

华北陆台中段吕梁期的 SW - NE 向碰撞

——晋蒙高级区孔兹岩系进入下地壳的构造机制*

吴昌华 钟长汀

(中国地质科学院天津地质矿产研究所, 天津 300170)

摘要 华北陆台北部近千公里的麻粒岩带并非同为太古宙的同一地体, 其东不含孔兹岩系的冀东地体是太古宙古陆, 其西含古元古代孔兹岩的晋蒙高级区是吕梁期的碰撞带。孔兹岩系在鄂尔多斯古陆北缘和东缘周边分布, 也在冀东古陆西缘分布, 分别是两陆缘的古元古代沉积岩系, 其间从晋蒙到五台则是太古宙~古元古代的洋弧沟盆系。华北陆台中段在太古宙时期并非为统一大陆, 而是由西向东的陆-洋-陆的板块构造格局。晋蒙、吕梁、太行孔兹岩系的构造走向和夕线石线理一致为 SW-NE 向, 不代表原始沉积方位, 而是碰撞运动方向。两陆的碰撞可能从太古宙末期就已启动, 于吕梁期渐进增强直至陆-陆合拢。碰撞缝合带上部形成的 NW 向褶皱山带已被剥蚀殆尽, 现在出露的碰撞根部带则表现为孔兹岩系、洋壳物质、基底片麻岩三者相互近水平的剪切叠置和构造增厚, 因此下地壳缝合带宽而不规则难以识别。据缝合线垂直于碰撞方向推断, 原缝合线洋带应为 NW 向, 但因造山带根部剪切不均匀而变位成“之”字形的南北向。以怀安-五台一线为界古元古代孔兹岩系于东西两侧对称分布, 从北往南一致发育 NW 向的中元古代基性岩墙群, 东西两侧不变质盖层分别为中上元古界和寒武系, 表明从晋蒙到吕梁、五台、太行不但存在过 NW 向或近南北向的古山链, 而且华北陆台中段是由吕梁运动才成为统一的克拉通。

关键词 华北陆台中段 孔兹岩系 吕梁运动 SW-NE 向碰撞

华北陆台的变质基底一向认为是一统天下的太古宙克拉通。华北陆台中段(冀东以西, 鄂尔多斯以东)的变质基底, 以往的地层划分和变质深度带认识, 也一直是将麻粒岩相一角闪岩相的岩石作为一统太古宙地层, 其上绿片岩相岩石才看作是古元古代的。后来, 绿片岩相为主的五台群时代确认为太古宙, 其下的角闪岩相-麻粒岩相岩石的太古宙地位就更无人怀疑。尤其是华北陆台北部西起贺兰山北端、东至辽西的长达千公里的麻粒岩带, 人们关注的是在其中寻找更古老的年龄信息, 而不注意其中存在着古元古代的表壳岩实体。因此, 在冀东发现铬云母石英岩 3.72 Ga 的锆石年龄^[1,2]很快被广泛承认, 与此同时在晋蒙高级区提出孔兹岩系为古元古代^[3,4]却一直存在着争议。由于孔兹岩系的时代不但是晋蒙麻粒岩带的重要问题, 而且也牵涉到华北陆台中段变质基底的构造格局问题, 于是出现了两种研究趋

* 收稿日期: 1998-07-10

作者简介: 吴昌华, 男, 1939年生, 研究员, 从事前寒武纪地质研究
国家自然科学基金 No. 49472141 资助项目成果

向：一种坚持认为孔兹岩系是太古宙表壳岩，以华北陆台基底一统太古宙克拉通化观点探讨其演化；一种则正视孔兹岩系为古元古代的实际资料，进而重新审定华北陆台中段变质基底的传统构造格局。本文即是持后一种态度的尝试。

1 孔兹岩系的年龄

晋蒙高级区主要由上部孔兹岩系和下部麻粒岩套组成，其间是上下岩石相互剪切叠置形成的构造增厚过渡带。这种下地壳结构，以往曾以层状地层观看成是从火山岩为主过渡为沉积岩为主的火山-沉积旋回和“群”级地层单元，其时代往往依据下部麻粒岩套有太古宙的年龄而认为整个“群”也是太古宙，所以孔兹岩系一直也被认为是太古宙的。后来的研究一直得不到孔兹岩系的太古宙年龄数据，但因一统太古宙克拉通化的传统观点和孔兹岩已变质为麻粒岩相，使其一些学者不相信孔兹岩系可能为古元古代。因此，这里首先讨论孔兹岩系的年龄。

已有的麻粒岩套和孔兹岩系的锆石年龄统计如图 1。由图可见，麻粒岩套有新太古代和古元古代两个峰值年龄，而孔兹岩系仅有古元古代一个年龄峰值，没有任何太古宙的信息，清楚地表明孔兹岩系不但与麻粒岩套不是连续的火山-沉积岩系，而且时代不是太古宙。但是由于孔兹岩系原岩是沉积岩，所以有的学者认为古元古代是它的变质年龄，而沉积时代可能在太古宙。然而刘喜山等^[12]的变质作用研究已经证明，太古宙的麻粒岩为 IBC 轨迹，孔兹岩系为 ITD 轨迹，剪切过渡带的麻粒岩则为 IBC 轨迹叠加有 ITD 轨迹，说明孔兹岩

系未受太古期变质影响，因此其原岩沉积年龄不可能为太古宙。吴昌华等^[13]和 Zhang et al.^[14]的构造研究也证明，麻粒岩套存在 $D_1 \sim D_4$ 期的全部变形，而孔兹岩系则缺乏 D_1 期变形，表明孔兹岩系也未受太古期变形影响，因此，孔兹岩系的原岩年龄也只能是古元古代的。

关于孔兹岩系的时代，除了年龄数据以外，作者还曾专文^[15]讨论过其它地质资料证据可供参考，此处不再赘述。仅需强调，孔兹岩系的变质和沉积时代都是古元古代，这是本文构造讨论的年代基础。

2 华北北部麻粒岩带的解体

华北陆台北部麻粒岩带是后期构造掀斜出露的，在空间上虽呈一条麻粒岩带，但其物质组成、岩石时代、构造环境、形成机制等方面，东西两段并不相同。以孔兹岩系的有无为标志，大致以赤城为界，分为东段的冀东地体和西段的晋蒙高级区，其主要不同点可简要归纳

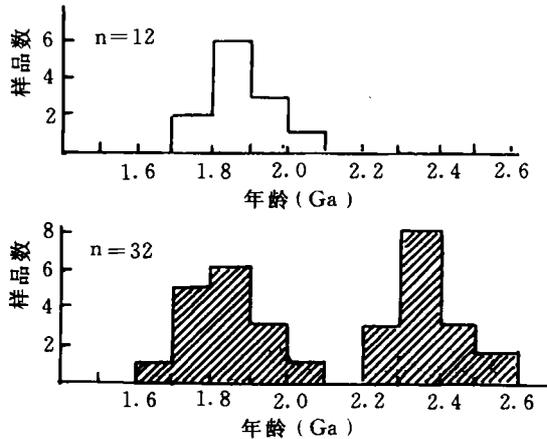


图 1 晋蒙高级区孔兹岩系(上)及麻粒岩套(下)锆石年龄直方图

Fig.1 Zircon age histograms of khondalite(upper) and granulite (below) in Jin-Meng high-grade region
年龄资料据[3,5~11]

如表 1。

表 1 晋蒙高级区与冀东太古宙地体的区别

Table 1 Differences between Jin-Meng high-grade region and Archean Eastern Hebei terrain

		晋蒙高级区	Jin-Meng	冀东太古宙地体	Eastern Hebei
孔兹岩系	Khondalite	发育	developed	无	no
	BIF	很少	lack or little	发育	developed
高压麻粒岩	High-pressure granulite	常见	common	尚未发现	no
PT 轨迹	P-T trajectory	顺时针	clockwise	逆时针	counterclockwise
构造线走向	Structural trend		NE-SW		N-S
矿物线理	Mineral lineation	近水平的 NE-SW	subhorizontally NE-SW		N-S
峰期变质年龄	Age of peak metamorphism		1.8 Ga ±		2.5 Ga ±
NW 向中元古代的 基性岩墙群	Mesoproterozoic mafic dike swarms	极其发育	developed	不发育	no
不变质盖层	Unmetamorphosed cover	寒武系	Cambrian	中元古代	Middle Proterozoic
构造环境	Tectonic setting	陆缘造山带	Continental margin and orogen	太古宙克拉通	Archean craton
成因模式	Model for the formation	陆-陆碰撞	Continent-continent collision	岩浆弧	Magmatic arc

Jin-Meng is the abbreviation for Shanxi and Inner Mongolia Provinces

冀东地体的曹庄、黄柏峪等处残留有古太古代壳岩，又在三屯营—太平寨—迁安一带广泛发育新太古代深成岩浆杂岩，但没有古元古代的孔兹岩，表明冀东地体经历过从古太古代到新太古代的长期演化和改造，于新太古代完成克拉通化。冀东地体除了表中所列特征，从太平寨—迁安—卢龙的基底构造线，包括穹窿的长轴和矿物线理，都是近南北向的。该构造方向是代表基底太古宙时期的南北碰撞^[16]，还是板底垫托的拉伸，本文这里不作讨论。仅需指出，冀东太古宙地体的构造线方向是与东西向麻粒岩带的走向垂直的，近东西向的构造线对近南北向的构造线进行了截切、叠加和改造，遵化—马兰峪一带的 NE 向构造线即是改造的结果(图 2)。如果以近南北向的或 NNW 向的构造线作为太古宙克拉通的构造线标志，由冀东往南越过克拉通地台区的河北省平原，该构造线方向可在泰山和阜平北部露出，因此泰山片麻岩和阜平片麻岩可能是克拉通未遭古元古代改造的南界和西界。由冀东往西越过赤城即为晋蒙高级区，它以含古元古代孔兹岩系和受到吕梁运动强烈变质变形为特征，但一些保留有 NNW 向构造线的太古宙麻粒岩—片麻岩残块可能仍然属于克拉通基底，如内蒙朱拉沟、纳令沟、西乌兰不浪、张宣地区的涧沟河等。因此，以冀东为代表的太古宙古陆的西缘大致位于固阳—赤城—太行山呈一弧线(图 2)。太古宙的构造方位主要是 NNW 向或近南北向的。

晋蒙高级区与冀东麻粒岩带不同，冀东地体代表太古宙克拉通，而晋蒙高级区则是冀东克拉通与鄂尔多斯克拉通之间的碰撞带。由于带内孔兹岩系既有鄂尔多斯古陆东北缘沉积的也可能有冀东古陆西缘沉积的，带内的基底也可能有两边陆块的混杂，所以本身不一定是单

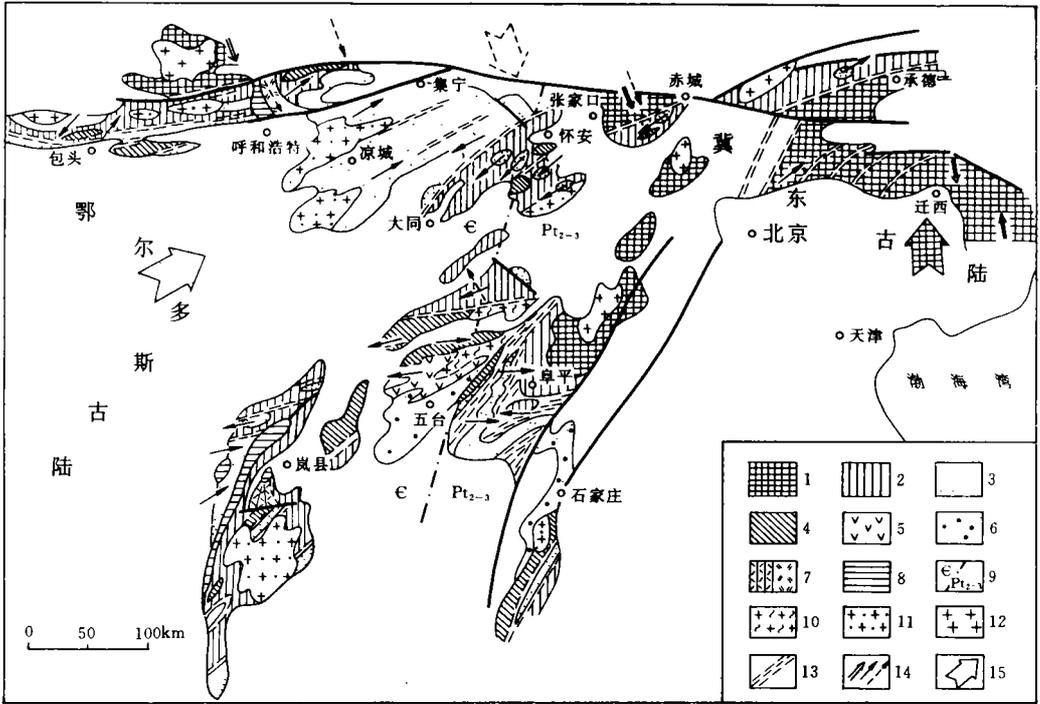


图2 华北陆台中段变质基底构造略图

Fig.2 Tectonic and structural sketch map showing the basement of the central part of North China platform

