

编号: 0258-7106(2011)06-1002-15

熔体包裹体在估算花岗岩类矿床形成压力 (深度)方面的应用*

李建康^{1,2}, 张德会³, 李胜虎³

(1 长安大学地球科学与资源学院, 陕西 西安 710054; 2 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037;
3 中国地质大学, 北京 100083)

摘要 在花岗岩类矿床中, 花岗岩浆分异出富挥发分熔体/流体的过程, 是导致岩浆就位和成矿元素迁移、富集的关键因素之一。在该过程中, 同时捕获的不同类别的熔体包裹体和流体包裹体可以互相限定捕获条件, 由此可以建立一系列与熔体包裹体有关的地质压力计, 进而得到相关分异作用发生的深度。这些深度数值, 对于指导花岗岩地区的找矿工作具有重要价值。与熔体包裹体有关的压力计主要分为与硅酸盐熔体包裹体共生的流体包裹体地质压力计、硅酸盐熔体包裹体地质压力计和富子晶包裹体地质压力计。这些压力计使用的难点主要是均一实验, 实验设备主要有 Linkam 高温热台系统、冷封式高压釜和热液金刚石压腔, 三者各有优缺点。国内许多实验室已经具备开展熔体包裹体均一实验的条件。在中国, 如南岭地区, 许多花岗岩类矿床中存在花岗岩晶洞、花岗岩中的似伟晶岩囊体、花岗岩与围岩接触带的似伟晶岩壳、花岗伟晶岩以及富挥发分花岗岩, 这些地质体保留了熔体分异出富挥发分熔体/流体的痕迹, 是应用与熔体包裹体有关的压力计的良好对象。

关键词 地球化学; 花岗岩类矿床; 熔体包裹体; 地质压力计; 成矿深度

中图分类号: P599

文献标志码: A

Application of melt inclusions to estimating ore-forming pressure (depth) of granite-related ore deposits

LI JianKang^{1,2}, ZHANG DeHui³ and LI ShengHu³

(1 College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 3 China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract

In the granite-related ore deposits, the differentiation of volatile-rich melt or fluid from granitic magma constitutes one of the key factors controlling the emplacement depth as well as the migration and enrichment of ore-forming elements. In these processes, the coexisting melt and fluid inclusions can mutually constrain entrapment conditions, and then a series of geobarometers can be induced. The depth estimated by such barometers represents differentiation that occurred and can help ore exploration work in granite areas. These barometers include methods of fluid inclusions coexisting with melt inclusions, melt inclusions and crystal-rich inclusions. The main difficulty in application of these barometers is the melt inclusion microthermometry. At present, Linkam serial

* 本文由全国危机矿山接替资源找矿项目(20109903)、国家自然科学基金项目(40702014)、国土资源部公益性行业科研专项经费(Sino-probe-03-01)和中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(K1001)资助

第一作者简介 李建康, 1976年生, 博士, 副研究员, 主要从事成矿流体研究。Email: Li9968@126.com

收稿日期 2011-04-17; 改回日期 2011-07-14。张绮玲编辑。

heating stage, cold-seal pressure vessels, and hydrothermal diamond anvil cell are the main facilities for heating melt inclusions, which have their respective advantages and shortcomings. In China, especially in Nanling region, many granite-related ore deposits have geological features suggesting the differentiation of magma, which can meet the requirements of applying barometers related to melt inclusions to the study of ore-forming depth.

Key words: geochemistry, granite-related ore deposit, melt inclusion, geobarometer, ore-forming depth

花岗岩类矿床主要包括花岗伟晶岩型矿床、花岗岩型矿床、与花岗岩有关的石英脉型、矽卡岩型和斑岩型矿床。这些矿床的类型及矿种组合与成矿深度有密切的关系。例如, Nakano 等(1989)的研究表明, 在压力低于 100 MPa 的条件下, Pb、Zn 等金属元素能够从岩浆迁移到分异的流体中, 而不是分散在结晶矿物中; 在压力高于 100 MPa 的条件下, 不适宜 Pb、Zn 等金属元素自岩浆分异到热液中, 而适合 W、Sn、Nb、Ta 等金属元素的富集。在花岗伟晶岩型矿床中, 白云母矿床、稀有金属矿床、晶洞型宝石矿床形成压力分别为 500~800 MPa、200~400 MPa 和 100~200 MPa (Cěrný, 2005)。制约花岗岩类矿床成矿的关键是花岗岩浆分异出富挥发分熔体/流体的过程 (Candela et al., 1995; 张德会等, 2001), 该过程不但导致残余岩浆的黏度增大, 促进岩浆结晶、减缓侵位速度, 并最终在一定深度就位, 更是成矿元素自岩浆迁移, 最终富集并形成成矿流体的关键 (Candela, 1997; 张德会等, 2011)。因此, 了解分异作用发生的深度对指导花岗岩地区的找矿工作具有重要意义。

花岗岩浆的分异过程能够被熔体和流体包裹体

记录下来。熔体和流体包裹体的等容性决定了该体系为一独立的物理化学体系, 具备了建立地质压力计的条件, 可以得到相关分异作用发生的深度。但长期以来, 岩浆分异流体的深度研究并未得到重视, 许多研究单纯利用流体包裹体压力计, 得到某个矿体的形成深度。鉴于此, 本文拟结合典型实例, 较系统地阐述熔体包裹体在计算花岗岩类矿床形成深度方面的应用。

1 花岗岩类矿床中与熔体包裹体有关的压力计概述

利用与熔体包裹体(指硅酸盐熔体包裹体, 下同)有关的地质压力计开展压力计算, 首先要显微观测和正确认识花岗岩中熔体包裹体的特征。熔体包裹体是岩浆岩矿物生长过程中捕获的岩浆珠滴, 可分为非晶质包裹体和晶质包裹体, 前者主要为固相玻璃, 但由于脱玻化作用, 如酸性玻璃脱玻后呈现出浅红、浅黄、浅褐色等(图 1a); 后者固相结晶成晶体, 透明度较好, 易于鉴别(图 1b)。这些熔体包裹体还



图 1 不同类型熔体包裹体的照片

a. 发生脱玻化的非晶质熔体包裹体(GL—玻璃, Cpx—单斜辉石, Portnyagin et al., 2000); b. 结晶质熔体包裹体(结晶矿物主要为白云母); c. 遭受后期热液蚀变破坏的熔体包裹体(Frezzotti, 2001)

Fig. 1 Photos of different types of melt inclusions

a. Devitrified amorphous melt inclusion (GL—glass, Cpx—clinopyroxene, after Portnyagin et al., 2000); b. Crystallized melt inclusion (crystal in inclusion is mainly muscovite); c—Melt inclusion altered by late hydrothermal fluid (after Frezzotti, 2001)

可能因为后期流体的蚀变而变黑或呈不透明状(图1c)。熔体包裹体在捕获后,因为熔体与主矿物间的结晶平衡,最后可能呈现负晶形。如果熔体冷却速度较慢,熔体中的组分会首先在包裹体晶壁上结晶出主矿物,导致熔体包裹体的形态与捕获时相比发生很大变化,变得形态不规则(Lowenstern, 1995)(图1b)。此外,应注意区别均一捕获和非均一捕获的熔体包裹体,前者同期捕获的各个包裹体的液相/固相之比变化不大,而后的各个包裹体的相比则具有较大的变化(Frezzotti, 2001)。

建立与熔体包裹体有关地质压力计的基础,主要是在岩浆分异出富挥发分熔体/流体的过程中,产生的不同种类的熔体和流体能够互相限定彼此的形成条件。这种分异作用可以直接反映在花岗岩类矿床的地质特征方面,因为由分异作用而富集的挥发分是制约花岗岩浆结晶粒度的关键因素(Walker, 2003; Snelling, 2008; London, 2009; Nabelek et al., 2009)。因此,由花岗岩浆分异作用而形成的富挥发分熔体/流体,可以在岩浆的局部聚集而结晶成似伟晶岩囊体,如果被捕获在一个封闭的腔体内,则可能结晶成花岗岩晶洞;花岗岩浆与封闭性较好的围岩接触,可能导致接触带附近的岩浆快速冷却,挥发分达到饱和而大量出溶,形成似伟晶岩壳,也可能贯入围岩裂隙形成花岗伟晶岩脉。因此,在花岗岩晶洞内的晶体(图2A、2B)、花岗岩与花岗岩晶洞的过渡部位(图2C、2D)、花岗伟晶岩的粗大晶体(图2E)、富挥发分的花岗岩(图2F),以及石英脉中的一些高温硅酸盐矿物中,可能发现共存的不同种类的熔体包裹体和流体包裹体,这些包裹体具有相同的捕获条件,可以彼此限定捕获条件,为建立地质压力计提供了条件。

2 与熔体包裹体共生的流体包裹体地质压力计

应用流体包裹体地质压力计时,除通过显微测温得到等容线外,还需要其他信息来限定捕获条件。熔体包裹体可以为与其共生的流体包裹体提供捕获信息。

2.1 不混溶包裹体法

在花岗岩浆中挥发分因其内压大于岩浆负载压力而发生第一次沸腾作用的过程中,结晶矿物除了捕获熔体包裹体外,还可能捕获高盐度流体包裹体

与低密度富气包裹体,二者是在液/气曲线(即沸腾曲线)条件被捕获,它们的均一压力即为捕获压力。

Audétat等(2008)在美国 Santa Rita 斑岩型铜钼金矿床、Cave Pea 斑岩型 Mo-Nb-(Cu-W)矿床和澳大利亚 Mole Granite 石英脉型钨锡矿床的花岗岩晶洞及部分无矿化花岗岩的晶洞中,发现了熔体包裹体与沸腾 H₂O-NaCl 包裹体共生的现象。以 Santa Rita 斑岩体内的晶洞为例,该晶洞除了发育石英、长石晶体外,还产出黄铜矿、辉钼矿等矿石矿物,说明晶洞与成矿作用同期(图3A)。在晶洞内的石英晶体内部发现了岩浆第一次沸腾作用产生的包裹体群:液相充填度(液相体积分数)为 0.6、盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 33% 的 H₂O-NaCl 包裹体和液相充填度为 ~0.5、盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 20%~21% 的 H₂O-NaCl 包裹体共生(图3B),二者的均一温度为 700~740℃,投图于 H₂O-NaCl 流体的压力-盐度图中,得到捕获压力约为 128 MPa(图4)。

