeuses du système  $\text{N}_2\text{-CO}_2$ . *C.R. Acad. Sc. Fr.* **287**, Serie D, 1317-1319.
- Luckscheiter, B. and Parakh, P.P. (1979): A new method for the determination of dissolved elements in fluid inclusions. *N. Jb. Mineral. Mh.* **1979**, 135-144.
- Metzger, F.W., Kelly, W.C., Nesbitt, B.E. and Essene, E.J. (1977): Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Econ. Geol.* **72**, 141-152.
- Murck, B.W., Burruss, R.C. and Hollister, L.S. (1978): Phase equilibria in fluid inclusions in ultramafic xenoliths. *Am. Mineral.* **63**, 40-46.
- Nambu, M. (1980): The analysis of fluid inclusions in microgram range with an ion microanalyzer. 26th International Geological Congress (abs) **1**, 67.
- Nambu, M., Sato, T., Hayakawa, N. and Ohmori, Y. (1977): On the microanalysis of fluid inclusions with the ion microanalyzer (abs.). *Mineral. Geology (Japan)* **27**, 40 (in Japanese).
- Poty, B., Stalder, H.A. and Weisbrod, A. (1974): Fluid inclusion studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **54**, 717-752.
- Roedder, E. (1972): The composition of fluid inclusions. U.S. Geological Survey Prof. Paper **440JJ**, 164 pp.
- Roedder, E., Ingram, B. and Hall, W.B. (1963): Studies of fluid inclusions, III: extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range. *Econ. Geol.* **58**, 353-374.
- Rosasco, C.J. and Roedder, E. (1979): Application of a new Raman microprobe spectrometer to nondestructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* **43**, 1907-1915.

- Rosasco, G.C., Roedder, E. and Simmons, J.H. (1975): Laser-excited Raman spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science* 190, 557-560.
- Thompson, M., Rankin, A.H., Walton, S.J., Halls, C. and Foo, B.N. (1980): The analysis of fluid inclusion decrepitate by inductively-coupled plasma atomic emission spectroscopy: an exploratory study. *Chem. Geol.* 30, 121-133.
- Touray, J.-C. (1976): Activation analysis for liquid inclusion studies: a brief review. *Bull. Minéral.* 99, 162-164.
- Tsui, T.-F. and Holland, H.D. (1979): The analysis of fluid inclusions by laser microprobe. *Econ. Geol.* 74, 1647-1653.
- Yms, P.J.M. and Fuzikawa, K. (1980): Fluid inclusion and oxygen isotope studies of the Nabarlek and Jabiluka Uranium deposits, Northern Territory, Australia. *Proceedings of International Uranium Symposium on the Pine Creek Geosyncline*, 375-395.

## 第十二章 显微测温法的现状

L.S.Hollister, M.L.Crawford, E.Roedder,

R.C.Burruss, E.T.C.Spooner和J. Touret

### 一、引言

这一章，作者旨在汇集大家的共同经验，以便介绍一个详细的研究程序，其中包括采集和制备样品，寻找流体包裹体，校准冷热台及进行流体包裹体测温。实验技术的讨论偏重于小包裹体的研究，这对于大多数岩石学的研究来说是有代表意义的。Roedder(1976年)详细讨论了特别适用于矿床研究的实验技术。

这里将流体包裹体规定为在室温下包含有流体相±其它相的包裹体。在岩浆温度条件下曾是硅酸岩熔融体的玻璃包裹体这一章不予讨论，但是在第五章简要地涉及到一些。需要注意的是，流体包裹体也在深成岩和火山岩中的玻璃包裹体内出现。

据报导在大多数普通透明矿物中有流体包裹体，但是大量研究中涉及的只是石英中的流体包裹体。其部分原因是石英在大多数岩石中是一种常见矿物，而且石英没有颜色，从而便于进行包裹体的观察。在很多研究中，曾经对一种岩石的所有矿物寻找能作为研究的足够大的包裹体，发现只有在石英中才能找到。

