

## 参 考 文 献

- Bodnar, R. J. and Bethke, P.M. (1980): Systematics of "stretching" of fluid inclusions as a result of overheating. *EOS* 61, 393.
- Dorisenko, A.S. (1974): Determination of sodium carbonates and bicarbonates in solutions of gas-liquid inclusions in minerals. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.* 214, 208-211.
- Burruss, R.C. (1977): Analysis of fluid inclusions in graphitic metamorphic rocks from Bryant Pond, Maine and Khatada Lake, British Columbia; thermodynamic basis and geologic interpretation of observed fluid compositions and molar volumes. Ph.D. Thesis, Princeton University, 256 p.
- Burruss, R.C. and Hollister, L.S. (1979): Evidence from fluid inclusions for a paleogeothermal gradient at the geothermal test well site, Los Alamos, New Mexico. *J. Volc. Geothermal Res.* 5, 163-177.
- Clyne, M.A. and Potter, R.W. II (1977): Freezing point depression of synthetic brines. *Geol. Soc. Am. Abst. with Programs* 9, 930.
- Crawford, M.L., Kraus, D.W. and Hollister, L.S. (1979a): Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. *Am. J. Sci.* 279, 1135-1159.
- Crawford, M.L., Filer, J. and Wood, C. (1979b): Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. *Bull. Minéral.* 102 562-568.
- Dhanellincourt, P., Berry, J.M., Dubessy, J.C. and Poty, B. (1979): Analyse d'inclusions fluides à l'aide d'une microsonde mole à effet Raman. *Bull. Minéral.* 102, 600-610.
- Fisher, J.S. (1976): The volumetric properties of  $H_2O$  - a graphical portrayal. *J. Research U.S. Geol. Survey* 4, 189-193.
- Grappin, C., Salot, P., Sabourau, 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 de Briançon-Termignon (Vanoise, Alpes françaises). *Chem. Geol.* 25, 41-52.
- Greenwood, R.J. and Barnes, H.L. (1966): Binary mixtures of volatile compounds. In: *Handbook of Physical Constants* (S.P. Clark, Jr., Ed.) *Geol. Soc. Am. Mem.* 97, 385-400.
- Haus, J.H., Jr. (1976): Physical properties of the coexisting phases and the thermochemical properties of the  $H_2O$  component in boiling NaCl solutions. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1421-A, 73 p.
- Kaufman, D.W. (1960): Sodium chloride the production and properties of salt and brine. Reinhold, New York, 743 p.
- Keovil, N.B. (1942): Vapor pressures of aqueous solutions at high temperatures. *J. Am. Chem. Soc.* 64, 841-850.
- Konnerup-Madsen, J. (1979): Fluid inclusions in quartz from deep

- seated granitic intrusions, South Norway, *Lithos* 12, 13—23.
- Larsen, L. T., Miller, J. D., Nadeau, J. E., and Roedder, E. (1973) Two sources of error in low temperature inclusion homogenization determination, and corrections on published temperatures for the East Tennessee and Laisvall deposits, *Econ. Geol.* 68, 113—116.
- Leroy, J. (1979): Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur décrepitation. *Bull. Minéral.* 102, 584—593.
- Linke, W. F. (1958): Solubil. this of inorganic and metal—organic compounds. (4th ed.) 1, Van Nostrand, Princeton, N. J. 1407 p.
- Linke, W. F. (1965): Solubilities of inorganic and metal—organic compounds (4th ed.) 2, Am. Chem. Soc., 1914 p.
- Luzhnaya, N. P. and Vereshchetina, I. P. (1946): Solub. calcium magnesium chlorides in aqueous solutions at -57 to +25° (polythermic solubility). *Zhurn. Prikl. Khimii* 19, 723—733.
- Malinin, S. D. and Kurovskaya, N. A. (1975): Solubility of CO<sub>2</sub> in chloride solutions at elevated temperatures and CO<sub>2</sub> pressures, *Geochem. Int.* 12, 199—201.
- Nambu, M. (1980): The analysis of fluid inclusions in microgram range with an ion microanalyzer, 28th Int. Geol. Congress (abs) 1, 67.
- Naumov, V. B., Balitskiy, V. S. and Ketchikov, L. N. (1966): Correlation of the temperatures of formation, homogenization, and decrepitation of gas-fluid inclusions. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.* 171, 146—148.
- Potter, R. W., II and Brown, D. L. (1977): The volumetric properties of aqueous sodium chloride solutions from 0° to 500°C and pressures up to 2000 bars based on a regression of available data in the literature. *U.S. Geol. Survey Bull.* 1421-C, 36 p.
- Potter, R. W. II and Clyne, M. A. (1978): Solubility of highly soluble salts in aqueous media - Part 1, NaCl, KCl, CaCl<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, and K<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> solubilities to 100°C. *Jour. Research U.S. Geol. Survey* 6, 701—705.
- Potter, R. W. II, Clyne, M. A. and Brown, D. L. (1978): Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.* 73, 284—285.
- Poty, B., Stalder, H. A. and Weisbrod, A. M. (1974): Fluid inclusion studies in quartz from fissures of western and central Alps. *Schweiz. Mineral. Petrog. Mitt.* 54, 717—752.
- Roedder, E. (1963): Studies of fluid inclusions II: freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.* 58, 167—211.
- Roedder, E. (1967a) Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, (H. L. Barnes, Ed.) Holt, Rinehart and Winston, 515—574.

