

# 豫西秦岭杂岩变质带的分布及主期变质时代的限定\*

任留东<sup>1</sup> 李崇<sup>1</sup> 王彦斌<sup>1</sup> 李淼<sup>2</sup> 刘仁燕<sup>1</sup> 蔡春红<sup>3</sup>

REN LiuDong<sup>1</sup>, LI Chong<sup>1</sup>, WANG YanBin<sup>1</sup>, LI Miao<sup>2</sup>, LIU RenYan<sup>1</sup> and CAI ChunHong<sup>3</sup>

1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081

3. 中国地质大学, 北京 100083

1. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China

3. China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2015-03-30 收稿, 2016-01-01 改回.

**Ren LD, Li C, Wang YB, Li M, Liu RY and Cai CH. 2016. Metamorphic zones and constraining on timing of the major metamorphism event in the Qinling Complex, western Henan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 32(7):1934–1948**

**Abstract** Through detailed field and indoor observation and analyses, several metamorphic zones parallel to the orogenic belt can be discerned in the Qinling Complex, western Henan Province. The metamorphism intensity of the zones increase gradually from both the southern and northern margins to the core of the complex, and the southern part is especially distinguished in the northward increasing grades of biotite, garnet, kyanite and sillimanite zones in the metapelites, and the highest orthopyroxene zone in the metabasic rock in the central. The complex is not wholly granulite facies metamorphosed as conventionally considered, and no substantial retrograde textures from granulite to amphibolite facies metamorphism have been noticed. LA-MC-ICPMS data of zircons from various rocks demonstrated that many zircons have experienced severely intensive reworking and resetting in isotopic system. Nonetheless, the authors manage to constrain the major metamorphism event older than  $484 \pm 3$  Ma through the intrusive granite and pegmatite in the gneisses, and the event might be related with the earlier eclogite facies metamorphism. As regards to the feature of major metamorphism (except the eclogite facies), the complex is well compared with the typical Barrowian metamorphism and no substantial crustal thickening can be deduced. The Qinling Complex is rather similar to that of the High Himalayan Crystalline rocks in that the channel flow mechanism is the quite possible in the geological process.

**Key words** Metamorphic zones; Zircon dating; Channel flow; Qinling Complex; Western Henan Province

**摘要** 豫西秦岭杂岩中变质分级可呈与造山带大致平行的带状分布, 从两侧向中心变质级别升高, 尤其南侧分带明显: 由南向北, 依次为黑云母带-石榴子石带-蓝晶石带-夕线石带, 直至斜方辉石带, 而不是整体上经历了麻粒岩相变质作用。局部发生的麻粒岩相变质未见明显向角闪岩相变质转化的退变结构。通过几种岩石的锆石 LA-MC-ICPMS 测年研究, 多数样品中的锆石经受了后期强烈的改造, 同位素体系或多或少被重置。尽管如此, 侵位花岗岩和伟晶岩年龄限定了主期变质作用的年代应老于  $484 \pm 3$  Ma, 并可能与早期的榴辉岩相变质作用在演化上有联系。主期变质(不包括榴辉岩相变质)性质与经典的巴罗式变质带可以对比; 此外, 研究区未经历明显的地壳增厚, 与高喜马拉雅结晶岩系类似, 秦岭杂岩可能经历了中、下地壳物质沿隧道流上升过程。

**关键词** 变质带; 锆石测年; 隧道流; 秦岭杂岩; 豫西

中图法分类号 P588.34; P597.3

\* 本文受中国地质调查局地质调查项目(121201102000150009-4, 121201102000150012)资助。

第一作者简介: 任留东, 男, 1965年生, 研究员, 变质地质学专业, E-mail: ldren@cags.ac.cn

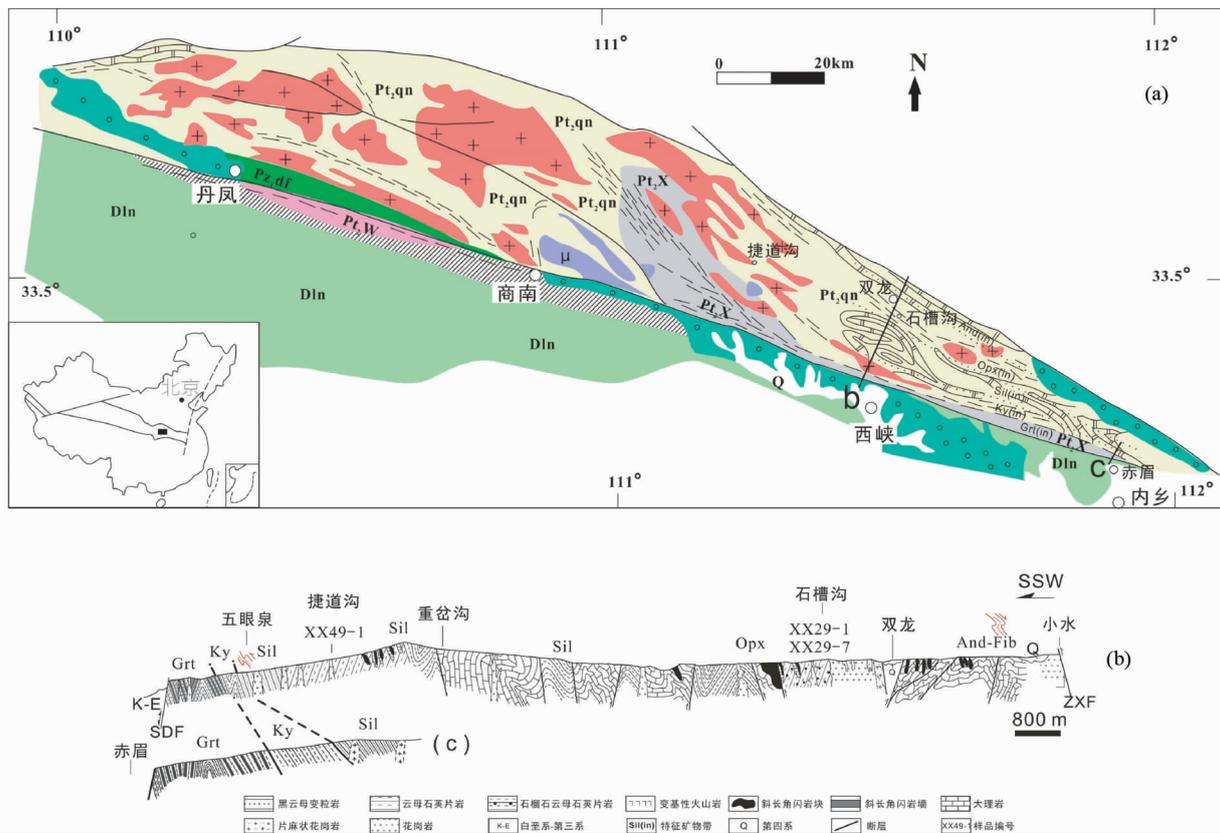


图1 豫陕交界地区秦岭杂岩地质及变质带分布示意图(据王世炎等, 2001<sup>①</sup>; 陆松年等, 2003; 闫全人等, 2009; 李加好等, 2013 修改)

Pt<sub>2</sub>qn-秦岭杂岩; Pt<sub>2</sub>X-峡河群; Pt<sub>2</sub>W-武关杂岩; Pz<sub>1</sub>df-丹凤杂岩; Dln-刘岭群; μ-富水杂岩; SDF-商丹断裂; ZXF-朱夏断裂; Grt-石榴子石带; Ky-蓝晶石带; Sil-夕线石带; Opx-紫苏辉石带

Fig. 1 Schematic geological and metamorphic zone map of the Qinling Complex at the boundary region of Shaanxi-Henan Provinces (revised after Lu *et al.*, 2003; Yan *et al.*, 2009; Li *et al.*, 2013)

Pt<sub>2</sub>qn-Qinling Complex; Pt<sub>2</sub>X-Xiahe Group; Pt<sub>2</sub>W-Wuguan Complex; Pz<sub>1</sub>df-Danfeng Complex; Dln-Liuling Group; μ-Fushui basics; SDF-Shangdan Fault; ZXF-Zhuxia Fault; Grt-garnet, Ky-kyanite, Sil-sillimanite and Opx-orthopyroxene zone, respectively

## 1 引言

变质作用是对已经存在的岩浆岩、沉积岩的一种改造过程,具有复杂的地质历程,随着变质作用的递进、演化,可以出现深熔作用、混合岩化作用,乃至最终出现花岗岩化作用。这些不同的地质作用之间还可相互影响,从而导致最后复杂的岩石形态。用以确定这些地质过程时代的重要方法之一是锆石 U-Pb 定年,由此涉及到锆石形成机制的判断、同位素体系封闭程度的确定,最后所获得锆石年龄的地质意义的解释(Corfu *et al.*, 2003; Harley *et al.*, 2007)。

秦岭造山带是我国境内一条非常重要的构造带(图 1a),秦岭杂岩内出现了超高压、高温变质作用及多期次的花岗岩活动,并显示复杂的混合岩化现象(游振东等, 1991; 张

建新等, 2009, 2011; Dong *et al.*, 2011a, b; Liu *et al.*, 2014)。前人的研究认为整个秦岭杂岩经历了相同的变质作用,即早期的榴辉岩相变质、之后的麻粒岩相变质及最后的角闪岩相变质作用(向华等, 2014)。秦岭杂岩中发育明显的混合岩化作用,有人提出其发生时间介于 455 ~ 400Ma(Liu *et al.*, 2014)之间,跨度达 55Myr。同样发生变质作用和混合岩化作用,苏格兰高地早古生代巴罗式变质作用 473 ~ 465Ma,时间跨度仅为 8Myr(Viete *et al.*, 2013)。相比之下,秦岭杂岩混合岩作用的时间跨度似乎太大。到目前为止,除了对其中的早期超高压榴辉岩相、高压麻粒岩相变质作用时代的认识趋于一致为约 500Ma(Yang *et al.*, 2003; 刘良等, 2009; 张建新等, 2011)以外,对于其中的主要变质作用如中-低压麻粒岩相变质、角闪岩相变质的类型与时代、花岗岩与变质作用的关系等仍有较大的争论。

① 王世炎, 刘振宏, 武太安等. 2001. 内乡县幅 1: 250000 地质图. 河南省地质调查院基础中心制图

通过详细的野外和镜下观察、分析,我们注意到秦岭杂岩的变质程度并不均匀,可呈现出一些规律性的分布(图1b, c);多次而强烈的花岗岩活动可能对先存锆石结构有相当程度的破坏,导致锆石出现各种复杂的结构,如形成 CL (阴极发光)影像呈深灰色或黑色锆石(边),使其同位素体系有相当程度的重置作用,而变质时代的确定大多测自于这些锆石,必然引起变质年龄的多样性或复杂性,并引申出这样的问题:如何通过锆石年龄所记录的热事件甄别哪些是岩浆事件、变质事件或重启年龄?我们拟通过秦岭杂岩中主要岩类的分布、组成以及岩相、尤其是矿物间结构关系的观察、描述,分析秦岭杂岩中变质带的分布规律、限定变质作用的性质及时代,特别是通过与变质作用密切相关的花岗岩、伟晶岩的结晶年龄来限定变质事件发生的时间。

## 2 区域地质

秦岭造山带是一条具有复杂地壳结构和组成、经历了多期地质过程的复合型大陆造山带,中国南、北大陆于印支期完成了主体拼合而形成统一的中国大陆(张国伟等, 2001)。以商丹断裂为界,分为南秦岭、北秦岭构造单元,其中北秦岭主要出露3个变质单元,由北向南,依次为宽坪群、二郎坪群和秦岭群(秦岭杂岩),其间为构造接触。总体上,游振东等(1991)认为秦岭杂岩由若干个构造透镜体组成,如豫陕交界处的腰庄-蛇尾透镜体,单个透镜体或可看做一个变质核杂岩,或如王涛等(1997)描述,秦岭杂岩是限定于朱夏断裂带与商丹断裂带之间的一个巨大透镜状地质体,原称“秦岭群”,包括秦岭岩群(被峡河岩群分割成西部的峦庄块体和东部的蛇尾块体)、峡河岩群、正片麻岩、大理岩和蛇绿岩片,本文涉及的范围主要为蛇尾块体和峡河岩群。近年还在秦岭杂岩北缘发现有一套高压-超高压岩片,并报道有柯石英假象和锆石中含金刚石包裹体(Hu *et al.*, 1995; Yang *et al.*, 2003)。秦岭杂岩为一套中深变质杂岩系,变质程度普遍达角闪岩相,局部达麻粒岩相,伴随强烈深熔混合岩化,多期次变形和岩浆侵入,以深层塑性流变和韧性剪切带为主要变形特征(游振东等, 1991; 王涛和杨家喜, 1993; 张国伟等, 2001)。

