西南天山洋壳高压-超高压变质岩石的俯冲隧道折返机制

李继磊, 高俊*, 王信水

中国科学院地质与地球物理研究所矿产资源研究重点实验室, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: gaojun@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2016-03-28; 接受日期: 2016-08-29; 网络版发表日期: 2016-11-02

国家自然科学基金项目(批准号: 41390445, 41502053, 41025008)和中国博士后科学基金项目(编号: 2015T80135)资助

摘要 出露于造山带的高压-超高压榴辉岩记录了地壳俯冲到地幔深度而后又折返回地表的过程, 其俯冲过程与折返机制的研究对理解俯冲带性质、演化、地球动力学过程乃至板块构造理论都有着非常重要的作用。相对于较轻的陆壳长英质高压-超高压岩石, 基性洋壳榴辉岩密度大, 其折返难度大且过程复杂。折返过程除了受内在浮力的影响, 还受外在构造力(如隧道流)的制约, 另外板片构造环境(如板片后撤和板片断离)的作用也不可忽视。中国西南天山高压-超高压变质带是典型的经历过深俯冲变质作用的增生混杂岩带, 主要由高压-超高压变质沉积岩及夹杂其中的变基性岩透镜体组成, 但长期以来其折返模式一直不太清楚。根据其野外产状、岩相学特征、峰期变质温压条件和峰期变质年龄等多方面的综合分析, 可以采用沉积岩型“俯冲隧道折返模式”来概括西南天山高压-超高压变质带的形成和演化。部分经历多期变质作用的榴辉岩岩块记录了多期俯冲-折返循环, 反映了俯冲隧道内的上下环流运动, 有力证明了俯冲隧道的存在。最后, 本文对目前研究存在的问题和未来的探索方向进行了展望。

关键词 榴辉岩, 高压变质, 洋壳, 折返, 俯冲隧道, 西南天山

1 引言

高压-超高压变质岩石的出露遍布全球, 它们一般代表了地质历史上地壳(洋壳和陆壳)物质俯冲到地幔深度遭受高压-超高压变质作用, 而后又折返回地表的一个过程。对这些岩石的研究可以窥探俯冲带、大陆碰撞带内长时间跨度的地球动力学过程和物理化学状态(Chopin, 2003; Liou等, 2009; Zheng, 2012)。目前对

俯冲的洋壳/陆壳在地幔深度经历的矿物相变和变质作用演化已经有了比较深入的了解, 但在高压-超高压变质岩石折返机制的研究方面相对薄弱。这些俯冲到地幔深度的岩石的折返速率与板片的俯冲速率相当(Rubatto和Hermann, 2001; Zheng等, 2009)或者更慢, 过程也相对更复杂, 因此深入理解俯冲带深部岩石的折返机制对掌握俯冲带的空间演化和发展板块构造理论都有着非常重要的意义(Agard等, 2009; Warren,

中文引用格式: 李继磊, 高俊, 王信水. 2017. 西南天山洋壳高压-超高压变质岩石的俯冲隧道折返机制. 中国科学: 地球科学, 47: 23-39, doi: [10.1360/N072016-00103](https://doi.org/10.1360/N072016-00103)

英文引用格式: Li J L, Gao J, Wang X S. 2016. A subduction channel model for exhumation of oceanic-type high-pressure to ultrahigh-pressure eclogite-facies metamorphic rocks in SW Tianshan, China. Science China Earth Sciences, 59: 2339-2354, doi: [10.1007/s11430-016-5103-7](https://doi.org/10.1007/s11430-016-5103-7)

2013; 郑永飞等, 2013).

20世纪80年代在Alps变质沉积岩(Chopin, 1984)和挪威榴辉岩(Smith, 1984)中发现了柯石英包裹体, 暗示俯冲的大陆地壳可以超过80km, Kokchetav和大别山超高压变质岩中微粒金刚石的发现(Sobolev和Shatsky, 1990; Xu等, 1992)更是说明岩石俯冲深度可达120km. 如此深俯冲的岩石如何折返回地表的问题引发了对其折返机制的广泛研究. 经历过深俯冲的岩石/地体的折返基本受控于两大因素, 包括内力(浮力)和外力(构造力)的影响(Agard等, 2009; Guillot等, 2009; Warren, 2013). 其中俯冲陆壳的折返机制已基本达成共识, 陆壳上层以长英质成分为主, 密度较低, 即使俯冲到200km处其密度仍小于周围地幔(Yamato等, 2007), 当浮力差超过陆壳承受的强度后(一般发生在90~140km), 从俯冲板上拆离下来的岩石可凭借浮力作用而自行折返到地壳深度, 规模较小的高压-超高压地体(如西阿尔卑斯Dora Maira地区)折返时间一般较短, 速率一般较快, 而规模较大的地体(如大别-苏鲁)则折返较慢(Guillot等, 2009; Zheng等, 2009, 2012; Kylander-Clark等, 2012; 郑永飞等, 2013). 相比而言, 基性的俯冲洋壳到达地幔深度转变为高压低温榴辉岩后密度大于周围地幔(Yamato等, 2007), 依靠自身浮力无法折返, 必须借助于外力(构造力), 因而其折返方式就成为一个人人关注的问题. 目前俯冲洋壳的折返过程复杂、模式较多且多有争议(Agard等, 2009; Guillot等, 2009; Hacker和Gerya, 2013; Warren, 2013; 郑永飞等, 2013), 密度较低的变质沉积岩、蛇纹岩和俯冲陆壳物质都可以成为携带密度较大的榴辉岩向上折返的载体(Agard等, 2002; Garcia-Casco等, 2002; de Sigoyer等, 2004; Guillot等, 2009; 郑永飞等, 2013); 折返可以发生在不同板块汇聚-碰撞过程的早期(如Chile和Franciscan)、中期(如Himalaya和Andes)和晚期(如Alps和New Caledonia等); 不同的俯冲环境下折返的控制因素不同且往往有多种因素的叠加作用; 在同一俯冲-折返事件中, 折返的不同阶段主控因素也各有差异(Agard等, 2009; Guillot等, 2009). 因此, 深俯冲基性物质的折返机制研究仍然是现代地质学的前沿问题之一.

在西南天山榴辉岩被报道(高俊, 1997)之后的近20年里, 其野外产状、原岩类型、岩相学特征、峰期变质温压条件、峰期变质年龄和变质流体作用等方面的研究均取得了系统性成果(Klemd等, 2015). 该高压-

超高压变质带被认为是目前全球出露规模最大的洋壳深俯冲变质带(张立飞等, 2013), 夹持于塔里木板块和伊犁-中天山板块之间, 代表了古生代南天山洋俯冲增生楔内的变质俯冲杂岩体(Gao等, 1998; Gao和Klemd, 2000). 其主要由副变质岩的云母片岩, 以及夹杂其中的榴辉岩、蓝片岩、大理岩和超基性岩的布丁、透镜体、夹层和大块体等组成(Gao和Klemd, 2003). 多数榴辉岩经历了高压变质作用(Klemd等, 2002; Wei等, 2003), 但石榴石中柯石英残晶的发现被认为部分榴辉岩和云母片岩达到了超高压变质作用条件(Lü等, 2009; Yang等, 2013). 虽然目前对该带中榴辉岩及围岩云母片岩的变质作用演化的研究已经比较透彻, 但对该高压-超高压变质带折返机制的研究依然比较薄弱且观点不一: (1) 早期的研究认为高压-超高压岩石的折返经历了早期同俯冲楔形逃逸和晚期逆冲推覆两个阶段(Gao等, 1995; Gao和Klemd, 2003), 但近年来高精度年代学研究表明高压岩石的峰期年龄都集中在俯冲事件的晚期321~305Ma(Su等, 2010; Klemd等, 2011), 挑战了同俯冲折返假说; 另外, 前期发现的逆冲推覆变形构造均发育在高压变质带单元的底板绿片岩相岩石中, 暗示晚期逆冲推覆可能只对榴辉岩从下地壳层次最终折返到地表的贡献巨大. (2) Lü等(2012a)将该变质带划分为“北部超高压块体”和“南部高压块体”两个单元, 认为是位于不同俯冲深度的两个岩块折返拼贴的结果. 然而, 因在北部单元也发现了仅经历高压变质(未达到超高压)的岩石(Li等, 2015; Meyer等, 2016), 此外尚未在所谓南北单元块体之间发现大型的断裂/剪切带, 故此分带尚有争议, 且折返模式不清楚. (3) 考虑到榴辉岩主要以离散的小块体产出云母片岩中, 部分学者强调变沉积岩的浮力作用, 认为密度较低的片岩在榴辉岩折返方面可能扮演着重要角色(Wei等, 2009; 张立飞等, 2013), 但并没有建立具体的折返模型.

基于近年来取得的一系列成果, 最近的研究提出了西南天山洋壳高压-超高压变质岩石“俯冲隧道”的折返模式(Klemd等, 2011, 2015; Li等, 2015, 2016a). 本文在总结俯冲洋壳高压-超高压变质岩折返的受控因素的基础上, 结合对西南天山高压-超高压岩石的典型特征描述, 精细刻画了高压-超高压岩石的俯冲隧道折返过程, 并对存在的问题和未来的研究方向进行了展望.