- Roedder, E. (1967c): Metastable "Superheated" ice in liquid-water inclusions under high negative pressure. *Science* 155, 1413-1417.
- Roedder, E. (1971): Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. *Econ. Geol.* 66, 98-120.
- Roedder, E. (1972): The composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440 5J, 164 p.
- Roedder, E. (1979): Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* 2nd Ed., (H.L. Barnes, Ed.) Wiley, New York, 684-737.
- 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.
- Ryzhenko, B.N. (1963): Physicochemical data on the system  $\text{MgCO}_3\text{-MgHCO}_3\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  and their applications to the hydrothermal process. *Geochemistry* 1963, 467-479.
- Schäfer, K. and Lax, E. (1962): Landolt-Börnstein Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, 6th ed., II, 2b. Springer Verlag, Berlin, 760 p.
- Schul'gina, M.P., Karchuk, O.S. and Yanat'eva, O.K. (1955): Sektora Fiz-khim. Analiza., Inst Obshch. Neorgan. Khim., Akad. Nauk S.S.S.R. 26, 198-210.
- Sourirajan, S. and Kennedy, G.C. (1962): The system  $\text{H}_2\text{O-NaCl}$  at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 260, 115-141.
- Swanenberg, H.E.C. (1979): Phase equilibria in carbonic systems and their application to freezing studies of fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 68, 303-306.
- Takenouchi, C. and Kennedy, G.C. (1965): The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.* 263, 445-454.
- Urusova, M.A. (1975): Volume properties of aqueous solutions of sodium chloride at elevated temperatures and pressures. *Russ. J. Inorg. Chem.* 20, 1717-1721.
- Yanat'eva, O.K. (1946): Solubility polytherms in the systems  $\text{CaCl}_2\text{-Mg Cl}_2\text{-H}_2\text{O}$  and  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ . *Zh. Prikl. Khim.* 19, 700-722 (in Russian).
- Weisbrod, A. and Poty, B. (1975): Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Meyras pegmatite. *Petrologie* 1, 1416.
- Weisbrod, A., Poty, B., and Fourret, J. (1976): Les inclusions fluides en géochimie-pétrologie: tendances actuelles. *Soc. Franç. Min. Crist. Bull.* 29, 140-152.

# 第五章 流体包裹体成因和捕获后的变化

E. Roedder

(美国地调所)

## 一、引言

本章首先讨论流体包裹体的成因，这是因为正确地确定其成因对于有效地解释包裹体P—T—X资料是非常关键的。无论这种流体是某种硅酸盐岩浆、某种水溶液或某种浓的气体混合物，晶体内流体捕获的许多方式可能是相似的。然而，不是所有的包裹体都是由某种简单的均一流体形成的。许多包裹体是由两种或更多种流体的非均一体系形成的，这一特征对于解释包裹体很关键。本章主要集中讨论流体包裹体在较低温度形成的岩石学中的应用，火成岩中正常硅酸盐熔融包裹体除了与富挥发份类型有关的之外，均不打算讨论。

