

图6—2 碳氢化合物包裹体和含水包裹体均一温度直方图  
由 Touray 和 Barlier (1974) 分析，据他们的图2, 3, 4草拟

只有西部样品的碳氢化合物流体包裹体的均一温度资料已经发表，故不能与整套含水包裹体资料直接进行比较。但是，如果我们将西部样品的含水包裹体的均一温度直方图与同类样品碳氢化合物液相包裹体均一温度直方图加以比较，显然含水包裹体的均一化发生于较高温条件。Roeddel (1963) 和 Freas (1964) 曾对密西西比河谷型铅锌矿床作了研究，Klosterman (1979) 也对南阿肯色州

Smackover建造地下碳酸盐胶结物样品研究有过类似报导，都说明相同样品中含水包裹体均一温度比碳氢化合物液相包裹体的温度要高。正如Roedder (1963) 所提出的，这种关系可能是因为液相碳氢化合物包裹体的压缩性比卤水大。这样，碳氢化合物包裹体等容线的斜率小于卤水等容线的斜率。如果水和碳氢化合物包裹体是同时捕获的（即P、T相同），则碳氢化合物包裹体等容线的较低斜率使这些等容线与液-气表面相交切的温度比含水包裹体等容线与它们各自的两相面交切的温度更低。

我们对阿肯色州西北部Mississippian Fayetteville建造龟甲状岩脉中的碳氢化合物包裹体作了研究（Burruss等1980；Burruss和Goldstein, 1980），我们看到了与Touray和Barlier's (1974) 的ⅡL类型包裹体相似的两相碳氢化合物包裹体，事实上包含三种不同世代的包裹体。根据所发荧光的不同颜色（一种浅兰色对一种兰白色）和不同世代矿化的脉状充填物（岩石）中包裹体的产状，这种类型包裹体代表了这些岩石成岩过程中出现的碳氢化合物液体的不同世代（Burruss等, 1980）。两个世代包裹体的均一温度资料见图6—3（Burruss和Goldstein, 1980）。这些资料表明，发浅兰色荧光的原生包裹体的最低捕获温度低于发兰白荧光的次生包裹体的捕获温度。

不可能将瑟西（Searcy）县的样品中的原生包裹体和次生包裹体象华盛顿县中的那样截然区别开来。瑟西县样品中的包裹体均存在于显微裂隙中。荧光显微镜可以清楚地区分样品中沿近于平行的显微裂隙分布的两种类型包裹体。瑟西县样品中这两种荧光类型包裹体的均一温度表现出华盛顿州样品类似的特征。发浅兰色荧光包裹体均一温度比发兰白色荧光包裹体温度要低。如果我们对这两个县的两套测定结果进行比较，华盛顿县样品中两种成因的包裹体均一温度均比瑟西县样品中相同包裹体的均一温度高。这就提示我们（Burruss和Goldstein, 1980），Fayetteville建造的地下温度在碳氢化合物迁移时在区域上是有所变化的。

对碳氢化合物液体包裹体的均一温度进行解释，即试图进行“压力校正”来决定捕获温度应该很谨慎。最简单的情况是用均一温度作为最低捕获温度。但这对于Touray和Barlier (1974) 所观测到的 $T_h < 30^\circ\text{C}$ 时的情况并不合理，对于图6—2所表示的富 $\text{CH}_4$ 包裹体来说是低得多了。这种富 $\text{CH}_4$ 流体等容线可以用状态方程来计算，如同Holloway在第二章中所讨论的。然后这些等容线可以用来跟其他地质温度计或包裹体在捕获时最大埋藏深度的估计值进行比较，以获得捕获压力和温度。

