

岩石变形、流体压力与热液成矿关系的研究现状

付 旭, 张德会, 印贤波

FU Xu, ZHANG De-hui, YIN Xian-bo

中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083

School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

摘要:地壳中岩石的变形模式受构造应力、流体压力和上覆岩层重力共同作用的影响。岩石组成和构造应力的方向决定着岩石的变形过程,同时岩石的破裂还受先存断裂构造的影响。流体压力增大,岩石可以发生水力破裂,而引起水力引张破裂的条件是 $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$ 和 $P_f = \sigma_3 + T$ 。随着深度的增加,受地温梯度的影响,岩石由脆性变形向韧性变形转变。在无流体超压影响的情况下,脆韧性转换的温度在 300~450℃ 之间,大约在地壳 15km 处。当流体压力和应变速率增大时,韧性条件下的岩石变形行为由韧性向脆性变化,脆韧性转变的深度随之增大。从构造角度探讨热液成矿作用,热液矿床形成的深度与流体压力、应变速率、裂隙的发育、介质的渗透率、温度变化等相关。岩石断裂的类型和方向影响岩石的渗透率,提供流体运移的通道和聚集场所,控制矿床形成的深度、位置和矿体产状。

关键词:构造应力;流体压力;水力破裂;脆韧性转换深度;造山型金矿

中图分类号:P58; P611

文献标志码:A

文章编号:1671-2552(2011)04-0595-10

FU X, Zhang D H, Yin X B. Deformation of rock, fluid pressures and hydrothermal deposits. *Geological Bulletin of China*, 2011,30(4):595-604

Abstract: Deformation pattern of rocks in earth's crust is effected by tectonic stress, fluid pressure and gravity of the overlying strata. And the composition of rock and the size and the direction of tectonic stress determine the deformation of rock, while its breakdown is controlled by the pre-existed fault. The hydraulic fracture of rock occurs when the fluid pressure increases, however, the conditions of hydraulic extension fracture are $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$ and $P_f = \sigma_3 + T$. With the increase of depth in earth, the deformation of rocks changes from brittle behavior to ductile behavior by the influence of geothermal gradient. As long as there is no effect of fluid overpressure, brittle-ductile transition of rock happens in about 15km in the crust, on the condition of 300~450 °C. When the fluid pressure and the strain rate increase, the deformation of rock will change from ductile to brittle in the ductile region and the depth of brittle-ductile transition will increase. On the perspective of tectonic mineralization, the depth of the hydrothermal deposits formation are related to the fluid pressure, strain rate, fracture and fault, the permeability of medium and the temperature. The migration and gathering place of fluid, the depth of the ore-forming, position and the orientation of orebodies and the permeability of rock are all affected by the types and direction of rock fracture.

Key words: tectonic stress; fluid pressure; hydraulic fracture; the depths of brittle-ductile transition; orogenic gold deposits

矿床是一种复杂的系统,而成矿作用则是一种复杂的动力学过程。矿床成因的基本问题,归根结底是成矿作用的动力学问题^[1]。成矿动力学的概念已

提出多年,目前的研究一方面为成矿作用的化学动力学^[1-2],包括分形、混沌动力学、自组织临界性等;另一方面是成矿作用的构造动力学研究,构造作用

收稿日期:2010-11-05;修订日期:2011-03-02

资助项目:全国危机矿山接替资源找矿项目(编号:20109903)和国家自然科学基金项目(批准号:40573033)

作者简介:付旭(1984-),男,在读硕士,地球化学专业,从事成矿作用地球化学研究。E-mail:fuxucugb@163.com

通讯作者:张德会(1955-),男,教授,博士生导师,从事地球化学和应用地球化学的教学和研究。E-mail:zhdehui@cugb.edu.cn

和构造形迹对矿床、矿体的形成和分布的控制作用,包括导矿构造、控矿构造、容矿构造等。而关于构造应力、流体压力、岩石渗透率与热液成矿的关系和地壳深部脆韧性转化深度的研究较少。地震学家和油气物理学家认为,在岩石圈中脆韧性转换的深度代表了由剪切断裂产生的地震的底部,这不仅限定了地震发生的位置,而且还控制了地壳中大气降水的循环深度,因为它控制了孔隙空间和断裂的闭合^[3]。

对全球 446 个巨型金属矿床的统计研究表明,中温中深后生成因的热液矿床有 271 个巨型矿床,占全球巨型矿床数量的 52%,包括喷气成因和浅成热液矿床在内的热液矿床有 333 个巨型矿床,占数据库巨型矿床数量的 63.5%。全球巨型矿床中有 92.5% 是依靠水作为其形成的主要营力的。成矿流体是热液矿床形成的必要的物质基础,是成矿物质的载体,是汲取、溶解、携带、搬运成矿物质的介质。通过含矿流体的汲取、运移和沉积聚集,成矿物质得以从分散状态转变为富集状态。而各种成因的岩石孔隙和裂隙则是矿液运移的通道和矿石堆积的场所。所以渗透率对于热液成矿作用的深度、成矿规模、矿质沉淀机制等具有重要的影响。渗透率为岩石允许流体通过的能力,它直接影响了系统对成矿物质的萃取、搬运和沉淀^[4]。岩石渗透率分为固有渗透率和水力渗透率。固有渗透率由孔隙和微裂隙决定,其大小与岩石孔隙度成正比^[5]。在地壳浅部,岩石中存在大量孔隙和微裂隙,随着深度加大,岩石被压实,内部孔隙和微裂隙不断减小,渗透率也随之减小。水力渗透率是由构造变形产生的断层、剪切带等断裂决定的岩石渗透流体的能力^[6]。地壳深部的渗透率主要为水力渗透率,其大小受断裂规模的控制^[7]。岩石断裂的类型和方向影响岩石的渗透率,控制流体运移通道和流体聚集场所,控制矿床形成的深度、位置和矿体产状。

在地壳深部,岩石变形主要受控于重力、构造应力和流体压力的作用。但在过去的研究中,地质学家经常忽略流体压力在地壳岩石变形过程中的作用。岩石变形可以驱动流体的流动,反过来流体压力也可以促使岩石变形。本文试图通过总结国内外现有的资料和研究成果,来论述构造应力、流体压力、岩石渗透率与热液成矿的关系,藉此说明流体压力在热液矿床形成过程中的重要作用。