第二方面要讨论的是捕获后包裹体内通常发生的各种物理的和相的变化。在自然界冷却过程中发生的这些相变，在实验室内一般可以逆转回去，并且提供原始捕获的P—T—X条件的有用资料。但是可能发生的大多数物理变化基本上是不可逆的，因此在评价所获得的P—T—X资料过程中必须仔细地推敲才行。

## 二、包裹体成因——形成机制

### (一) 包裹体分类

许多人试图建立一种包罗万象的包裹体分类方案。Ermakov (1969) 就是如此, 他根据其成分和成因, 建立了21个类型, 并且根据相的相对比例, 较早建立了另一种应用很广的分类 (Ermakov, 1950, p.28, 英译本)。然而, 如果分类能通过使庞杂混乱的资料条理化而说明一些原理, 能揭示类别之间隐藏的联系, 以及能提供洞察未知样品特性的能力, 那么只有这种分类才会有用。已发表的大多数分类方案是这样的: 假使你知道某种包裹体的许多特征, 那么你就能把它放到某个特定的分类格中, 这种分类格标有分类名称, 告诉你已知的这种包裹体是什么类型。许多分类是依据人们任意选用的气液比数值而构成的 (例如按气相占25%、50%、75%来区分)。但是这些比例数是连续统一体, 并且一般不易精确测量。与文献中许多明确的阐述相反, 在室温条件按50/50的气液比划分界线未必就有真正物理的、化学的或成因的意义。

迄今, 应用最广的是按包裹体成因分类的方案: 原生包裹体、假次生包裹体和次生包裹体。虽然用于这种包裹体分类的成因信息常常难以获得, 甚至有时不可能得到, 但是成因分类是根据地质过程解释包裹体资料的最基础和最重要的步骤。除了这一分类之外, 还必须根据捕获时的流体特征进行另一种天然形态的或基本形态的划分, 亦即流体究竟是均一体系还是非均一体系? 或许99%以上的流体包裹体是通过捕获均一流体形成的。因此, 这些包裹体可作为正常包裹体, 应首先予以讨论。其次, 由非均一体系形成的“异常”包裹体亦将给以讨论。

## **(二) 由均一体系形成的包裹体**

当结晶体在任何种类的流体介质中生长或再结晶时, 多种晶体不规则生长会引起少部分流体捕获于固相结晶体中。这种不规则体的封闭可能发生于周围结晶体的生长期间而产生原生流体包裹体, 或在较晚时期沿着裂隙通过再结晶封闭而产生假次生或次生包裹体。任何给定样品中的包裹体很少仅是一个世代。在热液矿床的大多数矿物中, 原生包裹体稀少而大, 而同一样品中的次生包裹体则多而

小。当这两种流体的捕获时间差达数百万年时，流体的成分就可能显著不同，从而表现原生与次生成因之间的截然差别。区分这些成因的最普遍使用的依据列于表5—1（见附录）。没有一项判据是绝对的，许多判据仅仅是推测性的或仅仅适用于某一方面，在应用这些判据时必须小心谨慎并要意识到存在着很大的含糊性。虽感遗憾但又确实是：许多（或甚至是大多数）包裹体简直不适用于任何判据。这种“生活的现实”或许是流体包裹体研究中最不利的地方。

#### A. 原生包裹体

任何干扰完整结晶体生长的过程都可能引起原生包裹体的捕获。许多包裹体的形成是由于补给物质在时间上或空间上不均一的结果。结晶体的快速生长期可以导致多孔状和树枝状构造，继后的慢速生长以坚实的不渗透层覆盖前者，于是便捕获许多包裹体。晶体生长的研究表明：甚至流体中次要组分的浓度也可以严重影响结晶体的完整性，即它们或是较完整，或是不完整。如果某种空心的、似壳状的、骨骼状的或多孔状结晶体后来变得完整了，那么大个包裹体也可能被捕获。如果由于流体大量流动（与扩散相反），生长面得到了物质的补给，晶面中心相对于容易得到活动溶液补给的快速生长边而言，暂时得不到物质的补给，此时便可能捕获大个包裹体。这种现象在人造晶体生长时常常见到，也可能正是这种机制，天然石英和食盐晶体有时含有一系列很大的包裹体，它们平行晶面生长，每个包裹体腔仅仅由薄薄的晶体隔膜分隔开。

