中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 7 期: 822 ~ 830
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

评 述

石英-柯石英相变研究中若干问题的讨论

嵇少丞[①②*], 许志琴[②], 金振民[③], 王茜[④]

① Department of Civil, Geological and Mining Engineering, Ecole Polytechnique de Montreal, Montreal, H3C 3A7, Canada;
② 中国地质科学院地质研究所, 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京 100037;
③ 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074;
④ 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640
* E-mail: sji@polymtl.ca

收稿日期: 2010-02-19; 接受日期: 2010-05-05
加拿大 NSERC Discovery Grant 和中国国土资源部地质调查基金资助

摘要 本文针对“机械球磨能使α-石英转变成柯石英的压力和温度大大降低”的认识以及以此为基础的相关观点——“地表柯石英无需经过板块折返, 而可以通过强地震波和/或较大的局域应力作用于地表石英而形成”做些讨论, 指出上述观点无法解释柯石英的寄生岩石——榴辉岩相超高压变质岩的成因, 这些岩石中矿物晶粒之间并不存在像在球磨罐里石英颗粒与钢球之间那种松散的空间关系、巨大的活动空间以及长时不断地彼此高速碰撞的剧动过程. 迄今没有任何证据证明地震包括≥8.0 级特大地震能使地表岩石中的石英转变成柯石英. 本文还对“差应力的存在使得α-石英向柯石英转变的相边界向低压迁移”的现象作出更为合理的、新的解释.

关键词
石英-柯石英相转变
压力
温度
差应力
超高压变质作用
机械球磨作用
构造超压
榴辉岩

《科学时报》于 2009 年 12 月 23 日和 2010 年 1 月 4 日先后两次报道了哈尔滨工业大学凝聚态科学重点实验室苏文辉的研究组陆续发表论文[1~3], “提出柯石英形成新机制, ‘是有重要原始创新的科学发现’”, 挑战中国乃至世界“大陆动力学研究的热点”——“地球板块折返”假说[4,5], 后者是目前解释含柯石英和金刚石的榴辉岩相超高压变质岩在地表出露的“主流学说”. 苏文辉等提出的“新机制”系指“地表柯石英无需经过板块折返, 而可以通过强地震波和/或较大的区域应力作用于地表石英而形成. 对于地表中处于失稳的局域状态的石英, 即使不大的地震波和/或较大的局域应力也可能触发而起作用导致柯石英的形成”[1~3]. 苏文辉等所说的“地表柯石英”不是陨石坑中由冲击作用形成的柯石英[6~12], 而是超高压变质岩如榴辉岩中的柯石英, 通常呈微粒包裹于流动强度相当大的石榴子石、绿辉石和锆石之中[13~16].

苏文辉教授研究组的研究结论使地质学界对柯石英成因条件已有认识产生新的谜惑. 在此我们认为有必要作如下的分析与讨论.

1 岩石圈内有“球磨作用”吗?

苏文辉教授研究组的试验[1~3]先将 10 g 粒度为 505.8 nm 的α-石英和 150 g 直径为 5~15 mm 的钢球放入充有氩气的不锈钢球磨罐中, 然后在 GN-2 型机械振动球磨机上让球磨罐以 750 r/min 的速率作行星式的高速运转, 同时还作三维小振幅振动. 然后, 把经一定时间(例如, 15, 25, 35 h 等)球磨后的粉末放入

引用格式: Ji S C, Xu Z Q, Jin Z M, et al. On the quartz-coesite transition (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2010, 40: 822—830

Belt 式两面顶压机内进行“静高压”(注: 两面顶压机属于单轴挤压装置, 试样腔内应力不可能是完全各向同性的静压, 肯定会有差应力(differential stress)或偏应力(deviatoric stress)存在, 差应力的大小取决于试样材料的性质和几何构形[17]), 保温保压一定时间后, 将试样取出做 XRD 和 Raman 谱测试, 分析试验材料是否已经转变为柯石英[1~3].

苏文辉等[1~3]称, 机械球磨能在石英晶粒的表面产生 3.0~6.0 GPa 的局部压力和 327~627℃甚至 1477℃的局部高温, 使得α-石英转变成一种高内能的“亚稳相”(其内能可能高过晶质柯石英), 这一“亚稳相”在 Raman 谱上呈现出 484, 603 和 962 cm^{-1} 三个宽阔的缓峰[1] 或 470, 520, 800 和 1330 cm^{-1} 等谱峰[2]. 既然苏文辉等认为“这个亚稳相”的出现“降低了柯石英形成的最低静压力、并大大地缩短合成时间”, 那么就必须搞清楚这个神秘而又关键的“亚稳相”(成分、结构与组构?), 但苏文辉等对此并未深究, 仅提到“……亚稳相, 对试验条件十分敏感, 重复性较差, 有待进一步研究”. 此外, 苏文辉等似乎也没有实测球磨过程中钢球碰撞石英霎那作用于石英颗粒表面实际的压力和温度, 否则他们在文章中就应该陈述相关实验数据并加以分析.