同位素年代学研究表明,榴辉岩的峰期变质年龄在500~485Ma之间,480Ma已经开始折返,并在470Ma左右升至地壳浅部(Yang *et al.*, 2003; 刘良等, 2009, 2013; Wang *et al.*, 2011; Bader *et al.*, 2013)。而在秦岭杂岩南部松树沟地区也出露有高压麻粒岩及其退变的榴闪岩,其变质时代与北侧的榴辉岩相似,高压麻粒岩、榴辉岩变质时代均为约505Ma(张建新等, 2011);还有低压麻粒岩的报道,其低压角闪二辉麻粒岩变质时代为 $440 \pm 2$ Ma,角闪岩相变质时代 $426 \pm 1$ Ma(张建新等, 2011)。向华等(2014)认为秦岭杂岩普遍记录了500~480Ma的高压、超高压变质作用,该期碰撞造山作用导致北秦岭微陆块深俯冲并发生了高压-超高压变质作

用,并叠加了440~400Ma的中压-高温变质和深熔作用,即志留纪商丹洋壳北向俯冲导致秦岭微陆块发生了增生造山作用,表现为中压-高温变质、深熔和同时的岩浆作用。

此外,秦岭杂岩中出现过多次早古生代花岗质岩浆活动,侵入秦岭杂岩的花岗岩主要形成于490~400Ma(Wang *et al.*, 2009)。张成立等(2013)通过大量年龄数据的统计分析认为,北秦岭构造带早古生代花岗岩类存在500Ma、450Ma和420Ma三个峰期的岩浆活动,分别对应于该构造带500Ma的高压-超高压变质作用、450Ma的中压麻粒岩相和420Ma的角闪岩相退变质作用。

## 3 变质带的分布

豫西秦岭造山带中秦岭杂岩的分布较宽,出露较多的变质岩石类型及不同的变质级别,包括低级变质带和高级变质的麻粒岩相岩石。

### 3.1 关于峡河岩群

豫西秦岭杂岩南缘表现为较低级的变质作用,根据变质程度及构造接触关系,陈瑞保和张延安(1993)从秦岭杂岩中单独划出一套“峡河岩群”(图1)。该岩群西起陕西的瓦房店,向东呈狭窄的带状、透镜状延伸上百公里,宽度一般在3~4km,最宽处可逾万米以上。据区调研究和构造解析表明,以寨根北-过箭砭大型韧性剪切带为北界,以商-丹断裂带为南界所限定的峡河岩群,以其低级的变质岩石类型有别于毗邻的秦岭杂岩高级变质岩石。峡河岩群内出现一系列轴面向北倒伏的线状平卧褶皱(图2a)。

由南向北,划分为界牌岩组和寨根岩组,空间上两者呈渐变整合接触。南部的界牌岩组出露西宽东窄,尖灭于商-丹断裂带。下部主要岩石有互层状的钙质黑云石英(斜长)片岩、黑云石英(斜长)钙质片岩、黑云钙质片岩、方柱透闪钙质片岩、方柱透闪-阳起片岩夹透镜状大理岩;上部主要为斑状黑云斜长片岩、黑云石英片岩夹钙质片岩(陈瑞保和张延安, 1993)。北部的寨根岩组与下伏的秦岭变质杂岩以韧性剪切带相分割,在接触界面两侧存在宽近2km的二(白)云母退变构造岩相带。其主要岩石类型有含榴二云石英片岩、含榴黑云石英片岩、含榴变粒岩、二(白)云石英片岩、黑云斜长片岩夹薄层石英岩。

据实测剖面资料(陈瑞保和张延安, 1993),峡河岩群南部的界牌岩组常见的矿物共生组合有Bt-Ms-Pl-Qtz、Bt-Chl-Pl-Qtz、Bt-Pl-Cal-Qtz等(矿物名称的缩写据Kretz(1983)),仅表现为区域动力低温变质作用,属变泥质岩黑云母带(图3a),绿片岩相变质,不存在混合岩化作用。河南西峡西坪北相当于界牌岩组的位置产出片麻状辉长闪长岩(锆石年龄约490Ma,另文讨论),基本保留岩浆结构特征,如自形斜长石、残留岩浆辉石等,也与该带较低的变质程度相一致;寨根岩组典型的矿物组合为Grt-Bt-Ms-Qtz和Bt-Ms-Pl-Qtz,属石榴

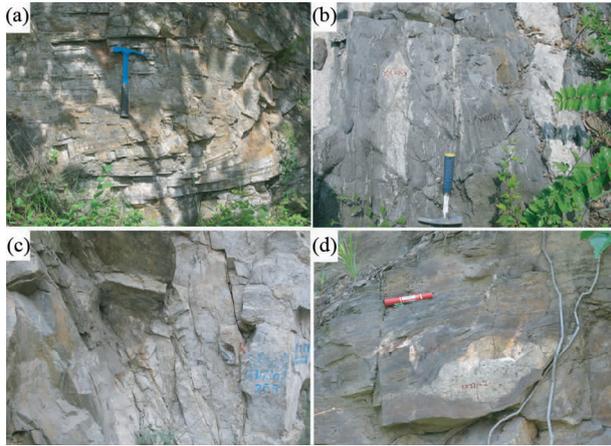


图2 秦岭杂岩野外地质特征

(a) 峡河群及其平卧褶皱, 拍摄者面向西, 内乡北赤眉公路; (b) 秦岭杂岩角闪黑云斜长片麻岩 (XX29-1、2) 及其中的浅色体 (XX29-3、7), 拍摄者面向西, 西峡双龙东石槽沟; (c) 秦岭杂岩黑云斜长片麻岩中的伟晶岩 (XX49-1), 拍摄者面向东, 西峡捷道沟; (d) 秦岭杂岩黑云斜长片麻岩中的透镜状花岗岩 (XX27-2), 拍摄者面向东, 西峡生态园

Fig. 2 Outcrops of the Qinling Complex

(a) Xiahe Group and its recumbent fold, north of Chimei town, the photographer facing the west; (b) Hbl-Bt gneiss (XX29-1, 2) and its leucosome (XX29-3, 7) in the Qinling Complex, the photographer facing the west, Shicaogou valley, east of Shuanglong town; (c) pegmatite (XX49-1) in the Qinling Complex, Jiedaogou Village, the photographer facing the east, Xixia County; (d) lensoid granite (XX27-2) in the Qinling Complex, the photographer facing the east, Ecological Garden, Xixia County

子石带, 可见浅色条带 (图 3b), 反映了向北递进区域变质作用的特点。根据王涛等 (1997) 的估算, 寨根岩组变质程度达中压高绿片岩相-低角闪岩相, 温压条件为  $491 \sim 513^{\circ}\text{C}$ ,  $0.42 \sim 0.58\text{GPa}$ 。总之, 峡河群变质程度较低, 仅达黑云母带或石榴子石带, 没有任何麻粒岩相或高角闪岩相变质的迹象。

关于岩石建造, 尽管陈瑞保和张延安 (1993) 认为峡河岩群与秦岭岩群截然不同, 但两者间大致连续的变质级别的变化、非常接近的碎屑锆石中元古代早期的统计峰值年龄 (另文讨论), 均表明峡河岩群与秦岭岩群形成时期及环境一致或相近, 仅变质程度略有差异。陆松年等 (2003) 对峡河群与秦岭岩群的接触关系进行了考察, 认为两群之间没有截然的断层, 且两侧的岩性亦无显著差异。

### 3.2 秦岭杂岩中变质带的分布

内乡县城以北沿赤眉公路剖面 (图 1c), 峡河岩群向北进入秦岭岩群, 片麻岩中出现蓝晶石 (图 3c), 表明变质级别达到了蓝晶石带, 即使有夕线石, 也是呈毛发状; 再向北 2km 左右, 变泥质岩中出现蓝晶石的同时, 还有柱状夕线石的形成, 变质已达夕线石带; 变基性岩中则出现 Grt-Hbl-Pl-Qtz-Ttn 的变质矿物组合。

沿赤眉公路剖面继续向北, 白云母趋于消失, 夕线石明

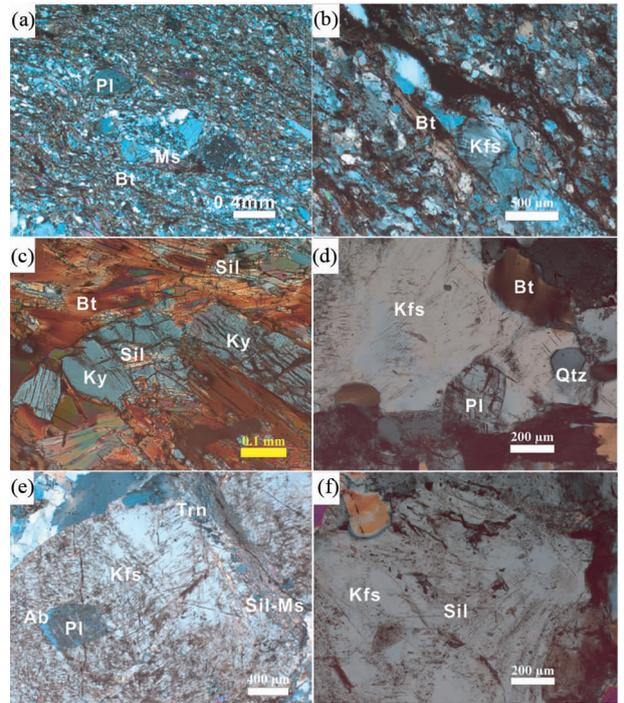


图3 秦岭杂岩显微地质特征

(a) 峡河群细粒二云石英片岩及其中的变余斑晶, 内乡赤眉北; (b) 峡河群二云石英片岩及其中的注入浅色脉体, 西峡县城北; (c) 秦岭杂岩变泥质岩中蓝晶石内的夕线石包裹体残留, 内乡赤眉北; (d) 秦岭杂岩片麻岩中的浅色体 (XX29-7), 见斜长石、石英的半自形晶, 西峡双龙东石槽沟; (e) 秦岭杂岩黑云斜长片麻岩中的伟晶岩 (XX49-1), 于钾长石斑晶内见夕线石片麻理残留、斜长石的净边及电气石, 西峡捷道沟; (f) 秦岭杂岩黑云斜长片麻岩中的透镜状花岗岩 (XX27-2), 于钾长石斑晶内见柱状夕线石残留, 西峡生态园

Fig. 3 Photomicrographs of the Qinling Complex

(a) fine grained blastoporphyrictic mica quartz schist in the Xiahe Group, north of Chimei town, Xixia County; (b) two mica schist and the injected leucosome in the Xiahe Group, north of Xixia County; (c) kyanite and its sillimanite inclusion in the metapelite in the Qinling Complex, north of Chimei town, Neixiang County; (d) leucosome (XX29-7) and its subhedral plagioclase and quartz in the Qinling Complex, Shicaogou valley, north of Xixia County; (e) pegmatite (XX49-1) and its inclusive sillimanite schistosity, plagioclase and its albite rim, tourmaline, in the Qinling Complex, Jiedaogou Village, northwest of Xixia County; (f) lensoid granite (XX27-2) and its prismatic sillimanite inclusion in the Qinling Complex, Ecological Garden, Xixia County

显增多 (图 1b), 甚至形成夕线石矿, 混合岩化增强。在南部刚开始出现夕线石的位置, 即相当于游振东等 (1991) 的夕线石-白云母带, 其变质温压条件为  $618 \sim 665^{\circ}\text{C}$ ,  $5.5\text{kbar}$ ; 沿片麻理走向向西北方向延伸至双龙镇 (蛇尾) 以南的石槽沟 (图 2b), 变基性岩中出现单斜辉石、偶见斜方辉石, 表明达到了麻粒岩相变质 (张建新等, 2009, 2011), 但是, 并没有见到麻粒岩相退变为角闪岩相的迹象。刘良等 (2013) 把这种现象描述为退变榴辉岩, 可是其文中并未给出早期榴辉岩相变质作用的证据。变泥质岩的夕线石-钾长石带给出  $680 \sim$

740°C, 6.2 ~ 7.0 kbar 的计算结果(游振东等, 1991)。

到此为止, 秦岭杂岩南部的变质级别由南向北逐渐增高。再向北, 变泥质岩中反而出现主期变质的白云母, 偶尔见毛发状夕线石, 或叠加的红柱石变体, 相当于(游振东等, 1991)的红柱石-白云母带, 变质温压条件为 640°C, < 5 kbar, 变质程度明显降低。向西至陕西境内, 如双槐树断裂(朱夏断裂西段)及灰池子岩体之间出露的秦岭杂岩变质岩系, 属于秦岭杂岩的北部, 在变质程度上则是南高北低, 南部可达高角闪岩相, 为条带状片麻岩; 北侧仅为低角闪岩相, 多为片岩(王涛和杨家喜, 1993)。