1 含流体的岩石破裂准则

在热液系统中,断层、剪切带和相关的断裂脉控制着局部的渗透率和流体流动通道。而应力的方向和大小从根本上影响着这些通道的几何形状,同时流体压力影响着这些构造的分布。大规模的断裂系统不仅可以在脆性上地壳中产生,只要有足够高的流体压力,在韧性下地壳中也可以产生^[5]。

1.1 各向同性岩石

岩石的应力状态、应力大小、差应力、断裂类型和断裂方向之间的关系可以用应力莫尔圆表示^[8]。在岩石变形过程中,任一点上的构造应力场都可以被分解为三轴相互垂直的主压应力:最大主应力 σ_1 、中间主应力 σ_2 和最小主应力 σ_3 。当有流体压力 (p_f) 作用的情况下,有效主应力变为 $\sigma_1' = (\sigma_1 - p_f) > \sigma_2' = (\sigma_2 - p_f) > \sigma_3' = (\sigma_3 - p_f)$ 。应用应力莫尔圆和修正的格里菲斯理论包络线(图 1),可以很好地说明岩石破裂时的应力状态和应力方向。应力莫尔圆由剪应力 τ 、垂直有效应力 $\sigma_n' = (\sigma_n - p_f)$ 和岩石抗张强度 T 组成。当应力摩尔圆和包络线相切时,岩石发生破裂。

在原始各向同性的岩石中,岩石与主压应力在可预测的方向上发生 3 种大规模的脆性断裂:拉张断裂、张剪断裂和压剪断裂。根据有效应力准则在含有流体的岩石中,流体压力影响断裂的类型,差应力和抗张强度之间的关系决定岩石脆性断裂的模式^[9],将相关的断裂准则^[10]列于表 1 中。

1.2 先存断层的摩擦再活化

先存无黏合力断层的再剪切依赖于它们的方向、差应力和流体压力的大小,对于静摩擦系数为

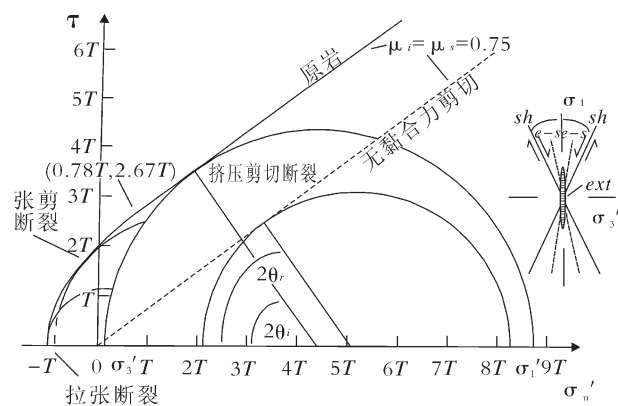


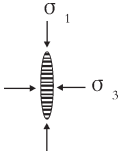
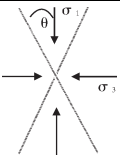
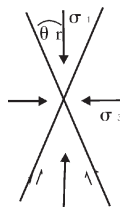
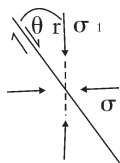
图 1 应力莫尔圆和破裂包络线^[10]

Fig. 1 Mohr diagram of shear stress and failure envelope

Sh—剪切断裂;e—s—张剪断裂;ext—拉张断裂

μ_s, μ_s —静摩擦系数

表 1 岩石脆性断裂准则^[10]
Table 1 Criteria for different modes of brittle failure

断裂模式	τ 、 σ_n' 和 p_f 的函数关系	应力场方向
拉张断裂 $\sigma_1 - \sigma_3 < 4T$	$\tau^2 = 4T(\sigma_n - p_f) + 4T^2$ $p_f = \sigma_3 + T$	
张性剪切断裂 $4T < \sigma_1 - \sigma_3 < 5.66T$	$\tau^2 = 4T(\sigma_n - p_f) + 4T^2$ $p_f = \sigma_3 + \frac{[8T(\sigma_1 + \sigma_3) - (\sigma_1 - \sigma_3)^2]}{16T}$	
压性剪切断裂 $\sigma_1 - \sigma_3 > 5.66T$	$\tau = C + \mu_i(\sigma_n - p_f)$ $p_f = \sigma_3 + \frac{[8T - (\sigma_1 - \sigma_3)]}{3}$ $\mu_i = 0.75$	
无黏合力断层再剪切	$\tau = \mu_s(\sigma_n - p_f)$ $p_f = \sigma_3 - \frac{(\sigma_1 - \sigma_3)(1 - 0.75 \tan \theta_r)}{0.75(\cot \theta_r + \tan \theta_r)}$ $\mu_s = 0.75$	

μ_s , 先存无黏合力断层摩擦再剪切的一般准则 $\tau = \mu_s \sigma_n' = \mu_s(\sigma_n - p_f)$, 断层面与 σ_1 呈 θ_r 角, 可以改写为有效主应力的比值 $\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = \frac{(\sigma_1 - p_f)}{(\sigma_3 - p_f)} = \frac{(1 + \mu_s \cot \theta_r)}{(1 - \mu_s \tan \theta_r)}$ ^[11]。当再活化的应力比值达到最小时, 再活化角的最佳值为 $\theta_r^* = 0.5 \tan^{-1}(\frac{1}{\mu_s}) \approx 27^\circ$ 。大于或小于 θ_r^* 都不利于先存断层的再剪切, 当 $\theta_r = 2\theta_r^*$ 时有效应力的比值将达到无限大, 剪切断裂将无法发生(图 2)。当 $p_f > \sigma_3'$, $\sigma_3' < 0$, $\theta_r > 2\theta_r^*$ 时, 岩石将在非先存断裂方向上发生破裂。

值得注意的是, 从矿化的角度看, 无黏合力断层的存在非常重要。当有先存无黏合力断层存在且应力场方向有利于剪切断裂再活化时, 将抑制周围原始岩石其它方向的脆性断裂。在多期构造演化的过程中, 先存断层发生多次活化, 热液流体多次侵入, 使得该处成为矿化集中的位置。古老地块中发育的

断裂一般存续的时期很长, 可以不只一次地复活, 并向深部顺序生长, 同时断层岩不断被研磨, 会在聚矿断裂带的垂直延深范围内形成比较稳定的矿质沉淀条件。与岩浆关系尚不明确的中温脉状金矿床的成矿总垂直范围很大, 可能与此相关^[12]。