2.2 流体包裹体联合 H₂O 饱和花岗岩固相线

在花岗岩中,更多的情况是发现流体包裹体与熔体包裹体共生现象,发现不混溶流体包裹体对的机会相对较少。熔体包裹体和流体包裹体的共生现象说明流体包裹体是从 H₂O 饱和花岗岩浆直接分异出的。因此,主矿物的结晶条件可用 H₂O 饱和花岗岩浆固相线来限定。值得注意的是,不同类型的花岗岩应选择不同的花岗岩浆固相曲线。由于一些熔体包裹体很小,且在均一过程中易发生流体泄漏或破裂,难以开展均一实验,致使这种方法得到较广泛的应用。

Audétat等(2008)曾把这种方法应用于美国亚利桑那州 Stronghold 花岗岩铜铅锌矿化岩体,花岗岩晶洞的水晶内存在较大流体包裹体与较小熔体包裹体共生的现象。因熔体包裹体太小,难以开展显微测温工作,只能根据流体包裹体的显微测温结果 [t_h 为 396~421℃;盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3.1%~6.2%,液相体积分数为 0.6~0.7],参考 H₂O 饱和花岗岩的固相线,得到了流体包裹体的捕获压力为 (150~180) MPa(图5)。

该压力计还被应用到超基性杂岩体成岩压力的计算中。在美国 Montana 州 Stillwater 超基性杂岩体中,橄长岩和斜长岩与辉长伟晶岩互层,伟晶岩的核部为石英长石文象带,石英捕获的早期原生流体包裹体为富 CO₂ 盐水溶液包裹体。Hanley等(2008)利用富 CO₂ 盐水溶液的等容线与石英+钠长

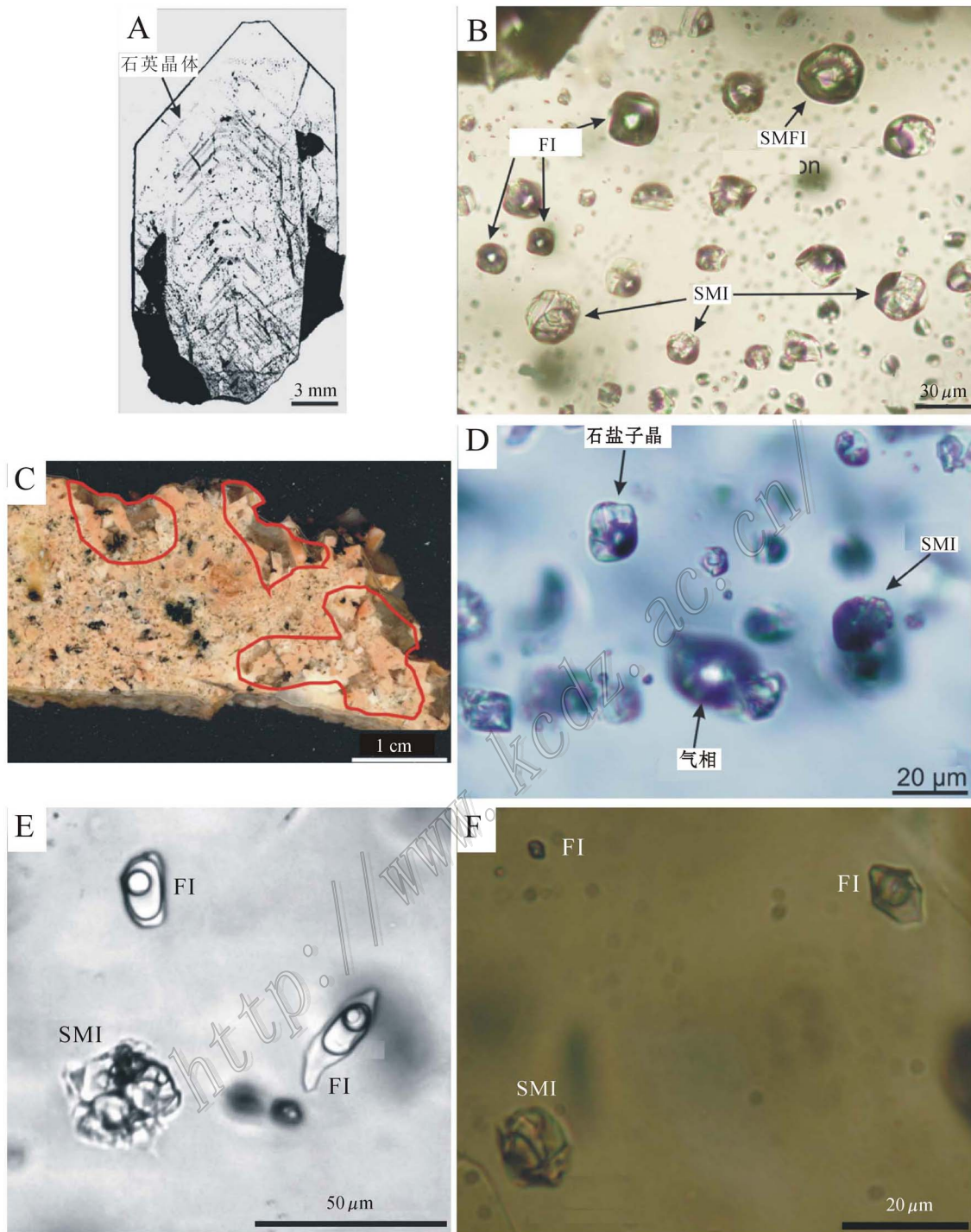


图 2 不同类型样品中熔体包裹体与流体包裹体的共生现象

A、B. 俄罗斯某花岗岩中某晶洞内的晶体及其捕获的熔体包裹体和流体包裹体照片(Zajacz et al., 2008); C、D. 意大利某花岗岩向晶洞过渡部位及其捕获的熔体包裹体和流体包裹体照片(Zajacz et al., 2008); E. 俄罗斯外贝加尔 Orlovka amazonite 伟晶岩型锂铍矿床绿柱石捕获的熔体包裹体与流体包裹体(Thomas et al., 2009); F. 川西甲基卡伟晶岩型矿床二云母花岗岩捕获的熔体包裹体和流体包裹体: SMI—硅酸盐熔体包裹体; FI—流体包裹体; SMFI—硅酸盐熔体-流体包裹体

Fig. 2 Assemblages of co-existing melt inclusion and fluid inclusion from different rock samples

A, B. Mirolitic quartz crystal in a granite from Russia and the co-existing melt and fluid inclusion assemblage in the quartz crystal (after Zajacz et al., 2008); C, D. Transitional position from granite to mirolitic cavity from a granite in Italy and the co-existing melt and fluid inclusion assemblage in the transitional position; E. Melt and fluid inclusion assemblage in beryl from the Orlovka amazonite granite, Russia (after Thomas et al., 2009); F. Melt and fluid inclusions from the granite in the Jiajika pegmatite deposit, Sichuan; SMI—Silicate melt inclusion; FI—Fluid inclusion; SMFI—Silicate melt-fluid inclusion

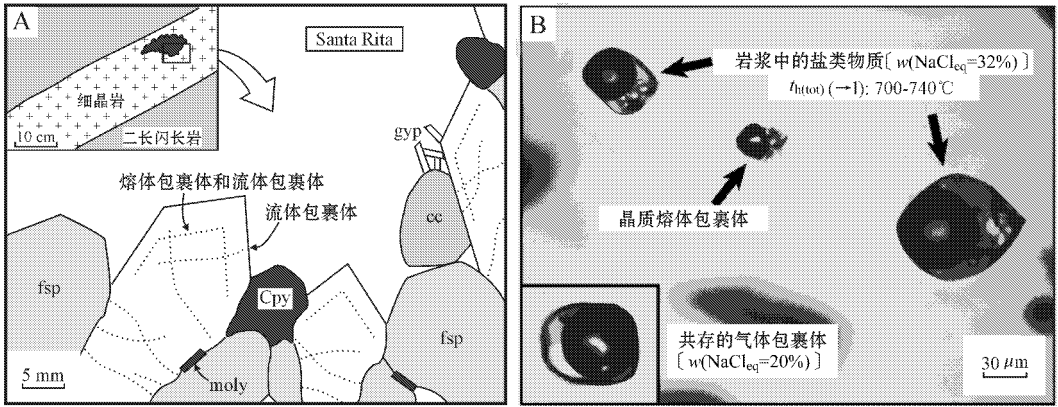


图3 美国 Santa Rita 斑岩体中晶洞内流体包裹体的特征 (Audéat et al., 2008)

A. 细晶岩中花岗岩晶洞素描图; B. 700~740°C下的沸腾包裹体对

Fig. 3 Features of fluid inclusions from miarolitic cavities in Santa Rita porphyry, USA (after Audéat et al., 2008)

A. Schematic drawing of a miarolitic cavity in aplite; B. Boiling fluid inclusion assemblages at 700~740°C

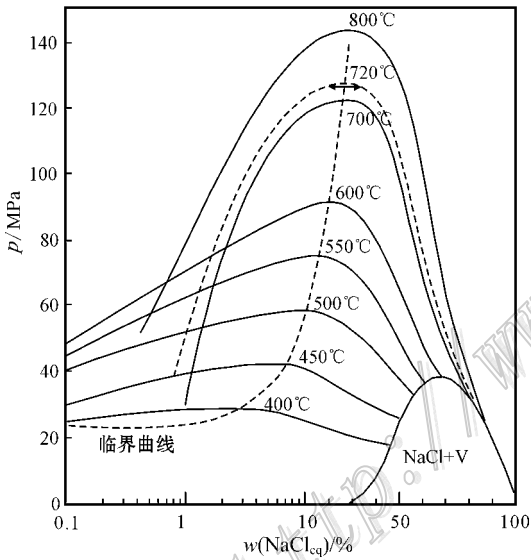


图4 美国 Santa Rita 斑岩体晶洞内的沸腾 H₂O-NaCl 流体包裹体群形成条件的压力-盐度图 (Audéat et al., 2008)