甚至在具有均一补给物的条件下，大多数晶体依一系列几乎平行的区段生长（世系构造）。如果有些生长带比另一些生长带快，那么晶体的表面可以变得粗糙起来，具有许多棱角状港湾；覆盖这些港湾的较晚生长的晶带便产生负晶状孔穴。这种负晶形通常错误地被视为原生成因的证据（见表5—1）。此过程捕获的原生包裹体一般呈大个的和孤立的包裹体，或者呈现随机排列，不存在明显的排列面，这些特征便是原生成因的有效判据。仍然有其他形成机制可能产生呈现规则排列的原生包裹体（表5—1）。归为原生成因的

最通用的判据是包裹体产于延伸到开放晶洞或矿脉的自形晶中。很遗憾，这种判据是太难得了（见下文）。

打乱其他完整晶面生长的任何情况也可以导致捕获原生包裹体。因而表面裂隙可能引起晶面不完全生长和捕获包裹体。到目前为止已知最普遍的干扰原因是固体质点，当晶面生长在继续时。固体质点在其接触点会阻碍补给物的提供。这个质点可能被向前推动，于是在质点背后留下一条包裹体的轨迹。但是晶体一般会越过固体质点生长，这样便捕获某种固体包裹体，它们含有也可不含有周围流动的介质。

### B. 假次生和次生包裹体

所有原生包裹体都被与流体捕获近于同时生长的主矿物包围。而次生包裹体与此相反，它们形成于主晶结晶基本完成之后的任何过程。这样如果某晶体在现存的流体中破裂，现存的流体又具有有限的溶解度，那么流体将进入裂源，开始使主晶溶解和再结晶，在这一过程中新生晶面减少并捕获新的次生包裹体。虽然直接围绕包裹体的晶体是在流体捕获的同时结晶的，但是大部分晶体不是与流体捕获同时的，“次生”这一术语的含意正在于此。

Wilkins和Barkas（1978）将次生包裹体再分为二类：一类是由脆性变形形成的（如前所述，即愈合裂隙），另一类是由韧性变形形成的。后者包括诸如变形页理和滑动面以及如次颗粒边界和变形条带边界那样的愈合特点。韧性变形之后的再结晶作用可能清除先前的全部流体包裹体。如果再结晶作用曾经发生，那么试图根据现存包裹体来建立其成因模式将会很困难。但是如果含很小包裹体（ $<10\mu\text{m}$ ）的排列而沿某给定晶体中定向略为不同的各部分的边界间产出时，例如在受剪切或应变的石英中的情况，那么它们必定是变形期后的产物。它们中的流体可能来自晶体之外，或来自晶体内部多种作用过程（见下文的：出（“出溶包裹体”）。

通常，人们认为晶体生长期间形成的原生包裹体与后来形成的次生包裹体具有完全不同的流体。然而，在两种类型之间却存在一

段超覆类型。如果在晶体生长期间发生裂隙，那么，晶体生长期的流体（并且这种流体也可以正处于捕获过程中，成为晶体边缘的原生包裹体）将进入裂隙，并捕获于晶体的核心。这类包裹体称为假次生包裹体（有时在苏联文献中叫原生-次生包裹体）。如果在晶体核心生长与边缘生长期间的流体成分有变化，那么近核心的相邻包裹体也可能有不同成分；根据这些资料和愈合裂隙中的明显产状，外观上相似的次生包裹体常常将不予考虑。只有沿愈合裂隙可以向外追索到晶体内部的某些从前的生长面上，而突然终止，它们的真正成因才能被认识。能肯定证明是假次生成因的包裹体样品是少见的，但是按作者的见解，现在被包裹体面所勾画出的许多大的愈合解理或弯曲裂隙面，它们都产于晶洞的多数自形晶中，与其说它们是次生包裹体，倒不如说是假次生包裹体。突入开放晶洞的晶体可能以多种方式破裂，从而捕获可能为次生的包裹体（Roedder, 1967a, p, 523），想要区别哪些是生长期间破裂的晶体（产生假次生包裹体），哪些是生长之后破裂的晶体（产生次生包裹体），并非永远行得通。