2 水力致裂与成矿作用

由上述分析可知, 在脆性变形中, 热液体系渗透率的断裂类型受应力差($\sigma_1 - \sigma_3$)的制约。通过减小 σ_3 和/或增加 σ_1 (莫尔圆直径增大), 或增加流体压力使 σ_1 和 σ_3 同时减小(莫尔圆向左移动)都能引起莫尔圆与破裂包络线相交(图 3、图 4), 岩石发生破裂。所以增大差应力和流体压力或者它们的共同作用都可以发生脆性破裂。

流体压力改变了地壳深部的应力状态。根据 $\sigma_n' = (\sigma_n - p_f)$, 孔隙流体压力(p_f)降低了主应力(σ_n), 因此孔隙流体的压力效应就是降低施加在岩石上的

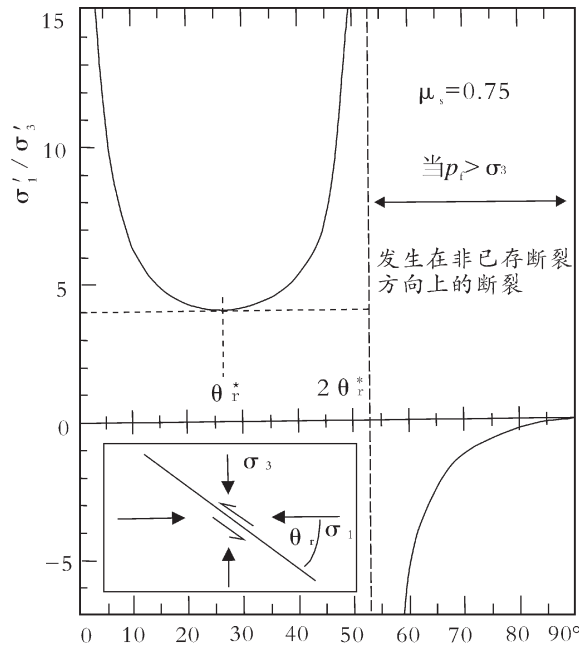


图 2 已存断裂再活化的最佳角

Fig. 2 Optimum angle of an pre-existed fault reactivation

主应力,这被称为水力致裂。设一多孔砂岩,施加在其上的 $\sigma_1=40\text{MPa}$, $\sigma_3=13\text{MPa}$, 如果再在其上加 10MPa 孔隙流体压力(p_f),主应力 σ_1 和 σ_3 就会减小,而莫尔圆保持不变,从原来的位置向左移动 10MPa 的距离,并与破裂包络线相交,引起破裂。

在热液系统中,应力和/或流体压力的改变能引起剪切破裂。在低应力差($\sigma_1-\sigma_3<4T$)下,假定有效最小主应力(σ_3)变为负值,大小等于岩石抗张强度时,流体压力增加可以引起纯引张破裂。流体驱动张性破裂被称作水力张性破裂,其破裂准则是: $p_f=\sigma_3+T$ [5]。

在应力差不同的情况下,流体压力增大将产生 2 种不同的岩石破裂模式,即低应力差下流体压力增加导致张性破裂(图 3)和高应力差下流体压力增加导致剪切破裂(图 4)。纯张性破裂只在应力差相对较小时形成,要求应力差小于 $4T$ 。由于围岩抗张强度(T) (25~700℃ 只有轻微的变化)在最佳条件下(没有大的裂纹)很少大于 40MPa [13],所以热液体系出现纯张性矿脉表明脉系是在小于 160MPa 应力差下张开的。

2.1 含流体压力岩石的变形模式

差应力、流体压力和岩石的抗张强度决定岩石的变形模式,但在不同的构造机制中其模式又有所区别。原岩的断裂曲线是抗张强度 T 的方程。垂直

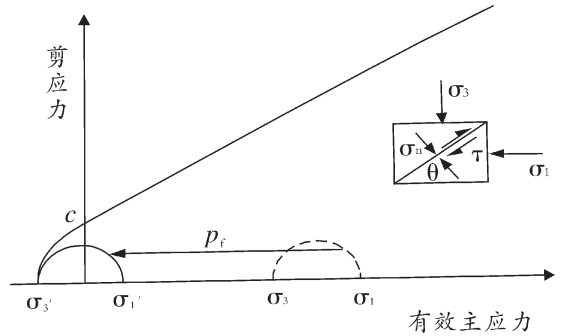


图 3 低应力差流体压力增大岩石发生张性破裂 [5]

Fig. 3 Extension failure caused by increasing fluid pressure at low stress differences

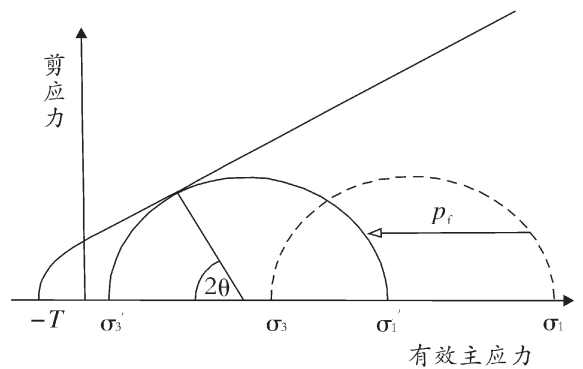


图 4 高应力差流体压力增大岩石发生剪切破裂 [5]

Fig. 4 Shear failure caused by increasing fluid pressure at high stress differences

压应力的大小可以换算成不同孔隙流体压力 λ_v 所对应的深度,通常用符号 λ 表示在地壳中 p_f 相对于 S_v 的大小, S_v 为垂直应力或静岩压力,因此定义孔隙流体因子 $\lambda=p_f/S_v$ 。图 5 显示了在挤压构造和拉张构造机制中,抗张强度分别为 5、10、15、20(MPa)时,先存断裂在最佳方向再剪切和原岩发生脆性断裂的条件。每一条曲线随着 σ_v' 的增加断裂模式依次从拉张断裂—拉张剪切断裂—剪切断裂转换。

根据图 5 可以得到以下结论: ①在一组相同的差应力和流体压力条件下,拉张构造体制中原岩发生脆性断层和断裂比挤压体制更容易; ②在 σ_v' 为正的情况下($\lambda_v<1.0$),在挤压构造机制中只可以发生挤压剪切断裂,在拉张构造机制中拉张断裂和拉张剪切断裂都可以发育; ③岩石抗张强度增加,拉张断裂发生的深度范围也会增加; ④对于高的 σ_v' 值区域,脆性结构只可通过挤压剪切断裂形成,而在低