因此, 秦岭杂岩中变质带的分布格局为两侧变质级别低, 向中部增高, 变质级别较高的轴部位于双龙(蛇尾)镇南及东南方向的石槽沟, 达高角闪岩相、局部麻粒岩相。游振东等(1991)强调了  $Al_2SiO_5$  多变体的变化及其分带特征, 把秦岭杂岩分为南侧的白云母-夕线石带、北缘的白云母-红柱石带和中部广大的钾长石-夕线石带。实际上, 夕线石的形成相当复杂, 除了岩石成分外, 构造、深熔作用等对夕线石的出现均具有重要影响(任留东等, 2009), 而且, 游振东等(1991)的分带描述也没有考虑最南部的较低级变质的情形。无论如何, 其总体描述与中间变质级别较高、两侧较低相一致。赵东林等(1996)提到的秦岭杂岩侧向变质分带如夕线石-白云母带和夕线石-钾长石带的形成温压条件分别为 579 ~ 584°C, 和 517 ~ 543 MPa, 及 685 ~ 724°C, 和 535 ~ 627 MPa, 认为加里东期秦岭杂岩的侧向物质流动导致了侧向变质带的形成, 表明中部带属于混合岩化中心, 具有较高的变质级别。根据构造流变样式及构造层次的概念, 王涛和杨家喜(1993)认为双龙-石槽沟一线的秦岭杂岩两翼发育平行轴面的强变形带(构造片岩及糜棱岩带), 显示强烈的混合岩化, 达最深构造层次, 与这里发育较高的变质程度相一致。

## 4 锆石年龄测定

### 4.1 样品及测试方法

锆石的分选和挑纯由河北省区域地质矿产调查研究所岩矿分析实验室完成。将锆石颗粒制成环氧树脂样品靶, 抛光保留大部分。先进行光学照相, 再获取阴极发光(CL)和背散射(BSE)图像, 在此基础上选择合适的锆石颗粒进行 U-Pb 年龄测定。锆石微区 U-Pb 定年在中国地质调查局天津地质调查中心同位素实验室的激光烧蚀多接收器电感耦合等离子体质谱仪上(LA-MC-ICPMS)完成。仪器性能、分析方法、测试过程参考李怀坤等(2009)的有关描述。激光束斑孔径为 35  $\mu\text{m}$ , 频率 8 ~ 10 Hz, 激光器能量密度 13 ~ 14 J/cm<sup>2</sup>, 采用 TEMORA 作为外部锆石年龄标准, 采用中国地质大学刘勇胜教授研发的 ICPMSDataCal 程序和 ISOPLLOT 程序进行数据处理, 采用 <sup>208</sup>Pb 校正法进行普通铅校正。利用 NIST612 玻璃标样作为外标计算锆石样品的 Pb、U 和 Th 含量。大于 1000 Ma 采用 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄, 小于年龄 1000 Ma 采用 <sup>206</sup>Pb/

<sup>238</sup>U 年龄进行统计或平均。单个测点同位素年龄的误差为 1 $\sigma$ , 加权平均年龄具 95% 的置信度。

### 4.2 样品描述

浅色体(XX29-7)样品采自秦岭杂岩黑云钾长片麻岩, 产地位于河南西峡双龙镇南石槽沟(33°25'31.9" N, 111°31'56.9" E), 其矿物组合为 Kfs-Bt  $\pm$  Hbl  $\pm$  Ms  $\pm$  Pl-Qtz-Trn  $\pm$  Ep, 见蠕英结构, 其中的黑云母红棕色, 表明较高温度条件下结晶形成。电气石呈天蓝色, 与高喜马拉雅淡色花岗岩中的电气石类似, 钾长石内包裹半自形的斜长石和石英颗粒(图 3d), 表明系熔体结晶所致(Ren *et al.*, 2012)。

浅色体的寄主岩石秦岭杂岩含角闪黑云斜长(正)片麻岩(图 2b)具有变质矿物组合 Grt-Bt-Hbl-Pl  $\pm$  Kfs-Qtz-Ap, 其中见角闪石-钾长石共生, 及黑云母 $\rightarrow$ 角闪石的转化, 这些结构均表明, 体系内发生了有水深熔作用及角闪岩相的变质作用, 并伴随有熔体活动的发生(Ren *et al.*, 2012)。

伟晶岩(XX49-1)位于西峡县捷道沟村附近(图 2c, 33°36'9.6" N, 111°12'3.5" E), 矿物组合 Pl-Kfs-Qtz-Ms-Fib  $\pm$  Trn-Chl, 有蠕英结构, 斜长石具有钠长石净边, 系熔体结晶形成(Ren *et al.*, 2012)。岩浆结晶的钾长石粗粒晶体内或粒间可见夕线石(图 3e)。

### 4.3 测试结果

浅色体(XX29-7)中锆石呈自形、半自形柱状, 柱长 80 ~ 150  $\mu\text{m}$ , 轮廓显示一定的圆化, 长宽比约为 1.2 : 1 ~ 3 : 1, 阴极发光下具有韵律环带结构, 岩浆成因, 但圆化明显, 表明碎屑成因或正片麻岩锆石经历了溶蚀。在 CL 图像中, 锆石多呈韵律环, 并具有浅色亮边, 部分颗粒具有 CL 黑边, 甚至整个颗粒均已黑化(图 4)。共分析各种锆石 37 个点(表 1), 其 U 含量变化较大, 有韵律结构部分为 U 含量  $267 \times 10^{-6}$  ~  $1121 \times 10^{-6}$ , 尤其是黑化锆石 U 含量明显较高, 达  $2301 \times 10^{-6}$  ~  $6524 \times 10^{-6}$ ; 较老年龄点的锆石位于较长的谐和区间内, 其中较大年龄锆石 <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb 年龄 (spot 37)  $1095 \pm 23 \text{ Ma}$ , Th/U = 0.62, <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄 (spot 7)  $942 \pm 8 \text{ Ma}$ , Th/U = 0.16, 并大致分出 3 簇锆石(图 5), 分别给出  $894 \pm 16 \text{ Ma}$ 、 $792 \pm 30 \text{ Ma}$  和  $717 \pm 20 \text{ Ma}$  的年龄; 另有明显不同的最年轻的 1 组加权平均年龄  $463 \pm 3 \text{ Ma}$  (n = 10, MSWD = 0.59); 以 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄统计, 强峰 464 Ma, 次强峰 873 Ma, 弱峰 938 Ma, 899 Ma, 832 Ma, 772 Ma, 730 Ma, 700 Ma。

含角闪黑云斜长(正)片麻岩(XX29-1)中锆石 CL、BSE 结构图像(作者未发表资料)与样品浅色体(XX29-7)类似。锆石年龄点呈断续拉长的谐和区间, 早期锆石分 3 簇, 三者加权平均年龄分别为  $892 \pm 10 \text{ Ma}$ 、 $816 \pm 10 \text{ Ma}$  和  $771 \pm 16 \text{ Ma}$ ; 锆石的黑边均给出较小的年龄, 其中点 Spot 2 给出 <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄  $477 \pm 5 \text{ Ma}$ , Th/U = 0.03, 黑边较窄, 可能受锆石核的影响较大, 谐和度(89.7%)不好, 不做统计。其余锆石黑边给出加权平均年龄  $464 \pm 4 \text{ Ma}$  (n = 6, MSWD = 0.61), 其中谐和

表 1 秦岭杂岩中浅色体和伟晶岩中锆石的 LA-MC-ICPMS U-Pb 分析结果

Table 1 LA-MC-ICPMS U-Pb analyses of zircons from the leucosome and pegmatite in the Qinling Complex, southwestern Henan Province

测点号	含量 ( $\times 10^{-6}$ )		Th/U	同位素比值						年龄 (Ma)					
	Pb	U		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 $\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 $\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 $\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	1 $\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	1 $\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	1 $\sigma$
XX29-7 浅色体															
1	92	643	0.26	1.363	0.0155	0.1435	0.0013	0.0689	0.0008	865	8	873	10	895	23
2	247	3584	0.01	0.5885	0.0091	0.0743	0.0007	0.0574	0.0008	462	4	470	7	508	30
3	80	533	0.20	1.4641	0.0165	0.1523	0.0014	0.0697	0.0008	914	8	916	10	920	22
4	193	2772	0.03	0.5941	0.0064	0.0753	0.0007	0.0572	0.0006	468	4	474	5	500	23
5	71	534	0.35	1.2295	0.0139	0.1302	0.0017	0.0685	0.0009	789	10	814	9	884	26
6	87	615	0.19	1.3803	0.0154	0.1444	0.0013	0.0693	0.0008	869	8	881	10	909	23
7	97	636	0.16	1.5202	0.0172	0.1573	0.0014	0.0701	0.0008	942	8	939	11	931	23
8	63	449	0.14	1.4128	0.0183	0.1458	0.0013	0.0703	0.0009	877	8	894	12	937	26
9	245	3625	0.02	0.5643	0.0065	0.0735	0.0007	0.0557	0.0006	457	4	454	5	441	25
10	51	413	0.18	1.1841	0.0151	0.1269	0.0012	0.0677	0.0008	770	7	793	10	858	26
11	97	759	0.28	1.2	0.0145	0.1295	0.0013	0.0672	0.0008	785	8	801	10	844	23
12	51	432	0.33	1.1263	0.0207	0.1179	0.0021	0.0693	0.0008	719	13	766	14	907	25
13	76	534	0.27	1.3996	0.016	0.1447	0.0013	0.0701	0.0008	871	8	889	10	932	23
14	50	337	0.40	1.3936	0.0158	0.1457	0.0013	0.0694	0.0008	877	8	886	10	910	24
15	126	1121	0.09	1.0746	0.0141	0.1193	0.0016	0.0653	0.0007	726	10	741	10	785	22
16	65	443	0.24	1.4619	0.0173	0.1501	0.0013	0.0706	0.0008	902	8	915	11	947	24
17	160	2301	0.08	0.6027	0.0078	0.0748	0.0011	0.0585	0.0006	465	7	479	6	547	24
18	447	6524	0.01	0.5804	0.0069	0.0747	0.0009	0.0564	0.0006	464	6	465	6	466	23
19	71	593	0.11	1.1803	0.0133	0.1263	0.0011	0.0678	0.0007	767	7	791	9	862	23
20	100	651	0.28	1.4981	0.0163	0.1546	0.0014	0.0703	0.0007	926	9	930	10	937	22
21	111	760	0.22	1.4236	0.0156	0.1497	0.0014	0.069	0.0007	899	8	899	10	897	22
22	112	701	0.41	1.5003	0.0163	0.1561	0.0014	0.0697	0.0007	935	8	931	10	919	22
23	111	929	0.26	1.053	0.0119	0.1196	0.0011	0.0638	0.0007	728	7	730	8	736	23
24	74	499	0.28	1.419	0.0191	0.1489	0.0018	0.0691	0.0008	895	11	897	12	902	24
25	71	520	0.15	1.3514	0.0161	0.1423	0.0014	0.0689	0.0008	857	9	868	10	896	24
26	197	2835	0.10	0.5935	0.008	0.0736	0.0008	0.0585	0.0007	458	5	473	6	547	25
27	80	588	0.22	1.2911	0.0144	0.1379	0.0012	0.0679	0.0007	833	7	842	9	866	23
28	220	1810	0.09	1.783	0.0326	0.1145	0.0025	0.113	0.0013	699	15	1039	19	1848	20
29	105	790	0.22	1.2507	0.0151	0.1362	0.0015	0.0666	0.0007	823	9	824	10	825	23
30	333	4878	0.02	0.5653	0.0061	0.0742	0.0007	0.0552	0.0006	462	5	455	5	421	23
31	90	775	0.13	1.0803	0.0148	0.1203	0.0017	0.0651	0.0007	732	11	744	10	778	23
32	286	4190	0.02	0.5643	0.0062	0.0744	0.0007	0.055	0.0006	463	4	454	5	413	24
33	332	4836	0.01	0.5724	0.0065	0.0747	0.0008	0.0555	0.0006	465	5	460	5	434	23
34	394	5711	0.01	0.572	0.0063	0.075	0.0008	0.0553	0.0006	466	5	459	5	426	23
35	89	807	0.15	1.0288	0.0115	0.1143	0.001	0.0653	0.0007	697	6	718	8	784	23
36	121	836	0.18	1.3861	0.0149	0.1484	0.0013	0.0677	0.0007	892	8	883	9	861	22
37	57	267	0.62	2.0261	0.0243	0.1934	0.0019	0.076	0.0009	1140	11	1124	14	1095	23
XX49-1 伟晶岩															
1	674	9380	0.01	0.6123	0.0099	0.0781	0.0008	0.0569	0.0008	484	5	485	8	488	29
2	382	7045	0.02	0.5066	0.0081	0.0567	0.0006	0.0648	0.0009	355	4	416	7	768	28
3	432	5983	0.01	0.6166	0.0099	0.0779	0.0008	0.0574	0.0007	484	5	488	8	507	29
4	420	5883	0.01	0.6168	0.0098	0.077	0.0008	0.0581	0.0008	478	5	488	8	535	30
5	667	9687	0.02	0.5887	0.0092	0.0745	0.0008	0.0573	0.0007	463	5	470	7	503	29
6	651	9095	0.01	0.6231	0.0102	0.0755	0.0008	0.0598	0.0008	469	5	492	8	598	29
7	401	7264	0.01	0.7165	0.0121	0.0518	0.0006	0.1004	0.0014	325	4	549	9	1631	25
8	563	7858	0.01	0.6069	0.0099	0.0777	0.0008	0.0567	0.0008	482	5	482	8	478	31
9	374	5186	0.01	0.804	0.0165	0.0705	0.0008	0.0827	0.0014	439	5	599	12	1261	32
10	783	4288	0.01	4.7023	0.1585	0.101	0.0018	0.3376	0.0067	620	11	1768	60	3652	30

