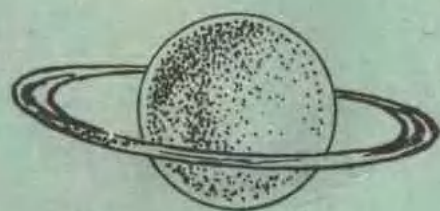


流体包裹体

下

〔美〕 EDWIN ROEDDER 著

卢焕章 王卿铎 等译



中南工业大学 出版社

《矿物学评论》第十二卷

流体包裹体

(下)

[美] EDWIN ROEDDER 著

卢焕章 王卿铎 等译

中南工业大学出版社

内 容 提 要

《流体包裹体》全书共十九章，内容可划分为：流体包裹体的基本理论和实验技术；各种地质环境的流体包裹体特征与地质应用；流体包裹体的展望等三大部分。该书对前人研究成果和经验作了客观的评述，进而提出作者认为适宜的理论解释和实验技术方法。就日前已有文献而论，该书是流体包裹体研究的权威性著作之一。

本书是流体包裹体工作者的必备参考书，也是地质院校师生、研究生、地质研究单位和野外地质人员的重要参考书。还可供矿山地质、煤炭、石油、化工、陶瓷、建材、硅酸盐和人造宝石、冶金及金属结构材料等专业研究人员参考。

流 体 包 裹 体

(下)

【美】EDWIN ROEDDER 著

卢焕章 王卿铎 等译

中南工业大学出版社出版发行

国防科技大学印刷厂印刷

(限国内发行)

开本：787×1092 1/16 印张：17.25 字数：392.8千字

1986年5月第一版， 1986年5月第一次印刷

印数：0001—1500

统一书号13442·006 定价：4.50元

本书所采用的缩写符号

T	温度
P	压力
V	体积
T_h, P_h	均一时的温度和压力
T_t, P_t	捕获时的温度和压力
T_d, P_d	爆裂时的温度和压力
T_m	冷冻温度
T_e	初熔温度
T_n	成核温度
X_{CO_2}	CO_2 的克分子分数 (X_{CH_4}, X_{H_2O} 等类推)
Salinity	以相当的 wt%NaCl 表示。
$Kbar$	千巴压力
atm	大气压
δ	表示样品与标准的同位素千分数比值 (氢和氧通常以 SMOW 为标准, 碳通常以 PDB 为标准)
$equiv$	当量

下 册 目 录

第十一章	沉积环境.....	(1)
第十二章	低——中级变质环境.....	(31)
第十三章	中——高级变质环境.....	(54)
第十四章	侵入岩和伟晶岩环境.....	(75)
第十五章	矿质沉淀环境.....	(105)
第十六章	喷出岩和火山环境.....	(164)
第十七章	上地幔环境.....	(191)
第十八章	地外环境.....	(222)
第十九章	流体包裹体研究的展望.....	(260)

第十一章 沉积环境

目 录

第一节 引言.....	(2)
第二节 碎屑的来源.....	(3)
一、问题的性质.....	(3)
二、含金砾岩.....	(3)
三、其它碎屑沉积物.....	(3)
第三节 盐类沉积.....	(4)
一、漏斗晶生长.....	(4)
二、人字晶生长.....	(5)
三、未重结晶的层状盐矿中的原生流体包裹体.....	(6)
四、重结晶层状盐矿中的原生流体包裹体.....	(6)
五、盐丘中的包裹体.....	(7)
六、盐矿中液体包裹体成分.....	(9)
七、盐矿中气体包裹体成分.....	(10)
八、盐矿中包裹体的均一温度.....	(11)
九、核废料处理中的包裹体资料.....	(12)
(一) 矿床地质史.....	(12)
(二) 核废料储存基地的技术设备.....	(14)
第四节 碎屑的胶结物和次生加大.....	(16)
第五节 沉积岩中的晶洞、脉体、晶簇和其它成岩作用的矿物.....	(17)
第六节 特殊环境.....	(20)
一、琥珀中的包裹体.....	(20)
(一) 气体包裹体.....	(20)
(二) 气——液两相包裹体.....	(21)
(三) 包裹体的可能解释.....	(22)
二、洞穴堆积物中的包裹体.....	(22)
三、自然硫中的包裹体.....	(23)
四、冰中的包裹体.....	(24)
五、生物中的包裹体.....	(24)
第七节 含碳氢化合物的环境.....	(25)

一、烟煤层中的闪锌矿.....	(25)
二、包裹体中的碳氢化合物.....	(25)
三、有机包裹体的性质.....	(27)
四、与石油形成和运移的关系.....	(28)

第一节 引言

在本章，笔者将论述各种沉积环境中流体包裹体的研究，而不讨论矿床本身。因为仅有少数几种沉积环境能提供适合于包裹体研究的物质，而且大多数这类流体包裹体尚未得到广泛研究，所以本章所涉及的范围必然是不全面的。尽管大部分沉积物的埋藏深度大、时间长、温度高，足以使原来的沉积物发生明显的变化（如白垩变成结晶灰岩），但是一般来说，它们仍然没有受到变质。图11-1给出了沉积环境中温度和压力的一般数值，还标绘出各种不同的地热梯度。捕获在沉积物中的流体包裹体内的流体压力可能总是介于图11-1中两种给定的压力值（即岩石静压力和流体静压力）之间（同时参见图9-5），但是也可能很高（Friedman et al, 1981; Friedman, 1983）。即使在松软的沉积物中，“水热压力”（Barker, 1972）完全相当于过热一个包裹体至均一温度以上所产生的异常压力。这种早期流体的成分受各种不同的作用所控制（Fanor, 1981）。

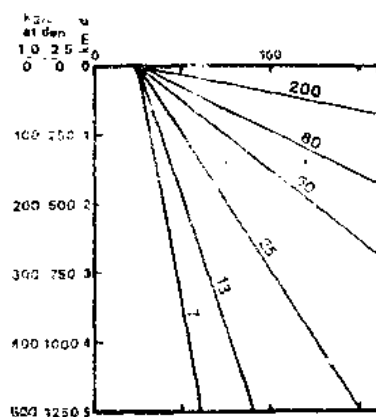


图 11-1 温度—深度与不同地温的关系。某些地质学家把所有高于 200℃ 的温度排斥在“沉积环境”之外。据 Roedder (1979C)
[depth—深度, kg/cm² at den—相应深度的压力]