2 洋壳高压-超高压变质岩折返的控制因素

2.1 内在控制因素: 浮力

深俯冲岩石的浮力是决定高压-超高压岩石能否折返的最重要因素(Ernst等, 1997). 一般来讲基性岩石到达地幔深度转变为高压低温榴辉岩后密度大于周围地幔(Yamato等, 2007), 依靠浮力无法自行折返. 但是在造山带中一些高压洋壳榴辉岩特别是含柯石英榴辉岩的识别(Groppo等, 2009; Lü等, 2009)显示部分俯冲洋壳可以从大于90km的地幔深部折返回地表, 说明这些榴辉岩的折返很可能借助了外力(如低密度物质的浮力携带). 俯冲带内的低密度物质一般包括变质沉积物、蛇纹石化的超基性岩和俯冲的长英质陆壳物质, 相应地洋壳榴辉岩的折返被划分成增生楔型、蛇纹岩型和陆壳型三种类型(Guillot等, 2009). 增生楔由洋壳沉积物在海沟处刮擦堆积而成, 也可以有上盘遭受风化剥蚀的岛弧物质的加入, 其变质岩多为变质泥岩和杂砂岩. 增生楔的深度一般在20km, 偶尔可达到40~60km的地幔深度(Guillot等, 2009). 故增生楔型折返的洋壳榴辉岩一般具有呈透镜体混杂于变沉积岩中、压力一般较低($<2.0\text{GPa}$)和折返速率较慢($1\sim5\text{mm/a}$)的特点(Agard等, 2009; Guillot等, 2009). 然而, 一些经历高压变质作用(如 $P>2.0\text{GPa}$)且与榴辉岩透镜体经历了相似的 P - T 条件的云母片岩的发现说明沉积物俯冲的深度可能比预想的要深(Li等, 2015; Meyer等, 2016). 蛇纹石的密度较低(2.6g/cm^3)且温压稳定域大, 故在西Alps大面积蛇纹岩产出且包裹洋壳榴辉岩的现象的基础上建立了蛇纹岩携带榴辉岩折返的蛇纹石化俯冲隧道(serpentinized subduction channel)折返模式(Hermann等, 2000; Federico等, 2007; Agard等, 2009; Guillot等, 2009). 这一模式被广泛应用在其他富蛇纹岩的高压-超高压地体中(如Cuba和Dominican Republic)并被不断深化(Guillot等, 2009). 蛇纹岩可来自板片流体交代的上盘, 也可以来自早期遭受洋壳蚀变的下盘, 亦或二者兼而有之. 蛇纹岩型折返的洋壳榴辉岩一般具有呈透镜体状混杂于蛇纹岩中、压力变化较大($1.5\sim2.3\text{GPa}$)、峰期变质年龄变化较大(变化幅度在4~40Ma)和折返速率中等($3\sim10\text{mm/a}$)的特点(Agard等, 2009; Guillot等, 2009). 当洋壳俯冲殆尽时, 陆壳物质在俯冲洋壳的拖拽下可能发生俯冲, 陆壳深俯冲最好的例子就是首次发现柯石英的西Alps地区(Chopin, 1984)

和中国的苏鲁大别超高压变质带(郑永飞, 2008; Zheng, 2012), 俯冲深度可以超过200km(Ye等, 2000). 事实上, 低密度的陆壳物质携带洋壳榴辉岩折返的模式应用并不广泛, 因为相对深部的洋壳被浅部的陆壳捕获包裹的几率并不大, 只在洋陆转换带附近的位置才可能奏效, 陆壳型折返一般见于含有少量洋壳成因榴辉岩的大陆俯冲带, 比较典型的实例为Monviso榴辉岩(Agard等, 2009), 以及中国的红安造山带(Zhou等, 2015)和柴北缘造山带(Zhang等, 2016). 陆壳型折返的洋壳榴辉岩折返速率一般较快($>6\text{mm/a}$)(Agard等, 2009; Guillot等, 2009; Zheng等, 2009), 有的高达30~80mm/a(Parrish等, 2006).

上述三种模式都是基于洋壳榴辉岩密度高于周围地幔必须借助低密度物质折返的前提, 但有研究认为在一定深度内洋壳榴辉岩密度可能低于周围地幔从而可以依靠自身浮力折返(Chen等, 2013). Chen等(2013)通过热力学模拟计算了平均MORB成分的洋壳随俯冲深度变大而发生密度的增加并与周围地幔的密度进行比较, 发现俯冲洋壳的密度主要受控于含水矿物的稳定性, 一旦发生脱水分解, 岩石密度将急剧增加. 经历冷俯冲(如 6°C/km 的地温梯度)的洋壳由于含水矿物保持稳定, 其密度在小于110km深度内始终小于周围地幔; 而热俯冲(如 10°C/km)的洋壳由于含水矿物分解, 其在大于60km深度时密度就已经大于周围地幔. 因此, 冷俯冲洋壳在110km以上可以依靠浮力自行折返, 而热俯冲洋壳在超过60km就无法自行折返(Chen等, 2013). 这个研究为我们理解俯冲洋壳的折返提供了一个新的视角. 但是, 这个模式还需要更多研究的验证和讨论, 比如洋壳中矿物的密度和地幔密度都可能随压力(深度)的增加而变大, 这对结论有多大影响?

2.2 外在驱动力

除了内在浮力的影响, 一些外在驱动力也对洋壳榴辉岩的折返过程起着重要的作用, 包括塞挤排出、隧道流和剥蚀等构造外力(Warren, 2013). 塞挤排出(plunger expulsion)作用是指由于外来冷的强硬物质(如陆壳)的下插导致俯冲隧道内热的软弱物质向上挤出(Warren等, 2008). 由于俯冲物质的强度各异, 这种强硬陆壳的下插模式可能引发幕式折返. 基于地球物理的证据显示, 这种塞挤排出模式可能是造成东喜马拉雅下地壳麻粒岩化榴辉岩折返的原因(Grujic等, 2011).

俯冲隧道流(channel flow)是因俯冲上盘和下盘的摩擦力引发之间的软弱物质(变质沉积岩)发生环流的现象. 靠近俯冲下盘的物质向下运动, 而相对靠近俯冲上盘的物质向上运动. 隧道流模式最早于20世纪80年代被提出, 用于解释俯冲杂岩体中蓝片岩的折返机制(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a). 这一模式得到了进一步数值模拟的验证(Gerya等, 2002; Warren等, 2008)并得到了广泛的发展. 后来密度、粘度更低的蛇纹岩被引入隧道流模式并逐渐发展成普遍适用于高压-超高压岩石折返的俯冲隧道模式(Garcia-Casco等, 2002; Federico等, 2007; Agard等, 2009; Guillot等, 2009; Hacker和Gerya, 2013; Warren, 2013; 郑永飞等, 2013).

结合其他构造过程, 地表(特别是造山带前缘)的风化剥蚀可能会造成深俯冲物质的折返(Beaumont等, 2001), 但是这一结论并没有得到数值模拟的支持(Warren等, 2008). 相对于正常折返速率来说, 风化剥蚀的速率太慢, 不能成为推动折返的主要助力. 然而, 浮力等折返的主控因素只能帮助高压-超高压岩石从地幔深度快速折返到地壳深度(密度差降低导致浮力消失), 并不能折返至地表. 因而一旦到达浅地壳层次, 地表的剥蚀作用和低角度的伸展断层等就可能成为高压-超高压地体最终暴露地表的关键因素(Warren, 2013).

2.3 构造环境的影响

俯冲发生在全球板块汇聚边缘, 整体挤压的环境对深俯冲洋壳榴辉岩的折返不利. 但是随着俯冲带的演化, 特别是到了俯冲事件后期, 构造环境的变化造成俯冲带部分挤压效果的减弱, 伸展作用增强, 这给深部岩石的折返提供了帮助. 这也可以解释高压-超高压岩石的折返多发生在板块俯冲-碰撞事件的晚期阶段(Agard等, 2009). 在俯冲带形成早期, 俯冲角度较小; 随着俯冲洋壳相变密度增大, 在重力的作用下俯冲角度会逐渐变大导致板片后撤(Niu, 2014; 郑永飞等, 2016); 此外, 微陆块的俯冲会阻碍俯冲的正常进行, 也会导致板片后撤(Brun和Faccenna, 2008). 与板片后撤相对应地就是海沟后退, 俯冲带上覆大陆岩石圈板块会随着俯冲带的后撤而被动迁移, 可能在俯冲带上盘产生拉张环境形成弧后盆地(Brun和Faccenna, 2008;

Niu, 2014). 因此, 板片后撤会给俯冲隧道的形成创造出空间环境, 从而有利于洋壳榴辉岩在其他低密度物质的携带下向上折返(Brun和Faccenna, 2008; Hacker和Gerya, 2013; Warren, 2013).