续表 1

Continued Table 1

测点号	含量 ( $\times 10^{-6}$ )			同位素比值						年龄 (Ma)					
	Pb	U	Th/U	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$1\sigma$
11	333	4547	0.01	0.6189	0.0109	0.0782	0.0008	0.0574	0.0008	485	5	489	9	507	32
12	282	6363	0.02	0.5553	0.0095	0.0424	0.0005	0.0949	0.0014	268	3	448	8	1526	27
13	336	4670	0.01	0.6022	0.0097	0.0783	0.0008	0.0558	0.0008	486	5	479	8	444	30
14	470	6534	0.02	0.6173	0.0099	0.0782	0.0008	0.0573	0.0008	485	5	488	8	503	30
15	1089	15174	0.01	0.6178	0.0103	0.078	0.0009	0.0574	0.0008	484	5	488	8	508	30
16	24	378	0.01	0.5268	0.0092	0.066	0.0007	0.0579	0.0008	412	4	430	7	525	32
17	1487	20707	0.02	0.596	0.0097	0.0781	0.0008	0.0554	0.0008	485	5	475	8	427	31
18	179	2658	0.01	0.6547	0.0109	0.0706	0.0007	0.0672	0.001	440	4	511	9	845	31
19	226	4150	0.01	0.4716	0.0076	0.059	0.0006	0.058	0.0008	369	4	392	6	530	30
20	243	3435	0.01	0.6048	0.0103	0.075	0.0007	0.0585	0.0009	466	5	480	8	549	32

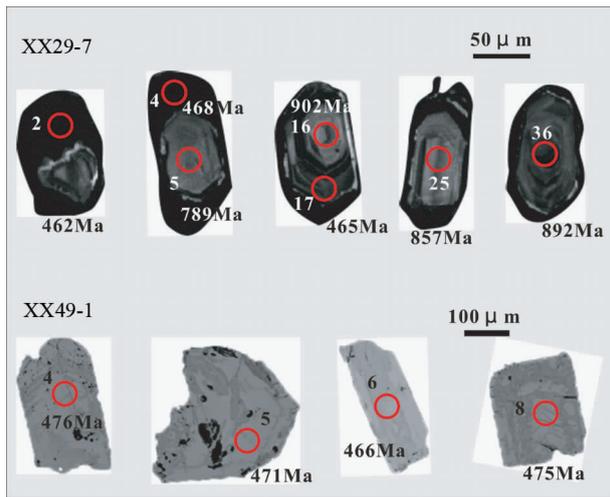


图 4 锆石 CL 图像和 BSE 图像

其中浅色体 (XX29-7) 的锆石 CL 图像, 伟晶岩 (XX49-1) BSE 图像

Fig. 4 CL image of zircon in the leucosome (XX29-7) and BSE image in the pegmatite (XX49-1)

度 (95.1%) 较好的点 Spot 19 给出最大的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄  $469 \pm 5\text{Ma}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.05$ ; 以  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄统计, 强峰  $464\text{Ma}$ ; 次强峰  $896\text{Ma}$ ; 弱峰  $816\text{Ma}$ 、 $779\text{Ma}$ 。

伟晶岩 (XX49-1) 中锆石呈自形、半自形柱状, 柱长  $80 \sim 150\mu\text{m}$ , 棱角清晰, 长宽比约为  $1.5 : 1 \sim 3 : 1$ , 阴极发光 (CL) 图像整体发暗, 甚至黑色, 但仍能够识别出隐隐约约的韵律环带结构 (图 4), 而背散射 (BSE) 的韵律环带较为清晰, 并显示海绵结构, 可能与晚期的热液或流体活动有关。共分析各种锆石 20 个点 (表 1), 其 U 含量普遍较高, 且变化较大, 达  $2658 \times 10^{-6} \sim 20707 \times 10^{-6}$ , 因锆石 CL 图像基本为黑色, 核、边难以分辨, 谐和度较好的锆石加权平均年龄  $479 \pm 5\text{Ma}$  ( $n = 12$ ,  $\text{MSWD} = 3.0$ ) (图 6a); 根据谐和图上较为集中的 9 个点进一步获得加权平均年龄  $484 \pm 3\text{Ma}$  ( $n = 9$ ,

$\text{MSWD} = 0.25$ ) (图 6b); 以  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄统计, 强峰  $484\text{Ma}$ ; 弱峰  $468\text{Ma}$ 、 $440\text{Ma}$ 。

#### 4.4 年龄解释

锆石重结晶的机制主要有 2 种: 流体控制或固态重结晶。流体作用包括局部溶解和再沉淀, 形成海绵 (spongy) 结构; 锆石两端容易重结晶, 其 (金字塔形状) 有利于卷入微量元素 (Vavra, 1990), 也有人指出, 由于晶格应力, 富微量元素的韵律环带锆石在低温时不稳定, 两端更容易重结晶 (Köppel and Sommerauer, 1974)。重结晶过程可引起锆石 U-Pb 同位素体系的扰动, 重结晶过程中不断调整的晶格释放出  $\text{Pb}^*$  和 Th, 引起  $\text{Th}/\text{U}$  逐渐变小 (Hoskin and Black, 2000)。

变质深熔熔体结晶的锆石纪录的年龄晚于峰期变质时代 (Roberts and Finger, 1997)。对于经过变质重结晶的锆石, 其 CL 图像显示模糊的韵律环带、弯曲环带, 浸入式重结晶 (最容易在锆石两端开始) 和重结晶前锋 (内白环), 重结晶前锋亦可围绕锆石外缘 (crystal edge) 生长 (Hoskin and Black, 2000)。由于重结晶程度的差异, 谐和图上锆石点分布范围可以很大, 重结晶最完全的锆石点给出的最小年龄代表引起重结晶的事件的年龄。

浅色体 (XX29-7) 中的较老的锆石大致分出 3 簇, 最老的 1 簇给出  $894 \pm 16\text{Ma}$  的平均年龄, 其中较大年龄的点  $1095 \pm 23\text{Ma}$  和  $942 \pm 8\text{Ma}$ , 可能代表继承锆石或者岩浆侵位的时间。核部韵律结构模糊, 给出较年轻的年龄, 表明岩浆锆石的重结晶 (Recrystallization-RC), 即同位素体系可能有一定的重启 (Kröner *et al.*, 2014)。另外的  $792 \pm 30\text{Ma}$  和  $717 \pm 20\text{Ma}$ , 离散度较大, 可能反映了碎屑成因的继承锆石或正片麻岩锆石遭到部分溶蚀、同位素体系的重置, 其年龄没有明确的地质意义。

浅灰色韵律核、幔环带 (Spot 25,  $\text{Pb} = 71 \times 10^{-6}$ ,  $\text{U} = 520 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.15$ ) 给出  $857 \pm 9\text{Ma}$  的年龄, 幔-黑边之间有白色斑点 (图 4), 与重结晶前锋特征一致 (Hoskin and

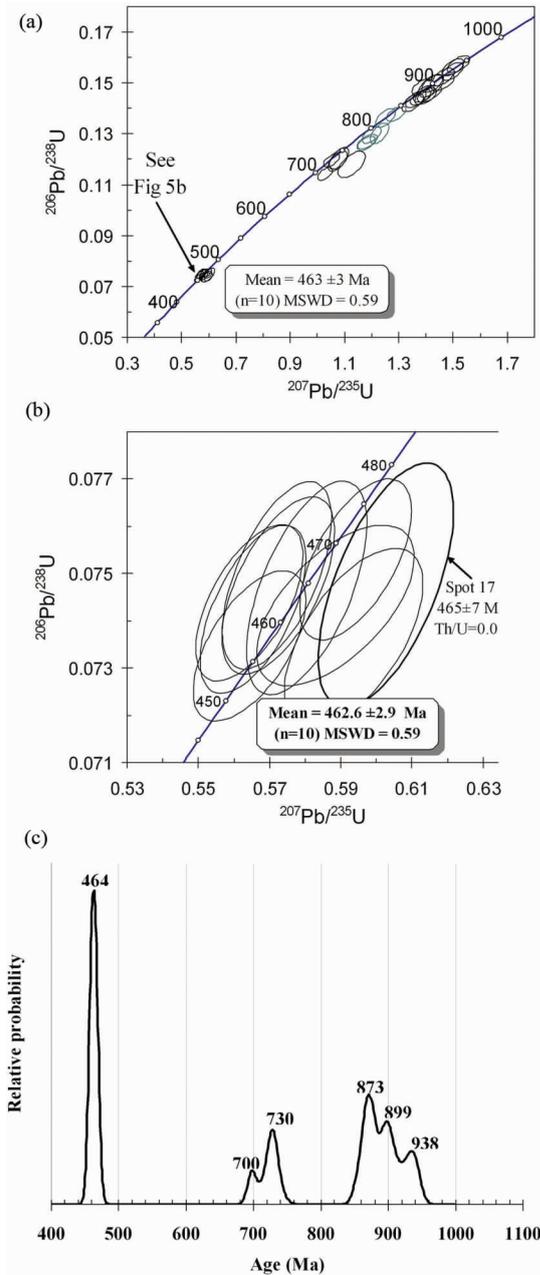


图5 秦岭杂岩浅色体 (XX29-7) 锆石年龄图

(a) 所有谐和锆石点的谐和图; (b) 最年轻锆石簇的谐和年龄; (c) 所有谐和锆石点年龄统计图

Fig. 5 Zircon ages of the leucosome (XX29-7) in the Qinling Complex

(a) the concordant diagram of all the zircon spots; (b) the concordant age of the youngest cluster zircons; (c) the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age histogram of all the concordant zircons

Black, 2000), 再向外为黑色边部, 底端黑边-幔-核之间(核消失, 幔呈锯齿状)表明黑边为同位素重启部分。

几乎所有的具有早古生代年龄的锆石测点 CL 图像为全黑, 唯一一个例外 (Spot 16,  $\text{Pb} = 65 \times 10^{-6}$ ,  $\text{U} = 443 \times 10^{-6}$ ), 锆石呈核-幔结构, 核部为浅灰色 (图 4), 具韵律环带,