Fig. 4 $p-w(NaCl_{eq})$ diagram of the system $H_2O-NaCl$, illustrating the estimated entrapment conditions of the boiling fluid inclusion assemblages from Santa Rita porphyry, USA

(after Audéat et al., 2008)

石 + H₂O 固相线, 得到了伟晶岩的形成压力 430~560 MPa (图 6)

在韩国 Gyongsan 盆地的花岗岩体的石英斑岩中存在巨大熔体包裹体周围环绕次生流体包裹体的现象 (Yang et al., 1994) (图 7), 次生流体包裹体是熔体包裹体在冷却结晶过程中, 由于流体相饱和而使流体溢出的结果地。因而, 根据这些流体包裹体的

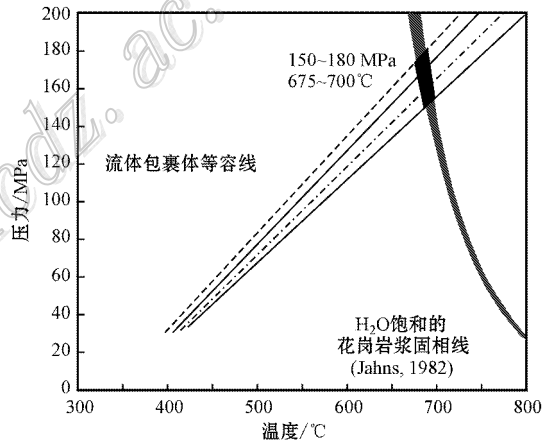


图5 利用流体包裹体 + H₂O 饱和和花岗岩浆固相线法计算 Stronghold Granite 花岗岩晶洞中晶体生长温压条件的图解 (Audéat et al., 2008)

Fig. 5 Diagram illustrating the estimated growth condition of miarolitic crystals in Stronghold granite by using the method of fluid inclusion together with water-saturated solidus of granites (after Audéat et al., 2008)

显微测温数据 [$t_h = 408 \sim 462^\circ C$, 盐度 $w(NaCl_{eq}) \approx 25\%$] 得到其等容线后, 等容线与 H₂O 饱和花岗岩浆固相线的相交点即为流体包裹体的捕获温度和压力 (图 8)。值得说明的是, 所得压力仅为次生流体包裹体的捕获压力, 而非熔体包裹体的捕获压力, 相当于熔体包裹体捕获后, 其 H₂O-NaCl 饱和点的压力。

2.3 流体包裹体与锆饱和度温度计相结合

在花岗岩类矿床中, 如果原生流体包裹体与熔体

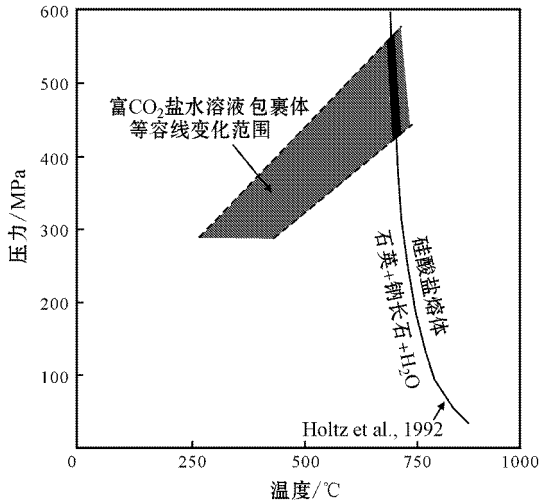


图 6 美国 Montana 州 Stillwater 超基性杂岩体中辉长伟晶岩的压力计算方法 (Hanley et al., 2008)

Fig. 6 Diagram illustrating the method for estimation of forming pressure of gabbroic pegmatites from Stillwater Complex, USA (after Hanley et al., 2008)

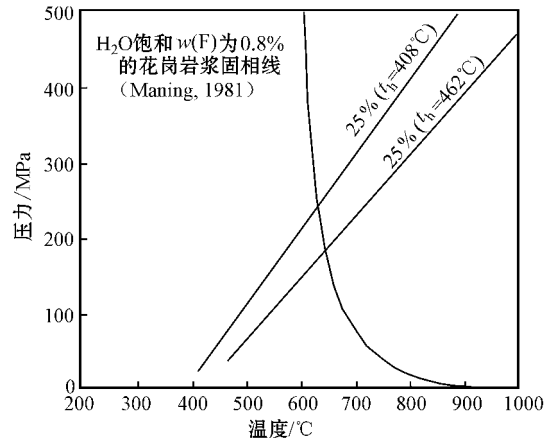


图 8 韩国 Gyongsan 盆地的花岗岩体采用的流体包裹体 + 花岗岩饱和水固相线确定压力的相图 (Yang et al., 1994)

Fig. 8 Diagram illustrating entrapment pressure of secondary fluid inclusion in Fig. 7 estimated by using the method of fluid inclusion together with water-saturated solidus of granites (after Yang and Bodnar, 1994)

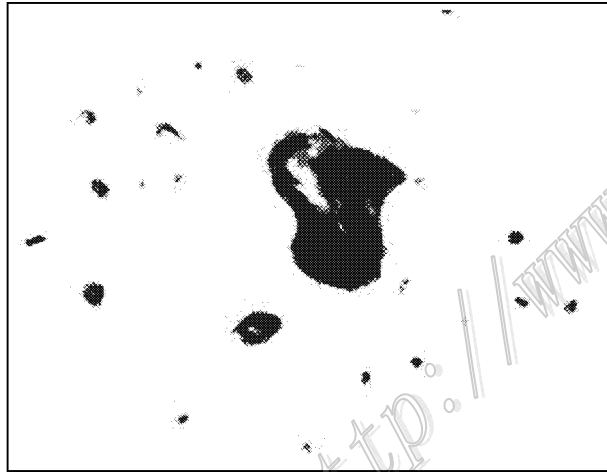


图 7 韩国 Gyongsan 盆地的花岗岩体石英斑晶中次生流体包裹体环绕熔体包裹体分布的特征 (Yang et al., 1994)
Fig. 7 Phenomenon of large melt inclusion surrounded by halo of secondary aqueous fluid inclusion in the quartz phenocrysts from granite in the Gyeongsang basin, south Korea (after Yang and Bodnar, 1994)

其中 $M = (Na + K + 2Ca) / (Al \times Si)$, 所有元素为摩尔分数; Zr_{melt} 为 Zr 在岩浆中的浓度; T_{Zr} 的单位为 $^{\circ}C$ 。

该温度计适用于除了 $w(H_2O) < 1.5\%$ 和过碱性岩浆外的大部分长英质岩浆, 而且较大的锆浓度误差只会导致较小的温度误差 (图 9)。使用该温度计需要区别以下 3 种情况: ① 对于高度演化的长英质岩石 Zr 的含量可以达到饱和状态, 计算出的温度近似于岩浆的结晶温度; ② 如果岩体中缺少早期

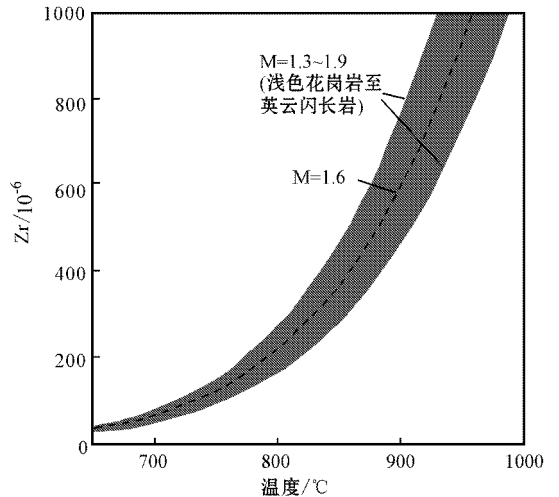


图 9 花岗岩中锆的浓度和组分与岩浆结晶温度的关系 (Miller et al., 2004)

Fig. 9 Relation between zircon solubility and crystallization temperature in granite (after Miller et al., 2004)

包裹体共生, 说明流体包裹体的捕获条件接近岩浆阶段, 其捕获温度可能与锆石结晶温度接近。因此, 可以利用锆饱和度温度计来代表流体包裹体的捕获温度, 进而得到其捕获压力。锆饱和度温度计的原理是: 锆在岩浆中的溶解度对于温度的变化很敏感, 受其他因素的影响较弱。Watson 等 (1983) 归纳出依赖于锆溶解度的温度计算公式:

$$T_{Zr} = 12900 / [2.95 + 0.85M + \ln(496000 / Zr_{melt})]$$

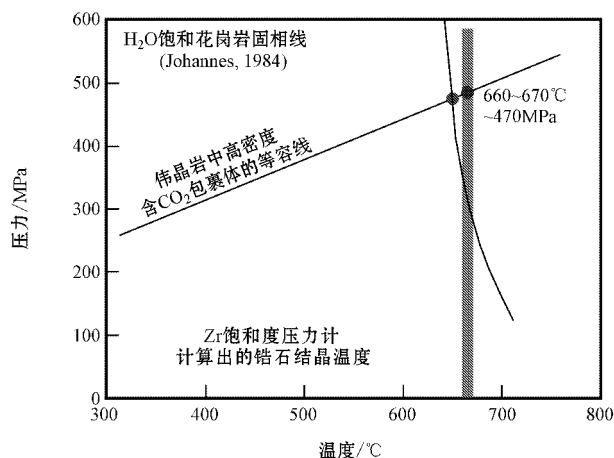


图 10 孟加拉国某伟晶岩的形成的温压条件图解
(Hossain et al., 2008)