对更复杂的似油状碳氢化合物的形成条件提出模型更为困难，原因是需要比我们可能在显微测温观测时所获得的资料更加完整的

阿肯色州西北部 Fayetteville 组的龟背石中的碳氢化合物包裹体

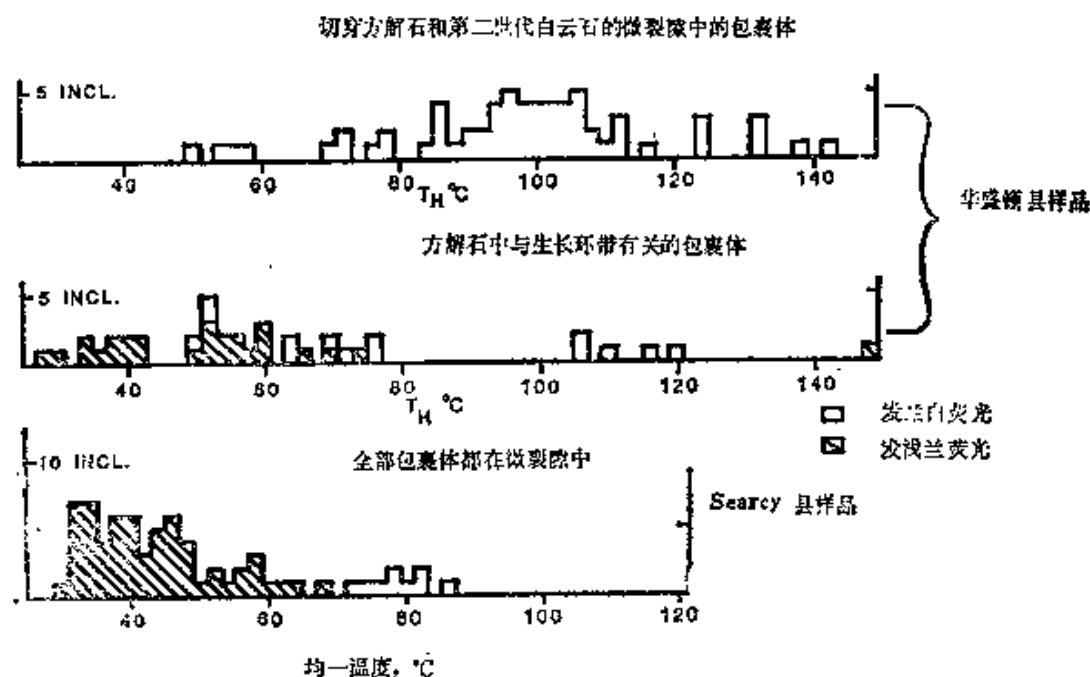


图6—3 西南阿肯色州Mississippian Fayetteville建造两个不同取样点龟甲状脉质充填物中碳氢化合物包裹体均一温度直方图

(据Burruss和Goldstein, 1980) 注意，华盛顿县样品中包裹体均一温度和黄光色的区别与其产状相关。它们也与瑟西县样品中同类荧光包裹体有差别，后者仅作为次生包裹体而存在

成分数据。然而，至少要记住两点。首先，碳氢化合物流体包裹体的均一温度测试与储油工程师在储存液体中所作的饱和压力测量相类似。饱和压力是在某一特定油储温度下的压力，在此压力下的一种均质液体中形成最初气泡相。这个压力取决于流体成分和所测温度，可以从20bar到大于500bar。如果均一温度接近于油储温度，那么包裹体在均一时的内压力便处于此范围的某个压力值。换句话说，可以不必进行压力校正。

第二，如果我们试图对同一样品中含水包裹体和碳氢化合物包裹体的均一温度进行比较，而且有证据表明这些包裹体为同时形成（同P和T），并绘制一些相交的等容线，那么我们可能对捕获温度估计过高。如果我们不考虑如Hanor（1980）所讨论的含水包裹体中 $\text{CH}_4$ 的量，这种情况是可能存在的。Hanor（1980）论证，大多数地下卤水为 $\text{CH}_4$ 所饱和或者接近于饱和，因此含水包裹体在 $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ 的液—气表面发生均一（接近于地下P、T条件）。如果人们对均一温度进行压力校正，则捕获温度可能估计过高，如Hanor（1980）样品中可高达30℃。

解释中出现的这些问题可望克服。石油储藏工程师日常要对石油和含水流体的PVT特性作出模型来预测产油时流体在地下的性质。能够接近大学工程系或石油公司与此有关专业的流体包裹体研究者可以有能力更完整地解释他们的温度测试结果。最后，将流体包裹体捕获时的岩石学观测结果和所估计的精确的PVT条件结合起来考虑，将会使我们深入了解含有碳氢化合物和水的成岩流体的压力、温度和成分的演化历史，因为它们与沉积盆地演化的时间是密切相关的。