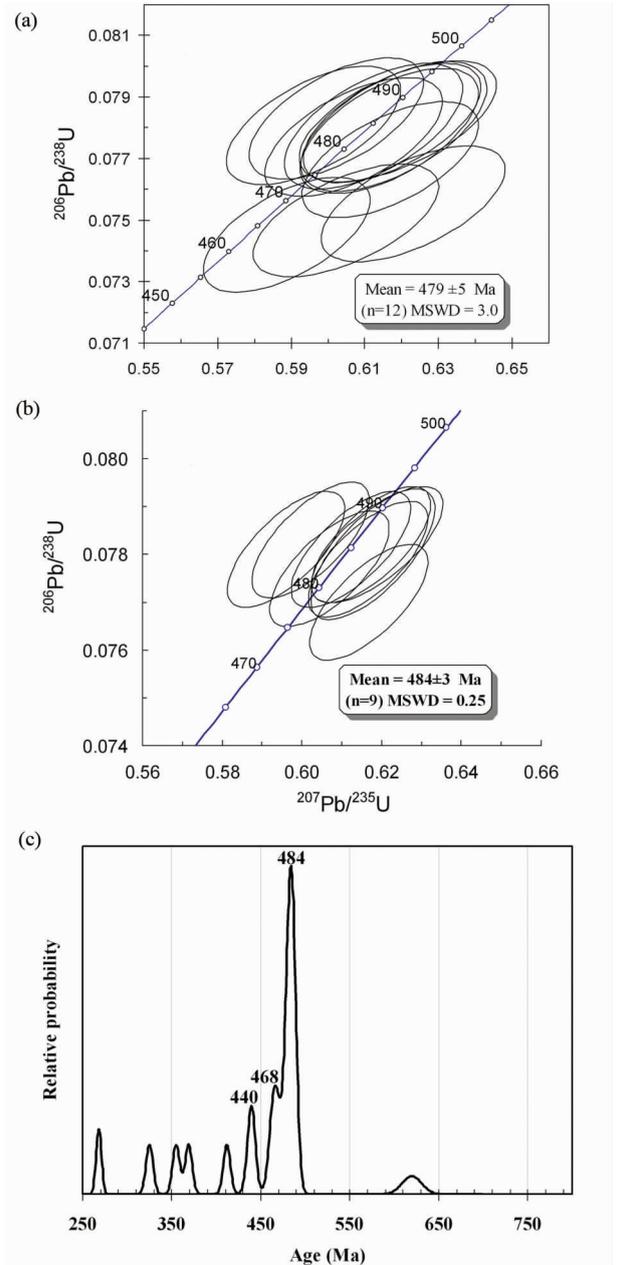


图6 秦岭杂岩伟晶岩 (XX49-1) 锆石年龄图

(a) 所有近谐和锆石点 (谐和度 > 85%) 的谐和图; (b) 谐和锆石 (谐和度 > 85%、且较集中) 的谐和图; (c) 所有谐和锆石点年龄统计图

Fig. 6 Zircon ages of the pegmatite (XX49-1) in the Qinling Complex

(a) the concordant diagram of all the nearly concordant zircon grains (concordance > 85%); (b) the concordant age of best concordant zircons (concordance > 85% and clustered); (c) the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  age histogram of all the concordant zircons

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为  $902 \pm 8\text{Ma}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.24$ ; 其幔部 (Spot 17,  $\text{Pb} = 160 \times 10^{-6}$ ,  $\text{U} = 2301 \times 10^{-6}$ ) CL 呈灰色, 亦显示韵律环带, 但较为模糊,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为  $465 \pm 7\text{Ma}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.08$ ; 常见的情形是核部为浅灰色 (如 Spot 5,  $\text{Pb} = 71 \times$

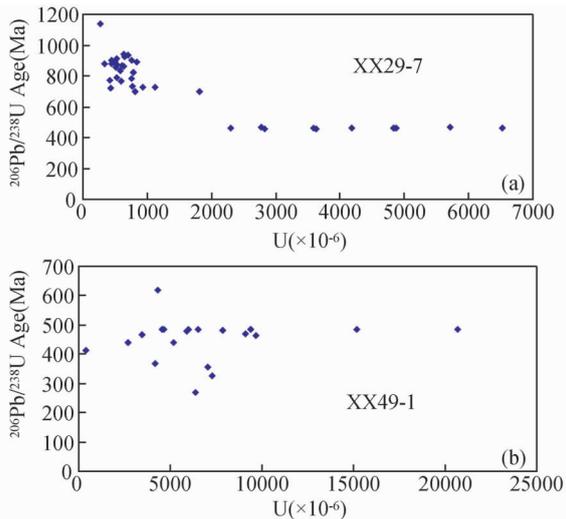


图7 测年样品 U 含量- $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄图

Fig. 7 The diagram of U vs.  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of the Qinling Complex

$10^{-6}$ ,  $U = 534 \times 10^{-6}$ ), 韵律环带模糊, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为  $789 \pm 10\text{Ma}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.35$ , 核外缘有白色斑点, 再向外为全黑幔部 (Spot 4,  $\text{Pb} = 193 \times 10^{-6}$ ,  $U = 2772 \times 10^{-6}$ ),  $468 \pm 4\text{Ma}$ ,  $\text{Th}/\text{U} = 0.03$ 。一些锆石的核部或幔部给出较低的  $\text{Th}/\text{U} = 0.01 \sim 0.07$ , 表明其同位素体系经过了重启。锆石外围黑边给出加权平均年龄  $463 \pm 3\text{Ma}$  ( $n = 10$ ,  $\text{MSWD} = 0.59$ ) (图 5b)。

对于 U 含量  $> 2500 \times 10^{-6}$  的锆石, 其 SHRIMP 年龄可能会有基体效应的影响而有所变化 (如 Williams and Herget, 2000; White and Ireland, 2012), Zhao *et al.* (2014) 通过不同方法分析、对比后则指出, 对于高 U 锆石 (可高至  $26000 \times 10^{-6}$ ), 若采用 LA-ICP-MS 测定, 其基体效应不明显, 从而可给出较可信的年龄。当然, 目前单接收仪器激光烧蚀 (LA-ICP-MS) 是否存在高铀效应仍在争论, 一些研究认为高铀的基体效应不明显 (Horn *et al.*, 2000; Tiepolo *et al.*, 2003; Zhao *et al.*, 2014), 也有人认为在锆石的 LA-ICP-MS 分析中基体效应可引起  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄最大至 5.1% 的偏离 (Allen and Cambell, 2012)。我们实验使用的仪器是激光烧蚀多接收电感耦合等离子体质谱 (LA-MC-ICP-MS), 比单接收仪器性能更好些, 不需要考虑 Zhao *et al.* (2014) 所提到的低铀、高铀间接接收模式的转换, 这种影响应更小甚至没有。

尽管如此, 我们还是做了较高 U 含量情况下对锆石年龄的可能影响的分析 (图 7), 可见, 对于不同的样品, 自 U 含量  $< 2500 \times 10^{-6}$  到  $> 2500 \times 10^{-6}$ , 其  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄均无相应的变化, 说明在本实验中高铀的基体效应并不明显, 所获得锆石年龄 (图 5、图 6) 代表了浅色体、伟晶岩真实的结晶时代。

## 5 变质时间的限定

河南西峡城北双龙南花岗质脉体呈透镜状 ( $40 \times 18\text{cm}$ )

(图 2d), 与片麻理近谐和接触, 透镜状花岗岩的结晶年龄为  $450 \pm 3\text{Ma}$  (另文讨论), 花岗岩中可有 Grt-Sil 等变质矿物包裹于钾长石之中 (图 3f), 表明变质年龄应老于  $450\text{Ma}$ ; Dong *et al.* (2011a) 对商南县西北 20 余 km、灰池子岩体南侧秦岭杂岩混合岩化片麻岩样品测得  $517 \pm 14\text{Ma}$  和  $455 \pm 4.5\text{Ma}$  的年龄以及在花岗质浅色体中获得了  $455.0 \pm 4.5\text{Ma}$  的年龄, 并将  $517 \sim 455\text{Ma}$  的年龄解释成混合岩化作用的时间。野外和室内的结构构造关系表明, 花岗质脉体在体系变质峰期之后出现, 因此, 峰期变质应老于  $455.0 \pm 4.5\text{Ma}$ , 而不是张建新等 (2011) 认为的  $440 \pm 2\text{Ma}$ 。

本研究锆石亦可能受到明显的流体活动的影响 (Kröner *et al.*, 2014), 锆石形成变质生长边或岩浆作用下同位素体系被重新启动, 浅色体给出平均年龄  $463 \pm 3\text{Ma}$ , 较大者可至  $465 \pm 7\text{Ma}$  或  $468 \pm 4\text{Ma}$ ; 浅色体的围岩片麻岩情形类似, 平均年龄  $464 \pm 4\text{Ma}$ , 较大者可至  $469 \pm 5\text{Ma}$ ; 片麻岩中的浅色体应是变质峰期之后形成, 即使熔体引起锆石年龄重启, 亦应是变质峰期之后的浅色体或更晚期的岩浆所引起的, 变质年龄应更老。苏格兰高地巴罗变质带 Viete *et al.* (2013) 的深熔变泥质岩的锆石特征与 XX29-7 几乎完全一致: 内部为早期继承岩浆核, 外部为黑边, 其间为灰 (白) 色 CL 环, 外部黑边给出  $473 \sim 465\text{Ma}$  的年龄, 认为代表了加里东期变质作用的时期。根据这里的分析, 其年龄实际代表了变质时代的下限。

秦岭杂岩中伟晶岩 (XX49-1) 的加权平均年龄为  $479 \pm 5\text{Ma}$  或  $484 \pm 3\text{Ma}$ , 其侵位切割了片麻理 (图 2c), 伟晶岩内包含夕线石的残留 (图 2e), 均表明峰期变质之后侵入伟晶岩, 即变质峰期早于该时间。实际上, 石槽沟的片麻岩 (XX29-1) 及其浅色体 (XX29-7) 中较大的锆石年龄与伟晶岩 (XX49-1) 的年龄在误差范围内是一致的, 区域片麻理主期变质事件年龄应老于  $484 \pm 3\text{Ma}$ , 至于少量的  $454\text{Ma}$  甚至更年轻的年龄纪录, 可能与后期花岗岩的影响有关。

Bader *et al.* (2013) 对丹凤北秦岭杂岩斜长角闪岩布丁间的伟晶岩给出较老的岩浆锆石年龄  $476 \pm 6\text{Ma}$ , 变质时代应早于此年龄, 该推论与本研究的结论一致。杨力等 (2010) 采自陕西丹凤县渔岭村以南的秦岭杂岩含榴黑云斜长片麻岩给出 LA-ICP-MS 锆石年龄  $473 \pm 10\text{Ma}$ , 认为代表了榴辉岩之后的变质叠加, 其锆石 CL 图像明显的黑化可能与变质之后熔体的影响有关, 其变质年龄与本研究的推论在误差范围内亦一致。

秦岭杂岩中存在  $475\text{Ma}$  左右的花岗岩侵位。漂池岩体锆石 LA-ICP-MS 年龄  $495 \pm 6\text{Ma}$  (王涛等, 2009), 经 Bader *et al.* (2013) 重新计算, 给出谐和年龄  $477.6 \pm 2.8\text{Ma}$  的岩浆结晶年龄; 灰池子岩体南缘浅色体中的石榴角闪黑云片岩 (暗色体) 中的锆石为变质成因 (锆石浑圆, CL 图像无结构), 锆石可分为 2 簇, 其中较老一簇给出平均谱和年龄  $469.3 \pm 2.9\text{Ma}$ , 被解释为峰期变质之后再发生混合岩化作用的时期, 即峰期变质时间应早于  $469.3 \pm 2.9\text{Ma}$ ; 东段桐柏地区秦岭

杂岩中偏南部(瓦屋庄)的花岗闪长质片麻岩给出锆石 LA-ICP-MS 平均  $476 \pm 3$  Ma 的岩浆结晶年龄(刘晓春等, 2011<sup>①</sup>); 另外, 渭河谷地位于二郎坪群之下的秦岭杂岩中的花岗闪长岩锆石结晶年龄  $473.2 \pm 6.8$  Ma (Bader *et al.*, 2013)。

因此, 结合野外产状与锆石年龄分析, 秦岭杂岩的主期变质作用的发生应早于伟晶岩的侵位, 主期变质时代应老于其结晶年龄  $484 \pm 3$  Ma; 陆松年等(2009)测定商南西沟基性二辉麻粒岩变质时代(锆石 SHRIMP U-Pb)  $512.4 \pm 9.2$  Ma, 夕线黑云斜长片麻岩中浅色体  $499.3 \pm 4.3$  Ma, 是否与秦岭杂岩的主期变质事件(如本研究的早于 479 Ma 或 484 Ma)相一致, 值得进一步研究。

根据向华等(2014)的研究, 秦岭杂岩浅色脉体中的锆石均为新生锆石, CL 发光性弱, 无明显分带锆石均具有低的 Th/U 比值, 平坦的重稀土分配模式, 强 Eu 负异常, 这些特征指示锆石是深熔作用过程中从富水熔体中结晶形成的锆石(Wu *et al.*, 2007), 且在原岩部分熔融过程中存在大量石榴子石和斜长石残余。变质锆石通常比相应的岩浆锆石稀土总量较低, 轻、重稀土分馏较弱, 并把此作为变质锆石厘定的一种辅助标志。我们知道, 变质作用形成的石榴子石可以促使相伴的锆石重稀土减少、轻/重稀土分馏减弱, 但是, 独居石、尤其是磷钇矿的形成亦可达到同样的效果, 伟晶岩中很容易形成这些矿物。因此, 根据稀土配分、Th/U 比值难以明确区分变质锆石与浅色体(熔体结晶或受晚期富水熔体影响)的锆石。张建新等(2011)所认为的低压角闪二辉麻粒岩  $440 \pm 2$  Ma、角闪岩相变质时代  $426 \pm 1$  Ma, 即可能与晚期花岗岩的影响及其对锆石同位素体系的重置有关。事实上, 陆松年等(2009)亦指出, 秦岭杂岩夕线石榴黑云石英片岩中, 无论继承还是新生锆石, 均显示接近 430 Ma 的年龄值, 说明这些锆石的同位素体系已发生过完全重设, 与区内花岗岩活动峰期时代一致。

