

doi: 10.12097/gbc.2023.01.030

## 下地壳填图理论与方法

张旗<sup>1</sup>, 翟明国<sup>1,2</sup>, 魏春景<sup>3</sup>, 焦守涛<sup>4,5</sup>, 周李岗<sup>1,2</sup>, 黄广宇<sup>1,2</sup>, 陈万峰<sup>6</sup>,  
汤军<sup>7</sup>, 刘睿<sup>8</sup>, 原杰<sup>9</sup>, 王振<sup>10,11</sup>, 王跃<sup>11</sup>, 袁方林<sup>1</sup>  
ZHANG Qi<sup>1</sup>, ZHAI Mingguo<sup>1,2</sup>, WEI Chunjing<sup>3</sup>, JIAO Shoutao<sup>4,5</sup>, ZHOU Ligang<sup>1,2</sup>,  
HUANG Guangyu<sup>1,2</sup>, CHEN Wanfeng<sup>6</sup>, TANG Jun<sup>7</sup>, LIU Rui<sup>8</sup>, YUAN Jie<sup>9</sup>,  
WANG Zhen<sup>10,11</sup>, WANG Yue<sup>11</sup>, YUAN Fanglin<sup>1</sup>

1. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; 2. 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;
3. 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; 4. 中国地质调查局自然资源综合调查指挥中心, 北京 100055;
5. 自然资源部地质信息工程技术创新中心, 北京 100055;
6. 兰州大学地质科学与矿产资源学院甘肃省西部矿产资源重点实验室, 甘肃 兰州 730000;
7. 长江大学地球科学学院, 湖北 武汉 430100;
8. 山东理工大学资源与环境工程学院, 山东 淄博 255000; 9. 邢台学院资源与环境学院, 河北 邢台 054001;
10. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
11. 中国地质大学(北京)地球科学与资源学院, 北京 100083

1. *Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;*
2. *State Key Laboratory of Lithospheric Evolution, Beijing 100029, China;*
3. *School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;*
4. *Natural Resources Comprehensive Survey Command Center, China Geological Survey, Beijing 100055, China;*
5. *Technology Innovation Center of Geological Information, MNR, Beijing 100055, China;*
6. *Key Laboratory of Mineral Resources in Western China (Gansu Province), School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China;*
7. *School of Earth Sciences, Yangtze University, Wuhan 430100, China;*
8. *School of Resources and Environmental Engineering, Shandong University of Technology, Zibo 255000, Shandong, China;*
9. *School of Resources and Environment, Xingtai University, Xingtai 054001, Hebei, China;*
10. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*
11. *School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China*

**摘要:** 一个地区某个时段的下地壳是什么情况, 很难了解清楚, 究其原因是没有有效的方法手段。最近对花岗岩起源的研究表明, 花岗岩来源于下地壳变质岩的部分熔融, 与熔融残留相处于平衡, 因此, 可以根据地表花岗岩的特征反演下地壳变质岩的特征。变质岩研究的进展表明, 可以根据不同温压条件构建不同组成变质岩的视剖面图, 据此推测发生部分熔融时形成的熔体性质。这2个方面结合起来, 即构成下地壳填图的理论基础, 据此了解下地壳底部的情况, 下地壳填图方法也由此而来。本文探讨了下地壳填图的方法, 讨论目前下地壳地质图可能表达的图面内容, 并着重讨论花岗岩可以给出的下地壳信息, 提出对待争论问题的处理原则; 讨论在没有花岗岩出露的情况下如何填图的问题, 以及沉积、地层、古生物、矿产、构造等可能提供的下地壳信息, 重点推荐镜质组反射率方法。此外, 基于下地壳填图的意义及其局限性, 以山西省早白垩世下地壳地质图作为实例, 探讨了下地壳填图的作用和意义。

收稿日期: 2023-01-29; 修订日期: 2023-11-28

资助项目: 自然资源部深地科学与探测技术实验室开放课题《下地壳底部填图理论与方法探索》(编号: Sinoprobe Lab 202211)、中国地质调查局项目《地球科学数据集成与服务》(编号: DD20221785)、邢台学院《邢台天梯山溶洞碳酸盐同位素记录的第四纪季风信息研究》(编号: XTXYYB202210)

作者简介: 张旗(1937-), 男, 研究员, 从事岩石学和地球化学相关的科研工作。E-mail: zq1937@126.com

关键词: 下地壳地质图; 填图方法; 花岗岩; 镜质组反射率

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>1; P62 文献标志码: A 文章编号: 1671-2552(2024)10-1673-16

Zhang Q, Zhai M G, Wei C J, Jiao S T, Zhou L G, Huang G Y, Chen W F, Tang J, Liu R, Yuan J, Wang Z, Wang Y, Yuan F L. Theory and method of mapping the lower crust. *Geological Bulletin of China*, 2024, 43(10): 1673-1688

**Abstract:** The condition of the lower crust in a region at a certain time is a question that has not been considered by academia, for the reason that there is no means. Our recent research on the origin of granite shows that granite is derived from partial melting of lower crust metamorphic rocks, and the granite is in equilibrium with the melt residual phase. Therefore, we can invert the characteristics of metamorphic rocks in the lower crust based on the characteristics of granite at the surface. On the other hand, the progress in the research of metamorphic rock indicate that it is possible to construct apparent profiles of metamorphic rocks of different compositions according to different temperature and pressure conditions, and to infer the properties of the melts formed during partial melting. The combination of these two aspects forms the theoretical basis for the mapping of the lower crustal, based on which to understand the conditions at the bottom of the lower crust, and thus the mapping method of the lower crust is derived. This paper discusses the method of mapping the lower crust, discusses the content of the lower crustal geological map that may be expressed in the current situation, focuses on the lower crustal information can be given by granite, and puts forward the principles for dealing with controversial issues. It also discusses how to map the lower crust in the absence of granite outcropping, and the information of the lower crust that may be provided by sedimentation, stratigraphy, paleontology, minerals, and structure are discussed, and the vitrinite reflectance method is recommended. In addition, the significance and limitations of lower crustal mapping are also discussed. At last, we discussed the function and significance of lower crust mapping by taking the geological map of the lower crust in the Early Cretaceous of Shanxi Province as an example.

**Key words:** geological map of lower crust; mapping methods; granite; vitrinite reflectance

地质填图是地质研究的基本功与前提,目前的地质填图主要局限于地表,获得的是二维地质图。部分地区有深部资料,可获得三维图件。本文探讨下地壳底部填图,除下地壳底部的长宽外还包括地壳厚度,因此是三维的。此外,下地壳填图包含一个时间要素,例如中国三叠纪下地壳地质图、侏罗纪下地壳地质图、早白垩世下地壳地质图等,以及某省某地区某个时代的下地壳地质图等。这样,下地壳地质图就是四维的。

下地壳一般指变质程度达到角闪岩相(20~25 km)和麻粒岩相(>25~45 km)的深部地壳单元,其下为上地幔,其上统称为上地壳,或再二分为中地壳(绿片岩相)和上地壳(未变质)。地幔与地壳的结合部显示出地震波速的不连续,称为莫霍面。下地壳对于大陆稳定起着弥足轻重的作用,其上与中、上地壳稳定平衡,下与上地幔稳定平衡(翟明国等, 2021)。

对于下地壳底部物质组成,目前知之甚少。目前已知下地壳底部基本上由中—高温的中—高级变质岩组成,如角闪岩、麻粒岩、榴辉岩等(Bohlen et al., 1989; Kempton et al., 1990; Rudnick, 1992; Ketcham, 1996; Zhai et al., 1996)。现在关于下地壳

底部的知识主要是根据地球物理探测和玄武岩带上来的下地壳包裹体推测的(Christensen et al., 1995; Kempton et al., 1995; Kern et al., 1996; Rudnick et al., 2003; 翟明国, 2008; 郑建平等, 2021; 刘洋洋等, 2022)。而这仅限于现代地壳,对于古代下地壳是什么情况,还知之很少。

为什么要重视下地壳底部? 因为下地壳底部是莫霍面的位置,是壳幔结合带,是玄武岩底侵的位置,是地幔上涌的终点,是花岗岩起源的位置,是变质岩平衡被打破的位置,是热液金属矿床的发源地,也是陆壳分异的起点(翟明国等, 2021; 张旗等, 2022a, b)。

翟明国等(2021)提出“下地壳作用”的概念,指出下地壳是地热梯度、密度、刚性、塑性状态和粘滞度突变的结合部,是地壳与地幔能量交换最活跃的部位。上地幔的熔融与底侵、下地壳的部分熔融与拆沉等,直接导致物质的交换、循环与重组,这些可以称为下地壳作用。下地壳作用不仅是对地幔的,还是对上地壳的,地壳内部的物质分异和能量转换最主要的表现是基底活化,其中最难解的问题是超大体积花岗岩的形成及伴随花岗岩移出导致的

下地壳贫化和地壳组成元素在地壳内的重新分配 (Sawyer et al., 2011; White et al., 2011; Villaseca et al., 2012; Brown, 2013; Fiannacca et al., 2015; Couzini'e et al., 2017; 魏春景等, 2017; Jacob et al., 2021; 翟明国等, 2021; 张旗等, 2022a, b), 对其成分、能量、空间、就位等方式和机制的争论从未停止过 (翟明国等, 2021)。本文研究的内容恰恰是下地壳作用的一部分。

本文提出的下地壳填图主要依据对花岗岩形成理论的认识。众所周知, 花岗岩来自陆壳的部分熔融, 可能是地幔上涌或玄武岩底侵带来的热, 加热了陆壳底部的变质岩, 使变质岩发生部分熔融, 形成花岗质岩浆, 岩浆上升到地壳浅部形成花岗岩或喷出地表形成中酸性火山岩。据此可知, 花岗岩起源于变质深熔作用, 熔体与残留相处于平衡。在花岗岩起源过程中, 变质岩起了决定性作用: 有什么样的变质岩, 就有什么样的花岗岩; 在什么变质作用条件下, 形成什么样的花岗岩。于是, 花岗岩与变质岩形成一种主从关系、因果关系, 二者具成因联系: 变质岩为母, 花岗岩为子。因此, 可依据对某地某时地表花岗岩的特征反演该区该时下地壳底部变质岩的特征, 此即下地壳填图的理论基础 (张旗等, 2022a, b)。