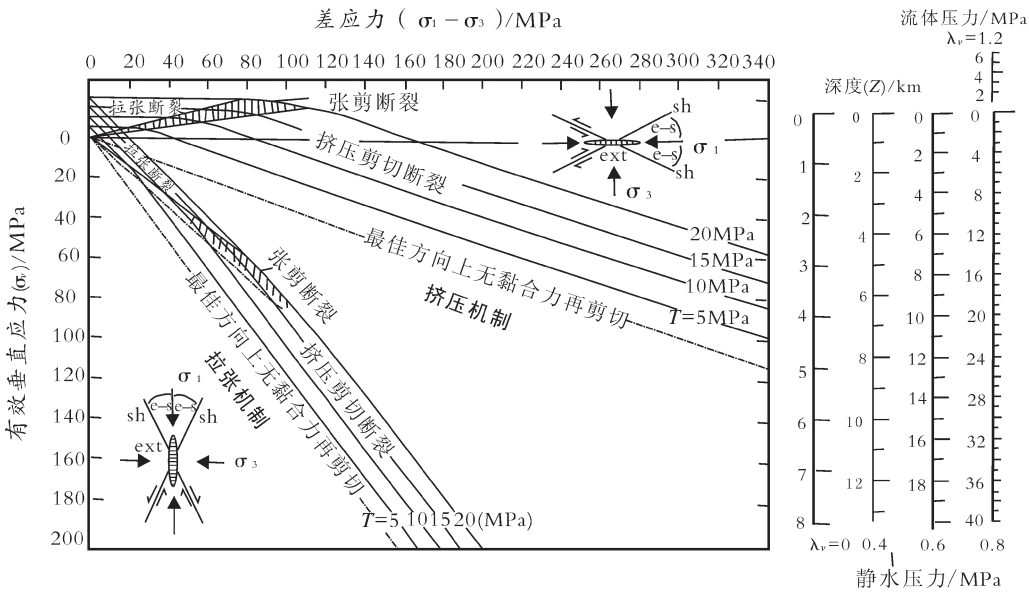


图 5 含流体压力的岩石变形模式^[10]

Fig. 5 Brittle failure mode of rock with fluid pressure

σ_v' 值区域可以发生各种断裂模式; ⑤在应力场中, 先存断裂在最佳方向上发生再剪切, 可以阻止拉张断裂和拉张剪切断裂所需的抗张超压条件的形成, 即 $p_f > \sigma_{30}$ 。

2.2 岩石中可维持的最大流体超压

岩石中流体压力增大到一定值时, 受构造应力和流体压力的共同作用, 岩石将发生破裂。断裂和断层是流体流动的通道, 它的形成限制了低渗透率岩层中流体超压的大小。当低渗透率岩层内部的流体超压增大时岩石发生破裂, 流体排出后流体压力降低。

当 $\sigma_3' = -T$ 时, 发生水力破裂, 最大差应力 $\sigma_1 - \sigma_3 = 4T$ 。由上述方程可知, 最大的流体超压随差应力的增大而减小。图 6 显示了断裂模式中的 2 个端元破裂——水力断裂和先存断裂在最佳方向上的再剪切破裂, 分别在正断层和逆断层机制中 2 种断裂模式最大可维持流体压力 λ_v 与深度的关系。粗线表示水力断裂在岩石的抗张强度分别为 $T=5$ 和 10MPa 时岩石中可维持的最大流体压力。细线表示不同差应力条件下, 先存断层在最佳方向上发生再剪切破裂时可维持的最大流体压力。双箭头表示在相同的差应力条件下, 原岩和已存断裂的岩石中可维持的最大流体超压。可以看出, 已存无黏合力断层的存在降低了最大流体压力, 也就是说, 已存无黏合力断层在最佳方向上更容易发生再剪切。随着差应力增大,

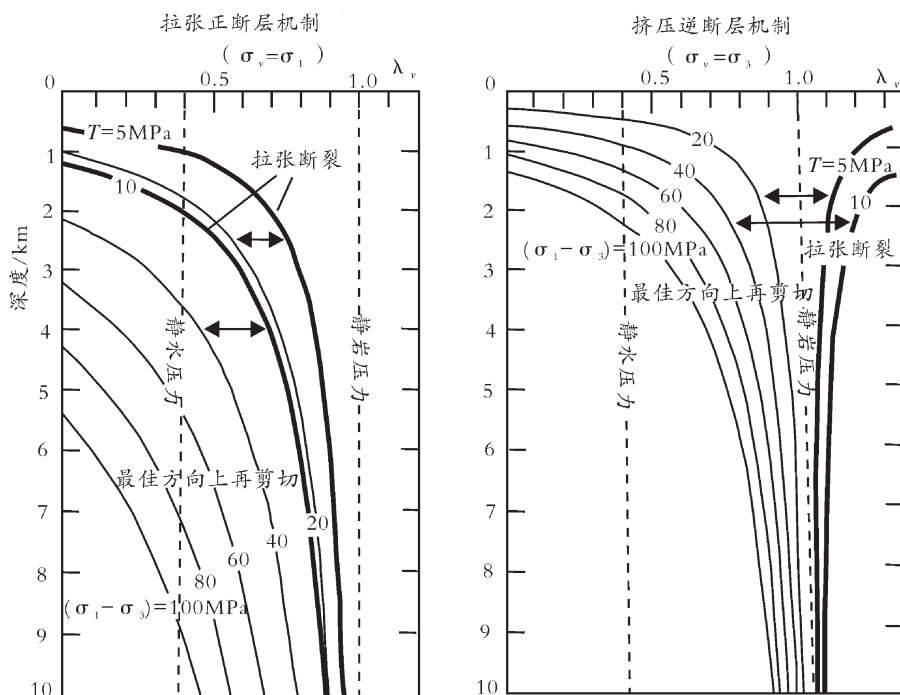
可维持的流体超压减小。在挤压逆断层机制中, 当流体超压大于静岩压力时才发生水力断裂, 所以在挤压机制中很难发生水力断裂。

水力致裂对于热液成矿的重要意义在于无论深度多大, 即使岩石没有发生形变, 只要有足够高的流体压力, 都有可能发生脆性断裂。水力压裂产生的断裂体系在为流体流动提供通道的同时, 由于其发生的瞬时性, 会造成物理化学条件的突变, 引起成矿物质的集中沉淀。如果由于自封闭、自愈合等作用水力压裂循环发生, 就会产生流体流动的反复性, 扩大成矿规模。