### 二、野外样品的选择

在这里读者不可能指望了解全部采样的情况，但是根据经验要

介绍一些例子，来说明如何选择流体包裹体研究的样品，它可能和其它用途的采样有所不同。

### （一）变质岩

变质岩中流体包裹体研究的主要目的在于确定变质作用中流体组成的演变。变质岩中流体包裹体的多数研究报导的是石英中的流体包裹体，但是对于磷灰石，长石，石榴石，碳酸盐，黑云母，兰晶石及红柱石等矿物中的流体包裹体研究也有叙述。构成变质岩的各种矿物和在脉体或分凝物中的矿物都可能成为流体包裹体的主矿物。尤其重要的是在野外要记录脉体及分凝物的相互关系和它们与主岩石相互关系的详细产状，并且试图推论形成这些特征的相对时间关系。例如，石英可以存在于变质作用前，变质作用期间及变质作用后形成的石香肠构造中（boudins）。石英可以存在于一种变质变斑晶的“压力影”（Pressure Shadow）中或同变质期的整合扁豆体及透镜体之中。在野外要注意与石英分凝物伴生的其它矿物组合。同时注意含有包裹体各种特征相关的取样露头中各种组构要素的定向，这也是有用的。

对蚀变样品也要注意，在变质岩地区我们经常忽视看来是退化变质的岩石。而在包裹体中可能存在有引起退化作用的流体，所以可直接研究它们。各种石英脉典型地与退化变质作用相伴生（Crawford等，1979年），应该记录与退化变质作用有关的任何其它证据，这有助于以后的地质解释工作。

### （二）火成岩

为流体包裹体的研究（熔融包裹体除外），而采集深成岩石样品时要记住，这类包裹体流体至少有二个可能的来源：其一是在熔融体结晶作用期间演化出来的分离流体相或结晶作用后的热液演化的单独流体相。一个花岗斑岩中的长石斑晶或许含有具有玻璃及流体的原生包裹体（Roedder和Coombs，1967年）；其二，一个深成侵入体晚期结晶的各部分或许含有一些矿物，这些矿物可含侵入体结晶晚期演变的流体包裹体。在有热液存在时生长的矿物或产生裂

隙的矿物可以含有流体包裹体。关于鉴别岩浆结晶作用后的热循环中所涉及的流体问题已在第九章和第十章中进行讨论。

在火山岩中，已报导过与大多数捕获晶和斑晶有关的流体包裹体，这些捕获晶和斑晶包括橄榄石，石英，辉石，闪石，长石，磷灰石和似长石类，而且对于玻璃质的深海玄武岩气孔中的流体也已进行过研究（Moore等，1977年）。

### （三）沉积岩

随着沉积岩或弱变质岩中的流体包裹体研究的进行，有三方面的问题已探讨过：估计一个沉积堆积体任一部分的覆盖层深度，确定含卤水或碳氢化合物的流体在沉积盆地中的迁移历史，估计化石形成的地热梯度，这对石油勘探有一定帮助。沉积岩中流体包裹体的研究，尤其与牙形化石染色，镜质体反射率，伊利石结晶度和磷灰石裂变轨迹的研究结合起来是很有用的。

对研究每个问题来说，样品的采集涉及到寻找足够粗的矿物。各种细脉可能含有适合研究的矿物，但是必须在露头上按照所要解决的问题查明细脉的历史。各种结核同样可能含有有用的包裹体。在粗粒碎屑沉积物中，碎屑颗粒可能含有源区遗留下来的包裹体，但是各种自生矿物及矿物上再生长部分可能含有间隙流体样品的包裹体。在碎屑岩中的碳酸盐和石英胶结物中已发现过包裹体。晶洞中结晶粗的矿物通常含有很好的包裹体，但是石英晶体呈线形排列的晶洞通常缺少供研究的足够大的包裹体。

### （四）热液矿床

在对热液矿床采样以进行流体包裹体和其它地球化学研究之前，搞清所有火成作用，变质作用，构造作用和热液作用各种现象的顺序是最重要的。这就需要将流体包裹体研究结果与各种特定条件联系起来，从而搞清楚矿化作用的年代关系。对各种类型的脉体之间的系统穿插关系，对火成岩侵入体，接触变质作用，热液蚀变带及构造特征进行仔细观察和分析解释工作。而后对手标本薄片和抛光片进行结晶作用的共生次序的详细描述（Casadevall和Ohmoto，

1977年; Hagni和Trancynger, 1977年)和叠加交代矿物组合的观察(如砂卡岩)。如果可能,采集的矿物要保证水平和垂直方向上的采样,以具有代表性,以便能确定流体包裹体性质的空间变化。

