

住：所有次生包裹体都是通过这一过程形成的，但是一般是在近于等温条件下和任何子相形成之前形成的。

记住这点很重要，包裹体的形态对于视气液比影响很大，因此看上去不同的包裹体可以有同样的均一温度。与此相似，气液比的视觉估计值常用于指导热台的操作。如果具有最小气液比的包裹体看来仿佛将在150℃均一，那么应当将热台调至125℃，再由此缓慢升温。但是，水溶液的膨胀系数随盐度反向变化，因此，在特定温度下某充填纯水的包裹体的气泡将比相同温度下充填盐水的包裹体的气泡要大（室温下）。

不管原始形态如何，在包裹体捕获后（流体）保持其性质的条件下，如果主矿物具有任意有限的溶解度，那么重结晶作用一般就能发生。因为重结晶作用可能非常普遍地发生，大多数包裹体的现有形态与原始捕获时的形态不同。如果冷却得快，或原始形态近于稳定状态（在出现某些负晶的情况下），或溶解度很低，那么这种差异可能相对小些（Roedder, 1971）。萤石中含油的包裹体常常呈圆形，看上去像原始圆形的珠滴，但是含油的不混溶水相包裹体的形态通过重结晶作用会发生相当大的变化（Roedder, 1972, 图版9, 图3）。

如果流体包裹体在时间上和成分上都许可重结晶作用发生，那么据这些流体包裹体可以推断其最终形态既可能是平滑圆形和珠滴状，或者是多面负晶体。这两种彼此抗衡、但又非常微弱的力量之间的平衡决定了何种形态将具有最小的自由能，亦即最小的表面积（球形）或最低的表面能（负晶表面）。在某些萤石晶体中数百个微小的几乎呈球形的假次生包裹体的表面形态都代表这种平衡的最终结果，通过周密的研究见到这些包裹体呈多面负晶形，由立方体、八面体和十二面体聚合而成的全部26个面几乎均同等发育。但是以往错误地将常见到的负晶形说成是包裹体原生成因的一种有效判据；实际上，许多明显的次生包裹体发生重结晶形成极明显的多面形负晶，并且浸蚀坑和浸蚀管壁上常常有一层明亮的晶面。

包裹体的形态和大小至少可能给出有关包裹体年代的粗略标志,因此也间接地给出包裹体成因标志。Tuttle (1949) 描述了石英中的显微裂隙分几步愈合,从而形成含包裹体的面,Wise (1964) 借助于此来认识显微节理,有时候根据具有年代意义的各个包裹体平面的穿插关系和“成熟度”或每一个面中包裹体的聚合状态和形态变化可以建立近似的年表(Touret, 1977; Swanenberg, 1980)。另一方面,成分可以影响最后的形态。在给定样品中所描述的几种不同成分的多数包裹体都表现出形态和成分的某些相互关系(例如 Hollister 和 Burruss, 1976),并且常常可以见到晶体中含有两代不同的次生包裹体,它们都很古老,成熟度都很高(Swanenberg, 1980),但是它们具有两种不同成分的流体和两种不同的形态(例如圆形和多面形)。

#### B. 由梯度引起的包裹体位置变化

如果包裹体壁一边比另一边更易溶解,那么这种物质将会溶解、扩散和再结晶,并且使包裹体穿越晶体而有效地运移。这种溶解度的差异可能是由于晶体中应变量的不同引起的,或可能是由于温度或重力梯度引起的。最明显的实例乃是众所周知的,流体包裹体在石盐晶体中向某一较高热梯度的一方迁移。这是 Lemmlein (1952) 首先描述的,并且成为近代设计在岩盐中贮存核废物的突出问题。运移的速率是许多变量的函数,但是最主要的控制参数是包裹体流体中主矿物的溶解度、包裹体的大小、周围的温度和热梯度。运移速率也是其中每个因素的直接函数。在有些情况下,这些包裹体可以朝较低梯度一方运移,而不是反之,而且有许多现象还不能完全理解(Roedder 和 Belkin, 1979, 1980)。