在热液淋滤坑中见到形成假次生包裹体的另一种机制，即较晚生长的晶体继后覆盖了淋滤坑。这种作用比一般所认识的作用可能更为普遍（Barton等，1963），它可能产生大的流体包裹体，可见它们横切生长带。一个晶体的淋滤很少是简单地移去均匀的一层；由于各种原因，某些晶棱线、晶带或区域以很快的速度溶解，所产生的溶蚀坑深度可能是宽度的1000倍（Nielsen和Foster, 1960）。这些作者推测，扩散到位错中的杂质可引起较高的溶解度，并由此产生淋滤坑。沿看不见的位错分布的深蚀坑常常发生于人造水晶工厂的晶芽板中。相似的深蚀坑可能发生于数个生长螺旋体的交会部位，或该晶体表面碰伤的顶部（大概是生长螺旋体的顶部）。

### C. 出溶包裹体

R、W、T、Wilkins（私人通信，1978）提出一种新类型叫出



溶包裹体 (exsolution inclusions)，这类包裹体不属于划分为三类正常成因的包裹体中的任何一类，它们的形成归结为晶体内部的等化学现象。这一名称是在几位研究者早期研究工作的基础上，根据变质石英中某些包裹体的研究首先提出来的（例如Wilkins和Barkas，1978）。一系列石英的含氢量研究（见Wilkins和Barkas，1978）表明：它的变化范围很宽。将这些数值简化为 $H_2O$ 当量值，则变化于 $>500—<1ppm(H_2O)$ 。Bambauer（1961）发现阿尔卑斯脉石英晶体的最大值为180ppm，平均值为5ppm，但是就作者所知，变质岩的普通石英颗粒没有分析数据。S. White在一系列文章（例如1973）提出：现在变质石英中见到的许多小包裹体沿位错形成，或许在压力释放期间通过水的运移（和碱质的迁移）形成，这种水先前曾是石英晶体构造的一部分<sup>①</sup>。在适当的背景条件下观察这种可能性，我们应注意到，只要是石英中每百万分之一的水就相当于每立方厘米中拥有二万个包裹体（平均长 $10\mu m$ ）。由于在实验中已观察到水通过石英进行迁移，很多变质石英曾遭受长期变形及部分是同时的重结晶，因此Wilkins和Barkas（1978）认为：变质作用期间类似的迁移作用应该可以解释他们已观察到的各种包裹体的分布特征。

### （三）由非均一体系形成的包裹体

#### A. 液体 + 固体

大量的证据表明：在许多晶体生长过程中的某些时候，固体微粒以悬浮方式存在于它们生长的流体中。在有些矿床中这种固体物质由粗脉充填物或围岩压碎产生，或是由于重新沉淀的细粒物质的扩散而产生。较粗的质点通过流体将落到任何有利的晶面上，但是在相对于成层流体运动有任何一个垂直分力时，最细的物质可能被扬出去，并带向上部。附加微粒可以在流体中自发地成核。较大的

---

①冶金和陶瓷文献记载了晶体构造中气体原子迁移和具有空隙的许多实例，最小能量部位沿位错和次生颗粒边界分布，这些部位点缀着细小的气体包裹体。

微粒基本上呈垂直方向排布，即在晶洞和开放脉的许多样品中很容易见到明显的沉淀特点，则证明水平流动分量很低于或近于零。

阿尔卑斯裂开型变质脉中的许多晶体呈现多重环带或小固体包裹体“阴影”（例如poty, 1969）。其中有些包裹体成核于晶体表面，而另一些则从流体中沉淀出来。通常沉淀出来的微粒起核心作用而进一步生长。它们二者都可能偶然捕获于正在形成的流体包裹体中，因此它们可能与包裹体封存后从所捕获的流体中结晶出来的子矿物相混淆（见捕获后的变化一节）。二者的区别主要在于包裹体中的各种相的比例不同：如果某矿物仅出现于某些流体包裹体中，其变化量又很大（特别是如果它们以简单固相包裹体存在于主矿物中），那么这种矿物则可能为外来固体包裹体；相反，子矿物则应该是普遍存在的，并且与其他相的比例较有规律。如果被捕获的流体是由很小的晶体的弥散物（或甚至是一种胶质悬浮物）组成，它们后来在每个包裹体中再结晶为单一晶体，此时我们便可能作出错误的解释。如果这种弥散物相对包裹体的大小达到足够细小的程度，那么包裹体中的相的比例便是一定的。作者还没有证据表明，在自然界确实有这种包裹体出现过。