- 1. 太古宙基底; 2. 被改造的太古宙基底和(或)剪切叠置构造增厚带; 3. 古元古代孔兹岩系; 4. 太古宙洋壳; 5. 太古宙岛弧; 6. 弧后沉积岩(浑沱群); 7. 古元古代裂谷(吕梁群)/古元古代岛弧火山-沉积岩(二道洼群); 8. 中元古代浅变质磨拉石沉积; 9. 不变质盖层寒武系、长城-蓟县系及其分界; 10. 太古宙花岗岩; 11. 元古宙花岗岩; 12. 显生宙花岗岩; 13. 剪切带; 14. 矿物线理: 双线-太古宙期, 单实线-吕梁期, 虚线-蓟县(?)期; 15. 运动方向: 网格-太古宙期拉伸方向, 细点-吕梁期碰撞运动方向, 虚线-蓟县期挤压方向

- 1. Archean basement; 2. reworked basement and/or tectono-thickened belt by collisional slice overlap; 3. early Proterozoic continental margin (khondalite); 4. Archean oceanic crust or slice; 5. Archean-early Proterozoic island arc; 6. early Proterozoic back-arc basin (Hutuo Group); 7. early Proterozoic rift (Luliang Group)/island arc exotic block (Erdaowa Group); 8. middle Proterozoic molasse trough; 9. unmetamorphosed cover (Cambrian and middle-upper Proterozoic) and their boundary; 10. Archean granite; 11. Proterozoic granite; 12. Phanerozoic granite; 13. ductile shear zone; 14. mineral lineation: double line - Archean, single - Lüliang Movement (ca. 1.9~1.8 Ga), dash - Pan-African; 15. motion direction; check - Archean stretch in magmatic arc setting, dot - early Proterozoic continent-continent collision, dash - Pan-African collision squeeze

—的体地组成故称高级区。晋蒙高级区作为碰撞带的根部带,其特征是具有双层的下地壳结构:下部是太古宙的表壳岩残块和 TTG 杂岩的基底,上部是进入下地壳的古元古代孔兹岩系,二者之间则是强弱应变交互的近水平的剪切叠置构造增厚的过渡带,带中有被改造的太古宙基底(有的文献称为再造岩)、变质成麻粒岩相的火山岩、构造卷入的超镁铁质岩块、大小不等的孔兹岩的构造岩片、以及侵入于剪切带之中的高压麻粒岩等。

与冀东不同,晋蒙高级区的构造线是 NE-SW 向或近 E-W 向的。以往地层学和变质深

度带划分,认为从 SE 往 NW 是自下而上的地层关系,曾划分成下太古代的下集宁群、中太古代的上集宁群(孔兹岩系)、上太古代的乌拉山群。后来变质变形带的划分也依据 NE-SW 向的构造线,称之为桑干变质带、集宁孔兹岩带、大青山-乌拉山带。这两种划分含义不同,但在构造上则均认为既然 NE-SW 向是地层界线或变质山带的走向,因此挤压或碰撞方向都认为是 SE-NW 或近南北向的。

然而本文认为,高级区作为碰撞造山带的根部带,对其构造似乎不能沿用造山带上部构造层那样理解(图 3)。保存有上地壳的造山带,上构造层的脆性剪切断裂、中构造层的挤压挠曲褶皱,其断裂走向和褶皱枢纽所表征的构造线与造山带平行而与碰撞方向垂直。而下地壳的流变性质,决定了其构造特征是褶皱不发育而以近水平的韧性剪切为主。如果出现早期褶皱也主要是拉伸型的,褶皱不大的 a 褶皱和鞘褶皱,因此下地壳的构造线与造山带垂直而与碰撞方向平行。这样看来,晋蒙高级区的 NE-SW 向构造线就不代表早期碰撞造山带的走向:代表碰撞方向,孔兹岩与剪切过渡带矿物线理一致为近水平的 NE-SW 向即是证明。现在见到的 NE 向彼此平行的多条剪切带,系后期南北向挤压使早期近水平的剪切过渡带褶皱,从而使同一构造层次的近水平的剪切叠置构造增厚过渡带,被褶皱成了桑干-怀安和大青山-乌拉山两个带出露于凉城-集宁孔兹岩带的南北两侧(图 2)。

总之,晋蒙和冀东表列各项特征和二者近乎直交的构造线说明,它们原本不是同一地体,现在成为同一条麻粒岩带是后期构造掀斜出露连在一起的。

3 孔兹岩系的构造环境和成因模式

孔兹岩系的原岩已公认为浅海沉积岩系,然而对其时代、与下伏麻粒岩套的关系、区域构造认识不同,因此对其构造环境意见也不尽相同,于是其成因模式也不相同,简要归纳如表 2。

陆核增生模式^[18]系以传统的火山-沉积地层观点出发,认为下集宁群麻粒岩、TTG 片麻岩、磁铁石英岩是古太古代的陆核火山岩建造,上集宁群孔兹岩系是陆核增生阶段连续沉积的中太古代泥砂质和碳酸盐的陆棚浅水沉积,二者构成第一个火山沉积旋回。乌拉山群的孔兹岩系和火山岩是新太古代陆缘海盆的第二个火山沉积旋回,形成原始陆台。二道洼群是古元古代形成于断陷盆地的第三个火山沉积旋回,结束早前寒武纪陆核增生的全部演化过程。

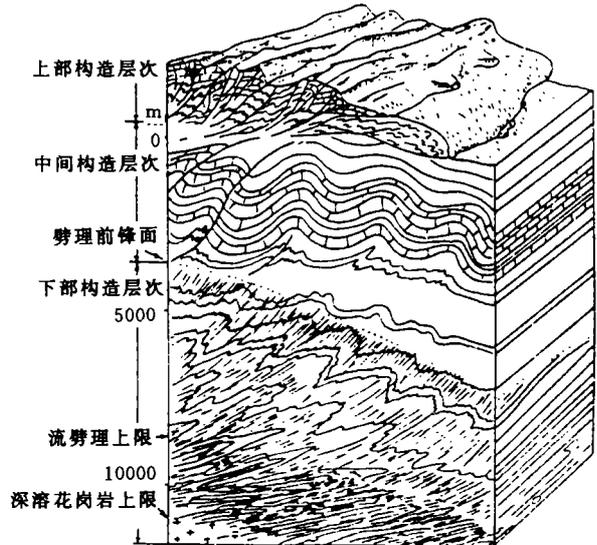


图 3 马托埃的构造层次概念示意图

Fig.3 Model of structural level by Mattauer(1980)^[17]

表 2 晋蒙高级区孔兹岩系的几种成因模式

Table.2 Tectonic setting and models for khoudalite in Jin-Meng high-grade region

构造环境	大陆边缘拉伸裂谷 的火山-沉积岩系	克拉通上的 浅海盆地	被动大陆边缘的 浅海沉降区	陆内沉积盆地	大陆边缘或弧后盆地
与下伏麻粒 岩套之关系	整合	不整合	整合	不整合	不整合的异地岩片
原岩时代	太古宙	太古宙	太古宙	古元古代	古元古代
成因模式	陆核增生	板底垫托	南北向碰撞	南北向碰撞	近东西向碰撞
文献	[18]	[19,20]	[21]	[22,23]	[13,15,24]

板底垫托模式[19]认为,世界上 70% 的大陆都是在太古宙就克拉通化了的,华北陆台也不应例外,何况冀东、鞍山已有 >3.5 Ga 的锆石年龄。因为华北克拉通是一整块太古宙古陆,因此其上与大陆基底 TTG 性质不同的孔兹岩系应是太古宙时的沉积盖层和基底太古宙克拉通化的标志。古老克拉通自 3.0 Ga 以来一直遭剥蚀而始终保持大陆特征,是因深处不断有花岗质物质补充使其陆壳不断增厚。下地壳在陆壳区块体自身重力负荷下因普遍受到侧向挤压水平错动,导致不同层次间发生水平板底垫托韧性剪切层状叠置堆积,形成强弱应变的网络结构和持续递进的近水平的简单剪切,由此导致岩片叠置成为陆壳增厚的机制。

南北向碰撞模式^[21,22]系以变质地质研究为基础,根据世界麻粒岩(带)PTt 轨迹总结出的两种端元模式——顺时针轨迹为陆-陆碰撞,逆时针轨迹为岩浆弧^[25]——将顺时针轨迹的孔兹岩系解释为陆-陆碰撞进入下地壳并发生变质。因为孔兹岩系近东西向分布,所以认为是南北向碰撞。一种意见认为孔兹岩系与下伏麻粒岩套不存在不整合而是整合过渡的太古宙火山-沉积岩系,所以认为是太古宙碰撞^[21];另一种意见认为孔兹岩系是不整合在麻粒岩套之上的古元古代沉积岩系,大青山-乌拉山一带存在叠瓦式的往南逆冲体系,所以是古元古代的南北碰撞^[22]。

上述几种模式虽然在一定程度上也能解释所研究地段的孔兹岩系成因,但用来说明整个华北陆台中的孔兹岩系则存在困难。例如,华北陆台北部孔兹岩系从贺兰山北端到内蒙兴和东西向长达 600 km,其北阴山地体无孔兹岩系,似乎南北碰撞顺理成章。但孔兹岩系往东止于张家口一带后,往西南方向经大同、吕梁、霍县一直到华北陆台南缘的太华群也都有孔兹岩系分布,将其联结,则孔兹岩系分布于鄂尔多斯古陆的北缘和东缘周边(图 2),并且南北向长度还要大于东西向长度。再加上整个周边夕线石线理一致呈 NE-SW 或近 E-W 向,这样再用南北向碰撞或南北碰撞伴有 E-W 向走滑解释均很困难。当然,孔兹岩系沿鄂尔多斯古陆周边分布,似乎有利于板底垫托模式认为是地台型盖层沉积的说法。但该模式的表壳岩进入下地壳的构造机制是岩浆垫托增厚地壳后,由陆壳自身重力负荷衍生出下地壳的侧向挤压和近水平的韧性剪切,因重力铅直向下,衍生的侧向挤压剪切应是围绕鄂尔多斯古陆挤向四周,其生成的水平韧性剪切线理应向四周辐射呈放射状而不应是一个方向。至于增生模式,则由于孔兹岩系南北向横贯了华北陆台中部基底,也不能解释成陆核从中部增生,除非将华北陆台中部看成东、西两个陆核而不是一统太古宙的克拉通。因此本文提出了近东西向的碰撞模式。

近东西向碰撞模式一方面也是依据变质地质资料,另一方面是根据下地壳的构造属性与上地壳不同,并结合区域地质分析得出的模式,该模式的基本点为:

(1)华北陆台的冀东古陆是太古宙岩浆弧基底,有古元古代孔兹岩系的晋蒙高级区是鄂尔多斯古陆与冀东古陆之间的碰撞带,在太古宙时期华北陆台还不是一个统一的克拉通,其间存在着逐渐消失的大洋。

(2)与冀东残存有少许太古宙沉积岩不同,孔兹岩系以富铝、含生物成因的石墨、富大理岩、相似于显生宙的地球化学特征、古元古代的同位素年龄、限于鄂尔多斯北缘和东缘以及冀东西缘分布,表明是古元古代的陆缘沉积岩系而不是华北克拉通的太古宙盖层。

(3)孔兹岩系与下伏基底 TTG 片麻岩—麻粒岩之间,发育厚数公里的透镜状和条带状麻粒岩、超镁铁质岩、磁铁石英岩、大理岩、长英质片麻岩、夕线石榴片麻岩,这些表壳岩时代有老有新,成分变异,无法理成一正常的沉积层序和统一的沉积环境,最恰当的解释就是构造增厚片理化的混杂岩带。