苏文辉等[1~3]认为, 在机械球磨过程中位于钢球之间的石英颗粒受到周围钢球的高速碰撞与地球板块的碰撞具有类比性, 两者的碰撞所致温度和压力(包括正压和剪切应力)都具有局域性和不均匀性, 作用时间的不连续性, 而且剪切应力亦具重要影响等. 其实, 只要对地质学有些了解的人都不会把地球板块之间的碰撞简单地等同于球磨罐里钢球对石英颗粒的撞击. 机械球磨与地球板块碰撞是两个在时间和空间尺度上截然不同的物理过程. 松散的石英粉末与众多狂滚的钢球在球磨罐里长达几十到几百小时无数次的高速混撞, 如此过程在正常应变速率仅为 10^{-13}~10^{-15} s^{-1} 的岩石圈内几乎是永远也不会发生的, 内含柯石英的超高压榴辉岩含非常低的孔隙度(<0.1 vol.%), 各造岩矿物晶粒彼此紧密粘结, 而且柯石英晶粒往往被紧紧地包裹在石榴子石、锆石或绿辉石晶粒之中, 细小的柯石英颗粒与周围其他矿物晶粒之间并不存在像在球磨罐里石英颗粒与钢球之间那种松散的空间关系、巨大的活动空间以及长时不断地彼此高速碰撞的剧动过程. 因此, 苏文辉等的球磨作用没有、也无法模拟自然界造山带山根深处客观的地质事实和物理化学条件, 对其球磨实验结果不应过分解读. 此外, 文献[18]与苏文辉等讨论的内容并不是一回事, 彼此没有验证性.

2 岩石糜棱化等同于非晶化?

苏文辉等[1]写道: “在地球的任何碰撞造山带中都会有韧性剪切带的形成, 剪切带都会有糜棱化, 从而造成矿物超细化和非晶化, 这与本文的高能机械球磨预处理使样品细化非晶化的作用很类似. 既然地表剪切带可以发生岩石(石英)的糜棱化造成细化非晶化, 如遭遇来自地球内部的地震波, 就可以在地表直接形成柯石英, 而无需经过俯冲入上地幔的过程”. 苏文辉等把上述过程看作为“一种形成柯石英的新机制”. 从地质学的角度看, 苏文辉等这段话里至少有 3 个根本性的错误:

(1) 韧性剪切带中岩石发生的是韧性或塑性变形, 由位错蠕变产生的动态重结晶作用一般会导致颗粒减小, 即细化. 矿物重结晶颗粒的大小主要取决于岩石中剪应力或差应力的大小, 所以, 据重结晶颗粒的大小可以估算岩石稳态蠕变的(古)流动应力. 在某些情况下, 例如, 含水、较纯的方解石大理岩在重结晶过程中, 晶粒不仅没有减小反而还增大. 在地壳和上地幔常见岩石中, 硅酸盐矿物的重结晶颗粒的粒径通常介于几个微米到一个毫米之间. 迄今为止, 世界上尚没有发现“岩石塑性变形能产生矿物非晶化”的确凿证据. 所以, 苏文辉等把岩石糜棱化等同于非晶化是不正确的.

(2) 苏文辉等的球磨过程其实就是一种研磨粉碎过程. α-石英在钢球的高速强烈冲击作用下, 发生脆性碎裂, 使得晶粒减小(即细化)、与此同时晶格长程有序结构遭到严重破坏, 导致非晶化. 上述的高能球磨过程与地壳深处和上地幔中韧性剪切带中由位错蠕变导致的动态重结晶作用是截然不同的两码事. 苏文辉等把两种不同的物理过程混为一谈, 可能会误导不够小心的读者.

(3) 目前出露于地表的韧性剪切带并不是形成于地表, 而是形成于韧性域的地壳深处或上地幔, 这些岩石后来被构造推覆或折返到地壳浅部, 经剥蚀最终暴露于地表[13~16]. 榴辉岩相的韧性剪切带或糜棱岩则形成的深度更大. 地表和地壳浅部(上地壳)处于岩石变形的脆性场内, 无法形成糜棱岩. 如果“来

自地球内部的地震波”能使岩石中的石英“在地表直接形成柯石英”, 那么, 柯石英就会和石英一样普遍, 也无需等到1984年法国地质学家Chopin[13]才在意大利境内西阿尔卑斯山脉有个叫 Dora Maira 的变质地体内榴辉岩团块的岩石薄片中首次发现. 此外, 世界每几年或十几年就会有一次≥8 级地震发生, 这些地震在地表含石英岩石如花岗岩、花岗闪长岩和砂岩中并没有形成柯石英. 迄今没有任何确凿证据支持苏文辉等“柯石英地震波成因”的假说.

3 球磨作用大大降低了柯石英形成的静压力?

苏文辉等[1~3]反复强调经球磨过的石英转变成柯石英的最低条件为 3.0 GPa, 697℃, 比 Coes[19]获得的最低条件 3.5 GPa 和 750℃要低, 据此压力, 苏文辉等[1,2]认为形成俯冲板块内柯石英的深度比 Coes 的浅 20 km. “钢球碰撞所产生的局域高压和局域高温及剪切应力共同作用, 大大降低了柯石英的静高压最小合成压力, 还大大缩短了合成时间”, 因此“挑战了传统的板块折返假说”[4,5]. 1953 年, Coes[19]在实验室中使用硅酸钠和磷酸氢二氨在静压 3.5 GPa、温度 750℃保压保温 15 h 合成了柯石英. 既然苏文辉等使用的与 Coes[19]不同的实验起始材料, 为什么还总要和 Coes 的实验结果做比较呢? 而不与文献[20~26]这些后来的更适当、更精确的实验结果(图 1, 表 1)相比较呢? 比较表明, 苏文辉等在各种温度下确定的合成柯石英的最低静压(包括在 697℃合成柯石英的最低静压为 3.0 GPa)都高于上述文献给出的α-石英/柯石英转变的相边界(图 1(a)), 利用苏文辉等数据估算出来俯冲板块中形成柯石英的深度比目前地学界通常采用的(例如, 在温度 600~800℃下柯石英形成的压力为 2.6~2.8 GPa[29,30]不仅不浅反而更深. 因此, 客观事实并不像苏文辉等宣称的那样——“具碰撞局域性和剪切应力的高能机械球磨作用降低了柯石英的静高压最小合成压力”.