当洋壳俯冲接近尾声发生陆陆碰撞/陆壳俯冲, 或者板片俯冲被其他过程严重阻碍时, 深部沉重的俯冲板片会在重力的作用下对浅部板片产生一个巨大的拉拽力, 从而引发洋壳从陆壳上断离或者从洋壳薄弱处断离, 称作板片断离(Davies和von Blanckenburg, 1995). 虽然数值模拟认为板片断离并不是深俯冲地壳折返的必要因素(Warren等, 2008), 但其还是为超高压岩石的整体折返提供了有利环境. 其一, 断离可导致残余板片(陆壳±洋壳)在浮力的作用下迅速折返至地表(Andersen等, 1991; Hacker和Gerya, 2013); 其二, 板片断离导致的地幔热流上涌会引发俯冲残余板片的部分熔融, 从而加速折返岩块的拆离和促进折返的进行(Warren, 2013). 前人对大陆俯冲带高压-超高压变质岩的折返机制进行了大量研究, 认为在俯冲早期以地壳拆离形式进入俯冲隧道发生折返, 而在俯冲晚期可能发生板片断离导致大陆地壳基底岩石的折返(郑永飞等, 2013).

2.4 俯冲隧道折返模式

俯冲隧道是指板块汇聚边界下伏的俯冲板片与上覆板片之间由较软弱物质组成的强变形带(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a, 1988b). 俯冲的大洋岩石圈板片的上地壳物质由于受地幔楔隧道壁的机械刮削作用而拆离成不同大小的地壳碎块进入俯冲隧道, 同时经历不同程度的变质和变形(Gerya等, 2002; Guillot等, 2009). 进入俯冲隧道的洋壳和陆壳物质可以被带到地幔深度并可由低粘度物质形成的回流(return-flow)带回地表. 俯冲隧道折返模式最初被提出于20世纪80年代, 用于解释美国加利福尼亚州弗朗西斯科俯冲杂岩体(Franciscan subduction complex)中榴辉岩和蓝片岩的折返机制, 其中携带基性岩块折返的低密度低粘度物质为变质沉积物(Shreve和Cloos, 1986; Cloos和Shreve, 1988a, 1988b). 然而, 在西Alps造山带发现了大量蛇纹岩中包裹洋壳榴辉岩的现象, 结合蛇纹岩较低的密度和较强的流变性, 由此建立了蛇纹石化俯冲隧道(serpentinized subduction channel)折返模式(Hermann等, 2000; Federico等, 2007; Agard等, 2009;

Guillot等, 2009). 该模式被地质学者们普遍接受, 并得到了一系列数值模拟结果的验证和支持(Beaumont等, 2001; Gerya等, 2002; Yamato等, 2007; Warren等, 2008), 广泛用于解释Cuba、Dominican Republic等地蛇纹混杂岩中洋壳榴辉岩的折返(Garcia-Casco等, 2002; Krebs等, 2011). 另外, 受大洋俯冲隧道的启发, 郑永飞等(2013)将这一概念拓展到大陆俯冲带领域, 运用大陆俯冲隧道来解释大陆深俯冲形成的高压-超高压变质混杂岩的折返.

与诸多的深俯冲岩石的折返机制一样, 俯冲隧道折返模式也有其自身的特点(Hacker和Gerya, 2013; Warren, 2013). 俯冲隧道折返的高压-超高压岩体一般具有下列4个特点(Hacker和Gerya, 2013; 郑永飞等, 2015; Li等, 2016a): (1) 构造混杂的产出状态. 俯冲板片的基性岩块在机械作用下被拆离进入俯冲隧道, 随隧道流做强烈的机械混合, 故产出的高压-超高压洋壳榴辉岩多以透镜体的形式产出于变质沉积岩或蛇纹岩中. 另外, 上盘板块的物质(如岛弧或弧前物质)也可以通过俯冲侵蚀进入俯冲隧道(Zhang等, 2012; Liu等, 2014; 郑永飞等, 2015), 形成不同来源和构造环境的物质混杂产出的现象. (2) 变化显著的峰期温压条件. 由于从俯冲洋壳上拆离的榴辉岩块可能从不同的深度折返, 或者从俯冲洋壳不同的部位折返, 故而折返到地表的榴辉岩块体可表现为多变的峰期温压条件(Krebs等, 2011; 郑永飞等, 2013; Klemd等, 2015; Li等, 2015). 甚至在同一露头处相邻的榴辉岩块体可能具有迥异的峰期压力值. (3) 变质峰期年龄在一个年龄段内散布. 因榴辉岩块可在一个时间范围内(比如俯冲事件晚期)在隧道回流的帮助下连续折返, 故而出露的洋壳榴辉岩的峰期变质年龄可散布于一个时间段内, 如西Alps Voltri地块变质年龄 $\pm 4\text{Myr}$, Monviso地块 $\pm 15\text{Myr}$, 多米尼加共和国Rio San Juan杂岩体变质年龄高达 $\pm 40\text{Myr}$ (Guillot等, 2009). (4) 复杂的 P - T 轨迹及压力循环. 数值模拟显示, 在上下盘错动下俯冲隧道内的低粘度物质可以形成隧道环流(Gerya等, 2002), 榴辉岩块可在隧道环流的携带下做重复的上下运动从而记录了非常复杂的 P - T 轨迹及压力循环(Garcia-Casco等, 2002; Blanco-Quintero等, 2011; Li等, 2016a). 下文我们将以西南天山高压-超高压地体为例, 结合上述的4个主要特点, 论述西南天山高压-超高压洋壳榴辉岩的俯冲隧道折返模式.

3 西南天山高压-超高压变质岩的特征

西南天山高压-超高压变质带沿中天山南缘缝合带近东西向展布约200km, 南北最宽达30km, 构成一楔形俯冲杂岩体(图1a). 它构成了中天山复合弧地体南侧古生代增生楔的主体, 平面上呈被断裂包围的菱形体(图1a), 剖面上为夹持于南北两条大型韧性剪切带之间的由一些推覆岩片构成的堆叠体(Gao等, 1999). 北以中天山南缘断裂带(宽约500m的脆性断裂带叠加了宽达数km左右的大型韧性剪切带)与中天山复合弧地体相隔, 南以宽约500m的哈尔克山主脊北坡断裂与塔里木板块古生代被动大陆边缘分界(图1b). 其西起东都果尔河上游、北木扎尔特河长阿吾子沟、经阿克牙孜河中游科普尔特河、阿坦塔义河上游、哈布腾苏河、布古达坂、科克苏河中游皮恰克萨尔地, 至包扎墩达坂一带, 向东被那拉提山南坡的大尤都斯盆地中新沉积物覆盖. 西出国境可能与吉尔吉斯斯坦阿特巴什(Atbashi)蓝片岩-榴辉岩带(Hegner等, 2010)和塔吉克斯坦南天山Fan-Karategin蓝片岩带相连(Volkova和Budanov, 1999). 榴辉岩等高压-超高压岩石主体出露于科普尔特河中游、阿坦塔依河上游、阿克萨依河上游和哈布腾苏河中下游等地区(图1c).

3.1 构造混杂产出状态

西南天山高压-超高压变质带是一条古生代变质俯冲杂岩带, 主要由绿片岩相、蓝片岩相、榴辉岩相岩石(Gao等, 1998; Gao和Klemd, 2003)和少量大理岩岩块(Lü等, 2013; Li等, 2015)及蛇纹石化超基性岩块(Li等, 2010; Shen等, 2015)等共同构成. 绿片岩主要分布于高压变质地体的南北两侧, 宽约各2km, 主要由绿泥石和长石组成, 变质程度较低且变形强烈; 主体呈厚层状产出, 叶理面产状平行于区域性构造线展布方向, 约 $\text{NEE}70^{\circ}\sim 75^{\circ}$. 高压-超高压地体夹持于南北绿片岩带之间, 主体为一套泥质-长英质变质沉积岩(>80%), 及夹杂其中的变质基性岩块(<20%)和少量蛇纹石化的超基性岩块. 变质沉积岩主要为含石榴石石英云母片岩(>95%), 其中也发现少量的不纯大理岩的夹层(Lü等, 2013; Li等, 2015). 蛇纹石化超基性岩块产出于石榴石云母片岩中, 小面积分布于长阿吾子沟(Li等, 2010; Shen等, 2015), 但在科普尔特河支流阿克萨依沟中亦有出露. 蓝片岩一般呈小透镜体、岩块、薄层状

图1 西南天山高压-超高压变质带地质图

(a) 区域构造地质图; (b) 高压-超高压变质带地质图; (c) 变质带内构造界线, 高压和超高压岩石混杂示意图. 虚线为Lü等(2012a)划分的北部“UHP单元”和南部“HP单元”的分界线位置. 修改自Gao和Klemd(2003)、Li等(2016a)

或厚层状产于石英云母片岩之中, 片理发育, 多平行于围岩片理, 也有呈较大角度与区域构造线相交的情形. 榴辉岩或榴辉岩相岩石在长阿吾子南、科普尔特河中上游、阿坦塔义河上游、哈布腾苏河中下游、俄罗斯布拉克和木孜萨依等区域均有散布出露(图1c), 它们绝大多数呈豆荚状、布丁状、透镜体、岩块(20cm×50cm)或大岩块(5m×5m)产于变质沉积岩