真正的原生包裹体常见于固体包裹体带中，这种固体包裹体粘在某些颗粒上。无论固相是充填脉物质的外来固体包裹体还是子矿物，包裹体中的流体一般对固体是饱和的。这种情况对于粉碎的围岩碎块来说可能并不真实。

#### B. 液体 + 气体或液体 + 蒸气

常常见到反而是从一种液相介质中捕获的“原生气体”包裹体。气泡可以由主液体的蒸气组成（也即一种沸腾溶液），或由液体中的某种很次要的气体成分组成（也即一种泡腾溶液）。热液体系中原生气体包裹体趋向于形成大个包裹体，但是在硅酸盐熔融体中它们可能非常之小。虽然这两种类型气相演化可能会给留存的液体成分带来很不同的影响，但是它们实际上代表一个连续系列的两个端员，而且是不易区别的。在通常条件下每种挥发性组分在气相

与液相之间都具有自己的分配系数。与包裹体文献中某些陈述相反，各种挥发性组分在气体和液体中的比例一般是很不一样的。由深位玄武岩熔融体中形成的橄榄石晶体中的气相包裹体一般几乎为纯 $\text{CO}_2$  (Roedder, 1965a)，然而玄武岩熔融体的含 $\text{H}_2\text{O}$ 量可能超过 $\text{CO}_2$ 。

有时在包裹体文献中作出一些不正确的推论，以为捕获的气相量或气体包裹体与液体包裹体之比可以作为原始非均一体系中存在的这两相的相对量的标志。一个微小的单一气体包裹体与数以百万个这类包裹体一样表示气体饱和了，但是在一个样品中这类包裹体的量和数仅仅是包裹体捕获过程难以预测的结果，尤其是优先润湿现象影响的结果。

蒸气泡或其他气体看来最容易在固体表面成核。正在生长的晶体可能被一些小气泡复盖着，每个小气泡使得与它们接触的那部分表面受到屏蔽而不能进一步生长，所以（晶体的进一步生长）气泡就被圈闭住了。如果突然性的少量压力降引起间歇性起泡，这种作用则特别有效 (Barabanov, 1958)。它也可以是由主矿物结晶形成，这种作用使紧挨主矿物晶体的流体层浓集残余气体组分，直到该处形成某种新气相。Zirkel (1983, p.86) 曾报导过一种蓝方石晶体含有 $3.6 \times 10^{11}$ 个气体包裹体/ $\text{cm}^3$ ，很可能它们是以气泡形式从蓝方石所生长的硅酸盐岩浆中捕获的。Roedder和Coombs (1967) 报导过从某种花岗岩熔融体中捕获的密度大的高盐度水流体的不混溶液滴，以及从继后起泡的浓卤水相中捕获的低密度、富二氧化碳蒸气的不混溶液滴等类似现象。在每种情况下，至少在部分包裹体中均可捕获少量另一种流体相。然而，在某些实例中仅捕获了气相包裹体，而无液相，往往会使人错误地以为主晶是从气相中生长的。要识别这类包裹体的存在，唯一的条件是气相的性质是否允许主晶在其中搬运，实际上这是极不可能的（例如纯 $\text{CO}_2$ 中的橄榄石）。

当包裹体是从某种原始非均一的两相体系中（亦即原始气体，

与由继后收缩形成的气泡不同)捕获并出现带有液体的气相或蒸气  
泡时,用这种包裹体的均一法作为地质温度计是无效的,因为通常  
用的均一法是建立在包裹体捕获单一的均一流体相的基础上的。另  
一方面,某些液体包裹体和某些气体包裹体大量同时出现,则就提  
供了最有价值的证据,表明这些包裹体实际上是在沸腾下形成的。  
这类包裹体的均一温度( $T_h$ )无需作压力校正,也无需有流体成  
分的信息,就可直接作为捕获温度( $T_i$ )。这类包体体同样提供一  
种很好的地压计,但为了获得捕获压力,需要知道液体和气体的成  
分以及适当的P—V—T资料(Roedder和Bodnar, 1980)。但是有时要  
区别与气体一起捕获的少量液体和捕获后凝结而成的少量液体就困  
难了。