### 三、流体包裹体的寻找

在深入进行流体包裹体研究之前,须证实样品中存在有用的包裹体。在大多数情况下,既不需要花费特殊精力制备样品,也不需要使用冷热台就可以做到这一点的。实际上任何岩石的石英中都能发现有少量的流体包裹体。因为大多数包裹体都很小,其直径小于 $10\mu\text{m}$ 。在一个正常厚度的薄片( $30\mu\text{m}$ ),就能看到它们。因而许多流体包裹体的研究都是从日常岩相学研究而准备的薄片观察开始的。比平常稍厚的薄片(石英在正交偏光下是黄色的),对一般岩相学和流体包裹体的初步观察可能都是适合的。

观察流体包裹体最好的办法,就是让对流体包裹体研究有经验的人找些实际薄片给你看。如果这样不太可行,可试用下面的方法:在低倍到中倍的物镜下寻找一石英颗粒(薄片或抛光片中的),这个石英颗粒含有一个或较多的深色斑点或者深色斑点的轨迹。尔后提高物镜倍数到 $\sim 50\times$ ,对准一个斑点调焦,再插入物台底下的聚光镜,流体包裹体应清晰地出现在视域中。通常就根据流体内有一个气泡存在来识别它们。包裹体与主矿物之间突起相差很大,包裹体在通常直光照射中呈现暗色或黑边。锥光在包裹体壁上减少了折射和反射作用的影响,因此可以观察到包裹体内部的情况。提高或降低聚光镜能改变光线聚焦在包裹体上的角度。调节物台下面的光圈则能改进分辨能力。冷热台设计的一个先决条件是在进行显微测温时能获得适宜的聚光角度(参看仪器装置叙述部分)。检查流体包裹体的另一种好的办法是把待观察的小碎片放入与矿物折射率接近的油中观察。压碎台对于初步探测也是很有用的(参看压碎台部分)。

## 四、样品制备

已证明样品中确实有合用的流体包裹体的话，那么下一步就是制备适宜于冷热台上使用的两面抛光薄片（或厚片），只要有为矿相显微镜或电子显微镜制备抛光样品设备的实验室，就能制备供流体包裹体研究的片子。根据主矿物的粒度和透明度需要制备厚度为100—600 $\mu\text{m}$ 不加盖玻片及两面抛光的切片。在很多包裹体研究中，甚至一个极好的抛光片，光学图象的质量都受到很大的限制。所以不要受一般抛光的限制，这会使得图象质量降低。

制备样品时要避免样品过热和受到机械破碎。通常在样品制备过程中，温度应保持在100℃以下，以避免充填密度高的包裹体爆裂（参看“爆裂”部分）。对有些矿物中的高密度包裹体甚至加热到100℃也太高了。在任何情况下，应记录制备样品时的最高温度，以便对低均一温度的结果解释时加以考虑。对于多孔的或易碎的标本注入环氧树脂，必须在很低温度或室温下进行。同时要注意在锯样和抛光时避免加热样品。为防止样品在抛光时松散开，需要分几次注入环氧树脂。慢速锯样使样品损坏最少，完成切片磨薄的工序时要小心。当在热台上加热时，用环氧树脂浸注的样品可能松散开来。有些环氧树脂，特别是“5—分钟”型在 $\sim 150^\circ\text{C}$ 时变黑，并因开始分解而有气泡产生。另外一些环氧树脂，如带TETA硬化剂的DER332（Dow化学公司产品）和Araldite105（CIBA公司产品）在300 $\sim$ 350℃时，在厚片上变棕。但是仍然透明，因而是适用的。

首先，把样品切片的一面精细地抛光，其面积为一个普通光片圆环座或正规岩石薄片大小。在磨片的每一步骤之间，使用超声波浴槽仔细清洗样品是必不可少的。然后将抛光的一面用胶合剂贴在一个玻璃载片上，这种胶合剂很容易溶解或熔化，而且加热不需要超过100℃。然后将样品切开和磨到所需的厚度，再将第二面抛光。

Holland等人(1978年)在牛津大学发表了制备两面抛光片采用的详细工序。Simmons和Richter(1976年)也阐述过一个工序。大多数流体包裹体实验室都有他们自己的制样说明书,并且可以函索。

描述和记录了流体包裹体的产状后(见后),把抛光片从玻璃板上取下来,并且放在溶剂中清洗。在溶剂中用滴管(Q-tip)轻轻地清洗是很有用的。然后,将片子用刀片,针或火柴破碎到冷热台所要求的面积大小( $\sim 1\text{cm}$ 长)的若干小片。