除了某些特殊环境例如像地热系统外,一般地质环境很难维持长时间的高地热梯度,并且重力梯度仅仅可能造成不太显著的溶解度差异。然而,<sup>⑤</sup>晶体中的静残余应变显然可以导致包裹体的大量运移(即人们认识到的在某种较小应力条件下主矿物的重结晶作用, Roedder, 1971)。这种驱动力可能看上去不显眼,但是它们作用的

有效时间很长。作者认为这一作用是由于在晶体中存在着高应力的拉伸的似杆状区的缘故。当石英晶体遭受酸性淋滤时，有时便产生深浸蚀管，这表明在看上去是完整的晶体中，不同部位的溶解度先前存在着很大差异（Nielsen和Focter, 1960）。这种溶解度大概是由于沿着原始结晶作用期间所造成的晶体缺陷或位错而发生应变的结果。Swanenberg（1980, p.81）由于未发现“结晶控制”而否定了这种看法，但是正像晶体缺陷不需要垂直生长面那样，它们无需显示“结晶控制”。

如果代替浸蚀的是穿过这些应变拉伸区晶体发生破裂，并且沿着裂隙有一列次生流体包裹体被捕获，那么与这样一种易溶线或易溶带接触的任何流体包裹体都可望“钻入”到矿物中，并且当流体包裹体迁移时会在背后再度沉淀更完全的物质。这种过程的真正作用未得到证实，并且除石英之外对其他矿物也应加以研究，但是这些流体包裹体消失于某些愈合裂隙的任意一边的主石英晶体中，不然就难于解释这种现象（例如Roedder, 1971, 图11；Swanenberg, 1980, 图41、42、46）。Swanenberg进一步推测，由于石英在水中的溶解度大于在 $\text{CO}_2$ 中的溶解度， $\text{H}_2\text{O}$ 包裹体就可能通过运移与先前共生的 $\text{CO}_2$ 包裹体分离。Wilkins和Sverjensky（1977）提出了某种相似的作用过程，某个次生面上的流体包裹体具有凝聚中心的作用，并由此从高温钙蔷薇辉石中出溶生长单斜辉石棒状体。很显然，当单斜辉石棒生长时，流体包裹体是沿着钙蔷薇辉石运移的。

### C. 包裹体体积的变化

利用包裹体作为地质温度计的基本条件是要求包裹体捕获后体积保持恒定，作者相信许多样品是符合这一原则的。少数例外在以下几个段落中将详细讨论。

通过以下几种机制，某些可逆变化可能并且一定发生：（1）包裹体壁或流体本身的结晶作用；（2）冷却过程中主矿物（和沉淀矿物）的收缩；（3）由内压或外压引起的膨胀变化。Ermakov（1950）

和其他学者非常强调子矿物的结晶作用和引起包裹体孔穴体积减小的包裹体壁上的结晶作用，他们认为这种作用可以引起均一温度相当大的误差。有两种因素有助于将该过程的误差减小到最低限度：如果重新加热使沉淀的子矿物再溶解，则沉淀的子矿物（和包裹体壁上沉淀的物质）将不影响视体积；正如所设想的那样，某种溶质结晶作用或溶解过程的体积变化并不简单地等于固体溶质的体积。有些相特别是NaCl在一定温度范围内可能具有负的摩尔体积。这些条件下的结晶作用将增加流体相的视体积。Ermakov还非常强调主矿物的热膨胀特征。这对于室温条件下的气泡大小会有很小的影响（具有较大热效应的矿物相对气泡较小），但是当冷却时的收缩正好是加热时的膨胀，则对均一温度不应有影响。第三种机制包括二种完全独立、影响均一温度的膨胀效应，但是在现今的实践中这种影响可能是微不足道的。这两种影响为：（1）围压释放时的整个晶体膨胀，因而晶体内的流体包裹体孔穴扩大；（2）在均一期间由于内压力引起直接包围包裹体的主矿物膨胀。利用室温条件下石英压缩性的现有资料（Birch, 1966）和一系列相当合理的假设（在缺乏真正的适用资料时这样做是必要的），我估算这两种联合效应的结果为：所测定的石英的全部均一温度比捕获时每个千巴压力升高4—6℃。由于这种误差校正要将该包裹体放到一条不同的等容线上，因此对捕获压力的估计也将受到严重影响。作者最初提出（Roedder, 1979b）这两种效应是累加的，并且至今仍然相信这是对的，虽然我在另一篇文章中提出过（错误地）它们将彼此抵销（Roedder和Bodnar, 1980）。