在最单简的情况下,沸腾(或包结)将导致两类包液体的形  
成,它们或代表所捕获的液相,或代表所捕获的气相。后者(当  
体为富水流体时,也叫“蒸汽”包裹体)在温下含很少液体和很大  
的气泡,加热时它们将通过液体蒸发而均一为气相,并且与液体包  
裹体的均一温度相同(只有当蒸汽包裹体具有狭窄港湾时,由于表  
面张力而浓集的最后一滴流体相进入其中时,液体蒸发作用的测定  
才是精确的;反之,均一化的明确温度点是不能被确定的)。有时  
少量液体与蒸汽一起捕获,正像少量蒸汽(亦即某个小气泡)可以  
与液体一起捕获一样。很明显这两类包裹体的均一温度要高于捕获  
温度(这类蒸汽包裹体将有太多的液体,而液体包液体将有太多的  
蒸汽)。从理论上说,人们可根据大量包液体所确定的最小值作为  
真正的捕获温度,因为这些包裹体最可能捕获了纯液相或纯气相。  
但是除了沸腾作用之外,包裹体的成因还可能涉及到其它机制,从  
而使得应用这种最小温度在最好的情况下也是要冒风险的。

通过近地表流体的沸腾捕获某种低密度蒸汽相而形成“空心”  
包裹体,在那些浅成热液矿床中不是罕见的,这些矿床按P—T条件  
外推,显示出可能存在沸腾现象。在冷冻时通过凝结作用形成在包  
裹体壁上的微量液体可能形成一层薄膜,除了冷冻之外几乎看不见

这层薄膜 (Roedder, 1970, 图7)。但是在变质岩中空心包裹体或气液比变化很大的包裹体是正常现象。除了沸腾之外其他作用也能形成这类包裹体: 在不同的P—T条件下流体的连续捕获、包裹体的部分渗滤 (或因自然界的剪切或爆裂, 或因实验室中发生爆裂)、颈缩 (necking down), 以及破裂和后来的再充填。通过显微镜常常可以鉴定这些作用过程 (见形状变化一节的后半部分)。空心包裹体也可能充填密度大的超临界气体 (见第三章和第八章)。

### C. 两种不混溶流体

如果主晶生长的环境为两种液体组成的非均一流体 (例如水溶液中的不混溶油珠或富CO<sub>2</sub>相), 则可能捕获其中某一种流体的包裹体, 有时两种流体的包裹体均可被捕获。如果不混溶液滴优先湿润主矿物的表面, 那么它们便可能被捕获 (例如萤石上的油), 但是就作者所知, 没有矿物优先于水而被CO<sub>2</sub>流体润湿的。然而有丰富的证据表明, CO<sub>2</sub>流体弄湿硅酸盐矿物优先于硅酸盐熔融体 (见下一节)。

如果二氧化碳存在于水流体中, 它的有限溶解度, 特别在低温条件下它的有限溶解度通常会导致不混溶。但是在室温下不混溶并不能要求在捕获条件下也不混溶。CO<sub>2</sub>与H<sub>2</sub>O的相互溶解度随温度和流体成分的变化而具有相当大的变化 (第三和第四章)。在包裹体中被捕获的均一流体在冷却过程中可以并常常会分离而形成两种不混溶的流体—富CO<sub>2</sub>流体 (一般为超临界状态) 和富水流体 (亚临界状态)。如同固体溶液一样, 若干包裹体中恒定的相体积比是将原始均一流体在晚期发生分离与捕获非均一混合物这两种情况区别开来的主要判据。

为了根据H<sub>2</sub>O—CO<sub>2</sub>—NaCl体系的不混溶区范围, 利用包裹体获得在自然界被捕获时的P和T条件, 不可避免地 (但是困难的) 要证明包裹体中见到的不混溶性在捕获时就已经存在。人们仅仅根据两类包裹体 (富CO<sub>2</sub>的和富水的) 的存在来证明捕获时存在两类不混溶流体是太普通了。几种其他作用过程也可以产生同样结果,

必须细致估价：包裹体捕获后其中发生不混溶，随后发生颈缩现象；或在不同时期捕获了两种无关的流体（然而要注意颈缩也可能发生于从一对不混溶液体中捕获混合包裹体之后）。这些具有一定把握的重要的鉴别准则有时并不奏效，正如Roedder和Bodner(1982)讨论过的那样，这种摸棱两可往往会使P和T的估算值发生严重错误。