只有由没有受过过热和拉伸的专门制备的包裹体样品方可用来研究低温沉积环境的均一温度。因此，正如已报道过的那样，若采用 Lakeside—70（熔点为 70℃，但常加热到更高的温度）来胶结样品，而所得到的包裹体均一温度为 100℃，甚至只有 50℃，像这样的测温结果可能是无用的。

大多数沉积成岩作用至少都有一些重结晶作用、次生加大或新相的生成。这些新生晶体可以捕获溶液成为包裹体，而这些包裹体就能提供存在于成岩作用时的溶液性质、成分、压力、温度和密度等数据。大多数光学显微镜研究方法要求包裹体直径 > 1—2 微米，而这样大的包裹体在成岩作用生成的细粒产物中是罕见的。因此，Clayton (1982) 报道过有 1% 的 H₂O 以微小的流体包裹体形式存在于燧石中。通常主晶越大，找到大小合用的包裹体的可能性就越大。尽管受到这种限制，但是，对本章所涉及的一系列特殊成岩环境中形成的包裹体仍然获得了相当有效的定量或定性的物理和化学数据。可是，下一节将论述与沉积物中的包裹体不同的另一类包裹体——继承性包裹体。

第二节 碎屑的来源

一、问题的性质

多数砂粒级或更粗大的岩屑中的单个颗粒内含有可观察到的继承性流体包裹体群，它们是在沉积作用之前单个碎屑颗粒形成过程中被捕获的。虽然这些包裹体不能提供有关沉积物形成过程中温度和压力的信息，但是它们却能提供有关碎屑物来源方面有价值的宝贵资料。正如下面所述，在这方面只有很少量的研究，但我认为，地层和沉积作用中物质来源的许多问题可以通过对碎屑中继承性包裹体的仔细研究而得到解答。一旦某一碎屑沉积物经受了成岩作用或变质作用，那么要把原始（继承性）包裹体与变质作用中新形成的包裹体区分开来可能是很困难的。

二、含金砾岩

世界上金总产量的大部份是来自前寒武纪的含金石英砾岩中，这是难以思议的。这些矿床中的流体包裹体都很细小，因而难以进行研究，并且现在仅报导了四篇文章。Krendelev et al (1972; 1973) 报道过许多这类矿床中进行了广泛的包裹体研究，其中包括南非“Rand” (Wilwatersrand) 的三个样品。可惜这两份报告对结果的解释含糊不清，而且前后矛盾 (Roedder; 1984b)。

关于 Rand 矿区流体包裹体的第三篇报告是 Shepherd (1977) 写的，他把砾石中的继承性（即沉积期前的）包裹体划分为五种主要类型。这五种类型包裹体的 CO_2 含量各不相同，且都显示出原始石英脉是在一个中—高压和高温的环境下形成的。在矿区的不同部位，这些包裹体群的相对丰度有着规律地变化，表明了碎屑来自明显不同的几个地方或从几个进口带入沉积盆地。含铀的含金砾岩矿石和富含液体 CO_2 包裹体的石英脉的出现有着明显的依存关系，但两者与金呈不相容关系，这就有力地说明 Au 和 U 的来源不同。沉积期后的包裹体是次要的，且不能为后生交代的成因模式提供证据，仅能表明后来和较冷的循环地下水的相互作用。

Hallbauer (1982; 1983); Hallbauer and Kable (1979; 1982) 的一系列论文指出，利用石英砾石中流体包裹体的资料可以辨别另一种特殊类型的“蓝乳白色石英砾石”。他们用扫描电子显微镜发现在石英和黄铁矿的包裹体中，有为数众多的固相，包括正长石、白云石、方解石、磷灰石、富铁硅酸盐、铜长石、绿泥石、金红石、刚玉、硬石膏、锡石和各种混合氯化物（包括 CaCl_2 ）。虽然它们被称为“子矿物”，但在它们的显微照片中的某些晶体实际上更像固体包裹体。无论这些晶体是子矿物还是固体包裹体，它们为深入了解石英砾石的原始形成环境提供了有价值的资料。

三、其它碎屑沉积物

产生碎屑砂粒的环境可从低级变质岩中的岩脉到花岗片麻岩和花岗岩，而这些颗粒中的继承性包裹体正好反映了这样的环境。来自熔岩和火山碎屑岩石英斑晶的其它石英颗粒，还含有另一类特征的熔融包裹体。据此，许多研究者已提出利用包裹体的类型和性质—液体、熔体和固体作为“指纹”来鉴定砂岩中石英颗粒的来源 (Ermakov, 1950; Keller and Littlefield, 1950; Dolgov, 1954; Davidenko, 1968; Kornilov, 1968; Lofoli, 1972; Simanovich and Ivensen, 1972; LeRibault, 1974; Shchepetkin et

al, 1976; Prone, 1981)。Shatagin and Dorogovin (1978) 根据砾石中的包裹体查明了花岗岩体的侵蚀程度。石英抗风化作用的能力使 Clocchiatti and Mervoyer (1976); Clocchiatti (1970) 能够区分甚至在红土化作用之后的火山碎屑物的各种来源。Bauman et al (1976) 发现这一研究有助于了解具有经济价值的玻璃砂的成因。Kholief and Hamed (1976) 利用包裹体帮助确定了中新世含碳氢化合物地层之间的关系 (Kholief, 1975)。还有一个例子, Konev and Chalov (1972) 利用石英砾石中的流体包裹体提出苏联 Takatin 金刚石的来源。

在许多成熟度高的砂岩里, 侵蚀作用和沉积作用使大部分富含包裹体但硬度较低的颗粒消失了, 所以残留下来的包裹体很少。解释不同类型包裹体随颗粒而变化的统计数据时, 必须十分慎重。例如, 主要由火山岩区搬运而来的砂岩很少或完全没有可见的玻璃包裹体, 因为在由 β 碳— α 碳转化的高应力条件下, 这种包裹体通常分布在石英周围。在同样的砂岩中, 来自变质岩区的少量石英碎屑可能还含有可分辨的水溶液包裹体, 因而, 使人们可能错误地认为石英是来自变质地体。