之中(图2). 少量巨型榴辉岩岩块(大于1km²)(图1c)可能存在, 多位于冰川之下, 由其周围广泛分布的榴辉岩滚石推测得出. 榴辉岩透镜体的长轴方向平行于围岩云母片岩的片理, 与区域构造线一致(图2). 在长阿吾子沟, 可见榴辉岩岩块产于大理岩夹层中(图2i)(Gao和Klemd, 2003), 蛇纹石化的超基性岩块也包裹榴辉岩块体(Shen等, 2015). 野外观察显示榴辉岩块体与围

图2 西南天山高压-超高压变质带中变质沉积岩及其包含的榴辉岩透镜体混杂产出

岩云母石英片岩/大理岩/蛇纹岩呈构造混杂的产出状态, 透镜体周围围岩的片理随透镜体边界发生弯曲, 整体表现出变基性岩石呈机械混杂/挤入进变沉积岩的特点(图2)。

高压-超高压变质带主体为变质沉积岩, 它们的原岩为洋底沉积物以及通过俯冲侵蚀(subduction erosion)(前端侵蚀)带入俯冲带增生楔中的沉积物(Liu等, 2014)。地球化学证据显示变基性岩的原岩包括N-MORB、E-MORB和OIB(Gao和Klemm, 2003), 以及通过俯冲侵蚀(底端侵蚀)剥落的陆缘基性辉长岩、弧火山岩等(John等, 2008; Liu等, 2014)。这些变基性岩通过俯冲侵蚀被刮到俯冲隧道内, 与增生楔的沉积物混杂, 形成构造混杂岩, 并随着冷洋壳俯冲, 发生高压-超高压变质。

3.2 P - T 条件的差异

榴辉岩发现后, 早期研究认为榴辉岩相岩石仅经历了高压变质作用, 温度在480~580°C, 压力在1.4~2.1 GPa(Gao等, 1999; Klemm等, 2002; Wei等, 2003)。张立飞等于2002年根据榴辉岩石榴石中柯石英假象、绿辉石中石英出溶叶片结构、白云石中残留菱镁矿等现象, 推断西南天山变质带经历了超高压变质作用(Zhang等, 2002a, 2002b)。但由于未发现柯石英的真实残留, 当时

一些研究者认为超高压变质作用证据并不充分, 从而也引发了一场西南天山榴辉岩是否经历了超高压变质作用的讨论(Klemm, 2003; Zhang等, 2003)。之后, 柯石英作为石榴石包体在榴辉岩相变沉积岩和变基性岩被识别出(Lü等, 2008, 2009), 证实部分岩石确实经历了超高压变质作用。随着越来越多的含柯石英超高压变质岩在北部被识别出(吕增和张立飞, 2012; Yang等, 2013), 部分学者认为高压变质带北部整体经历了超高压变质作用, 并将西南天山高压-超高压变质带划分为北部超高压和南部高压两个单元(图1c)(Lü等, 2012a)。然而, 由于未在两个构造单位之间找出对应的构造界线(如巨大断裂或韧性剪切带)以及在北部也陆续发现仅经历高压变质作用的岩石, 这一构造划分也受到了质疑(Li等, 2015; Meyer等, 2016)。因此目前在西南天山高压-超高压变质带中超高压岩石的分布范围, 以及高压岩石和超高压岩石的关系尚不清楚。

为了厘清西南天山高压-超高压变质岩经历的温压条件及 P - T 轨迹, 本文统计了目前已发表的绝大多数岩石的 P - T 轨迹(图3)。就 P - T 轨迹而言, 虽然岩石在近峰期的进变质阶段 P - T 变化较大, 但在折返阶段绝大多数榴辉岩和云母片岩都经历了近等温降压的过程, 这与岩石的快速折返有关(Agard等, 2009)。有相当多的岩石在峰期压力后经历了明显的升温过程(图3),

30

3.3 峰期变质年龄范围

图4 西南天山高压-超高压岩石的变质年龄统计图

早期的同位素年龄(数据1和2)因技术原因可能不太可靠, 本文统计峰期变质年龄数据主要位于321~305Ma范围内(阴影部分)。数据来源: 1) Gao等(1995); 2) Gao和Klemd(2001); 3) Zhang等(2007); 4) Su等(2010); 5) Klemd等(2011); 6) Li等(2011); 7) John等(2012); 8) van der Straaten等(2012); 9) Yang等(2013); 10) Liu等(2014); 11) Du等(2014a)

质过程中形成的异剥钙榴岩化年龄(291 ± 15)Ma(Li等, 2010), 也从另一个侧面表明峰期榴辉岩相变质时间早于290Ma。特别是在高压变质带西段夏特河一条切穿高压变质带的花岗岩脉体中获得锆石结晶年龄为(285 ± 2)Ma, 明确限定峰期榴辉岩相变质年龄不晚于285Ma(Gao等, 2011)。

早期的同位素定年方法可能因技术原因或所选样品Sm-Nd体系不平衡、高压-超高压变质岩中白云母可能出现过剩Ar问题等造成测试结果有偏差, 近年来, 高精度定年获得了一大批西南天山榴辉岩的峰期变质年龄数据。阿坦塔依两个榴辉岩透镜体(图2a~c)中含绿辉石包体的锆石变质边部获得SIMS锆石U-Pb年龄分别为(319 ± 3)Ma(Su等, 2010)和(321 ± 2.4)Ma(Liu等, 2014); 哈布腾苏榴辉岩中SIMS金红石U-Pb年龄为(320 ± 14)Ma, 阿克萨依绿辉石脉体中SIMS金红石U-Pb年龄为(321 ± 14)Ma(Li等, 2011); 阿克萨依榴辉岩和木孜萨依蓝片岩中石榴石-全岩Lu-Hf等时线年龄为

(315 ± 1.6)Ma(Klemd等, 2011); 阿坦塔依榴辉岩相脉体全岩Rb-Sr等时线年龄为(317 ± 5)Ma(John等, 2012); 阿坦塔依榴辉岩和蓝片岩中石榴石-绿辉石Rb-Sr等时线年龄分别为(308 ± 40)Ma和(320 ± 11)Ma(van der Straaten等, 2012); 科普尔特含柯石英的超高压石榴石多硅白云母片岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为(320 ± 3.7)Ma(Yang等, 2013); 哈布腾苏三个榴辉岩样品的石榴石-绿辉石-全岩Sm-Nd等时线年龄分别为(310 ± 4.6)Ma, (306 ± 15)Ma和(305 ± 11)Ma(Du等, 2014a)。利用不同定年方法获得的一系列高精度年龄显示, 不同采样点的榴辉岩透镜体的峰期变质年龄各有差异, 但都集中在321~305Ma范围内变化(图4)。这些年龄与位于同一条缝合带上的吉尔吉斯斯坦Atbashi榴辉岩的石榴石-绿辉石-全岩Sm-Nd等时线年龄(319 ± 4)Ma(Hegner等, 2010)非常一致。因此, 目前西南天山高压-超高压的峰期变质年龄已经基本没有争议, 年龄为(313 ± 8)Ma。而233~226Ma的锆石边部U-Pb年龄(Zhang等, 2007)可能暗示榴辉岩折返到地壳层次之后受到后期流体或热扰动事件的影响(de Jong等, 2009)。

3.4 多期变质作用与压力循环

研究发现, 西南天山高压-超高压变质带中部分榴辉岩经历了多期变质作用, 石榴石、绿辉石、角闪石和绿帘石等主要造岩矿物都表现出多阶段生长和演化(Li等, 2016a)。石榴石斑晶经历了明显的两阶段生长过程, Grt_1和Grt_2之间的界线截然(图5a和b)。Grt_1的核部和幔部含有较多的矿物包裹体, 主要为石英、硬玉、霓辉石、绿辉石和少量硬柱石假象(绿帘石+钠云母)、金红石和黄铁矿, 边部基本不含矿物包裹体(图5a)。从核到边铁铝榴石成分先升高后降低, 钙铝榴石成分先降低再升高, 镁铝榴石成分持续升高而锰铝榴石成分持续降低。Grt_2中矿物包裹体情况和成分变化情况都与Grt_1中非常类似, 但在二者界线处结构上存在明显差异, 由不含矿物包裹体变化为包裹体非常富集; 成分上也有突变, 表现为镁铝榴石成分急剧降低(图5b), 铁铝榴石成分明显升高等(见Li等, 2016a中图7a)。绿辉石表现为三期生长, 不同期次在成分上具有线性演化的关系。绿帘石无论从结构上还是从成分上都可以划分成Ep_1和Ep_2两期, 对应于不同的变质生长阶段; Ep_2相对自形, 而其中包裹的Ep_1却表

图5 俯冲隧道中经历多期俯冲-折返循环的岩石记录的多期变质作用

(a) BSE图像显示石榴石的两阶段生长(Grt_1和Grt_2); (b) 石榴石的Mg元素分布图; (c) 多期生长的绿帘石的BSE图像及Al元素分布图; (d)~(f) 角闪石的依次经历了蓝闪石(Gln_1)、冻蓝闪石(Brs_1)、蓝闪石(Gln_2)和冻蓝闪石(Brs_2)的循环生长过程; 矿物缩写见Whitney和Evans (2010). 修改自Li等(2016a)

现出被溶蚀的结构(图5c). 成分上Ep_1相对富Al贫Fe而Ep_2相对富Fe贫Al(图5c). 更重要的是, 单个角闪石颗粒中从核到边蓝闪石和冻蓝闪石交替生长, 表现为Gln_1→Brs_1→Gln_2→Brs_2交替的生长次序(图5d~f), 象征高压的蓝闪石和相对低压的冻蓝闪石的交替生长暗示榴辉岩可能经历了压力循环, 即多期的俯冲和折返过程(Li等, 2016a). 蓝闪石和冻蓝闪石的交替生长不可能由流体交代作用诱发, 流体沿解理进入蓝闪石内部发生核部退变的可能性也微乎其微, 因为流体交代不可能在蓝闪石核部形成具有完好晶形的冻蓝闪石(图5d~f).