(4)构造研究表明,这套条带状的混杂岩也是顶板孔兹岩系与底板火山岩和 TTG 片麻岩之间的低角度的高应变带。孔兹岩系缺乏麻粒岩套的早期构造^[13,14],孔兹岩的蚀源岩又不是底板的麻粒岩^[26],所以孔兹岩系不是原地的沉积盖层而是碰撞而来的异地构造岩片。

(5)孔兹岩系构造线为 NE-SW 走向,夕线石线理、条带状高应变带的线理、鞘褶皱和 α 褶皱的拉伸方向也一致为 NE-SW 向,所以认为是 NE-SW 向碰撞(图 2)。

4 晋蒙高级区的构造特征

前已述及,高级区作为造山带的根部,其构造线的意义与造山带上部不同(图 3)——晋蒙高级区 NE 向构造线并不代表原始沉积方位和造山带走向,而是碰撞运动方向,原始方位应为 NW 向。孔兹岩系沉积于鄂尔多斯古陆的北缘和东缘周边,晋蒙高级区相当于古陆的东北角,所以原始沉积方向为 NW 是合理的。孔兹岩系 NE-SW 向被碰撞后,如果上地壳被保存,则出现枢纽为 NW 向的褶皱带并可能有狭长的缝合带产在其间。但因上地壳已被剥蚀,现在出露的是下地壳,所以不是 NW 向的山链而是 NE 向近水平的剪切叠置带:上部是凉城孔兹岩带,下部是由基底片麻岩—麻粒岩、孔兹岩和碰撞洋壳物质相互混杂叠置构成的剪切过渡带。如果没有后期构造只有均匀剥蚀,那么整个晋蒙高级区在平面图上就可能为一水平的剪切面而分不出带。但因南北向的晚期碰撞挤压使其剪切过渡带又发生褶皱,所以晋蒙高级区形成了凉城孔兹岩带在中间,北南两侧分别为大青山—乌拉山带和桑干—怀安带共三条变质构造带。

4.1 凉城孔兹岩带

凉城孔兹岩带是出露的晋蒙下地壳剖面最上部的剪切岩片,南北宽达 100 km,面积很大但厚度并不大。据卓资花山—刁窝贝剖面观察,上部花山大理岩厚不过 500 m,下部夕线石榴片麻岩厚不过 1500 m,再往下即与刁窝贝构造窗的条带状麻粒岩剪切过渡,估计整个孔兹岩片厚度不超过 2000 m。从区域上看,孔兹岩带位于南北两条麻粒岩带之间呈“向斜”,但“向斜”核部的凉城一带并没有大理岩而出露的是底板剪切过渡带的麻粒岩和重熔带花岗岩(图 2),所以凉城孔兹岩带的基本构造是一轴向 NE 的向形背斜!又因背斜两翼的大理岩与南北麻粒岩带都是剪切接触,剪切带和孔兹岩片的线理又一致为 NE-SW 向,所以我们认为凉城孔兹岩带是一块近水平的大型剪切岩片。孔兹岩带的温压条件为 700 °C / 0.6~0.7 GPa,相当于构造埋深 25 km。它上部的构造岩片已被剥蚀,它下部的岩片由后期褶皱出露于两侧成为南北两条麻粒岩带。后文资料将说明,作为顶板的孔兹岩片其运动方向是 SW→NE。

4.2 大青山—乌拉山麻粒岩带

大青山—乌拉山带的岩石原称乌拉山群，“标准”剖面在包头以北一带。其物质组成主要为古元古代的孔兹岩、受到吕梁期变质变形改造的太古宙基底麻粒岩和黑云斜长片麻岩(TTG)、以及洋弧环境的斜长角闪岩和磁铁石英岩。因为碰撞剪切相互叠置，这些岩石无规律地“互层”、尖灭，孔兹岩中的斜长角闪岩的剪切“夹层”有时厚仅数厘米。孔兹岩的 S_1 ，再造岩的 S_2 ，以及发育的剪切带一致近 E-W 走向，后期构造使本来近水平叠置的岩片褶皱成往南北陡倾，以至于以往按地层法划分的乌拉山群的组、段都说不清南北两端孰老孰新，更无法统一成一种沉积环境。

大青山—乌拉山有多期的剪切，因为继承性其走向都是近 E-W 向的(图 4)。根据剪切带中的矿物组合，这些近 E-W 向的剪切带可分为高温、中温、低温三种类型^[27]。不同的温度类型相应于剪切带发生于不同的构造层次，也相应于不同的期次或世代。因为孔兹岩是高级变质的，所以高温型剪切带是早期的，低温型的是后期叠加的。多世代的剪切说明大青山—乌拉山有着长期的造山过程，但只有高温剪切带的矿物线理反映早期碰撞和剪切方向。如图 4 所示，高温剪切带的夕线石、辉石链、角闪石线理为中陡倾的 NNE 或 SSW 向，没有 NW 或南北向的。因为早期剪切带是近水平的，晚期褶皱的轴面走向是 E-W 向的，所以可将其面理沿 E-W 向为轴展平，得到代表早期碰撞剪切的运动方向依然是 NE-SW 向的。在后期改造较弱的地方(如阿刀亥沟、白石头沟、水涧沟口、包固公路 33.7 km 处)，孔兹岩系还能见到走向为 NE25~40°的早期片理的残留^[27]。至于低温型的黑云母、阳起石的线理则有南北、东西和北西多种方向，属于后期走滑剪切和挤压的运动方向。因此大青山—乌拉山是 NNE 向与冀东古陆的阴山陆块地段碰撞、近水平的剪切和叠置增厚，后期抬升伴有南北向挤压和东西走向滑而成山。大青山—乌拉山的麻粒岩块体可以逆冲在侏罗系之上，说明后期构造持续活动的时间一直可到中生代。

关于大青山—乌拉山带的变质作用、PT 轨迹、以及石榴石基性麻粒岩等问题已有很好的研究^[12,28]，这里不予赘述。仅需指出，该带与后文将介绍的怀安—桑干带的孔兹岩峰期变质条件均为 700 °C / 0.8 GPa^[21,28]，其值大于顶板凉城孔兹岩带的压力，说明它们构造埋深均在凉城带之下。大青山带和怀安带的负荷压力相同，说明二者不是上下关系而是同一构造层次的剪切叠置带。

另一值得指出的是在大青山—乌拉山带南麓的包头市东郊壕赖沟铁矿，主要由二辉斜长麻粒岩、含榴黑云二长片麻岩、辉石斜长片麻岩夹二辉磁铁石英岩组成。铁矿围岩主要是麻粒岩，原岩恢复为大洋拉斑玄武岩^[29]，与大青山—乌拉山的基底主要是大陆拉斑玄武岩^[30]不同；它的构造走向为 NE30~60°，与朱拉沟等地的太古宙基底 NW 向构造线也不一致，因此壕赖沟铁矿可能不属于基底麻粒岩。又因为 BIF 也不能归于孔兹岩系的陆缘沉积环境，所以壕赖沟麻粒岩和 BIF 可能是碰撞前两陆之间的大洋。壕赖沟铁矿及麻粒岩走向为 NE，以铁矿层为标志于平面图上呈反“S”型弯钩状^①(图 4 中的方框插图)，表明 NE 向不是原始方位而是剪切运动方向。除了壕赖沟，大青山—乌拉山带中还有一些大洋型建造的斜长角闪岩、麻粒岩也可能同壕赖沟一样，是两陆碰撞构造叠置的洋壳物质。由此推测晋蒙高级区的成因不是陆内的 A 型俯冲，而是陆—洋—陆的碰撞。

① 内蒙古第一地质大队。包白线两侧鞍山式铁矿成矿规律和找矿远景初步研究，1982

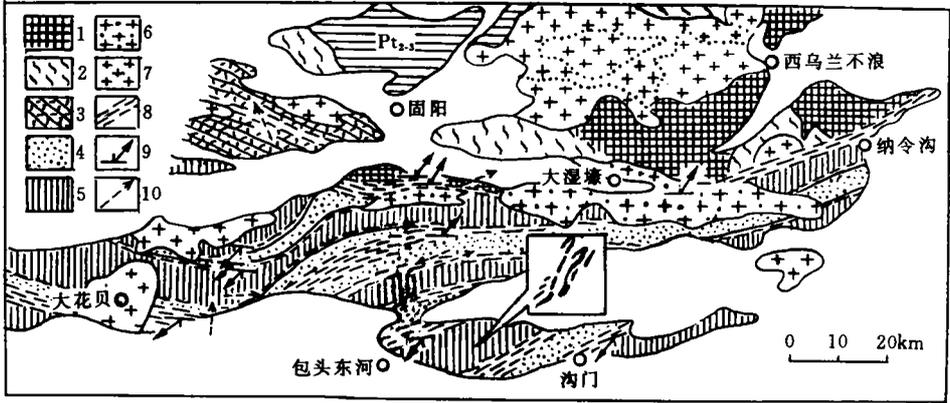


图 4 大青山-乌拉山韧性剪切带的分布和类型

Fig.4 Distribution and temperature types of the ductile shear zones in Daqingshan - Wulashan belt

1. 太古宙麻粒岩套; 2. 太古宙英云闪长岩; 3. 太古宙绿岩系; 4. 孔兹岩系; 5. 再造岩类; 6. 古元古代花岗片麻岩; 7. 显生宙花岗岩; 8. 剪切带; 9. 高温型剪切带产状及线理; 10. 低温型剪切带线理。Pt₂₋₃为中上元古界渣尔泰群。图中方框插图示矽线沟铁矿产状, 方框边长为 500m

1. Archean granulite basement; 2. Archean tonalite; 3. Archean greenstone belt; 4. khondalite series; 5. reworked basement; 6. early Proterozoic granite-gneiss; 7. Phanerozoic granite; 8. ductile shear zone; 9. occurrence and lineation of amphibolite - granulite facies shear zone; 10. lineation of greenschist facies shear zone. Pt₂₋₃ - metamorphosed middle - upper Proterozoic strata. Square plate (side length is 500 m) in the map showing the structural style of BIF (black)

此外, 大青山-乌拉山带在呼和浩特以东的乌拉山群, 麻粒岩较少而以斜长角闪岩为主, 原岩主要为岛弧型玄武岩, 少量为大洋型玄武岩, 其构造部位相当于孔兹岩系的东北部边界。该处的孔兹岩系特征是较少富铝片麻岩而发育大理岩, 超复性质的大理岩并与卓资-集宁一带的孔兹岩系大理岩连成一片。八岔山公路一带斜长角闪岩的鞘褶皱和角闪石线理仍为缓倾的 NE 向, 表明与包头一带的运动方向相同, 属于同一条山带。但是乌拉山群之上的古元古代二道洼群, 其火山岩为活动大陆边缘的钙碱性玄武岩, 沉积岩地球化学特征又像是弧后盆地^[31], 石英岩层较厚, 石墨较少, 变质程度仅为蓝晶石、十字石带, 而且二道洼群线理为 NW-SE 向, 恰好与大青山-乌拉山带的垂直。二道洼群连同其上的中元古代马家店群, NW-SE 向截切了大青山-乌拉山带, 从呼和浩特-陶卜齐-旗下营, 二道洼群构造线由 NW-EW-NE 呈往南凸出的弧形, 弧形带之中露出岛弧基底的构造窗。因此, 二道洼群与孔兹岩系是同时代不同环境的地体, 系后期构造往 SE 滑脱在大青山-乌拉山带之上的, 在研究晋蒙高级区的组成时应将其另作别论。

4.3 怀安-桑干麻粒岩带

怀安-桑干带原称桑干群或下集宁群, 建群剖面在内蒙黄土窑。区域上以大同孤山-丰镇浑源窑一兴和小坝子的 NE 向连线为界, 大范围的孔兹岩带(上集宁群)分布于西北, 大片的麻粒岩套(下集宁群)分布于东南(图 2)。以往认为是地层界限的这条分界线, 现已被证实为大型剪切带, 如孤山已被众多学者一致认为是剪切带并非沉积不整合, 浑源窑的大理岩直接与灰色片麻岩应变带接触表明为非正常的沉积顺序, 小坝子孔兹岩系中麻粒岩透镜体的片麻理与孔兹岩系叶理斜交表明也不是侵入关系。建群地黄土窑孔兹岩系的卵形特征过去认为

