

沉积盆地成岩环境下流体包裹体再平衡机制及其判别方法

曹梦春¹⁾, 陈勇¹⁾, 刘闯¹⁾, 王森¹⁾, 王鑫涛¹⁾, 周振柱^{2,3)}, 卓勤功⁴⁾, 王俊⁵⁾

1) 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院, 山东青岛, 266580;

2) 国土资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室, 济南, 250013;

3) 山东科技大学地球科学与工程学院, 山东青岛, 266590;

4) 中国石油勘探开发研究院, 北京, 100083; 5) 香港大学地球科学系, 香港

内容提要: 流体包裹体再平衡是流体包裹体研究中常遇到的现象, 如何识别流体包裹体再平衡, 以及解释造成再平衡的地质因素是研究者们需要面对的问题。本文总结了流体包裹体再平衡机制, 并简要分析了流体包裹体再平衡的影响因素, 就流体包裹体岩相学和均一温度特征详细介绍了再平衡流体包裹体识别方法。地壳中不同的 $P-T$ 演化史会影响流体包裹体的再平衡过程, 变形程度较低时, 流体包裹体可能是以塑性拉伸变形为主; 变形程度较高时, 可能发生泄露、爆裂等, 造成流体包裹体不可逆变形。地质作用强烈、变化速度较快的地质背景下, 主矿物脆性强、解理发育, 个体较大、形状不规则、拉长型的流体包裹体容易受改造。再平衡流体包裹体一般存在针形拉伸变化或爆裂现象(如爆裂晕), 且同一 FIA 流体包裹体气液比、相态等变化较为明显, 具较高或较低异常均一温度, 均一温度变化较大。流体包裹体再平衡的量化模拟和参考标准有待确立, 是未来流体包裹体再平衡问题深化研究的重要方向。

关键词: 流体包裹体; 再平衡机制; 影响因素; 识别特征; 地质意义

流体包裹体中直接记录了地质过程中古流体性质信息和古温压状态, 流体包裹体是分析成矿过程、成岩作用、盆地演化等地质过程流体环境信息的重要手段 (Burruss, 1981, 1987; Burley et al., 1989; Barker and Goldstein, 1991; Doppler et al., 2013; Haszeldine et al., 1984a, 1984b, 1992; Hollister and Burruss, 1976; Osborne and Haszeldine, 1993; Roedder, 1984; Sterner and Bodnar, 1984)。Roedder (1984) 提出了用于研究流体包裹体的三个前提原则: 等容体系, 封闭体系, 均一捕获。Dubessy (1984) 认为流体包裹体被捕获后到现在未发生过再平衡。未经受改造的流体包裹体组合 (FIA) 可以用作地质温度计, 但已有研究证实沉积盆地成岩环境下流体包裹体会发生再平衡, 较早发育的、浅埋藏、原生流体包裹体可以被完全改造, 并充填上后期埋藏流体 (Goldstein, 1986, 1990), 并且再平衡流体包裹体不

能代表原始捕获条件。那么识别再平衡流体包裹体的特征以及研究如何处理这些流体包裹体就尤为重要了。

目前关于流体包裹体再平衡的研究, 主要停留在描述这种现象存在阶段。人工合成流体包裹体模拟再平衡方法, 则侧重流体包裹体再平衡影响因素研究 (Doppler et al., 2013)。成岩成藏过程中, 如何识别流体包裹体再平衡, 乃至如何应用再平衡流体包裹体去解释有关的地质过程, 对成矿成藏研究更有参考价值。本文的目的在于总结流体包裹体再平衡的判别方法, 以及如何选择未受改造或受改造程度较浅的流体包裹体进行初始捕获条件研究, 同时分析了再平衡流体包裹体特征所指示的地质意义。

1 流体包裹体再平衡机制

流体包裹体再平衡已被广大流体包裹体学家所

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号:41172111), 中央高校基本科研业务费专项资金资助项目(编号:SD2013211151), 国土资源部金矿成矿过程与资源利用重点实验室资助(编号:2013004)和山东省高等学校科技计划项目(编号:J15LH05)的成果。

收稿日期:2015-05-05; 改回日期:2016-09-08; 责任编辑:章雨旭。Doi: 10.16509/j.georeview.2017.01.003

作者简介: 曹梦春, 女, 1993年生。博士研究生。研究方向为沉积学与地球化学。Email: 458413825@qq.com。通讯作者: 陈勇, 男, 1976年生。博士, 教授。主要从事盆地流体分析和油气地球化学研究工作。通讯地址: 266580, 中国石油大学(华东)地球科学与技术学院; Email: yongchenzy@upc.edu.cn。

发现和认识。流体包裹体内的一系列变化与再平衡作用下的变形机制密切相关,不仅仅是石英中流体包裹体可以发生再平衡(Bakker and Jansen, 1991; Bodnar, 2003; Diamond and Tarantola, 2015; Pecher and Boullier, 1984; Sterner and Bodnar, 1989; Vityk and Bodnar, 1995, 1998; Vityk et al., 2000),其他矿物如方解石、石膏、萤石、重晶石、闪锌矿、电气石、磷灰石等内流体包裹体都有可能经受改造(Benison and Goldstein, 1999; Goldstein, 2001; Geisler et al., 2007; González-Acebrón et al., 2012; Krenn K et al., 2014; Meunier, 1989)。流体包裹体再平衡过程原理的阐述如图1所示,地表附近捕获的流体包裹体(A点)随后埋深达到埋藏温度110°C(B点),此时,流体包裹体内压为110MPa,而静水压力为30MPa,过高的内压使得晶体产生微裂缝,促使流体包裹体发生破裂,新的流体恰好被再次封存在包裹体内时,流体包裹体的密度会发生变化,从而体系满足新的等容曲线,对应的均一温度是95°C。很显然,95°C的均一温度比原始捕获温度要高,新的流体成分也不能代表流体包裹体的初始成分。

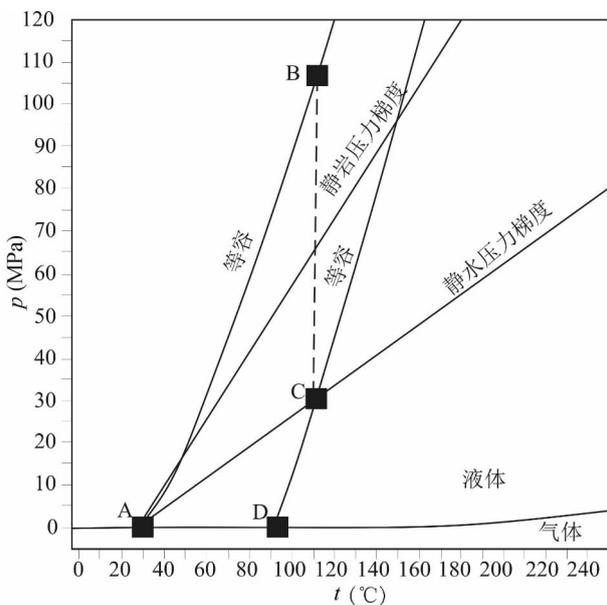


图1 再平衡过程模拟(据 Goldstein, 2001, 有修改)

Fig. 1 Re-equilibration system
(modified after Goldstein, 2001)

一般来说,很难观测到成岩矿物中流体包裹体的位置发生改变,认为现在观测到岩相学位置就是其捕获时的位置。位错发生机制与卡脖子机制相似,驱动力各有所异。处在相同(或相近)愈合裂

隙、体积较小的流体包裹体可能会合并成较大的流体包裹体(Lemlein, 1951),同一愈合裂隙中合并的流体包裹体,成分不会受太大影响。Swanenberg (1980)在变质作用范围内观察到流体包裹体沿着愈合裂隙发生了移动,可能与晶体中应变导致溶解度增大有关,流体包裹体沿着溶解程度较大的方向发生了迁移(Roedder, 1984)。Gerlach and Heller (1966)认为岩盐中流体包裹体的位错是由晶体应变所致。Roedder and Belkin (1979)则认为岩盐中流体包裹体位错是由异常高地温梯度产生的热源所致,像装有放射性核废物的小罐,会产生极高的局部高温,流体包裹体就沿着热源的方向产生迁移。总之,在沉积作用范围内,自然条件下流体包裹体一般不会产生显著位错:次生流体包裹体成平面展布,原生流体包裹体则依旧分布在其原始生长带(Goldstein, 2001)。

流体包裹体受改造的机理可以简单概括为:①塑性变形或者拉伸变形(Bodnar and Bethke, 1984);②脆性变形或者爆裂变形(Roedder, 1984)。相比而言,爆裂作用能产生微裂缝,爆裂之后的流体包裹体能随外界环境的变化,改变其温度、压力以及流体内的化学成分。表1系统概括了流体包裹体再平衡类型与受力环境,变形机制与流体亏损,以及在变形过程中流体亏损程度的关系。Leroy (1979)曾研究过石英中流体包裹体完全爆裂所需的超高压值,数值依流体包裹体的尺寸和形状而定,尺寸大的、形状不规则的比起小而圆的流体包裹体更易爆裂,通常高压数值在85~100 MPa,小流体包裹体要高于250 MPa。埋藏成岩期中,很难形成如此高的内部压力,所以对于石英胶结物中流体包裹体,其改造的机理不太可能为爆裂作用。Bodnar (1989)发现石英中大量流体包裹体变形是由于拉伸作用,并非爆裂,自生石英中拉伸行为多发生在尺寸相近的小流体包裹体($<6\mu\text{m}$)中。相比于石英的拉伸变形,方解石中流体包裹体更易发生爆裂作用,地层的快速隆升导致压力快速释放,易出现爆裂晕(Bourdet and Pironon, 2008)。