下地壳填图是一种新的尝试, 国内外没有先例。如何实现? 如何检验? 也是前所未有的问题。下地壳填图首先要保证可靠、可信, 否则毫无意义。按照目前的认识, 下地壳填图主要参考两方面的资料: 一方面是从上而下, 根据某个地区某个时段花岗岩的特征反演下地壳变质岩的特征; 另一方面是从下而上, 根据不同温压条件下、不同变质岩组合, 推演部分熔融时形成的熔体性质。将这2个方面结合起来, 即可了解下地壳底部的情况。但是, 实际情况非常复杂, 例如如何从地表花岗岩的信息反馈下地壳底部状况, 这个反馈问题很多, 首先花岗岩存在多解性就是一个难关。地表的花岗闪长岩代表的地下是什么状况? 会有无数个可能, 如何取舍, 是急需解决的问题。因此, 填图方法必须考虑两方面的问题: ①如何将地表花岗岩信息尽可能准确地表述为下地壳底部变质岩的信息; ②需要考虑许多复杂的情况, 进行多种信息的互相检验, 如果信息量大, 需要采用大数据方法予以处理; ③下地壳填图能够表达什么, 其局限性和难点是什么? 填图依靠花岗岩, 无花岗岩怎么办, 需要考虑。

## 1 下地壳填图理论

大量的研究表明, 花岗岩并非来源于玄武岩的分离结晶作用, 地幔部分熔融也不可能产生花岗质岩浆 (Chappell, 1974, 1987; White et al., 1977; Gray, 1984; 张旗等, 2012a; Morfin et al., 2013; 魏春景等, 2016)。花岗岩来源于变质岩的深熔作用。变质岩发生部分熔融形成熔体, 熔体转变为花岗岩, 是花岗岩的来源。Morfin et al. (2013) 认为, 下地壳部分熔融形成花岗岩的过程对大陆地壳有深远影响, 花岗岩成分深熔熔体的形成、提取和上升是大陆地壳演化的主要过程。Schwindinger et al. (2017) 也强调, 变质岩部分熔融产生花岗质岩浆, 并随之在大陆地壳中上升是地球演化的基本机制之一。

花岗岩来自变质岩的深熔作用, 该过程开启了花岗岩的起源。这个过程非常复杂, 学术界 (主要是变质岩专家) 对此已经做了许多研究, 得出了很好的认识 (Petford et al., 1997; Clemens et al., 1999; Sawyer, 2001; Brown, 2004, 2007, 2010; Clemens, 2006; Sawyer et al., 2011; 魏春景, 2016; Johnson et al., 2021)。

熔融最初发生在不同变质矿物的接触边界或不同矿物接触的三连点上, 石英-碱性长石之间的熔体量较石英-斜长石间多, 而同种矿物之间一般不出现熔体。当熔融程度增高时, 碱性长石和斜长石间也开始出现熔体。熔体成分的研究表明, 初始部分熔融过程中局部体系的平衡起着控制作用 (吴福元等, 1990)。由于初始熔体来自不同矿物的界面或三连点, 在一个薄片的范围内, 不同矿物周边的熔体成分可能不同, 因此, 初始熔体成分是多种多样的。

变质岩呈塑性, 熔体属于流体, 流体具有活动性。熔体一旦形成, 即具有流动性, 倾向于向压力低的方向运移, 与残留体分离。魏春景 (2016) 研究提出, 可能首先形成混合岩中围绕变斑晶分布的熔体囊→与面理平行的细小脉状浅色体→与面理协调的较粗大脉状浅色体→形成切穿面理的脉体→向上运移形成花岗质侵入岩脉→汇聚成花岗岩侵入体。混合岩中的浅色体和脉体可能代表了熔体运移的通道 (Kriegsman, 2001; Sawyer, 2001; White et al., 2010; Sawyer et al., 2011)。

熔体分馏也称为熔体丢失, 发生熔体丢失后剩

下的以无水矿物为主的残余物形成麻粒岩。由于部分熔融是不均匀的,野外甚至在一个露头上也可能发现由于熔体不均匀分布而导致残留体麻粒岩的不均匀分布,例如在某些高级变质岩区,麻粒岩组合很少大面积分布,经常呈大小不等的块体分布在角闪岩相混合片麻岩中。无论这些麻粒岩是否具有混合岩外貌,它们实际上都代表排除熔体之后的残余物(Fyfe, 1973; 魏春景, 2016)。

花岗岩侵入体的成分并不对应部分熔融的熔体成分,相对于变质岩来说,岩浆是一个更开放的体系(魏春景, 2016)。岩浆岩的成分不仅受到源岩、部分熔融、岩浆混合、结晶分异、同化混染等多种过程和因素的控制,同时熔体从源区抽取时会携带部分残余矿物,这些残余矿物会在熔体上升和结晶过程中发生变质反应,形成新的矿物相。花岗质岩浆的结晶过程不仅包括硅酸盐熔体的结晶,也包括固态下的变质反应(White et al., 1977; Gray, 1984; Healy et al., 2004; Stevens et al., 2007; Clemens et al., 2012)。熔体成分受原岩、熔融反应和  $P-T$  条件控制,源区岩石发生的熔融反应与熔融程度是花岗岩成分的一级控制(魏春景, 2016)。熔体上升,留下的残留相主要为麻粒岩,这些麻粒岩是经历了部分熔融熔出花岗岩之后亏损的变质岩。因此,移出的花岗岩与留下的麻粒岩从逻辑上应是一种互补关系(Brown, 2010; Sawyer et al., 2011; Hacker et al., 2011, 2015; Harley, 2016)。

如 Pitcher(1993)所说,“花岗岩是其源岩的反映(或译为:花岗岩象征着它们的源岩)”。据此,可以利用花岗岩特征反演源区源岩的特征。它包含下述几方面的内容:①地壳中的任何岩石都可以发生部分熔融产生熔体,熔体与残留体处于平衡(White et al., 1977; Chappell et al., 1987; Pitcher, 1993);②深成岩可分为不同的岩套(suites),每个岩套都有特殊的组成矿物和地球化学标志,可反映它们形成的源岩特征;③花岗岩浆的分异作用由代表源岩的残留体在熔浆不同结晶阶段中的分出程度而定,花岗岩在结晶过程中残留体有所变化和减少,但花岗岩本身无显著的组分变化(董申保, 1995)。

上述三点说明,熔体与残留体处于平衡这个认识,是学术界很早就知道的,不是新理论;不同的花岗岩源区组成不同;花岗岩可以分异、演化,但是花岗岩本身不会产生组分的明显变化。作者们的贡献主要有 2 条:一是根据上述认识提出变质岩与花岗

岩之间存在因果关系和成因联系,这种因果关系是一种母子关系:变质岩为母,花岗岩为子(张旗等, 2022a, b),下地壳填图即是根据“子”的信息找“母”。二是根据母子关系可以确定,有什么样的花岗岩,就有什么样的变质岩。因此,根据地表花岗岩的特征反演下地壳变质岩的特征成为可能,即下地壳填图是可以实现的。

总之,下地壳填图理论可简要表述为:花岗岩来自下地壳底部变质岩的深熔作用,花岗岩与变质残留相处于平衡;地表花岗岩与下地壳底部变质岩存在因果关系,变质岩为母,花岗岩为子。因此,可以根据地表花岗岩的特征反演下地壳底部变质岩的特征,此即下地壳填图的理论基础。

该理论有 2 个前提:①花岗岩来自下地壳底部,不可能来自地壳内部;②地表花岗岩的性质基本反映了其形成源区源岩的特征。如果花岗岩可以进行复杂的演化,甚至无法追踪其初始状态,那么下地壳填图就失去了基础。花岗岩具有多样性是毫无疑问的,花岗岩具有多解性也是正确的。但是,这个多解性能够控制。

下地壳离我们太远,尤其不同地质时期不同地区的下地壳,其温压条件许多是很难了解的。回顾花岗岩研究的历程,下地壳填图可能是今后花岗岩需要着力研究的方向,也是花岗岩研究新的出路。

## 2 下地壳填图方法

### 2.1 下地壳地质图图面内容

地表填图包含很多丰富的内容和信息。下地壳填图由于没有先例,图面可以包含什么内容是一个需要探索的问题。根据目前的认识,下地壳地质图可能较简单,初步估计可以表达下述内容:①不同变质相的分布:角闪岩相(高温)、麻粒岩相(高温、低温、高压、低压)、榴辉岩相(高温、低温)等;②变质岩性质:基性、中性、酸性及其之间的过渡等;③热状况:热地壳、冷地壳、过渡地壳;④流体分布:流体发育区、缺失区及过渡区;⑤地壳厚度:正常、加厚、减薄;⑥变质岩年龄;⑦地幔信息:地幔上涌持续的时间;幔源岩浆进入地壳的窗口。

### 2.2 花岗岩可以提供的信息

#### (1) 不同变质相的分布

根据花岗岩分布的情况,可进行如下推测(解释见本文讨论部分):有花岗岩区代表高温角闪岩相/麻

粒岩相/榴辉岩相; 无花岗岩区代表角闪岩相/低温麻粒岩相; 花岗岩分布密集区代表高温麻粒岩相/榴辉岩相; 花岗岩零星分布区代表麻粒岩相/低温麻粒岩相/榴辉岩相。

#### (2) 变质岩性质

根据花岗岩名称、地球化学性质、同位素组成等判断: 闪长岩/石英闪长岩代表基性麻粒岩; 花岗闪长岩代表中性麻粒岩; 花岗岩代表中酸性麻粒岩; 碱性花岗岩代表酸性麻粒岩; 淡色花岗岩代表泥质麻粒岩; 黑云母花岗岩/二云母花岗岩代表长英质麻粒岩; 角闪花岗岩代表基性麻粒岩; 英云闪长岩、奥长花岗岩代表 TTG 质麻粒岩; I 型花岗岩代表基性麻粒岩; S 型花岗岩代表长英质(酸性, 中酸性)麻粒岩; I-S 型花岗岩代表过渡类型的麻粒岩。