## 五、包裹体岩相学和产状

主矿物中流体包裹体产状的细心观察和描述对所获得的包裹体成分和密度资料的分析解释起决定作用。在有些矿物中包裹体照象记录就足够了,但一般来说照象和画草图相结合这样做最好。因为一些特征在照片上可能模糊,画草图可以清晰地反映出来。

如果包裹体按晶体的生长带轮廓产出,则属于原生,这样分析解释就相对简单。而次生包裹体的产状和成因可能是多种多样的。

一些工作者(Hollister和Burruss, 1976年; Konnerup-Madsen, 1977年; Swanenberg, 1980年)指出了变质岩中的流体包裹体产状的区别,其方法是根据它们是否呈单个孤立的包裹体,或是成簇成群的,或者是沿愈合裂隙的轨迹而出现的。单个孤立的包裹体经常被认为是原生的(参看表5.1)。如果不是原生的,那么通常认为它们比成群的或沿轨迹分布的包裹体形成较早。

成群的包裹体可能是单个包裹体的群集,因而是早期形成的。然而有些成群包裹体是一种早期包裹体部分爆裂的结果,因而它们的成因是一种晚期现象。它们也可能由一种轨迹中的包裹体发生转移而成,(即包裹体发生迁移而远离它们的原生平面,图8.4)。

在显微镜下微调一下聚焦平面,就能辨认出处于愈合裂隙中的包裹体,特别是当裂隙面与片子平面斜交的时候。沿一条愈合裂隙



的每个包裹体大小和形状往往是相似的，而在相同的主矿物或包裹体群中各分散孤立的包裹体的大小和形状往往有变化（图8.4）。如果原来裂隙在单个晶体中尖灭，那么沿裂隙分布的包裹体通常朝着原始裂隙的尖端方向变小。

当一些愈合裂隙或包裹体轨迹相交时，就可以推测捕获的顺序（见第八章）。但是一条裂缝被另一条裂缝切穿发生空间位移的情况，一般是看不见的。有时两个裂缝的流体可互相影响（图8.5）。沿两条穿插裂隙的 $\text{CO}_2$ 流体和 $\text{H}_2\text{O}$ 流体混合而产生的复合包裹体（图8.5）证明了流体的混合，但是在没有其它资料时不能用来推断捕获顺序。然而，如果沿一条裂隙的流体密度在与另一条裂隙的交叉点上发生变化，或者一个裂缝面清除了另一个裂缝面的包裹体，那末就能够推断捕获顺序（图8.5）。

岩石结晶后，形成的裂隙至少有两种，并且沿着这两种裂隙可以出现不同世代的包裹体轨迹。第一种裂隙是它们从颗粒边界伸进矿物，但是不穿过邻近的矿物，也没有穿过该矿物颗粒本身。此裂隙是局部的线性应变超过了岩石正常的线性应变时产生的（Simmons和Richter的dpsd，裂隙1976年）。第二种裂隙是由构造应力产生的（Tuttle, 1949）。一般横切矿物颗粒边界和许多颗粒而不论这些矿物的种类或矿物的方向性如何。Swanenberg（1980年）曾观察到石英中dpsd裂隙往往平行于他所研究岩石中主矿物石英的〔0001〕面。他推断这些裂隙的形成早于应力诱导裂隙（Stress-induced cracks）。

许多作者断定包裹体形成的年代关系随着它们的充填密度而变化。在某个样品中经常是孤立的单个包裹体往往具有最大密度，成群的包裹体往往具有中等密度，晚期包裹体的轨迹具有最低密度。Swanenberg（1980年）指出：如果成群包裹体是沿愈合裂隙包裹体爆裂而形成的，那么此成群包裹体就晚于后者（图8.4，参看Lemlein, 1956年）。Swanenberg也叙述过较高密度的流体包裹体的形成晚于低密度的流体包裹体这一情况。

在构造重结晶期间，包裹体排列可能被位错蠕动所破坏。Kerrick (1976年) 指出应变石英的重结晶区域中的包裹体较附近未发生应变区域的包裹体有较低的密度，并且它的密度变化范围更宽。另一方面，Sisson等人 (1981年) 注意到推测可能是由粗粒石英变形而发育起来的细粒石英中的包裹体与粗粒石英中的包裹体相比，具有有限的密度和成分的变化范围。由此得出这样的推论，变形和重结晶作用是在有限的温度和压力范围内发生。在变形薄层附近包裹体数量减少了，并且一串串的新包裹体在变形石英的恢复期可沿着次颗粒边界形成 (Wilkins和Barkas, 1978年)。这个过程也可能形成成群的包裹体，它们比石英变形之前形成的充填有包裹体的裂隙形成得更晚 (Swanenberg, 1980年)。