3 岩石脆韧性转换深度

在地壳中, 断层为流体流动的主要通道, 矿化的关键问题是确定可以提供大量流体集中流动的位置。大部分热液矿床与上地壳地震带中的活动断层和同生断裂系统有关。矿物溶解准则、矿脉结构和在不同的 p - T - X 环境中促进元素不稳定与局部沉淀之间所要求的流体快速流动, 暗示矿化源于流体多次瞬时幕式快速流动^[14]。热液幕式沉淀与地震滑移增加相关, 且矿化和地震滑移在相同的构造应力场中发生^[15]。

地震主要集中在变形大陆地壳的上部, 地震断裂是调整断层滑移的主要方式, 地震发生的深度为

图6 岩石在拉张和挤压机制中可维持的最大流体压力^[10]Fig. 6 Maximum sustainable fluid pressures
in compressional and extensional tectonic regimes

岩石发生脆性破裂的下限深度。在浅部地壳地震中,有流体参与的直接证据是地震后在断层附近有流体排出^[16]。在断层、断裂产生和再活化的过程中,应力与流体压力条件相耦合。

3.1 断层结构和脆韧性转换深度

对出露的断层研究发现,横穿地壳的断层带主要由上部脆性的板状结构和下部韧性区域组成^[17]。在脆性上地壳中,主位移带分布在厚度发生变化的断层带边缘,由各种断裂和破碎变形的物质组成。在深部韧性区,高应变剪切带由网结菱形的相对低应变物质组成。随着深度的增大,岩石类型分别为断层泥/角砾岩(富粘土)—破碎岩—糜棱岩—糜棱岩化片麻岩^[18]。

在上地壳中,岩石由于受到压剪力发生破碎,同时岩石碎裂受摩擦阻力,摩擦剪切阻力随深度的增加而增加,除非流体超压中和上覆压力。在绿片岩相变质条件下, $T > 300^{\circ}\text{C}$,岩石发育L-S组构,发生结晶塑性流动。当 $T = 300 \sim 350^{\circ}\text{C}$ 时,石英发生位错蠕变,而长石发生位错蠕变需要温度高于 450°C ^[19]。绿片岩糜棱岩化包含复杂的变形机制,包含石英的

塑性流动和长石的破碎,可能还有扩散机制,矿物颗粒由于动态重结晶和破碎而变小^[20]。随着深度和温度的增加,流动剪切阻力也不断增加,直到在脆韧性转换处达到最大值。在下地壳中($T > 500^{\circ}\text{C}$),从高绿片岩相到角闪岩相的变质条件中,在从数百米到数千千米厚度的韧性剪切带中,糜棱岩化片麻岩中记录了很多持续的透入性非地震的剪切变形^[17]。

在脆韧性转换附近,断层岩结构记录了连续和非连续性的剪切变形,一般认为在大陆地壳中岩石发生脆韧性转换的温度为 $350 \sim 450^{\circ}\text{C}$,大约在地壳15km的深处。依据岩石中石英和长石的比率不同,其深度也有所不同。大陆地壳多孔介质的渗透率足够大,可使自由对流出现在大多数地热梯度环境中,对流驱动或地形驱动流动可以产生在15km深度上,而在走滑或张性断裂地区和低级区域变质地区,流体可以渗透到至少15km的深处^[21]。

3.2 含流体的岩石变形

图7展示了地壳中脆性和韧性区域物质初始断裂的一般关系。在脆性区域,随着深度的增加,先存断裂剪切断裂的差应力也增加。差应力相对独立于

温度、岩石类型和应变率,却高度依靠摩擦系数、流体压力和相关应力场的方向^[2]。从初始点 0 点到 A 点,显示了与最大压应力呈 26°角的断裂面上断层活动所要求的差应力。流体压力 p_f 等于静水压力, S_v 为垂直应力或静岩压力,对于平均流体密度为 1、岩石密度为 2.6,在静水压力区域 $\lambda=0.38$ 。矿脉的形成,断裂获得黏合力,断裂发生所需的初始差应力将增大。在图 7 中,含有黏合力的断层所需的差应力为 $N-A'$ 。随着深度的增大,围压也增大,断层活动所需的差应力也相应增加。

与脆性断裂相反,初始塑性变形所需的差应力依赖于温度、应变率、岩石类型(物质组成),而围压的影响较小。相对与干燥岩石,水的存在允许岩石在低温时发生塑性变形^[20]。控制稳定态韧塑性变形的一般准则为 $\dot{\epsilon}^0=A(\sigma_1-\sigma_3)^n \exp(-Q/RT)$,式中 $\dot{\epsilon}^0$ 为应变率, R 为气体常数, T 为绝对温度, $\sigma_1-\sigma_3$ 为差应力, A 、 Q 、 n 为依岩石类型不同的物质系数^[23]。在温度随深度增大而增加的正常情况下,对于给定的应变率引起塑性变形所需的差应力随深度增大呈指数减小(图 7 中曲线 $A'ABC$)。对于给定应变率,富石英的岩石和页岩发生塑性变形所需的温度低于镁铁质岩石,如玄武岩、辉长岩。另外,根据公式,提高应变率,脆性变形行为可在更高的温度下发生,而应变率升高也会导致由于摩擦生热使温度升高。

在脆性区域,对于给定的应变率,在差应力增大

到发生塑性变形之前,增加差应力引起剪切断裂。相反,在韧性区域,对于给定的应变率,在差应力变得足够大发生剪切断裂之前,增加差应力引起塑性变形。因此脆韧性转换发生在脆塑性变形曲线相交的位置。在图 7 中, A 点所标明的位置为对于给定应变率,当 $\lambda=0.38$ 时,岩石变形的脆韧性转换深度。在实际情况下,由于岩石的非均一性,脆韧性转换发生在一个深度范围内,而不是一个特殊的深度。当增大流体压力时,即 $\lambda>0.38$ 时,脆韧性转换的深度将沿着塑性变形曲线而加深。当流体压力增大到 $p_f=S_v$, $\lambda=1$ 时,很小的差应力就可以促发剪切断裂。所以脆韧性转换可以发生在温度很高的深部地壳中。但是温度升高,断裂的自我愈合、自我封闭和矿脉的胶结作用会加速,断裂产生黏合力,所以发生剪切断裂还需要一定的差应力^[24]。