Fig. 10 Diagram illustrating the method to estimate forming condition of a pegmatite in Bangladesh (after Hossain et al., 2008)

继承或结晶的锆石,说明岩浆中的锆含量未达到饱和,得到的温度为原始岩浆结晶的最低温度;③如果岩石中存在继承锆石,说明Zr在原始岩浆中已经达到饱和,得到的温度为岩浆结晶的最高值(Miller et al., 2004)。简而言之,锆饱和度温度计特别适用于岩浆演化晚期的白岗岩、钠长石花岗岩和花岗伟晶岩等高度演化的岩石;而花岗岩中锆石捕获的

流体包裹体更是应用该压力计的理想对象。

Hossain 等(2008)在研究孟加拉国某花岗伟晶岩脉形成的温压条件时,根据早期分异的高密度含CO₂包裹体的等容线和锆石饱和度温度计得到的温度,计算出该伟晶岩脉的结晶温度为660~670°C,压力为 $\sim 4.8 \times 10^8$ Pa,形成深度约为14 km,该压力值与等容线和H₂O饱和花岗岩固相曲线的相交值接近(图10)。

3 熔体包裹体地质压力计

如果熔体包裹体捕获前熔体处于H₂O等挥发分的饱和状态,其均一温度即为捕获温度(Student et al., 1996)。但由于难以判断熔体包裹体被捕获时是否处于挥发分饱和状态,并考虑到熔融包裹体的压缩性很小,等容线斜率很大,均一温度与捕获温度差别较小,可以用均一温度近似代表捕获温度(Roedder, 1984)。这解决了温度计的问题,为成岩成矿压力的计算提供了便利。

3.1 熔体包裹体固相熔化温度压力计

熔体包裹体的均一过程可由图11A表示。在流体相均一,固相开始熔化后,熔体包裹体的p-t轨迹沿着H₂O饱和花岗岩浆固相线移动,直至固相完全熔化(图11B)。因而,熔体包裹体中固相的初熔温

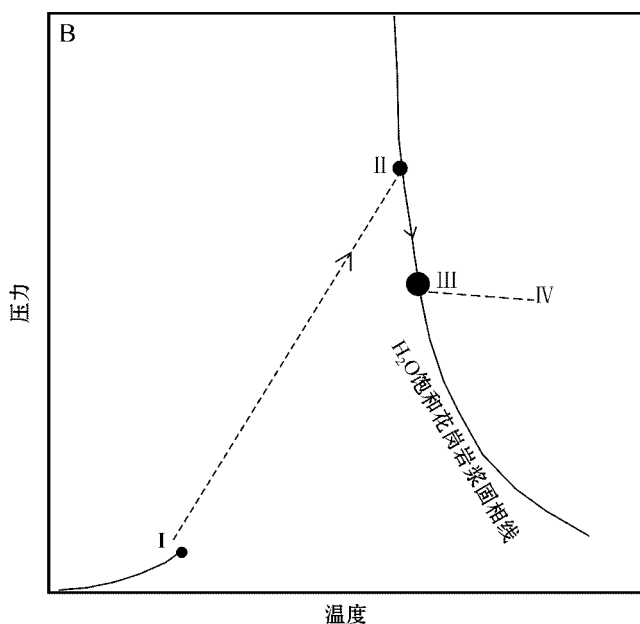
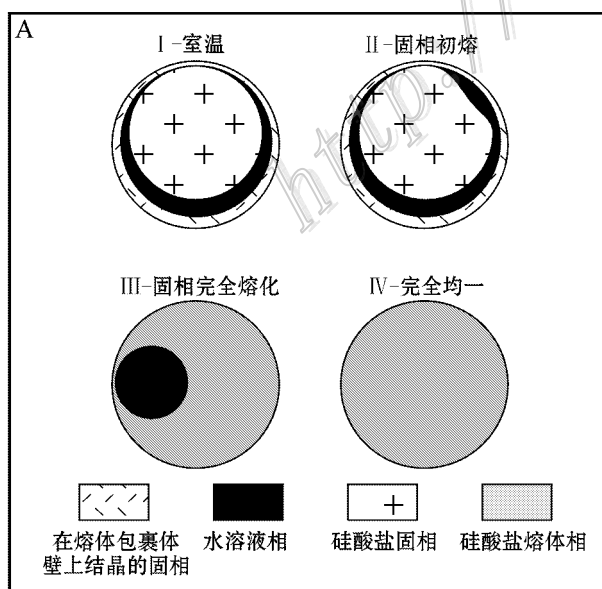


图 11 熔体包裹体均一过程示意图(A)及其p-t轨迹示意图(B)

Fig. 11 Schematic diagram of the homogenization process(A) and p-t track(B) of melt inclusion

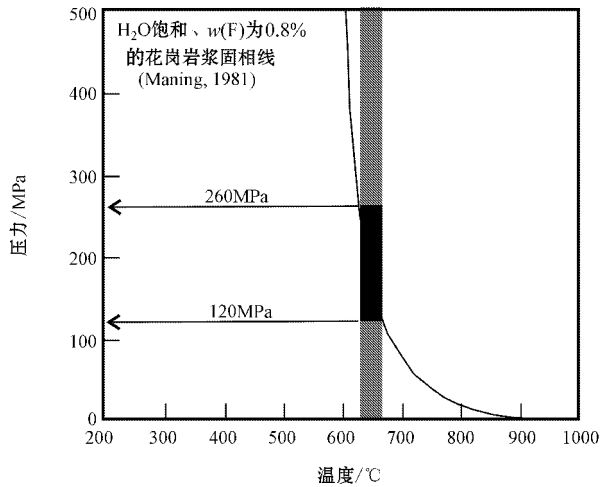


图 12 熔体包裹体初熔温度限定的韩国 Gyongsan 盆地花岗岩体的形成压力(Yang et al., 1994)

Fig. 12 Diagram illustrating the forming pressure of granite in Gyongsan basin south Korea, estimated by the initial melting temperature of melt inclusion (after Yang et al., 1994)

度和完全熔化温度可以在 H_2O 饱和花岗岩浆固相线上限定 2 个压力值,分别代表熔体包裹体中固相最早和最晚结晶时的压力。

Yang 等(1994)在韩国 Gyongsan 盆地花岗岩体的成岩压力计算中使用熔体包裹体固相初熔温度计算压力。花岗斑岩石英斑晶中熔体包裹体的固相在 $630\sim 670^\circ\text{C}$ 开始熔化,该温度区间与 H_2O 饱和花岗岩浆固相线的重合部分,可得到熔体包裹体的初熔压力,即熔体包裹体中固相最晚结晶的压力为 $120\sim 260\text{ MPa}$ (图 12)。

在川西甲基卡伟晶岩型矿床中,多个花岗岩中熔体包裹体的完全均一温度在 $630\sim 680^\circ\text{C}$ 之间,而后包裹体分离出熔体相和流体相,直至流体相完全溶解到熔体相而均一(尚未发表资料)。考虑到因过热或未及时观测到完全熔化温度的因素,取 630°C 作为固相完全熔化温度,参考 Manning(1981)给出的 H_2O 饱和、 $w(F)$ 为 0.8% 的花岗岩浆固相线,得到的压力约 200 MPa (图 13)。该压力值是熔体包裹体捕获后熔体初始结晶的最低压力,对应深度约 8.0 km 。这与稀有金属伟晶岩的形成压力为 $200\sim 400\text{ MPa}$,对应于深度 $7.5\sim 14\text{ km}$ (Cerny, 2005)的认识较为一致,因此也具有一定的参考价值。

值得说明的是,以上两个压力值不代表熔体包裹体捕获的压力,且由于在均一实验中,观测到的熔

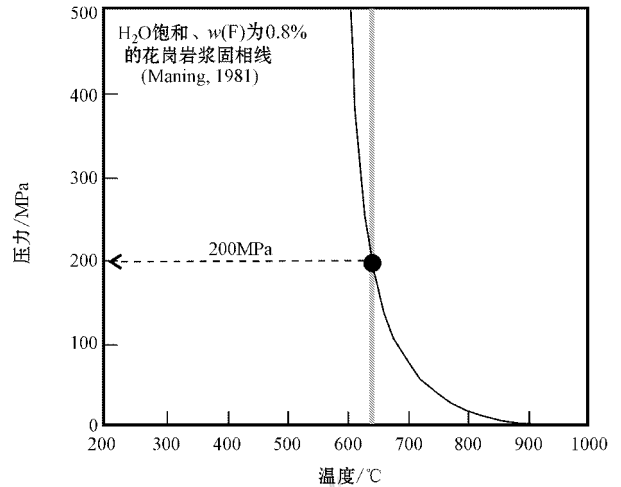


图 13 利用熔体包裹体固相完全熔化温度限定的甲基卡二云母花岗岩的形成最低压力

Fig. 13 Diagram illustrating the minimum forming pressure of Jiajika two-mica granite estimated by the total melting temperature of melt inclusion

化温度往往较实际温度偏高,考虑到花岗岩浆固相线很陡,温度减少几度便会造压力大幅升高,以上两个压力值可视为对应压力的最低值,仅对成岩成矿深度具有参考价值。

3.2 熔体包裹体联合共生流体包裹体的压力计

在花岗岩浆的流体出溶的过程中,矿物同时捕获的熔体包裹体和流体包裹体具有相同的捕获条件。若以熔体包裹体的均一温度表示流体包裹体的捕获温度,该温度在流体包裹体等容线上对应的压力即为二者的捕获压力。Student 等(1999)的人工合成包裹体实验表明,熔融的含水花岗岩样品在快速淬火后,石英晶体裂隙同时捕获了熔体包裹体和流体包裹体。其中,熔体包裹体的均一温度与实验温度接近,该均一温度在流体包裹体的等容线上对应的压力与实验压力接近(图 14)。因而“熔体包裹体+流体包裹体”的方法,可以较准确地估算出岩浆的捕获条件。