除了上述的相对较局部的和部分可逆效应外，由多种作用过程可以使包裹体遭受很大的永久性变化。很显然，如果某包裹体中流体的内压力变得比外部围压足够大时，那么主矿物将破裂，并且释放压力。无论在自然界或是在实验室这种爆裂作用都可能发生，并且不总是在显微镜下能见到这种破裂的。作为达到了足够的压力差的证据来说，所形成的空包裹体是有用的。这一压力差具有很宽的

变化范围，特别随着矿物强度和包裹体大小而不同。石英中的中等大小的包裹体（ $35\mu\text{m}$ ）一般在850bar的内压下（也即压力差，Naumov等，1966）爆破，但是石英中较小的包裹体（如 $12\mu\text{m}$ ）能经受1200bar的内压（Lerog，1979）， $1\mu\text{m}$ 的包裹体能经受6000bar的内压（Swanenberg，1980）。某些橄榄石中 $\text{CO}_2$ 小包裹体甚至在1200℃时能经受5000—7000bar的内压（Reodder，1965a）。

爆裂的空包裹体是容易识别的，因此将不会引起任何问题，但是在某些条件下由于内压引起的膨胀会导致包裹体破裂，这种破裂伸入围晶而不延伸到围晶表面。这种裂隙所产生的体积增加部分地释放了压力。这种裂隙可能随后愈合，而封存许多经过膨胀的液体的包裹体，这些包裹体存在于中心较大的原生包裹体周围，呈现细小的次生包裹体晕，它们现在的密度较低。Lemmein（1956）首先描述过包裹体的部分爆裂，识别它们相对是简单的，以往也有广泛报导，因而这类包裹体很少会引起错误。如Touret（1977）描述过麻粒岩中的爆破（exploded）包裹体，Swanenberg（1980）也发现许多实例，他将产于挪威西南部的高级变质岩（麻粒岩）中的许多爆破包裹体称为“爆裂群”。

如果内压超过一定限度，如（在实验室或在自然界）过热而超出均一温度（ $T_h$ ）的范围或某一具有小气泡的包裹体由于冷冻而冰发生膨胀，那么在诸如萤石那样的软矿物中不具明显破裂的某一包裹体周围，可能发生某种类似的但不很明显的主晶的永久变形。这种膨胀或“拉长”只有通过均一温度（ $T_h$ ）升高才能加以证实，并且当超过特定的过热界限时（随着包裹体的大小这一界限同样是变化的），均一温度（ $T_h$ ）的增加值为过热量的正则函数，因此也是内压的正则函数（Bodnar和Bethke，1981）。作为拉伸的结果，不管是在自然界还是在实验室，这类包裹体能够产生具有重现性的、但却是错误的很高均一温度（ $T_h$ ）数值。可以设想，类似的拉伸可能发生于具有小气泡的冷冻包裹体中，由于流体的冻结，冰体积的膨胀，而使小气泡消失。

包裹体伸展的最广泛的实例见于石 盐 中 ( Roedder和Belkin , 1979, 1980 )。如果这类包裹体被快速加热达到均一温度之上, 它们则爆裂。然而, 石盐是如此的具可塑性, 尤其有水存在时, 此时如果缓慢地加热, 爆裂则不发生, 取代爆裂作用是: 当达到均一温度时, 内压力开始增加得很快 (  $12\text{bar}/^{\circ}\text{C}$  ), 石盐主晶以永久变形的形式作简单膨胀。具有微小气泡和原始均一温度为 $40^{\circ}\text{C}$  的 包 裹 体, 加热至 $250^{\circ}\text{C}$ 后, 在室温条件下它们将具有大气泡, 并且新的均一温度近于 $250^{\circ}\text{C}$ 。这种膨胀甚至可能发生于相当低的温度条件下: 某个具有微小气泡的大包裹体, 在 $20^{\circ}\text{C}$ 时均一化, 将其过热至 $40^{\circ}\text{C}$ , 随后冷却之; 现在的均一温度升到了 $39^{\circ}\text{C}$ 。显然, 在确定均一温度之前, 不应将石盐样品加热到均一温度之上, 但是作者并不相信石盐中包裹体的均一温度测定会有多大意义。如果在实验室中使内压条件持续几小时, 石盐中的包裹体可以容易地发生膨胀, 那么必然使作者相信: 由于P和T的变化, 随着不同的内压和外压的自然条件, 这些包裹体同样会膨胀 (或收缩), 因此我们现在见到的这些包裹体的体积在某种程度上是未知的, 并且代表的是长期连续退火后的任何淬火条件。