有些流体包裹体不仅仅是在一个封闭系统内发生了变形,甚至也会受后期流体等混染作用影响,本质上不是一个绝对封闭系统(Audéat, and Günther, 1999; Ayllon et al., 2003; Bakker and Jansen, 1991, 1994; Diamond et al., 2010; Doppler et al., 2013; Doppler and Bakker, 2014; Sterner and Bodnar, 1989),体系之间有物质交换(Doppler et al., 2013),

表 1 流体包裹体再平衡类型与受力环境、变形机制以及流体亏损程度的关系 (据 Vityk et al., 2000)

Table 1 Schematic representation of the relationship between different types of fluid inclusion re-equilibration and the environment of deformation, the mechanisms of deformation and fluid loss, and the amount of fluid lost from the inclusion during deformation (Vityk et al., 2000)

再平衡类型	变形环境	变形机制	流体亏损机制	观察结果
拉伸	低应变速率	塑形变形	扩散	难以检测的流体亏损 ($\pm H_2$)
泄露				可检测的流体亏损
部分爆裂	高应变速率	脆性变形	对流	
爆裂				完全流体泄漏

人工合成流体包裹体实验模拟证实纯 H_2O 流体包裹体经再平衡作用,会发生 H_2O 和 D_2O 的扩散作用 (Doppler et al., 2013)。

2 再平衡的影响因素

2.1 边界层效应

流体包裹体被捕获并封闭的瞬间,包裹体内流体和总流体之间存在一个平衡。相比水溶液的传播速率来说,矿物生长和流体成分的变化相对较慢,使得晶体表面和流体之间存在浓度梯度,这在快速结晶的矿物中表现尤甚,并且流体包裹体尺寸越小边界层效应越明显 (Goldstein, 2001)。但是,Lowenstein and Spencer (1990) 实验证明,包裹体中流体成分与其形成时流体成分没有明显差异;其他合成矿物,比如石膏 (Sabouraud-Rosset, 1976), 高温石英 (Zhang and Frantz, 1987) 也显示包裹体中流体成分与其形成时流体成分没有明显差异,此外 Roedder (1984) 认为溶液的平衡和结构梯度尺度是几十纳米 (Goldstein, 2001)。因此本文认为边界层效应对于流体包裹体中流体成分的差异影响甚微。

2.2 主矿物

研究流体包裹体再平衡时不能仅仅局限于观测流体包裹体本身,也要注意观察主矿物。如果主矿物发生了形变或者产生了应变双晶,那其内流体包

裹体很可能伴随强烈变形事件发生了再平衡。

理论上流体包裹体内压升高时,其抵抗变形的能力受主矿物硬度和晶体参数影响 (Prezbindowski and Tapp, 1991)。相对硬度较低、解理发育的矿物,如方解石、萤石等相比于石英等矿物,其流体包裹体更易受改造 (Sterner and Bodnar, 1989; Bodnar, 2003; Bourdet and Pironon, 2008; Goldstein, 2001; González-Acebrón et al., 2012)。常用作流体包裹体研究的矿物重晶石、方解石、萤石、闪锌矿和石英中,普遍认为石英最可靠 (Vityk et al., 2000)。

多晶型矿物的相转化,可能会引起一系列物化性质的改变,比如摩尔体积和热容 (Heuer and Nord, 1976),这也可能会对矿物内的流体包裹体产生一定的影响 (Doppler and Bakker, 2014)。研究表明,石英 (SiO_2) 在不同的温度和压力下形成的种类不同,地壳浅部低温压条件下一般形成 α -石英,而高温条件下深部岩石中一般形成 β -石英 (Hosieni et al., 1985)。伴随 α -石英到 β -石英晶型的变化,矿物中能产生更多的微裂缝,加速矿物内水的扩散,进而引起流体包裹体密度降低。且并不是所有温压条件下都能引起矿物的晶型转化, Doppler and Bakker (2014) 证实 在 320MPa 下石英中由于晶型转化引起的密度丢失只有 -0.5%, 较低温度下才能实现 α -石英和 β -石英的大量转换, 高压条件下, 由于 α -石

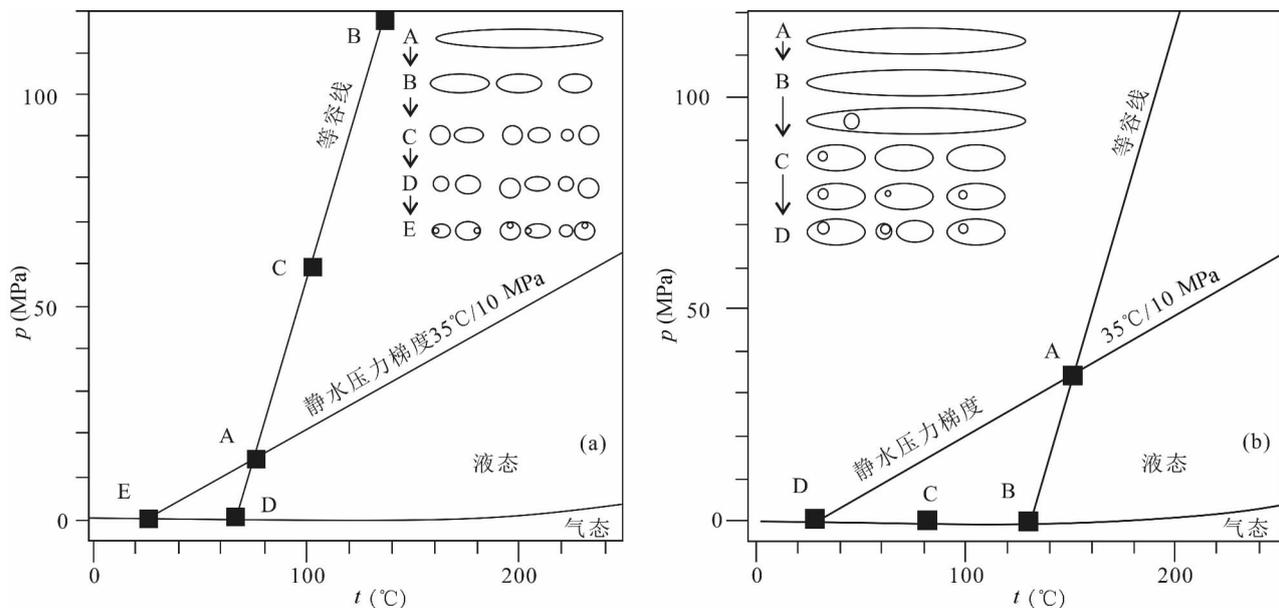


图2 流体包裹体卡脖子发生在成核作用前后流体包裹体演化图(据 Goldstein,2001)

Fig. 2 P - T phase diagram for pure water illustrating an isochores for pure water and the liquid—vapor field boundary (from Goldstein,2001)

英和 β -石英晶型转换造成流体包裹体密度的改变甚微。

2.3 流体包裹体尺寸

流体包裹体尺寸对流体包裹体再平衡影响较大。在较高温度压力下捕获的流体包裹体,后期经围压释放,体积会有一定膨胀,且在沉积作用范围内,一般认为热收缩是可逆的。体积的变化是对 Roedder 三原则中等容条件的直接挑战。Zhang and Frantz (1987) 和 Bodnar and Sterner (1985) 研究认为:沉积范围内,贫气卤水中矿物体积变化不会超过 1%。Lacazette (1990) 则认为,高压下捕获的富甲烷流体包裹体,测得的密度与真实捕获时密度可能存在偏差,因为高压下溶解度与均一温度存在相关关系,流体包裹体内部超压会导致包裹体弹性变形,使得包裹体体积暂时增大,测得的均一温度相应升高。Küster and Stöckhert (1997) 研究表明,塑性变形在 10^{-15} s^{-1} 低程度下,流体包裹体就会改变其体积以适应围岩。

石英中流体包裹体再平衡所需最低压力与流体包裹体尺寸有明显的相关性。其余变量保持恒定只改变流体包裹体的尺寸时,大的流体包裹体更易再平衡。尺寸较大的流体包裹体(大约 $100 \mu\text{m}$ 直径)只能承受 $50 \sim 100 \text{ MPa}$ 压力差,而许多较小的流体包裹体(大约 $1 \mu\text{m}$ 直径)在相同内压下能承受 10 倍

左右压力差(Bodnar et al., 1989; Leroy, 1979)。其他研究则表明:方解石中人工合成流体包裹体受包裹体尺寸的影响较小,流体包裹体内压较低时也能发生再平衡(McLimans, 1987)。

2.4 流体包裹体形状

流体包裹体经受改造在一定程度上取决于流体包裹体的形状。Bodnar et al. (1989) 研究表明,石英中成负晶形状的流体包裹体比不规则的流体包裹体稳定。McLimans (1987) 也指出,方解石中流体包裹体再平衡受其形状影响,但比起流体包裹体尺寸的影响要小。Goldstein (2001) 认为平坦状、瘤状的流体包裹体比球形或负晶形的流体包裹体更易发生再平衡。此外,次生流体包裹体趋向于沿着裂隙愈合的方向,呈拉长型定向排列,更易发生再平衡(Burruss and Hollister, 1979)。Osborne and Haszeldine (1993) 对南 Brae 油田深埋藏的样品统计结果也表明不规则、非对称的流体包裹体对应的均一温度更高。