## 六、相的鉴别

准备好冷热台上使用的切片并记录包裹体的产状以后，下一步就是定性地确定流体包裹体成分和密度范围。室温下一个流体包裹体可能含有一个流体相，一个气相和一个液相；二个液相；或一个气相和二一个液相。气相和液相的任何一种组合中可能出现一个或一个以上的结晶相。在冷台上当包裹体被冷却时，某些特有的变化可以定性地鉴别气相和液相中的主要成分。

### (一) 室温下一相

第一种情况，在冷冻时出现一个气泡并且体积迅速增大。

结论：这种流体可能是富 $\text{CO}_2$ 的流体。如果在进一步冷冻到 $-90\sim-120^\circ\text{C}$ 时，液体发生突然凝结（由于许多 $\text{CO}_2$ 晶体引起光线的内反射，而使包裹体瞬时变暗），继之迅速重结晶为单个 $\text{CO}_2$ 晶体+流体，那么这就证实了这个结论。由于只有固体和流体存在就没有弯月面。进一步冷冻可能在流体相中再产生一个气泡或凝聚出一个液相。假如这样，就可能存在有许多 $\text{CH}_4$ 和（或） $\text{N}_2$ 。升温到大约 $-60^\circ\text{C}$ ，然后缓慢升温，如果 $\text{CO}_2$ 在 $-56^\circ\text{C}$ 以下熔化，可以猜

测相对固体 $\text{CO}_2$ 来说还有一种附加成分（即 $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ）分配进入流体相。

第二种情况，在冷冻时产生一个气泡（成核作用），但是气泡仍然较小，当包裹体冷冻到约 $-30^\circ\text{C}$ 以下时气泡突然收缩或甚至消失。推测是高密度富 $\text{H}_2\text{O}$ 的流体并且处于亚稳态（参看“亚稳态”部分）。

第三种情况，冷冻到 $\sim -180^\circ\text{C}$ 时不发生什么变化。

结论：包裹体是某种密度很低的气相；某种固体（晶体或玻璃）；某种亚稳态的过冷却流体；或者是玻璃状冰。区别它们有时是困难的。

## （二）室温下两个流体相：一个外部相（液相）和一个中间的气泡（气相）

第一种情况，冷冻时如果当液体在大约 $-30^\circ\text{C} \sim -60^\circ\text{C}$ 之间或更低的温度时冻结，气泡发生收缩，这就是富 $\text{H}_2\text{O}$ 包裹体。一般来说，冷冻温度越低（总是出现亚稳态，参看“亚稳态”部分），它就含有更多的溶解盐类。除了很低盐度的包裹体以外，全部富 $\text{H}_2\text{O}$ 的包裹体都结冰呈细粒集合体。当加热时，这个冰相在熔化之前发生重结晶作用，并且缓慢地变大（见第四章）。

第二种情况，如果在约 $-70^\circ\text{C}$ 以下时包裹体冻结并且气泡随之扩大，它就不可能是富 $\text{H}_2\text{O}$ 的，而可能是富 $\text{CO}_2$ 的。如果升温时晶体在 $\leq -56^\circ\text{C}$ 时熔化，并且在温度 $\leq +31^\circ\text{C}$ 时均一成相时，它可能是富 $\text{CO}_2$ 包裹体（而且，冷冻后 $\text{CO}_2$ 迅速地重结晶成单个颗粒）。再冷却时，如果均一温度在大约一度的范围内两相重新出现，那么包裹体极可能是富 $\text{CO}_2$ 的。因为在如此低的均一温度下气泡难以在水溶液包裹体中成核。

第三种情况，一个含两种流体相包裹体冷却时，在中心流体相出现一个气泡。在这种情况下，外部流体可能富 $\text{H}_2\text{O}$ ，而中心流体是富 $\text{CO}_2$ 的。如果进一步冷却时，外部流体在低于 $-30^\circ\text{C}$ 时首先冻结，而中心流体在低于 $-70^\circ\text{C}$ 时冻结。