遗憾的是, 上述问题的重要性可能不局限于石盐。许多有关研究表明, 火成岩和变质岩地区石英中流体包裹体是由捕获、变形和再结晶一系列复杂的过程形成的 (如Wilkins和Barkas, 1978; Hollister等, 1979), 这些作用过程有时具很宽的高温 and 高压变化范围和经历很长的地质时期。如果岩石的P—T轨迹偏离了 (以各种方式) 适合于包裹体充填流体的等容线, 包裹体与它的环境之间就会产生很大的压力差。为了鉴别变质石英的包裹体退火期间引起体积变化的可能性, 我们还必须设计有效的工具<sup>②</sup>; 但是至少确实发生了某些体积变化的证据似乎是清楚的。在构造研究中Tuttle ( 1949 ) 阐述过变质石英次生面中的流体包裹体的形态演化: 从大的扁平包裹体开始, 至相当规则排列的近等轴状包裹体告终。Wise ( 1964 ) 将这一演化概念加以引伸, 他认为有的较小的包裹体由于某些非特

定的机制而发生聚合，以至于在大小分布上使得所有的小包裹体消失了；Swanenberg（1980）也发现随着（含）包裹体面的“成熟”小包裹体也同样消失了。如果水在石英的结构中是“可溶的”，那么正如“包裹体成因”一节所进行讨论的那样，小包裹体似乎可以“解体”，而大包裹体可能增大。在许多体系中这种降低总表面能的行为是普遍的。但是这也将要求一些石英本身发生位移，由此产生了在这类变质区的石英中其包裹体的体积能否恒定的问题，在它们通过P—T空间到达地表面条件时，可能经历了长时期的退火过程（Hollister等，1979）。

Swanenberg（1980）在挪威西南部高级变质岩的一项主要的包裹体研究中，注意到“密度极高（气体）的包裹体的产出与麻粒岩相变质作用的高温—低压条件之间具有明显的不相容性。”根据在退变质时的P—T轨迹线交切较高密度等容线，他认为这些浓包裹体是通过先存的低密度包裹体部分压瘪而形成的。

如果承认由于溶解和出溶作用流体包裹体的这种压瘪和“迁移”大规模地发生，那么必须考虑到一个重要的必然结果。这就是：流体包裹体的各种组分，如 $H_2O$ 、 $CO_2$ 和可溶盐差不多总是以不相等的速度运动，因而残余的和新生的包裹体组成都可能由于这个过程而发生变化。因此，使我特别感到疑惑的是：是否许多变质带的基本上纯的 $CO_2$ 包裹体或 $CO_2$ — $CH_4$ — $N_2$ 包裹体，都并非由于水组分的分解和通过石英迁移到颗粒边界（随后耗失掉）而残存下来。因此，这种过程不同于Hollister和Burruss（1972）描述的水与甲烷反应面生成 $CO_2$ 和 $H_2$ （但或许所起的作用是一致的）。

#### D. 渗入或渗出

除了上面所讨论的水可能损耗外，上面描述的多数变化基本为等化学变化。然而如果渗漏发生，特别是某相分离之后，这种变化将不是等化学变化。实际上，部分爆裂、渗漏和颈缩均可造成相同结果。