第三节 盐类沉积

正如下面将要说明的那样, 盐层和盐丘中的流体包裹体的意义比单纯的学术意义要大得多 (Roedder, 1984a)。它们中的包裹体的形成和破裂的方式与大多数矿物中的包裹体不同, 因此值得专门研究。由于盐类很容易重结晶, 所以含盐层是成岩作用非常灵敏的指示层。虽然这种灵敏性能提供有价值的资料, 但也可能提供许多错误的信息。由于钻取岩芯过程中的破坏作用会导致许多天然包裹体渗漏且形成许多新的次生包裹体, 即人工包裹体 (Roedder and Belkin, 1981; Roedder and Bassett, 1981)。尽管多数层状盐已经重结晶, 但在层状石盐矿床中常常可以找到一些 NaCl 单晶, 它们含有清晰的、多层的原生包裹体 (图11-2), 而这些原生包裹体层相当于与原始晶体的立方角面相平行的生长带。但是, 两种完全不同的作用 (漏斗晶生长和人字晶生长) 都能形成具有这种多层包裹体的石盐晶体, 因而两种作用不应该混淆 (参见我自己和他人的研究; 同时见 Holser, 1979a)。

一、漏斗晶生长

当蒸发作用使含盐水体的表面浓度增高, 水面上形成一层悬浮的薄层石盐晶核时, 就出现晶体的漏斗状生长 (Dellwig, 1955)。过饱和盐水中的晶核的四条棱进一步生长, 从而形成扁平的晶体。当晶体质量增加时即稍微下沉, 但是晶棱仍然保持在水面附近, 并继续向侧面生长。晶棱继续迅速生长的同时, 晶体又不断下沉, 结果形成很浅的四方锥, 浮点下沉。大量的漏斗晶集合, 形成漂浮的硬壳。由于漏斗晶的快速生长, 因此, 每个漏斗晶捕获了大量平行于 {100} 面排列的流体包裹体面。就我从现代盐湖水面上所采集的一些漏斗晶来看, 尽管其厚度远小于 1 毫米, 但由于微小包裹体很密集, 所以它是显纯白色的。大多数漏斗晶的棱长约为 5 毫米或小于 5 毫米。由于形成过程所致, 每一个漏斗晶有一系列平行排列的包裹体群并表现出一个立方体角, 但是就整个组合而言, 它们仍然为近似的二维整体。最后, 因为波浪作用, 或它们的重量超过了表面张力, 于是所有这样的漏斗晶都下沉到底部。当它们下沉时, 水面上漏斗晶基本上不再

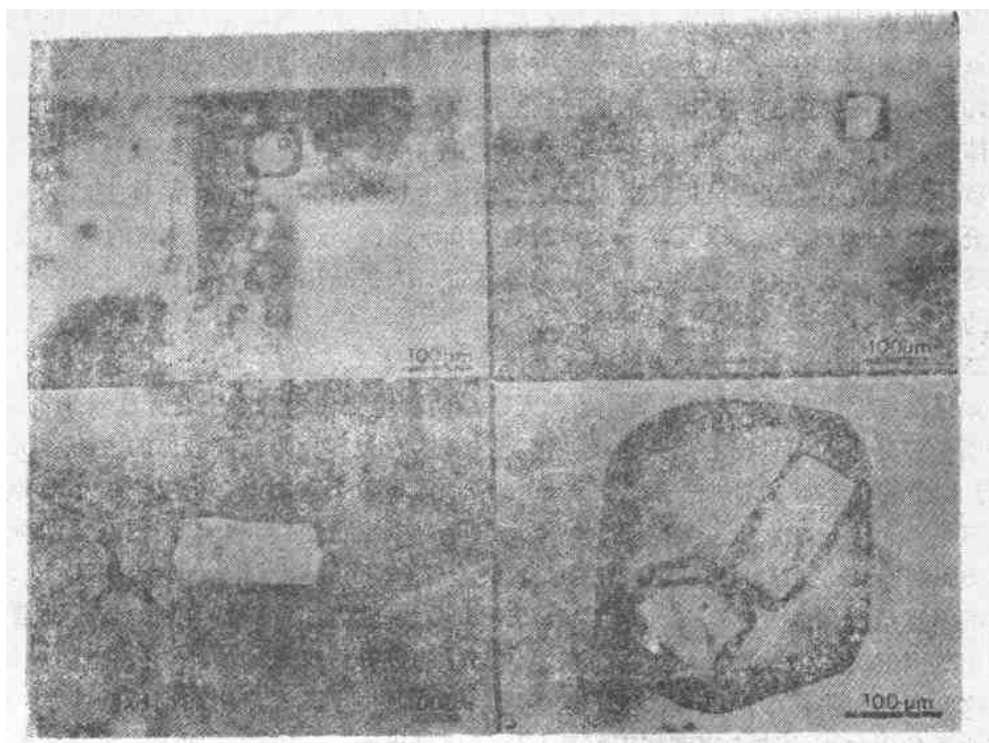


图 11-2 石盐晶体中明显受结晶作用控制的暗色原生包裹体带的界面

样品取自美国新墨西哥州 Carlsbad 核废料隔离试验厂, 样号 ERDA No. 9, 这种界面可能是原始结晶作用而不是重结晶作用的代表 (据 Roedder and Beikin, 1979a)。

图 11-3 原生石盐的晶体, 其条带状原生包裹体显出“人字纹”盐晶的特征。样品采自美国得克萨斯州 Palo Duro 盆地原生石盐晶体 (见正文)。

图 11-4 重结晶石盐中的原生包裹体, 具大的为尚未鉴定出来的具双折射的子矿物 (光卤石?)。在部分正交偏光下拍摄。样品取自美国犹他州 Paradox 盆地的 Gibson 盐丘。

图 11-5 钾盐中的三相包裹体。立方体子矿物为石盐, 六边形的是光卤石。样品采自苏联 pre-Carpathian 洼地的 Stebnikskoye 钾盐矿床, 据 Petrichenko (1977, 他的图 88)。