在浅部侵位环境中,岩体大约在 3.5~4km 深度处结晶,从地表到地下 3km 处为静水压力环境。在图 8 中,循环热液系统提供的最大温度为 360~375℃,从地表到地下 3km 地温梯度为 125℃/km,在地下 3km 之下由岩浆热源传导到热液系统底部的地温梯度为 500℃/km。该图展示了岩石分别在 $\lambda=0.38$ 、0.6、1, 应变速率在 $10^{-14}S^{-1}$ 到 $10^{-6}S^{-1}$ 之间变化时的脆韧性行为。在活动地壳中应变速率在 $10^{-14}S^{-1}$ 到 $10^{-15}S^{-1}$ ^[25],而在活动断层时期短时间内应变速率可以达到 $10^{-12}S^{-1}$ 到 $10^{-11}S^{-1}$ ^[26]。在火山环境

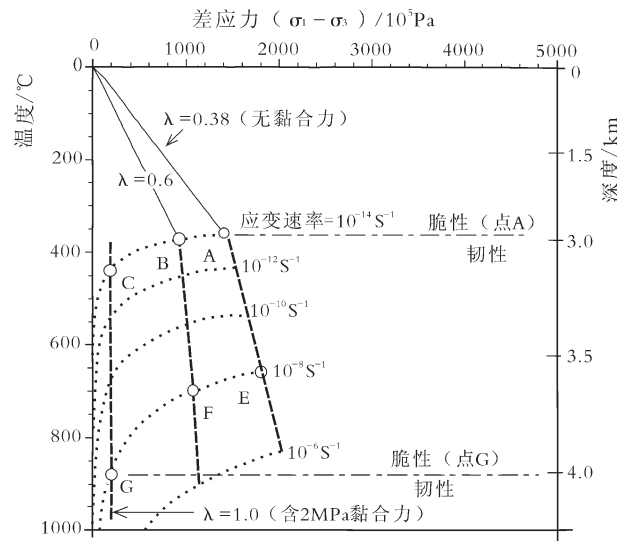
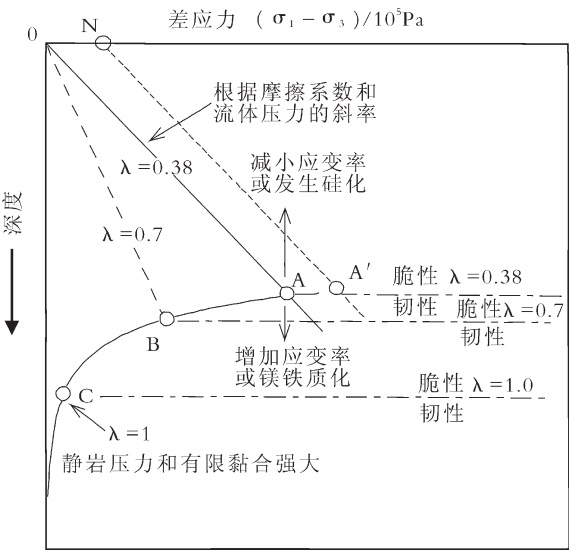


图 7 随流体压力变化岩石脆韧性转变深度的变化^[24]

Fig. 7 The effect of fluid pressure for the depth of brittle-ductile transition

图 8 随应变速率的变化岩石脆韧性转变深度的变化^[24]

Fig. 8 The effect of strain rate for the depth of brittle-ductile transition

中, 岩浆侵入和垮塌变形过程中应变速率能达到非常高的值^[27]。当 $\lambda=0.38$, 应变速率为 10^{-14}s^{-1} 时, 脆韧性转变的深度大约为3km, 温度大约为360℃。如果假定岩石是含水的流纹岩, 则脆韧性转变深度将减小, 如果是玄武岩深度会加大。当应变速率瞬时增加到 $>10^{-4}\text{s}^{-1}$ 时, 初始塑性岩石将在低差应力、高温下发生脆性变形。

根据以上分析可知, 脆韧性转换深度主要取决于热流值和地壳的物质组成, 转变温度为300~450℃, 分别对应于主要由石英组成和长石组成的地壳。在地壳深部, 岩石破裂受到温度、围压和孔隙流体压力的影响, 从而影响岩石的渗透率。受地温梯度的影响, 随着深度的增加, 其温度不断升高, 岩石变形从脆性到韧性转变。但随着流体压力上升和应变速率的增加, 岩石变形可以从韧性向脆性转变。成矿深度是根据控制流体流动的断裂裂隙的发育深度、介质渗透率、温度变化、岩石脆韧性的变化等来推断的。地温梯度大时成矿深度小, 地温梯度小时成矿深度大^[21]。流体压力和应变速率增大可以加深脆韧性转换的深度, 使岩石在地壳深部发生脆性破裂, 渗透率增大, 成矿热液上升形成矿床。

4 流体压力在成矿过程中的作用

4.1 流体在岩浆热液型矿床形成过程中的作用

对典型岩浆热液矿床的分析发现, 岩浆结晶分异出成矿流体超压对于热液成矿起关键性的作用。岩浆侵入是异常流体高压形成的原因之一, 斑岩矿床是这种作用的典型代表。由于斑晶含角闪石、黑云母等含水矿物, 推断岩浆含水量不会低于3wt%, 存在长石斑晶含水量也不会大于5wt%。岩浆上升时减压和无水矿物结晶导致挥发分溶解度降低, 残留熔浆挥发分增加, 饱和出溶, 集中到岩体顶部, 流体压力升高^[28]。

在深成侵入岩相中挥发组分难于达到过饱和, 因此通常深成侵入岩相中很少见到有金属矿床的形成。大多数斑岩型、矽卡岩型和浅成热液型金属矿床均与浅成侵入岩相伴随, 随着大量斑晶的析出, 残余岩浆中的挥发组分容易达到过饱和, 同时由于封闭条件较好, 成矿溶液容易在一定的有利部位集中堆积, 最终达到工业富集的程度^[29]。

挥发分出溶可以引起侵入体冷凝壳内物质体积增长, 加之岩浆上升时体积也膨胀, 如含水2.7%

的花岗岩质熔体在2km深度全部结晶时体积膨胀近50%^[30], 冷凝壳内积聚的内压高达数百万帕, 多数刚性围岩难以藉塑性形变适应如此巨大的体积改变, 将会在冷凝壳上形成弥漫性角砾岩化, 流体沿断层带或角砾岩筒直接逃逸到近地表。无论哪种释放过程都会产生断裂和孔隙, 成矿物质随之沉淀形成斑岩矿床^[13]。