苏文辉等在两面顶压力机上做的高压试验亦非各向同性的静压环境[17], 即使未经球磨的石英的结果和前人静压试验的结果也无法对比, 试验结果缺少必要的重复性. 例如, 苏文辉等[2]未经球磨的非晶质纳米 SiO_2 粉末(颗粒径约 20 nm)直接形成柯石英的试验, 获得在 800℃温度下形成柯石英的最低静压为 3.5 GPa, 其结果和 Coes[19]的相似, 但明显地比其他学者[20~26]的高(图 1). 在苏文辉等的实验中, 非晶质石英粉末向柯石英的转变压力同样比前人从晶质石英向柯石英的转变压力大.

从理论上考虑, 无论是晶粒减小导致比表面积能增加, 还是非晶化提高系统内部自由能, 都会有利于在高压下柯石英的形成, 虽然也可能降低其形成压力和温度, 但主要还是加快相变速率(kinetics)、缩短合成时间. 颗粒径减少 4 个量级, 相变速率提高一个量级[31]. 例如, Kato 等[31]发现在 5.0 GPa 和 450℃条件下, 要使 50%的 SiO_2 转化成柯石英, 用粒径 2 μm 的α-石英作起始材料需要 200 min, 而用粒径 8 nm 的 SiO_2 非晶质粉末仅需 15 min.

苏文辉等[1]曾报道过, 没经球磨的α-石英粉末即使在 P=4.0 GPa, T=923 K, t=30 min 的条件下也转变不成柯石英, 而经过 15 min 球磨的α-石英粉末能在 P=3.0 GPa, T=923 K, t=1 min 的条件下也能迅速地转变为柯石英. 因此, 他们认为, 从非晶质 SiO_2 向柯石英的转变比从晶质α-石英向柯石英的转变更容易, 不过这样的结论前人[31~36]亦早已得出.

表 1 静压条件下石英-柯石英相变边界线性表达式的两个参数

参考文献	a (GPa)	b (GPa/℃)
Akella[20]	2.1200	0.0010000
Bohlen 和 Boettcher[21]	2.1600	0.0007900
Bose 和 Ganguly[22]	2.3830	0.0006901
Gasparik[23]	2.0660	0.0009091
Hemingway 等[24]	2.0330	0.0010000
Kitahara 和 Kennedy[25]	2.1000	0.0010200
Mirwald 和 Masone[26]	1.9793	0.0010000
平均值	2.1202	0.0009156

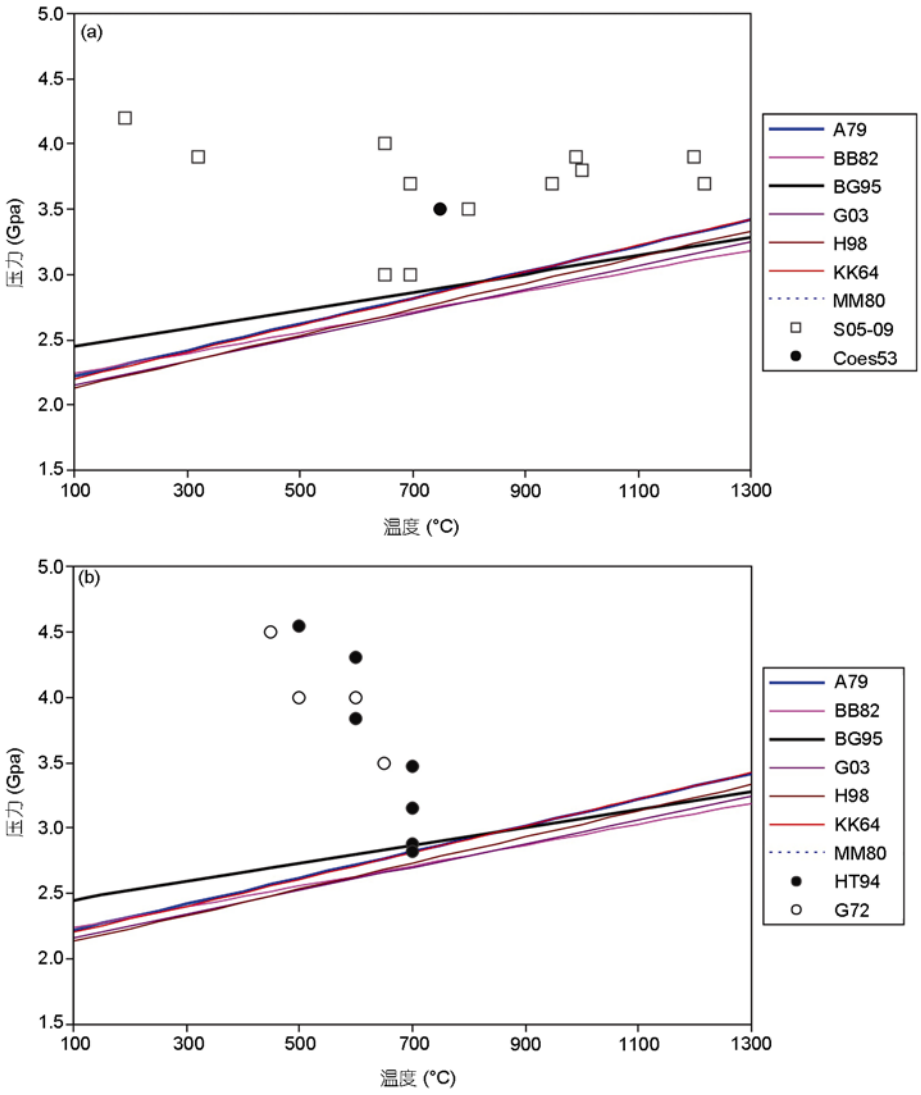

图 1　试样中柯石英的形成压力和温度的关系

(a) 静压条件下, 苏文辉研究组的实验结果与前人实验结果的比较. (b) 差应力条件下 Hirth 和 Tullis[27]和 Green[28]的变形实验结果(形成柯石英的最大主应力σ_1值)与其他学者静压实验结果的比较. A79: Akella[20]; BB82: Bohlen 和 Boettcher[21]; BG95: Bose 和 Ganguly[22]; Coes53: Coes[19]; G03: Gasparik[23]; G72: Green[28]; H98: Hemingway[24]; HT94: Hirth 和 Tullis[27]; KK64: Kitahara 和 Kennedy[25]: MM80: Mirwald 和 Masone[26]; S05-09: 苏文辉等[1,2]