基于有效全岩成分, 利用热力学软件Perple_X对该榴辉岩进行相图计算, 结果显示榴辉岩经历了一个非常复杂的 P - T 轨迹, 包含进变质俯冲、快速折返、再俯冲和再折返的演化过程(图3和6b). 由此可见模拟计算得到的俯冲-折返循环与观察到的矿物多阶段生长具有非常好的对应关系, 如进变质俯冲对应于Gln_1的生长、第一次折返对应于Gln_1的分解和Brs_1生长、再俯冲对应于Gln_2的生长、再折返对应于Brs_2的生长等. 单一岩石中记录的多期俯冲-折返循环可能归

因于(Rubatto等, 2011; Li等, 2016a): (1) 两期或多期独立造山事件中俯冲、折返过程的叠加, (2) 同一俯冲过程中重复性区域挤压-伸展环境的转换导致俯冲板片整体的上下运动, 或(3)从俯冲洋壳上拆离下来的榴辉岩块体进入俯冲隧道并在隧道环流的携带下作上下循环运动. 前两种情况都与天山古生代构造演化过程不符(Gao等, 1998, 2009), 因此俯冲隧道的环流运动被认为是造成该榴辉岩多期变质作用与压力循环的最合理解释. 此外, 拆离的洋壳块体被隧道内的低密度环流携带做多期的上下循环运动已经得到大量数值模拟的证实(Gerya等, 2002; Li和Gerya, 2009). 这是西南天山高压-超高压变质带中高压岩石经历多期变质作用的首次报道, 同时也对证实该带高压-超高压岩石的“俯冲隧道折返模式”(Klemd等, 2015; Li等, 2015, 2016a)提供了坚实的依据.

4 西南天山高压-超高压变质岩的俯冲隧道折返过程

结合西南天山高压-超高压岩石的描述, 其变沉积岩围岩与变基性岩透镜体呈现构造混杂的分布状

态(图2), 榴辉岩透镜体及围岩云母片岩都表现出变化各异的峰期温压条件和 P - T 轨迹(图3), 榴辉岩块体的峰期变质年龄在 (313 ± 8) Ma的范围内分布(图4), 这些特征都与“俯冲隧道折返模式”的特点(Hacker和Gerya, 2013)非常吻合, 近年来的研究也支持俯冲隧道折返模式(Klemd等, 2011, 2015; Li等, 2015; Meyer等, 2016)而非多块体差异折返的“南高压-北超高压”分带模式(Lü等, 2012a). 经历多期变质作用的岩石记录的俯冲隧道内榴辉岩块体在隧道环流的携带下作多期俯冲-折返循环过程是指示该“俯冲隧道折返模式”存在的非常有利的证据(Li等, 2016a). 因此, 我们认为俯冲隧道折返模式是目前解释西南天山高压-超高压岩石折返的最好的机制.

蓝片岩和榴辉岩地球化学数据表明, 其原岩可能为N-MORB、E-MORB和OIB等洋中脊和海山型玄武岩(Gao和Klemd, 2003; Li等, 2013). 亦有学者提出, 部分榴辉岩兼具MORB和IAB成分属性, 指示其原岩可能是弧后盆地性质的洋壳, 严格来说属于大陆边缘海壳玄武岩(Zheng等, 2012). 本文倾向于前者的解释, 因为榴辉岩中硬柱石的发现(Li等, 2013, 2014; Du等, 2014b)说明该俯冲带为冷俯冲, 暗示俯冲时洋壳已比较古老(Peacock, 1990). 当然, 年轻洋壳岩石在冷俯冲条件下也会形成硬柱石(郑永飞等, 2016). 另外, 中天山南缘缝合带上早志留纪MOR型蛇绿岩的识别(Jiang等, 2014)和洋板地层学(OPS, ocean plate stratigraphy)的证据(Safonova等, 2016)都认为, 南天山洋是在早石炭世闭合之前存在含OIB海山的宽广洋盆. 因此, 南天山洋在晚古生代之前相当长的时间内一直有洋壳俯冲(Gao等, 1998; Jiang等, 2014)并产生有弧火山岩, 然而目前只发现了早石炭世时代的榴辉岩产出($321\sim 305$ Ma), 说明西南天山榴辉岩在俯冲早期和中期可能没有折返, 折返仅发生于俯冲的晚期, 类似于西Alps和New Caledonia榴辉岩的情况(Agard等, 2009). 在 321 Ma之前, 在南天山洋持续北向俯冲到伊犁-中天山地块之下的过程中, 洋壳表层的沉积物一方面在海沟处拼贴堆积形成增生楔, 另一方面有相当量的海底沉积物随俯冲板片向深部迁移(图6a). 持续的洋底沉积物进入俯冲带导致在下盘俯冲洋壳和上盘地幔楔之间逐渐形成一个主要由变质沉积物组成的俯冲隧道. 一方面, 俯冲的南天山洋洋壳的表皮物质(主要为枕状玄武岩, 可能有少量辉长岩)由于受地幔楔隧道壁的机械刮削

作用而拆离成不同大小的变基性岩碎块进入俯冲隧道; 俯冲洋壳下部的蚀变蛇纹岩也有少量被刮削下来带至俯冲隧道内(Shen等, 2015); 少量弧基底基性物质通过基底剥蚀作用被刮到增生楔沉积物内, 也加入到俯冲隧道内(Liu等, 2014); 另一方面, 俯冲洋壳和沉积物变质脱水产生的俯冲带流体引发上部的地幔橄榄岩发生蛇纹石化, 机械刮擦下来的少量蛇纹石也可能进入俯冲隧道(图6a). 另外, 由于整体挤压的构造环境, 俯冲隧道的深度有限, 一般不超过 90 km; 挤压环境也造成俯冲隧道内的低密度低粘度的变质沉积物基本没有顺海沟向上挤出.

随着在南天山洋进入俯冲消亡的晚期, 在重力的作用下俯冲洋壳会逐渐发生板片后撤, 进一步给俯冲隧道的深部发展提供了空间环境(图6b). 在这一阶段, 有几个过程可能比较重要: (1) 板片后撤和流体软化上覆地幔楔创造的空间可能使俯冲隧道内杂岩体发生底侵并在俯冲隧道深部($70\sim 90$ km)形成一个膨大体, 俯冲进来的沉积物不断在此处堆积(图6b); (2) 俯冲洋壳和地幔楔的相对运动会引发隧道内的低密度低粘度物质产生隧道环流, 榴辉岩块会在环流的携带下在俯冲隧道内做多期俯冲-折返循环(Li等, 2016a)从而经历了多期变质作用和矿物生长(如石榴石、角闪石和绿帘石), 并记录了复杂的 P - T 轨迹(图6b); (3) 板片后撤会加速和促进俯冲隧道内的物质在浮力和隧道流的作用下持续向浅部折返(图6b). 由于海沟后退, 俯冲带入口处整体的挤压环境还非常明显, 另外俯冲隧道的整体密度与地壳浅部的岩石密度相当, 浮力的消失造成混杂岩(夹杂着变基性岩块的折返变质沉积岩)在地壳浅部的位置持续的混杂、拼贴和增生(图6b和c). 不同深度折返上来的岩块造成混杂带内的榴辉岩记录了不同的峰期温压条件(图3), 隧道流携带岩块的持续折返也造成榴辉岩的峰期变质年龄在一个特定的年龄段(如 $321\sim 305$ Ma)内变化(图4). 另外, 这个折返过程时间较短, 故折返速率较快, 可能达到 $3\sim 6$ mm/a. 这与高压-超高压变质岩记录的近等温降压的 P - T 轨迹(图3)相一致. 当南天山洋进入俯冲的末期, 洋壳拖拽着后面的陆壳(塔里木地块)开始俯冲(图6c). 由于陆壳密度低, 浮力大, 俯冲洋壳无力继续拖拽着陆壳持续俯冲. 因而在靠近陆壳的部分, 洋壳开始发生断离(Davies和von Blanckenburg, 1995). 俯冲板片断离可导致陆壳(少量洋壳)在浮力的作用下迅速折返, 并携带

图6 西南天山高压-超高压岩石的俯冲隧道折返过程示意图

(a) 俯冲隧道图修改自Guillot等(2009); (b) 矿物多期生长及 P - T 轨迹图修改自Li等(2016a). 示意图未严格按比例设置, 俯冲隧道宽度被显著放大

堆积在俯冲带浅部(地壳深度)经历过高压-超高压变质的俯冲杂岩体迅速折返至地表(图6c和d). 在俯冲混杂地体折返回地表的逆冲推覆过程中, 上盘的伊犁-中天山地块可能发生了后撤(Malusa等, 2011)或者变形(Butler等, 2011), 导致高压-超高压变质地体沿俯冲隧道最终就位于增生楔北部靠近上盘伊犁-中天山地块一侧, 而不是就位于增生楔南侧靠近下盘塔里木地块一侧(图6d). 当然, 在高压-超高压地体最终出露地表的过程中, 风化剥蚀也可能起到了一定的作用.