对于任何流体包裹体研究而言，流体在捕获之后渗入或渗出包

裹体的可能性关系极大。被另一晚期裂隙交切的一群流体包裹体或某一个面中的流体包裹体发生的部分渗漏或再充填在显微镜下是很明显的，一般不容易弄错（第八章）。然而，少量渗漏（渗入或渗出）则不易识别。人们广泛引用在压力梯度控制下的有关流体包裹体渗漏实验测定的几份报告（Kennedy报导了Grunig未刊研究成果，1950；Skinner<sup>⑧</sup>，1953；McCulloch，1959）。他们指出：在几小时到几周内由于建立了很大的压力梯度（270—1550大气压/＜1mm），流体便可能渗入或渗出流体包裹体。由最近的研究和有关渗漏证据的关键性评论（Roedder和Skinner，1968）表明：至少某些早期实验可以表明渗漏是由于样品制备期间产生的显微裂隙造成的，而自然界的大多数包裹体是不渗漏的。Roedder和Skinner（1968）的注意力集中在脉状矿床的流体包裹体渗漏的可能性问题，这类矿床一般没有经受变质岩的长期冷却循环。因此，他们的结论未必适用于变质岩，如上所述，在变质岩中水有可能分解和迁移。

除了水可能运动之外，另一种值得注意的例外就是必须考虑在特定条件下氢可能由包裹体内扩散出去（或可能是由于Hollister和Burruss所描述的水的非均衡作用，或可能是由于氢作为一种原始组分）。（氢的）这种报耗完全可能存在于自然界，不仅因为只要自然界存在一种有效的氢的渗透，这种作用就可望发生，而且因为这种报耗为某些不溶“子矿物”提供了最适当的合乎逻辑的解释（Roedder和Skinner，1968）。在某些含水硅酸盐熔融包裹体中在数小时内也就明显地发生了氢的报耗（在高温下，见Roedder的讨论，1979a）。<sup>⑨</sup>

包裹体的“渗漏”可能发生于爆裂过程中（或在实验室中，或通过岩墙侵入而发生过热现象等），但是主岩的变形达到剪切点时也常常使多数或大多数先前存在的包裹体打开，使一些包裹体再充填新流体，而导致许多新包裹体的捕获（Ypma，1963）。遗憾的是，与大多数渗漏（渗入或渗出）有关的细小破裂常常是如此之小，以致通过光学显微镜见不到它们，但是Kerrick（1976）曾指



出，通过正交偏光见到一些应变标志存在显然可以告诫人们，渗漏有可能已经发生了。

## 四、后 记

如已充分证明的那样，近来有关变质岩中的流体包裹体的研究提供了有关变质P-T-X条件的有价值的资料以及它们随时间的演化过程，特别是本书其他作者作了许多详细而透彻的论述。在进行这类包裹体研究之前，是根本不可能获得这些资料的，仅仅只能作些粗略的估计。然而，作者同意Touret(1977)的意见，我们应该“这样认识包裹体，它们是随同所有其他矿物必须研究的岩石的内在部分，其结果能够用两种独立的方法加以检验”。我不打算贬低许多早期的和正在进行的研究，但是我必须承认，在解释某些资料的过程中，我担心有些是模棱两可的。除了上面所提到的变质岩中包裹体体积可能发生变化之外，产于许多变形的火成岩和变质岩矿物中的小包裹体的成因问题是如此错综复杂，成分变化的可能性或甚至小包裹体完全溶解、迁移和继后出溶是如此有根有据，以致我有所担心，在根据这类包裹体得出P、T或X资料来进行含义上的任何解释之前，必须作大量的研究工作。应不断对这类岩石的流体包裹体作深入研究，并与Touret(1977)推荐的其他独立方法进行对比，直至这类模糊点排除为止。我们只要回顾一下百年前流体包裹体的研究状况以及那时所掌握的概念，再看看今日包裹体研究工作的新知，那么我们将可能看到百年以后的端倪了。