此外, 机械碰撞可以造成石英的非晶化甚至形成柯石英也不是什么新的科学发现, 前人[35~39]对此已做了大量的试验和理论工作. 由撞击形成的石英非晶化和柯石英在地球表面陨石撞击坑里同时出现, 早已是不争的事实[6~12]. 在常温下, α-石英的非晶化常出现在压力为 12.5~25.0 GPa[38,40], 远大于在静压条件下α-石英向柯石英的转变压力(2.8~3.2 GPa), 这样的非晶氧化硅具很大的自由能, 处于极端的非稳态, 只要生长速率(kinetics)允许就一定会转变成稳定的结晶态, 在高压条件下其结晶相就是柯石英[33~36].

苏文辉等[1~3]的试验条件比较接近于陨石冲击地表岩石的作用, 而非岩石圈深部缓慢的超高压变质作用. 苏文辉等提出"地表柯石英无需经过板块折返, 而可以通过强地震波和/或较大的局域应力也可能触发而起作用导致柯石英的形成". 然而, 他们对地震波究竟强到什么程度而足以在地表石英颗粒边界形成 3.0~6.0 GPa 的局部压力和 600~900 K 局部温度等关键性问题又不加任何讨论. 在如此高压和温度条

件下, 在地表岩石中与石英共生的其他矿物如长石、云母、方解石等又该如何响应? 有何证据证明这些矿物也曾经历过如此高压? 问题的关键是, 苏文辉等用他们的"实验结果和理论", 不仅要成功地解释柯石英的形成, 更应该令人信服地解释包含这些柯石英颗粒的榴辉岩相岩石的超高压变质作用与强烈塑性变形的原因, 两者的成因机制必须统一在同一个理论模式之内, 这一点"板块折返"假说做到了, 但苏文辉等的假说没有. 前人[41,42]虽然在榴辉岩中曾发现过古地震形成的碎裂岩和假熔岩, 但是这些碎裂岩和假熔岩中并没有柯石英. 此外, 金伯利岩带上来的地幔捕虏体中也发现有柯石英[43], 难道这些柯石英是在金伯利岩喷发到地表之后"通过强地震波和/或较大的局域应力触发作用形成"的?

4 第二相材料对柯石英形成的影响

在苏文辉等[1~3]的实验中, 球磨时间越长, SiO_2材料受 Fe 的污染就愈重. 微粒 Fe 的存在, 只要其在系统中的浓度足够大, 就可能阻碍柯石英的形成和生长, 这可能就是为什么在 P=4.0 GPa, T=650℃, t=30 min 条件下, 球磨 15 h 的试样形成单相柯石英; 球磨 25 h 的试样中形成主相柯石英、次相α-石英; 球磨 35 h 的试样中柯石英与α-石英共存, 而球磨 40 h 的试样中只有α-石英和 $FeSiO_3$, 却没有柯石英的原因. 可惜苏文辉等没有意识到这一点, 对 Fe 的影响没做任何讨论.

第二相或其他微粒杂质相的出现不可避免要影响柯石英的结晶动力学过程. 孙敬姝等[3]将等重的α-石英和石墨放到一起进行机械球磨, 球磨罐的转速为 700 r/min. 球磨 60 h 后, α-石英颗粒发生大部分非晶化, 球磨 160 和 320 h 后, α-石英颗粒发生完全非晶化. 然后, 把经过 60, 160 和 320 h 球磨的石英-石墨混合粉末放入两面顶压机进行静压实验. 在保压保温 40 min 的条件下, 在球磨 60 h 的样品中形成柯石英的最低条件是 3.7 GPa 和 1217℃. 与柯石英共生的有α-石英、石墨和 $FeSiO_3$. 在 P=3.7 GPa, T=697 和 947℃的试样中皆没有出现柯石英. 然而, 在保压(3.7 GPa)保温 40 min 的条件下, 球磨 160 和 320 h 的样品中形成柯石英的最低温度降低为 697℃, 与柯石英共生的矿物不仅有α-石英、石墨、$FeSiO_3$, 还有 $FeCO_3$. 最近, 苏文辉等[2]还研究了α-石英与 m-ZrO_2 (重量比为 3∶1)纳米粉末的混合体系, 柯石英形成的最低静压和温度分别是 3.9 GPa 和 990℃. 对比孙敬姝等[3]和苏文辉等[1,2]的实验结果, 我们可以概括出如下结论: (1) α-石英的非晶化仅降低其向柯石英相转变的临界温度, 但对其转变压力影响不大. (2) 第二相(石墨或 ZrO_2)或微粒杂质相(Fe)的存在提高柯石英形成的最低压力. 例如, 纯石英粉末球磨 15 h 后, 在 P=3.0 GPa, T=650℃和 t=1 min 的条件下就可以接近单相的柯石英[1]; 在球磨 60 h 后的石英-石墨混合粉末中形成柯石英的最低条件变成 P=3.7 GPa, T=1217℃和 t=40 min[3].

5 差应力和大应变对柯石英形成有影响?