黄慧兰等(2006)把这种方法应用于西华山矿床成矿深度的计算中,在绿柱石内发现了共存的熔体包裹体、熔-流包裹体和流体包裹体(图 15),显微测温表明,绿柱石中的流体包裹体属于 $H_2O\text{-NaCl}$ 体系,均一温度为 $341\sim 387^\circ\text{C}$,盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.5\%\sim 5.8\%$;熔体包裹体的均一温度为 $660\sim 720^\circ\text{C}$,考虑到熔体包裹体在均一实验中容易达到过热状态,取 660°C 为均一温度。根据熔体包裹体+流

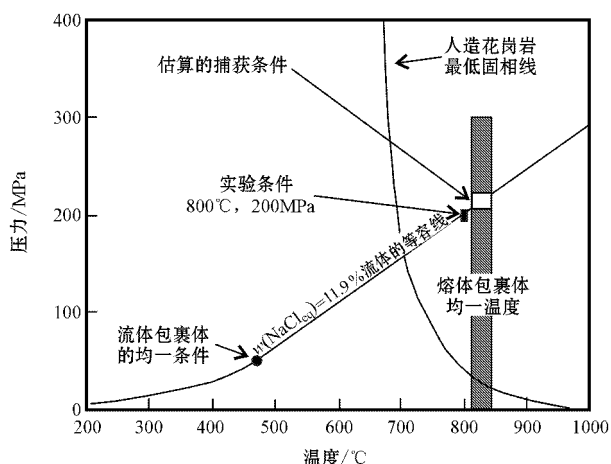


图 14 熔体包裹体 + 流体包裹体计算压力方式示意图
(据 Student et al., 1999)

Fig. 14 Schematic diagram of estimation pressure by using the method of melt inclusion together with fluid inclusion
(after Student et al., 1999)

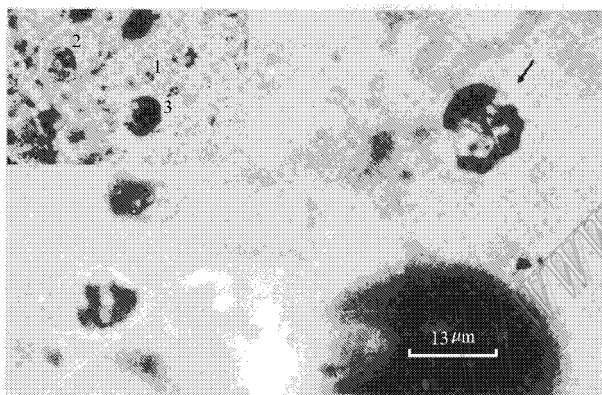


图 15 西华山矿床中熔体包裹体、熔体-流体包裹体和流体包裹体的共生现象(据黄慧兰等 2006)

Fig. 15 Co-existing phenomena of melt inclusion, melt-fluid inclusion and fluid inclusion in the Xihuashan ore deposit
(after Huang et al., 2006)

体包裹体的方法,得到绿柱石的结晶压力为 200 MPa,深度约 8 km(图 16)。

该方法应用的前提是熔体包裹体适于开展显微测温工作,能够得到较准确的均一温度。如果未得到熔体包裹体的均一温度,则可用流体包裹体与 H_2O 饱和和花岗岩固相线的方法。

4 花岗伟晶岩中富子晶包裹体地质压力计

在许多稀有金属伟晶岩矿床中,特别是伟晶岩

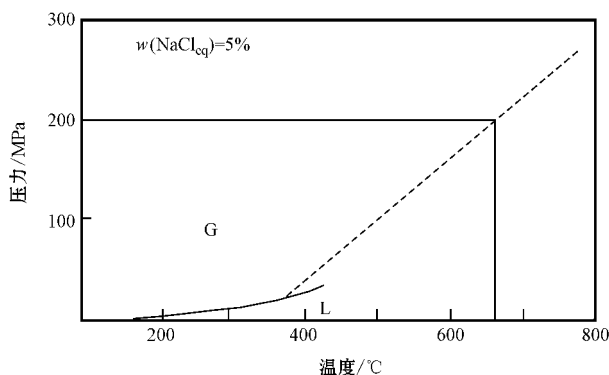


图 16 利用硅酸盐熔体包裹体与不混溶流体包裹体确定西华山钨矿形成压力图解(黄慧兰等 2006)

Fig. 16 Diagram illustrating the forming pressure of Xihuashan deposit estimated by using the method of fluid inclusion together with melt inclusion (after Huang et al., 2006)

脉内部的伟晶结构带,都产有一种富子晶的包裹体,子晶主要为硅酸盐矿物(图 17),代表了花岗岩熔体分异作用形成的富挥发分熔体(Thomas et al., 2000; 2006)。例如,川西甲基卡锂矿床和可尔因锂矿床(李建康, 2007)、新疆可可托海 3 号伟晶岩脉(卢焕章等, 1996; 朱金初等, 2000)、加拿大 Tanco 锂矿床(Anderson et al., 2001)、阿富汗 Mirolitic 锂矿床(London, 1986b)、俄罗斯外贝加尔 Orlovka amazonite 锂矿床(Thomas et al., 2009)、London (1986a; 1986b)认为这类包裹体代表一种富助溶剂的含水硅酸盐熔体,Thomas 等(2000)称其为 B-型熔体包裹体。因此,在传统上,这类富子晶包裹体被称为一种熔体包裹体。

4.1 富子晶包裹体子晶熔化法

London (1986a) 的实验表明, Tanco 伟晶岩矿床中富子晶包裹体的均一温度为 470°C, 流体相均一温度低于子晶的熔化温度。Li 等(2009)曾应用热液金刚石压腔,原位观测了川西甲基卡矿床中富子晶包裹体的均一过程:首先,流体相在 290°C,而后,子晶在 400~450°C 开始熔化,在 500~550°C 完全熔化成熔体珠,最终在 700°C 完全均一到超临界近水溶液相。这类包裹体的均一温度也可视为其捕获温度,这是因为这类包裹体富含许多种类子矿物,捕获时至少有一种组分处于饱和状态,一旦流体被捕获冷却后,立刻便有组分分离和沉淀(London 2008)。

在加热过程中,流体相在均一后, $p-t$ 沿等容线变化(图 18)。在该过程中,由子晶的开始熔化温度可以得到一个压力值;如果假定子矿物在熔化过程

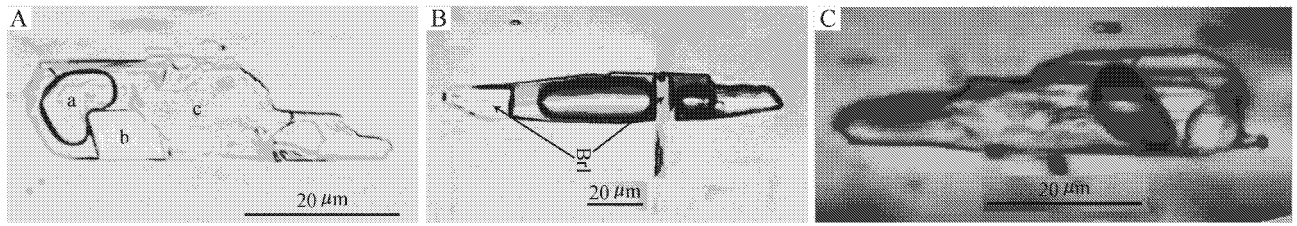


图 17 伟晶岩型矿床中的富子晶包裹体照片

A. Tanco 矿床中锂辉石中的富子晶包裹体的照片 a、b、c 相分别为气泡、扎布耶矿和锂辉石(Anderson et al. ,2001); B. 俄罗斯外贝加尔 Orlovka amazonite 锂铍矿床中绿柱石捕获的富子晶包裹体,子矿物为绿柱石(Thomas et al. ,2009); C. 中国川西甲基卡矿床中锂辉石捕获的富子晶包裹体(李建康 2007)

Fig. 17 Photos of crystal-rich inclusions in pegmatite deposits

A. Crystal-rich inclusions in spodumene from the Tanco deposit , with a , b , c being H₂O bubble , zabuyelite and spodumene respectively(after Anderson et al. , 2001); B. Crystal-rich inclusions in beryl from the Orlovka amazonite Li-Be deposit , Russia , with the daughter crystal being beryl (after Thomas et al. , 2009); C. Crystal-rich inclusion in spodumene from the Jiajika ore deposit , southern Sichuan , China(after Li , 2007)