### (三) 室温下的三个流体相

在这种情况下,包裹体很可能含有一个富 $\text{CO}_2$ 或富有机物的流体(内部两相)和一个富 $\text{H}_2\text{O}$ 的流体。富有机流体呈现出多种多样的性质(参看第六章),而富 $\text{CO}_2$ 和富 $\text{H}_2\text{O}$ 流体的行为如同前面叙述过的一样。

### (四) 其它观察情况

在第三章和第四章详述了在富 $\text{CO}_2$ 及富 $\text{H}_2\text{O}$ 流体中其它成分的存在及其含量的测定。简言之,可从固体 $\text{CO}_2$ 和冰熔化温度的降低(在已冻结的包裹体升温时测量),从冷冻时可能形成的其它化合物的熔点以及从低于 $\text{CO}_2$ 冻结温度时两种流体的分离来检测它们。

### (五) 室温下存在固体相

含面相(子矿物)的包裹体出现在各种变质岩和火成岩中,并且这些包裹体在各种热液及浅成火成岩环境中是很普通的。对各种各样的子矿物及各种鉴定技术进行评论已超出了本章的范围,它们在文献中已经提到了。Roedder对1972年以前的有关资料作了很好的评述,在第五,第九和第十章中补充了有关于矿物的一些资料。

## 七、亚 稳 态

由于流体包裹体是一个很小的体系,亚稳态现象是极为常见的,而且必须加以识别。例如在温度高于 $\sim -30^\circ\text{C}$ 时,流体包裹体的水中一般不能生成冰。熔化温度为 $-56.6^\circ\text{C}$ 的固体 $\text{CO}_2$ 一般要冷到 $-70^\circ\text{C}$ 以下时,并且经常是低于 $\sim -90^\circ\text{C}$ 时才发生成核作用。许多固体如 $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 则不易成核也不易熔化。Roedder(1967, 1971, 1976年)的几篇文章中讨论了亚稳态引起的具体问题。

通常观察到某些其它现象是:(1)在单相液体 $\text{H}_2\text{O}$ 包裹体中,尤其在那些 $+100^\circ\text{C}$ 以下均一到液相的包裹体中,气泡的成核作用需要大幅度的过冷却,并且甚至可能在结冰以后气泡也不发生成核作用。(2)室温下有一小气泡的富 $\text{H}_2\text{O}$ 包裹体冷冻时,气泡

可能完全消失。加温时在没有蒸气的情况下,冰能够至少到 $+6.5^{\circ}\text{C}$ 时仍维持亚稳态(Roedder, 1967年)。并且对于很小的包裹体,冰能够维持到 $+20^{\circ}\text{C}$ (Murck, Hendel和Sisson未发表的资料)。很明显,用冰的熔化温度来确定盐含量在上述情况下将出现误差。

(3) 骤冷可以防止各种气水化合物的平衡成核作用。尤其在有一些有几种盐的体系中更是如此,而且骤冷会导致在熔化期间作出错误的解释。当一个包裹体中有几种气水化合物形成时,要仔细地检查不同气水化合物熔化温度的再现性。

## 八、爆 裂

如果包裹体内部压力和主矿物的外压力之差超过该矿物的强度时,主矿物就围绕着包裹体破裂和变形。使得体积扩大而压力差得以释放。当主矿物破裂时,这个过程叫“爆裂”,当包裹体被加热,其内压沿着包裹体的等容线上升,在显微镜下很容易观察到“爆裂”。当流体沿着通到样品表面的裂隙而逸出,低折光率的蒸气取代了流体时,会看见包裹体突然变黑。有时当流体漏进了没有切穿样品表面的裂缝时,也会见到气相扩大。爆裂可以听到如砰砰一样的噪声,并可使样品破碎。气泡扩大可能被误认为均一到气相。所以当怀疑有爆裂时,有必要再次检查测量均一温度。如果包裹体渗漏了,均一温度将不会再重现。包裹体体积可以由未见到破裂的主矿物的永久变形而扩大(叫做“拉伸”,见第五章)。冷冻也可以产生拉伸。如果拉伸或破裂发生,在任何给定的温度下气泡的大小都会永久的增大。文献中叙述过各种形状和分布的成群包裹体(图8.4),从它们推测有过天然爆裂(也参看Touret 1974年一文的图5)。Lockerman(1962年)及以后的Swanenberg(1980)描述了与侵入岩床或岩脉接触带的流体包裹体的天然爆裂现象。Hollister等人(1979年)也叙述过迅速隆起的变质地区包裹体的天然爆裂,以及Bilal和Touret(1976年)叙述在火山喷发时迅速带到地表的捕虏体中包裹