在火成作用过程中许多不混溶类型已据包裹体研究得到确认（Roedder, 1979a）。兹将它们概略地归纳于图5.1，其中包括液—液和液—气类型（也见第十章）。液—气不混溶在前一节已讨论了，但是意识到液—液和液—气平衡之间经常存在着一个连续系列是很重要的，因此在广义上作者用“不混溶”这一术语来描述在特定条件下不相混合的两种或更多种流体相的任何联合体。表面上看来这一术语是十分特别的用法，但其背后有着科学的和语义上的基本原理，别处已作过详细阐述，此处从略（Roedder和Coombs, 1967）。

人们很少思考一个令人疑惑的问题，即由不混溶流体对形成的包裹体。它们涉及到一种确切的机制，即包裹体中仅仅含主晶基本不溶于其中的某种流体，依靠这种机制封存了流体包裹体。习惯上的解释为：在一种连续相中，最终被捕获的流体以分散相存在（亦即珠滴），并且主矿物的结晶作用仅仅发生于这种连续相中。在细节上，这种机制要求当主晶围绕珠滴生长时，一直靠着珠滴伸展，从而消除了连续相的任何痕迹。这种机制可能看来有点奇妙，但是并不难理解，例如萤石晶体围绕油的粘滞珠滴生长（从卤水中），或者橄榄石晶体围绕 $\text{CO}_2$ 珠滴生长（从硅酸盐熔融体中）。但是，把这种概念扩展开来解释细微裂隙中捕获的次生包裹体就变得困难了。许多变质岩中的包裹体研究（第八章）表明，其中大量存在着似乎是真正的纯 $\text{CO}_2$ 流体，甚至是 $\text{N}_2\text{—CH}_4$ 流体，的微小次生包裹体（Tomilenko等，1976；Swanenberg, 1980）。这类成分的流体可以通过不同的岩石或流体相互反应形成，但是在这类超临界的 $\text{N}_2$ —

CH<sub>4</sub>混合物的外来流体中，石英的溶解度大概是最低的或甚至于接近零。可是什么是从中结晶出石英而又提供封存条件，尤其允许其重结晶，从而产生出负晶来的介质呢？在许多实例中看不到所推测的担负封存作用的水相包裹体。以下几种解释看来是可行的：第一，确实可能存在少量水相，但是当它们选择性地弄湿包裹体壁时（Roedder, 1972），便基本看不见了，特别在很小的包裹体中。至少对于某些有机包裹体看来这是一种正确的解释（Kvenvolden 和 Roedder, 1971）。第二，包裹体中可能存在某些水相，但是正像 White 推测的那样（White, 1973, 见“出溶包裹体”的前节），它们继后发生溶解并分散到主矿物中。第三，CH<sub>4</sub>与H<sub>2</sub>O反应生成的H<sup>+</sup>从某种混合的CO<sub>2</sub>—CH<sub>4</sub>—H<sub>2</sub>O包裹体向外扩散，由此形成纯CO<sub>2</sub>包裹体的流体（Hollister和Burruss, 1976, p.173）。第四，正如上述这些作者推测的那样，不混溶作用之后可能发生颈缩式或其他分离现象，由此留下纯CO<sub>2</sub>包裹体。

#### （四）与总流体的关系；流体包裹体是代表性的样品吗？

在通常情况下，可以保险地说，由于边界层效应使流体包裹体与它们从中被捕获的流体的主要成分不一致。但是很重要的一点是它们在数值上的差别。而作者相信至少对于现今的包裹体研究，这种差别没有多大意义（很明显，下面的讨论并不包括硅酸盐熔融体和出溶包裹体）。

长期以来人们熟知，在平衡过程中液体成分在靠近表面处是不同的。所观察的结果主要是构造的影响，例如通过液体性质的变化可以察觉到这种影响（Adamson, 1960）；成分的差别通常并没有被提及。

在非平衡条件下，如同晶体从液体中稳定生长一样，在生长面附近建立了相当大的浓度梯度。Miers(1903)用全反射技术测定了水溶盐生长期间的盐度，并且发现表面层实际上比全部流体具有更高的盐度。Berg(1938)发现浓度梯度在面的中心最陡，他还觉察到进入液体近0.5mm的距离内存在的各种效应。这一研究揭示了关于