5 结语及展望

根据西南天山高压-超高压变质岩石的野外混杂状态, 迥异的峰期变质温压条件和差异的峰期变质年龄, 结合典型的俯冲隧道折返岩石的特点, 本文总结出了西南天山高压-超高压岩石俯冲隧道折返的机制和过程. 在俯冲隧道中, 部分经历多期变质作用与矿物生长的榴辉岩岩块记录了多期俯冲-折返循环, 反映了俯冲隧道内的环流运动. 浮力作用和隧道流在折返过程中起主要作用, 另外板片后撤和断离等构造环境对岩石折返都起到促进作用. 但是, 西南天山俯冲隧道折返模式也有其自身的特点, 它不同于早期提出的主要由沉积岩组成的增生楔式的浅俯冲隧道(一般小于40km), 西南天山俯冲隧道的深度要明显加大, 最多可能达到90km深度; 它也不同于目前流行的主要由低密度低粘度蛇纹岩组成的蛇纹石化俯冲隧道, 西南天山俯冲隧道的物质主要为变质沉积岩, 蛇纹岩非常少, 属于“沉积岩型俯冲隧道”.

高压-超高压洋壳榴辉岩的折返机制是个复杂的命题, 本文仅论述了目前西南天山高压-超高压岩石最可能的折返模式. 其中还有诸多的过程和问题尚不清楚, 比如, 与蛇纹岩相比变质沉积岩的相对密度较大, 流变性也弱, 在折返过程中其与蛇纹岩角色的异同? 为什么在洋壳俯冲的早期和中期没有榴辉岩的折返, 只集中在俯冲晚期折返, 主要诱因是什么? 浮力和构造力(比如隧道环流)哪个更起着主要的作用, 随着时间演化、位置改变它们的主次关系是否有变化? 西南天山高压-超高压榴辉岩的峰期变质年龄相对集中, 是年龄具有绝对差异还是定年测试误差的影响, 这决定了俯冲隧道内变沉积岩和变基性岩石经历的是“深部变质-深部堆积-集中折返-出露地表”, 还是“深部变质-差异折返-浅部堆积-出露地表”的过程? 高压

变质带南部工作难度大, 研究程度较低, 是否也支持“沉积岩型俯冲隧道”的折返模式? 另外, 由于野外工作困难, 构造变形的识别和定年工作相对滞后, 这也影响了对折返机制(特别是出露地表的机制)的判断. 详细反演西南天山高压-超高压变质岩的折返过程, 还需要更多的工作.

致谢 主编郑永飞院士的邀稿和建设性意见, 四位审稿人给予的有益建议和探讨, 以及Reiner KLEMD教授对本文的建议和提高, 在此一并致谢. 谨以此文献给西南天山榴辉岩发现二十年.

参考文献

- 高俊. 1997. 西南天山榴辉岩的发现及其大地构造意义. 科学通报, 42: 737-740
- 高俊, 龙灵利, 钱青, 黄德志, 苏文, Klemd R. 2006. 南天山: 晚古生代还是三叠纪碰撞造山带? 岩石学报, 22: 1049-1061
- 吕增, 张立飞, 曲军锋, 李慧娟. 2007. 新疆西南天山哈布腾苏一带榴辉岩的岩石学特征及变质作用P-T轨迹. 岩石学报, 23: 1617-1626
- 吕增, 张立飞. 2012. 西南天山阿坦塔义一带片岩和榴辉岩中的柯石英. 科学通报, 57: 683-688
- 夏彬, 张立飞, 夏阳. 2014. 新疆西南天山科克苏河新发现榴辉岩岩石学特征和相平衡研究及其地质意义. 中国科学: 地球科学, 44: 884-900
- 张立飞, 杜瑾雪, 吕增, 杨鑫, 苟龙龙, 夏彬, 陈振宇, 魏春景, 宋述光. 2013. 新疆西南天山超高压变质带的空间分布、峰期变质时代和P-T轨迹特征. 科学通报, 58: 2107-2112
- 张立飞, 高俊, 艾克拜尔, 王宗秀. 2000. 新疆西天山低温榴辉岩相变质作用. 中国科学D辑: 地球科学, 30: 345-355
- 郑永飞. 2008. 超高压变质与大陆碰撞研究进展: 以大别-苏鲁造山带为例. 科学通报, 53: 2129-2152
- 郑永飞, 赵子福, 陈伊翔. 2013. 大陆俯冲隧道过程: 大陆碰撞过程中的板块界面相互作用. 科学通报, 58: 2233-2239
- 郑永飞, 陈伊翔, 戴立群, 赵子福. 2015. 发展板块构造理论: 从洋壳俯冲带到碰撞造山带. 中国科学: 地球科学, 45: 711-735
- 郑永飞, 陈仁旭, 徐峥, 张少兵. 2016. 俯冲带中的水迁移. 中国科学: 地球科学, 46: 253-286
- Agard P, Monie P, Jolivet L, Goffe B. 2002. Exhumation of the Schistes Lustres complex: *In situ* laser probe $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints and implications for the Western Alps. *J Metamorph Geol*, 20: 599-618
- Agard P, Yamato P, Jolivet L, Burov E. 2009. Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: Timing and mechanisms. *Earth-Sci Rev*, 92: 53-79
- Andersen T B, Jamveit B, Dewey J F, Swensson E. 1991. Subduction

- and eduction of continental crust: Major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the south Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3: 303–310
- Beaumont C, Jamieson R A, Nguyen M H, Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414: 738–742
- Blanco-Quintero I F, Garcia-Casco A, Gerya T V. 2011. Tectonic blocks in serpentinite melange (eastern Cuba) reveal large-scale convective flow of the subduction channel. *Geology*, 39: 79–82
- Brun J P, Faccenna C. 2008. Exhumation of high-pressure rocks driven by slab rollback. *Earth Planet Sci Lett*, 272: 1–7
- Butler J P, Beaumont C, Jamieson R A. 2011. Crustal emplacement of exhuming (ultra)high-pressure rocks: Will that be pro- or retro-side? *Geology*, 39: 635–638
- Chen Y, Ye K, Wu T F, Guo S. 2013. Exhumation of oceanic eclogites: Thermodynamic constraints on pressure, temperature, bulk composition and density. *J Metamorph Geol*, 31: 549–570
- Chopin C. 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: A first record and some consequences. *Contrib Mineral Petrol*, 86: 107–118
- Chopin C. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism: Tracing continental crust into the mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 212: 1–14
- Cloos M, Shreve R L. 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure Appl Geophys*, 128: 501–545
- Cloos M, Shreve R L. 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, melange formation, sediment subduction, and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure Appl Geophys*, 128: 455–500
- Davies J H, von Blanckenburg F. 1995. Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet Sci Lett*, 129: 85–102
- de Jong K, Wang B, Faure M, Shu L, Cluzel D, Charvet J, Ruffet G, Chen Y. 2009. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age constraints on the Late Palaeozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress. *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 98: 1239–1258
- de Sigoyer J, Guillot S, Dick P. 2004. Exhumation of the ultrahigh-pressure Tso Moriri unit in eastern Ladakh (NW Himalaya): A case study. *Tectonics*, 23: TC3003
- Du J, Zhang L, Lü Z, Chu X. 2011. Lawsonite-bearing chloritoid-glaucophane schist from SW Tianshan, China: Phase equilibria and P - T path. *J Asian Earth Sci*, 42: 684–693
- Du J X, Zhang L F, Shen X J, Bader T. 2014a. A new P - T - t path of eclogites from Chinese southwestern Tianshan: Constraints from P - T pseudosections and Sm-Nd isochron dating. *Lithos*, 200-201: 258–272
- Du J X, Zhang L F, Bader T, Chen Z Y, Lü Z. 2014b. Metamorphic evolution of relict lawsonite-bearing eclogites from the (U) HP metamorphic belt in the Chinese southwestern Tianshan. *J Metamorph Geol*, 32: 575–598
- Du J X, Zhang L F, Bader T, Shen T T. 2014c. Metamorphic evolution of ultrahigh-pressure rocks from Chinese southwestern Tianshan and a possible indicator of UHP metamorphism using garnet composition in low- T eclogites. *J Asian Earth Sci*, 91: 69–88
- Ernst W G, Maruyama S, Wallis S. 1997. Buoyancy-driven, rapid exhumation of ultrahigh-pressure metamorphosed continental crust. *Proc Natl Acad Sci USA*, 94: 9532–9537
- Federico L, Crispini L, Scambelluri M, Capponi G. 2007. Ophiolite melange zone records exhumation in a fossil subduction channel. *Geology*, 35: 499–502
- Gao J, Klemd R. 2000. Eclogite occurrences in the Southern Tianshan high-pressure belt, Xinjiang, Western China. *Gondwana Res*, 3: 33–38
- Gao J, Klemd R. 2001. Primary fluids entrapped at blueschist to eclogite transition: Evidence from the Tianshan meta-subduction complex in northwestern China. *Contrib Mineral Petrol*, 142: 1–14
- Gao J, Klemd R. 2003. Formation of HP-LT rocks and their tectonic implications in the western Tianshan Orogen, NW China: Geochemical and age constraints. *Lithos*, 66: 1–22
- Gao J, He G, Li M, Xiao X, Tang Y, Wang J, Zhao M. 1995. The mineralogy, petrology, metamorphic PTdt trajectory and exhumation mechanism of blueschists, south Tianshan, northwestern China. *Tectonophysics*, 250: 151–168
- Gao J, Li M S, Xiao X C, Tang Y Q, He G Q. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China. *Tectonophysics*, 287: 213–231
- Gao J, Klemd R, Zhang X, Wang J, Xiao X. 1999. P - T path of high-pressure/low-temperature rocks and tectonic implications in the western Tianshan Mountains, NW China. *J Metamorph Geol*, 17: 621–636
- Gao J, Long L, Klemd R, Qian Q, Liu D, Xiong X, Su W, Liu W, Wang Y, Yang F. 2009. Tectonic evolution of the South Tianshan orogen and adjacent regions, NW China: Geochemical and age constraints of granitoid rocks. *Int J Earth Sci-Geol Rundsch*, 98: 1221–1238
- Gao J, Klemd R, Qian Q, Zhang X, Li J, Jiang T, Yang Y. 2011. The collision between the Yili and Tarim blocks of the Southwestern Al-taids: Geochemical and age constraints of a leucogranite dike cross-cutting the HP-LT metamorphic belt in the Chinese Tianshan Orogen. *Tectonophysics*, 499: 118–131
- Garcia-Casco A, Torres-Roldan R L, Millan G, Monie P, Schneider J. 2002. Oscillatory zoning in eclogitic garnet and amphibole, Northern Serpentine Melange, Cuba: A record of tectonic instability during