根据 Nd、Hf 同位素组成, 分为基性麻粒岩、中性麻粒岩、中酸性麻粒岩、酸性麻粒岩、长英质麻粒岩等。

#### (3) 下地壳底部热状况

根据花岗岩分布密集程度、镜质组反射率分布图判断地壳冷热程度: 花岗岩密集分布区代表热地壳; 花岗岩零星分布区代表过渡地壳; 无花岗岩代表冷地壳。

#### (4) 下地壳底部流体分布情况

根据与花岗岩有关的矿床分布、蚀变情况判断: 矿床分布多, 规模大代表流体发育区; 矿床分布零星, 规模小代表过渡区; 无矿床代表流体缺失区。

#### (5) 地壳厚度

根据 Sr-Y 关系、地层、古生物、岩相古地理、同位素、矿床、矿物等资料判断: 高 Sr 低 Y 型花岗岩(埃达克岩)分布区代表加厚地壳, 榴辉岩相/高温榴辉岩相; 低 Sr 低 Y 型花岗岩分布区代表正常厚度地壳, 麻粒岩相/高角闪岩相; 高 Sr 高 Y 型花岗岩分布区代表正常厚度地壳, 高温麻粒岩相; 低 Sr 高 Y 型花岗岩分布区代表减薄地壳, 麻粒岩相(低温—高温); A 型花岗岩代表减薄地壳, 麻粒岩相(低温—高温)。

#### (6) 变质岩年龄

依据花岗岩年代学结果及花岗岩模式年龄判断: 花岗岩冷却年龄代表花岗岩形成年龄、地幔上涌时代及其持续的时间。模式年龄代表变质岩的年龄, 是年轻地壳还是古老地壳。

#### (7) 幔源岩浆窗口

根据与花岗岩大致同时期的幔源岩浆(如玄武

岩、辉长岩、碱性岩、幔源的闪长岩等)的分布确定。

#### (8) 地幔上涌持续时间

根据某个地区某个时期花岗岩的年龄范围及发育情况确定。

上述是地表花岗岩可能给出的下地壳变质岩最大可能的信息, 也是下地壳地质填图方法的初步约定。当然, 情况非常复杂, 例如, 花岗闪长岩的形成就可能有多种原因。因此, 在不同地区填图时需要具体问题具体对待, 需要考虑花岗闪长岩各个方面的信息, 尽可能给出可能的、较合理的结果。

### 2.3 无花岗岩的情况可能提供的信息

在没有花岗岩出露的地区, 只能根据其他信息进行推测, 这方面的研究目前很薄弱, 但是可挖掘的信息很多, 需要加强研究。由于笔者这方面的知识有限, 相关的讨论也在此一并进行。

#### 2.3.1 沉积岩提供的信息

(1) 根据某个时期沉积岩相古地理等资料可提供下述信息: 海相和海陆交互相地层区代表地壳减薄区; 大范围河湖相分布区(且与海相-海陆交互相毗邻)代表地壳减薄区; 山间盆地、狭长的砾岩、垮塌堆积, 岩相变化很快, 不同岩相频繁交替的地区、山地、丘陵等代表正常厚度区/地壳加厚区; 地层缺失区代表地壳加厚区。

(2) 湖相、河流相沉积可产于各种地壳厚度下, 没有地壳厚度的指向意义(例如来自高原的柴达木盆地, 来自平原的洞庭湖盆地等), 需与具有指向意义的沉积相结合起来才可加以利用。

(3) 重视特殊的具有指向意义的沉积相, 如冰碛物、冰川漂砾、冰川泥石流沉积等(张旗等, 2001, 2012a)。

(4) 如果沉积相信息与花岗岩信息发生矛盾(如花岗岩认为是高原, 而沉积相认为是海相), 则按沉积相信息处理, 同时检查花岗岩信息, 以期做出最终合理的解释(张旗等, 2012a)。

#### 2.3.2 矿床学提供的信息

(1) 按照与岩浆热液活动有关的各种类型的矿床规模、分布密集情况区分为 3 类: 流体发育区代表矿床密集分布区/超大型矿床分布区; 无流体区代表无矿床分布区; 过渡区代表矿床零星分布区。

(2) 按照矿床类型对地壳厚度的约束: 金铜成矿区代表地壳加厚区; 钨锡铀成矿区代表地壳减薄区; 长英质麻粒岩相; 石油和煤成矿区代表地壳减薄/正

常地壳厚度区。

(3)矿床种类很多,情况非常复杂,许多并不清楚。例如钨矿对下地壳信息的指示意义就不清楚,似乎在上述3种情况下都可能产出,铅锌矿可单独产生,可与金铜伴生,也可与钨锡伴生,通常产于正常厚度或减薄地壳,即使与金铜伴生的铅锌矿,也未必是加厚地壳所为。石油和煤需要温湿的环境和大量的水体,平原中的盆地、海湾、水下三角洲是有利的成矿场所,故主要产于地壳减薄或正常厚度地壳。钨锡是壳源的,而金铜则较复杂。金铜应当主要是幔源的,陆壳中金、铜的克拉克值均很低。但是,金铜是否都来自基性麻粒岩尚不清楚。

(4)矿床学的信息还有很多,包括沉积类型的磷矿、铁矿、铜矿等,都是可以利用的。

(5)如果矿床学的信息与花岗岩的信息发生矛盾,则以花岗岩信息为主予以表示,但要对矛盾进行分析,发现问题,予以解决。

### 2.3.3 矿物学提供的信息

某些粘土矿物具有指示气候的作用。例如,气候温暖潮湿有利于高岭石的形成,蒙脱石主要反映寒冷气候特征,气候干燥、淋滤作用弱对伊利石的形成和保存有利,绿泥石代表干旱的气候条件等,可能间接反映了地势高低的变化,也是可以加以利用的(徐宝亮等,2007;李祥辉等,2008)。

### 2.3.4 构造学提供的信息

构造是地壳厚度发生变化的主要诱因。一个地区鉴别出某个时代的大的推覆构造肯定伴随地壳的加厚,一个地区出现大范围垮塌肯定与地壳减薄有关。例如,燕山运动可能是中国东部高原形成的原因,中侏罗世的挤压与高原的形成有关,早白垩世的伸展与高原的垮塌有关(张旗等,2001)。但是,构造与地壳厚度变化的定量关系并不清楚,加厚是否可以使减薄地壳变为正常厚度的地壳,正常厚度的地壳是否可以变为加厚地壳,需要结合其他方法(如花岗岩、矿床、沉积、古生物等)的信息可能才有意义。构造是分级别的,大规模构造作用波及的范围广、深度大,需要优先关注。

### 2.3.5 古生物学提供的信息

古生物对于判断古环境和古气候是有用的。例如热河生物群代表温湿环境,大型食草恐龙需要大片森林草原环境,可能为地壳减薄区或正常厚度地壳区;高寒植物分布区代表高原背景等。这方面的

信息很多,需要仔细研究。

### 2.3.6 稳定同位素提供的信息

碳氧同位素古海拔高度计是判断古气候、古环境和古海拔高度的重要方法,可以直接给出地表高度,是古地势研究非常有效的方法(Quade et al., 1995; DeCells et al., 2007; 吴珍汉等, 2009)。

### 2.3.7 镜质组反射率提供的信息

镜质组(Vitrinite, 又称镜质体)反射率是高等植物木质素经过生物化学降解作用和凝胶化作用而形成的胶状体,在煤和炭质泥页岩中含量最高。镜质组受热时反射率会发生变化并记录下来。镜质组反射率,即镜质组表面反射光与入射光之间的比率,通常用油浸物镜下测得的反射率( $R_o$ )表示(焦守涛等, 2016; 张旗等, 2017)。如镜质组反射率  $R_o > 1.5\%$  代表隐伏岩体分布区,热地壳镜质组反射率  $R_o > 1.0\%$  代表隐伏岩体潜在分布区,地幔上涌边缘区,热地壳与冷地壳过渡区,即有地幔上涌的区域;镜质组反射率  $R_o < 1.0\%$  代表无隐伏岩体分布区,冷地壳,即无地幔上涌的区域。

### 2.3.8 其他信息

可能还有许多其他方法是目前所不了解的,如地球物理信息等,等待人们去挖掘。

## 3 讨论

### 3.1 花岗岩可能提供的下地壳底部信息

花岗岩可以提供下地壳源区变质岩的多种信息。

(1)岩石名称,这是最基本的信息。由于定名方法标准不一,岩石性质五花八门,不同名称的岩石可能来自不同的源岩,也可能来自同样的源岩,但经历了不同的过程。为了简便起见,本文倾向于不同花岗岩来自不同的源岩。例如一个地方同时出露闪长岩和钾长花岗岩,它们不可能来自同样的源岩。但是,当岩石名称较接近时,则可能具有同样的源岩,如闪长岩和石英闪长岩、二云母花岗岩与淡色花岗岩等。

(2)微量元素、同位素数据代表了源区变质岩的地球化学性质。如花岗岩富镁贫钾,暗示变质岩为基性的;花岗岩富钾富硅,暗示变质岩为长英质的;花岗岩富集轻稀土元素、大离子亲石元素,说明源区可能富水;Nd、Hf同位素可以揭示源区是镁铁质、长英质、泥质或过渡的情况等。

(3)花岗岩年龄。一组近似的年龄代表了一群花岗岩持续侵位冷却固结的年龄。如果一个岩基或

大岩体的年龄可以分为不同的组, 则指示可能存在几次地幔上涌事件。如果将年龄与岩体性质、构造情况综合考虑, 可能得出不同花岗岩不同的构造含义。模式年龄大体代表了源区变质岩的年龄。