## 五、结 论

（1）碳氢化合物包裹体可以呈清澈透明的两相液—气包裹体存在，从而它们可被错当成含水包裹体。虽然反射率和低温性质对

鉴别这些包裹体是有用的参数，但日常最有力的手段是发射长波紫外线的荧光显微镜。

(2) 某一成岩层序中原生包裹体和次生包裹体的岩相鉴定，可以限定与成岩成矿作用有关的碳氢化合物迁移的时间。

(3) 碳氢化合物包裹体为复杂的混合物，因此对它们的显微测温结果进行解释是十分困难的。但是可以观测到不同世代包裹体的均一温度在区域上的差别，可能这些差别与样品所产出的盆地的热演化相关联。

(4) 碳氢化合物包裹体和有关的含水包裹体的均一温度可能最好解释为最低捕获温度，但压力校正也许不必要，并且可能不准确。

(张洪涛译 沈 崑校)

## 参 考 文 献

- Burruss, R. C. and Goldstein, R. H. (1980): Time and temperature of hydrocarbon migration: Fluid inclusion evidence from the Fayetteville Formation, N.W. Arkansas, (abst.). Geol. Soc. America Abst. with Prog. 12, 336.
- Burruss, R. C., Toth, D. J. and Goldstein, R. H. (1980): Fluorescence microscopy of hydrocarbon fluid inclusions: Relative timing of hydrocarbon migration events in the Arkoma Basin, N.W. Arkansas, (abst.). EOS 61, 400.
- Burruss, R. C., Cercone, K. R. and Harris, P. M. (1981): Timing of fracturing and oil migration, Oman foredeep: Evidence from fluid inclusions and burial history analysis (abst.). GAC Ann. Mtg., Calgary.
- Currie, J. B. and Nwachukwu, S. O. (1974): Evidence on incipient fracture porosity in reservoir rocks at depth. Bull. Can. Pet. Geol. 22, 42-58.
- Dhamelincourt, P., Berry, J. M., Dubessy, J. C. and Poty, B. (1979): Analyse d'inclusions fluides à la microsonde Mole à effet Raman. Bull. Minéral. 102, 600-610.
- Freas, D. H. (1964): Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave-in-Rock Fluorspar District, Illinois. Econ. Geol. 56, 542-556.
- Gigashvili, G. M. and Kalyazhnyi, V. A. (1973): Results of complex investigations of liquid hydrocarbon inclusions in minerals of quartz-calcite veins of W. Ukraine. Abstracts of papers at Fourth Regional Conference on Thermobarogeochemistry of Mineral-Forming Processes, 24-30 Sept. 1973, Rostov, Rostov University Press, p.169-170 (in Russian), English abstract by A. Kozłowski. In: Fluid Inclusion Research, Proceedings of COPFI, E. Roedder, Ed., 7, 66-67.
- Harner, J. S. (1979): The sedimentary genesis of hydrothermal fluids. In: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd ed. (H. L. Barnes, Ed.). John Wiley and Sons, New York, 137-172.
- Harner, J. S. (1980): Dissolved methane in sedimentary brines: Potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. Econ. Geol. 75, 603-609.
- Hedberg, H. D. (1937): Evaluation of petroleum in oil sands by its index of refraction. AAPG Bull. 21, 1464-1476.
- Klosterman, M. J. (1979): Fluid inclusions: Their use in carbonate diagenesis studies. Unpublished ms., Louisiana State University, Baton Rouge, 9 p.
- Klosterman, M. J. (1981): Fluid inclusions in carbonate reservoir rock, Smackover Formation (Upper Jurassic), Southern Arkansas, USA (abst.), GAC Ann. Mtg., Calgary.
- Koncertup-Madsen, J., Larsen, E. and Rosa-Hansen, J. (1979): Hydrocarbon-rich fluid inclusions in minerals from the alkaline Ilimaussaq intrusion, South Greenland. Bull. Minéral. 102, 642-653.