## 五、流体包裹体成因判据（表5.1）

（据Roedder, 1976, 1979b年的资料修订，不包括出溶包裹体，见正文）

### （一）原生成因判据

1. 根据在显示或不显示生长方向或生长环带的某一单晶中的产状。

A. 在另一无包裹体的单晶中单独产出（或一个小型三维组合，Roedder, 1965b, 图10; 1972, 图版6）

B. 相对围晶而言，其个体大，例如其直径 $\geq 0.1$ 围晶，特别是出现几个这样的包裹体时。

C. 远离其它包裹体孤立地产出，其距离约为该包裹体直径的5倍。

D. 呈遍布晶体的无规律的三维分布产出（Roedder和Coombs, 1967, 图版4, 图A和B）。

E. 包裹体周围较规则的位错发生扰动，特别是如果这些位错由包裹体向外呈放射状时（Roedder和Weiblen, 1970, 图9）。

F. 如同主晶中产出固体包裹体或产出同生相一样，产出的子晶（外来的固体包裹体）。

2. 根据显示生长方向的子晶的产状。

A. 产在远离（在生长方向上）干扰主晶生长的外来固相（同生相或其他相）处，有时直接产在这种外来固相的前方，而该处主晶尚未完全封闭（由于发育不完全，包裹体可能围着子固体上或离开一定距离，Roedder, 1972, 图版1）。

B. 产于某早期生长阶段的愈合裂隙之外，原因是该处新晶体生长不完善（Roedder, 1965b, 图18和19; Roedder等, 1966, 图15）。

C. 在某一复合晶体的近于平行的两个单元之间产出（Roedder, 1972, 卷首插图的右上角）。

D. 在几个生长螺旋体的交切面上或在一个在外表面可見到生长螺旋体的中心部位产出。

E. 尤其呈相对较大的扁平状包裹体产出，它们平行于某一外部晶面，并靠近于其中心（也即由于在晶面中心晶体生长发育不良），例如许多“漏斗状盐晶”。

F. 在板状晶体的核心产出（例如绿柱石）。这可能只不过是

上述条款的一个极端情况。

G. 尤其沿两晶面的交切边缘成排产出。

3. 根据显示生长环带的单晶中的产状（如根据颜色、透明度、成分、x衍射的暗度、捕获的固体包裹体、浸蚀环带和出溶相等标志确定）。

A. 产于不规则的三维空间，在邻近带中具有不同的富集程度（由于突变的羽毛状的或树枝状的生长）。

B. 呈近平行的组合产出（大致的生长方向），如在前项中一样，特别是在相邻的生长带中具有不同的富集程度（Roedder, 1965b, 图11）。

C. 呈平面排列沿大致一个生长带方向多重产出（Roedder和Combs, 1967, 图版4E；注意，如果这也是解理方向，那么就难于确定）。

D. 产于中断正常晶体生长的某一期淋滤表面。

4. 产于一种非均匀流体（也即两相流体）或变化的流体。

A. 平面排列（如Ⅲ—C）或在生长带中呈其他产状，在这些生长带中各相邻带的包裹体的成分不同〔例如一个环带中为气体包裹体，另一环带中则为液体包裹体，或为油和水包裹体（Roedder等, 1968, 图9）〕。

B. 平面排列（如Ⅲ—C），其中捕获的一些生长介质为主晶次生加大以及被包围的不相混合的分散相粘聚为液滴处的产物（例如油滴和气泡）。

C. 另一些似乎象是原生包裹体中的流体相不太可能是成矿流体，例如方解石中的汞、萤石中的油（Roedder, 1972, 图版9, 图2）。或糖中的空气（Roedder, 1972, 图版9, 图4）。

5. 根据主晶而不是单晶中的产状。

A. 产于两个非平行的晶体之间的协和生长面（这些包裹体通常已发生渗漏，并且也可能属于次生包裹体）。

B. 产于多晶状主晶内，例如作为细粒白云岩中的孔隙、玉髓

质线状晶洞内的孔洞（含水的）、玄武岩中的气泡或作为金属矿床或伟晶岩中的晶体线状排列的晶洞（后者是其中的最大的“包裹体”，并几乎总发生渗漏）。

C.产于非晶质的主相中（例如琥珀中的气泡；浮石中的气孔）、

D.沿双晶面产出（Kelly和Turneure, 1970）。

6.根据包裹体形状或大小。

A.在给定的样品中较大的和1或等轴状的。

B.负晶形一仅在某种特定的样品中有效，在另些样品中则无效。

7.根据伸入晶洞的自形晶中的产状（此乃推测，远非天经地义，见Roedder, 1967a, 523页）。

## （二）次生成因判据

1.大体沿达到晶体表面的愈合裂隙（解理或另一些裂面），呈平面排列组合产出（注意，随着再结晶作用包裹体的迁移能够引起包裹体分散，Roedder, 1971, 图11, 同样见上述的ⅢC）。