2.5 卡脖子现象

成核作用之前还是之后发生卡脖子现象非常重要。如果卡脖子发生在成核作用之前,如图 2a 所示,再平衡之后的流体包裹体仍保持初始密度,对流体包裹体数据解释影响不大。但在成岩期范围内,卡脖子现象受流体包裹体原始形状、大小、流体成

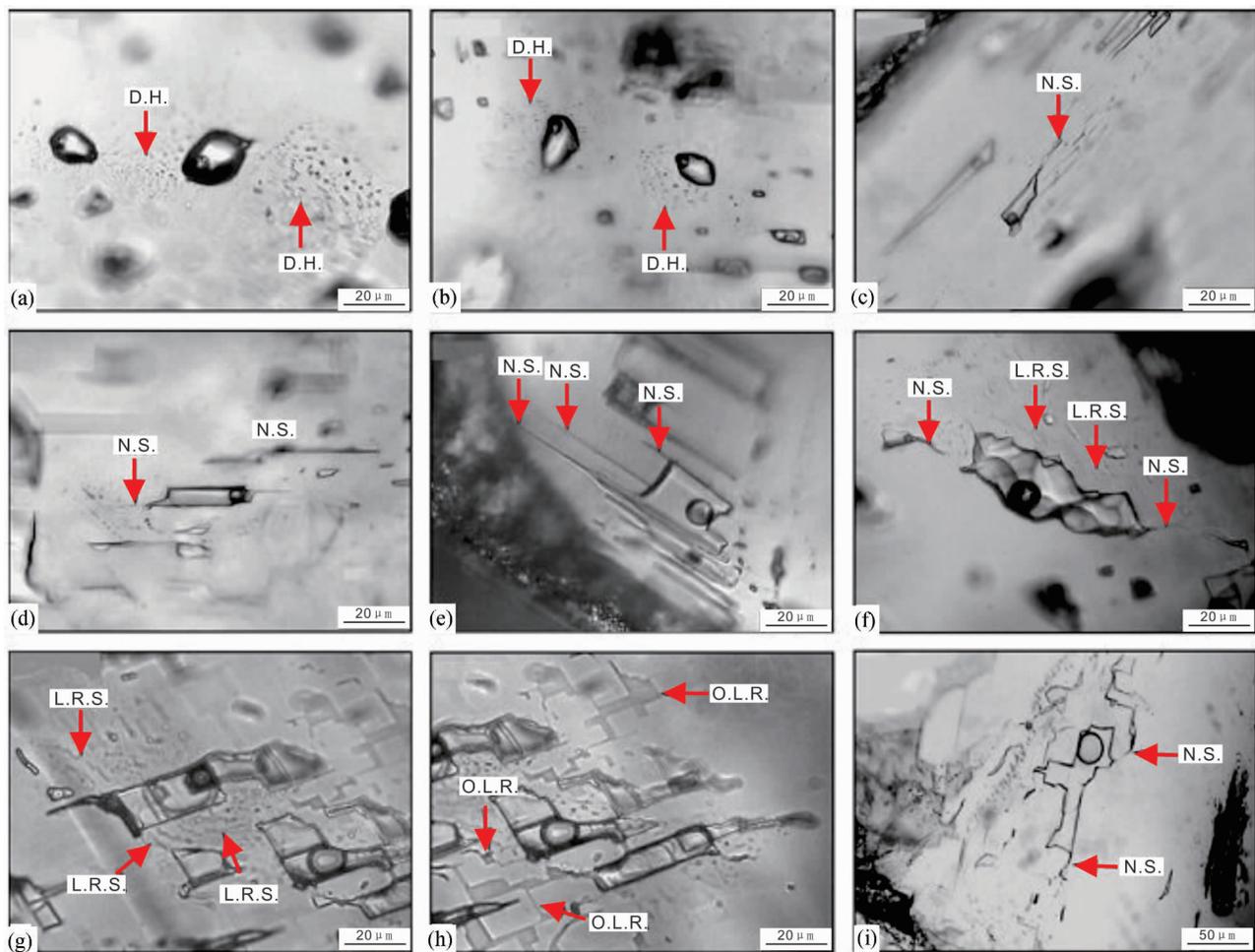


图 3 A—I 不同压力模式下方解石中合成的流体包裹体(据 Bourdet and Pironon,2008)

Fig. 3 A—I Photomicrographs showing the textural features of fluid inclusions under different pressures(from Bourdet and Pironon,2008)

分、地温史等多因素影响,几乎所有的流体包裹体或多或少都有形变,流体包裹体相变发生卡脖子之后也很有可能,如图 2b 所示。相变之后再发生卡脖子的流体包裹体,已经不能代表原始捕获温度,其密度发生了改变,但并不影响用其分析流体盐度以及流体成分。同一沉积系统内,同一 FIA 流体包裹体的相比率不一致时,很有可能发生了卡脖子 (Goldstein,2001)。

2.6 盐度

理论上,随沉积盆地深度的增加,沉积物被压缩,孔隙大气水流体逐渐被热卤水排替,相应流体包裹体内盐度本应该升高。但 Osborne and Haszeldine (1993) 在自生石英中没有观察到流体包裹体盐度和均一温度随埋深而升高。Potter and Brown (1977) 指出,在成岩期温度范围内,盐度达到石盐

饱和的盐水包裹体比纯水包裹体更易压缩,换言之盐度越高流体包裹体越易被压缩。深埋藏下,高盐度流体包裹体比低盐度流体包裹体内部压力小 (Burruss,1987),不易受改造。因此流体包裹体改造也取决于其盐度:盐度越低,易受改造的程度越高。

流体包裹体如果仅被拉伸,原有的盐度应该不变,流体包裹体还能够为原来孔隙流体成分提供有用信息。随埋深增加通常孔隙水盐度升高,流体包裹体泄露或爆裂时,其盐度和均一温度都可能会升高,这时流体包裹体记录的为混源流体信息或后期流体信息。

3 再平衡流体包裹体特征识别

3.1 岩相学特征

再平衡流体包裹体密度和成分变化已得到广泛

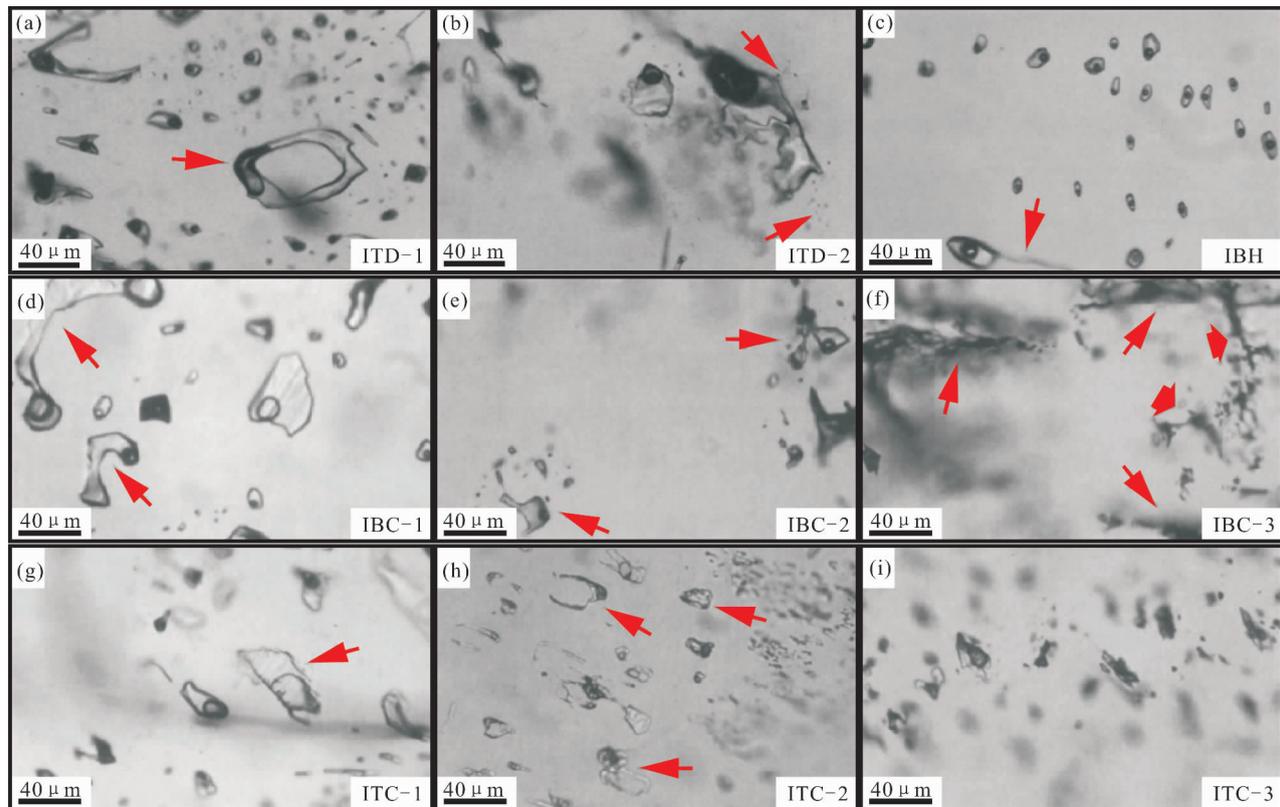


图 4 A—I 不同 $P-T$ 路径下流体包裹体再平衡结构特征 (据 Vityk and Bodnar, 1995 改编)