## 6 地质过程分析

北秦岭最广泛产出的 ~450 Ma 和少量 ~420 Ma 花岗岩(王涛等, 2009), 根据北秦岭构造带早古生代花岗岩类的锆石 U-Pb 年代学统计结果, 张成立等(2013)认为, 早古生代期间存在 500 Ma、450 Ma 和 420 Ma 三个峰期的花岗岩浆活动, 它们分别对应于该构造带 500 Ma 的高压-超高压变质作用中加积楔沉积物部分熔融、450 Ma 的碰撞后加厚地壳中压麻粒岩相的拆沉和 420 Ma 由挤压向伸展转换过程的角闪岩相退变质作用所对应的岩浆活动。其中 500 Ma 花岗岩属壳熔成因的 S-型花岗岩; 450 Ma 花岗岩有新生物质加入, 属壳-幔成因, 有地幔物质的参与(张成立等, 2013), 表明了构造过程与先前的变质-岩浆有所不同; 420 Ma 花岗岩则属伸展环境下的壳熔成因。

根据 Dong *et al.* (2011a, b) 的总结, 秦岭杂岩总体属于

角闪岩相变质作用。陈强等(2006)认为, 陕西太白地区秦岭杂岩中发育的十字石 + 蓝晶石 + 石榴石和夕线石 + 红柱石 + 石榴石 + 十字石两期矿物共生组合, 表明岩体影响了变质作用的发生。根据 Ferry and Watson (2007)建立的锆石中 Ti 含量的温度计, Dong *et al.* (2011a)估算了各期花岗质脉体的温度, 3 期花岗质脉体分别为  $(455 \pm 4.5$  Ma)  $630 \sim 700$  °C, 平均 678 °C;  $(445 \pm 4.6$  Ma)  $640 \sim 680$  °C, 平均 683 °C 和  $(420.0 \pm 3.6$  Ma)  $662 \sim 813$  °C, 平均 705 °C, 其第一、二期花岗岩脉与片麻理基本一致, 侵位于变质峰期之后, 年龄、温度均接近, 其形成涉及到地幔物质的介入(张成立等, 2013), 从而与主期变质作用关系不大; 而第三期花岗岩脉温度较高。表明, 主期变质作用之后, 至少从 450 Ma 开始, 构造过程实际上已发生了改变, 至 420 Ma 又有了进一步的变化。

下面从时间关系上分析变质作用与花岗岩的可能联系。

在北鲁超高压变质带中(刘福来等, 2009), 紧随超高压变质之后的构造折返, 发生部分熔融(深熔)作用形成含黑云母花岗岩和伟晶岩脉。新生岩浆锆石具有较明显的岩浆结晶环带, CL 发光强度相对较弱(灰色-灰白色), 围绕上述锆石的边部, 也具有典型的岩浆结晶环带, 但 CL 发光强度最弱(黑色)。秦岭杂岩中的锆石的 CL 图像多具有类似的结构, 如核部为韵律环带, 之后为(灰)白色环圈, 再向外是锆石黑边, 黑边的 U 含量异常高。即秦岭杂岩中早期(空间上局限分布的)榴辉岩相变质作用与后期(较广泛分布的)麻粒岩相-角闪岩相变质作用在演化上可能是有联系的, 如伴随着高压变质之后的抬升(变质、深熔作用), 而不是像张建新等(2011)所认为的那样两者是相互独立的事件。Bader *et al.* (2013)所获得的秦岭杂岩岩浆年龄具有双峰式的特点, 平均值分别为  $483 \pm 9$  Ma 和  $429 \pm 8$  Ma, 变质年龄峰值特征不明显, 分别集中于 473 Ma 和 414 Ma, 认为秦岭杂岩在早古生代时经历了两期变质事件, 分别为寒武纪晚期到奥陶纪早期的高压-超高压变质事件以及中奥陶世到志留纪的高温变质事件。根据本文的分析, 可能类似于其它(超)高压变质带, 秦岭杂岩主期片麻理紧随(超)高压变质作用之后发生, 至于有无 420 Ma 或 414 Ma 的变质事件, 值得进一步研究, 因为, 秦岭杂岩麻粒岩相与角闪岩相变质组合之间无叠加改造的岩相证据, 后期不同环境下形成的花岗岩对早期的变质作用、尤其是锆石的同位素体系可进行严重的改造或掩盖, 难以获得早期变质年龄记录。大量的集中于 450 Ma 和 420 Ma 的年龄可能是花岗岩或受花岗岩影响的年龄, 只是有时被当做变质年龄而已。

## 7 可能的机制

张建新等(2009)认为, 西峡地区早古生代的中-低压麻

① 刘晓春, 李三忠, 刘鑫, 崔建军, 曲玮, 胡娟. 2011. 鄂豫交界桐柏山地区碰撞造山带结构与区域成矿背景研究报告. 中国地质调查局

粒岩相变质作用和角闪岩相的发生,与早奥陶世(488~472Ma)的俯冲和地壳增厚作用有关,中-晚志留世(428~416Ma)则遭受广泛的巴罗式区域变质作用。

关于经典的巴罗式变质带,其发生的 Grampian 造山运动的时间段为 488~461Ma,即 27Myr,目前没有证据表明在初期的 15Myr(即 473Ma 前)或最后的 4Myr(即 465Ma 之后)有明显的加热过程。变质作用发生在整个造山运动过程 27Myr 中的 8Myr(Viete *et al.*, 2013),仅记录了间断性的加热或短暂的地壳热非平衡过程。时空上与区域内大规模的双峰式岩浆活动有关,下地壳或地幔的热平流导致中地壳内发生了变质作用。巴罗变质带时间的短暂性、加热特点及其与构造的关系表明,巴罗式变质系列——经典的造山带区域变质作用——并非形成于地壳增厚及其热弛豫,与地壳增厚无关,而是记录了中地壳内大规模的接触变质作用(Viete *et al.*, 2013)。

### 7.1 关于巴罗式变质带的热机制

一般认为,变质作用系造山带中地壳增厚所致,如各种热弛豫的模型(England and Thompson, 1984),这些模型认为,变质热源于加厚地壳的热松弛,包括内部放射热及地壳底部的传导热,则需要漫长的时间尺度(10s of Myr),才能产生变质所需要的热。根据最新的研究(Viete *et al.*, 2013),巴罗变质带为 Grampian 造山作用中发生的短期、时间上相互分隔的热事件,其变质带中热的供给是幕式的,而与热松弛模型或局部放射性热模型(Engi *et al.*, 2001)所预计的那样有着稳态热积累不一致。巴罗变质带的发生与岩浆活动有关,仅涉及正常的地壳厚度(33~44km),远小于造山带应有的厚度,这就与造山带热松弛模型明显不一致,说明变质过程中没经过地壳增厚。Viete *et al.* (2013)基于对经典巴罗变质带的重新研究表明,巴罗式区域变质带可以经由区域尺度的深层次接触变质作用(就像 Buchan 式区域变质作用一样)发展而来,这一点,与广为所知的巴罗式造山带变质作用就是构造增厚地壳的热松弛的结果有着重大不同。

除了榴辉岩、高压麻粒岩可发育一些减压结构外(刘良等, 2013; 张建新等, 2011),秦岭杂岩中-低压麻粒岩中未见明显的减压标志(张建新等, 2009, 2011)。一般来说,增厚造山带的含榴斜长角闪岩中可有明显的减压结构(肖玲玲等, 2011),但本区同类岩石中缺乏类似结构;变泥质岩中则是夕线石→蓝晶石的转化而不是相反(图 3c),通过  $Al_2SiO_5$  三相图可知,这种转化更可能反映了地质体的逐渐冷却、而不是等温降压过程。

区内一些新元古代早期的花岗岩变形明显,但变质程度往往较低(王涛等, 2009),说明早古生代的变质作用可能以热对流为主,而不是热传导所致。在较低级变质围岩中的花岗质熔体(图 3b),不大可能是由岩石原地深熔作用直接产生,熔体由深部侵入的可能性较大。多数浅色体显示熔体结晶的性质(图 3d, e)。秦岭杂岩北侧的二郎坪群红柱石-堇

青石低压变质作用被 430Ma 的花岗岩侵位,代表了典型的较浅层次的接触变质作用特征(张阿利等, 2004),即是例证。

### 7.2 关于造山隆起

造山隆起必然导致盆地沉积,可是巴罗式变质作用时并无碎屑锆石记录,与巴罗变质事件中应存在明显的造山隆起(碎屑源)不一致,表明巴罗变质作用中地壳为正常厚度(Viete *et al.*, 2013)。

秦岭杂岩南侧的武关杂岩变石英岩碎屑锆石年龄集中于 462Ma,另有 2 个次级峰 828Ma 和 446Ma,最年轻的锆石平均值  $423 \pm 5$ Ma(Chen *et al.*, 2014);而 Dong *et al.* (2013)对武关杂岩变砂岩的报道中,碎屑锆石则复杂得多,峰值 528Ma、510Ma、498Ma、495Ma、485Ma、466Ma,其中的花岗岩砾石年龄  $470 \pm 3$ Ma;商丹断裂以南的刘岭群变砂岩具有 520Ma、492Ma、482Ma、470Ma、429Ma 的年龄峰值;而陈龙耀等(2014)获得最年轻的一组年龄区间为 377~395Ma,主要年龄峰值约为 442Ma、780~850Ma 和 900~970Ma,武关杂岩、刘岭群的沉积时代均较晚,其中武关杂岩可持续至  $423 \pm 5$ Ma(Chen *et al.*, 2014);至于刘岭群,Dong *et al.* (2013)提出属于其弧前盆地沉积,碎屑物质源于北秦岭杂岩,沉积发生于 455Ma(最小碎屑锆石)之后、 $435 \pm 7$ Ma(基性岩墙)之前,陈龙耀等(2014)则认为,刘岭群可持续至 395~377Ma,表明刘岭群沉积时代可以持续到晚泥盆世,物质来源于北秦岭构造带。

难以判定主期变质作用发生时北秦岭造山带是否隆起。张成立等(2013)所统计的秦岭杂岩 450Ma 峰期花岗岩在武关杂岩和刘岭群碎屑锆石中均无显示。除了可能与超高压变质作用有关的花岗岩(约 492Ma 之前的锆石),武关杂岩和刘岭群其它碎屑锆石年龄集中于 485~482Ma、470~462Ma 和 442~423Ma 时间段。其中 485~482Ma 的年龄究竟与前期的北秦岭超高压变质、还是主期区域变质作用有关,需要进一步的研究;而 470~464Ma 的花岗岩显然与主期变质之后的花岗岩(包括伟晶岩)有关;至于 442~423Ma,则与更晚期的地质过程有关。无论如何,现今北秦岭出露的主体 450Ma 的花岗岩(张成立等, 2013)在武关杂岩和刘岭群沉积时尚未出露或极少出露,表明作为现今秦岭杂岩的整体尚未剥露,只是秦岭杂岩的轴部(约 470Ma 的花岗岩)可能有一定的隆起。

Dong *et al.* (2011a)通过角闪石-黑云母的 Ar-Ar 冷却年龄与封闭温度,估算出秦岭杂岩在 517~445Ma 期间缓慢的抬升速率,甚至没有抬升。在 445~410Ma 间冷却速率  $2.5^\circ\text{C}/\text{Myr}$ ;397~368Ma 间冷却速率  $8^\circ\text{C}/\text{Myr}$ ;368~330Ma 间冷却缓慢甚至无冷却。表明沿商-丹带缝合、峰期变质后的抬升明显滞后,长时期内构造沉寂,而造山带变质核杂岩形成-剥露的经典模型需要峰期变质后快速冷却,秦岭杂岩的特征显然不支持这种解释。说明秦岭杂岩主期区域变质作用不属于地壳增厚过程。刘军锋等(2009)指出,426~