具有原来特殊的排列方向。

二、人字晶生长

人字晶生长发生于不受空气—盐水界面影响的水体底部 (Wardlaw and Schwerdtner, 1966)。如所有其它矿物晶体一样, 石英晶体在某些方向的结晶速度通常^①比其它方向更快。通常在垂直于八面体各晶面的方向, 即体角顶方向, 石盐的生长速度最快。在过饱和的盐水体底部随机取向的石盐晶核层中 (自然形成的或由沉没下来的漏斗晶形成) 所有晶体都在生长, 但以 {111} 晶面生长速度最快, 最后将超过周围不这样定向的石盐晶体。Grigoriev and Zhabin (1975) 指出, 在自然界中这种作用是非常普遍的。例如, 这一作用能形成 (在大多数矿物标本中) 可见到非常壮观的、定向排列的晶簇。

^① “Normally” (“通常地”) 一词必须加上, 因为这一个概念只适用于晶体在普通的天然溶液中生长。当溶液成分或者温度变化时, 晶体则快速生长, 结果产生的晶形变化很大; 如果不是这样的话, 则晶体形态学将确实是一门简单而单调的科学。

在一定量晶体结晶之后,如果没有增加新晶核,那么,底部将是一层平坦的条状石盐晶体,每一个晶体具有一个向上突起的立方体角。这种晶体可以很长,但其宽度通常为5—10毫米。如果这种晶体是从微过饱和溶液中缓慢地结晶,那么它们将是透明且不含包裹体的。可是像人工合成晶体那样,晶体生长速度越快,晶体中的包裹体越多,包裹体的数目可能随生长速度呈指数增加。任何快速生长时期都将在每个晶体上形成一个富含包裹体的三棱锥盐罩,以复盖三个暴露的{100}晶面。这富含包裹体的带(及其主晶)是三维的,因此不同于漏斗晶中的包裹体带。人字晶生长的证据比漏斗晶生长的证据更为普遍。

三、未重结晶的层状盐矿中的原生流体包裹体

如果没有原生包裹体存在,漏斗晶和人字晶两种生长作用基本上是无法辨别的,因为这些原生包裹体面勾划出了生长阶段。这类包裹体的大多数为充满液体的立方体状(图11-3)。立方体空腔的棱长一般为3—30微米,但多数<1微米,极少数大至300微米。但是对于来自加拿大安大略省的Goderich (Roedder, 1963)、美国新墨西哥州的Carlsbad (Roedder and Belkin, 1979a)、波兰的Wieliczka (Roedder, 1972, P.43)和美国得克萨斯州的Palo Duro盆地(Roedder, 未发表的资料)等地的盐矿而言,虽然变化范围很大,但这种晶体中富含包裹体部分的包裹体数量约为 10^{10} 个/厘米³。

这些原生包裹体中的液体代表了这些地层形成时由于蒸发作用而形成的卤水。漏斗状石盐晶体中包裹体捕获的可能正好是与空气接触界面处的卤水;而人字纹晶体中的包裹体捕获的却是底层的卤水,但这些卤水可能曾经在某一时候与大气接触过。如果我们假定包裹体没有泄漏,那么溶解在卤水中的大气仍然应该呈溶解状态。虽然各种气体具有不同的溶解度,而且气体在卤水中各自的溶解度要比在淡水中低得多(Smith and Kennedy, 1983),因此可以预见后来有氮的扩散作用,并具有同位素特征,例如,大气中氮的同位素特征还是可以鉴别的。这种包裹体中的气体是我们所能获得的先前大气中惰性气体的最好样品。

四、重结晶层状盐矿中的原生流体包裹体

现在在许多层状盐矿中看到的大多数盐晶体并非原生晶体。由于在矿床形成史中一个或多个阶段的重结晶作用,导致原来晶体的溶液消失而形成新的(通常更大的)晶体。这种重结晶作用有些直接发生于沉积场所的底部,这是由于盐水暂时不饱和,随后又变为微过饱和所致;这种作用可以使不规则的溶孔为净化了的石盐所重新充填,净化石盐和原来富含包裹体的晶体的残余体呈连续结晶(Wardlaw and Schwerdtner, 1966; Shearman, 1970; 1978)。已形成的盐层在后来的某一时候,也可能出现重结晶。某些层状盐矿床中有证据证明,在盐层形成的不同历史时期存在不同成分的溶液(Roedder and Belkin, 1979a)。这种重结晶的盐,虽然一般比原生盐更加纯净,因为它仅含少量的包裹体,但仍然含有少量的,其大小为1—10 mm或者更大的,以流体包裹物形式存在的大量流体。这些包裹物也是原生的,因为他们都是在主晶生长过程中(即重结晶作用过程中)被捕获的。

如果在原始沉积的同时在海底发生重结晶作用,那么这些大包裹体的流体应该与勾划出人字晶生长的原生包裹体带内的流体基本相同。然而,人们可以认为如果重结晶作

用在几百万年之后发生,那么溶液就完全不同了。但这也不一定,因为盐层是相对不透水的,所以重结晶作用可能在一个基本上没有物质交换的体系中发生;后来形成的大包裹体包含着相同的几乎不流动的流体,这一点可能很重要。为了进一步弄清这些问题,需要对包裹体中的溶液和主晶进行仔细研究。在蒸发作用过程中,Br在盐和溶液之间的分配关系已得到广泛的应用(Holser, 1979b),而且有助于解释某些包裹体的成因。利用Br在石盐和包裹体溶液中分配值的主要问题是在于Br的初始来源多种多样,而且不知道在原始结晶作用和后来的重结晶作用过程中溶液互相交换的数量,并且可能还有严重的动力学问题(Land and Prezbindowski, 1981; Stoessell and Moore, 1983; Kelly et al, 1983a)。

在重结晶盐矿中的大包裹体可含有子矿物(如图11-4、5),表明在被捕获的溶液中除NaCl外,还存在其它物质。如果大包裹体只是由原生石盐晶体中许多细小包裹体的合并而成的话,那么这种子矿物可能代表由于海水(即卤水)的蒸发作用而形成的其它离子的堆积物,由此说明,这时的蒸发作用已经几乎发展到钾盐和镁盐的沉积阶段。子矿物也可能代表来自盐层序列中的部分K和Mg盐的成岩分解和迁移作用,因此,对局部主盐来说这些子矿物没有成因意义。无论子矿物代表什么,但它们表明在该体系的其它地方可能存在K—Mg盐矿床,因而对于钾盐矿床的勘查具有潜在的意义。