(4) 花岗岩分类。花岗岩按照压力分类, 来自大陆的花岗岩暗示与地壳厚度有关; 来自洋壳的花岗岩暗示与俯冲带活动有关。

(5) 大致同时期花岗岩分布的面积和岩体规模可以暗示下地壳底部地幔上涌的范围和规模, 以及下地壳受热的程度。

### 3.2 花岗岩多样性问题及解决方案

#### 3.2.1 花岗岩多样性问题

花岗岩存在多样性, 故花岗岩存在多解性, 这是花岗岩理论的基础(Pearce et al., 1984a, b; Brown, 1994, 2013; Petford et al., 2000; 吴福元等, 2007; 张旗等, 2008, 2022b)。Zheng et al. (2021) 指出, 花岗岩的成分具有多样性, 与源区性质、部分熔融过程和条件有关。虽然对大陆花岗岩起源的研究源远流长, 但对其成因仍存在争议, 包括源区、岩浆过程、动力学体制等方面。而解决这些争议的关键在于区分花岗岩浆形成时不同的物质和能量来源, 以及汇聚板块边缘挤压和伸展 2 种动力体制的差别。花岗质岩浆(或中酸性岩浆岩, 或长英质岩浆岩)的岩石类型和地球化学成分取决于诸多因素: 源岩的矿物组成和化学成分、部分熔融时的物理化学条件(包括温度、压力和挥发分)、转熔-残留矿物携带过程、岩浆演化及岩浆混合过程等。针对这些影响因素和过程, 前人已经提出了许多机制解释长英质岩浆岩的成分变化, 如源区不均一、不平衡部分熔融、围岩同化混染、岩浆混合、残留体不混合、转熔矿物携带、结晶分异等(Clemens et al., 2012; Bonin et al., 2020; Zheng et al., 2021)。但究竟哪些因素在起作用, 哪些因素起主要作用, 哪些因素起次要作用? 不同因素对不同种类成分的影响程度有多大? 如何识别和区分这些因素和过程? 这些都是有待解决的科学问题, 也是下地壳填图最大最难的问题。

变沉积岩和变火成岩是壳源花岗岩的主要源岩, 二者的熔融产物分别对应 S 型花岗岩和 I 型花岗岩。若沉积岩为古老地壳的风化产物, 则相应的 S 型花岗岩具有高的  $\delta^{18}\text{O}$  值和负的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值; 若沉积岩为新生地壳的风化产物, 则相应的 S 型花岗岩具有高的  $\delta^{18}\text{O}$  值和正的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值; 若

火成岩为古老地壳, 则相应的 I 型花岗岩具有负的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值; 若火成岩为新生地壳, 则相应的 I 型花岗岩具有正的  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  和  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值。而 I 型花岗岩  $\delta^{18}\text{O}$  值的高低与其源区是否经历地表水岩反应和反应温度有关: 若经历低温水岩反应, 则  $\delta^{18}\text{O}$  值高于地幔值; 若经历高温水岩反应, 则  $\delta^{18}\text{O}$  值低于地幔值。以上是 2 种极端情况, 许多花岗岩的源区可能经历了中温热液蚀变, 其  $\delta^{18}\text{O}$  值依然在地幔值附近(Zheng et al., 2021)。

玄武质岩石在 0.5~3.2 GPa、水不饱的情况下(角闪石处于稳定状态), 小比例(<10%)的部分熔融也可以产生花岗质熔体。当熔融程度接近 10% 时, 成分可能为奥长花岗质。部分熔融程度进一步加大, 可以直接产生英云闪长质熔体。如果水是饱和的, 玄武质岩石在同样的压力条件下发生熔融, 随着熔融程度逐渐增大, 可依次产生花岗质、花岗闪长质岩浆。在最后熔融程度达到最高时, 可以略过奥长花岗质岩浆直接产生英云闪长质岩浆(桑隆康等, 2012)。

例如, 喜马拉雅淡色花岗岩常以岩席或者岩体的形式在浅部构造层位产出, 它们很可能起源于喜马拉雅造山带中深部构造层位且尚未出露的变质岩(Cottle et al., 2019; Ji et al., 2021)。由于地壳深部岩石难以直接获得, 因此很难了解它们的岩石学和地球化学成分特征。然而, 通过对比出露在地表的高喜马拉雅变质岩和淡色花岗岩的地球化学成分, 可以为认识喜马拉雅造山带深部岩石特征提供极好的机会。而关于喜马拉雅淡色花岗岩的野外观察、岩石学研究、地球化学模拟计算及实验岩石学研究均表明, 高喜马拉雅淡色花岗岩可能是变泥质岩深熔作用的产物(Inger et al., 1993; Harris et al., 1994; Ayres et al., 1997; Patiño et al., 1998; Knesel et al., 2002; Gao et al., 2017)。为了检验高喜马拉雅结晶岩系中各种类型变质岩发生部分熔融能否形成高喜马拉雅淡色花岗岩的地球化学特征, Ji et al.(2022) 还对高喜马拉雅变泥质岩、变杂砂岩和花岗片麻岩的平均成分进行了部分熔融相平衡模拟, 考察了不同压力(15 kbar、10 kbar 和 5 kbar) 和不同地温梯度(600°C/GPa、900°C/GPa 和 1200°C/GPa) 条件下, 这些岩石部分熔融产生熔体的主量元素成分特征, 并且与淡色花岗岩进行了对比。模拟结果表明, 高喜马拉雅变泥质岩、变杂砂岩和花岗片麻岩的部分熔

融能够产生与高喜马拉雅淡色花岗岩相似地球化学特征的熔体。其中,变泥质岩作为源岩产出的淡色花岗岩是最丰富的,可以产生大量的熔体;变杂砂岩其次,可以产生一定量的熔体;而花岗片麻岩是最差的,只能产生非常有限的熔体。

对于一个埃达克岩,就存在各种各样的见解。首先,岩石是否为埃达克岩,学术界争论了 20 多年,实际上争论的主要是埃达克岩是否与压力有关的问题,它决定该区地壳是否加厚了。其次,埃达克岩只是地球化学标志,各种各样的岩石都可以具有埃达克岩的地球化学特征,如闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩等,上述不同的岩石可能是不同来源的,也可能是同一来源的。

本文按照不同类型的花岗岩来源于不同类型的源岩简单方法来处理。如图 1 所示,闪长岩的源区可能是基性麻粒岩,花岗闪长岩可能的源区是中性麻粒岩等(图 1 的虚线箭头方向)。但是,实际情况可能非常复杂,例如,许多研究表明,TTG 中奥长花岗岩的源岩可以是基性麻粒岩(Drummond et al., 1990; Martin et al., 2005; Moyen et al., 2006; Rapp et al., 1991; 张旗等, 2012b; 如图 1 的粗实线箭头所示),而花岗闪长岩更加复杂,几乎各种各样的源岩都可以部分熔融形成花岗闪长岩(魏春景, 2016; 魏春景等, 2017)。因此,面对地表一个花岗闪长岩体,其源岩是什么,似乎有多解性(图 1 的细实线箭头)。

但是,从最大可能性及源区影响因素来说,首先根据岩石名称判断,源岩是中基性麻粒岩相比较合适;其次根据微量元素和同位素资料,决定是长英质麻粒岩还是中基性或基性麻粒岩(图 1 的虚线箭头)。

再举一个 A 型花岗岩的实例。陈培荣等(1994)归纳了对 A 型花岗岩的几种不同的解释:①幔源碱性岩浆分离形成;②幔源碱性岩浆与地壳岩石反应形成;③玄武质熔体中小规模的液体不混溶作用;④液体状态的热重力扩散作用;⑤A 型花岗岩与晚阶段富碱、F 和 Cl 的溶液与残余岩浆反应或交代先存花岗岩形成;⑥英云闪长质或花岗闪长质火成岩通过部分熔融可以派生,不必经受麻粒岩相变质作用(Eby, 1979; Loiselle et al., 1979; Whalen et al., 1987; Creaser et al., 1991)。陈培荣等(1994)指出,上述种种见解,没有一种模式能够令人满意地解释所有 A 型花岗岩的成因,因此,仍存在许多问题有待深入研究。Guo et al. (2022) 总结指出, A 型花岗岩有幔源玄武质岩浆分异、地壳长英质岩石熔融、玄武质岩浆和长英质岩浆混合,以及麻粒岩残留体熔融 4 种主要成因机制(Whalen et al., 1987; Eby, 1992; Yang et al., 2006; Bonin, 2007)。实际上, A 型花岗岩主要是地壳伸展减薄时出现的,代表减薄的地壳,形成的温度较高,源岩为麻粒岩。A 型与 S 型、I 型是可以重叠的。一个 A 型花岗岩,从源岩角度来说,可以是 S 型的,也可以是 I 型的。S 型花岗岩,被定义

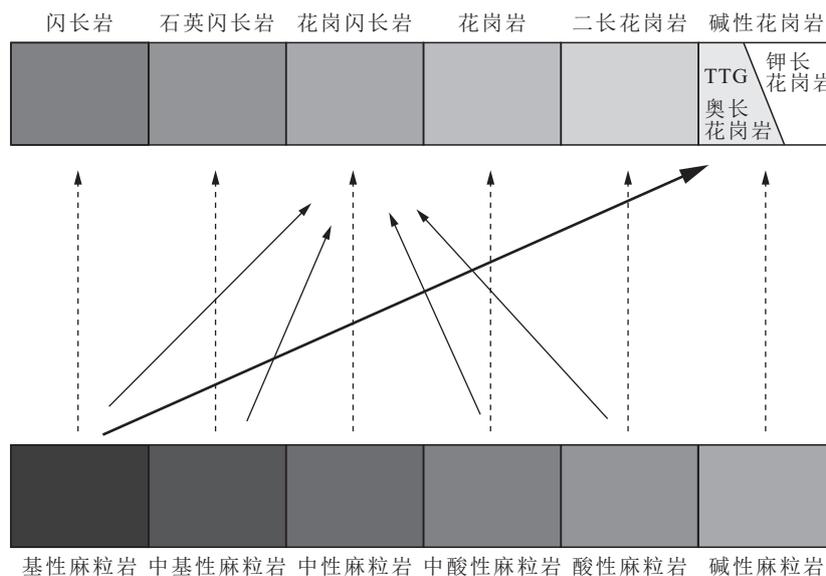


图 1 不同花岗岩与不同源区之间关系示意图  
(箭头指示不同源区变质岩部分熔融形成不同的花岗岩)

Fig. 1 Schematic diagram of the relationship between different granites and different source regions

为源自变质沉积岩的部分熔融; 而 I 型花岗岩被定义为来自变质火成岩的部分熔融(Chappell et al., 1974, 1992)。例如中亚造山带绝大多数三叠纪 A 型花岗岩的  $\epsilon_{Nd}$  值为正值, 来源于洋壳, 为 I 型花岗岩的特征; 南岭 A 型花岗岩大多具 S 型花岗岩的特征, 源岩为变沉积岩。南岭 A 型花岗岩是世界级的钨锡成矿带, 而中亚造山带 A 型花岗岩的成矿作用则差了很多, 推测可能与源区源岩及流体发育的情况有关(张旗等, 2012a)。