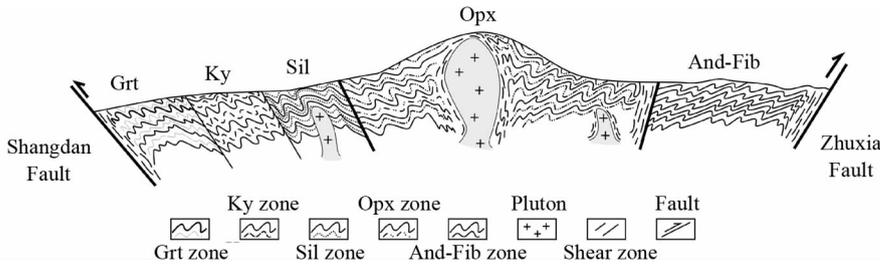


图8 秦岭杂岩地质模型

Fig. 8 The possible geological model of the Qinling Complex

406Ma 的年龄数据在商-丹缝合带的南侧、南秦岭造山带和华南板块北缘很少有报道。一个可能的原因就是, 伴随华南板块和南秦岭向北俯冲, 此时只是商-丹洋洋壳消减殆尽, 并没有出现真正意义上陆-陆碰撞和大幅度抬升, 北秦岭只是处在一种挤压环境, 即秦岭加里东期碰撞不造山(孙勇和于在平, 1991)。甚至不排除增生造山的可能。

尽管没有年龄、温压条件的严格对比, 但是, 秦岭杂岩与苏格兰高地巴罗变质带矿物组合的高度相似性及相关岩岩浆岩组合、时间的一致性表明了二者的类同。

### 7.3 可能的地质过程

秦岭杂岩经历了多期次的变形改造, 但是, 对于以塑性流变为主的变形构造(如小褶曲)而言, 南部显示明显的向南逆冲, 北部则为下滑构造, 北部大理岩有向北逆冲的趋势(闫全人等, 2009), 实际上, 因片理产状的不同, 北部的这种下滑、逆冲构造在旋转方向或极性上是一致的。类似地, 格陵兰加里东造山带与挪威加里东造山带均显示向两侧的逆冲运动(Gee *et al.*, 2008)。此外, 结合变质带的分布, 秦岭杂岩宏观上与高喜马拉雅结晶岩系亦非常类似。高喜马拉雅结晶岩系的通道流模型(Beaumont *et al.*, 2001)是一种较为流行的模式, 通道流模型可以解释很多现象, 如倒转变质带(Hodges, 2000)、通道中心最热, 自通道中心向两侧温度的降低。表层剥露与通道流的耦合作用导致热的隧道物质挤出, 表现为高级混合岩化片麻岩。Godin *et al.* (2006)系统总结了通道流模式的判别标志, 如低粘度物质两侧为高粘度物质, 高原具有明显的边界产生水平压力梯度, 顶底面分别为同时发生的正断层、逆断层剪切, 早期剪切逆冲伴随晚期压力梯度下的回流正断层剪切, 通道流透入性的剪切变形容易集中于边界发生, 底部倒转、上部正常的变质分带。我们认为, 现有通道流模型(Beaumont *et al.*, 2001)是基于青藏高原南缘的地质特性提出的, 但高原并非通道流是否发生的关键因素, 相对刚性块体之间因部分熔融而相对柔性的物质上涌, 并与两侧的块体之间呈剪切带接触, 即可形成通道流。

秦岭杂岩主要变质事件发生于早古生代初期, 即使有倒转变质, 其后期多次的地质叠加与改造也改变了其原始格局。但是其塑性褶曲的运动方向、变质程度呈现中心变质级别高、向两侧降低的趋势, 以及秦岭杂岩整体呈花状构造向

上挤出(Wang *et al.*, 2005), 均与此相一致, 因此, 与之类似, 秦岭杂岩可能同样发生了通道流现象, 在花岗岩岩浆、片麻岩相互裹挟上升过程中, 中心部位上升的效应较为显著, 出现较高的变质级别和较多的花岗岩侵位(图8), 不过, 总体上花岗岩类的比例可能低于高喜马拉雅结晶岩系。

## 8 结论

通过上述分析, 得出如下认识:

- (1) 秦岭杂岩中变质作用可呈带状分布, 中心变质级别最高, 向南北两侧降低, 尤其南侧分带明显: 由南向北, 依次为黑云母带-石榴子石带-蓝晶石带-夕线石带;
- (2) 除局部 UHP 外, 秦岭杂岩主体为角闪岩相-麻粒岩相变质作用, 主期变质时代早于  $484 \pm 3\text{Ma}$ , 这种变质与早期的榴辉岩相变质作用可能有联系; 另外, 中-低压麻粒岩相变质与角闪岩相变质之间不存在早期变质被后期退变改造的关系, 而是同时发生, 仅是空间位置不同。变质带的轴部花岗岩分布较多;
- (3) 秦岭杂岩变质宏观上与巴罗式变质作用类似, 未经过地壳内加厚-热松弛过程, 可能相当于深部接触变质作用, 变质  $pT$  轨迹的地质解释需谨慎;
- (4) 秦岭杂岩总体特征与高喜马拉雅结晶岩系的较为类似, 虽然没有发育倒转变质带, 其形成可能与中、下地壳物质沿隧道流上升有关。

**致谢** 感谢中国地质调查局天津地质调查中心周红英研究员和耿建珍高级工程师在锆石测年分析中给予的指导和帮助; 感谢中国地质科学院地质研究所的王金星高工给予的协助。三位审稿人提出了非常中肯的问题和修改意见, 对于本文的提高起了关键作用, 特此致谢。

## References

- Allen CM and Campbell IH. 2012. Identification and elimination of a matrix-induced systematic error in LA-ICP-MS  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  dating of zircon. *Chemical Geology*, 332-333: 157-165
- Bader T, Ratschbacher L, Franz L, Yang Z, Hofmann M, Linnemann U and Yuan HL. 2013. The heart of China revisited, I. Proterozoic

- tectonics of the Qin Mountains in the core of supercontinent Rodinia. *Tectonics*, 32(3): 661–687
- Beaumont C, Jamieson RA, Nguyen MH and Lee B. 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focused surface denudation. *Nature*, 414(6865): 738–742
- Chen LY, Liu XC, Qu W *et al.* 2014. U-Pb zircon ages and geochemistry of the Wuguan complex in the Qinling orogen, central China: Implications for the late Paleozoic tectonic evolution between the Sino-Korean and Yangtze cratons. *Lithos*, 192–195: 192–207
- Chen LY, Luo YL, Liu XC, Qu W and Hu J. 2014. LA-ICP-MS U-Pb geochronology of detrital zircons from the Liuling Group in the South Qinling tectonic belt and its tectonic significance. *Geological Bulletin of China*, 33(9): 1363–1378 (in Chinese with English abstract)
- Chen Q, Chen NS, Wang QY, Sun M, Wang XY, Li XY and Shu GM. 2006. Monazite microprobe chemical age in the Qinling Complex of the Qinling orogenic belt: Evidence for Pan-African metamorphism? *Chinese Science Bulletin*, 51(21): 2512–2516 (in Chinese)
- Chen RB and Zhang YA. 1993. Sequence and deformation of the Xiahe Group in western Henan Province. *Henan Geology*, 11(2): 104–111 (in Chinese)
- Corfu F, Hachar JM, Hoskin PWO and Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures. In: Hachar JM and Hoskin PWO (eds.). Volume 53: Zircon. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 469–500
- Dong YP, Genser J, Neubauer F, Zhang GW, Liu XM, Yang Z and Heberer B. 2011a. U-Pb and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronological constraints on the exhumation history of the North Qinling terrane, China. *Gondwana Research*, 19(4): 881–893
- Dong YP, Zhang GW, Neubauer F, Liu XM, Genser J and Hauenberger C. 2011b. Tectonic evolution of the Qinling orogen, China: Review and synthesis. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 213–237
- Dong YP, Liu XM, Neubauer F, Zhang GW, Tao N, Zhang YG, Zhang XN and Li W. 2013. Timing of Paleozoic amalgamation between the North China and South China Blocks: Evidence from detrital zircon U-Pb ages. *Tectonophysics*, 586: 173–191
- Engi M, Berger A and Roselle GT. 2001. Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny. *Geology*, 29(12): 1143–1146
- England PC and Thompson AB. 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25(4): 894–928
- Ferry JM and Watson EB. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429–437
- Gee DG, Fossen H, Henriksen N and Higgins AK. 2008. From the Early Paleozoic platforms of Baltica and Laurentia to the Caledonide orogen of Scandinavia and Greenland. *Episodes*, 31: 44–51
- Godin L, Grujic D, Law RD and Searle MP. 2006. Channel flow, ductile extrusion and exhumation in continental collision zones: An introduction. *Geological Society, London, Special Publications*, 268: 1–23
- Harley SL, Kelly NM and Möller A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain Chains. *Elements*, 3(1): 25–30
- Hodges KV. 2000. Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112(3): 324–350
- Horn I, Rudnick RL and McDonough WF. 2000. Precise elemental and isotope ratio determination by simultaneous solution nebulization and laser ablation-ICP-MS: Application to U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 167(3–4): 281–301
- Hoskin PWO and Black LP. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18(4): 423–439
- Hu NG, Zhao DL, Xu BQ and Wang T. 1995. Discovery of coesite-bearing eclogites from the northern Qinling and its significances. *Chinese Science Bulletin*, 40(2): 174–176
- Köppel V and Sommeraur J. 1974. Trace elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and newly formed zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 43(1): 71–82
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68(1–2): 277–279
- Kröner A, Wan YS, Liu XM and Liu DY. 2014. Dating of zircon from high-grade rocks: Which is the most reliable method? *Geoscience Frontiers*, 5(4): 515–523
- Li HK, Geng JZ, Hao S, Zhang YQ and Li HM. 2009. Study on zircon U-Pb geochronology using laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICPMS). *Acta Mineralogica Sinica*, 29(Suppl.): 600–601 (in Chinese)
- Li JH, Song CZ, Lin SF, Ren SL, Wang DX, Tu WC and Zhang H. 2013. Deformation characteristic of fore-arc sedimentary system on the southern margin of Shangnan-Danfeng fault belt in Qinling orogenic belt and its tectonic significance. *Chinese Journal of Geology*, 48(3): 638–646 (in Chinese with English abstract)
- Liu FL, Xue HM and Liu PH. 2009. Partial melting time of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Sulu UHP terrane: Constrained by zircon U-Pb ages, trace elements and Lu-Hf isotope compositions of biotite-bearing granite. *Acta Petrologica Sinica*, 25(5): 1039–1055 (in Chinese with English abstract)
- Liu JF, Sun Y and Sun WD. 2009. LA-ICP-MS zircon dating from the Lajimiao mafic complex in the Qinling orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 25(2): 320–330 (in Chinese with English abstract)
- Liu L, Chen DL, Wang C and Zhang CL. 2009. New progress on geochronology of high-pressure/ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the South Altyn Tagh, the North Qaidam and the North Qinling orogenic, NW China and their geological significance. *Journal of Northwest University (Natural Science Edition)*, 39(3): 472–479 (in Chinese with English abstract)
- Liu L, Liao XY, Zhang CL, Chen DL, Gong XK and Kang L. 2013. Multi-metamorphic timings of HP-UHP rocks in the North Qinling and their geological implications. *Acta Petrologica Sinica*, 29(5): 1634–1656 (in Chinese with English abstract)
- Liu Q, Wu YB, Wang H, Gao S, Qin ZW, Liu XC, Yang SH and Gong HJ. 2014. Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatites from the North Qinling terrane and their geological implications. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(2): 177–193
- Lu SN, Li HK, Chen ZH, Hao GJ, Zhou HY, Guo JJ, Niu GH and Xiang ZQ. 2003. Geological Evolution in the Meso-Neoproterozoic of the Qinling Mountains and the Response to the Rodinia Supercontinent. Beijing: Geological Publishing House, 1–194 (in Chinese)
- Lu SN, Yu HF, Li HK, Chen ZH, Wang HC and Zhang CL. 2009. Precambrian Geology of the Central Orogenic Belt (Middle and Western Segments) of China. Beijing: Geological Publishing House, 1–203 (in Chinese)
- Ren LD, Yang CH, Wang YB, Liu XC and Zhao Y. 2009. Formation of sillimanite in the high-grade quartzofeldspathic gneisses and its relations with deformation-metamorphism-anatexis: A case study in the Larsemann Hills, East Antarctica. *Acta Petrologica Sinica*, 25(8): 1937–1946 (in Chinese with English abstract)
- Ren LD, Yang CH and Du LL. 2012. Petrological implication of the albite rims in the felsic gneisses of the Fuping Complex. *Acta Geologica Sinica*, 86(2): 430–439
- Roberts MP and Finger F. 1997. Do U-Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology*, 25(4): 319–322
- Sun Y and Yu ZP. 1991. Aborted Caledonian orogeny in the eastern Qinling Mountains. In: Ye LJ, Qian XL and Zhang GW (eds.). *Proceedings of the Symposium on the Qinling Orogeny*. Xi'an Publishing House of the Northwest University, 167–173 (in Chinese)
- Tiepolo M, Bottazzi P, Palenzona M and Vannucci R. 2003. A laser probe coupled with ICP double-focusing sector-field mass spectrometer for in situ analysis of geological samples and U Pb dating of zircon. *Can. Mineral.*, 41(2): 259–272
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: A cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(1): 90–99