流体流动通道类型对于流体的迁移和矿床的形成均有重要作用。当岩石发生脆性断裂时, 成矿流体进入断裂, 沉淀形成充填式脉状矿床。在断裂和大型节理不发育的地区, 随着地壳温度的升高, 含矿气液流体只能通过岩石的孔隙和微裂隙, 呈“蒸发式”向上渗透和迁移。一旦这些“蒸汽”迁移到合适的温度区间或化学区间, “蒸汽”中的成矿元素即沉淀析出, 形成大规模的面状矿化或形成层状矿床^[31]。

流体压力和围岩岩性决定矿床的类型。当岩浆含水和挥发分较多, 围岩化学活动性较次, 但构造应力和流体压力有利于围岩形成脆性断裂时, 易形成热液充填型矿床, 如南岭钨矿“五层楼模式”中矿脉的扩展主要为液压致裂所致, 液压与围压之间差值的大小决定矿脉是否扩展和扩展速率的关键^[32]。当围岩为灰岩等化学活动性较好的岩性时, 易形成矽卡岩型矿床, 如湖南黄沙坪铅锌矿^[33]。当岩浆结晶分异出的流体不能产生足够的压力使围岩发生脆性破裂时, 成矿流体在岩体的顶部形成斑岩型矿床, 在岩体内部形成脉状、网脉状、细脉浸染状构造。

4.2 流体压力在造山型金矿成矿过程中的作用

变质岩地体中的造山型金矿通常发育在造山作用的晚阶段, 成矿深度范围为2~20km。根据成矿深度和温度, 可以把造山型金矿分为浅变质带: $\leq 6\text{km}$, 150~300℃; 中成变质带: 6~12km, 300~475℃; 深成变质带: $>12\text{km}$, $>475^\circ\text{C}$ ^[34]。在各变质带中, 矿化类型分别为浅部脆性区域: 网脉状、碎裂状; 脆-韧性转变区: 纹层状破裂愈合脉、S型脉; 韧性区域: 交代、浸染状类型^[35]。

根据岩石的变形行为, 在变质带中金矿床的矿化类型包括脆性、脆韧性和韧性。在断层附近脆性区域形成大量张性裂脉, 岩石渗透率增大, 不同来源的流体发生对流循环, 金矿在断裂脉中沉积充填。矿化主要为网脉状和角砾状, 反应了破碎变形, 在火山岩或角岩中以片状矿脉产出。微构造包括缝合线、断层泥和网脉状细脉。在脆韧性条件下, 较高的温压条件

中,热液流体在热动力和压力驱动下向上运移,热液流体不断聚集,流体压力增大,岩石不能维持较高流体压力发生水力破裂,产生拉张断裂。矿脉经历沉积填充,流动路径愈合,然后断裂再活化循环过程,其断裂过程为断层阀模式^[36](图 9)。大多数发育的是不协调的纹层状破裂愈合石英方解石矿脉和 S 型矿脉群。矿脉可以发育在剪切带中和断裂中,如张裂脉系统、倾斜的张裂脉、网脉和角砾岩脉,还有的在褶皱的枢纽中。在韧性区域,岩石发生破碎、细粒化和强烈的糜棱岩化作用。韧性矿化类型主要发育在区域剪切带的韧性变形中,包括平行地层变形的矿脉和交代结构、浸染状矿脉。

5 总 结

岩石在不同的构造应力和流体压力的作用下,会形成不同的变形模式;在不同的构造机制中,变形的模式也不同。同时,岩石的变形还受到岩性、围压、温度、流体压力和应变速率的影响。流体的加入可以加深岩石脆韧性转变的深度,使地壳深处岩石的渗透率增大,为流体的运移提供良好的通道。先存断裂在岩石变形中的作用很重要。如果构造应力场的方向与先存断裂的方向近平行,那么先存断裂将首先

发生活化,抑制其它方向上的断裂。所以在一些构造复杂的地区,一些断裂可能经历了多期次的活动,构造发生的时间较难判别。

成矿深度一直是矿床学研究者关注的问题,它关系到热液的运移和沉淀。过去学者们详细研究了温度和压力对于岩石变形的影响,认为中下地壳岩石在高温高压条件下只能发生韧性变形,所以岩石的渗透率很低,不利于成矿热液的运移。但是在现在的研究中发现,增大流体压力岩石可以发生水力破裂。流体压力的参与可以使岩石脆韧性转变的深度增加,在高温高压下也可以发生脆性破裂,使深部形成的流体向上运移。从构造角度探讨热液成矿作用,热液矿床形成的深度与流体压力、应变速率、裂隙的发育、介质的渗透率和温度变化等相关。

在热液成矿过程中,流体压力扮演着重要的角色。流体压力升高,岩石发生水力破裂,流体排出,流体压力降低,重复上述过程构成典型的断层阀模式。成矿热液反复地向上运移,在断裂脉中不断沉积成矿元素。在挤压构造环境中,岩石受到的压力较大,易产生部分熔融,形成大量的成矿热液,但岩石的渗透率较低,热液很难发生大量的迁移,不利于成矿。在拉张构造环境中,产生的大量垂直地表的裂脉为热液向上运移提供了良好的通道,如果与地下流体源连通,流体将发生大规模的迁移和沉淀。

致谢:在成文过程中,中国地质科学院地质力学研究所吕古贤研究员提出了许多宝贵意见,在此表示衷心的感谢。

参考文献

[1]於崇文,岑况.成矿作用动力学[M].北京:地质出版社,1998:1-23.
[2]於崇文.成矿作用动力学——理论体系与方法论[J].地学前缘,1994;1(3/4):54-82.
[3]Brace W F. Pore in geophysics[J]. Geophysical Monograph Series, 1972,16:265-273.
[4]周利敏,张德会.岩石中的渗透率、流体流动及热液成矿作用[J].地学前缘,2008;15(2):299-310.
[5]Cox S F, Knackstedt M A, Braun J. Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems[C]//Richards J M, Tosdal R M. Structural controls on ore genesis. Littleton: Society of Economic Geologists,2001:1-22.
[6]Oliver N H S. Review and classification of structural controls on fluid flow during regional metamorphism[J]. Journal of Metamorphic Geology, 1996,14:477-492.
[7]Guéguen Y, Dienes J. Transport properties of rocks from statistics and percolation[J]. Mathematical Geology,1989,21(1):1-13.