### 3.2.2 如何解决花岗岩多解性的问题?

考虑不同地区花岗岩的性质、地球化学特征及其与其他花岗岩的关系, 确定同类花岗岩的不同源岩。为了填图的需要, 本文采用下列方法: ①学术界最流行的、大多数人同意的方案(当然, 错误的理论不在此列); ②有事实检验的、证据更多的方案, 例如埃达克岩问题, 本文赞同埃达克岩与压力有关的认识, 因为这个结论虽然不是学术界的主流, 但是经过了证伪检验, 被证明是科学的理论(张旗等, 2020); ③信息采集宜粗不易细; ④相信简单的过程比复杂的更可信; ⑤综合的信息、可以互相检验的信息比单调的信息可信; ⑥对于互相矛盾、相互冲突的信息, 根据哪个方面的信息量多、证据多决定取舍; ⑦对于争议很多又非常重要的问题, 采取先缓一步的做法, 不急于得出结论。

### 3.2.3 下地壳填图的意义

下地壳填图开辟了花岗岩新的地球动力学意义, 可能是花岗岩今后需要研究的主要方向。下地壳填图图前所未见, 问题肯定很多, 而其中的大多数问题现在可能并不知道。因此, 要敞开研究的大门, 欢迎更多学者加入, 提出各种各样的解释, 然后逐一去证

伪。不断革新, 淘汰不符合实际的认识, 开辟新的认识。从正面(从地表花岗岩到下地壳变质岩)和反面(从各种各样的变质岩到花岗岩)去推进花岗岩与变质岩之间关系的研究, 创新花岗岩的研究思路和方法。

### 3.3 镜质组反射率方法的应用

采用镜质组反射率方法, 希望得到更多花岗岩的资料。目前得到的花岗岩分布仅仅是出露地表的, 实际上还可能有大量未出露、被剥蚀或掩盖的花岗岩。如何识别隐伏的岩体? 笔者找到了一种方法, 即镜质组反射率方法, 这是油气与煤田地质研究用得非常娴熟的方法(张旗等, 2017)。此外, 实际工作中采用较多的是地球物理探测方法, 不过, 该方法具有多解性, 不像镜质组反射率方法, 隐伏岩体是其唯一解(张旗等, 2017)。

镜质组反射率( $R_o$ )是一个很有用的方法, 尤其对寻找隐伏岩体来说(张旗等, 2017)。镜质组在煤和炭质泥页岩中含量最高, 镜质组受热时反射率会发生变化并记录下来, 温度下降不会改变。

一个地区有一定的地热场, 主要与地层堆积厚度温度压力增加有关(张旗等, 2014a, b)。如果地热场出现异常, 则指示有热的物质干扰; 如果地热场异常有一定的规模, 异常在小范围内变化很大, 异常形状呈椭圆形或不规则状, 则可能是深部有岩体侵入的影响, 据此可确定下面某个时期有岩浆活动, 此即“岩浆热场”(图 2, 张旗等, 2017)。

杨起先生早在 20 世纪 80 年代(杨起等, 1981, 1987, 1996; 杨起, 1989)即指出, 在中国, 石炭纪一二叠纪煤田的无烟煤是下部有隐伏岩体的影响形成的(图 3、图 4)。无烟煤的镜质组反射率一般>

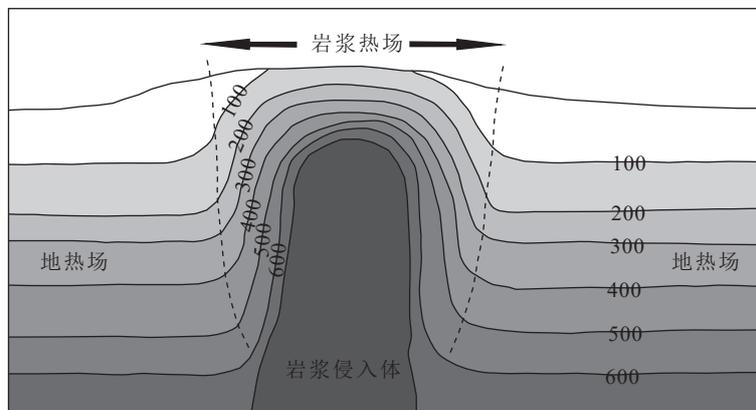


图 2 岩浆热场示意图(单位: °C, 据张旗等, 2017)

Fig. 2 Schematic diagram of magmatic thermal field

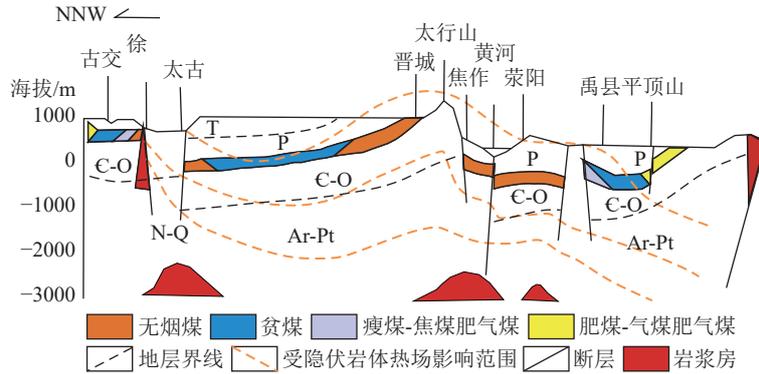


图3 山西中部至河南平顶山深成岩浆热变质示意剖面(据杨起等, 1987)

Fig. 3 Schematic section from central Shanxi to Pingdingshan in Henan showing the telemagmatic metamorphism due to plutonic intrusives

N-Q—新近系-第四系; T—三叠系; P—二叠系; C-O—寒武系-奥陶系; Ar-Pt—太古宇-元古宇

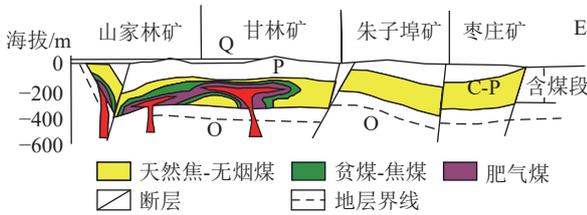


图4 山东省枣庄煤田剖面图(据杨起等, 1987)

Fig. 4 Profile of Zaozhuang coalfield in Shandong Province  
Q—第四系; P—二叠系; C-P—含煤段; O—奥陶系

1.5%~2.0%(图5), 因此, 可根据无烟煤的分布及相应的镜质组反射率等值线确定下部是否有隐伏岩体存在。如无烟煤之下存在隐伏岩体, 隐伏岩体来自下地壳底部, 与岩体互补的是麻粒岩相变质岩。

(1) 镜质组反射率方法无风险。该方法是煤田和石油地质应用成熟的方法, 煤田地质已经有许多成功的实例, 无需理论验证和添加实验室设备。该方法的优点是, 给出的结果没有多解性, 唯一取决于温度, 而隐伏岩体侵入是最可能的因素。测定精度高, 如果条件合适, 可了解深部岩体的形态、大小、深度、规模等。

(2) 镜质组反射率方法适用范围。由于镜质组是高等植物腐烂形成的, 在志留纪以后才出现, 因此, 该方法只适用于泥盆纪及其以后的地层出露区, 而不适用于泥盆纪以前及古老变质岩区。

#### 4 下地壳地质图实例

本文尝试以山西省早白垩世下地壳地质图作为实例, 利用山西省目前能提供的资料, 查明山西省早白垩世时期下地壳的状况, 并对下地壳填图理论和

方法进行检验。

山西省早白垩世岩浆活动不发育, 根据研究, 填制了一份山西省早白垩世下地壳地质图, 这是全球第一份中生代下地壳地质图(图6, 据张旗等, 2024)。

变质带(相)	温度 /°C	煤阶	$R_{max}$ /%	有机碳 /Daf%	有机氮 /Daf%
成岩带(沸石)	100	泥炭	0.2	60	0.87
		褐煤	0.3		
		半焰煤C	0.38		
		高挥发焰煤B	0.4		
		高挥发焰煤A	0.5		
	150	中挥发焰煤	0.6	80	1.56
		低挥发焰煤	0.7		
		1.1	87	1.47	
		1.2			
		1.35			
绿泥石带	170	半无烟煤	1.5	90	1.28
		无烟煤	2.0		
	200	2.5	93.5	0.95	
		3.0			
浅变质带(葡萄石-阳起石)	250	4.0	96.5	0.54	
	270	5.0			
黑云母带	300	变无烟煤	6.5	99.4	0.07
	320	半石墨	9.0		
石榴石带	400				
十字石带	450				
	550				
	600	石墨	15	100	<50×10 <sup>-6</sup>

图5 镜质组反射率与变质级别、温度、煤阶、有机碳、有机氮等的关系(据 Fjeldskaar et al., 2008)

Fig. 5 Relationship between vitrinite reflectance and metamorphic grade, temperature, coal rank, organic carbon, organic nitrogen, etc.