Fig. 4 A—I Photomicrographs showing the textural features of fluid inclusion from different $P-T$ history (modified after Vityk and Bodnar, 1995)

关注,但流体包裹体形态学和结构特征改造却未得到足够重视。流体包裹体的岩相学特征是流体包裹体最明显的特征,应作为流体包裹体再平衡重要研究内容(Sisson et al., 1993)。此外,无论是对天然流体包裹体(Fall et al., 2012; Hall et al., 1991; Krenn et al., 2008; Touret, 1992; Van den Kerkhof and Hein, 2001)的研究,还是实验模拟(Dubessy et al., 2000; Doppler and Bakker, 2014; Faleiros et al., 2010; Hall and Sterner, 1993; Vityk and Bodnar, 1994, 1995),都证实了流体包裹体在不同 $P-T-X$ 条件下发生再平衡,其结构特征明显不同。

Prezbindowski and Tapp(1991)预测了裂缝扩展形成的突起,以及流体包裹体的再平衡,并阐述了几种晶体的可能类型,然而在研究时代较早的样品时,很难确定流体包裹体原始形状,以及流体包裹体形状是由裂纹扩展还是卡脖子引起的。Swanenberg(1980)观察到石英中的爆裂束,尽管爆裂束是流体包裹体发生再平衡最直接的证据,但并非所有发生再平衡的流体包裹体都具有爆裂束,比如低级变质

下并未发现流体包裹体的爆裂束。岩相学观测,可以估计部分流体包裹体,或者流体包裹体组合(FIA)经受改造。Bourdet and Pironon(2008)研究表明不同压力背景下岩相学的应变模式分为四种,如图3 a—i所示:针状模式(N. S.);爆裂晕(环)模式(D. H.);浅浮雕斑点状模式(L. R. S.);浅浮雕正交模式(O. L. R.)。爆裂晕主要发生在体积较小、近球形的流体包裹体周围;规则流体包裹体中常表现为流体包裹体针状模式;浅浮雕正交模式只在拉长型不规则流体包裹体中观察到;浅浮雕斑点状模式在复杂形状的流体包裹体中常见。形状简单的流体包裹体一般不易变形。总结来看,方解石中流体包裹体岩相学应变主要分为两种,一是拉伸变形(针形变化);二是破裂泄露变形(爆裂晕、浅浮雕斑点状和浅浮雕正交状)。针状变形的流体包裹体一般体积变大,但并未观察到流体包裹体泄露,也就是流体包裹体拉伸变形现象(Bodnar and Bethke, 1984; Prezbindowski and Tapp, 1991)。其余三种模式基本属于爆裂变形的范畴,爆裂晕和浅浮雕变形

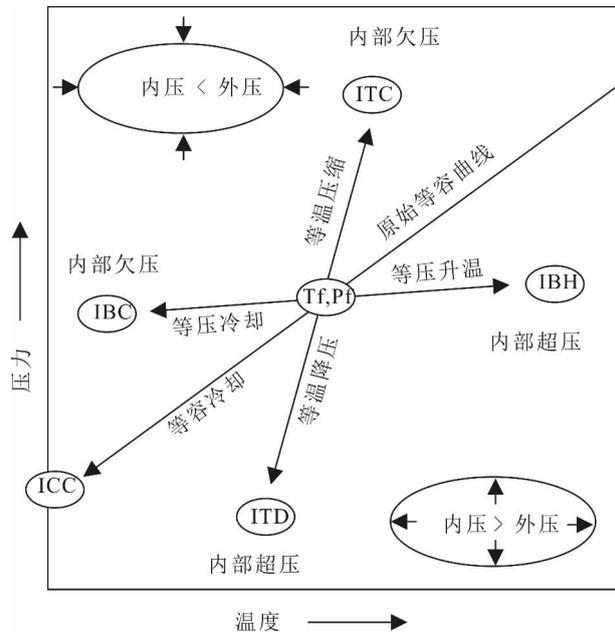


图 5 流体包裹体被捕后 $P-T$ 变化路径
(据 Vityk and Bodnar, 1995)

Fig. 5 Schematic representation of $P-T$ paths which a fluid inclusion might follow after entrapment (from Vityk and Bodnar, 1995)

的流体包裹体由于体积太小(厚度 $< 1\mu\text{m}$),无法分析其成分(Bourdet and Pironon, 2008)。

流体包裹体周围存在相比其他样品的高位错密度也是一种判别手段(Bakker and Jansen, 1994; Hall and Sterner, 1993; Van den Kerkhof and Behr, 1994),这种非常规流体包裹体岩相学特征变化,也被称为“隐性再平衡”。

Vityk and Bodnar (1995)总结了流体包裹体再平衡结构——流体包裹体 $P-T$ 路径之间的变化关系。高温条件下等温压缩产生的流体包裹体内爆结构,与低温下等压降温产生的内爆结构有显著差异,如图 4a—f 所示,(a)和(b),等温降压(ITD)模拟,650℃、300 MPa 条件下 ITD-1 流体包裹体受改造,观察到许多流体包裹体成钩状,但负晶型形态的很少(Boullier et al., 1991),而 625℃、200 MPa 条件下再平衡的流体包裹体对应 ITD-2,可以看到大的流体包裹体周围由小流体包裹体形成的流体包裹体集群和平面状。C 等压加热(IBH),600℃、300 MPa 条件下再平衡时,流体包裹体总体无明显变化。D、E 和 F 模拟等压降温(IBC)过程,从 700℃、500 MPa 条件下形成的原始流体包裹体在温度下降过程中依次形成弧状流体包裹体(IBC-1),母包裹体周围环

绕小包裹体(IBC-2),再到包裹体完全破裂、相互共通(IBC-3)。G、H 和 I 代表等温压缩过程(ITC),可以看到流体包裹体壁具有圆齿状结构、麻点状、半环形、环形、束状结构。同样,等温释压引起的流体包裹体外爆结构与等压加热引起的外爆结构也不相同。Vityk and Bodnar (1995)提出一个恰当的术语,既能指明流体包裹体再平衡的方向,也能代表 $P-T$ 条件:等压降温和等温压缩 $P-T$ 路径引起的结构变化,分别被称作等压或等温内爆结构;同样,等温释压和等压升温引起的流体包裹体结构和变化,分别被称为等温和等压外爆结构。

此外许多岩相学观察证实再平衡的存在,特别是实验中发现再平衡的流体包裹体,但是再平衡之前的流体包裹体未必能保存下来。同样因为位错不仅仅是由再平衡导致,可能在流体包裹体被捕时已经发生了。Roedder (1984)观察到岩盐中流体包裹体会发生膨胀和形状变化,从而导致体积发生改变,且这种变化是可逆的,最终可能会变成负晶形。同样在实际研究中,缺少原始流体包裹体的形状,从而使除了相转变之外,还有很多应该考虑在内的潜在的过程,比如说流体包裹体冷却过程(蒸汽气泡成核作用和子矿物结晶),会对捕获后的流体包裹体造成影响。所以仅仅岩相学的观测,并不能准确判定流体包裹体再平衡现象的存在,需要其他参数共同研究。

3.2 均一温度特征

当寄主矿物受到较高温度压力的影响时,流体包裹体在地质过程中发生脆性或塑性变形,引起流体包裹体组分的迁移或容积的变化,均一温度可能会因流体包裹体再平衡而发生改变,这一现象在盐类、碳酸盐矿物等含解理矿物上表现的较为明显,对石英等不易变形矿物中的流体包裹体影响较小(Bodnar and Bethke, 1984; Burruss, 1987; Barker and Goldstein, 1991; Goldstein, 1986)。Burley et al. (1989)观察到 Tartan 储层再平衡流体包裹体,均一温度随埋深增加系统性升高且流体包裹体均一温度明显服从 34℃/km 的地温梯度,与现今地温梯度近似,且均一温度在地层温度 10℃ 范围内变化。Vityk and Bodnar (1998)在 700℃、500 MPa 条件下合成的 160 个流体包裹体,均一温度为 282 ~ 285℃,均一温度范围仅为 3℃,然而在 625℃、200 MPa 条件下再平衡后,均一温度不仅升高到 310 ~ 375℃,均一温度的范围也升高到了 65℃。Osborne and Haszeldine (1993)系统地总结了各因素与流体包裹体均一温

度的关系,认为油田砂岩中的流体包裹体大部分存在于碎屑颗粒的加大边上,因此它们也是成岩早期被捕获,应该对应相对较低的均一温度(60~80℃)。但从北海自生石英中测得流体包裹体的均一温度都比较高(80~140℃,这时不易经受改造的小流体包裹体数据可能更可靠。Barker and Goldstein(1991)对碳酸盐类的研究也说明,古地温高,Th趋向升高,这同样归因于流体包裹体受改造。

值得一提的是,拉伸作用导致的流体包裹体形变在时间上具有可调节性,地质作用($10^2 \sim 10^6$ a)时间内,很可能流体包裹体会达到新的平衡均一温度(Bodnar,1995a,1998)。Goldstein(1986)对比了现代方解石胶结物中从未经过深埋藏的流体包裹体,与形成于相似地表浅层但后期经过地温100℃以上埋深的流体包裹体。未埋深的流体包裹体大部分为液相包裹体,含有少部分气液两相(含空气)包裹体。而经过深埋藏的流体包裹体具有宽范围的均一温度和盐度,代表了连续埋深。Goldstein(1986)因此得出结论,经过埋深的胶结物中流体包裹体可能不能代表流体包裹体被捕时的条件,但是会提供埋藏孔隙流体演化史的直接证据,进一步得出沉积体系中最大埋深(Barker and Goldstein,1991)。