是沉积盆地，现已查明是孔兹岩系以倒传岩片的形式与麻粒岩套呈剪切接触^[13]。在厚达 2 km 的剪切带中，以条带状的麻粒岩为主，夹有多层孔兹岩片、太古宙基底片麻岩透镜体残块、辉石磁铁矿和磁铁石英岩的表壳岩、长英质顺层脉体、沿剪切带侵入的石榴石基性麻粒岩、以及超镁铁质的块体等。在这种混杂岩组合的剪切带中，无根褶皱、鞘褶皱、拔丝结构、细颈结构等韧性剪切标志常见，并且孔兹岩的夕线石线理和这些小构造的 X 轴均一致为近水平的 NE-SW 向。黄土嘴-落官窑公路边断面为 40×6 cm 的扁圆形鞘褶皱，由开凿公路切开 65 cm 长的纵断面呈两头粗细相同的扁筒状，虽不能确定鞘端，但表明有相当大的剪切拉伸量。经详细的填图和构造研究，黄土窑孔兹岩系已被恢复为一大型鞘褶皱(图 5)。由紧邻底板紫苏斜长片麻岩中的暗色条带判断，顶板孔兹岩系由 SW→NE 运动，此即孔兹岩进入下地壳的碰撞剪切的运动方向。

从孤山-浑源窑剪切带往东，除了黄土窑以外，在四方墩、史家庄、蔓菁沟、以及一些无地名的沟岔中，还有孔兹岩片陆续夹在麻粒岩杂岩之中，粗略估计约每隔 10~15 km 即有一条。这些岩片厚数米、数十米，延长数十、数百米，走向 NE 或 NEE，中等倾角往 NW 倾，与顶底麻粒岩围岩一律剪切接触绝非沉积过渡，夕线石线理也一律为近水平的 NE-SW 向，表明与凉城大面积孔兹岩和黄土窑孔兹岩为同期、同方向、同一成因的剪切岩片，只是岩片有大有小。根据这些岩片伴生的石榴石基性麻粒岩的压力值由西向东分别为：孤山 0.8 GPa^[32]、黄土窑 0.95、阳高 1.07、四方墩 1.14、蔓菁沟 1.16

GPa^[33]呈递增趋势，岩片大小由西向东则呈递减趋势，反映碰撞造山根部带是“洗扑克牌式”的剪切叠置加厚，越往深处进入下地壳的表壳岩越少。因此，麻粒岩的碰撞成因模式，未必是一块大陆整块地叠置在另一块之上的成倍地壳增厚，而是相互剪切的岩片叠置。

须要说明的是，显生宙的碰撞山带总能找到缝合线，而早期的碰撞山带因上部构造层蚀殆尽只有下地壳出露，近水平的剪切机制已将陆间的洋弧物质全部叠置平行化，使其不可能再划出一条线形的缝合带。但是在上述孔兹岩片的上下左右，也并非没有洋弧型表壳岩存

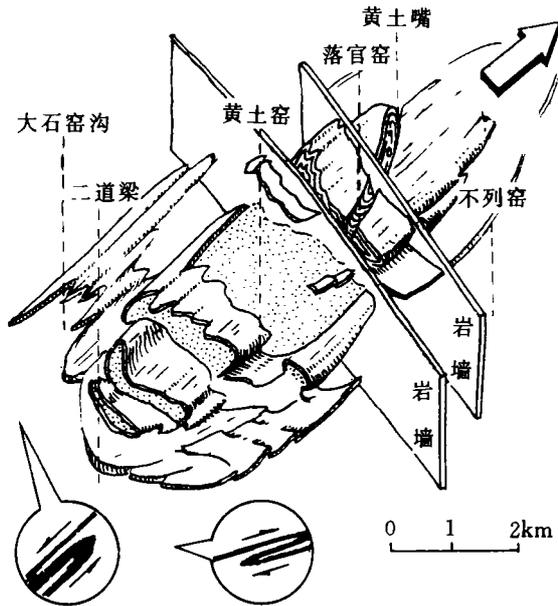


图 5 黄土窑孔兹岩系大型鞘褶皱的构造样式

Fig. 5 Three dimensional figure of khondalite large size sheath fold in Huangtuyao

图中底板麻粒岩条带插图直径：左为 8 m，右为 6 m

在,如黄土窑孔兹岩系鞘褶皱的边部有辉石磁铁岩条带和超镁铁质透镜体,天镇朱家沟有太古宙的层状麻粒岩和斜长角闪岩的表壳岩,瓦窑口东白舍科和闫家沟的磁铁矿层曾小型开采,蔓菁沟孔兹岩与莲花石高压麻粒岩间也存在夹薄层磁铁矿的二辉斜长角闪岩的表壳岩等。这些洋弧物质原始方位可能是NW向的,但已沿碰撞方向拉伸改造成了NE向。沿此方向越过张宣地区到达赤城炮梁,又有夕线石线理为近水平的NE-SW向的孔兹岩系(艾家沟组)出露,赤城沃麻坑石榴石基性麻粒岩压力达到1.39 GPa^[34],所夹孔兹岩有蓝晶石+正条纹长石的高压组合^[35,36],这是迄今已知的孔兹岩的最大压力点,有可能是孔兹岩进入冀东地体之下的俯冲部位。赤城与怀安之间相距100 km无孔兹岩系出露,而仅有洋弧环境的镁铁质-超镁铁质火山岩,因此,赤城孔兹岩属于冀东古陆西缘的古元古代的陆缘沉积岩。从赤城再往东,承德地区还可偶尔有孔兹岩出露于原称“单塔子群白庙组”内,与其相伴还有石榴石基性麻粒岩透镜体^[37]。承德-滦平一带的地质特征和构造线与冀东不同而与晋蒙高级区相似,主要由角闪黑云斜长片麻岩(因较细有称变粒岩)、斜长角闪岩和孔兹岩组成,三者构成的多个“火山-沉积旋回”实际上是陆壳基底、洋弧物质和孔兹岩系构成多条剪切岩片。孔兹岩系无直接测年,但前二者的年龄也呈现为2.3~2.4 Ga和1.8~1.9 Ga两组峰值^[31]。构造线近东西向,但能追索出的背形和向形均往东收敛,如团榆树背形夕线石线理一组为85°∠12°,太平庄向形早期线理极密及a褶皱X轴为268°∠42°^[31],显示其运动方向也与晋蒙高级区的相同。因此,承德-滦平带是碰撞往东走位最远的岩片。又因为该带孔兹岩是含石墨的云母片岩和夕线石榴二云母片岩,变质程度低于赤城的夕线石榴片麻岩,所伴生的滦平高压麻粒岩的压力1.0~1.2 GPa也小于赤城沃麻坑的1.35 GPa,所以承德-滦平带是构造层位偏上的碰撞岩片。这样,碰撞剪切从赤城到承德形成了一种“夹心饼干”式的构造:其上是承德孔兹岩片,其下是赤城孔兹岩片,中间是由冀东地体和洋弧物质改造成的“白庙组”楔状岩片。

此外,有关岩石学家和构造学家都感兴趣的晋蒙高级区的石榴石(高压)基性麻粒岩问题,已有众多文献讨论,其压力大小、原岩类型、产状、年龄、成因、构造意义均有不同意见,本文不拟罗列。这里仅扼要指出:①晋蒙高级区的基性麻粒岩(包括含磁铁石英岩的麻粒岩表壳岩、经构造改造的条带状麻粒岩以及TTG中的深熔包体)大都不含石榴石,因此石榴石基性麻粒岩可能不是早期的层序地层。②无论是产在孔兹岩片与麻粒岩一片麻岩接触带之中,还是产在麻粒岩-片麻岩本身的剪切构造带中,石榴石基性麻粒岩均以块状构造、粗粒结构、缺乏片麻理、与围岩虽然常有韧性剪切接触但界限清晰等标志,显示为侵入成因^[38]。③石榴石基性麻粒岩并不限于一两条带中分布,而是沿凉城大片孔兹岩片周边的南北,面型产于孔兹岩系底板接触带及其以下的基底剪切带中。④它的年龄数据不多,2.5 Ga±的Sm-Nd年龄^[39~41]系由石榴石基性麻粒岩和酸性麻粒岩构成等时线,在构造岩片和岩浆垫托发育的下地壳这样的等时线难以保证同时同源,而它的锆石年龄1833 Ma^[39]、Ar-Ar 1775 Ma^[32]又与孔兹岩系峰期变质年龄一致,在目前资料情况下,石榴石基性麻粒岩可能相当于孔兹岩系碰撞进入下地壳之时侵位,然后一起于1.8 Ga左右达到变质峰期,其时代都应在古元古代。⑤它的原岩很少有人认为是层状火山岩,蔓菁沟原定为榴辉岩的压力高值已有不同意见^[42],太古宙时期地壳的厚度似乎还不足以生成榴辉岩,因此石榴石基性麻粒岩的原岩可能是伴随碰撞构造板底垫托的基性侵入岩或辉长岩^[3,32,42~44]。

5 鄂尔多斯东缘的孔兹岩系

微陆焊接是现在流行的太古宙板块模式，我国华北克拉通的认识也在此列^[31,45]。由于孔兹岩系已是古元古代，此时的“陆”已不是微陆，而是中陆或大陆，因此上文介绍的鄂尔多斯与冀东古陆碰撞，不会只在晋冀蒙三角地带形成一小块碰撞带，而应在整个鄂尔多斯东缘都有所反映。往南越过碰撞带中的古陆残块恒山，我们先讨论吕梁地区。

吕梁地区的界河口群有与晋蒙高级区相同的双层地壳结构(图 6)，界河口群北端的崞岚麻粒岩套是太古宙基底，其中芦芽山的紫苏花岗岩 1.9 Ga 的 U-Pb 年龄，说明其基底与晋蒙高级区一样也受到古元古代麻粒岩相事件的叠加和改造。中部的夹有变质沉积岩和大理岩构造岩片的条带状斜长角闪岩、条带状混合片麻岩是剪切叠置构造增厚的过渡带，最南的界河口群奥家滩组石英岩、石榴夕线二云片岩、透闪透辉岩、石墨片岩、大理岩即为与晋蒙高级区古元古代孔兹岩系的等同物，亦即鄂尔多斯古陆东缘的陆缘沉积岩^[46,15]。由于片理产状北倾，以往层序地层划分将奥家滩组孔兹岩系划为界河口群最下部地层，将条带状角闪质岩石作为上部地层，最上才是崞岚麻粒岩套，成了一倒转的变质相带。实际上这是一个倒转了的中、下地壳结构，奥家滩组孔兹岩系层位应在界河口群的最上部而不是最下部(图 6)。

迄今界河口群无年龄资料，但时代一直定为太古宙，主要依据是界河口群变质程度深，其上并被“太古宙”的吕梁群和“古元古代”的黑茶山群不整合。由于晋蒙高级区孔兹岩系一直得不到太古宙的年龄，于是有一种意见便以此为据反证晋蒙孔兹岩系为太古宙^[46]。作者曾撰文讨论，吕梁群与界河口群之上不整合的黑茶山群时代应为中元古代，因此只能证明界河口群不会新于中元古代^[15]。在目前缺乏年龄资料的情况下，界河口群斜长角闪岩虽有可能为太古宙的洋弧岩片，但环境、建造与之不同的奥家滩组孔兹岩系与晋蒙高级区对比则可能为