苏文辉等[1,2]多次强调"存在差应力和大应变时, 在围压 1.2~2.0 GPa 范围内, 柯石英就可以'稳定'地出现". 下面, 就此谈谈我们的看法.

固态围压介质中的静压试验表明, 从α-石英转变成柯石英的最低压力(P_c, GPa)随着温度(T, ℃)的升高而呈近线性增加:

$$P_c=a+bT. \quad (1)$$

例如, 据文献[24], a=2.033 GPa, b=0.001 GPa/℃. 在静水或静岩环境中, 应力是各向同性的, 上式中的 P_c 就是围压. 在共轴挤应的环境中, 外加应力$\sigma_1>\sigma_2=\sigma_3$. $\sigma_2=\sigma_3$称之为围压, $\sigma_2-\sigma_3$称之为差应力, $(\sigma_1+2\sigma_3)/3$ 为平均应力(σ_m).

Hirth 和 Tullis[27]研究在 500~700℃、围压 1.2~1.25 GPa、应变速率 10^{-5} s^{-1}的条件下 Heavitree 石英岩的脆-塑性转变的实验时发现, 试样中柯石英微粒占<1.0 vol.%, 主要出现在与σ_1 方向垂直或近乎垂直的石英晶界上, 特别是在试样与上、下σ_1 载轴(pistons)间面附近, 柯石英微粒的含量可达 5vol.%. 所以, Hirth 和 Tullis[27]认为式(1)中的 P_c 应该是σ_1, 而不是σ_m. 例如, 对于试样 CQ-25 来说(T=600℃, 应变速率为 10^{-5} s^{-1}, 总应变为 7%), $\sigma_2=\sigma_3$=1.25 GPa, σ_1=4.30 GPa, σ_m=2.27 GPa. 中国学者[44]也曾报道过类似的现象, 他们在围压 1.3 GPa, 温度 950~1000℃, 最大主应力σ_1=2.8~3.0 GPa, 应变速率 12.5×10^{-4} s^{-1}, 应变 75%~81%的条件下试验变形了两个采自长城系石英岩的试样, 发现柯石英仅出现在几乎没有塑性变形的试样端部, 而非强烈变形的样品中部.

变形试样两端缺失塑性变形(图 2), 说明那里差

应力并没有达到材料的屈服强度(yield strength), 这两个锥形局域称之为“应变禁区”(strain forbidden zone)或“应变影区”(strain shadow). 由于刚性σ_1载轴与试样接触界面上的摩擦力阻碍了试样顶、底两端材料的侧向流动[45,46], 从而导致试样两端内部的变形压力(deformation pressure: p)从周缘向中心逐渐增加, 在中心达到最大值(p_{max}). 上述变形压力的变化剖面在金属工程学上称之为摩擦丘(friction hill[45,46]). 应变禁区内平均的变形压力(即摩擦丘的平均高度)近乎等于σ_1, 而在应变禁区的端面靠中心位置, p_{max} 比外加σ_1 还大. 当试样的直径/长度比(d/h)较大时, 两个应变禁区彼此靠近或重叠, 故上述的摩擦导致变形压力的效应尤为显著, 变形压力随 d/h 比增加而增加[45~47]. 一般情况下, 在试样和刚性σ_1 载轴的间面上发生粘摩作用(sticking friction), p_{max}=[1+0.577(d/h)]σ_0, σ_0 为无摩擦情况下材料的塑性流动强度(flow strength, 材料的流动强度越大越不容易塑性流动). 若试样的 d/h<0.5, 试样中段由于远离上、下σ_1 载轴的间面, 材料不受上下端面摩擦作用的影响, 可以自由地侧向流动 (流动强度$\sigma_0=\sigma_1-\sigma_3$), 故韧性变形后的试样呈腰鼓状.