在层状盐矿中,除了明显的原生包裹体外,还发现一些次生包裹体带,但并不常见。粒间包裹体的存在(沿颗粒接合面分布的)是非常普遍的,它可以作为辨别颗粒界面存在的唯一方法。估计粒间包裹体可能为卤水所充填,但是在长期暴露于空气中的样品内,由于溶液通常已运移到表面并蒸发,于是在沿着盐核外面的颗粒接合处常常见到残留下来的白色硬壳。这种蒸发作用会遗留下一系列沿颗粒接合面分布的气体包裹体。在有重结晶作用的盐矿中,这些接合面通常呈120°相交(图11-6),具有许多重结晶的变质岩的特征。Roedder and Belkin (1981)曾对采自一个盐层背斜的样品中的一些颗粒接合面及其包裹体特征作了详细说明。

五、盐丘中的包裹体

由于在盐丘形成过程中要产生物质的流动,使原生石盐晶体充分地重结晶(也许是反复地重结晶),因而它们所含的大多数原生流体包裹体均被搓揉而消失。大多数盐丘含 $H_2O < 0.1 \text{ wt\%}$,而层状盐矿一般含 $H_2O > 1 \text{ wt\%}$ (Roedder and Belkin, 1981)。虽然层状盐(原生的或重结晶的)的大部分包裹体是原生的,但是在盐丘中相对少数的包裹体的成因基本上还是不清楚的。Roedder and Belkin (1979b)在路易斯安那州的Rayburn和Vacherie盐丘中,发现大量的流体包裹体分布在硬石膏晶体与石盐之间的接触界面处。该接触界面显然处于卤水包裹体的最低能位置(图11-7)。在美国东得克萨斯州Oakwood盐丘的盐矿中(Dix and Jackson, 1982)和在苏联钾盐矿床内的石盐固体包裹体中(图11-10)也发现了类似的包裹体。盐矿的流动会把包裹体拉成长管状(图11-8)。在路易斯安那州的硬石膏与石盐接触面上(图11-9)以及在西德Asse盐背斜中也发现有高压气体包裹体(Roedder and Belkin, 1981)。Dix and Jackson (1982)发现,流体包裹体资料能够说明盐丘顶部非叶片状的盐曾经被强烈压成薄片状(如果这

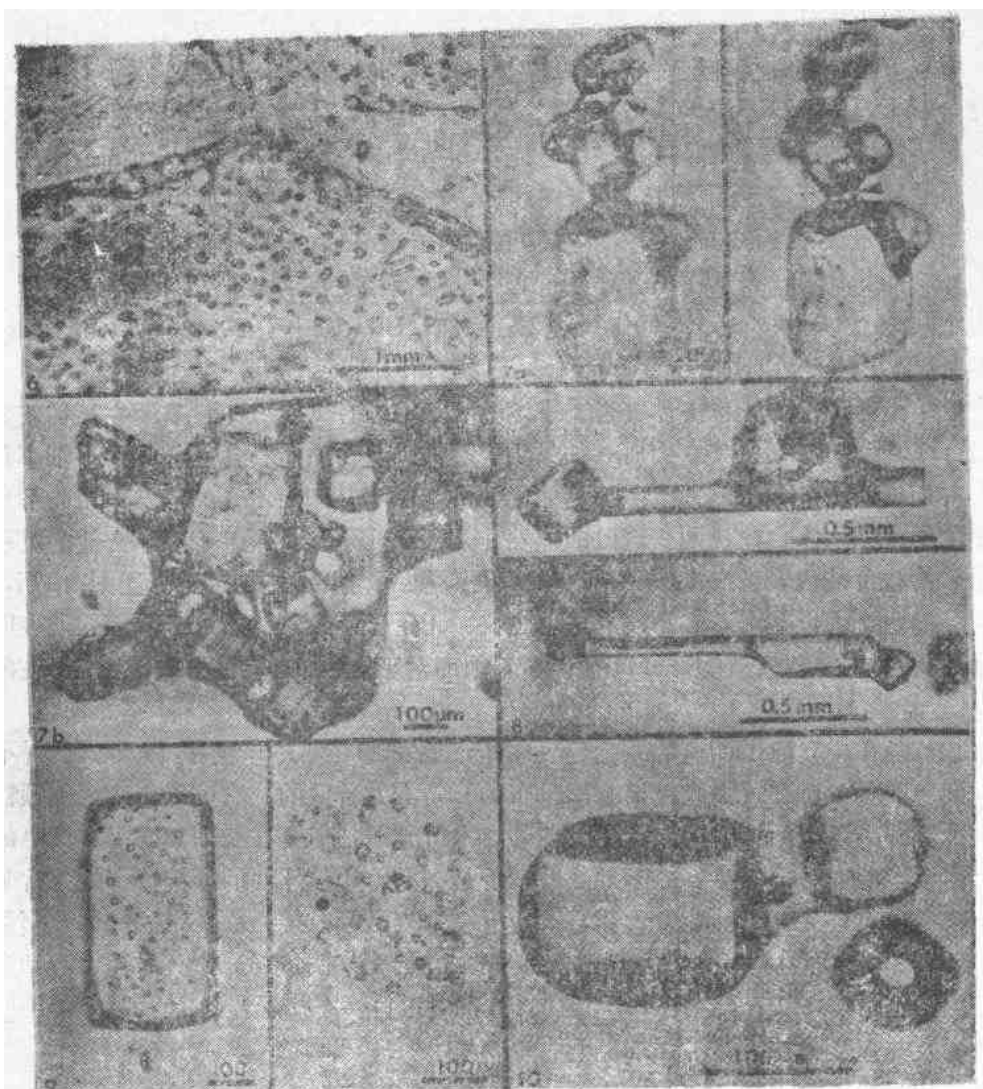


图 11-6 表示重结晶石盐晶体之间呈 120° 角接合界面上的流体包裹体（气体）。样品取自美国新墨西哥州 Carlsbad 核废料隔离试验厂基地 ERDA No.9 号钻孔的岩芯。据 Roedder and Belkin (1979a)。