此外,流体包裹体均一温度与包裹体的大小和形状有关,个体较大的包裹体容易发生变形,具较高的均一温度(Burruss,1987);形状不规则、拉长型的流体包裹体易发生再平衡,均一温度变化较大,随 $P-T$ 升高,石英中的流体包裹体易形成负晶形(Bakker and Diamond,2006; Doppler et al.,2013; Doppler and Bakker,2014);因此在测定均一温度时,选择石英等不易变形矿物中个体较小、形态规则的流体包裹体为佳。特别注意的是,部分流体包裹体形成以后,经较高温地质过程后虽保持封闭体系,但流体包裹体中的烃类发生不可逆热裂解反应,引起体系的相组分及容积不可恢复的改变,这类流体包裹体均一温度的地质意义需慎重应用(张铭杰等,2004)。

4 再平衡流体包裹体的地质意义

4.1 几种典型的再平衡地质过程

尽管成岩期的流体存在差异,但是差异性一般都很小,可检测到,总的来说,流体包裹体在研究地质环境方面有其应用价值(Goldstein,2001)。此外,再平衡包裹体也能提供有用信息。比如,在剪切变

形过程中,密度最高的流体包裹体可能对应了最大主应力 σ_1 方向,变形温度已知情况下,最大密度流体包裹体等容曲线的重建可以用来评估最大主应力的绝对值(Diamond et al.,2010)。对于变质岩中的流体包裹体,包裹体结构的变化与变质背景有关,包括高级变质岩层(Ferrero et al.,2011; Philippot,1993; Putnis and Austrheim,2013; Touret and Hartel,1990; Touret and Huizenga,2012);中级变质岩石(Cruciani et al.,2014; Hurai and Horn,1992; Krenn,2010; Selverstone,1985; Sterner et al.,1995);和低级变质环境(Lomov and Vityk,1990; Mullis,1987; Potel et al.,2006; Schmidt et al.,1997)。也有研究表明,再平衡是与地壳抬升或过热有关(Olsen and Ferry,1995; Philippot and Selverstone,1991; Scambelluri and Philippot,2001)。

图5示四种情况,流体包裹体会沿着非等容 $P-T$ 路径演化, T_f 、 P_f 代表原始捕获温度和压力。具体来说,俯冲作用、逆冲作用和沉积作用都会导致地壳增厚,对应相似的等温压缩路径(ITC)(Goldstein,2012)。而构造抬升、侵蚀作用和伸展作用等造成的地壳减薄,则对应了等温减压路径(ITD)(Al-Aasm et al.,2013)。正常厚度陆壳下的岩浆增生,比如正常壳伸展对应下部岩浆增生,或者本来增厚的壳(碰撞增厚/大陆岛弧)发生了伸展,此时会造成等压冷却(IBC)(Hellevang,2008)。而等压升温(IBH)一般是由岩浆底侵作用造成的(Klügel et al.,2005)。地壳中不同的 $P-T$ 演化史会影响流体包裹体的特征,取决于很多因素,主要包括再平衡时的温压条件、与原始等容曲线的偏离程度、 $P-T$ 轨迹的斜率和形状、地壳扰动的速率以及岩石导热系数等。如图5显示, $P-T$ 路径的影响可以概括为两方面:一是,流体包裹体内压比外压高(内部超压);二是,流体包裹体内压低于围压(内部欠压)。内部超压造成的流体包裹体再平衡可以由给系统等温降压和等压升温过程产生,内部欠压造成的流体包裹体再平衡模拟则是由等温加压和等压降温得到。超压和欠压都会导致流体包裹体壁断裂、伸展、收缩、溶解或重结晶,以及流体成分会选择性丢失,流体成分和密度也发生改变(Boullier et al.,1989; Bakker and Jansen,1994; Ferrero and Bodnar,2011; Hall and Bodnar,1990; Lamb,1990; Sterner and Bodnar 1989; Williams,1994)。

4.2 烃类包裹体的再平衡

应用石油包裹体的温度数据要谨慎,加热过程

中,包裹体内会发生烃类裂解或者沥青沉淀,影响数据的有效性。热演化程度很高的盆地可见气相烃—轻质油—沥青、气相烃—沥青或无定形黑色沥青共存的包裹体,可能是由液相烃包裹体热裂解形成的(潘长春等,1996; Bourdet et al. 2010; Pironon and Bourdet, 2008)。比如日本的 Niigata 油气田 Shin—Kumoido SK-1D 井数据显示,地层深度由 4040m 连续下降到 4810m 时,烃类包裹体 T_h 非但没升高,却从 73℃ 下降了到 30℃,与地温梯度恰恰相反,而且烃类包裹体的 T_h 范围比正常的地温低 60 ~ 140℃。这种烃类包裹体 T_h 随温度升高而下降的现象,恰是由包裹体内的烃类热裂解导致的(Okubo, 2005)。

地下卤水中含有相当浓度的溶解有机分子,特别是脂肪酸阴离子(Carothers and Kharaka, 1978),能达到 4900 mg/L(Hanor, 1980)。研究表明,在超过 80℃ 时,脱羧反应会使这些有机分子分解成甲烷和重碳酸盐(Boles, 1978)。甲烷含量升高会导致包裹体中原有的平衡被打破,包裹体均一温度相应升高。大部分流体包裹体均一温度会低于它们真实捕获温度,但甲烷的增加会直接导致包裹体均一温度高于捕获温度(Prezbindowski and Tapp, 1991)。这也是一种再平衡的判别标示。总体来说,在一般的流体包裹体中含有有机物质很少,"甲烷原位生成"对包裹体研究影响不大,而对于含油流体包裹体来说,包裹体中流体的原位裂解是流体包裹体再平衡的一种重要方式。原则上,盐水包裹体中微量烃类溶解到盐水中才达到均一;而烃类包裹体则是少量的水完全溶解到油中而达到均一。但是无论是水在烃类流体(甲烷除外)中还是烃类在水中,两者的共溶程度都很低(Pironon and Bourdet, 2008),在一般的光学显微镜下观测不到完全均一温度。

此外经常在石油流体包裹体中观察到,有一些褐色的固体物质粘附在包裹体壁上。如果固体沥青物质是从烃类包裹体中沉淀出来的,且随着包裹体被加热,这些固体沥青不会发生溶解,那么这些包裹体则不能代表初始捕获包裹体成分。但是,部分石油流体包裹体被捕获时就存在固体有机物,比如少量固体有机质吸附在正在生长的晶体表面,就可以流体被捕获而进入原生包裹体内。这种情况下,尽管固体有机质也是随包裹体加热,不会发生溶解,但是整体来讲流体包裹体的成分不会发生改变,能代表被捕获时的流体包裹体成分。近几年,烃类包裹体常用作石油存在的证据,或是研究石油的储集物化条件,应用时需谨慎(Barclay et al., 2000; Bourdet

et al., 2008; Lisk et al., 2002; McLimans, 1987; Pironon and Bourdet, 2008; Ping et al., 2011; Zou et al., 2013)。

5 存在的问题

实验模拟与真实地质条件下流体包裹体研究还存在差异。流体包裹体的拉伸和形变很可能是个动力学控制的过程,因此在低温压环境下进程缓慢(Lambrecht and Diamond, 2014)。实际地质背景下流体包裹体改造经历了很长时间,实验数据并不能排除在低温超压或低压高温条件下,流体包裹体经历漫长的时间也能被改造。尤其拉伸作用导致的流体包裹体形变在时间上具有可调节性,地质作用($10^2 \sim 10^6$ a)时间内,很可能流体会达到新的平衡均一温度(Bodnar, 1998)。Osborne and Haszeldine(1993)指出实验模拟的超压数据的有效性,还存在较大的异议。实验中一般用的是热液型合成石英单晶,它们很少有结构缺陷和微裂缝,而恰是缺陷和裂缝易导致石英脆性变形。自然条件下,石英中大部分流体包裹体形成于碎屑颗粒与加大边的连接处,有的在两个加大边的连接处,有的在愈合微裂缝的内部,加大边本身是非均一的,由许多亚晶体单元组成(Pittman, 1972),因此在石英加大边中,流体包裹体往往沿着边界,也就是富含不连续结构的薄弱面被捕获的。结果石英加大边上这些结构薄弱面内的流体包裹体,就更易拉伸,甚至爆裂。

此外,不恰当的样品处理过程也会导致裂隙的产生。比如许多岩盐中取芯操作会诱发裂隙生成,从而破坏流体包裹体(Roedder and Belkin, 1981),所以当观测到"碰撞井壁取芯"造成的裂隙时,就要注意流体包裹体是否也遭到了破坏(Goldstein, 2001)。

而且自然条件下流体包裹体再平衡控制单一变量分析很难做到精准,某些地质过程存在相似性以及地质历史时期各种地质作用存在叠加性,造成不同地质背景下流体包裹体岩相学和均一温度特征类似,具体到哪一种因素是主导因素却很难确定。

6 认识和展望

(1)地壳中不同的 $P-T$ 演化史会影响流体包裹体的再平衡过程,主要包括再平衡时的温压条件、与原始等容曲线的偏离程度、 $P-T$ 轨迹的斜率和形状、地壳扰动的速率以及岩石导热系数等因素。主要涉及地质过程包括:俯冲作用、逆冲作用和沉积作