填图发现: 早白垩世, 山西省以大同—东胜一线为界, 北部为地壳厚度正常区, 下地壳底部为角闪岩相; 以南地壳加厚, 下地壳由榴辉岩相变质岩组成。在有花岗岩发育的地区, 为高温榴辉岩; 无花岗岩分布区为低温榴辉岩。花岗岩的地球化学性质表明, 下地壳主要由太古宙—元古宙的长英质榴辉岩组成, 基性组分较少。总体属于冷地壳, 局部为中温的过渡型地壳; 除局部地区(如繁峙地区)外, 流体不发育。研究表明, 130 Ma 可能发生了一次重要的事件。此前, 山西省总体处于高原, 为中国东部高原的西缘。130 Ma 以后高原消失了, 转变为正常厚度的地壳。这个情况不同于中国东部高原东部的情况, 在东部, 高原消失主要表现为 A 型花岗岩的出现, 指示地壳厚度由大于 50 km 锐减为小于 30 km。下地壳拆沉是一个较合理的解释。而山西省没有 A 型花

岗岩的出现, 暗示高原减薄的机制不同于东部地区, 可能伸展减薄的构造机制更适合山西省。东部由于拆沉, 下地壳换底, 榴辉岩相被替换为角闪岩相(榴辉岩沉入地幔), 西部没有换底, 可能是榴辉岩由于压力降低而转变为麻粒岩相或角闪岩相。可能的机制是陆壳的伸展减薄构造作用, 这种伸展还导致下地壳撕裂, 形成若干破裂窗口, 使幔源岩浆沿这些破裂的窗口进入地壳(如山西省中部的狐堰山、二峰山、紫金山等地)。指示地幔上涌有向西移动的趋势。地幔上涌主要发生在 140~123 Ma, 此后地幔上涌消失, 下地壳转变为冷地壳。

随后, 根据山西省镜质组反射率的分布, 对上述地质图进行了补充和修改(图 7, 焦守涛等, 2024)。修改的情况大体如下。

(1) 早先根据地表资料, 认为山西省岩浆活动不

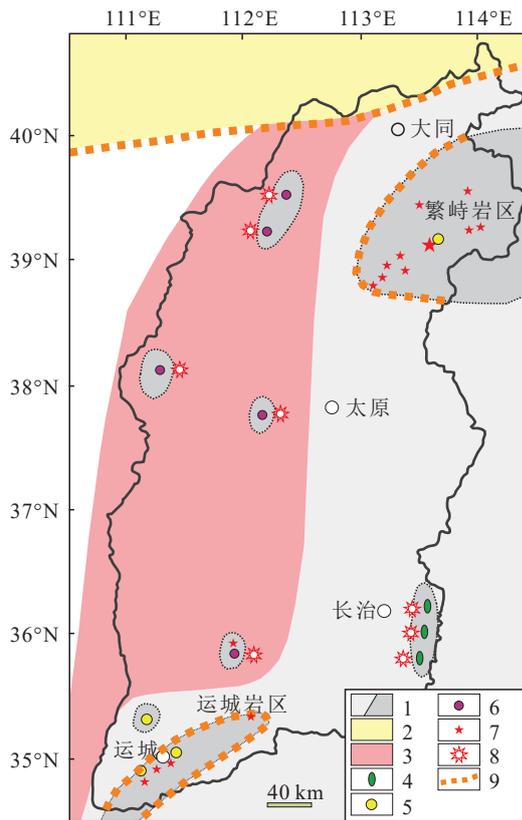


图 6 山西省早白垩世下地壳地质图(据中性岩岩浆岩资料, 张旗等, 2024)

Fig. 6 Geological map of lower crust of Early Cretaceous in Shanxi Province

1—榴辉岩相(低温/高温); 2—角闪岩相; 3—麻粒岩相; 4—中-基性侵入岩; 5—埃达克岩; 6—正长岩-二长岩; 7—金矿; 8—幔源岩浆窗口; 9—含流体榴辉岩相

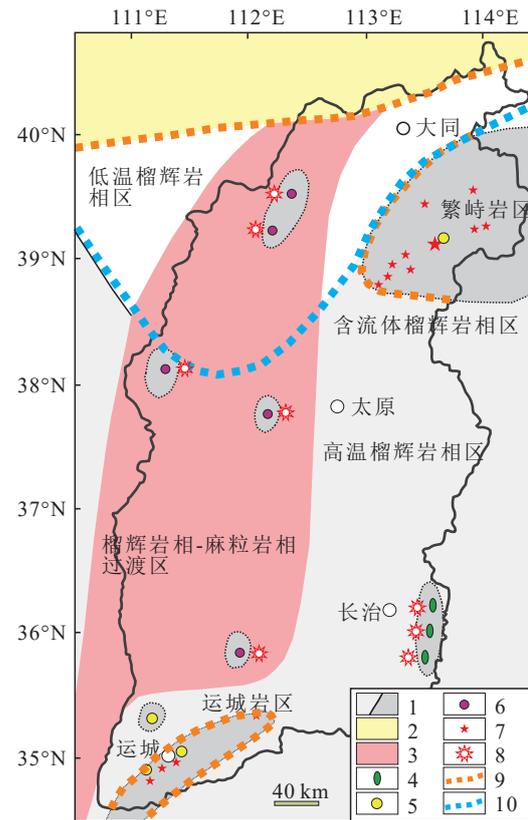


图 7 修正后山西省早白垩世下地壳地质图(综合已有资料, 其中主要是岩浆岩及镜质组反射率的资料, 据焦守涛等, 2024)

Fig. 7 Geological map of the Early Cretaceous crust of Shanxi Province

1—榴辉岩相(低温/高温); 2—角闪岩相; 3—麻粒岩相; 4—中-基性侵入岩; 5—埃达克岩; 6—正长岩-二长岩; 7—金矿; 8—幔源岩浆窗口; 9—含流体榴辉岩相; 10—高/低温榴辉岩相分界线

发育,而根据山西省镜质组反射率的资料,山西省中生代岩浆活动非常发育。大致以图7的蓝色虚线为界,在早白垩世,山西省南部有大规模地幔上涌,而北部无。故南部为高温榴辉岩相区(灰色),北部为低温榴辉岩相区(白色);棕色虚线圈定的为含流体榴辉岩相区。

(2)镜质组反射率不仅可以给出下地壳及地幔活动的情况,还可以给出地壳浅部岩浆活动分布的情况。例如,根据山西省镜质组反射率的分布,山西省中部和南部为大片中生代(主要为早白垩世)花岗岩分布区,而有利于寻找隐伏岩体的部位在 $R_o > 3.0\%$ 的几个地区(如图8-a中的棕色圆圈、紫色无烟煤分布区及灰色 $R_o$ 高值区),其中祁县隐伏岩体已被钻探验证。

(3)根据上述资料,对山西省找矿也有了新的认识。早先认为,根据山西省花岗岩不发育的情况,找矿的前景不乐观,虽然近期有义兴寨特大型金矿的发现。而根据镜质组反射率的分布,山西省是地幔

上涌强烈的地区(图8的黄色区域),如果以 $R_o = 3.0\%$ 为界,山西省中—南部有大片隐伏花岗岩分布,上述均是下一步找矿有潜力的地区(图8-b的棕色区域),找矿范围甚至可延伸到陕西省中部和河南省北部(图8-b)。由此看来,镜质组反射率方法开辟了山西省找矿的新思路,有望改变山西省找矿勘探的面貌。按照笔者的认识,在上述棕色区域可以采用地球物理探测方法直接找矿,而无需验证是否存在隐伏岩体。

## 5 结论

(1)下地壳填图是一种全新的方法,它来源于对花岗岩理论的新开拓,来源于对花岗岩与变质岩之间存在因果关系的认识。花岗岩源于下地壳变质岩源区,故可根据地表花岗岩的特征反馈下地壳底部变质岩的特征。

(2)按照目前的认识,下地壳填图主要参考两方面的资料:一方面是从上而下,根据对某个地区某个

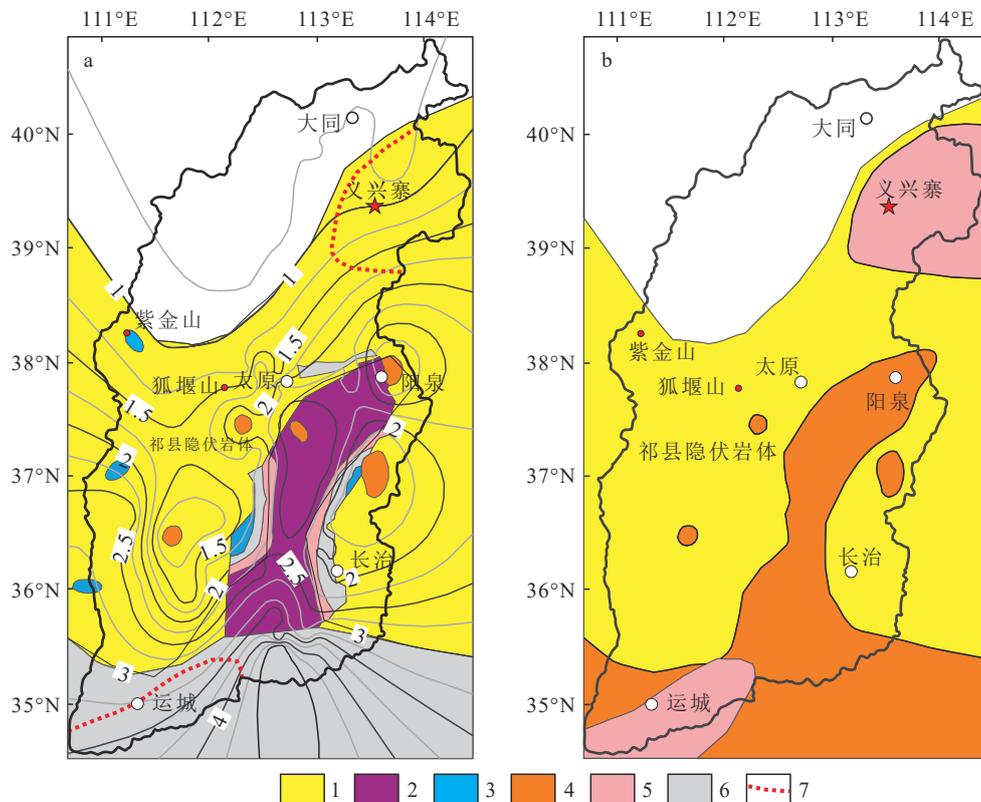


图8 山西省镜质组反射率分布图(a)及山西省下一步找矿示意图(b)(据焦守涛等,2024)

Fig. 8 Distribution map of vitrinite reflectance in Shanxi Province(a) and the distribution map of hidden rock mass displayed(b)

a 图的数字代表镜质组反射率( $R_o$ , %), 1—地幔上涌区; 2—根据镜质组反射率圈定的找矿前景区; 3—幔源岩浆上涌区; 4—隐伏岩体; 5—花岗岩区; 6—根据镜质组反射率圈定的地幔上涌区; 7—根据花岗岩资料推测的找矿前景区

时段花岗岩的特征反演下地壳变质岩的特征;另一方面是从下而上,根据不同温压条件下不同变质岩组合推演部分熔融时形成的熔体的性质。这两方面结合起来,即可能使下地壳填图方法基本可行。

(3)下地壳地质填图方法必须考虑两方面的问题:首先,如何将地表花岗岩信息尽可能准确地表述为下地壳底部变质岩的信息;其次,下地壳填图能够表达什么,图面内容是什么,其局限性和难点,以及填图依靠花岗岩,没有花岗岩怎么办,这些都是需要考虑的问题。由于地质情况极其复杂,在一个地区适用的一套标志,到另一个地区可能不适用。因此,必须具体问题具体分析,没有固定不变的标志。下地壳填图可能是今后地质研究中一个经久不衰的主题,需要为之长期努力。

(4)填图的初步实践表明,下地壳地质图可能是有用的,它不仅开辟了认识某个地区某个时期下地壳情况的新思路,新方法,而且,在某些情况下,甚至可以颠覆早先的认识,带来新的理念。

**致谢:**在研究中得到中国地质科学院董树文研究员的支持与鼓励,得到山西省地调院靳职斌、解团结、范宗胜、闫彤彤、周新鹏、张双奎、卫倩倩、张玉生和闫涛高级工程师,中国地质调查局南京地质调查中心邢光福、王存智、陈刚、周道容、余明刚高级工程师,太原理工大学刘东娜教授等的帮助与支持,审稿专家仔细审阅了本文,提出了许多很好的意见,对本文的完善有益,特此表示衷心的感谢。

## References

Ayres M, Harris N. 1997. REE fractionation and Nd-isotope disequilibrium during crustal anatexis: constraints from Himalayan leucogranites [J]. *Chemical Geology*, 139(1/4): 249–269.