2.非常薄而平，形成于颈缩过程。。

3.具有代表次生条件下充填物的原生包裹体。

A.产于次生愈合裂隙面，因此可以推测是被后来流体再充填所致（Kalyuzhnyi, 1971）。

B.由于随后处于比捕获时较高的温度或较低的外压力下，由此产生爆裂和再愈合的包裹体；新的包裹体充填物可以具有原始流体成分，但密度较低（Roedder, 1965a, 图18）。

## （三）假次生成因判据

1.具有像次生包裹体一样的产状，但可明显见到破裂的外端终止于晶体内的一个生长面（Roedder, 1965b, 图18和19；Roedder等, 1968, 图12、14和15。同样见上述的“原生”成因判据一段的ⅢC）。常常逐渐变细，在外端附近包裹体最大。

2.通常在相同的样品中比次生包裹体更易见到等轴状和负晶形

包裹体（仅是推测）。

3. 由于交切生长带的蚀坑被覆盖的结果而产生假次生包裹体（Röedde, 1972, 图版1, 图8）。

（芮宗瑶 译 张洪涛 校）

## 参 考 文 献

- Adamson, A.W. (1960): *Physical Chemistry of Surfaces*. Interscience, New York, 629 pp.
- Bambauer, H.U. (1961): Spurelementgehalte und  $\gamma$ -Farbzentren in Quarzen aus Zerklüften der Schweizer Alpen. *Schweiz. min. pet. Mitt.* **41**, 335-369.
- Barabov, V.P. (1958): The role of pressure during mineral growth in quartz-wolframite veins. *Akad. Nauk SSSR Doklady* **120**, 400-403 (in Russian). Transl. in: *Proc. Acad. Sci. U.S.S.R. Geol. Sci. Sect.* **120**, 565-569.
- Barnes, H.L., Lusk, J. and Potter, R.W. (1969): Composition of fluid inclusions (abstr.). In: Abstracts of papers presented at Third International COFI Symposium on Fluid Inclusions, Fluid Inclusion Research -- Proceedings of COFI **2**, 13 (1969).
- Barker, P.R., Jr., Bethke, P.M. and Coulmin, F., III (1963): Equilibrium in ore deposits. *Mineral. Soc. Am., Spec. Paper* **1**, 171-187.
- Berg, W.W. (1938): Crystal growth from solutions. *Proc. Roy. Soc. London* **A164**, 79-95.
- Birch, F. (1966): Compressibility; elastic constants. In: *Handbook of Physical Constants* (S.W. Clark, Jr., Ed.), *Geol. Soc. Amer. Memoir* **97**, revised edition, 97-173.
- Bodnar, R.J. and Bethke, P.M. (1961): Systematics of stretching of fluid inclusions in fluorite and sphalerite as a result of overheating. *Econ. Geol.* (in press).
- Brewster, D. (1826): On the existence of two new fluids in the cavities of minerals, which are immiscible, and possess remarkable physical properties. *Royal Soc. Edinburgh Trans.* **10**, 1-41.
- Bridgewater, D., Allaart, J.H., Schopf, J.W., Klein, C., Walter, M.R., Barghoorn, E.S., Strother, P., Knoll, A.H., and Gorman, R.E. (1961): Microfossil-like objects from the Archean of Greenland: a cautionary note. *Nature* **289**, 51-53.
- Crawford, M.L., Kraus, D.W. and Hollister, L.S. (1979): Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia. *Am. J. Sci.* **279**, 1135-1159.
- Dombrowski, H.J. (1960): Bakteriologische Untersuchungen der naheheimer Quellen, II Mitteilung. *Zentralbl. Bakteriologie, Parasitenkunde, Infektionskrankheiten u. Hygiene* **178**, (1), 83-90.
- Drozdeva, T.V., Yakubovich, K.I. and Konstantinov, E.P. (1964): On the organic matter from fluorite ores of the Pokrovo-Kireev deposit in the Azov Sea foreland. *Geokhimiya* **1964**, (6), 573-577 (in Russian). Transl. in: *Geochemistry Internat.* **1964**, (3), 529-531.
- Maroy, Jacques (1979): Contribution à l'étalonnage de la pression interne des inclusions fluides lors de leur decrepitation. *Bull. Mineral.* **102**, 584-593.
- McCulloch, D.S. (1959): Vacuole disappearance temperatures of laboratory-grown upper halite crystals. *J. Geophys. Res.* **64**, 849-854.
- McLaren, A.C. and Phakey, P.P. (1966): Transmission electron microscope study of bubbles and dislocations in anasthyst and citrine quartz. *Aust. J. Phys.* **19**, 19-24.