- Kvenvolden, K. A. and Roedder, E. (1971): Fluid inclusions in quartz crystals from South-West Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 35, 1209-1229.
- Mariano, A. N. and Ring P. J. (1975): Europium-activated cathodoluminescence in minerals. *Geochim. Cosmochim. Acta* 39, 649-660.
- Mullis, J. (1979): The system methane-water as a geologic thermometer and barometer from the external part of the Central Alps. *Bull. Mineral.* 102, 526-536.
- Murray, R. C. (1957): Hydrocarbon fluid inclusions in quartz. *AAPG Bull.* 41, 950-956.
- Reicker, R. E. (1962): Hydrocarbon fluorescence and migration of petroleum. *AAPG Bull.* 46, 60-75.
- Roedder, E. (1962): Ancient fluids in crystals. *Sci. Am.*, October, 1962, 38-41.
- Roedder, E. (1963): Studies of fluid inclusions II: Freezing data and their interpretation. *Econ. Geol.* 58, 167-210.
- Roedder, E. (1972): The composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 440JJ, 164 p.
- Roedder, E. (1979): Fluid inclusion evidence on the environments of sedimentary diagenesis, a review. *In: Aspects of Diagenesis* (P. A. Scholle and P. R. Schlager, Eds.), *SEPM Spec. Pub. No. 26*, 89-107.
- Rosero, G. J., Roedder, E. and Simmons, J. E. (1975): Laser-excited Raman spectroscopy for nondestructive partial analysis of individual phases in fluid inclusions in minerals. *Science* 190, 557-560.
- Teichmüller, M. and Wolf, M. (1977): Application of fluorescence microscopy in coal petrology and oil exploration. *J. Microscopy* 109, 49-73.
- Touray, J. C. and Barlier, J. (1974): Liquid and gaseous hydrocarbon inclusions in quartz microcrystals from "Toures Noires" and "Flysch helminthoides" (French Alps). *Fort. Mineral.* 52, 419-426.
- Van Hinte, J. E. (1978): Geohistory analysis: Application of micropaleontology in exploration geology. *AAPG Bull.* 62, 201-222.
- Ward, A. L., Kurtz, S. S., Jr. and Fulweiler, W. H. (1938a): Determination of density and refractive index of hydrocarbons and petroleum products. *In: The Science of Petroleum* (A. E. Dunstan, Ed.), II, 1137-1171.
- Ward, A. L., Kurtz, S. S., Jr. and Fulweiler, W. H. (1938b): Density and refractive index of crude petroleum, gasoline, kerosene, gas oil, and fuel oils. *In: The Science of Petroleum* (A. E. Dunstan, Ed.), II, 1177-1186.

# 第七章 低级和中级变质岩中的 流体包裹体

M.L.Crawford

(美国Bryn Mawr 学院地质系)

## 一、引言

变质岩中的流体包裹体的研究可以提供有关变质作用期间所存在的流体相的组成、变质矿物生长期间流体相的演化以及变质作用的压力和温度条件等方面的信息。流体包裹体是在冷却和隆起过程中要么是由岩石里产生的流体中，要么是由变质作用高峰期之后带入的流体中形成的。对变质矿物中通常保存下来的若干世代的流体包裹体性质进行解释可以提供变质岩地区隆起历史的证据，或有关特定的、曾影响到含流体包裹体的矿物相的重结晶作用或变形事件的证据。另外，还能对这些岩石中与脉体相伴产生的各种流体的性质作出推论。对低级和中级变质岩中流体包裹体的研究方才开始。本章是要总结迄今为止已进行的许多工作并概括进一步研究的各种可能方向。

## 二、流体包裹体的产出方式

在低级和中级变质岩中，捕获于矿物中的流体包裹体一般



小于 $30\mu\text{m}$ 。尽管对许多其它变质矿物中的流体包裹体也已有报导，例如石榴石、长石、磷灰石、电气石、萤青石、蓝晶石、红柱石、绿帘石、透辉石和碳酸盐类，但石英是最普通的主矿物。而在层状硅酸盐矿物中流体包裹体稀少，甚至不存在。石英具有无解理和能抵抗因所包裹的流体与主矿物相互作用而产生蚀变的优点。另外，石英几乎是普遍存在的，并且在所有变质条件下结晶。