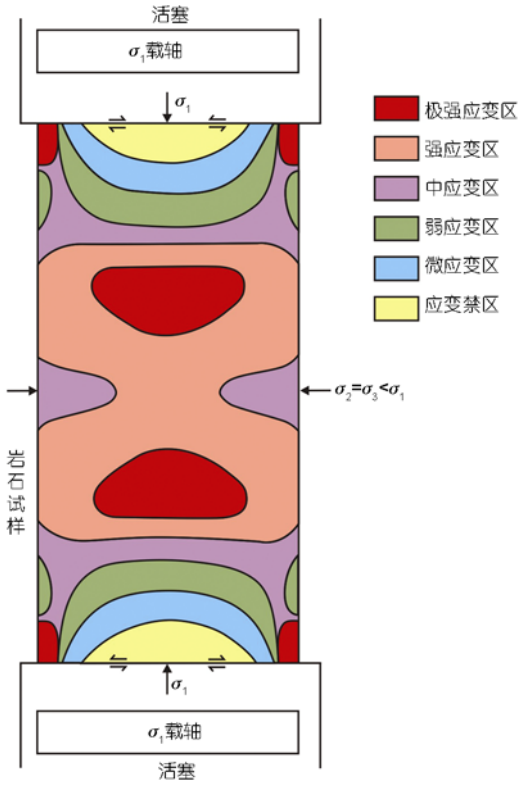

图 2　圆柱状变形试样中应变不均匀分布示意图

柯石英优先出现在几乎没有塑性变形的试样端部(应变禁区), 而不是强烈变形的试样中部

所以, 应变禁区内柯石英的形成主要取决于局部变形压力的大小, 而不是试样整体外加的平均应力σ_m. 如果将变形岩石中形成柯石英的最低σ_m 值与式(1)的 P_c 相比, 就会发现$\sigma_m<<P_c$, 从而简单地得出在差应力作用下柯石英的“形成压力”明显地比静压条件下有所降低的结论. 1972 年, 美国学者 Green 等[28]曾对此做出如下解释: 如果高应变的α-石英中, 位错密度高到一定程度, 以致变形石英中的自由能高于未变形无位错柯石英的自由能, α-石英就会变得不稳定, 亚稳态的柯石英就会在低于静压下形成稳定柯石英的压力下结晶、成核、生长. 也就是说, 高位错密度的存在使得α-石英向柯石英转变的相边界向低压迁移. 这样的解释隐喻: 在几乎没有塑性变形的试样端部(差应力很小的应变禁区)内位错密度是极高的, 而在强烈变形的试样中部反而是较低的, 这似乎很难说得通. 最近, Green[49]对此现象重新做了更为合理的解释: 在某一给定温度条件下, 同质异相的转变并不取决于施加该材料上的平均压力(σ_m)的大小,而是取决于局部相变发生面上的正应力. 在研究橄榄石-尖晶石相变时, Green 及其合作者[50]发现, 在垂直于σ_1 方向的晶面上有尖晶石形成, 而在垂直于σ_3 方向的晶面上橄榄石却没有转变成尖晶石. 同理, 我们认为, 在石英岩高压变形实验中, 固体围压介质压腔内, 岩石试样内部无论应力还是应变都是不均匀分布的. 在靠近刚性σ_1 载轴的试样顶、底端的部分, 岩石内的平均压力σ_m 近乎等于σ_1; 而在试样的中段, 岩石内的平均压力σ_m 为($\sigma_1+2\sigma_3$)/3. 如果形成柯石英的最小静压(P_c)介于σ_m 和σ_1 之间, 即$\sigma_1>P_c>(\sigma_1+2\sigma_3)/3$, 则柯石英仅出现在样品端部. 此外, 差应力条件下形成的柯石英可能仍处于亚稳态, 尚未达到真正的平衡态或稳态[49]. 例如, SiO_2 相图[23]显示, 柯石英在 300~1700℃, 1.9~4.0 GPa 的条件下均可形成, 却要在 T>700℃, P>2.5 GPa 时才能稳定存在.

6　构造超压作用

构造超压作用(tectonic overpressure, ΔP)又称附加构造差应力作用, 在 20 世纪 60~70 年代曾经流行过[51], 现在国际地学界信的人已经不多了[52,53], 中国

学者吕古贤等[54]用之推断“超高压变质岩在约 32 km 深处受构造挤压作用而形成”, 引起王清晨等[29]相关的讨论. $\Delta P=\sigma_m-P_L$, 平均应力 $\sigma_m=(\sigma_1+\sigma_2+\sigma_3)/3$, 静岩压力 $P_L=\rho gz$, ρ是从地表到 z 深度所有岩石的平均密度, g 是重力加速度. 在挤压构造域, 因为σ_1 水平而 σ_3 垂直, 故$\Delta P>0$ (overpressure); 而在拉张构造域, 由于σ_1 垂直而σ_3 水平, 故$\Delta P<0$ (underpressure). 在挤压构造域中, 并且当$\sigma_1=\sigma_2>\sigma_3$ 时, 构造超压的最大值为: $\Delta P_{\max}=2\sigma_d/3$, σ_d 为构造差应力, $\sigma_d=\sigma_1-\sigma_3$, σ_d 的最大值等于岩石的流动强度(flow strength), 在天然塑性应变速率(10^{-13}~10^{-15} s^{-1})下, 地壳和上地幔中常见岩石的流动强度很少能超过 0.2 GPa, 大多小于 0.1 GPa[55~57]. 岩石流变学界一般认为, 如果行星表层圈岩石的流动强度太大(>200 MPa), 则刚性的“岩石圈”就会太厚, 其下的地幔则以“stagnant lid convection”方式运动[58~60], 形成不了大规模的对流循环圈, 整个行星表层只是一个统一的、静止不动的刚性球壳, 而不是形成诸多漂移的相互碰撞与俯冲或彼此分离的板块. 相反, 如果行星表层圈岩石的流动强度很小(<20 MPa), 从上到下都在作剧烈的粘性流动, 则也不会形成板块构造[61~64]. 板块构造运作的必要条件制约行星表层圈岩石的流动强度既不能太大, 也不能太小, 介于 20~200 MPa 之间. 已有的大量研究证明, 造山带中的超高压变质岩是高静岩压力、低差应力条件下变质结晶的产物, 如对超高压变质岩的变质演化研究及锆石的结晶历史研究均证明, 超高压变质岩普遍记录了原岩形成-超高压变质-折返退变质的全过程[16,29].

7 结语

本文从机械球磨的工作原理、岩石糜棱岩化的成因机制、第二相材料对柯石英形成的影响、差应力和大应变对形成柯石英的影响以及构造超压作用等方面, 对柯石英形成条件进行了深入的讨论. 证明机械球磨类似陨石撞击, 可以在石英表面形成很高的局部压力, 从而导致石英或非晶质石英转变为柯石英, 而不能简单得出柯石英在地表即可形成, 不需板块俯冲的结论. “地表柯石英无需经过板块折返, 而可以通过强地震波和/或较大的局域应力作用于地表石英而形成”的假说解释不了柯石英的寄生岩石——榴辉岩相超高压变质岩的成因, 这些岩石中矿物晶粒之间并不存在像在球磨罐里石英颗粒与钢球之间那种松散的空间关系、巨大的活动空间以及长时不断地彼此高速碰撞的剧动过程. 迄今没有任何证据证明地震包括≥8.0 级特大地震能使地表岩石如花岗岩、花岗闪长岩和砂岩中的石英转变成柯石英. 存在第二、第三相材料特别是球磨过程中造成的 Fe 污染对柯石英结晶生长可能具有一定的影响. 差应力作用下变形(圆柱状)试样中α-石英 → 柯石英转变优先出现在几乎没有塑性变形的试样端部(应变禁区), 而不是强变形的试样中部, 因为在应变禁区内平均应力近等于σ_1, 而不是$(\sigma_1+2\sigma_3)/3$. 所以, 前人有关“差应力的存在使得α-石英向柯石英转变的相边界向低压迁移”的结论也得到更为合理的新的解释. 此外, 利用构造超压作用难以解释大规模的(例如, 上千公里长的秦岭-大别-苏鲁超高压带)超高压变质作用.