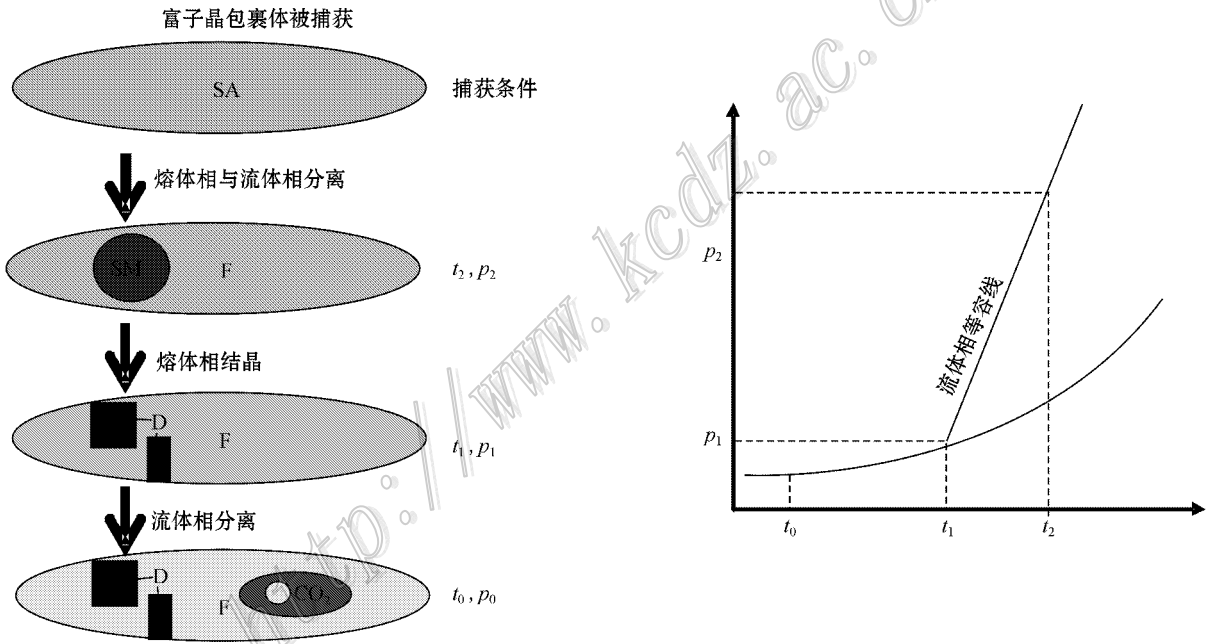


图 18 富子晶包裹体压力估算方法

左图为富子晶包裹体演化示意图,右图为加热过程中富子晶包裹体的 $p-t$ 轨迹示意图;SA—富助溶剂的硅酸盐水溶液;SM—硅酸盐熔体;D—硅酸盐熔体结晶形成的晶体;F—流体相

Fig. 18 Entrapment pressure-estimating method of crystal-rich inclusion

The left figure shows the evolution process of crystal-rich inclusion during cooling , correspondingly the $p-t$ track of crystal-rich is shown in the right figure. SA—Flux-rich silicate aqueous solution ; SM—Silicate melt ; C—Crystal formed from silicate melt ; F—Fluid phase

中,只有少量物质溶解在流体相,则可以根据子矿物完全熔化温度限定一个更高的压力值(图 18),可以限定富子晶包裹体捕获的最低压力。

4.2 富子晶包裹体联合流体包裹体压力计

在花岗伟晶岩的锂辉石、绿柱石及石英中,富子晶包裹体常常与 H₂O-CO₂-NaCl 包裹体共生,除了一些

富 CO₂ 包裹体具有较高的均一温度外,许多流体包裹体的均一温度与富子晶包裹体中流体相的均一温度高度一致。这些共生关系,暗示富子晶包裹体和 H₂O-CO₂-NaCl 包裹体之间存在一定的分异联系,可用图 19 表示:在伟晶岩结晶的早期,伟晶岩流体中的 CO₂ 达到饱和后分异而形成富 CO₂ 的流体(图

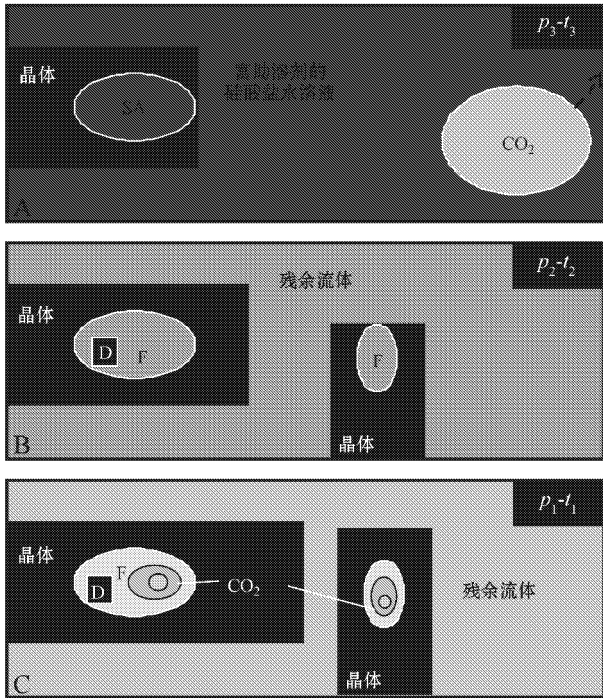


图 19 富子晶包裹体与流体包裹体演化关系图

SA—硅酸盐水溶液；D—子晶；F—流体相

Fig. 19 Diagram illustrating the forming process of crystal-rich inclusion and fluid inclusion

SA—Silicate aqueous solution；D—Daughter crystal；F—Fluid phase

19A)；而许多 H₂O-CO₂-NaCl 包裹体捕获于伟晶岩形成的较晚阶段，是在富子晶包裹体的子晶形成后捕获的，此时富子晶包裹体的流体相和流体包裹体所代表的伟晶岩结晶残留流体具有相近的热力学状态和组成(图 19B)，这些流体包裹体和富子晶包裹体的流体相具有相近的组成和均一温度。

由以上分析可知，伟晶岩中富 CO₂ 包裹体的捕获温度相当于富子晶包裹体的完全均一温度，晚期 H₂O-CO₂-NaCl 包裹体的捕获温度相当于富子晶包裹体中子晶的开始熔化温度。以甲基卡矿床锂辉石矿脉为例，在得到富 CO₂ 包裹体和 H₂O-CO₂-NaCl 包裹体的均一温度和等容线后(图 20 中 B'—B)，根据富子晶流体包裹体中子晶开始熔化温度(400℃)和包裹体完全均一温度(平均 625℃)，可以得到甲基卡矿床成矿流体的演化轨迹(图 20 中 C—B)。

4.3 富子晶包裹体联合伟晶岩矿物稳定相图压力计

London(1984)通过大量的实验数据，确定了稀有金属矿物的共生的温压条件。以此为依据，London(1986a)把Tanco伟晶岩矿床中富子晶包裹体的

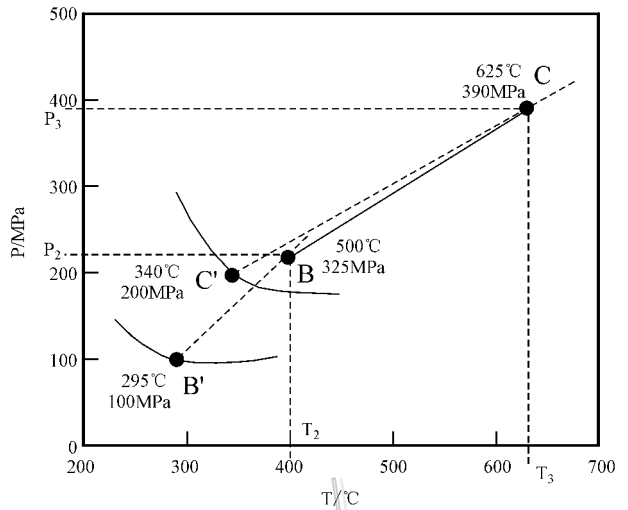


图 20 甲基卡矿床中富子晶包裹体 + 流体包裹体方法计算压力的图解

Fig. 20 Diagram illustrating the pressure-estimating method of crystal-rich inclusion together with fluid inclusion in the Jiajika ore deposit

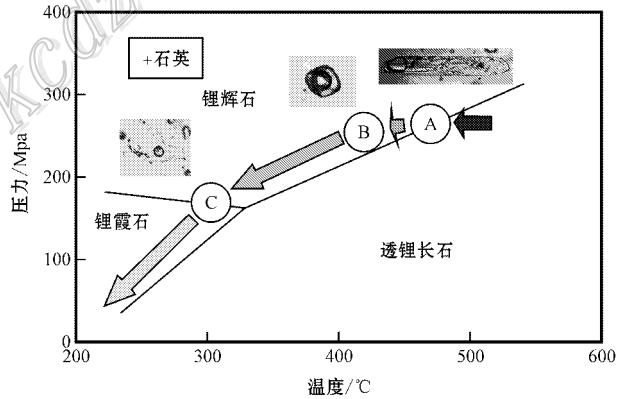


图 21 Tanco 伟晶岩矿床中流体的演化轨迹(London, 1986a)

Fig. 21 Evolution track of ore-forming fluid in the Tanco ore deposit (after London, 1986a)

完全熔化温度(470℃)投影到“锂辉石 + 石英/透锂长石 + 石英”的边界上，得到的压力可视为包裹体捕获的最低压力(图 21 中的“ A ”点)。

5 应用的难点和前景

与熔体包裹体有关的地质压力计的关键要素之一是熔体和流体体系的显微测温工作，其中熔体包裹体的显微测温，特别是对熔体包裹体压力计和富子晶包裹体压力计，是关键，也是难点。目前，

表 1 三类熔体包裹体均一实验设备的优缺点

Table 1 The advantages and disadvantages of three types of equipment for homogenization experiment of melt inclusion

性能	Linkam 系列冷热台	冷封式高压釜	热液金刚石压腔
适用的包裹体	低内压熔体包裹体,特别是火山岩内的熔体包裹体	高内压的、以惰性成分为主的,且形态规则的较小熔体包裹体	高内压 形态规则的较小熔体包裹体
样品准备	较容易	容易	样品大小 < 1.0 mm,薄片厚度 < 0.25 mm
温压条件	1 个大气压,加热温度可超过 1 000℃	施加的外压最高可达 200 MPa,加热温度最高可达 850℃	施加的外压可达 1GPa,加热温度最高可达 900℃
压力介质	无	惰性气体或 H ₂ O	H ₂ O 或其他流体
加热速度	可以控制,最低 0.01℃/min	不可控制	可以控制,最低 0.01℃/min
观测条件	原位观测	根据淬火后包裹体的形态变化,推测相变温度	原位观测
测温精度	准确度较高	误差大	准确度较高
实验周期	较短,可能数日	数日	8~10 h 即可
防止包裹体破裂或泄漏	不能	可以,但效果较差	可以,效果较好
防止包裹体内部的化学反应	不能	可以,但操作复杂	因加热时间短,可以阻止反应的充分进行