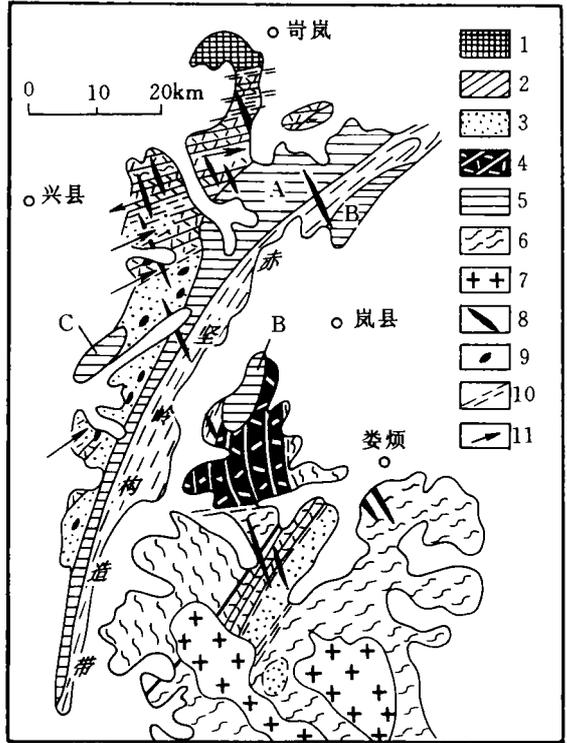


图 6 吕梁地区地质略图

Fig.6 Geological sketch map of Lüliangshan area

- 1. 基底麻粒岩-片麻岩; 2. 条带状混合岩化斜长角闪岩; 3. 孔兹岩; 4. 古元古代吕梁群; 5. 中元古代浅变质磨拉石建造; A-野鸡山群, B-岚河群, C-黑茶山群; 6. 花岗岩片麻岩; 7. 花岗岩; 8. 中元古代基性岩墙群; 9. 超镁铁质岩片; 10. 剪切带; 11. 矿物线理
- 1. basement granulite - gneiss; 2. migmatitic band amphibolite; 3. khondalite; 4. early Proterozoic Lüliang Group (rift); 5. middle Proterozoic molasse metamorphosed slightly; 6. granitoid gneiss; 7. granite; 8. Mesoproterozoic mafic dyke swarms; 9. ultramafic slice; 10. ductile shear zone; 11. lineation of sillimanite and hornblende

古元古代。

界河口群的变质级从下往上为高角闪岩相—角闪岩相，构造线和近水平的夕线石和角闪石线理则有 NEE、NE 和 NNE，总体方向为 NE，与晋蒙高级区相同。奥家滩组及剪切过渡带中的孔兹岩片之中，常见夹有片理与之一致的超镁铁质岩透镜体或长扁豆体，计 500 余处，均已滑石化、蛇纹石化或透闪石化，可能是碰撞剪切裹入的洋壳物质。因此，鄂尔多斯东缘除了存在陆缘沉积的古元古代孔兹岩系，也存在过洋壳，其大地构造格局和成因机制与晋蒙高级区完全磊同。

界河口群以东，越过赤坚岭构造带便是著名的吕梁群。吕梁群的时代有太古宙和古元古代之争，但最近已从该群近周峪组基性火山岩中获得了 2051 Ma 的锆石年龄^[47]。因为吕梁群变质程度为绿片岩相，远低于锆石的封闭温度，其锆石年龄不是变质年龄而是火山岩的冷却结晶或原岩年龄，因此吕梁群时代应为古元古代。S₀ 为南北向的吕梁群为一倒转层序，但顶底板均为糜棱岩带，西边靠近界河口群的地层新，东边远离界河口群的地层老，所以与界河口群不存在整合或不整合的问题，何况二者还不直接接触。其间的赤坚岭剪切带发育条带状细粒黑云石英片岩和肉红色致密状的长英质超糜棱岩，这种低温型的构造岩表明剪切带发生时代较晚。吕梁群的构造环境有的认为是弧后盆地^[48]，有的认为是裂谷^[49]，总之是与界河口群孔兹岩系同时代而不同环境的地体。至于吕梁群构造线为何与界河口群的斜交，绿片岩相的吕梁群在西川河断裂附近又叠加有角闪岩相变质^① 是否是晋宁期事件影响，有待进一步研究。

此外，吕梁地区还存在 NNE 向彼此平行轻微变质的野鸡山群、岚河群、黑茶山群，通常认为是磨拉石建造。由于传统认为华北陆台上不变质的盖层是中元古代的长城蓟县系，变质了的就是下元古界，所以这三个盖层过去一直定为古元古代。但吕梁群被确认为古元古代之后，其上不整合的岚河群就应为中元古代。它们轻微变质，说明吕梁地区还存在晋宁期或蓟县期的构造热事件影响。有待研究的野鸡山群白龙山气孔状玄武岩的年龄和所代表的构造和环境意义，有助于对吕梁运动以后的变质变形事件的确认和了解。总之，虽然吕梁地区研究程度较低，但有限资料表明孔兹岩系的时代不能被证明为太古宙，它和其南霍县地区的构造线和剪切方向都与晋蒙地区相同，同为鄂尔多斯东缘的孔兹岩系是毫无疑问的。

6 太行山区的孔兹岩系

阜平群中部的变质沉积岩过去未被称为孔兹岩，其富铝片麻岩、浅粒岩、石墨片麻岩、钙硅酸盐岩和大理岩组合完全符合孔兹岩的定义，所以也应称之为孔兹岩系。它们产于阜平群底部太古宙片麻岩之上，其变形变质程度与之有明显差别，并以厚大的剪切带过渡。过渡带主要由阜平片麻岩、斜长角闪岩和孔兹岩互成岩片似地构造叠置，以往的地层学将它们划成了许多的整合地层“组”，同一层位的孔兹岩系被分配在不同的组段之中，并解释成为多个的沉积—火山旋回，构造岩片的尖灭被解释为沉积相变。由于阜平群一直被视为经典的层序地层，所以其时代便依据底部阜平片麻岩年龄和顶盖五台群年龄限定成一统太古宙，显然这是不合理的。阜平片麻岩已有 $2800 \pm {}^{210}_{150} \text{Ma}$ 的锆石年龄^[53,54]，因为有浑圆状锆石，所以被认为

① 王德兹, 王锡根, 于津海. 论断裂区域变质作用及其地质意义(摘要). 变质作用与大陆动力学学术讨论会论文摘要, 北京大学地质系, 1997, 15

是阜平群的沉积年龄。但是这个年龄值得商榷。首先，阜平片麻岩不是副片麻岩而是正片麻岩^[50]，因此不可能有碎屑锆石；其次，高级变质可使原生岩浆锆石熔圆或溶圆，变质生长因在应力作用下也可使附加上的变生锆石外廓呈浑圆^[51]；第三，该年龄的锆石测点均位于不一致线的下端^[53]，铅丢失严重，所以其上交点年龄误差过大；第四，将片麻岩与构造叠置的斜长角闪岩组成等时线的 Sm-Nd 年龄无意义，但片麻岩 2.43~2.46 Ga 的模式年龄^[52]比锆石年龄小许多，从同位素地球化学原理本身也降低了该锆石年龄的可信度。据上所述，阜平片麻岩的年龄有待今后进一步测试确定。在目前资料情况下，虽然阜平片麻岩可能是太古宙的，但是不能代表整个“阜平群”都是太古宙。例如，就在阜平群底部大柳树黑云斜长片麻岩 2.8~2.9 Ga 年龄采样点以西 300m 处，其角闪二辉麻粒岩锆石年龄只有 1840 Ma^[53]，平山县孟家庄北阜平群中部浅粒岩锆石年龄为 1960 Ma^[54]，表明阜平群不但受到吕梁期变质事件的强烈影响，而且存在古元古代的岩层实体，因此原阜平群应予解体。在确认了阜平群古元古代孔兹岩系与阜平群太古宙片麻岩之间不是沉积关系而是剪切过渡带之后，整个阜平群便具有与晋蒙高级区相同的双层地壳结构。只是阜平群麻粒岩相比较少，角闪岩相为主，所以下部的阜平太古宙片麻岩主要是黑云(角闪)斜长片麻岩而不是紫苏斜长片麻岩，剪切过渡带的镁铁质岩以斜长角闪岩为主而较少麻粒岩，上部孔兹岩系可能因沉积蚀源区有较多的太古宙花岗岩，使其含有更富铝钾的刚玉钾长片麻岩。

阜平孔兹岩系早期压力达到 0.82 GPa，晚期减为 0.65 GPa 以下，顺时针的 ITD 型轨迹和麻粒岩残块也存在“白眼圈”的石榴石等现象^[55,56]，表明它也有与晋蒙高级区类似的构造叠置增厚、基性岩浆板底垫托、后期抬升减压的碰撞造山型变质作用特征。

在构造变形方面，大柳树以北的太古宙基底地区无孔兹岩，其构造线为与冀东相同的 NNW 向。及至大柳树的太古宙基底片麻岩(索家庄组)，其卵形外貌及片理向四周缓倾，过去一直认为是太古宙所特有的穹窿构造样式。但该“穹窿”的矿物线理并不向四周辐射，而是一致呈缓倾的 E-W 向(图 7)。因此我们认为它是构造叠置层与基底片麻岩之间的剪切带，穹状外貌是后期构造所致。剪切过渡带发育的 a 褶皱和鞘褶皱的枢纽及矿物拉伸线理“三位一体”地呈 E-W 向，表明阜平孔兹岩系的碰撞运动方向也与晋蒙地体大体相同。唐先梅等^[56]据城南庄一带由薄层角闪片岩与片麻岩互层构成的鞘褶皱往 260~270°收敛，认为是往西拆离，我们在团泊口南枪杆村一带见到富铝片麻岩与黑云角闪斜长片麻岩交互岩片的层间肠状褶皱一致显示上盘孔兹岩往东运动。这一东一西究竟孰为碰撞方向，孰为拆离方向？或许就是上盘往东，下盘往西？有待进一

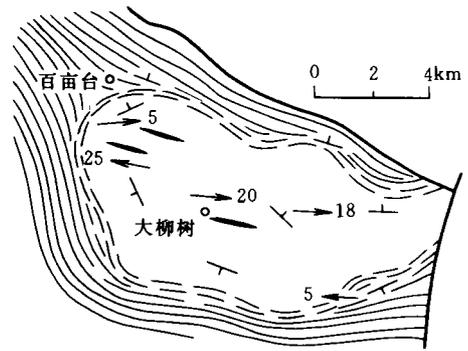


图 7 阜平大柳树索家庄组片麻岩
与上覆团泊口组的剪切接触
Fig. 7 Tectonic slices of the orogenic belt
subhorizontally overlial the Archean
basement gneiss in Fuping area

空白—索家庄角闪黑云斜长片麻岩；实线—团泊口组斜长角闪岩和孔兹岩；黑条—基性麻粒岩；虚线—剪切带；箭头和数字—角闪石线理倾伏方向和倾伏角
blank—hornblende-biotite-plagioclase gneiss; rela line—amphibolite and khondalite slice; black lentil—melanogranulite; dash—ductile shear zone; arrow—lineation of hornblende and its dip

步研究。但可以肯定,阜平群的双层地壳结构并非连续或间断的沉积关系,而是剪切岩片构造叠置。

阜平群的西侧是花岗质成分为主的龙泉关剪切带。由兰芝山花岗岩 2.56 Ga 的年龄限定,龙泉关片麻岩原为冀东古陆边缘新太古代的钾质花岗岩,可能曾经是孔兹岩系的沉积物源,由于后来的构造变动,现在成为龙泉关片麻岩和剪切带往东逆冲在孔兹岩系之上。龙泉关剪切带自原作者^[57]确立之后,一直认为是太古宙的剪切带,其主要根据是①该剪切带改造了 2.8 Ga 阜平群的近东西向褶皱群,②五台群不整合在其上,③韧性变形同期侵位的兰芝山花岗岩体为 2.56 Ga,④NW 向吕梁期岩墙群切割了剪切带。但是这一看法值得商榷,因为①阜平群 2.8 Ga 的底部片麻岩年龄不能代表其上孔兹岩系年龄,所谓近东西向褶皱群是平缓剪切岩片剥蚀后出露的假象,阜平以西的(湾子群)孔兹岩系的延伸是与龙泉关剪切带平行的^[55];②铁堡地区并不存在地层学上的不整合而是一剪切运动面^[58];③片麻状的兰芝山花岗岩作为剪切带外侧的弱应变域的原岩,其剪切时代应在其被剪切物质时代之后;④切割剪切带的 NW 向岩墙群的时代不是吕梁期而是中元古代的^[59,60];⑤龙泉关西二长浅粒岩锆石年龄为 2025 Ma,桑园口西北“龙泉关群”Rb-Sr 年龄为 2186 Ma^[54]。因此,龙泉关剪切带发生的时间是古元古代。

此外,龙泉关剪切带由外向内对称分布着花岗片麻岩、眼球状片麻岩、长英质糜棱岩,后者并有少量硅质超糜棱岩,这种低温型糜棱岩也不可能是太古宙时期发生的。剪切带内有早期低角闪岩相岩片的残留,也有晚期低绿片岩相的矿物组合,线理也有缓倾斜的 SW 和 NW 两组方向^[57]。两次剪切活动孰先孰后及其准确的年代有待进一步研究,但龙泉关剪切带的物质为太古宙不等于剪切带只能发生在太古宙,其中存在一组 SW 向的线理,表明存在过与晋蒙高级区和吕梁地区相同的运动方向,参与过近东西向的碰撞。