用等会导致地壳增厚,对应等温压缩路径(ITC);构造抬升、侵蚀作用和伸展作用等造成地壳减薄,对应了等温减压路径(ITD)、正常厚度陆壳下的岩浆增生,对于等压降温过程(IBC);以及岩浆底侵作用等造成的等压升温过程(IBH)。

(2)变形程度较低时,流体包裹体可能是以塑性拉伸变形为主;变形程度较高时,流体包裹体可能发生泄露、爆裂等造成流体包裹体不可逆变形。主矿物为塑性程度较高的矿物,如石英,流体包裹体发生再平衡的温压条件较高,主要以拉伸形变为主;而主矿物为方解石等脆性矿物等时,流体包裹体发生再平衡所需的温压条件相对较低,主要以爆裂变形为主。具体流体包裹体再平衡的影响机制还要结合其所处地质背景,做具体分析。

(3)流体包裹体再平衡是多种因素综合作用的结果。一般来说,地质作用强烈、变化速度较快的地质背景下流体包裹体更易发生再平衡。主矿物脆性强、解理发育,流体包裹体个体较大,形状不规则、拉长型的流体包裹体容易发生变形,具较高的均一温度,均一温度变化较大。

(4)流体包裹体的形态学是流体包裹体最明显的特征。一般来说,再平衡流体包裹体具有以下几个特点:流体包裹体存在针形拉伸变化或爆裂现象(如爆裂晕)等岩相学特征变化、同一 FIA 流体包裹体气液比、体积等变化较为明显;经过地质背景分析,整个 FIA 均一温度与流体包裹体形成温度存在较大差异;未发现明显岩相学特征变化的流体包裹体,但均一温度异常高温(某些烃类包裹体均一温度显示异常低温),同一 FIA 中均一温度的范围异常宽等。此外同一 FIA 中可存在三个 T_h , 最大 T_h , 平均 T_h , 以及最小 T_h , 应结合构造埋藏史,结合古地层埋深和古地温,与三种 T_h 综合对比,选取适当的 T_h 值作为捕获温度。

目前流体包裹体再平衡实验模拟与实际地质条件对应还不够完善,流体包裹体再平衡的具体特征及流体包裹体的再平衡程度间的定量关系缺乏深入分析。造成在利用流体包裹体恢复古地质条件时,无法判断流体包裹体再平衡的程度;难以准确利用再平衡流体包裹体指示地质过程等问题。本文认为,流体包裹体再平衡的量化模拟和参考标准的确立,是流体包裹体再平衡问题深化研究的重要方向。

致谢:感谢中国石油大学(华东)韩云、高镜涵,在本文写作过程中帮助寻找大量资料和对本文图表绘制的指导。

参 考 文 献 / References

- (The literature whose publishing year followed by a “&” is in Chinese with English abstract; the literature whose publishing year followed by a “#” is in Chinese without English abstract)
- 潘长春,周中毅,解启来. 1996. 油气和含油气包裹体及其在油气地质地球化学研究中的意义. 沉积学报, 14(4):15~23.
- 张铭杰,唐俊红,张同伟,吕宗刚,杨荣生. 2004. 流体包裹体在油气地质地球化学中的应用. 地质论评, 50(4):397~406.
- Al-Aasm I, Sirat M, Morad S, AlDahan A, Al-Jallad O. 2013. Fracturing and carbonate mineralization in Palaeogene carbonate rocks from the United Arab Emirates: A record of fluid flow//EGU General Assembly Conference Abstracts, 15:12085.
- Audétat A, Günther D. 1999. Mobility and H₂O loss from fluid inclusions in natural quartz crystals. Contributions to Mineralogy and Petrology, 137(1~2):1~14.
- Ayllon F, Bakker R J, Warr L N. 2003. Re-equilibration of fluid inclusions in diagenetic - anchizonal rocks of the Ciñera—Matallana coal basin (NW Spain). Geofluids, 3(1):49~68.
- Bakker R J, Jansen J B H. 1991. Experimental post-entrapment water loss from synthetic CO₂—H₂O inclusions in natural quartz. Geochimica et Cosmochimica Acta, 55(8):2215~2230.
- Bakker R J, Jansen J B H. 1994. A mechanism for preferential H₂O leakage from fluid inclusions in quartz, based on TEM observations. Contributions to Mineralogy and Petrology, 116(1~2):7~20.
- Bakker R J, Diamond L W. 2006. Estimation of volume fractions of liquid and vapor phases in fluid inclusions, and definition of inclusion shapes. American Mineralogist, 91(4):635~657.
- Barker C E, Goldstein R H. 1990. Fluid inclusion technique for determining maximum temperature in calcite and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. Geology, 18(10):1003~1006.
- Benison K C, Goldstein R H. 1999. Permian paleoclimate data from fluid inclusions in halite. Chemical Geology, 154(1):113~132.
- Bodnar R J, Sterner S M. 1985. Synthetic fluid inclusions in natural quartz. II. Application to PVT studies. Geochimica Et Cosmochimica Acta, 49(9):1855~1859.
- Bodnar R J, Binns P R and Hall D L. 1989. Synthetic fluid inclusions-VI. Quantitative evaluation of the decrepitation behaviour of fluid inclusions in quartz at one atmosphere confining pressure. Journal of Metamorphic Geology, 7(2):229~242.
- Bodnar R J. 2003. Re-equilibration of fluid inclusions. Fluid inclusions: Analysis and interpretation, 32:213~230.
- Boles J R. 1981. Clay diagenesis and effects on sandstone cementation (case histories from the Gulf Coast Tertiary). Clays and the Resource Geologist, Mineralogical Association of Canada, Short Course, 7:148~168.
- Boullier A M, France-Lanord C, Dubessy J, Adamy J, Champenois M. 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). Contributions to Mineralogy and Petrology, 107(3):358~372.
- Bourdet J, Pironon J. 2008. Strain response and re-equilibration of CH₄-rich synthetic aqueous fluid inclusions in calcite during pressure drops. Geochimica et Cosmochimica Acta, 72(12):2946~2959.
- Bourdet J, Pironon J, Levresse G, Tritilla, J. 2008. Petroleum type