当考虑流体包裹体产出形式时，主矿物生长和（或）重结晶的时间（如果能确定的话），是一个重要因素。某些矿物，例如石榴石，可能与岩石变质历史的特定幕有关。如果石榴石具有环带，并捕获了原生包裹体，那末就能够将这种包裹体中的流体与含石榴石岩石的变质发展史联系起来。Hing和Kwak（1979）利用了砂卡岩石榴石中的原生包裹体来确定一个接触变质质量的热变质史并追索流体组成的演化。利用对石榴石生长速率和对耐高温石榴石主矿物中推断的包裹体捕获温度的各种简化假设，他们提出了接触变质晕的温度-时间-距离的历史。

另一方面，石英参与多数变质反应，既有前进变质反应，又有退化变质反应；因此，将个别石英颗粒与岩石变质历史的特定阶段联系起来是一件更加困难的任务。在变形作用初期阶段石英通过压力溶解而活化，并且当各种流体流出和流入岩石时石英富集在各种类型的分凝物中（豆荚体、透镜体和脉体）。推论石英生长时间的一种方式是将石英与影响到岩石的各种特定变形幕联系起来，诸如在压力影中、整合豆荚体和透镜体中，以及穿插脉中石英的结晶作用等。Durney（1974）曾研究了被拉伸的箭石和压力影中同造山运动期纤维状石英中的流体包裹体，他推断变形作用与变质作用同时发生，因此流体包裹体捕获了变质流体。

伴随有矿物重结晶的变质期后局部的变形作用也可能存在，除捕获新的包裹体外，还使先前存在的流体包裹体发生变化。变形岩石中的包裹体不同于没有发生重结晶颗粒中的包裹体，因而会记录变形和重结晶期间的各种条件。例如，Sisson等人（1981）指出，

可能是由粗粒石英变形而形成的细粒石英中的包裹体与粗粒石英中的包裹体相比，其密度和组成范围是有限的。在细粒石英中观察到的几种组分（ $\text{CO}_2$ 、盐水溶液和 $\text{CO}_2$ -盐水混合物）的流体的不同密度被用来推断变形时占主导地位的温度和压力条件。

主矿物颗粒中流体包裹体的产出方式是用来确定包裹体是在主矿物相生长期间可能就存在的（原生包裹体），还是沿后来裂隙所捕获（次生包裹体）的重要准则。在第五章中Roedder总结了区别原生包裹体和次生包裹体的各种特征。在变质岩中，与从熔体中矿物生长或在开放洞穴或脉中生长的情况相反，矿物颗粒生长和变形通常是同时发生的作用，对某些矿物，包括石英来说，这些作用可以一直延续到变质作用高峰期之后。在这种情况下区分原生和次生包裹体的一般准则就不能那么容易应用了。矿物颗粒可以在一边溶解而同时在另一边生长，也可以变形和重结晶为新的颗粒而又保留原先矿物的某些特征。

在变质矿物中大多数流体包裹体看起来都是次生的（参见Touret，第八章）。某些捕获有流体的裂隙可能是由于结晶作用之后温度和压力变化而引起的粒间应变时发育起来的。Swanenberg（1980）报导了石英中的一串串流体包裹体大致沿（0001）面网排列，可能是以这种方式形成的。其它一些包裹体串（轨迹）更明显地与区域性的外部应力有关。这些流体包裹体沿着穿越颗粒边界、并且可能与岩石中其它一些宏观变形特征相关联的裂隙分布。然而一般来说，次生包裹体串的数目多而方向凌乱。

Swanenberg（1980）注意到，估计最初局限于一个愈合裂隙面中的流体包裹体似乎已从它们原来的位置发生迁移，形成一串串分散的包裹体。他提出一种包裹体重新分布的机理是较早形成的包裹体发生破裂（自动爆裂），释放出来的流体又被捕获，从而在原先包裹体孔穴周围形成一群群“卫星”包裹体（Lemmlein，1956）。另一种机理涉及到主矿物石英颗粒的变形，使包裹体迁移并沿次颗粒边界聚集。这两种过程都不仅改变了包裹体的排布，而且改变了