综上所述,孔兹岩系在华北陆台中段宏观上呈 NNE 向两条对称分布(图 2)。一条在鄂尔多斯古陆的北缘和东缘,从千里山、大青山—乌拉山、集宁、兴和、大同、吕梁直至霍县以南,一条在冀东古陆之西缘,从赤城、恒山(西泥沟组)、阜平、直到赞皇,分别属于碰撞前两太古宙古陆边缘的古元古代沉积岩系,两陆之间则应是太古宙—古元古代的洋弧谷盆系。它们的原始方位可能是 NW 向的,两陆相距从千里山到赤城计算将近千公里。由于吕梁运动 SW→NE 向碰撞,使其间的大洋逐渐变窄,及至大洋近于消失之际,两侧的陆缘沉积岩和洋弧物质混染,上构造层褶皱成近南北向的山链,下构造层则东西向剪切叠置互成岩片而形成增厚的地壳。由于两侧大陆边缘不可能平直,碰撞物质受剪切拉伸强弱影响走位远近也有差异,再加上后期构造和剥蚀不均,因此碰撞带现在出露的中下地壳的陆缘边界就不像年青造山带那样平直。尤其是陆间的洋弧物质,一部分与孔兹岩系剪切互叠平行化,一部分消失在陆壳之下,缺乏像年青造山带那样易识别的缝合线,所以华北陆台中段东西向碰撞格局被藏匿。因此,对两陆之间残存的五台群的环境和构造如何认识,是解决这一问题的关键。

7 五台洋弧的构造

五台群的研究众多,认识纷云。在已有的成因模式中,无论是将五台群看作太古宙绿岩带、微陆焊接带、太古宙—古元古代的裂谷^[61,31,62],还是解体为洋弧体系或构造片体的碰撞^[58,63],其共同点都是将阜平孔兹岩系看成碰撞前的太古宙刚性古陆。但因孔兹岩系是古元

古代,所以必须对五台群的环境和构造重新审议和研究。

首先,应予确认五台群的底界(铁堡)不是原地的沉积不整合面而是构造剪切面^[58]。铁堡界面之上的板口组长石石英岩不但明显有韧性变形而且呈现塑性流动^[64],除了因后期滑脱在铁堡有微角度外,往北沿铜钱沟一口泉一线,长石石英岩与龙泉关剪切带刀切般地平行延伸直到尖灭。以今天的认识水平而论,以往认为的这种“不整合”已不难识别为剪切面,何况在八十年代已有人提出板峪口组为溥沱群大石岭组的逆冲推覆体^[65]。因此,铁堡界面不但不是不整合,而且也不是五台群的底。太古宙的五台群在古元古代板峪口组之上,表明五台群也是剪切逆冲的地体。板峪口组之下隔着龙泉关剪切带的古元古代阜平孔兹岩系是冀东古陆西缘的沉积岩,板峪口组是台怀亚群弧后盆地的沉积岩,由碰撞剪切叠置,使同一时代不同环境的岩层成为上下关系,但这种关系只是构造层次的上下而非地层的新老。

其次,五台绿岩带内部的石嘴亚群和台怀亚群,也是不同环境物质的构造叠置而不是简单的原地沉积不整合。石嘴亚群的斜长角闪岩原岩为大洋拉斑玄武岩^①,其中夹有超镁铁质岩、硅质岩,相当于古洋壳或古蛇绿岩^[66];台怀亚群钠长绿泥片岩的原岩为岛弧拉斑玄武岩,钠长绢云石英片岩为中酸性火山岩,原岩建造为岛弧性质^[67],二亚群的环境不同。石嘴亚群被 2.5 Ga 的花岗岩体(如峨口、北台、石佛等岩体)侵入,石嘴亚群 2.5~2.6 Ga 可能代表变质年龄;台怀亚群与北台、智存沟、照山岩体不是侵入关系而是构造剪切,所以台怀亚群 2.5 Ga^[68]是原岩年龄。石嘴亚群最大压力达到 0.9~1.3 GPa^[69],似曾到达过下地壳,可能因为是冷的洋壳并未叠置到陆壳之下,所以只变质成角闪岩相而不能变成麻粒岩;而绿片岩相的台怀亚群压力为 0.4 GPa^①,只相当于中地壳,因此石嘴亚群与台怀亚群原本不在同一构造层次上。它们现在产在一起,系后来的构造叠置使其成为紧邻的上下层,二者之间的甘泉-宽滩“不整合”,实际上是一大型的剪切构造面,所以也表现为上下层变质相的突变。此外,高凡亚群的洪寺不整合,作者尚未研究,但据椭圆状砾石已拉长为 15×4cm^[70],也可能为一剪切构造面。

据上所述,本文认为被视为绿岩带的五台群内部层序并非简单的纵向沉积演化,而是不同时代、不同环境的物质横向拼贴起来的。它们之间原认为是沉积不整合的几个界面,是不同地体拼贴的剪切带,其基本情况与世界上太古宙绿岩带构造相似。例如国外一些著名太古宙绿岩带已被证明并非一完整的沉积层序,通常都可能包括了两个以上的地体^[71]。苏必利尔地区已被证实是原为不同构造环境的岩石组合拼贴而成的绿岩带^[72],阿比梯比绿岩带是由好几种岩石组合构成的地体^[73],瓦瓦绿岩带是由好几个地体拼贴而成的超级地体^[74]等等。

五台群的构造线呈往 NE 收敛的帚状(图 8),迄今已有的模式都认为是恒山与阜平之间的碰撞。但五台群与恒山之间是近 E-W 向的左行走滑剪切^[61],其东与阜平之间是一系列的太古宙—元古宙—太古宙—元古宙的构造叠置和逆冲推覆,石嘴亚群洋壳南带的口泉—宝石—带角闪石线理产状为 50°/45°的高密集的极密(图 8,C),石嘴洋壳北带的峨口—南峪口—带角闪石线理也一致为 NEE-SWW 向,这样再用南北碰撞解释就很困难,所以本文认为是 SW→NE 向碰撞。至于五台群中的 NW→SE 向的冲断,往往与金矿化有关,属于后期构造。石嘴亚群洋壳于五台山两侧对称分布,二者有相同的建造、相同的年龄、相同的构造、相同的 PT 轨迹,是同一条洋壳往 NE 的壳下拉伸而分成了两条,恢复其原始方位应为 NW 向。NE

① 刘志宏. 五台山晚太古宙碰撞造山带及韧性剪切带金矿成因(详细摘要). 博士论文, 长春地质学院, 1996, 1-46

向中陡倾的线理极密,可能暗示着该处的洋壳俯冲。这片位于鄂尔多斯和冀东古陆之间的大洋,在开始被碰撞之前的漫长的古元古代期间,不再有新的洋壳生成,所以洋壳是太古宙的,但是在两陆接近之前却能一直沉积古元古代的陆缘孔兹岩系。渐进式的漂移、俯冲使大洋变窄,及至吕梁运动主期伴随的仰冲,使其台怀弧体、残存的石嘴洋壳、板峪口组、龙泉关片麻岩、孔兹岩等洋弧盆棚系,最终一起剪切叠置在阜平太古宙片麻岩之上,成为现在见到的“标准剖面”。

台怀亚群是叠置最上部的地体,在介绍它的构造特征之前,先讨论一下与溱沱群

的关系。虽然溱沱群不整合在台怀亚群之上早已定论,但是值得注意的是溱沱群底砾岩的砾石几乎全是花岗岩而没有绿片岩。从四集庄到老潭沟百余公里的接触带上,溱沱群砾岩与台怀亚群绿片岩总是平行接触,既无角度也无“兰德型”(Witwatersrand)矿产,有时还呈互层剪切状,砾石可扁,定向NE。因此,台怀亚群未必是溱沱群的蚀源岩。合理的解释就是溱沱群沉积时,台怀亚群并未褶皱成山或露出水面,溱沱群的砾石可能来自近陆一侧的太古宙花岗岩,沉积于台怀亚群的同一弧盆之中。砾岩记录的是大陆一侧的构造变动,而不是大洋中的

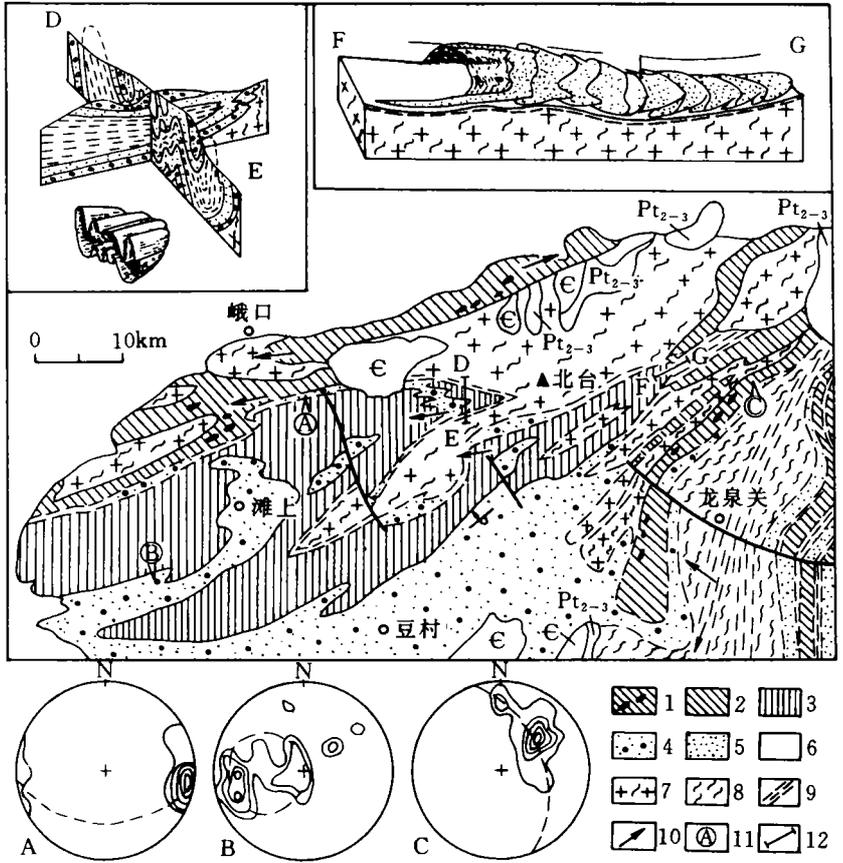


图8 五台山区构造地质图

Fig.8 Simplified structure outline of Wutaishan area

1. 石嘴洋壳; 2. 构造叠置的洋弧火山岩片; 3. 台怀弧火山岩; 4. 溱沱群; 5. 孔兹岩; 6. 不变质盖层; Pt₂₋₃-长城、蓟县系, €-寒武系; 7. 太古宙花岗岩; 8. 花岗岩片麻岩; 9. 剪切带; 10. 矿物线理; 11. 线理投影; A-甘泉砾岩^[67], B-龙巴砾岩^[75], C-口泉-庄旺角闪石^[67]; 12. 三维构造剖面; D-E-宽滩^[67], F-G-三十亩地^[76]

1. Archean oceanic crust with melange; 2. exotic ocean-arc slice overlapped by shearing; 3. Archean-early Proterozoic arc volcanics; 4. back-arc sediments (early Proterozoic Hutuo Group); 5. khondalite (early Proterozoic continent margin sediments); 6. unmetamorphosed cover; Pt₂₋₃-middle-upper Proterozoic, €-Cambrian; 7. Archean granite; 8. granitoid gneiss; 9. ductile shear zone; 10. mineral lineation; 11. lineation projection; A and B - long axis of gravels in conglomerate, C - unmetamorphosed cover; 12. location of three dimensional figure