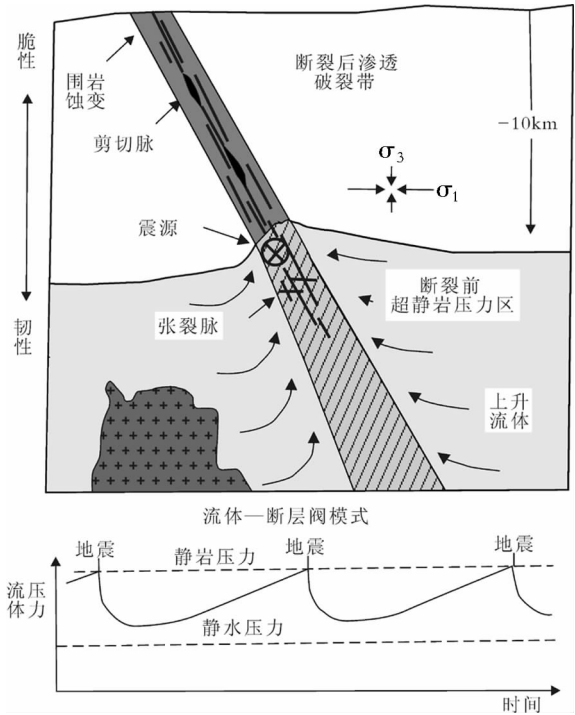


图 9 造山型金矿成矿模式图^[35]

Fig. 9 The mineralization of orogenic gold deposits

- [8]陈子光.岩石力学性质与构造应力场[M].北京:地质出版社,1986:108-134.
- [9]Secor D T. Role of fluid pressure in jointing: American[J]. Journal of science,1965, 267:803-810.
- [10]Sibson R H. Seismogenic framework for hydrothermal transport and ore deposition[C]//Richards J M, Tosdal R M. Structural controls on ore genesis. Littleton: Society of Economic Geologists,2001:25-47.
- [11]Sibson R H. A note on fault reactivation[J]. Journal of Structural Geology,1985,27:751-754.
- [12]舍赫特曼 П А,科罗列夫 В А,尼基福罗夫 Н А,等.热液矿床详细构造预测图[M].石准立等译.北京:地质出版社,1982:263.
- [13]金旭东,张德会,万天丰.隐伏岩体顶上带与深部成矿预测[J].地质通报,2010:29(2/3):392-400.
- [14]Henley R W, Berger B R. Self-ordering and complexity in epizonal mineral deposits[J]. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences.2000,28:669-719.
- [15]Cox S F. Faulting processes at high fluid pressures: An example of fault-valve behaviour from the Wattle Gully Fault,Victoria, Australia [J]. Journal of Geophysical Research.1995,100,12:841-860.
- [16]Muir-wood R, King G C P. Hydrological signatures associated with earthquake strain[J]. Journal of Geophysical Research. 1993,98: 2235-2268.
- [17]Hanmer S. Great Slave Lake shear zone, Canadian shield: Reconstructed vertical profile of a crustal-scale fault zone [J].Tectonophysics. 1988,149:245-264.
- [18]Snoke A W, Tullis J, Todd V R. Fault-related rocks: A photographic atlas[M]. Princeton: New Jersey, Princeton University Press. 1998:617.
- [19]Carter N L, Tsenn M C. Flow properties of continental lithosphere [J].Tectonophysics, 1987, 136:27-63.
- [20]White S H, Burrows S E, Carreras J, et al. On mylonites in ductile shear zones[J].Journal of Structural Geology. 1980,2:175-187.
- [21]张德会,周圣华.矿床形成深度与深部成矿预测[J].地质通报,2007,26(12):1509-1518.
- [22]Jaeger J C, Cook N G W. Fundamentals of rock Mechanics, 3rd ed, [M].London:Chapman and Hall, 1979:593.
- [23]Turcotte D L, Schubert G. Geodynamics[M]. New York: John Wiley, 1982: 450.
- [24]Fournier R O. Compressive and tensile failure at high fluid pressure where preexisting fractures have cohesive strength with application to the San Andreas fault[J]. Journal of Geophysical Research, 1996,101: 25,499-509.
- [25]Pfiffner O A, Ramsay J G. Constraints on geological strain rates: Arguments from finite strain rates of naturally deformed rocks [J]. Journal of Geophysical Research. 1982,87:311-321.
- [26]Sibson R H. Fault zone models, heat flow, and the depth distribution of seismicity in the continental crust of the United States [J]. Seismological Society of America Bulletin. 1982, 72:151-163.
- [27]Dzurisin C D, Westphal D J. Eruption prediction aided by electronic tiltmeter data at Mount St. Helens[J].Science, 1983,221:126-147.
- [28]Burnham C W. Hydrothermal fluids at the magmatic stage [C]// Barnes H L. Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. New York: Holt, Rinehart, and Winston,1979:34-76.
- [29]芮宗瑶,张立生,王龙生,等.斑岩铜矿与陆相火山活动[J].地震地质,2003,25(增刊):78-87.
- [30]Robb L. Introduction to Ore-forming Processes[M]. Malden: Blackwell Science Ltd., 2005:373.
- [31]陈国能.花岗岩成因:原地熔融与地壳演化[M].北京:地质出版社,2009:149-185.
- [32]汪劲草,韦龙明.南岭钨矿“五层楼模式”的结构与构式——以粤北始兴县梅子窝钨矿为例[J].地质学报,2008,82(7):894-899.
- [33]田旭峰,龚述清.黄沙坪铅锌矿深部钨钼资源远景浅析[J]. 南华大学学报(自然科学版),2007,21(2):110-114.
- [34]Gebre-Mariam M, Groves D I, McNaughton N J, et al. Achaean Au-Ag mineralisation at Racetrack, near Kalgoorlie, Western Australia: A high Crustal-level expression of the Archaean composite lode-gold system[J].Mineralium Deposita. 1993, 28:375-387.
- [35]Richard J Goldfarb. Distribution, Character, and Genesis of Gold Deposits in Metamorphic Terranes[C]//Economic Geology 100th Anniversary, 2005:407-450.
- [36]陈柏林.从成矿构造动力探讨脉状金矿床成矿深度[J].地质科学,2001,36(3):380-384.