- subduction? *J Metamorph Geol*, 20: 581–598
- Gerya T V, Stöckhert B, Perchuk A L. 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation. *Tectonics*, 21: 6–1–6–19
- Groppo C, Beltrando M, Compagnoni R. 2009. The P - T path of the ultra-high pressure Lago Di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: Insights into the evolution of the subducting Tethyan slab. *J Metamorph Geol*, 27: 207–231
- Grujic D, Warren C J, Wooden J L. 2011. Rapid synconvergent exhumation of Miocene-aged lower orogenic crust in the eastern Himalaya. *Lithosphere*, 3: 346–366
- Guillot S, Hattori K, Agard P, Schwartz S, Vidal O. 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: A review. In: Lallemand S, Funiciello F, eds. *Subduction Zone Geodynamics*. Berlin-Heidelberg: Springer. 175–205
- Hacker B R, Gerya T V. 2013. Paradigms, new and old, for ultrahigh-pressure tectonism. *Tectonophysics*, 603: 79–88
- Hegner E, Klemd R, Kroner A, Corsini M, Alexeiev D V, Iaccheri L M, Zack T, Dulski P, Xia X, Windley B F. 2010. Mineral ages and P - T conditions of Late Paleozoic high-pressure eclogite and provenance of melange sediments from Atbashi in the south Tianshan orogen of Kyrgyzstan. *Am J Sci*, 310: 916–950
- Hermann J, Müntener O, Scambelluri M. 2000. The importance of serpentinite mylonites for subduction and exhumation of oceanic crust. *Tectonophysics*, 327: 225–238
- Jiang T, Gao J, Klemd R, Qian Q, Zhang X, Xiong X, Wang X, Tan Z, Chen B. 2014. Paleozoic ophiolitic mélanges from the South Tianshan Orogen, NW China: Geological, geochemical and geochronological implications for the geodynamic setting. *Tectonophysics*, 612–613: 106–127
- John T, Klemd R, Gao J, Garbe-Schönberg C D. 2008. Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: Constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*, 103: 1–24
- John T, Gussone N, Podladchikov Y Y, Bebout G E, Dohmen R, Halama R, Klemd R, Magna T, Seitz H M. 2012. Volcanic arcs fed by rapid pulsed fluid flow through subducting slabs. *Nat Geosci*, 5: 489–492
- Klemd R. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism in eclogites from the western Tianshan high-pressure belt (Xinjiang, western China)—Comment. *Am Miner*, 88: 1153–1156
- Klemd R, Schröter F C, Will T M, Gao J. 2002. P - T evolution of glaucophane-omphacite bearing HP-LT rocks in the western Tianshan Orogen, NW China: New evidence for ‘Alpine-type’ tectonics. *J Metamorph Geol*, 20: 239–254
- Klemd R, Bröcker M, Hacker B R, Gao J, Gans P, Wemmer K. 2005. New age constraints on the metamorphic evolution of the high-pressure/low-temperature belt in the Western Tianshan Mountains, NW China. *J Geol*, 113: 157–168
- Klemd R, John T, Scherer E E, Rondenay S, Gao J. 2011. Changes in dip of subducted slabs at depth: Petrological and geochronological evidence from HP-UHP rocks (Tianshan, NW-China). *Earth Planet Sci Lett*, 310: 9–20
- Klemd R, Gao J, Li J L, Meyer M. 2015. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): Geodynamic implications. *Gondwana Res*, 28: 1–25
- Krebs M, Schertl H P, Maresch W V, Draper G. 2011. Mass flow in serpentinite-hosted subduction channels: P - T - t path patterns of metamorphic blocks in the Rio San Juan mélange (Dominican Republic). *J Asian Earth Sci*, 42: 569–595
- Kylander-Clark A R C, Hacker B R, Mattinson C G. 2012. Size and exhumation rate of ultrahigh-pressure terranes linked to orogenic stage. *Earth Planet Sci Lett*, 321–322: 115–120
- Li J L, Klemd R, Gao J, Meyer M. 2012. Coexisting carbonate-bearing eclogite and blueschist in SW Tianshan, China: Petrology and phase equilibria. *J Asian Earth Sci*, 60: 174–187
- Li J L, Gao J, John T, Klemd R, Su W. 2013. Fluid-mediated metal transport in subduction zones and its link to arc-related giant ore deposits: Constraints from a sulfide-bearing HP vein in lawsonite eclogite (Tianshan, China). *Geochim Cosmochim Acta*, 120: 326–362
- Li J L, Klemd R, Gao J, Meyer M. 2014. Compositional zoning in dolomite from lawsonite-bearing eclogite (SW Tianshan, China): Evidence for prograde metamorphism during subduction of oceanic crust. *Am Miner*, 99: 206–217
- Li J L, Klemd R, Gao J, Jiang T, Song Y H. 2015. A common high-pressure metamorphic evolution of interlayered eclogites and metasediments from the ‘ultrahigh-pressure unit’ of the Tianshan metamorphic belt in China. *Lithos*, 226: 169–182
- Li J L, Klemd R, Gao J, John T. 2016a. Poly-cyclic metamorphic evolution of eclogite: Evidence for multistage burial-exhumation cycling in a subduction channel. *J Petrol*, 57: 119–146
- Li J L, Gao J, Klemd R, John T, Wang X S. 2016b. Redox processes in subducting oceanic crust recorded by sulfide-bearing high-pressure rocks and veins (SW Tianshan, China). *Contrib Mineral Petrol*, 171: 72
- Li Q, Lin W, Su W, Li X, Shi Y, Liu Y, Tang G. 2011. SIMS U-Pb rutile age of low-temperature eclogites from southwestern Chinese Tianshan, NW China. *Lithos*, 122: 76–86
- Li X P, Zhang L F, Wilde S A, Song B, Liu X M. 2010. Zircon from rodingite in the Western Tianshan serpentinite complex: Mineral chemistry and U-Pb ages define nature and timing of rodingitization. *Lithos*, 118: 17–34