Bohlen S R, Mezger K. 1989. Origin of granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust [J]. *Science*, 244(4902): 326–329.

Bonin B, Janousek V, Moyen J F. 2020. Chemical variation, modal composition and classification of granitoids [J]. Geological Society, London, Special Publications, 491(1): 9–51.

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects [J]. *Lithos*, 97(1/2): 1–29.

Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens [J]. *Earth-Science Reviews*, 36(1/2): 83–130.

Brown M. 2007. Crustal melting and melt extraction, ascent and emplacement in orogens: mechanisms and consequences [J]. *Journal of*

*the Geological Society*, 164(4): 709–730.

Brown M. 2010. The spatial and temporal patterning of the deep crust and implications for the process of melt extraction [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 368(1910): 11–51.

Brown M. 2013. Granite: From genesis to emplacement [J]. *GSA Bulletin*, 125(7/8): 1079–1113.

Brown, M. 2004. Melt extraction from lower continental crust [J]. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences*, 95: 35–48.

Chappell B W, White A J R, Wyborn D. 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis [J]. *Journal of Petrology*, 28(6): 1111–1138.

Chappell B W, White A J R. 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt [J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 83(1/2): 1–26.

Chappell B W. 1974. Two contrasting granite types [J]. *Pacif. Geol.* 8: 173–174.

Christensen N I, Mooney W D. 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6): 9761–9788.

Clemens J D, Petford N. 1999. Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings [J]. *Journal of the Geological Society*, 156(6): 1057–1060.

Clemens J D, Stevens G. 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? [J]. *Lithos*, 134: 317–329.

Clemens J D. 2006. Melting of the continental crust: Fluid regimes, melting reactions, and source-rock fertility [M]. Cambridge University Press: 297–331.

Cottle J M, Lederer G W, Larson K P. 2019. Petrochronologic insight into the assembly of Himalayan plutons [C]//GSA Annual Meeting in Phoenix, Arizona, USA.

Couzinié S, Laurent O, Poujol M, et al. 2017. Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): Implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin [J]. *Lithos*, 286: 16–34.

Creaser R A, Price R C, Wormald R J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model [J]. *Geology*, 19(2): 163–166.

DeCelles P G, Quade J, Kapp P, et al. 2007. High and dry in central Tibet during the Late Oligocene [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(3/4): 389–401.

Dong S B. 1995. A general review on the recent studies of granite [J]. *Geological Journal of Universities*, (2): 1–12 (in Chinese with English abstract).

Drummond M S, Defant M J. 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13): 21503–21521.

Eby G N. 1979. Mount Johnson, Quebec—An example of silicate-liquid immiscibility? [J]. *Geology*, 7(10): 491–494.

Eby G N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications [J]. *Geology*, 20(7): 641–644.

- Fiannacca P, Cirrincione R, Bonanno F, et al. 2015. Source-inherited compositional diversity in granite batholiths: The geochemical message of Late Paleozoic intrusive magmatism in central Calabria (southern Italy)[J]. *Lithos*, 236: 123–140.
- Fjeldskaar W, Helset H M, Johansen H, et al. 2008. Thermal modelling of magmatic intrusions in the Gjallar Ridge, Norwegian Sea: implications for vitrinite reflectance and hydrocarbon maturation[J]. *Basin Research*, 20(1): 143–159.
- Fyfe W S. 1973. The granulite facies, partial melting and the Archaean crust. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 273: 457–461.
- Gao L E, Zeng L, Asimow P D. 2017. Contrasting geochemical signatures of fluid-absent versus fluid-fluxed melting of muscovite in metasedimentary sources: The Himalayan leucogranites[J]. *Geology*, 45(1): 39–42.
- Gray C M. 1984. An isotopic mixing model for the origin of granitic rocks in southeastern Australia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 70(1): 47–60.
- Guo J, Zheng Y F, Zhao Z F, et al. 2022. Generation of aluminous A-type granite by partial melting of felsic restite: Evidence from Mesozoic granitoids in the southern margin of the North China Craton[J]. *Lithos*, 428: 106837.
- Hacker B R, Kelemen P B, Behn M D. 2011. Differentiation of the continental crust by reamination[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 307(3/4): 501–516.
- Hacker B R, Kelemen P B, Behn M D. 2015. Continental lower crust[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(1): 167–205.
- Harley S L. 2016. A matter of time: the importance of the duration of UHT metamorphism[J]. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 111(2): 50–72.
- Harris N B W, Pearce J A, Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. Geological Society, London, Special Publications, 19(1): 67–81.
- Healy B, Collins W J, Richards S W. 2004. A hybrid origin for Lachlan S-type granites: The Murrumbidgee batholith example[J]. *Lithos*, 78(1/2): 197–216.
- Inger S, Harris N. 1993. Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang valley, Nepal Himalaya[J]. *Journal of Petrology*, 34(2): 345–368.
- Jacob J B, Moyen J F. 2021. Granite and related rocks[C]//Alderton D, Elias S A. *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*. Academic Press.
- Ji M, Gao X Y, Zheng Y F, et al. 2021. Metapelites record two episodes of decompressional metamorphism in the Himalayan orogen[J]. *Lithos*, 394: 106–183.
- Ji M, Gao X Y, Zheng Y F. 2022. Geochemical evidence for partial melting of progressively varied crustal sources for leucogranites during the Oligocene–Miocene in the Himalayan orogen[J]. *Chemical Geology*, 589: 120–674.
- Jiao S T, Zhang Q, Jin W J, et al. 2016. A good method for finding concealed rock: Magma-thermal field method[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(2): 617–628 (in Chinese with English abstract).
- Jiao S T, Liu D N, Zhang Q, et al. 2024. Lower Crust Geological map of the Early Cretaceous of Shanxi Province( II) - Based on vitrinite reflectance data[J/OL]. *Earth Science Frontiers*[2024-10-15], <https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.10.20>.
- Johnson T, Yakymchuk C, Brown M. 2021. Crustal melting and suprasolidus phase equilibria: From first principles to the state-of-the-art[J]. *Earth-Science Reviews*, 221: 103–778.
- Kempton P D, Downes H, Sharkov E V, et al. 1995. Petrology and geochemistry of xenoliths from the Northern Baltic shield: Evidence for partial melting and metasomatism in the lower crust beneath an Archaean terrane[J]. *Lithos*, 36(3/4): 157–184.
- Kempton P D, Harmon R S, Hawkesworth C J, et al. 1990. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo volcanic field, southeastern Arizona[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(12): 3401–3426.
- Kern H, Gao S, Liu Q S. 1996. Seismic properties and densities of middle and lower crustal rocks exposed along the North China geoscience transect[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(3/4): 439–455.
- Ketcham R A. 1996. Thermal models of core-complex evolution in Arizona and New Guinea: Implications for ancient cooling paths and present-day heat flow[J]. *Tectonics*, 15(5): 933–951.
- Knesel K M, Davidson J P. 2002. Insights into collisional magmatism from isotopic fingerprints of melting reactions[J]. *Science*, 296(5576): 2206–2208.
- Kriegsman L M. 2001. Partial melting, partial melt extraction and partial back reaction in anatexic migmatites[J]. *Lithos*, 56(1): 75–96.
- Li X H, Xu B L, Chen Y H, et al. 2008. Clay Minerals of the Middle–Late Mesozoic Mudrocks from North and Northeast China: Implications to Paleoclimate and Paleohighland[J]. *Acta Geologica Sinica*, (5): 683–691(in Chinese with English abstract).
- Liu Y Y, Li Y, Shao Y X, et al. 2022. Research on the accuracy of Beidou Navigation Satellite System (BDS) in crustal motion monitoring[J]. *Seismological and Geomagnetic Observation and Research*, 43(3): 65–69(in Chinese with English abstract).
- Loiselle M C. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites[J]. *Geol. Soc. Am.*, 11: 468.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. 2005. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 79(1/2): 1–24.
- Morfin S, Sawyer E W, Bandyayera D. 2013. Large volumes of anatexic melt retained in granulite facies migmatites: an injection complex in northern Quebec[J]. *Lithos*, 168: 200–218.
- Moyen J F, Stevens G. 2006. Experimental Constraints on TTG Petrogenesis: Implications for Archean Geodynamics[J]. *Archean Geodynamics and Environments*, 164: 149–175.
- Patiño Douce A E, Harris N. 1998. Experimental constraints on Himalayan anatexis[J]. *Journal of Petrology*, 39(4): 689–710.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites[J]. *Geological*