构造变动,所以溱沱砾岩与台怀亚群分布范围一致,时代紧随,构造样式相同。如图8所示,平面上NE向“之”字形展布的台怀亚群周边,如甘泉、宽滩^[77]、照山、智存沟、茶铺、西台、中台、东台,再折回到伏胜村、四集庄,都有溱沱砾岩断续出露,其中甘泉、宽滩处的砾岩曾被认为是台怀亚群底砾岩,但后来的研究已确认它们都是溱沱群砾岩^[76,77];此外,台怀亚群周边的绿片岩和砾岩,与下伏的石嘴亚群和太古宙花岗岩又都是剪切接触,所以台怀亚群在峨口-豆村的经典剖面上不是正常层序,也不是通常认为的复式向斜构造,而是复向形的背斜!结合周边剪切构造要素:其北的甘泉-宽滩近水平的角闪石和阳起石线理,其南倒转的溱沱群砾石的长轴,以及中部的缓倾线理,都一致为NE-SW向,表明台怀亚群的构造是NE-SW向拉伸形成的。台怀亚群的“之”字形构造转折端有两处:一是北台顶西侧的宽滩(图8的D-E剖面),一是北台顶东侧的三十亩地(图8的F-G剖面),构造恢复均为往NE收敛的鞘褶皱!因此,整个台怀亚群的早期构造可以看成是一往NE运动的鞘状大型推覆岩片或鞘褶皱!台怀亚群和绿泥石片岩和钠长石英片岩即为鞘状体中极其发育的剪切带。因为溱沱群同时被卷入,东部一带大石岭组与五台群已互成岩片并变质程度加深,所以构造发生时代为吕梁期。虽然后期有南北向挤压构造叠加,但由早期构造限定,整个五台群及溱沱群是东西两陆碰撞残存的较大块体的洋弧盆系。

从五台再回到晋蒙高级区,已曾述及大青山带和怀安带都有残存的洋壳物质,它们的构造线与五台群一致,只是被剪切进入了下地壳,变质深,残存少,但时代相同。大青山带、怀安带、五台带也不是NE向的三条平行大洋,因为南北总距离不过300 km。将其按包络面联结,从大青山、怀安到五台,便是鄂尔多斯与冀东古陆之间的NW向的洋弧体系或碰撞缝合带。因为出露的都是中、下地壳,缝合带宽且不连续,其间又被凉城孔兹岩带和恒山残陆隔开,所以很难识别。对于这种古老碰撞山带的根部带,除了依据两侧陆缘孔兹岩系和中间的洋壳物质判断外,不变质盖层和基性岩墙群可作为旁证。

从晋蒙到吕梁、五台、太行普遍发育一组NW向的不变质的辉绿岩墙群,年龄为1.2~1.6 Ga,主要为1.4 Ga \pm ^[59,60],从北往南密集排列,数以千条计。不变质基性岩墙群是造山带结束成刚性块体后不久的非造山构造岩浆活动,冀东古陆不发育这组岩墙乃因它是太古宙古陆,缝合带及两侧发育这组岩墙说明这里曾是古元古代的山链。该古山链大致以怀安-五台为脊线(图2),其东不变质盖层为中元古代的长城、蓟县系,其西则是寒武系,这条近南北向的古山链也是东西两陆的升降分界线。

8 结束语

华北陆台变质基底是一统天下的太古宙克拉通已似为经典,也曾被作者信奉。但是,近年来的研究却始终不能为高级区孔兹岩系的年龄和其它地质资料所支持,仅仅变质较深。其实 Grubenmann and Niggli(1924)的变质深度带概念只是表述不同的地壳深度具有不同的物化环境和不同的变质现象,并没有地层新老的含义。中、下地壳的 delamination 是发育的剪切带和被置换过的叶理,已非原始层理。PT 轨迹推演的高级区的两种端元模式,无论是由下而上的板底垫托增厚的岩浆弧,还是构造岩片相互叠置增厚的陆-陆碰撞,均已不是时代地层概念。以水平运动占主导的板块构造,尤其在中下地壳,显然也不能以原地褶皱的认识来包含。因此,近十多年来我国学者在变质基底中成功地区分出 TTG 是一重大突破,然而对余下的层片状岩石仍沿用层序地层法则,致使迄今仍然存在着许多解不开扣的矛盾。晋蒙高级区孔

兹岩系是一例,阜平-五台-溥沱剖面的太古宙/元古宙界限之争也是一例,还有诸如吕梁、涑水、太华的情况也与之类似。本意研究太古宙的克拉通,得到的却是吕梁期广泛强烈变质变形的结果,于是本文提出了华北陆台中段吕梁期 SW→NE 向碰撞的模式,以求数扣一解。

不言而喻,华北陆台中段基底地质复杂,研究众多。由于资料有新有旧,研究程度参差不齐,也因作者水平、阅历有限,本文只能挂一漏万地勾画一下东、西两陆于吕梁运动合成统一华北陆台的轮廓,未能逐一交代其细节。此外,也因文章观点与传统有悖,篇幅已扩但终究有限,遗漏、错误、交代不清之处难免。敬请同行批评指正之同时,也望后续研究者充实、修正或推翻。作者认为,本文之见在实践-认识-再实践-再认识的真理长河中绝非终点,但面对前人奋斗途中的漩涡,总须设法另辟航线。

参 考 文 献

- 1 Liu D Y, Shen Q H, Zhang Z Q, Jahn B M and Auvray B. Archean crustal evolution in China; U-Pb geochronology of the Qianxi Complex. *Precambrian Res.*, 1990, 48: 223~224
- 2 伍家善,耿元生,沈其韩,刘敦一,厉子龙,赵敦敏. 华北陆台早前寒武纪重大地质事件. 北京:地质出版社,1991, 1~115
- 3 吴昌华,韩光. 集宁-阳高地区侵入成因的暗色麻粒岩及苏长辉长岩的变质作用. *地质论评*, 1989, 35(1): 1~12
- 4 金巍,李树勋,刘喜山. 内蒙大青山地区早前寒武纪高级变质岩系特征和变质动力学. *岩石学报*, 1991, (4): 27~35
- 5 沈其韩,刘敦一,王平,高吉凤,张荫芳. 内蒙古集宁群变质岩系 U-Pb 和 Rb-Sr 同位素年龄的讨论. *中国地质科学院院报*, 1987, (16): 165~178
- 6 王楫,陆松年,李惠民,王汝铮,孙玉芳,李怀坤,李双庆. 内蒙古中部变质岩同位素年代构造格架. *中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊*, 1995, (29): 1~100
- 7 刘宇光,郭敬辉. 冀西北地区早前寒武纪地质. 见:赵宗溥等. 中朝准地台前寒武纪地壳演化. 北京:科学出版社, 1993, 284~330
- 8 郭敬辉,翟明国,李永刚,阎月华,张雯华. 晋冀内蒙交界地区早前寒武纪变质杂岩同位素年代及其构造意义. 见:钱祥麟,王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社,1994, 130~144
- 9 涂湘林,范嗣昆. 晋冀蒙三角地区麻粒岩相岩石单颗粒锆石年代学研究. 见:壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学. 北京:地震出版社,1993, 76
- 10 涂湘林,朱炳泉,范嗣昆. 内蒙河北麻粒岩相岩石同位素地质年代学和同位素体系特征研究. 见:壳幔演化与成岩成矿同位素地球化学. 北京:地震出版社,1993, 77~78
- 11 耿元生,刘敦一,宋彪. 冀西北麻粒岩区早前寒武纪主要地质事件的年代格架. *地质学报*, 1997, 71(4): 316~327
- 12 刘喜山,李树勋,金巍. 大青山造山带内基底再造杂岩叠加变质作用特征. 见:钱祥麟,王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社,1994, 100~109
- 13 吴昌华,高亚东,梅华林,钟长汀. 内蒙古黄土窑地区孔兹岩系与麻粒岩套的构造特征及不整合接触关系的论证. 见:钱祥麟,王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社,1994, 145~156
- 14 Zhang J S, Dirks P H G M and Passchier C W. Extensional collapse and uplift in a polymetamorphic granulite terrain in the Archaean and Palaeoproterozoic of north China. *Precambrian Res.*, 1994, 67: 37~57
- 15 吴昌华,钟长汀,陈强安. 晋蒙高级地体孔兹岩系的时代. *岩石学报*, 1997, 13(3): 289~302
- 16 王仁民,赖兴运,董卫东,马军,唐滨. 冀西北晚太古宙碰撞带的一些证据. 见:钱祥麟,王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京:地震出版社,1994, 7~20
- 17 Mattauer M. Les deformation des matariaux de l'écorce Terrestre. ed. Hermann collection, Paris. 1980
- 18 沈其韩,张荫芳,高吉凤,王平. 内蒙古中南部太古宙变质岩. *中国地质科学院地质研究所所刊*, 1990, (21): 1~192
- 19 钱祥麟. 早前寒武纪大陆地壳的性质与构造演化问题. *岩石学报*, 1996, 12(2): 169~178
- 20 李江海,钱祥麟,翟明国,郭敬辉. 华北中北部高级变质岩区的构造区划及其晚太古代构造演化. *岩石学报*, 1996, 12(2): 179~192

- 21 卢良兆, 徐学纯, 刘福来. 中国北方早前寒武纪孔兹岩系. 长春: 长春出版社, 1996, 1~276
- 22 金巍, 李树勋. 内蒙古大青山地区早元古造山带的岩石组成及特征. 见: 钱祥麟, 王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京: 地震出版社, 1994, 32~42
- 23 金巍, 李树勋. 华北晚太古代-早元古代高级变质区的变质 PTt 轨迹及其地壳热动力学演化模式. 岩石学报, 1996, 12(2): 208~221
- 24 Wu Changhua, Mei H L and Zhong C T. Tectonic setting and early Proterozoic collision of the khondalite suite and granulite complex in the southern Nei Mongol and North Shanxi, North China craton. In: Abstracts of 30th IGC, Beijing, 1996, volume 2 of 3, 553
- 25 Percival J A. Archean high-grade metamorphism. In: Condie K C (ed). Archean crustal evolution, Elsevier, 1994, 357~410
- 26 Condie K C, Boryta M D, Liu J Z and Qian X L. The origin of khondalites: geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. Precambrian Res., 1992, 59: 207~223
- 27 李树勋, 孙德育, 于海峰, 金巍, 刘喜山, 曹林. 内蒙古中西部早前寒武纪变质岩系中韧性剪切带分布规律及成矿预测. 长春: 吉林科学技术出版社, 1996, 1~111
- 28 Liu X S, Jin W, Li S X and Xu X C. Two types of Precambrian high-grade metamorphism, Inner Mongolia, China. J. Metamorphic Geol., 1993, 11: 499~510
- 29 蒋永年. 内蒙古早前寒武纪铁建造的成因矿物学及成矿特征. 天津地质矿产研究所所刊, 1998, (19): 1~56
- 30 李树勋, 徐学纯, 刘喜山, 孙德育. 内蒙古乌拉山区早前寒武纪地质. 北京: 地质出版社, 1994, 1~140
- 31 白瑾, 黄学光, 王惠初等. 中国前寒武纪地壳演化(第二版). 北京: 地质出版社, 1996, 1~250
- 32 阎月华. 大同孤山含石榴石麻粒岩的成因讨论. 见: 钱祥麟, 王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京: 地震出版社, 1994, 199~209
- 33 Mei Hualin, Wu Changhua and Jin Wei. Pressure-temperature contours and PT paths of the early Precambrian rocks through the Yinshan area and their implication to the crustal evolution. Acta Geol. Sinica, 1998, 72(1): 14~28
- 34 刘树文, 沈其韩, 耿元生. 冀西北两类石榴石基性麻粒岩的变质演化及 Gibbs 方法分析. 岩石学报, 1996, 12(2): 261~275
- 35 陈强安, 王方正. 冀西北太古宙崇礼群麻粒岩热历史及构造背景. 中国地质大学校庆 40 周年《岩石学论文集》, 武汉: 中国地质大学出版社, 1992, 206~216
- 36 马军, 王仁民. 宣化-赤城高压麻粒岩带中蓝晶石-正条纹长石组合的发现及地质意义. 岩石学报, 1995, 11(3): 273~278
- 37 李江海, 翟明国, 李永刚, 张毅刚. 冀北滦平-承德一带晚太古代高压麻粒岩的发现及其构造地质意义, 岩石学报, 1998, 14(1): 34~41
- 38 钟长汀, 吴昌华, 梅华林, 陈强安. 晋冀蒙高级地体石榴石基性麻粒岩地质特征及其构造意义. 前寒武纪研究进展, 1998, 21(1): 35~44
- 39 郭敬辉, 翟明国, 张毅刚, 李永刚, 阎月华, 张雯华. 怀安蔓菁沟早前寒武纪高压麻粒岩混杂岩带地质特征、岩石学和同位素年代学. 岩石学报, 1993, 10(1): 329~341
- 40 沈其韩, 张宗清, 耿元生, 唐素寒. 冀西北大东沟富石榴石基性变质岩的岩石学、地球化学和同位素年龄. 见: 钱祥麟, 王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京: 地震出版社, 1994, 120~129
- 41 张宗清, 沈其韩, 耿元生, 唐素寒, 王进辉. 赤城伙房村和崇礼上新营变质岩的地球化学特征、年龄及其区域地壳形成时间. 岩石学报, 1996, 12(2): 313~328
- 42 刘福来. 蔓菁沟一带石榴石基性麻粒岩变质反应与矿物演化. 长春科技大学学报, 1998, 28(1): 16~22
- 43 吴昌华. 麻粒岩成因的反思. 岩石学报, 1992, 8(1): 74~84
- 44 耿元生, 吉成林. 河北怀安东洋河地区石榴石基性麻粒岩的变质演化. 见: 钱祥麟, 王仁民主编. 华北北部麻粒岩带地质演化. 北京: 地震出版社, 1994, 89~99
- 45 伍家善, 耿元生, 沈其韩, 万渝生, 刘教一, 宋彪. 中朝古大陆太古宙地质特征及构造演化. 北京: 地质出版社, 1998, 1~212
- 46 Li J H and Qian X L. Geological setting of khondalite series in central portion of the North China craton (western to middle