包裹体的密度，还可能改变了流体组成。第五章和第八章更加详细讨论了流体包裹体捕获后的变化。

对变质岩中流体包裹体的许多研究涉及到脉体和分凝物的矿物中包裹体的观察，在这些脉体或分凝物中包裹体的丰度要比围岩基质中高许多个数量级。一般脉体样品粒度较粗而粘连性好，因而简化了抛光薄片的制备，这样就妨碍人们去对变质岩考查，使研究工作产生某种程度未知的偏差。Rich (1979) 和 Pecher (1979) 未能在围岩矿物中发现任何包裹体，虽然在同变质期的分凝物中包裹体很多。如果不是在变质围岩的矿物颗粒中进行流体包裹体研究，那末确定脉体或分凝物与其围岩的变质历史的关系就很重要。在同变质期的脉体中或豆荚体中捕获的包裹体应该具有与围岩中的矿物生长过程中捕获的包裹体相同的组成和密度。Krculen (1980) 得到的结论是他所挑选用于研究的一些石英分凝物与变质作用密切相关，它们含有与周围岩石相同的变质矿物，并且其中的流体包裹体呈现与围岩石英中和其它变质矿物中的包裹体有相同的组成范围和相似的密度。Sisson 等人 (1980) 观察到围岩和石英分凝物中的流体的密度都很相似，他们提出豆荚体中和基质中的流体是同时捕获的，尽管在两种环境中流体的成分并不相同。整合石英豆荚体中流体包裹体的其它多数研究也都依据类似的准则提出它们含有同变质作用期的流体。

相反，不整合脉体中的流体包裹体很可能是在围岩变质之后形成。Poty 等人 (1974) 讨论了用来确定生长在阿尔卑斯裂隙脉中的矿物与围岩变质作用之间关系的同位素年龄和矿物学准则。同位素年龄绝非经常能毫不含糊地得到解释，但是在脉体中存在的矿物组合比围岩中的矿物组合显然更低级，不难看出这些脉体是变质期后的。Poty 和 Stalder (1970) 报导了在 Pennine 推复体的中—高角闪岩相岩石中的脉体里有绿片岩相矿物。Luckescheiter 和 Morteani (1980) 根据方解石—白云石地质温度计推断在 Tauern 构造窗裂隙脉中的矿物是在后构造作用的新阿尔卑斯变质作用时，在与围岩相类似的温

度和压力下形成的。Mullis (1976a) 根据Val d'Illiez裂隙的构造环境得出结论, 在这些裂隙中石英晶体生长晚于变质高峰期。因此就阿尔卑斯裂隙矿物来说, 流体包裹体资料一般只给出区域变质作用温压条件的最小估计值; 其组成可能并不相当于同变质作用的流体。然而它们的确保存了阿尔卑斯变质地区隆起时流体演化的记录。

### 三、捕获顺序

一般假定, 在变质矿物中所观察到的流体包裹体是在变质作用热峰期 (thermal peak of metamorphism) 和热峰期之后捕获的。较早的包裹体可能由于它们的主矿物在前进变质作用期间的重结晶作用而破坏掉。如果前进变质的 (压力-温度) 轨迹具有比等容线更平缓的斜率, 则在变质作用热峰期之前形成的残存包裹体也将会破坏 (图7—1)。对于大于 $20\mu\text{m}$ 的包裹体来说, 当捕获流体与围压之

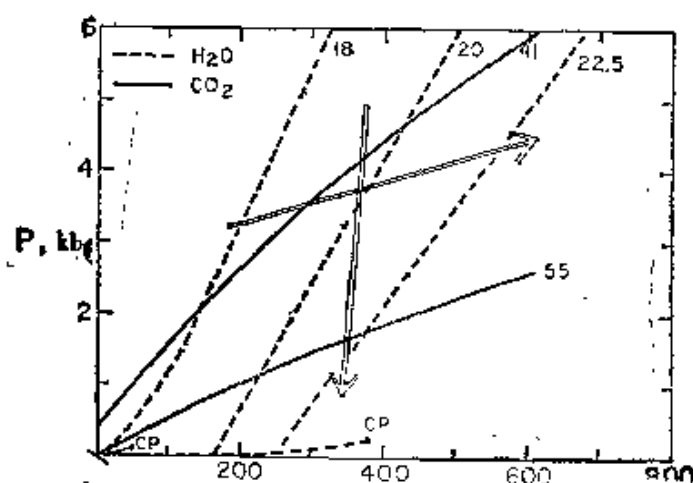


图7—1  $\text{CO}_2$ 和 $\text{H}_2\text{O}$ 等容线图

单位: 摩尔体积·箭头表示变质岩的两条压力-温度轨迹。当主矿物沿箭头所指P—T轨迹行进时, 在两个箭头起点捕获的 $\text{CO}_2$ 包裹体和 $\text{H}_2\text{O}$ 包裹体都可能由于流体膨胀而渗漏。CP: 临界点