- Viete DR, Oliver GJH, Fraser GL, Forster MA and Lister GS. 2013. Timing and heat sources for the Barrovian metamorphism, Scotland. *Lithos*, 177: 148 – 163
- Wang H, Wu YB, Gao S, Liu XC, Gong HJ, Li QL, Li XH and Yuan HL. 2011. Eclogite origin and timings in the North Qinling terrane, and their bearing on the amalgamation of the South and North China blocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 29(9): 1019 – 1031
- Wang T and Yang JX. 1993. A discussion on rheologic patterns and rheologic facies of the Qinling Group in the western part of Henan Province. *Journal of Xi'an College of Geology*, 15(Suppl.): 54 – 60 (in Chinese with English abstract)
- Wang T, Hu NG, Pei XZ, Yang JX and Li WP. 1997. The composition, tectonic framework and evolution of Qinling Complex, central China. *Acta Geoscientia Sinica*, 18(4): 345 – 351 (in Chinese with English abstract)
- Wang T, Pei XZ, Wang XX, Hu NG, Li WP and Zhang GW. 2005. Orogen-parallel westward oblique uplift of the Qinling basement complex in the core of the Qinling orogen (China): An example of oblique extrusion of deep-seated metamorphic rocks in a collisional orogen. *J. Geol.*, 113(2): 181 – 200
- Wang T, Wang XX, Tian W, Zhang CL, Li WP and Li S. 2009. North Qinling Paleozoic granite associations and their variation in space and time: Implications for orogenic processes in the orogens of central China. *Science in China (Series D)*, 52(9): 1359 – 1384
- Wang T, Wang XX, Tian W, Zhang CL, Li WP and Li S. 2009. The Paleozoic granite association, temporal-spatial evolution and their clues to orogenesis in the northern Qinling Mts. *Science in China (Series D)*, 39(7): 949 – 971 (in Chinese)
- White LT and Ireland TR. 2012. High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U-Pb age determinations. *Chemical Geology*, 306 – 307: 78 – 91
- Williams IS and Hergt JM. 2000. U-Pb dating of Tasmanian dolerites: A cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircon. In: Woodhead JD, Hergt JM and Noble WP (eds.). *Beyond 2000: New Frontiers in Isotope Geoscience*. Melbourne: University of Melbourne, 185 – 188
- Wu YB, Zheng YF, Zhang SB, Zhao ZF, Wu FY and Liu XM. 2007. Zircon U-Pb ages and Hf isotope compositions of migmatite from the North Dabie terrane in China: Constraints on partial melting. *Journal of Metamorphic Geology*, 25(9): 991 – 1009
- Xiang H, Zhong ZQ, Li Y, Zhou HW, Qi M, Lei HC, Lin YH and Zhang ZM. 2014. Early Paleozoic polymetamorphism and anatexis in the North Qinling orogen: Evidence from U-Pb zircon geochronology. *Acta Petrologica Sinica*, 30(8): 2421 – 2434 (in Chinese with English abstract)
- Xiao LL, Jiang ZS, Wang GD, Wan YS, Wang T and Wu CM. 2011. Metamorphic reaction textures and metamorphic *P-T-t* loops of the Precambrian Zhanhuang metamorphic complex, Hebei, North China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(4): 982 – 1002 (in Chinese with English abstract)
- Yan QR, Wang ZQ, Yan Z, Chen JL, Xiang ZJ, Wang T and Zhang HY. 2009. Tectonic affinity and timing of two types of amphibolites within the Qinling Group, North Qinling orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2199 – 2194 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Xu ZQ, Dobrzhinetskaya LF, Green HW, Pei XZ, Shi RD, Wu CL, Wooden JL, Zhang JX, Wan YS and Li HB. 2003. Discovery of metamorphic diamonds in central China: An indication of a >4000-km-long zone of deep subduction resulting from multiple continental collisions. *Terra Nova*, 15(6): 370 – 379
- Yang L, Chen FK, Yang YZ, Li SQ and Zhu XY. 2010. Zircon U-Pb ages of the Qinling Group in Danfeng area: Recording Mesoproterozoic and Neoproterozoic magmatism and Early Paleozoic metamorphism in the North Qinling terrain. *Acta Petrologica Sinica*, 26(5): 1589 – 1603 (in Chinese with English abstract)
- You ZD, Suo ST, Han YJ, Zhong ZQ and Chen NS. 1991. The Metamorphic Processes and Tectonic Analyses in the Core Complex of an Orogenic Belt: An Example from the Eastern Qinling Mountains. Wuhan: China University of Geosciences Press (Wuhan), 1 – 326 (in Chinese)
- Zhang AL, Wei CJ, Tian W and Zhang CG. 2004. Low-pressure metamorphism of Erlangping Group in North Qinling Mountains. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 23(1): 26 – 36 (in Chinese with English abstract)
- Zhang CL, Liu L, Wang T *et al.* 2013. Granitic magmatism related to Early Paleozoic continental collision in North Qinling. *Chinese Science Bulletin*, 58(35): 4405 – 4410
- Zhang GW, Zhang BR, Yuan XC and Xiao QH. 2001. The Qinling Orogeny and Continental Dynamics. Beijing: Science Press (in Chinese)
- Zhang JX, Yu SY, Meng FC and Li JP. 2009. Paired high-pressure granulite and eclogite in collision orogens and their geodynamic implications. *Acta Petrologica Sinica*, 25(9): 2050 – 2066 (in Chinese with English abstract)
- Zhang JX, Yu SY and Meng FC. 2011. Ployphase Early Paleozoic metamorphism in the northern Qinling orogenic belt. *Acta Petrologica Sinica*, 27(4): 1179 – 1190 (in Chinese with English abstract)
- Zhao DL, Hu NG and Wang T. 1996. Study on the metamorphism of the lateral distributing metamorphic zones of the core complex in the North Qinling orogenic belt. *Journal of Xi'an College of Geology*, 18(4): 26 – 32 (in Chinese with English abstract)
- Zhao KD, Jiang SY, Ling HF and Palmer MR. 2014. Reliability of LA-ICP-MS U-Pb dating of zircons with high U concentrations: A case study from the U-bearing Douzhashan Granite in South China. *Chemical Geology*, 389: 110 – 121

#### 附中文参考文献

- 陈龙耀, 罗玉凌, 刘晓春, 曲玮, 胡娟. 2014. 南秦岭刘岭群砂岩碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其构造意义. *地质通报*, 33(9): 1363 – 1378
- 陈强, 陈能松, 王勤燕, 孙敏, 王新宇, 李晓彦, 舒桂明. 2006. 秦岭造山带秦岭岩群独居石电子探针化学年龄: 晚泛非期变质证据? *科学通报*, 51(21): 2512 – 2516
- 陈瑞保, 张延安. 1993. 豫西峡河岩群层序及变形特征. *河南地质*, 11(2): 104 – 111
- 李怀坤, 耿建珍, 郝爽, 张永清, 李惠民. 2009. 用激光烧蚀多接收器等离子体质谱仪 (LA-MC-ICPMS) 测定锆石 U-Pb 同位素年龄的研究. *矿物学报*, 29(增刊): 600 – 601
- 李加好, 宋传中, Lin SF, 任升莲, 王道轩, 涂文传, 张欢. 2013. 秦岭商丹断裂带南侧弧前沉积体的变形特征及其构造意义. *地质科学*, 48(3): 638 – 646
- 刘福来, 薛怀民, 刘平华. 2009. 苏鲁超高压岩石部分熔融时间的准确限定: 来自含黑云母花岗岩中锆石 U-Pb 定年、REE 和 Lu-Hf 同位素的证据. *岩石学报*, 25(5): 1039 – 1055
- 刘军锋, 孙勇, 孙卫东. 2009. 秦岭拉鸡庙镁铁质岩体锆石 LA-ICP-MS 年代学研究. *岩石学报*, 25(2): 320 – 330
- 刘良, 陈丹玲, 王超, 张成立. 2009. 阿尔金、柴北缘与北秦岭高压-超高压岩石年代学研究进展及其构造地质意义. *西北大学学报 (自然科学版)*, 39(3): 472 – 479
- 刘良, 廖小莹, 张成立, 陈丹玲, 宫相宽, 康磊. 2013. 北秦岭高压-超高压岩石的多期变质时代及其地质意义. *岩石学报*, 29(5): 1634 – 1656
- 陆松年, 李怀坤, 陈志宏, 郝国杰, 周红英, 郭进京, 牛广华, 相振群. 2003. 秦岭中-新元古代地质演化及对 Rodinia 超级大陆事件的响应. 北京: 地质出版社, 1 – 194

- 陆松年, 于海峰, 李怀坤, 陈志宏, 王惠初, 张传林. 2009. 中央造山带(中-西部)前寒武纪地质. 北京: 地质出版社, 1-203
- 任留东, 杨崇辉, 王彦斌, 刘晓春, 赵越. 2009. 长英质高级片麻岩中夕线石的形成与变形-变质-深熔作用的关系——以南极拉斯曼丘陵地区为例. 岩石学报, 25(8): 1937-1946
- 孙勇, 于在平. 1991. 夭折了的东秦岭加里东运动. 见: 叶连俊, 钱祥麟, 张国伟编. 秦岭造山带学术讨论会论文选集. 西安: 西北大学出版社, 167-173
- 王涛, 杨家喜. 1993. 豫西狮子坪秦岭群流变型式及流变相探讨. 西安地质学院学报, 15(增刊): 54-60
- 王涛, 胡能高, 裴先治, 杨家喜, 李伍平. 1997. 秦岭杂岩的组成、构造格局及演化. 地球学报, 18(4): 345-351
- 王涛, 王晓霞, 田伟, 张成立, 李伍平, 李舫. 2009. 北秦岭古生代花岗岩组合、岩浆时空演变及其对造山作用的启示. 中国科学(D辑), 39(7): 949-971
- 向华, 钟增球, 李晔, 周汉文, 祁敏, 雷恒聪, 林彦蒿, 张泽明. 2014. 北秦岭造山带早古生代多期变质与深熔作用: 锆石 U-Pb 年代学证据. 岩石学报, 30(8): 2421-2434
- 肖玲玲, 蒋宗胜, 王国栋, 万渝生, 王涛, 吴春明. 2011. 赞皇前寒武纪变质杂岩区变质反应结构与变质作用  $P-T-t$  轨迹. 岩石学报, 27(4): 980-1002
- 闫全人, 王宗起, 闫臻, 陈隽璐, 向忠金, 王涛, 张宏远. 2009. 秦岭岩群中两类斜长角闪岩的性质和时代及其地质意义. 岩石学报, 25(9): 2177-2194
- 杨力, 陈福坤, 杨一增, 李双庆, 祝禧艳. 2010. 丹凤地区秦岭岩群片麻岩锆石 U-Pb 年龄: 北秦岭地体中新元古代岩浆作用和早古生代变质作用的记录. 岩石学报, 26(5): 1589-1603
- 游振东, 索书田, 韩郁箐, 钟增球, 陈能松. 1991. 造山带核部杂岩变质过程与构造解析——以东秦岭为例. 武汉: 中国地质大学出版社, 1-326
- 张阿利, 魏春景, 田伟, 张翠光. 2004. 北秦岭二郎坪群低压变质作用研究. 岩石矿物学杂志, 23(1): 26-36
- 张成立, 刘良, 王涛, 王晓霞, 李雷, 龚齐福, 李小菲. 2013. 北秦岭早古生代大陆碰撞过程中的花岗岩浆作用. 科学通报, 58(23): 2323-2329
- 张国伟, 张本仁, 袁学诚, 肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京: 科学出版社
- 张建新, 于胜尧, 孟繁聪, 李金平. 2009. 造山带中成对出现的高压麻粒岩与榴辉岩及其地球动力学意义. 岩石学报, 25(9): 2050-2066
- 张建新, 于胜尧, 孟繁聪. 2011. 北秦岭造山带的早古生代多期变质作用. 岩石学报, 27(4): 1179-1190
- 赵东林, 胡能高, 王涛. 1996. 北秦岭造山带核部杂岩侧向变质带的变质作用研究. 西安地质学院学报, 18(4): 26-32