体的天然爆裂现象。

主矿物的有效强度随矿物种类和包裹体大小及形状而改变。Naumov等人(1966年)的经验指出,对石英来说较大包裹体( $>20\mu\text{m}$ )内压约为850bar时将爆裂。Lerøy(1979年)也发现大于 $30\mu\text{m}$ 的包裹体在850bar时爆裂。但当包裹体的直径减小到 $12\mu\text{m}$ 时,各方向相等的包裹体爆裂的内压要增加到1200bar。Swanenberg(1980年)指出对直径约在 $1\mu\text{m}$ 的包裹体爆裂需要高达5-6kb的内压。对变质岩和深成岩中研究过的大多数包裹体来说,它们的直径在 $5-10\mu\text{m}$ ,预料它们爆裂时的内压为1-3kb之间。

## 九、包裹体的观察

抛光的样品必须切成小片,使之符合冷热台腔的大小。切片的大小也要由包裹体的分布来确定。这一节讲述对所研究的每个包裹体应做的观察内容。

### 1. 包裹体的鉴别

操作人员当然有他(或她)自己使用的代号。样品切片的每个颗粒中的包裹体是以单个的、成簇的、或沿愈合裂隙出现的。因此用一些符号来标明样品切片、颗粒、断裂及包裹体就很必要。在收集任何数据以前,要对包裹体成因(原生、假次生或次生成因)进行全面的说明。包裹体位置的变动就很难再找到它,所以应该做草图表示出每个颗粒在切片的位置,以及切片在双抛光片中的原始位置。在感兴趣的区域附近可用印度(India)墨水作记号。这种墨水在大多数溶剂中不溶解。草图应该指出在进行各种测量时哪一面朝上,以及注明草图是否是肉眼观察的直接图象或是通过显微镜观察的倒置图象。

### 2. 包裹体的大小

应该注明包裹体两个或三个方向上的尺寸(以 $\mu\text{m}$ 表示)。这一点很重要,因为很多作者已观察到有些包裹体的性质,特别是密

度、形状可能随包裹体的大小有规律地变化。通常与 $\text{CO}_2$ 包裹体比较,水溶液包裹体很少有规则的形状。

### 3. 包裹体的形状

大多数包裹体具有不规则的形状。然而如果包裹体具有诸如带晶面的形状(负晶形)、球形、椭球形和扁平形等形状时,需要注意。

### 4. 包裹体的产状

一个包裹体可以产于很多条件或环境中。这些在“包裹体岩相学和产状”一节里已有更详细的阐述。简言之,包裹体可以呈单个产出,成群产出,沿愈合裂隙(包裹体轨迹)产出,沿次颗粒(Subgrain)边界产出,或是沿晶体各生长面产出,以及伴随着变形薄层(页理)产出。

### 5. 气泡大小

应该在一定的温度下测量气泡的直径,或是在温度超过 $\text{CO}_2$ 临界点时测量 $\text{CO}_2$ - $\text{H}_2\text{O}$ 混合包裹体中富 $\text{CO}_2$ 相的大小,以便随后在加热或冷却时引起包裹体的任何泄漏能够鉴别出来。

### 6. 体积百分数

应该记录温度超过 $\text{CO}_2$ 临界点( $31.1^\circ\text{C}$ )时(一般是 $+40^\circ\text{C}$ ) $\text{CO}_2$  +  $\text{H}_2\text{O}$ 混合包裹体中富 $\text{CO}_2$ 相(内部相)的估计体积(或面积),其目的是计算包裹体中 $\text{CO}_2$ 的摩尔分数。估算时利用图12.1。

### 7. 最低温度( $T_{\text{min}}$ )

指冷冻包裹体的最低温度。当大量的数据汇集在一起时,这个温度数据是有意想不到用处的。

### 8. 初熔温度( $T_i$ )

如果确定看到的是最初熔化现象,那么就看到了体系的共结熔化现象。

### 9. 均一温度( $T_h$ )

指包裹体中两个流体相均一到一相时的温度。要注意均一是通过内部气体或蒸气相(G)的扩大,还是外部液相(L)扩大,或者