致谢 三位审稿人提出建设性修改意见, 特此致谢.

参考文献

1 苏文辉, 刘曙娥, 许大鹏, 等. 一种由α-石英到柯石英转变的新途径. 自然科学进展, 2005, 15: 1217—1222
2 苏文辉, 刘曙娥, 许大鹏, 等. 柯石英最小静态形成压力与地表柯石英形成新机制及其地学意义. 自然科学进展, 2009, 159: 730—745
3 孙敬姝, 刘晓梅, 许大鹏, 等. 高压变质二氧化硅矿物的合成及表征. 高等学校化学学报, 2006, 27: 2011—2025
4 池顺良. 苏文辉挑战“大陆深俯冲”表明: 科学研究已进入大综合时代. 科学时报, 2010, http://www.sciencenet.cn/htmlnews/2010/1/226791.shtm
5 刘忠奎, 好诚. 地表柯石英形成新机制获实证. 科学时报, 2009, http://news.sciencenet.cn/dz/dznews_photo.aspx?id=7737
6 Chao E C, Shoemaker E M, Madsen B M. First natural occurrence of coesite. Science, 1960, 132: 220—222
7 Carter N L, Officer C B, Drake C L. Dynamic deformation of quartz and feldspar: Clues to cause of some natural crises. Tectonophysics, 1990, 171: 373—391
8 Goltrant O, Doukhan J C, Cordier P, et al. An investigation by transmission electron microscopy of planar deformation features in naturally

shocked quartz. Terra Nova, 1992, 4: 405—412
9 Koeberl C. Mineralogical and geochemical aspects of impact craters. Mineral Mag, 2002, 66: 745—768
10 Ostroumov M, Faulques E, Lounejeva E. Raman spectroscopy of natural silica in Chicxulub impactite, Mexico. Comptes Rendus Geosci, 2002, 334: 21—26
11 Stoffler D R, Hornemann U. Quartz and feldspar glasses produced by natural and experimental shock. Meteoritics, 1972, 7: 371—394
12 von Engelhardt W, Bertsch W. Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries crater, Germany. Contrib Mineral Petrol, 1969, 20: 203—234
13 Chopin C. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the western Alps: A first record and some consequences. Contrib. Mineral Petrol, 1984, 86: 107—118
14 Xu Z Q. Etude Tectonique et Microtectonique de la Chaine Paleozoique et Triasique de Qinling (Chine). Montpellier: Univ Sci Tech Languedoc, 1987. 250
15 Ji S C, Saruwatari K, Mainprice D, et al. Microstructures, petrofabrics and seismic properties of ultra high-pressure eclogites from Sulu region, China: Implications for rheology of subducted continental crust and origin of mantle reflections. Tectonophysics, 2003, 370: 49—76
16 Xu Z Q, Yang W C, Ji S C, et al. Deep root of the continental-continental collision belt: Evidence from the CCSD-MH and the Sulu HP-UHP metamorphic terrane. Tectonophysics, 2009, 475: 204—219
17 Wu T C, Bassett W A. Deviatoric stress in a diamond anvil cell using synchrotron radiation with two diffraction geometries. Pure Appl Geophys, 1993, 141: 509—519
18 Palmeri R, Frezzotti M L, Godard G, et al. Pressure-induced incipient amorphization of α-quartz and transition to coesite in an eclogite from Antarctica: A first record and some consequences. J Metamorph Geol, 2009, 27: 685—705
19 Coes L. A new dense crystalline silica. Science, 1953, 18: 131—132
20 Akella J. Quartz-coesite transition and the comparative friction measurements in the piston-cylinder apparatus using talc-alsimag-glass (TAG) and NaCl high-pressure cells. Neues Jahrb. Mineral Monatsh, 1979, 5: 217—224
21 Bohlen S R, Boettcher A L. The quartz-coesite transformation: A precise determination and the effects of other components. J Geophys Res, 1982, 87(B8): 7073—7078
22 Bose K, Ganguly J. Quartz-coesite transition revisted: Reversed experimental determination at 500—1200ºC and retrieved thermochemical properties. Am Mineral, 1995, 80: 231—238
23 Gasparik T. Phase Diagrams for Geoscientists. An Atlas of the Earth's Interior. Berlin: Springer-Verlag, 2003. 462
24 Hemingway B S, Bohlen S R, Hankins W B, et al. Heat capacity and thermodynamic properties for coesite and jadeite, reexamination of the quartz-coesite equilibrium boundary. Am Mineral, 1998, 83: 409—418
25 Kitahara S, Kennedy G C. The quartz-coesite transition. J Geophys Res, 1964, 69: 5395—5400
26 Mirwald P W, Massonne H J. The low-high quartz and quartz-coesite transition to 40 kbar between 600ºC and 1600ºC and some reconnaissance data on the effect of $NaAlO_2$ component on the low quartz-coesite transition. J Geophys Res, 1980, 85(B12): 6983—6990
27 Hirth G, Tullis J. The brittle-plastic transition in experimentally deformed quartz aggregates. J Geophys Res, 1994, 99(B6): 11731—11747
28 Green H W. Metastable growth of coesite in highly strained quartz. J Geophys Res, 1972, 77: 2478—2482
29 王清晨, 刘景波, 从柏林. 构造超压能引起超高压变质作用吗? 科学通报, 1999, 44: 2346—2350
30 章军锋, 金振民. 超高压变质岩中柯石英-石英相变动力学研究的评述. 地质科技情报, 1999, 18: 6—10
31 Kato M, Sawamoto H, Kumazawa M, et al. Synthesis of coesite from ultra fine particles. Jpn J Appl Phys, 1975, 14: 181—183
32 Naka S, Ito S, Inagaki M. Kinetic studies of transitions from amorphous silica and quartz to coesite. J Am Ceram Soc, 1974, 57: 217—219
33 Kingma K J, Meade C, Hemley R J, et al. Microstructural observations of α-quartz amorphization. Science, 1993, 259: 666—669
34 Hemley R J, Prewitt C T, Kingma K J. High-pressure behaviour of silica. In: Heaney P J, Prewitt C T, Gibbs G V, eds. Silica Physical Behaviour, Geochemistry and Materials Applications. Review Mineral No. 29. Washington D C: Mineralogical Society of America, 1994
35 Sharma S M, Sikka S K. Pressure induced amorphization of materials. Prog Mater Sci, 1996, 40: 1—77
36 Richet P, Gillet P. Pressure-induced amorphization of minerals: A review. Eur J Mineral, 1997, 9: 907—933
37 Mashimo T, Nishii K, Soma T, et al. Some physical properties of amorphous SiO_2 synthetized by shock compression of α-quartz. Phys Chem Minerals, 1980, 5: 367—377
38 Hazen R M, Finger L W, Hemley R J, et al. High-pressure crystal chemistry and amorphization of α-quartz. Solid State Commun, 1989, 72: 507—511
39 Ponyatovsky E G, Barkalov O I. Pressure-induced amorphous phases. Mater Sci Reports, 1992, 8: 147—191
40 Hemley R J, Jephcoat A P, Mao H K, et al. Pressure-induced amorphization of crystalline silica. Nature, 1988, 334: 52—54