间的压力差超过850bar时，加热就会引起流体膨胀并使包裹体破裂。这将在第十二章中用更多篇幅来加以讨论。在变质岩中通常见到流体包裹体密度变化范围很广，且常常有几种不同的流体组成，这表明在变质热峰期之后的一段延续时期流体包裹体继续形成。

在按一已知顺序生长的各种矿物中，可能鉴别出连续几个流体包裹体世代，就象脉体中可能有的那种情况。对阿尔卑斯石英脉和裂隙中流体包裹体研究（例如 Poty, 1969; Stalder和Touray, 1970; Mullis, 1967b）表明，对连续几个世代矿物生长情况的仔细研究，可把矿物生长与特定的流体组成联系起来的。原生包裹体局限于捕获它们的矿物中或生长环带中。一些次生包裹体产于切穿较早期矿物或生长环带的裂隙中，但这些裂隙并不延伸到次生包裹体捕获时所存在的各晶面以外的生长环带中。因此早期次生包裹体仅产于晶体内部；而晚期次生包裹体可在晶体的所有部分找到。

当沿愈合裂隙排列的一串串包裹体穿插时，就有可能推断捕获顺序。第八章中将总结用来推论哪些包裹体是形成较早的标准。Swanenberg（1980）曾观察到矿物颗粒的中心部位具有单项CO<sub>2</sub>的包裹体群，而在靠近颗粒边界处具有混合CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O流体包裹体群。这表明含有较早的包裹体的愈合裂隙部分可能重新开放，而使更晚期的流体从颗粒边界处进入矿物晶体内部。

#### 四、包裹体渗漏

每当岩石的压力—温度轨线从小容积到大容积的方向跨越流体的等容线时（图7—1），就可能出现由于捕获的流体膨胀而引起的流体包裹体的渗漏（自动爆裂）。正如第五章和十二章所讨论的，自动爆裂的条件取决于流体包裹体的大小。Swanenberg（1980）观察到他所测量的较小的流体包裹体的均一温度比较大的流体包裹体的低，这表明这些较小的包裹体不那么容易渗漏。Rich（1975）也曾指出小而形状规则的包裹体，特别是具有负晶形习性的包裹体比其

它包裹体更能抵抗自动爆裂。Tugarinov和Naumov (1970)提出爆裂所需要的压力差大约按摩氏硬度表每一级增加大约100到120bar。他们还指出随流体中CO<sub>2</sub>数量增加发生爆裂的温度逐渐降低。CO<sub>2</sub>的等容线不如水溶液的等容线那样陡，因此人们也许会预测CO<sub>2</sub>包裹体在爆裂前持续到更高的温度。然而，CO<sub>2</sub>也在低温度时均一，这就导致了包裹体在室温加热时沿CO<sub>2</sub>流体等容线上每一点的压力比在同样条件下沿捕获的H<sub>2</sub>O包裹体的等容线上每一点的压力要高。例如，在425℃和4.5Kb相应于低级变质条件下捕获的CO<sub>2</sub>流体和水溶液（图7—1）在-28℃（CO<sub>2</sub>）和160℃（H<sub>2</sub>O）时均一，CO<sub>2</sub>包裹体在140℃时内压力将达到2Kb，在此温度下H<sub>2</sub>O包裹体尚未均一且内压为4bar，因此，我们会预料含CO<sub>2</sub>包裹体比在同样条件下形成的H<sub>2</sub>O包裹体的爆裂温度低。

在选择石英作为观察流体包裹体的主矿物时必须记住的一个因素是这种矿物在韧性形变期间对变形和重结晶的敏感性。就象气/液比增加和均一温度升高所表明的那样，不大的应变使液体从水溶液流体包裹体中渗漏出来（Kerrick, 1976）。外观上是原生流体包裹体的数目减少了，并且根据均一温度推论的流体密度也降低了。当变形显著时，流体包裹体便沿应变颗粒中形成的亚晶（次颗粒）边界集中，并从石英颗粒内部消失了（Wilkins和Barkas, 1978）。在这种情况下不再保存有较早流体密度的记录。