熔体包裹体均一实验的设备主要有 Linkam 系列高温冷热台,快速淬火式实验装置(如冷封式高压釜)和热液金刚石压腔,三者的优缺点见表 1。表 2 列出了适用于不同类型花岗岩类矿床的流体和熔体包裹体地质压力计。

对于花岗岩类矿床中的高内压熔体包裹体不适宜用 Linkam 热台开展均一实验,否则会因内压偏高而发生流体泄漏或化学反应,得到数值过高的伪均一温度(Webster et al., 2006)。但若使用冷封式高压釜,则不能原位观测包裹体的均一过程,产生较大的误差,而且因包裹体的加热时间较长,也可能导致包裹体中的 H₂O 等挥发分缓慢扩散掉,若花岗岩类矿床熔体包裹体中含有 CH₄ 等活泼组分,还需要进

行氧化还原条件的控制,以阻止 CH₄ 转变为 CO₂ 和 H₂。相对于冷封式高压釜,热液金刚石压腔(HDAC)是开展熔体包裹体均一实验的理想设备(Thomas et al., 2006)。Li 等(2009)尝试了利用最新式 HDAC 开展了稀有金属伟晶岩矿床中熔体包裹体和富子晶包裹体的均一实验研究,关于 HDAC 的介绍参考有关文献(Bassett et al., 1993; Schnidt et al., 1998; Chou, 2003; Darling et al., 2002)。在加热过程中,HDAC 可以通过流体介质(纯 H₂O)对流体包裹体或熔体包裹体施加外压,以阻止包裹体破裂;可以原位观测熔体包裹体或流体包裹体的均一过程和均一行为,得到更加准确的测温数据;因为加热时间较短,可以有效阻止包裹体内物质的泄漏和

表 2 不同类型花岗岩类矿床适用的流体和熔体包裹体地质压力计

Table 2 Applicable manometer of melt and fluid inclusion for different types of granite-related deposits

矿床类型	地质特征	熔体包裹体的主要特征	推荐的地质压力计
花岗伟晶岩型矿床	花岗岩和伟晶岩空间共生,伟晶岩多位于花岗岩的上部或围岩地层中	花岗岩可以捕获大量的熔体包裹体和与之共生的流体包裹体,在伟晶岩脉中可以产出富子晶包裹体及其分出的流体包裹体	富子晶熔体包裹体地质压力计、熔体包裹体+流体包裹体压力计、流体包裹体+H ₂ O 饱和花岗岩浆固相线压力计
花岗岩型矿床	钠长石花岗岩中往往包裹伟晶岩囊体(图 22A)和花岗岩晶洞(图 22B),顶部产出伟晶岩带(脉)(图 22C)	在伟晶岩囊体和晶洞内往往易于发现熔体包裹体与流体包裹体共生的现象,在晶洞内还可能发现由于压力骤然降低而出现的沸腾包裹体群	熔体包裹体+共生流体包裹体压力计、流体包裹体+H ₂ O 饱和花岗岩浆固相线压力计、沸腾包裹体群压力计
与花岗岩有关的石英脉型、矽卡岩型矿床	花岗岩体内可能存在晶洞和伟晶岩囊体(图 22D、E、F),岩体的上部或顶部往往发育似伟晶岩壳(图 22G)	除了花岗岩体中的伟晶岩囊体和晶洞所含共生流体包裹体和熔体包裹体外,似伟晶岩壳可能存在共生的熔体包裹体和流体包裹体	熔体包裹体+共生流体包裹体压力计、流体包裹体+H ₂ O 饱和花岗岩浆固相线压力计、沸腾包裹体群压力计

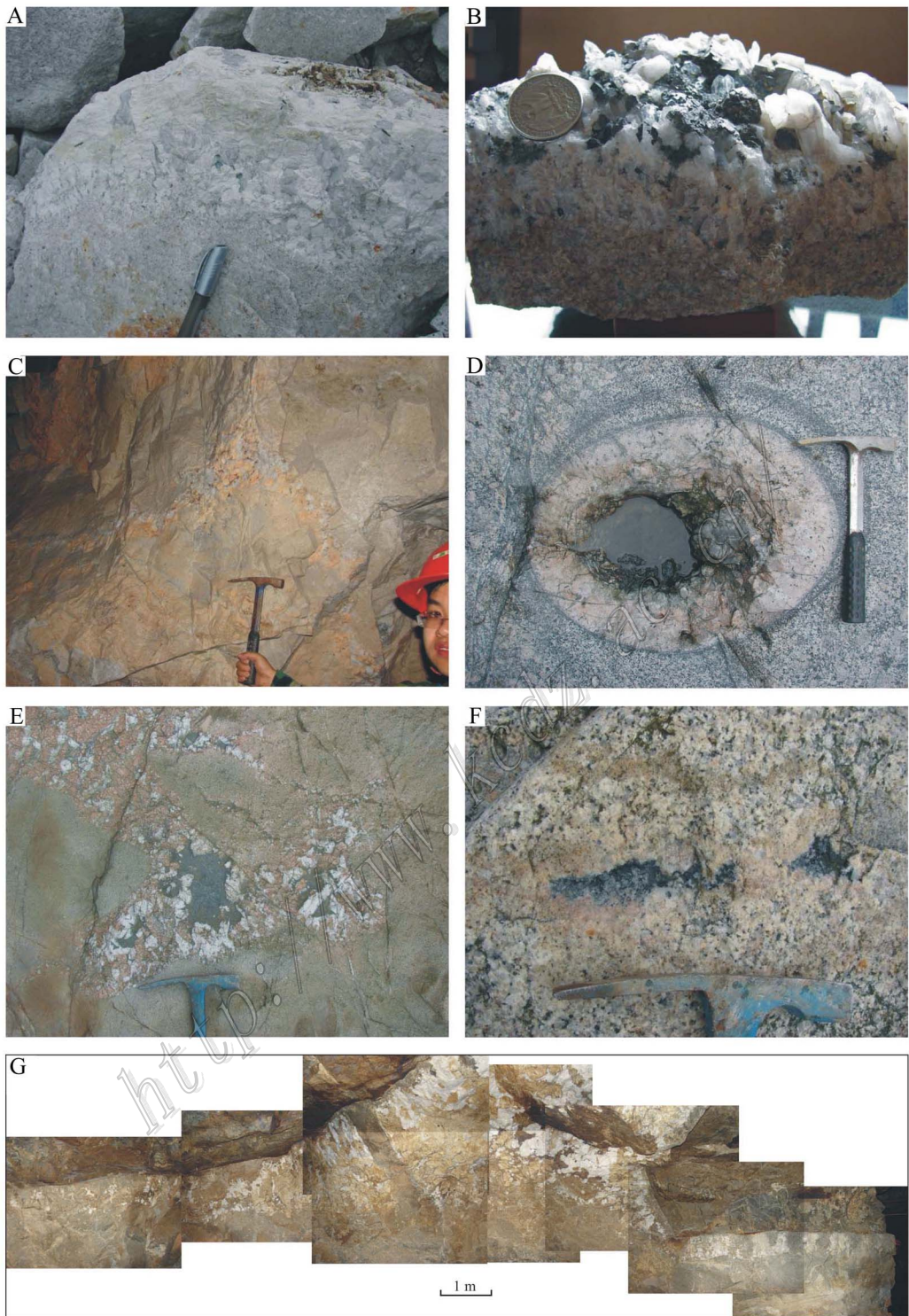


图 22 典型花岗岩类矿床中的花岗岩晶洞、似伟晶岩囊体和似伟晶岩壳

A. 湖南香花岭矿床花岗岩中的伟晶岩囊体; B. 湖南香花岭岩体中的晶洞; C. 桂东北栗木花岗岩型矿床中的似伟晶岩; D. 湘南骑田岭花岗岩中的伟晶岩晶洞; E. 湖南千里山岩体中的似伟晶岩囊体; F. 湖南千里山岩体中的花岗岩晶洞; G. 赣南淘锡坑石英脉型钨矿 106 中段中花岗岩顶部的似伟晶岩壳

Fig. 22 Miarolitic cavity, pegmatoid cyst, and pegmatoid crust in granite from typical granite-related ore deposits

A. Pegmatoid in granite from the Xianghualing deposit, Hunan; B. Miarolitic cavity in granite from the Xianghualing deposit, Hunan; C. Pegmatoid in granite from the granite type Limu deposit, northeastern Guangxi; D. Miarolitic cavity in granite from Qitianling granite, southern Hunan; E. Pegmatoid cyst in Qianlishan granite from the Shizhuayuan deposit; F. Miarolitic cavity in Qianlishan granite from the Shizhuayuan deposit; G. Pegmatoid crust in the upper granite from the 106 level of the Taoxikeng deposit, southern Jiangxi

化学反应的产生。参考 Student 等(1999)的研究结果,利用 HDAC 进行熔体包裹体均一实验,在以 $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$ 升温的情况下,实测均一温度高于真实温度数值约 $10\sim 15^{\circ}\text{C}$ 。该设备的缺点是样品准备较复杂,且实验设备的损耗大。

目前,中国许多单位的高温高压实验室(如中科院地球化学研究所、北京大学、中国地质科学院)具有利用冷封式高压釜开展熔体包裹体均一实验的条件,实验前,应该选择相对较小,形态比较规则的熔体包裹体,在透明度允许的情况下,尽量把包裹体片磨制得厚些,加热时间不宜过长。目前国土资源部成矿作用与资源评价实验室已经具备了利用 HDAC 开展熔体包裹体均一实验的条件。

如果克服了熔体包裹体均一实验的难点后,与熔体包裹体有关的地质压力计将在中国具有较广阔的应用前景。例如,笔者在野外工作中,在南岭地区的花岗岩类矿床中发现了许多岩浆分异出富挥发分熔体/流体的地质现象,为我们选择合适的与熔体包裹体有关的地质压力计开展成矿深度研究提供了地质条件(表 2,图 22)。

References

Anderson A J, Clark A H and Gray S. 2001. The occurrence and origin of zabuyelite (Li_2CO_3) in spodumene-hosted fluid inclusions: implications for the internal evolution of rare-element granitic pegmatites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 39(6): 1513-1527.