图 11-7 盐矿中的硬石膏。(a) 美国路易斯安那州 Rayburn 盐丘盐矿中的硬石膏晶体群。卤水包裹体附着在硬石膏上，在硬石膏晶体之间产生一个角缝（箭头所指处）。两张照片是在强聚光下从不同的焦平面上拍摄的。在正常的平行直射光下，这些角缝被粗黑阴影遮住（据 Roedder and Belkin, 1979b）。(b) 表示含有气泡（黑色）的卤水包裹体。润湿了几个在石盐中的硬石膏晶体。样品采自美国东得克萨斯盆地 Oakwood 盐丘盐矿中。比例尺单位为微米。据 Dix and Jackson (1982)。

图 11-8 硬石膏晶体之间的卤水包裹体（半负晶形）。样品采自美国路易斯安那州 Rayburn 盐丘。几个这样的包裹体相互平行，表示主盐晶（现为单一的透明晶体）的拉长方向或剪切方向。据 Roedder and Belkin (1979b)。

图 11-9 矩形硬石膏晶体和主盐晶接触界面之间的半定向压缩有机气体(?)包裹体群（采自美国路易斯安那州 Rayburn 盐丘）。比例尺单位为微米。据 Roedder and Belkin (1979b)。

图 11-10 钾盐中，一个与水溶液包裹体相连的石盐固体包裹体。邻近的一个包裹体（在焦点外）仅含有气体。样品采自苏联 pre-Caspian 盆地二叠纪 El'tonskoye 矿床。据 Petrichenko (1977, 图99)。

种结构没有受到固态重结晶作用破坏的话)。

六、盐矿中液体包裹体成分

在冷台上研究石盐中包裹体时,常常发现它们的成分变化很大,从含有高浓度的钙和镁($T_e = -50 \sim -60^\circ\text{C}$, 甚至低到 -69.8°C) 的卤水(采自美国北达科他州 Williston 盆地; P. M. Radomsky, 私人通讯)到基本上为纯 NaCl 的溶液($T_e = -21^\circ\text{C}$; Roedder, 1963, P. 182)。采自西德 Asse 盐矿中的包裹体,在冷冻到 -115°C 之后,回温至 -80°C 时,出现明显的重结晶作用,说明可能有微量的液体存在(Roedder and Belkin, 1981)。美国新墨西哥州 Carlsbad 地区明显地缺失纯 NaCl—H₂O 包裹体(Roedder and Belkin, 1979a)。由于许多盐层在形成史上经历过一些正常的地质事件,所以包裹体成分的变化范围很宽是可以意料到的。在原始结晶过程中连续的蒸发作用使溶解度大的离子(如 K、Ca、Mg)不断集中到残余溶液中,除非受到回流的影响,否则将捕获反映这个过程中不同阶段特征的包裹体。在成岩作用中,渗入重结晶石盐层的地层水能溶解更多可溶性矿物,并逐渐地清洗出残余溶液和粒间溶液,直到只剩下 NaCl (和 CaSO₄) 为止。在随后的重结晶作用或接着发生的裂缝愈合过程中所捕获的任何溶液仅含有 NaCl (加上原来地层水中的任何溶质)。

要对盐矿中包裹体进行冷冻是特别困难的。当冷冻时,常常出现各种亚稳相集合体,使对冷冻数据的解释相当含糊不清。由于浓缩卤水的粘度较大,所以在冷冻时,大多数相变趋于减慢,从而形成次显微晶体。因此,在对非常低的温度下没有冷冻的包裹体加温时,有时可看到枝蔓状冰晶成核和生长,同时使气泡缩小(图 11-11),但是这些冰晶是不可见的,因此可以认为升温时气泡的缩小仅仅是由于溶液的热膨胀所引起。

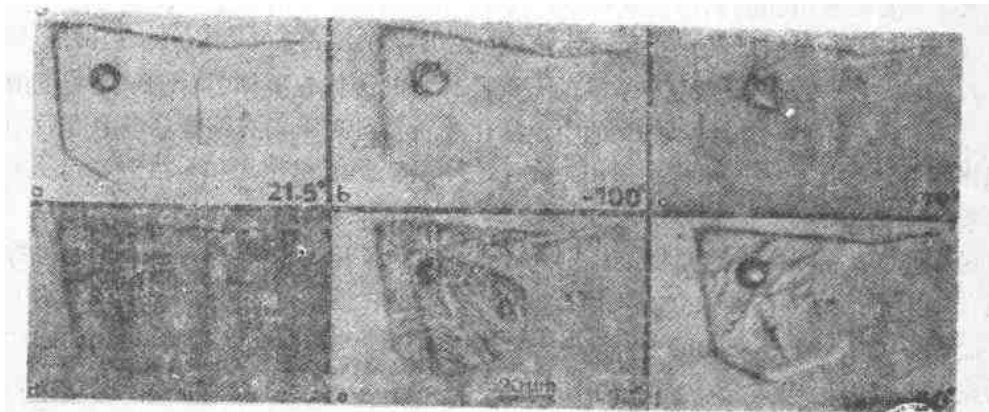


图 11-11 图为在所示温度下拍摄的美国得克萨斯州 Palo Duro 盆地 Oldham 地区 Mansfield No. 1 钻孔 (1690.8') 盐矿中一个次生包裹体冷冻实验的连续显微照片。在冷冻到 -135°C 和回温至 -100°C 时,仅可看到气泡变得更大。当进一步回温到约 -79°C 时,具微弱双折射的枝蔓状晶体集结在气泡上生长,而气泡缩小,这说明晶体是冰。回温到 -54°C 时,晶体开始熔化, -48°C 时冰晶全部消失。这些照片之间大约经过的时间(以分钟计)是: (a)→(b), 5; (b)→(c), 4; (c)→(d), 2; (d)→(e), 2; (e)→(f), 6。照片是由 H. E. Belkin 赠送的。

有些学者 (Roedder, 1972, 表 4 和表 6; Derevyagin, 1973; Holser, 1963; Kovalevich, 1975; Petrichenko, 1973; Petrichenko et al 1974; Petrichenko and