- determination through homogenization temperature and vapour volume fraction measurements in fluid inclusions. *Geofluids*, 8(1) : 46 ~ 59.
- Bourdet J, Pironon J, Levresse G, Tritlla, J. 2010. Petroleum accumulation and leakage in a deeply buried carbonate reservoir, Níspero field (Mexico). *Marine and petroleum geology*, 27(1) : 126 ~ 142.
- Burley S D, Mullis J, Matter A. 1989. Timing diagenesis in the Tartan Reservoir (UK North Sea) : constraints from combined cathodoluminescence microscopy and fluid inclusion studies. *Marine and Petroleum Geology*, 6(2) : 98 ~ 120.
- Burruss R C. 1981. Hydrocarbon fluid inclusions in studies of sedimentary diagenesis//Fluid inclusions : applications to petrology. 6 : 138 ~ 156.
- Burruss R C. 1987. Diagenetic palaeotemperatures from aqueous fluid inclusions : re-equilibration of inclusions in carbonate cements by burial heating. *Mineralogical Magazine*, 51(62) : 477 ~ 481.
- Burruss R C, Hollister L S. 1979. Evidence from fluid inclusions for a paleogeothermal gradient at the geothermal test well sites, Los Alamos, New Mexico. *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 5(1) : 163 ~ 177.
- Carothers W W, Kharaka Y K. 1978. Aliphatic acid anions in oil field waters implications for origin of natural gas. *AAPG Bulletin*, 62 (12) : 2441 ~ 2453.
- Cruciani G, Franceschelli M, Groppo C, Oggiano, G, Spano, M. E. 2014. Re-equilibration history and $P-T$ path of eclogites from Variscan Sardinia, Italy : a case study from the medium-grade metamorphic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 1 ~ 18.
- Diamond L W, Tarantola A, Stünitz H. 2010. Modification of fluid inclusions in quartz by deviatoric stress. II : experimentally induced changes in inclusion volume and composition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(6) : 845 ~ 864.
- Diamond L W, Tarantola A. 2015. Interpretation of fluid inclusions in quartz deformed by weak ductile shearing : Reconstruction of differential stress magnitudes and pre-deformation fluid properties. *Earth and Planetary Science Letters*, 417 : 107 ~ 119.
- Doppler G, Bakker R J, Baumgartner M. 2013. Fluid inclusion modification by H_2O and D_2O diffusion : the influence of inclusion depth, size, and shape in re-equilibration experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 165 (6) : 1259 ~ 1274.
- Doppler G, Bakker R J. 2014. The influence of the $\alpha-\beta$ phase transition of quartz on fluid inclusions during re-equilibration experiments. *Lithos*, 198 : 14 ~ 23.
- Dubessy J, Guillaume D, Buschaert S, Fabre, C, Pironon J. 2000. Production of synthetic fluid inclusions in the H_2O-CH_4-NaCl system using laser ~ ablation in fluorite and quartz. *European Journal of Mineralogy*, 12(6) : 1083 ~ 1091.
- Faleiros F M, da Cruz Campanha G A, da Silveira Bello R M, Fuzikawa K. 2010. Quartz recrystallization regimes, c-axis texture transitions and fluid inclusion re-equilibration in a prograde greenschist to amphibolite facies mylonite zone (Ribeira Shear Zone, SE Brazil). *Tectonophysics*, 485(1) : 193 ~ 214.
- Fall A, Eichhubl P, Cumella S P, Bodnar R. J, Laubach S E, Becker, S P. 2012. Testing the basin-centered gas accumulation model using fluid inclusion observations : Southern Piceance Basin, Colorado. *AAPG bulletin*, 96(12) : 2297 ~ 2318.
- Ferrero S, Bodnar R J, Cesare B, Viti C. 2011. Re-equilibration of primary fluid inclusions in peritectic garnet from metapelitic enclaves, El Hoyazo, Spain. *Lithos*, 124(1) : 117 ~ 131.
- Geisler T, Schaltegger U, Tomaschek F. 2007. Re-equilibration of zircon in aqueous fluids and melts. *Elements*, 3(1) : 43 ~ 50.
- Gerlach H, Heller S. 1966. Concerning artificially produced fluid inclusions in rock salt crystals : Deutsche Gesellschaft fur Geologische Wissenschaften. Reihe B, Mineralogische Lagerstättenforschung, 11 : 195 ~ 214.
- Goldstein R H. 1986. Re-equilibration of fluid inclusions in low-temperature calcium-carbonate cement. *Geology*, 14(9) : 792 ~ 795.
- Goldstein R H. 2001. Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos*, 55(1) : 159 ~ 193.
- Goldstein R H. 2012. Fluid inclusion geothermometry in sedimentary systems : from paleoclimate to hydrothermal. SEPM special publication, Thermal History Analysis of Sedimentary Basins.
- González-Acebrón L, Goldstein R H, Mas R, Arribas J. 2012. Easily altered minerals and reequilibrated fluid inclusions provide extensive records of fluid and thermal history : gypsum pseudomorphs of the Tera Group, Tithonian—Berriasian, Cameros Basin. *Central European Journal of Geosciences*, 4(2) : 246 ~ 260.
- Hall D L, Bodnar R J, Craig J R. 1991. Fluid inclusion constraints on the uplift history of the metamorphosed massive sulphide deposits at Ducktown, Tennessee. *Journal of Metamorphic Geology*, 9(5) : 551 ~ 565.
- Hall D L, Sterner S M. 1993. Preferential water loss from synthetic fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(4) : 489 ~ 500.
- Hanor J S. 1980. Dissolved methane in sedimentary brines; potential effect on the PVT properties of fluid inclusions. *Economic Geology*, 75(4) : 603 ~ 609.
- Haszeldine R S, Samson I M, Cornford C. 1984. Dating diagenesis in a petroleum basin, a new fluid inclusion method. .
- Haszeldine R S, Samson I M, Cornford C. 1984. Quartz diagenesis and convective fluid movement; Beatrice Oilfield, UK North Sea. *Clay Minerals*, 19(3) : 391 ~ 402.
- Haszeldine R S, Brint J F, Fallick A E, Hamilton P J, Brown S. 1992. Open and restricted hydrologies in Brent Group diagenesis : North Sea. *Geological Society, London, Special Publications*, 61(1) : 401 ~ 419.
- Hellevang B, Pedersen R B. 2008. Magma ascent and crustal accretion at ultraslow-spreading ridges : constraints from plagioclase ultraphyric basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge. *Journal of Petrology*, 49(2) : 267 ~ 294.
- Heuer A H, Nord Jr G L. 1976. Polymorphic phase transitions in minerals//Electron Microscopy in Mineralogy. Springer Berlin Heidelberg, 274 ~ 303.
- Hollister L S, Burruss R C. 1976. Phase equilibria in fluid inclusions from the Khtada Lake metamorphic complex. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 40(2) : 163 ~ 175.
- Hosieni K R, Howald R A, Scanlon M W. 1985. Thermodynamics of the lambda transition and the equation of state of quartz. *American Mineralogist*, 70(7 ~ 8) : 782 ~ 793.
- Hurai V, Horn E E. 1992. A boundary layer-induced immiscibility in naturally re-equilibrated H_2O-CO_2-NaCl inclusions from metamorphic quartz (Western Carpathians, Czechoslovakia). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 112(2 ~ 3) : 414 ~

- 427.
- Klügel A, Hansteen T H, Galipp K. 2005. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1) : 211 ~ 226.
- Krenn K, Bauer C, Proyer A, Mposkos E, Hoinkes G. 2008. Fluid entrapment and re-equilibration during subduction and exhumation : A case study from the high-grade Nestos shear zone, Central Rhodope, Greece. *Lithos*, 104(1) : 33 ~ 53.
- Krenn K. 2010. Fluid inclusions in quartz related to subsequent stages of foliation development during a single metamorphic cycle (Schneeberg Fault Zone, Eastern Alps, Austria). *Lithos*, 118(3) : 255 ~ 268.
- Krenn K, Konzett J, Hoinkes G. 2014. Re-equilibration of a high-pressure metamorphic fluid : evidence from tourmaline-, apatite- and quartz-hosted fluid inclusions in an Eoalpine eclogite from the Eastern Alps. *European Journal of Mineralogy*, 26(2) : 231 ~ 244.
- Küster M, Stüchert B. 1997. Density changes of fluid inclusions in high-pressure low-temperature metamorphic rocks from Crete : a thermobarometric approach based on the creep strength of the host minerals. *Lithos*, 41(1) : 151 ~ 167.
- Lacazette A. 1990. Application of linear elastic fracture mechanics to the quantitative evaluation of fluid inclusion decrepitation. *Geology*, 18(8) : 782 ~ 785.
- Lamb W M. 1990. Fluid inclusions in granulites : peak vs. retrograde formation//Granulites and crustal evolution. Springer Netherlands, 419 ~ 433.
- Lambrecht G, Diamond L W. 2014. Morphological ripening of fluid inclusions and coupled zone refining in quartz crystals revealed by cathodoluminescence imaging : Implications for CL petrography, fluid inclusion analysis and trace element geothermometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141 : 381 ~ 406.
- Lemmlein G G. 1951. The fissure-healing process in crystals and changes in cavity shape in secondary liquid inclusions//Dokl Akad Nauk SSSR, 1(78) : 685 ~ 688.
- Leroy J. 1979. Contribution to the evaluation of internal pressure in fluid inclusions when they decrepitate. *Bulletin de Mineralogie*, 102(5 ~ 6) : 584 ~ 593.
- Lisk M, O'Brien G W, Eadington P J. 2002. Quantitative evaluation of the oil-leg potential in the Oliver gas field, Timor Sea, Australia. *AAPG bulletin*, 86(9) : 1531 ~ 1542.
- Lomov S B, Vityk M O. 1990. Cracking halos around fluid inclusions in Carpathian "Marmarosh Diamonds". *Geochem Int*, 7 : 125 ~ 129.
- Lowenstein T K, Spencer R J. 1990. Syndepositional origin of potash evaporites; petrographic and fluid inclusion evidence. *American Journal of Science*, 290(1) : 1 ~ 42.
- McLimans R K. 1987. The application of fluid inclusions to migration of oil and diagenesis in petroleum reservoirs. *Applied Geochemistry*, 2(5) : 585 ~ 603.
- Meunier J D. 1989. Assessment of low-temperature fluid inclusions in calcite using microthermometry. *Economic Geology*, 84(1) : 167 ~ 170.
- Mullis J. 1987. Fluid inclusion studies during very low-grade metamorphism. *Low temperature metamorphism*, 162 ~ 199.
- Okubo S. 2005. Effects of thermal cracking of hydrocarbons on the homogenization temperature of fluid inclusions from the Niigata oil and gas fields, Japan. *Applied geochemistry*, 20(2) : 255 ~ 260.
- Olsen S N, Ferry J M. 1995. A comparative fluid inclusion study of the Waterville and Sangerville (Vassalboro) Formations, south-central Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4) : 396 ~ 413.
- Osborne M, Haszeldine S. 1993. Evidence for resetting of fluid inclusion temperatures from quartz cements in oilfields. *Marine and Petroleum Geology*, 10(3) : 271 ~ 278.
- Pan Changchun, Zhou Zhongyi, Xie Qilai. 1996. Hydrocarbon Inclusions: Implications to Petroleum Geology and Geochemistry. *Acta Sedimentologica Sinica*, 14(4) : 15 ~ 23.
- Pecher A, Boullier A M. 1984. High-pressure high-temperature evolution of fluid inclusions in synthetic quartz. *Bulletin de Mineralogie*, 107(2) : 139 ~ 153.
- Philippot P, Selverstone J. 1991. Trace-element-rich brines in eclogitic veins : implications for fluid composition, transport during subduction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(4) : 417 ~ 430.
- Philippot P. 1993. Fluid—melt—rock interaction in mafic eclogites and coesite-bearing metasediments : constraints on volatile recycling during subduction. *Chemical Geology*, 108(1) : 93 ~ 112.
- Ping H, Thiery R, Chen H. 2011. Thermodynamic modeling of petroleum inclusions : the prediction of the saturation pressure of crude oils. *Geofluids*, 11(3) : 328 ~ 340.
- Pironon J, Bourdet J. 2008. Petroleum and aqueous inclusions from deeply buried reservoirs : Experimental simulations and consequences for overpressure estimates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(20) : 4916 ~ 4928.
- Pittman E D. 1972. Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. *Journal of Sedimentary Research*, 42(3) : 391 ~ 400.
- Potel S, Mählmann R F, Stern W B, Mullis J, Frey M. 2006. Very low-grade metamorphic evolution of pelitic rocks under high-pressure low-temperature conditions, NW New Caledonia (SW Pacific). *Journal of Petrology*, 47(5) : 991 ~ 1015.
- Prezbindowski D R, Tapp J B. 1991. Dynamics of fluid inclusion alteration in sedimentary rocks : a review and discussion. *Organic Geochemistry*, 17(2) : 131 ~ 142.
- Putnis A, Austrheim H. 2013. Mechanisms of metasomatism and metamorphism on the local mineral scale : the role of dissolution ~ reprecipitation during mineral re-equilibration//Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock. Springer Berlin Heidelberg, 141 ~ 170.
- Roedder E, Belkin H E. 1979. Application of studies of fluid inclusions in Permian Salado salt, New Mexico, to problems of siting the Waste Isolation Pilot Plant//Scientific basis for nuclear waste management. Springer US, 313 ~ 321.
- Roedder E. 1984. Fluid inclusions. Washington, DC : Mineralogical Society of America. .
- Sabouraud -Rosset C. 1976. Solid and liquid inclusions in gypsum. *Fluid Inclusion Research*, 9 : 120 ~ 121.
- Scambelluri M, Philippot P. 2001. Deep fluids in subduction zones. *Lithos*, 55(1) : 213 ~ 227.
- Schmidt D, Schmidt S T, Mählmann R F, Frey M. 1997. Very low grade metamorphism of the Taveyane formation of western Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 129(4) : 385 ~ 403.
- Selverstone J. 1985. Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps.