- Shanxi Province) and its significance on continental cratonization. In: Chen Y J, Lu B and Hao Z G (eds.), 1996, China's postdoctors' contribution to 30th IGC, China Petroleum Industry Press, Beijing: 79~88
- 47 于津海, 王德滋, 王赐银, 李惠民. 山西吕梁群和其主变质作用的锆石 U-Pb 年龄. 地质论评, 1997, 43(4): 403~408
- 48 李增慧, 翟安民. 吕梁地区早元古代含铁岩系区域变质作用. 中国地质科学院天津地质矿产研究所所刊, 1984, (11): 83~108
- 49 于津海, 王德滋, 王赐银. 山西吕梁群早元古代双峰式火山岩地球化学特征及成因. 岩石学报, 1997, 13(1): 59~70
- 50 王凯怡, 李继亮, 刘如琦. 阜平片麻岩之成因. 地质科学, 1991, (3): 254~267
- 51 Bostock H H and van Breemen O. Ages of detrital and metamorphic zircons and monazites from a pre-Taltson magmatic zone basin at the western margin of Rae Province. Can J. Earth Sci., 1994, 31(8): 1353~1364
- 52 Sun Min, Armstrong R L and St. J Lambert R. Petrochemistry and Sr, Pb and Nd isotopic geochemistry of Early Precambrian rocks, Wutaishan and Taihangshan areas, China. Precambrian Res., 1992, 56: 1~31
- 53 刘敦一, R W 佩吉, W 康普斯顿, 伍家善. 太行山-五台山区前寒武纪变质岩系同位素地质年代学研究. 中国地质科学院院报, 1984, (8): 57~82
- 54 伍家善, 耿元生, 徐惠芬, 金龙国, 贺绍英, 孙世伟. 阜平群变质地质. 中国地质科学院地质研究所所刊, 1989, (19): 1~209
- 55 刘树文, 梁海华. 太行山太古宙变质杂岩中富铝片麻岩的变质作用. 岩石学报, 1997, 13(3): 303~312
- 56 唐先梅, 刘树文. 太行山北段晚太古宙变质杂岩伸展变形带的初步研究. 北京大学学报(自然科学版), 1997, 33(4): 447~455
- 57 李江海, 钱祥麟. 太行山北段龙泉关剪切带研究. 山西地质, 1991, 6(1): 17~29
- 58 李继亮, 王凯怡, 王清晨, 刘小汉, 赵中岩. 五台山早元古代碰撞造山带初步认识. 地质科学, 1990, (1): 1~11
- 59 侯贵廷, 穆治国. 华北克拉通晚前寒武纪镁铁质岩墙群 K-Ar 年龄及地质意义. 华北地质矿产杂志, 1994, 9(3): 267~270
- 60 侯贵廷, 张臣, 钱祥麟, 张宝兴. 华北克拉通中元古代基性岩墙群形成机制及构造应力场. 地质论评, 1998, 44(3): 309~314
- 61 田永清(主编). 五台山-恒山绿岩带地质及金的成矿作用. 太原: 山西科学技术出版社, 1991, 1~244
- 62 沈保丰, 骆辉, 李双保, 李俊建, 彭晓亮, 胡小蝶, 毛德宝, 梁若馨. 华北陆台太古宙绿岩带地质及成矿. 北京: 地质出版社, 1994, 1~202
- 63 刘志宏, 王安建, 李晓峰. 五台山早前纪碰撞造山带中的韧性剪切带及其大地构造意义. 长春地质学学报, 1997, 27(3): 270~276
- 64 杨主恩, 吴宗絮, 邓晋福, 罗淑兰. 太行山-五台山区的韧性剪切系统和构造岩石学特征及其意义. 岩石学报, 1995, 11(3): 279~291
- 65 袁国屏. 五台山区“五台群板峪口组”的归属问题. 山西地质, 1986, (2): 176~184
- 66 王凯怡, 李继亮, 郝杰, 柴育成, 周少平. 山西省五台山晚太古宙镁铁质-超镁铁质岩: 一种可能的古蛇绿混杂岩. 岩石学报, 1997, 13(2): 139~151
- 67 白瑾(主编). 五台山早前寒武纪地质. 天津: 天津科学技术出版社, 1986, 1~475
- 68 Wilde S and Wang K Y. Felsic magmatism in the Wutai complex, a late Archean greenstone sequence in the Sino-Korean craton. 12 Australian Geological Convention Abstracts Number, 1994, 37: 463
- 69 王凯怡, 周少平, 郝杰. 五台山地区原金刚库组中含蓝晶石组合的变质作用及其意义. 岩石学报, 1996, 12(1): 88~98
- 70 李树勋, 冀树楷, 马志红, 贺高品, 田永清, 杨文魁. 五台山区变质沉积铁矿地质. 长春: 吉林科学技术出版社, 1986, 1~299
- 71 Condie K C. Greenstones through time. In: Condie K C (ed.), Archean crustal evolution, Elsevier, 1994, 85~120
- 72 Thurston P C. Archean volcanic patterns. In: Condie K C (ed.). Archean crustal evolution, Elsevier, 1994, 45~84
- 73 Desrochers J P, Hubert C, Ludden J N and Pilote P. Accretion of Archean oceanic plateau fragments in the Abitibi greenstone belt. Canada Geology, 1993, 21: 451~454

- 74 Williams H R, Stott G M, Thurston P C, Sturcliffe R H, Bennett G, Easton R M and Armstrong D K. Tectonic evolution of Ontario: summary and synthesis. Ontario Geol. Surv., Spec. Vol., 1992, (4): 1255~1324
- 75 苗培森. 五台山西部四集庄组变质砾岩的变形特征. 山西地质, 1991, 6(1): 30~38
- 76 田永清. 五台山五台群研究的新进展和动向. 山西地质, 1991, 6(1): 93~99
- 77 胡学智. 五台山区五台群层序的新厘定. 山西地质, 1992, 7(4): 498~505

EARLY PROTEROZOIC SW→NE COLLISION MODEL FOR THE CENTRAL PART OF THE NORTH CHINA CRATON: IMPLICATIONS FOR TECTONIC REGIME OF THE KHONDALITE DOWNWARD INTO LOWER CRUST IN JIN-MENG HIGH-GRADE REGION

Wu Changhua and Zhong Chnagting

(Tianjin Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS, Tianjin 300170)

Abstract The amphibolite- to granulite-facies basement of North China platform has consistently been regarded by most of internal and external geologists as a unified Archean craton, consequently the granulite belt in the north part of the craton, extending for about 1000 km from Eastern Hebei west into Jin-Meng (northern Shanxi and Inner Mongolia), has been thought as a unified Archean one either, specially based on $3.5 \text{ Ga} \pm$ constrains for the amphibolite-facies rocks from Eastern Hebei Province. Taking the presence or absence of khondalite series as the mark, however, this belt can be divided into two segments, having Chicheng as the boundary. The western part (Jin-Meng high-grade region) differs from the eastern (Eastern Hebei terrain) by the developed khondalite and a series of other geological features (Table 1). Eastern Hebei terrain with nearly N-S structural trend can be still thought as an old continent that had widely experienced cratonization in the middle and late Archean, whereas Jin-Meng high-grade region is postulated in this paper as an orogenic belt by the collision of Archean Ordos block on the west of the belt with Eastern Hebei continent. Because the age of khondalite is constrained to be $1.8 \sim 1.9 \text{ Ga}$ (Fig. 1) the timing of collision must be Early Proterozoic that is the Lüliang Movement famous in China. Thus, it can be concluded that the North China craton was once separated during Archena rather than unified.

Jin-Meng collision belt can be divided into three subbelts, named Daqingshan granulite, Liangcheng khondalite and Huai'an granulite from north to south, each of which trends NE-SW and parallels another, converging slightly towards NE (Fig. 2). It is generally thought that since the orogenic trend is perpendicular to the motional direction, the collisional orientation was believed to be NW-SE. This view, however, is open to questions because the high-grade region analogous to Mattauer's (1980) orogenic root or the lower structural level (Fig. 3). Thus, the NE trend symbolizes the motional direction of collision rather than the orogen trend line, and that nearly all the mineral lineations (Fig. 2, 4) with subhorizontal dip identically trend NE-SW and

sheath fold converges to NE (Fig. 5), suggests the collisional motion from SW towards NE. Late deformation event (probably Pan-African) resulted in the same lower level folded into two ones outcropping on both sides of the Liangcheng khondalite.

Jin-Meng high-grade region is mainly composed of Archean basement granulite-gneiss (TTG), Archean – early Proterozoic granulite, amphibolite and BIF (metavolcanics in ocean-arc setting) and Early Proterozoic khondalite (sediments in continental margin). These rocks in distinct setting were collided to form thickened lower crust by means of subhorizontally and mutually overlapping shear slices, just as shuffling cards. This collisional lower crust is dominated by thick khondalite slice on the upper and reworked basement slice below, forming a double layer crustal architecture. Between them develops a transitional zone that consists of mutual slices about several kilometers total thick of the three above-mentioned rocks, in which the khondalite slice regressively decreases downwards both in quantity and in size. It is pointed out that the remnant ocean-arc volcanics between the continents have also been overlapped as the slices in the transitional zone except for the subducted oceanic crust, so that the irregular suture is difficult to be recognized.

Because the old continent was probably very large during Early Proterozoic when the collision of Ordos continent with Eastern Hebei continent occurred, there certainly will be an old mountain chain or old collision belt that trends N – S in the central part of North China craton. To the south of Jin-Meng high-grade region and crossing Hengshan remnant block, the Lüliangshan – Wutaishan – Taihangshan areas are the part of collisional belt extending to south. As Fig. 2, the khondalite series located in Baotou, Liangcheng, Datong and Lanxian were the sediments deposited in northern and eastern margins of Ordos craton and the khondalite situated in Chicheng, Hengshan (Xinigou Formation), Fuping and Zanhuang (to the south of Shijiazhuang) were the sediments of western margin of Eastern Hebei craton. Between the sediments lies the remnant ocean crust and arc, including the slices of ocean tholeiite (amphibolite) in Daqingshan and Huai'an high-grade subbelts and the Wutaishan ocean-arc system (Fig. 8). Lüliangshan and Taihangshan areas are the same as Jin-Meng region not only on the double layer architecture of lower crust, but on the structure line and lineation (Fig. 6 and 7) as well, which indicates that all of them are one collision belt. Structural style of Wutaishan ocean-arc with melange (Fig. 8), illustrates the collision of Ordos from SW towards NE that is the same as Jin-Meng either. In addition, what gives an indirect support for existence of Early Proterozoic collision belt is that the Mesoproterozoic (1.2~1.4 Ga) unmetamorphosed diabase dyke swarms with NWN trend cut the collision belt from north to south, and that the unmetamorphosed cover with distinct age develops on both sides of the belt, Cambrian in the west and Middle – Upper Proterozoic in the east (Fig. 2).

Key words central part of North China craton, khondalite, early Proterozoic Lüliang Movement, SW→NE collision