- Society, London, Special Publications, 16(1): 77–94.
- Petford N, Clemens J D, Vigneresse J L. 1997. Application of information theory to the formation of granitic rocks[C]//Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics: 3–10.
- Petford N, Cruden A R, McCaffrey K J W, et al. 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust[J]. *Nature*, 408(6813): 669–673.
- Pitcher W S. 1993. The Nature and Origin of Granite. Blackie[M], Glasgow and London: 1–316.
- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C4 grasses in the late Miocene of northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115(1/4): 91–116.
- Rapp R P, Watson E B, Miller C F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites[J]. *Precambrian Research*, 51(1/4): 1–25.
- Rowley D B, Currie B S. 2006. Palaeo–altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet[J]. *Nature*, 439(7077): 677–681.
- Rudnick R L, Gao S. 2003. Composition of the continental crust[C]//Treatise on Geochemistry.3: 1–64.
- Rudnick R L. 1992. Xenoliths—samples of the lower continental crust[J]. *Continental Lower Crust*, 23(797): 269–316.
- Sawyer E W, Cesare B, Brown M. 2011. When the continental crust melts[J]. *Elements*, 7(4): 229–234.
- Sawyer E W. 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks[J]. *Journal of metamorphic Geology*, 19(3): 291–309.
- Schwindinger M, Weinberg R F. 2017. A felsic MASH zone of crustal magmas—feedback between granite magma intrusion and in situ crustal anatexis[J]. *Lithos*, 284: 109–121.
- Stevens G, Villaras A, Moyen J F. 2007. Selective peritectic garnet entrainment as the origin of geochemical diversity in S-type granites[J]. *Geology*, 35(1): 9–12.
- Villaseca C, Orejana D, Belousova E A. 2012. Recycled metaigneous crustal sources for S- and I-type variscan granitoids from the Spanish Central System Batholith: constraints from Hf isotope zircon composition[J]. *Lithos*, 153: 84–93.
- Wei C J, Guan X, Dong J, et al. 2017. HT–UHT metamorphism of metabasites and the petrogenesis of TTGs[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1381–1404(in Chinese with English abstract).
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407–41.
- White A J R, Chappell B W. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis[J]. *Tectonophysics*, 43(1/2): 7–22.
- White R W, Powell R. 2010. Retrograde melt–residue interaction and the formation of near-anhydrous leucosomes in migmatites[J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(6): 579–597.
- White R W, Stevens G, Johnson T E. 2011. Is the crucible reproducible? Reconciling melting experiments with thermodynamic calculations[J]. *Elements*, 7(4): 241–246.
- Wu F Y, Lin Q. 1990. The melting experiment of natural massive granite and its petrological significance[J]. *Journal of Changchun University of Earth Science*, (2): 139–146(in Chinese with English abstract).
- Xu B L, Li X H, Chen Y H, et al. 2007. Clay Minerals in Northeast of the "Eastern Plateau", China[J]. *Acta Geologica Sichuan*, (3): 166–170(in Chinese with English abstract).
- Yang J H, Wu F Y, Chung S L, et al. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: geochemical and Sr–Nd–Hf isotopic evidence[J]. *Lithos*, 89(1/2): 89–106.
- Yang Q, Pan Z G, Wong C M, et al. 1987. Telemagmatic Metamorphism and its Effects on Chinese Coal Properties[J]. *Geoscience*, (1): 123–130(in Chinese with English abstract).
- Yang Q, Wu C L, Tang D Z, et al. 1996. Coal metamorphism in China[J]. *Earth Science*, (3): 79–87(in Chinese with English abstract).
- Yang Q. 1989. A study on coal metamorphism in China[J]. *Earth Science*, (4): 341–345(in Chinese with English abstract).
- Zhai M G, Zhang Y B, Li Q L, et al. 2021. Cratonization, lower crust and continental lithosphere[J]. *Acta Petrologica Sinica*. 37(1): 1–23(in Chinese with English abstract).
- Zhai M G. 2008. Lower crust and lithospheric mantle beneath the North China Craton before the Mesozoic lithospheric disruption[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 24(10): 2185–2204(in Chinese with English abstract).
- Zhai M, Guo J, Li J, et al. 1996. Retrograded eclogites in the Archean North China Craton and their geological implication[J]. *Chinese Science Bulletin*, 41(4): 315–320.
- Zhang Q, Jiao S T, Li C D, et al. 2017. Granite and continental tectonics, magma thermal field and metallgenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1524–1540(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Jiao S T. 2020. Adakite comes from a high–pressure background: A scientific, reliable, predictable scientific discovery[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 36(6): 1675–1683(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Qian Q, Wang E Q. 2001. An East China Plateau in mid-late Yanshanian Period: Implication from adakites[J]. *Chinese Journal of Geology*, 36(2): 248–255(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Li C D. 2012a. Granites: Implications for continental geodynamics[M]. Beijing: Ocean Press: 1–287(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Zhai M G. 2012b. What is the Archean TTG?[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(11): 3446–3456(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Zhai M G, Wei C J, et al. 2022. Innovative petrogenetic classification of granitoids: Perspective from metamorphic anatexis and big data[J]. *Earth Science Frontiers*, 29(4): 319–329(in Chinese with English abstract).
- Zhang Q, Jin Z B, Xie T J, et al. 2024. Geological map of early Cretaceous lower crust in Shanxi province (I): Evidence from Early Cretaceous granite in Shanxi province[J/OL]. *Earth Science Frontiers*[2024-10-17], <https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.10.19>.
- Zheng J, Xia B, Dai H K, et al. 2021. Lithospheric structure and evolution of the North China Craton: An integrated study of geophysical and xenolith data[J]. *Scientia Sinica(Terrae)*, 51(2): 201–217(in Chinese with English abstract).
- Zheng Y F, Gao P. 2021. The production of granitic magmas through

crustal anatexis at convergent plate boundaries[J]. *Lithos*, 402: 106232.

## 附中文参考文献

- 陈培荣, 章邦桐. 1994. A型花岗岩类研究综述[J]. *国外花岗岩类地质与矿产*, 4: 9-13.
- 翟明国. 2008. 华北克拉通中生代破坏前的岩石圈地幔与下地壳[J]. *岩石学报*, 24(10): 2185-2204.
- 翟明国, 张艳斌, 李秋立, 等. 2021. 克拉通、下地壳与大陆岩石圈——庆贺沈其韩先生百年华诞[J]. *岩石学报*, 37(1): 1-23.
- 董申保. 1995. 近代花岗岩研究的回顾[J]. *高校地质学报*, 1(2): 12.
- 焦守涛, 张旗, 金维浚, 等. 2016. 介绍一种寻找隐伏岩体的好方法: 岩浆热场法[J]. *岩石学报*, 32(2): 617-628.
- 焦守涛, 刘东娜, 张旗, 等. 2024. 山西省早白垩世下地壳地质图(II)——基于镜质组反射率证据的修正[J/OL]. *地学前缘*[2024-10-15], <https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.10.20>.
- 李祥辉, 徐宝亮, 陈云华, 等. 2008. 华北—东北南部地区中生代中晚期粘土矿物与古气候[J]. *地质学报*, 82(5): 683-691.
- 刘洋洋, 李瑜, 邵银星, 等. 2022. 北斗导航定位系统(BDS)下地壳运动监测精度分析[J]. *地震地磁观测与研究*, 43(3): 65-69.
- 桑隆康, 马昌前, 王国庆, 等. 2012. *岩石学*[M]. 北京: 地质出版社.
- 魏春景, 关晓, 董杰. 2017. 基性岩高温-超高温变质作用与TTG质岩成因[J]. *岩石学报*, 33(5): 1381-1404.
- 魏春景. 2016. 麻粒岩相变质作用与花岗岩成因——II: 变质泥质岩高温—超高温变质相平衡与S型花岗岩成因的定量模拟[J]. *岩石学报*, (6): 1625-1643.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. *岩石学报*, 23(6): 1217-1238.
- 吴福元, 林强. 1990. 天然花岗岩块的熔融实验及其岩石学意义[J]. *长春地质学院学报*, 20(2): 139-146.
- 吴珍汉, 吴中海, 胡道功, 等. 2009. 青藏高原新生代构造演化与隆升过程[M]. 北京: 地质出版社.

- 徐宝亮, 李祥辉, 陈云华, 等. 2007. 中国“东部高原”东北部黏土矿物特征研究[J]. *四川地质学报*, 27(3): 166-170.
- 杨起, 任德怡. 1981. 中国煤变质问题的探讨[J]. *煤田地质与勘探*, 1: 1-10.
- 杨起, 潘治贵, 翁成敏, 等. 1987. 区域岩浆热变质作用及其对我国煤质的影响[J]. *现代地质*, 1(1): 123.
- 杨起. 1989. 中国煤变质研究[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 1989, 14(4): 341-345.
- 杨起, 吴冲龙, 汤达祯, 等. 1996. 中国煤变质作用[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 21(3): 311-319.
- 张旗, 钱青, 王二七, 等. 2001. 燕山中晚期的中国东部高原: 埃达克岩的启示[J]. *地质科学*, 36(2): 248-255.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 2008. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇[M]. 北京: 中国大地出版社.
- 张旗, 李承东. 2012a. 花岗岩: 地球动力学意义[M]. 北京: 海洋出版社.
- 张旗, 翟明国. 2012b. 太古宙TTG岩石是什么含义?[J]. *岩石学报*, 28(11): 3446-3456.
- 张旗, 焦守涛, 李承东, 等. 2017. 花岗岩与大陆构造, 岩浆热场与成矿[J]. *岩石学报*, 33(5): 1524-1540.
- 张旗, 焦守涛. 2020. 埃达克岩来自高压背景——一个科学的, 可靠的, 有预见性的科学发现[J]. *岩石学报*, 36(6): 1675-1683.
- 张旗, 靳职斌, 解团结, 等. 2024. 山西省早白垩世下地壳地质图——来自山西省早白垩世花岗岩的证据[J/OL]. *地学前缘*[2024-10-17], <https://doi.org/10.13745/j.esf.sf.2024.10.19>.
- 张旗, 翟明国, 魏春景, 等. 2022. 一个新的花岗岩成因分类: 基于变质岩深熔作用理论与大数据的证据[J]. *地学前缘*, 29(4): 319-329.
- 张旗, 原杰, 焦守涛, 等. 2022. 花岗岩三级分类刍议[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 41(3): 200-210.
- 郑建平, 夏冰, 戴宏坤, 等. 2021. 地球物理观察和岩石包体约束华北岩石圈地幔结构、性质及过程[J]. *中国科学: 地球科学*, 51(02): 201-217.