- Tectonics, 4(7) : 687 ~ 704.
- Sisson V B, Lovelace R W, Maze W B, Bergman S C. 1993. Direct observation of primary fluid inclusion formation. *Geology*, 21(8) : 751 ~ 754.
- Sterner S M, Bodnar R J. 1984. Synthetic fluid inclusions in natural quartz I. Compositional types synthesized and applications to experimental geochemistry. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 48(12) : 2659 ~ 2668.
- Sterner S M, Bodnar R J. 1989. Synthetic fluid inclusions-VII. Re-equilibration of fluid inclusions in quartz during laboratory-simulated metamorphic burial and uplift. *Journal of Metamorphic Geology*, 7(2) : 243 ~ 260.
- Sterner S M, Hall D L, Keppler H. 1995. Compositional re-equilibration of fluid inclusions in quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119(1) : 1 ~ 15.
- Swanenberg H E C. 1980. Fluid inclusions in high-grade metamorphic rocks from SW Norway. *Geologica Ultraiectina*, 25 : 1 ~ 147.
- Touret J L R, Hartel T H D. 1990. Synmetamorphic fluid inclusions in granulites//Granulites and crustal evolution. Springer Netherlands, 397 ~ 417.
- Touret J L R. 1992. Fluid inclusions in subducted rocks. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie Van Wetenschappen*, 95(3) : 385 ~ 403.
- Touret J L R, Huizenga J M. 2012. Fluid-assisted granulite metamorphism : a continental journey. *Gondwana Research*, 21(1) : 224 ~ 235.
- Van den Kerkhof A M, Hein U F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, 55(1) : 27 ~ 47.
- Vityk M O, Bodnar R J, Schmidt C S. 1994. Fluid inclusions as tectonothermobarometers : Relation between pressure—temperature history and re-equilibration morphology during crustal thickening. *Geology*, 22(8) : 731 ~ 734.
- Vityk M O, Bodnar R J. 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during re-equilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121(3) : 309 ~ 323.
- Vityk M O, Bodnar R J. 1998. Statistical microthermometry of synthetic fluid inclusions in quartz during decompression re-equilibration. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(2) : 149 ~ 162.
- Vityk M O, Bodnar R J, Doukhan J C. 2000. Synthetic fluid inclusions. XV. TEM investigation of plastic flow associated with re-equilibration of fluid inclusions in natural quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(3) : 285 ~ 297.
- Williams M L. 1994. Sigmoidal inclusion trails, punctuated fabric development, and interactions between metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, 12(1) : 1 ~ 21.
- Zhang Mingjie, Tang Junhong, Zhang Tongwei, Lv Zonggang, Yang Rongsheng. 2004. Applications of Fluid Inclusions to Petroleum and Natural Gas Geology and Geochemistry. *Geological Review*, 50(4) : 397 ~ 406.
- Zhang Yigang, Frantz J D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl—KCl—CaCl₂—H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3) : 335 ~ 350.
- Zou Changjun, Tang Quanwu, Zhao Pinwen, Guan Endong, Wu Xu, Ye Hui. 2013. Further study on the inclusion complex of 2-phosphonobutane -1, 2, 4-tricarboxylic acid with β -cyclodextrin : A new insight of high inhibition efficiency for protecting steel corrosion. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 103 : 29 ~ 35.

Mechanism and Identification of Fluid Inclusion Re-equilibration in Diagenetic Environment of Sedimentary Basins

CAO Mengchun¹⁾, CHEN Yong¹⁾, LIU Chuang¹⁾, WANG Miao¹⁾,
WANG Xintao¹⁾, ZHOU Zhenzhu^{2,3)}, ZHUO Qingong⁴⁾, WANG Jun⁵⁾

1) School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao, Shandong, 266580;

2) Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Resource Utilization Subordinated to the Ministry of Land and Resources, Jinan, 250013;

3) College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, Shandong, 266590;

4) PetroChina Exploration and Development Institute, Beijing, 100083;

5) Department of Earth Science, University of Hong Kong, Hong Kong

Abstract: Re-equilibration is common in fluid inclusions, and it is a key point how to identify the re-equilibration and to explain the geological factors which lead to re-equilibration. This paper summarizes the mechanism of fluid inclusion re-equilibration and the affecting factors of re-equilibration, and introduces how to identify the re-equilibration in terms of petrography and homogenization temperature characteristics. We conclude that different P — T evolution history can affect fluid inclusions re-equilibration. Specifically, when there is a low deformation degree, plastic deformation can be dominant, while deformation degree is high, fluid inclusion may leak and burst, and irreversible deformation can be dominant. A fluid inclusion in brittle mineral with cleavages, suffering intense geologic process and quickly changeable geological background, is more likely to be re-equilibrated. What's more, bigger and irregular (especially elongated shape) inclusions are easy to re-

equilibration. Specifically, re-equilibrated inclusions always show needle-shape pattern or decrepitation pattern (such as decrepitation haloes), and inclusions of a FIA have different ratio of gas to liquid or phases, with abnormal homogenization temperature. Quantitative simulation and reference standard of fluid inclusion re-equilibration need to be established, which is an important research direction of the future study of fluid inclusions.

Keywords: Fluid inclusion; Re-equilibration mechanism; Affecting factors; Characteristics; Geological significance

Acknowledgements: This research was supported by the National Natural Science Foundation of China (No. 41172111), the Fundamental Research Funds for Central Universities (No. SD2013211151), Key Laboratory of Gold Mineralization Processes and Resource Utilization Subordinated to the Ministry of Land and Resources (No. 2013004), Innovation Project of university of Shandong Province (No. J15LH05).

First author: CAO Mengchun, Female, born in 1993. Now she is a doctor student of China university of Petroleum and her current interests focus on sedimentary geology and geochemistry. Email: 458413825@qq.com

Corresponding author: CHEN Yong, Male, born in 1976, professor, mainly engaged in basin fluid analysis and petroleum geochemistry. Address: School of Geosciences, China University of Petroleum, 266580; Email: yongchenzy@upc.edu.cn.

Manuscript received on: 2015-05-05; Accepted on: 2016-09-08; Edited by: ZHANG Yuxu.

Doi: 10.16509/j.georeview.2017.01.003

中国地质学会第八届“黄汲清青年地质科学技术奖”评选揭晓

2016年12月,中国地质学会“黄汲清青年地质科学技术奖”基金管理委员会召开第八届“黄汲清青年地质科学技术奖”终评会议。经审议候选人材料、无记名投票,评选产生了中国地质学会第八届“黄汲清青年地质科学技术奖”,共计14名获奖者。其中,科研奖5人、野外奖7人、教师奖2人。

黄汲清青年地质科学技术奖已在社会上产生良好声望,并在地质界成为最有影响力的面向广大青年地质科技工作者的最高奖项,希望获奖者不负众望,继续为我国地质事业的发展做出贡献。获奖者名单如下(依获奖者姓名拼音字母顺序排列):

地质科技研究者奖:

- 刘全有 中国石油化工股份有限公司石油勘探开发研究院
- 裴向军 成都理工大学
- 王红岩 中国石油勘探开发研究院廊坊分院
- 王强 中国科学院广州地球化学研究所
- 张拴宏 中国地质科学院地质力学研究所

野外地质工作者奖:

- 代杰瑞 山东省地质调查院
- 毛启贵 北京矿产地质研究院
- 王艳忠 武警黄金第一总队
- 徐长贵 中海石油(中国)有限公司天津分公司
- 张启跃 中国地质调查局成都地质调查中心
- 张艳飞 辽宁省化工地质勘查院
- 支东明 中国石油新疆油田分公司勘探开发研究院

教师奖:

- 吴怀春 中国地质大学(北京)
- 武雄 中国地质大学(北京)

(据:<http://www.geosociety.org/?category=bmV3cw=&catiegodry=NjU5Mg==>)

Geological Society of China: The 8th Session of the Huang Jiqing (Huang T. K.) Science and Technology Prize to Young Geological Workers Issued