在变质石英所捕获的一组组包裹体中常见有自动爆裂现象（例如Rick, 1975）。例如，图7—2是两个密切相关的样品中一组包裹体的均一温度对冰的熔化温度图。根据同盐度而不同均一温度值绘图所得的数据点可解释为代表一组包裹体，这组包裹体曾捕获同一种流体而随后发生了不同程度的渗漏。自动爆裂并不需要大量的变形作用，如上所述，它的发生仅仅由于包裹体内的压力增加到850 bar或更高的时候（取决于包裹体的大小），即超过了主矿物所允许的压力即发生自动爆裂。

盐度大于1%（NaCl重量百分）的各种NaCl—H<sub>2</sub>O盐水溶液的

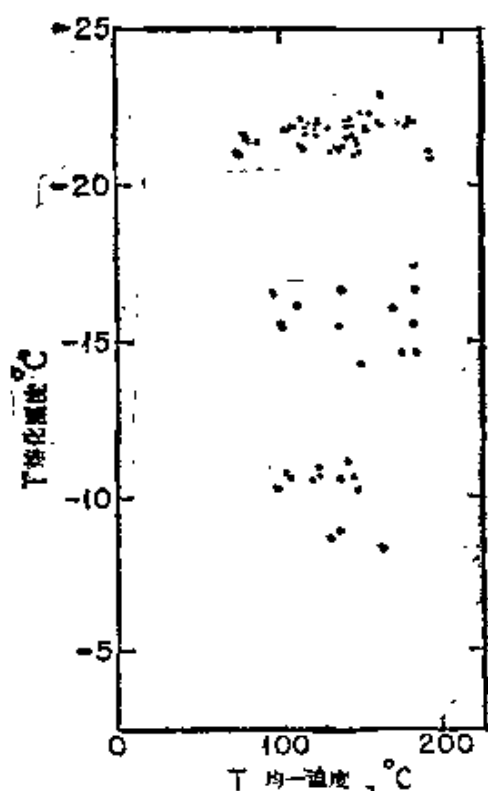


图7—2 盐水溶液包裹体的熔化温度—均一温度图

具有相似熔化温度( $T$ )的包裹体群可能同时捕获; 随后的渗漏使得均一温度落子一个范围。具有相似均一温度的包裹体是在相似条件下形成或密封的

等容线具有很相似的斜率(图4—12)。假定所有盐水溶液的等容线与 $H_2O-NaCl$ 体系的等容线的性质都相似, 那末同时捕获的、具有不同组成的盐水包裹体将具有相似的均一温度, 而且它们在均一温度—组成图上将是一组近似平行组成轴的点(图7—2)。如果在岩石的邻区内, 例如各种石英脉和岩石基质中, 或在那些成分变化很大的样品的不同部位, 流体组成变化很大, 这种情况也可以发生。纯水流体的均一温度是高于还是低于在同样条件下捕获的盐水溶液的均一温度取决于捕获条件(图4—12)。若捕获温度、(包括渗漏和爆裂了的包裹体被重新捕获的影响在内), 及成分是可变的, 这些点在温度—组成图上的分布就变得十分复杂而不那么容易作出解释了。

关于自然变形和重结晶对 $CO_2$ 流体包裹体的各种影响了解得很少。Crawford等人(1979)观察到在一套角闪岩相变质岩中密度最大的 $CO_2$ 包裹体比邻近样品的水溶液包裹体记录到更高的捕获压力。一种解释认为高密度水溶液包裹体比 $CO_2$ 包裹体更容易渗漏。另一方面,  $CO_2$ 包裹体就象水溶液包裹体一样, 通常具有一个均一温度范围, 并且Rich(1975)得出结论,  $CO_2$ 包裹体比相似的水溶液包裹体显示更明显的自动爆裂证据。Kruelen(1980)列举了一些因产生裂隙而渗漏的 $CO_2$ 包裹体。Hollister和Burruss(1976)注意