- Ernakov, N.P. (1950): Research on the Nature of Mineral-Forming Solutions. University of Kharkov Press, Kharkov, U.S.S.R. (in Russian). Transl. (along with other material dated 1957-1958) in: Yermakov, N.P. et al., 1965, Research on the Nature of Mineral-Forming Solutions, with Special Reference to Data from Fluid Inclusions, vol. 22 of International Series of Monographs in Earth Sciences. Pergamon Press, New York, 743 pp.
- Ernakov, N.P. (1963): Geochemical classification of inclusions in minerals (abst.). In: Fluid Inclusion Research -- Proc. of COFI 2, 18.
- Ernakov, N.P. and Kalyuzhnyi, V.A. (1957): The possibility of determination of real temperatures of mineral-forming solutions. Trudy Vses. Nauch.-Issledovatel. Inst. P'ezooptichesk, Mineral. Syt'ya 1, (2), 41-51 (in Russian). Transl. in: Int. Geol. Review 3, 706-711 (1961), and in Ernakov, (1950).
- Ferry, J.M. (1979): A map of chemical potential differences within an outcrop. Am. Mineral. 64, 966-985.
- Hollister, L.S. and Burruss, R.C. (1974): Phase equilibria in fluid inclusions from the Khatada Lake metamorphic complex. Geochim. Cosmochim. Acta 40, 163-175.
- Hollister, L.S., Burruss, R.C., Henry, D.L. and Hendel, E.M. (1979): Physical conditions during uplift of metamorphic terranes, as recorded by fluid inclusions. Bull. Mineral. 102, 555-561.
- Kalyuzhnyi, V.A. (1971): The refilling of liquid inclusions in minerals and its genetic significance. Izv. Gos. Univ. Mineral. Sbornik 25, 124-131 (in Russian).
- Kelly, W.C. and Turneaure, F.S. (1970): Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. Econ. Geol. 65, 609-680.
- Kennedy, G.C. (1950): "Pneumatolysis" and the liquid inclusion method of geologic thermometry. Econ. Geol. 45, 533-547.
- Kerrick, R. (1976): Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. Contrib. Min. Petr. 59, 195-202.
- Khaibullin, I. Kh., Novikov, B. Ye., Copeliovich, A.M. and Besediy, A.M. (1980): Phase diagrams for steam solutions and caloric properties of two- and three-component systems:  $H_2O-NaCl$ ,  $H_2O-Na_2SO_4$  and  $H_2O-NaCl-Na_2O_4$ . In: Water and Steam, (J. Straub and K. Scheffler, Eds.), Pergamon Press, New York, 641-647.
- Kvenvolden, K.A. and Roedder, E. (1971): Fluid inclusions in quartz crystals from Southwest Africa. Geochim. Cosmochim. Acta 35, 1209-1229.
- Lemlein, G.G. (1929): Sekundäre Flüssigkeitseinschlüsse in Mineralien. Zeit. Krist. 71, Part III, 237-256.
- Lemlein, G.G. (1952): Migration of a liquid inclusion in a crystal toward a source of heat. Akad. Nauk SSSR, Dokl. 85, 325-328 (in Russian).
- Lemlein, G.G. (1956): Formation of fluid inclusions and their use in geological thermometry. Geokhimiya, 1956 (6), 84-94 (in Russian). Trans. in: Geochemistry no. 6, 630-642 (1956).
- Lemlein, G.G. and Kliya, M.O. (1952): Distinctive features of the healing of a crack in a crystal under conditions of declining temperature. Akad. Nauk SSSR, Doklady, New Series 87, 957-960 (in Russian). Trans. in: Int. Geol. Review 2, 125-128 (1960).