Shaydetskaya, 1973; Petrichenko and Slivko, 1973 a, b; Sedletskii et al, 1973) 发表了关于石盐中包裹体流体成分的分析资料。其中几项研究表明, 原生盐矿中的包裹体和重结晶物质中的包裹体在成分上差别很大, 而且 Petrichenko (1973); Vorob'ev (1978) 建议利用这些成分差异寻找钾盐矿床。

盐矿层中这种流体的 pH 值变化范围很宽。Petrichenko (1973) 报导他用显微电极法测定了苏联 Donbass 盐矿中大包裹体的 pH 值, pH 的变化范围约 3.5—6.4 (大部分为 4.5—6.4)。我发现在美国得克萨斯州 Palo Duro 盆地重结晶盐矿中的大包裹体 ($>300\ \mu\text{m}$) 的 pH 变化范围为 3.1—5.5, 大多数 pH 值 (40 次测定) 在 3.4—4.3 之间。采自美国新墨西哥州 Carlsbad 的 Delaware 盆地的样品的 pH 值如所预料的那样比较高 (4.5—6.0), 这是因为在该盐矿中发现有各种镁硅酸盐。Bodine (1976) 指出, 即使极微量的镁都会明显地降低这种卤水的 pH 值。值得注意的是, Palo Duro 盆地不同类型包裹体的 pH 值之间有明显的差异。pH 值的测定是在双目显微镜下用尖锥把大小合适的 pH 试纸与打开的包裹体中的流体接触, 根据试纸的变化推测 pH 值, 其目测 (相对) 误差约为 ± 0.5 pH。可利用标准缓冲剂来检验这种测定的结果, 但是试纸效果的准确性还必须验证。Petrichenko 发表的数据也许是测定包裹体中流体的 pH 值最为准确的一些数据, 因为供测定的包裹体非常大, 另外, 要尽可能减小测定过程中的其它严重的实验问题。

虽然在文献中已发表过许多种主矿物中数千个包裹体成分分析资料, 但只有 Petrichenko 和他的同事们 (见第五章) 实测了石盐中包裹体内流体的 Eh 值 (为 -400 — $515\ \text{mV}$)。

除 Na、K、Mg、Ca 主要离子之外, 还有几种次要组分对了解形成环境是有用的。在 NaCl 的蒸发作用和沉积作用过程中, 卤水和沉积盐矿中的 Cl/Br 比值都趋于降低。Holser (1963) 用这种比值来指示海水蒸发的程度。Sabouraud—Rosset (1973; 1974; 1976) 发现, 不同类型的卤水中结晶的石膏晶体, 其流体包裹体的 Cl/Br 比值范围是从 150 — >1000 , 而且她根据 Cl 和 Br 的中子活化分析资料来识别在某些环境中后期水的淋滤作用。这种比值之所以特别适用, 在于它不易受到沉积作用和与粘土等起反应的严重影响, 而粘土则能严重影响其它主要元素 (Petrichenko and Slivko, 1974)。这种反应对 K/Mg 比和 SO_4 的含量影响特别大。在许多盐矿床的包裹体中还出现有机物质, 它们在压力下呈沥青, 呈独立的气体、液体和/或液化的碳氢化合物, 或在卤水中呈溶质。盐矿中流体包裹体内水的 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的比值是很有用的, 这些资料将在后面“矿床地质史”中讨论。

七、盐矿中气体包裹体成分

许多盐丘和盐背斜在压力作用下或多或少含有一些气体包裹体, 有些盐丘和盐背斜当压力高达几百个大气压时才有包裹体 (例如图 11-9)。某些层状盐矿在压力作用下也具有类似的气体包裹体 (Roedder and Belkin, 1979 a)。有时包裹体之多及其包裹体内气体压力之高足以使盐矿自发地爆炸, 或者在微小的应力释放时爆炸 (如采矿过程中)。称为“爆盐”的这种物质会成为采矿中的主要危害 (Roedder, 1972, P. 43), 因为当大量的盐由于放炮或自发地爆裂倾入矿山巷道时会造成严重的矿山事故。Belchic

(1961); Hoy et al (1962); Thoma and Eckart (1964); Thoms and Martinez (1980); Mahtab (1982) 介绍过矿山“瓦斯喷出”时,有重达 7500 吨的盐突然爆裂并造成死亡事故。

各个地区爆盐中气体的成分变化很大。Sunsen (1851, P.251) 发现波兰 Wieliczka 盐矿中的气体含 CH_4 几乎达 85%, 而 Ackerman et al (1964) 报道东德 Werra 钾盐矿床中的气体含 CO_2 为 84%, 含 N_2 为 14%。我发现墨西哥一个盐丘的爆裂盐中含有一种易液化的碳氢化合物和 CO_2 气体的混合物 (Roedder, 1972, P.43) 而西德 Asse 的盐矿所含的气体包裹体, 推测在高压条件下其成分为碳氢化合物 (图 7-10), 如同路易斯安那州 Rayburn 和 Vacherie 盐丘中的盐矿所含的气体包裹体。Vil'denberg et al (1978) 也报道苏联 Caspian 盆地盐矿中的气体含 N_2 为 85—95%, 而 Norman and Bernhardt (1984) 报告在美国新墨西哥州 Carlsbad 区钾盐矿床样品中含有高压的 N_2 (30—500 巴)。

这些气体的成因还没有统一的认识, 但这些气体有同生的和后生的两种。由于气体成分变化很大, 因此, 估计可能与不同作用有关。某些气体包裹体的来源与盐矿完全无关。Petrichenko (1978) 报道, 石盐中密度大的 CO_2 包裹体也许来源于附近一个玄武岩的侵入体 (图 11-12a)。Roedder and Belkin (1978) 在一条横穿盐矿层、厚度为 4 米的火成岩脉中采到的一个 1—2 厘米的盐矿样品, 发现包裹体中气体分压很高, 推测其主要为 CO_2 。虽然推测在这些包裹体中的 CO_2 晶体应在 -56°C 时熔化, 但是到 -68°C 时液体仍然存在, 这种液体可能是有机组分。 CO_2 可能来自岩脉, 而有机成分则可能来自盐矿。