41 Austreheim H, Boundy T M. Pseudotachylytes generated during seismic faulting and elogitization of the deep crust. Science, 265: 82—83
42 Austreheim H, Erambert M, Boundy T M. Garnets recording deep crustal earthquakes. Earth Planet Sci Lett, 139: 223—238
43 Smyth J R. Quartz pseudomorphs after coesite. Am Mineral, 1977, 62: 828—830
44 周永胜, 何昌荣, 宋娟, 等. 在差应力条件下石英-柯石英转化的实验研究. 科学通报, 2005, 50: 565—570
45 Unksov E P. An Engineering Theory of Plasticity. London: Butterworths, 1961
46 Dieter G E. Mechanical Metallurgy. New York: McGraw Hill, 1986
47 Ji S C, Wirth R, Rybacki E, et al. High temperature plastic deformation of quartz-plagioclase multilayers by layer-normal compression. J Geophys Res, 2000, 105(B7): 16651—16664
48 Paterson M S, Wong T F. Experimental Rock Deformation——The Brittle Field. New York: Springer, 2005
49 Green H W. Psychology of a Changing paradigm: 40+ years of high-pressure metamorphism. Inter Geol Rev, 2005, 47: 439—456
50 Vaughan P J, Green H W, Coe R S. Anisotropic growth in the olivine-spinel transformation of Mg_2GeO_4 under nonhydrostatic stress. Tectonophysics, 1984, 108: 299—322
51 Rutland R W R. Tectonic overpressure. In: Pitcher,W S, Flinn G W, eds. Controls of Metamorphism. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1965. 119—139
52 Mancktelow N S. Tectonic overpressure in competent mafic layers and the development of isolated eclogites. J Metamorph Geol, 1993, 11: 801—812
53 Mancktelow N S. Tectonic pressure: Theoretical concepts and modeled examples. Lithos, 2008, 103: 149—177
54 吕古贤, 陈晶, 李晓波. 构造附加静水压力研究与含柯石英榴辉岩成岩深度测算. 科学通报, 1998, 43: 2590—2602
55 Brace W F, Kohlstedt D L. Limits on lithopsheric stress imposed by laboratory experiements. J Geophys Res, 1980, 85: 6248—6252
56 Ji S C, Xia B. Rheology of Polyphase Earth Materials. Montreal: Polytechnic International Press, 2002. 260
57 Renner J, Stockhert B, Zerbian A, et al. An experimental study into the rheology of synthetic polycrystalline coesite aggregates. J Geophys Res, 2004, 106: 19411—19429
58 Weinstein S A, Olson P L. Thermal convection with non-Newtonian plates. Geophys J Int, 1992, 111: 515—530
59 Solomatov V S. Scaling of temperature- and stress-dependent viscosity convection. Phys Fluids, 1995, 7: 266—274
60 Moresi L, Solomatov V. Mantle convection with a brittle lithosphere: Thoughts on the global tectonic style of the Earth and Venus. Geophys J, 1998, 133: 669—682
61 Richards M A, Yang W S, Baumgardner J R, et al. Role of a low-viscosity zone in stabilizing plate tectonics: Implications for comparative terrestrial planetology. Geochem. Geophys Geosyst, 2001, 2: 2000GC000115
62 Bercovici D. The generation of plate tectonics from mantle convection. Earth Planet Sci Lett, 2003, 205: 107—121
63 Bercovici D, Ricard Y. Tectonic plate generation and two-phase damage: Void growth versus grain-size reduction. J Geophys Res, 2005, 110, doi: 10.1029/2004JB003181
64 Korenaga J. Thermal cracking and the deep hydration of oceanic lithosphere: A key to the generation of plate tectonics? J Geophys Res, 2007, 112, doi: 10.1029/2006JB004502