Audétat A, Pettke T, Heinrich C A and Bodnar R. 2008. The composition of magmatic-hydrothermal fluids in barren and mineralized intrusions [J]. *Econ. Geol.*, 103(5): 877-908.

Bassett W A, Shen A H, Bucknum M and Chou I-Ming. 1993. A new diamond anvil cell for hydrothermal studies to 2.5 GPa and from 190 to 1200°C [J]. *Review of Scientific Instruments*, 64: 2340-2345.

Candela P A and Piccoli P M. 1995. Model ore-metal partitioning from melts into vapor and vapor/brine mixtures [A]. In: Thompson J F H, ed. *Magma fluids and ore deposits* [C]. Mineralogical Association of Canada Short Course 23, 101-128.

Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles, and ore metal [J]. *Journal of Petrology*, 38(12): 1619-1633.

Cerný P. 2005. Granite-related ore deposit [J]. *Econ. Geol.*, 100th Anniversary Volume: 337-370.

Chou I M. 2003. Hydrothermal diamond-anvil cell: Application to studies of geologic fluid [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 19(2): 213-220 (in English with Chinese abstract).

Darling R S and Bassett W. 2002. Analysis of natural $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{NaCl}$

fluid inclusions in the hydrothermal diamond anvil cell [J]. *The American Mineralogist*, 87: 69-78.

Frezza M L. 2001. Silicate-melt inclusions in magmatic rocks: Applications to petrology [J]. *Lithos*, 55: 273-299.

Hanley J J, Mungall J E, Pettke T, Spooner E T C and Bray C J. 2008. Fluid and halide melt inclusions of magmatic origin in the ultramafic and lower banded series, Stillwater Complex, Montana, U. S. A [J]. *Journal of Petrology*, 49(6): 1133-1160.

Holtz F, Pichavant M, Barbey P and Johannes W. 1992. Effects of H_2O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 2 and 5 kbar [J]. *The American Mineralogist*, 77: 1223-1241.

Hossain I and Tsunogae T. 2008. Fluid inclusion study of pegmatite and aplite veins of palaeoproterozoic basement rocks in Bangladesh: Implication for magmatic fluid compositions and crystallization depth [J]. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 103(2): 121-125.

Huang H L, Chang H L, Fu J M, Wang X W and Li T Y. 2006. Formation pressure of wolframite-vein deposits and emplacement depth of related granite in Xihuashan, Jiangxi Province [J]. *Mineral Deposits*, 25(5): 562-571 (in Chinese with English abstract).

Jahns R H. 1982. Internal evolution of pegmatite bodies [A]. In: Cerný P, ed. *Granitic pegmatites in science and industry* [C]. Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook, 8: 293-327.

Johannes W. 1984. Beginning of melting in the granite system $\text{Qz-Or-Ab-H}_2\text{O}$ [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86: 264-273.

Li J K. 2007. Mineralization mechanism and continental geodynamics of pegmatite type deposits in western Sichuan, China [M]. Beijing: Atomic Energy Press. 187 (in Chinese with English abstract).

Li J K, Chou I-Ming, Yuan S D and Burruss R C. 2009. Homogenization temperature measurements in hydrothermal diamond-anvil cell for melt and fluid inclusions from the Jiayika pegmatite deposit, China [C]. *Eos Trans. AGU*, 90(52), Fall Meeting Supplement, Abstract. V43B-2234.

London D. 1984. Experimental phase equilibria in the system $\text{LiAlSiO}_4\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$: A petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites [J]. *The American Mineralogist*, 69: 995-1004.

London D. 1986a. The magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase equilibrium experiments [J]. *The American Mineralogist*, 71: 376-395.

London D. 1986b. Formation of tourmaline-rich gem pockets in miarolitic pegmatites [J]. *The American Mineralogist*, 71: 396-405.

London D. 2008. Pegmatites [C]. *The Canadian Mineralogist*, Special Publication, 10, 347.

London D. 2009. The origin of primary textures in granitic pegmatites [J]. *The Canadian Mineralogist*, 47: 697-724.

Lowenstern J B. 1995. Applications of silicate melt inclusions to the study of magmatic volatiles [A]. In: Thompson J F H, ed. *Magma fluids and ore deposits* [C]. Mineralogical Association of Canada Short Course, 23: 71-99.

- Lu H Z, Wang Z G and Li Y S. 1996. Magma/fluid transition and genesis of pegmatite dike No. 3 at Altay, Xinjiang [J]. Acta Mineralogica Sinica, 16(1): 1-7 (in Chinese with English abstract).
- Manning D A. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 k [J]. Contribution to Mineralogy and Petrology, 76: 206-215.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2004. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance [J]. Geology, 31(6): 529-532.
- Nabelek P I, Whittington A G and Sirbescu M C. 2009. The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: Resolving the paradox of large crystals in highly under cooled melts [J]. Contribution to Mineralogy and Petrology, 313-325.
- Nakano T and Urabe T. 1989. Calculated compositions of fluids released from a crystallizing granitic melt: Importance of pressure on the genesis of ore forming fluid [J]. Geochemical Journal, 23: 307-319.
- Portnyagin M V and Plechov P Y and Osipenko A B. 2000. Influence of natural decrepitation on the composition of melt inclusions in olivine: A study of melanocratic basalts from Avacha volcano, Kamchatka [J]. Experiment in GeoSciences, 9(1): 35-37.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions [J]. Review Mineralogy, 12, 646.
- Schmidt C, Chou I-Ming, Bodnar R J and Bassett W A. 1998. Microthermometric analysis of synthetic fluid inclusions in the hydrothermal diamond-anvil cell [J]. The American Mineralogist, 83: 995-1007.
- Snelling A A. 2008. Catastrophic granite formation: Rapid melting of source rocks, and rapid magma intrusion and cooling [J]. Answers Research Journal, (1): 11-25.
- Student J J and Bodnar R J. 1996. Melt inclusion microthermometry: Petrologic constraints from the H₂O-saturated haplogranite system [J]. Petrology, 4: 291-306.
- Student J J and Bodnar R J. 1999. Synthetic fluid inclusions XIV: Co-existing silicate melt and aqueous fluid inclusions in the Haplogranite-H₂O-NaCl-KCl system [J]. Journal of Petrology, 40: 1509-1525.
- Thomas R and Webster J D. 2000. Strong tin enrichment in a pegmatite-forming melt [J]. Mineralium Deposita, 35: 570-582.
- Thomas R, Webster J D, Rhede D, et al. 2006. The transition from peraluminous to peralkaline granite melts: Evidence from melt inclusions and accessory minerals [J]. Lithos, 91: 137-149.
- Thomas R, Davidson P and Badanina E. 2009. A melt and fluid inclusion assemblage in beryl from pegmatite in the Orlovka amazonite granite, East Transbaikalia, Russia: Implications for pegmatite-forming melt systems [J]. Mineralogy and Petrology, 96: 129-140.
- Walker T. 2003. Granite grain size: Not a problem for rapid cooling of plutons [J]. Journal of Creation, 17(2): 49-55.
- Watson E B and Harrison T M. 1983. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types [J]. Earth and Planetary Science Letters, 64: 295-304.
- Webster J D and Thomas R. 2006. Silicate melt inclusion in felsic plutons: A synthesis and review [A]. In Webster, ed. Melt inclusion in pluton rock [C]. 165-188.
- Yang K and Bodnar R J. 1994. Magmatic-hydrothermal evolution in the bottoms of porphyry copper systems: Evidence from the silicate melt and aqueous fluid inclusions in the Gyeongsang Basin, South Korea [J]. International Geology Reviews, 36: 608-628.
- Zajacz Z, Halter W E, Pettke T and Guillong M. 2008. Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: Controls on element partitioning [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72: 2169-2197.
- Zhang D H, Zhang W H and Xu G J. 2001. Exsolution and evolution of magmatic hydrothermal fluids and their constraints on the porphyry ore-forming system [J]. Earth Science Frontiers, 8(3): 193-202 (in Chinese with English abstract).
- Zhang D H, Xu J H, Yu X Q, Li J K, Mao S D and Li Y Q. 2011. The diagenetic and metallogenic depth: Main constraints and the estimation method [J]. Geological Bulletin of China, 30(1): 112-125 (in Chinese with English abstract).
- Zhu J C, Wu C N, Liu C S, Li F C, Huang X L and Zhou D S. 2000. Magmatic-hydrothermal evolution and genesis of Koktokay No. 3 rare metal pegmatite dyke, Altai, China [J]. Geological Journal of China Universities, 6(1): 40-52 (in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 黄惠兰, 常海亮, 付建明, 汪雄武, 李桃叶. 2006. 西华山脉钨矿床的形成压力及有关花岗岩的侵位深度 [J]. 矿床地质, 25(5): 562-571.
- 李建康. 2007. 川西典型伟晶岩型矿床的形成机理及其大陆动力学背景 [M]. 北京: 原子能出版社. 187页.
- 卢焕章, 王中刚, 李院生. 1996. 岩浆-流体过渡和阿尔泰 3 号伟晶岩脉之成因 [J]. 矿物学报, 16(1): 1-7.
- 张德会, 张文淮, 许国建. 2001. 岩浆热液出溶和演化对斑岩成矿系统金属成矿的制约 [J]. 地学前缘, 8(3): 193-202.
- 张德会, 徐九华, 余心起, 李建康, 毛世德, 王科强, 李泳泉. 2011. 成岩成矿深度: 主要影响因素与压力估算方法 [J]. 地质通报, 30(1): 112-125.
- 朱金初, 吴长年, 刘昌实, 李福春, 黄小龙, 周东山. 2000. 新疆阿尔泰可可托海 3 号伟晶岩脉岩浆-热液演化和成因 [J]. 高校地质学报, (1): 40-52.