八、盐矿中包裹体的均一温度

用均一法测定盐矿中的包裹体的温度一般是不可靠的, 而且常常是不可能的, 原因是: 在自然界和实验室测定过程中, 大包裹体的渗漏, 包裹体的卡脖子、负压下液体的

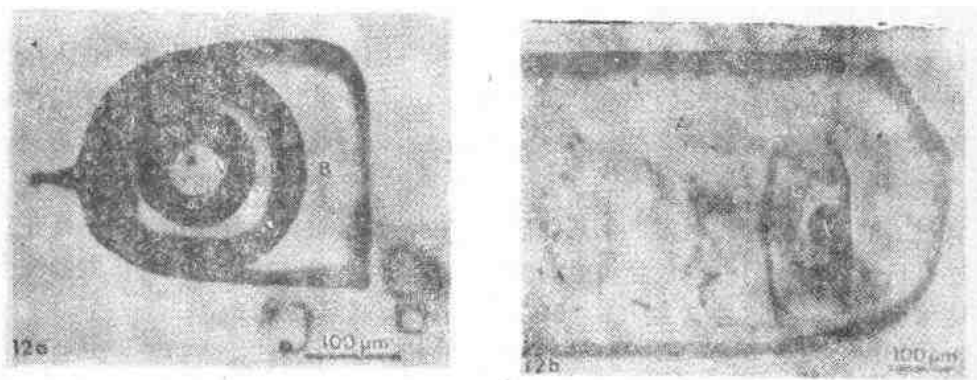


图 11-12a 0°C 时拍摄的脉状石盐中混合的 CO_2 — H_2O 包裹体的照片。含有液体 CO_2 (L)、气体 CO_2 (V) 和卤水 (B)。注意伴生的含有小气泡的水溶液包裹体, 说明捕获时溶液是两相的。样品采自苏联 Dneper—Donets 盆地 Novsenezharkaya 构造的泥盆纪盐矿。据 Petrichenko (1977, 图 208)。

图 11-12b 硬石膏晶体 (A) 中的含有液体 (L) 和气体 (V) 的流体包裹体。样品采自美国得克萨斯州 Oakwood 盐丘。据 Dix and Jackson (1982)。

亚稳态膨胀以及体积的变化相当常见 (第三章)。上述作用可以解释一些极高均一温度

的原因(如240—360°C; Panov, 1975)。Petrichenko (1973) 报道过这样的现象, 即有的样品随每测定一次, 其均一温度便增高一些, 直到测量三次或更多次以后, 均一温度才最后“稳定”在比第一次测量时高出23—25°C的温度点上。P. M. Radomsky (私人通讯) 报导在对北达科他州 Williston 盆地盐矿中包裹体的均一化温度测定时, 气泡大小随温度升高而减小, 而在加温到均一点之前的几十度温度内, 温度升高, 气泡持续不变。我对这种现象解释为气泡中有非凝聚气体存在。由于液体膨胀使气体压缩, 内压力升高, 包裹体壁受到压力产生一些弯曲。

虽然对石膏中的包裹体的成分进行了广泛的研究 (Sabouraud—Rosset, 1973; 1974; 1976), 但其包裹体测温结果是不可靠的 (Kul'chitskaya, 1974)。有几个盐矿床的石膏似乎却提供比较合理的数据。Kovalevich (1975) 发现在苏联 Stebnik 地区石盐的原生包裹体中的钾盐子晶的均一温度为38—60°C, 而在重结晶石盐中的次生气液包裹体均一温度在56—86°C范围内变化, 80次测定的平均温度为71°C。Peichenko and Slivko (1973 a) 证实 Donbass 地区二叠纪盐矿的成岩蚀变作用约在60°C时发生。而 Roedder and Belkin (1979 a) 指出, 在 Delaware 盆地的(美国新墨西哥州 Carlsbad 地区) 一个岩芯的原生石盐和重结晶石盐中包裹体的均一温度为24—45°C。根据第三章介绍的体积变化数据, 我对其中任何一个数值(包括我自己测量的数据)的意义都表示怀疑。

为了准确地测定均一温度, 石盐矿层中形成的其它矿物一般较适合于测定 Th (例如图11-12b)。Sedletsii et al (1973) 测得苏联 Hissar Range 地区上侏罗纪含盐矿床内自生石英晶体中包裹体的均一温度为40—110°C^②。

九、核废料处理中的包裹体资料

人们对盐层和盐丘作为一个安全储存核废料的可能地质环境的研究已经有许多年了。在讨论技术设备问题和这种储存地点的可能危害性两个方面, 都需要流体包裹体资料:

(一) 矿床地质史

因为只要当核废料还有危害性时, 核废料储存的目的就是要防止它们进入生物圈, 这样在地质上需要有相当长的安全时间(10^3 — 10^5 年)。预测未来在地球上以什么样的储存环境才能使核废料储存这样长的时间是一个困难的地质问题; 必须研究均变说和灾变说。在均变说(将今论古)中, 过去的地质证据对未来是最好的指南。流体包裹体可以提供过去的某些信息。例如, 在某些盐矿层中, 受压时某些包裹体(而不是在别处)中存在有机气体, 而另一些包裹体中则没有, 这证明不同时期存在几种不同的流体, 且那些流体可能已流过这种盐层 (Roedder and Belkin, 1979 a)。

在盐矿层的流体包裹体中的 H_2O 只做了几个 H 和 O 的同位素研究。但他们的结果表明盐矿中不同流体的变化范围很大, δD 从 -5—-55‰, $\delta^{18}O$ 从 -9—+4‰, 它们可能代表了过去不同时期的流体。虽然个别数据点落在某个特定的基线上, 这似乎是可以理解的, 但是现在仍然有许多问题没有得到解决。在美国新墨西哥州 Carlsbad 的 Delaware 盆地的核废料隔离试验厂检测了不同地层的水。Powers et al (1978) 介绍了 J. R. O'Neil (美国地质调查所) 的同位素数据, 其中大多数的 $\delta D \sim -50$ ‰, $\delta^{18}O \sim -7$ ‰

^② 这些作者错误地从这些数据中减去15—20°C作为“盐度校正”, 以求得捕获时的温度。