- Li Z, Gerya T V. 2009. Polyphase formation and exhumation of high- to ultrahigh-pressure rocks in continental subduction zone: Numerical modeling and application to the Sulu ultrahigh-pressure terrane in eastern China. *J Geophys Res*, 114: B09406
- Liou J G, Ernst W G, Zhang R Y, Tsujimori T, Jahn B M. 2009. Ultrahigh-pressure minerals and metamorphic terranes—The view from China. *J Asian Earth Sci*, 35: 199–231
- Liu X, Su W, Gao J, Li J L, Jiang T, Zhang X, Ge X M. 2014. Paleozoic subduction erosion involving accretionary wedge sediments in the South Tianshan Orogen: Evidence from geochronological and geochemical studies on eclogites and their host metasediments. *Lithos*, 210-211: 89–110
- Lü Z, Zhang L, Du J, Bucher K. 2008. Coesite inclusions in garnet from eclogitic rocks in western Tianshan, northwest China: Convincing proof of UHP metamorphism. *Am Miner*, 93: 1845–1850
- Lü Z, Zhang L, Du J, Bucher K. 2009. Petrology of coesite-bearing eclogite from Habutengsu Valley, western Tianshan, NW China and its tectonometamorphic implication. *J Metamorph Geol*, 27: 773–787
- Lü Z, Bucher K, Zhang L, Du J. 2012a. The Habutengsu metapelites and metagreywackes in western Tianshan, China: Metamorphic evolution and tectonic implications. *J Metamorph Geol*, 30: 907–926
- Lü Z, Zhang L, Du J, Yang X, Tian Z, Xia B. 2012b. Petrology of HP metamorphic veins in coesite-bearing eclogite from western Tianshan, China: Fluid processes and elemental mobility during exhumation in a cold subduction zone. *Lithos*, 136-139: 168–186
- Lü Z, Bucher K, Zhang L. 2013. Omphacite-bearing calcite marble and associated coesite-bearing pelitic schist from the meta-ophiolitic belt of Chinese western Tianshan. *J Asian Earth Sci*, 76: 37–47
- Lü Z, Zhang L, Chen Z. 2014. Jadeite- and dolomite-bearing coesite eclogite from western Tianshan, NW China. *Eur J Mineral*, 26: 245–256
- Malusa M G, Faccenna C, Garzanti E, Polino R. 2011. Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene Western Alps). *Earth Planet Sci Lett*, 310: 21–32
- Meyer M, Klemd R, John T, Gao J, Menneken M. 2016. An (in-)coherent metamorphic evolution of high-*P* eclogites and their host rocks in the Chinese southwest Tianshan? *J Metamorph Geol*, 34: 121–146
- Niu Y. 2014. Geological understanding of plate tectonics: Basic concepts, illustrations, examples and new perspectives. *Glob Tectonic Metal*, 10: 23–47
- Parrish R R, Gough S J, Searle M P, Waters D J. 2006. Plate velocity exhumation of ultrahigh-pressure eclogites in the Pakistan Himalaya. *Geology*, 34: 989–992
- Peacock S A. 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248: 329–337
- Rubatto D, Hermann J. 2001. Exhumation as fast as subduction? *Geology*, 29: 3–6
- Rubatto D, Regis D, Hermann J, Boston K, Engi M, Beltrando M, McAlpine S R B. 2011. Yo-yo subduction recorded by accessory minerals in the Italian Western Alps. *Nat Geosci*, 4: 338–342
- Safonova I, Biske G, Romer R L, Seltmann R, Simonov V, Maruyama S. 2016. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan. *Gondwana Res*, 30: 236–256
- Shen T, Hermann J, Zhang L, Lü Z, Padrón-Navarta J A, Xia B, Bader T. 2015. UHP Metamorphism Documented in Ti-chondrodite- and Ti-clinohumite-bearing Serpentinized Ultramafic Rocks from Chinese Southwestern Tianshan. *J Petrol*, 56: 1425–1458
- Shreve R L, Cloos M. 1986. Dynamics of sediment subduction, melange formation, and prism accretion. *J Geophys Res*, 91: 10229
- Smith D C. 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310: 641–644
- Sobolev N V, Shatsky V S. 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: A new environment for diamond formation. *Nature*, 343: 742–746
- Su W, Gao J, Klemd R, Li J L, Zhang X, Li X H, Chen N S, Zhang L. 2010. U-Pb zircon geochronology of Tianshan eclogites in NW China: Implication for the collision between the Yili and Tarim blocks of the southwestern Altai. *Eur J Mineral*, 22: 473–478
- Syracuse E M, van Keken P E, Abers G A, Suetsugu D, Bina C, Inoue T, Wiens D, Jellinek M. 2010. The global range of subduction zone thermal models. *Phys Earth Planet Inter*, 183: 73–90
- Tian Z L, Wei C J. 2013. Metamorphism of ultrahigh-pressure eclogites from the Kebuerte Valley, South Tianshan, NW China: Phase equilibria and *P-T* path. *J Metamorph Geol*, 31: 281–300
- Tian Z L, Wei C J. 2014. Coexistence of garnet blueschist and eclogite in South Tianshan, NW China: Dependence of *P-T* evolution and bulk-rock composition. *J Metamorph Geol*, 32: 743–764
- van der Straaten F, Schenk V, John T, Gao J. 2008. Blueschist-facies rehydration of eclogites (Tian Shan, NW-China): Implications for fluid-rock interaction in the subduction channel. *Chem Geol*, 255: 195–219
- van der Straaten F, Halama R, John T, Schenk V, Hauff F, Andersen N. 2012. Tracing the effects of high-pressure metasomatic fluids and seawater alteration in blueschist-facies overprinted eclogites: Implications for subduction channel processes. *Chem Geol*, 292-293: 69–87
- Volkova N I, Budanov V I. 1999. Geochemical discrimination of metabasalt rocks of the Fan-Karatagin transitional blueschist/green-schist belt, South Tianshan, Tajikistan: Seamount volcanism and accretionary tectonics. *Lithos*, 47: 201–216
- Warren C J, Beaumont C, Jamieson R A. 2008. Modelling tectonic styles and ultra-high pressure (UHP) rock exhumation during the transition from oceanic subduction to continental collision. *Earth Planet Sci*

- Lett, 267: 129–145
- Warren C J. 2013. Exhumation of (ultra-)high-pressure terranes: Concepts and mechanisms. *Solid Earth*, 4: 75–92
- Wei C J, Powell R, Zhang L F. 2003. Eclogites from the south Tianshan, NW China: Petrological characteristic and calculated mineral equilibria in the $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system. *J Metamorph Geol*, 21: 163–179
- Wei C, Wang W, Clarke G L, Zhang L, Song S. 2009. Metamorphism of high/ultrahigh-pressure pelitic-felsic Schist in the South Tianshan Orogen, NW China: Phase equilibria and P - T path. *J Petrol*, 50: 1973–1991
- Whitney D L, Evans B W. 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *Am Miner*, 95: 185–187
- Xu S T, Okay A I, Ji S Y, Sengor A M C, Wen S, Liu Y C, Jiang L L. 1992. Diamond from the dabi shan metamorphic rocks and its implication for tectonic setting. *Science*, 256: 80–82
- Yamato P, Agard P, Burov E, Le Pourhiet L, Jolivet L, Tiberi C. 2007. Burial and exhumation in a subduction wedge: Mutual constraints from thermomechanical modeling and natural P - T - t data (Schistes Lustrés, western Alps). *J Geophys Res*, 112: B07410
- Yang X, Zhang L, Tian Z, Bader T. 2013. Petrology and U-Pb zircon dating of coesite-bearing metapelite from the Kebuerte Valley, Western Tianshan, China. *J Asian Earth Sci*, 70-71: 295–307
- Ye K, Cong B, Ye D. 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407: 734–736
- Zhang J X, Li J P, Yu S Y, Meng F C, Mattinson C G, Yang H J, Ker C M. 2012. Provenance of eclogitic metasediments in the north Qilian HP/LT metamorphic terrane, western China: Geodynamic implications for early Paleozoic subduction-erosion. *Tectonophysics*, 570-571: 78–101
- Zhang L, Chen R X, Zheng Y F, Li W C, Hu Z, Yang Y, Tang H. 2016. The tectonic transition from oceanic subduction to continental subduction: Zirconological constraints from two types of eclogites in the North Qaidam orogen, northern Tibet. *Lithos*, 244: 122–139
- Zhang L, Ellis D J, Jiang W. 2002a. Ultrahigh-pressure metamorphism in western Tianshan, China: Part I. Evidence from inclusions of coesite pseudomorphs in garnet and from quartz exsolution lamellae in omphacite in eclogites. *Am Miner*, 87: 853–860
- Zhang L, Ellis D J, Williams S, Jiang W. 2002b. Ultra-high pressure metamorphism in western Tianshan, China: Part II. Evidence from magnesite in eclogite. *Am Miner*, 87: 861–866
- Zhang L F, Ellis D, Williams S, Jiang W B. 2003. Ultrahigh-pressure metamorphism in eclogites from the western Tianshan, China-Reply. *Am Miner*, 88: 1157–1160
- Zhang L, Song S, Liou J G, Ai Y, Li X. 2005. Relict coesite exsolution in omphacite from Western Tianshan eclogites, China. *Am Miner*, 90: 181–186
- Zhang L, Ai Y, Li X, Rubatto D, Song B, Williams S, Song S, Ellis D, Liou J G. 2007. Triassic collision of western Tianshan orogenic belt, China: Evidence from SHRIMP U-Pb dating of zircon from HP/UHP eclogitic rocks. *Lithos*, 96: 266–280
- Zheng Y F. 2012. Metamorphic chemical geodynamics in continental subduction zones. *Chem Geol*, 328: 5–48
- Zheng Y F, Chen R X, Zhao Z F. 2009. Chemical geodynamics of continental subduction-zone metamorphism: Insights from studies of the Chinese Continental Scientific Drilling (CCSD) core samples. *Tectonophysics*, 475: 327–358
- Zheng Y F, Zhang L, McClelland W C, Cuthbert S. 2012. Processes in continental collision zones: Preface. *Lithos*, 136-139: 1–9
- Zhou L G, Xia Q X, Zheng Y F, Chen R X, Hu Z, Yang Y. 2015. Tectonic evolution from oceanic subduction to continental collision during the closure of Paleotethyan ocean: Geochronological and geochemical constraints from metamorphic rocks in the Hong'an orogen. *Gondwana Res*, 28: 348–370