DOI:10. 19826/j. cnki. 1009-3850. 2021. 02010

中亚造山带东段西拉木伦构造带的性质与演化: 来自变形和低温热年代学的约束

张 进¹, 曲军峰¹, 刘建峰¹, 王艳楠², 赵 衡¹, 赵 硕¹, 张北航¹, 郑荣国¹, 云龙³, 杨亚琦¹, 牛鹏飞¹

(1. 中国地质科学院地质研究所,北京 100037; 2. 河北省资源勘测研究重点实验室,河北工程大学,河北 邯郸 056038; 3. 核工业北京地质研究所,北京 100029)

摘要:中亚造山带东段何时与何地关闭,从俯冲到关闭的过程以及随后的陆内演化又经历了什么主要事件,目前还存在不同认识。中亚造山带东段林西地区的蛇绿混杂岩及其周围地区的区域地质调查表明,以杏树洼蛇绿混杂岩和双井片岩为代表的西拉木伦河构造带是一个晚古生代的增生楔,在该混杂岩带中发育了典型的岩块被包裹在基质中的构造。该楔体被中、晚二叠世克德河砾岩所覆盖。增生楔中最早的近东西向构造代表了向南俯冲阶段的变形,随后继续经历向北的逆冲推覆,卷入了中、晚二叠世地层,形成了碰撞期的变形;在晚二叠世末期—三叠纪早期,蛇绿混杂岩以及上覆的克德河砾岩又经历了区域性的强烈的右行韧性剪切,并发生应变分解。晚二叠世区域性的右行韧性剪切在中亚造山带南缘普遍发育,代表了中亚造山带已经全部进入陆内环境。双井片岩也经历了与蛇绿混杂岩类似的变形事件,在增生楔下部经历变质作用,并在碰撞期抬升至地表,晚期为区域性的右行剪切。同时,结合锆石与磷灰石低温热年代学测试表明,双井片岩和蛇绿混杂岩共同经历了中、晚侏罗世源自北侧蒙古 – 阿霍茨克大洋关闭导致的近南北向挤压、早白垩世期间遍及东亚的区域性伸展以及晚白垩世短暂的构造反转事件。

关键 词:中亚造山带;西拉木伦构造带;蛇绿混杂岩;低温热年代学;双井片岩

中图分类号:P542;P597.3 文献标识码:A

西拉木伦构造带位于中亚造山带的东段,该造 山带的形成涉及到潘基亚超大陆的形成和显生宙 以来全球最大的增生型造山带的演化,因此一直是 国内外地质学家关注的领域(Wang and Liu, 1986; Şengör et al., 1993, 2018; Şengör and Natal'in, 1996; Xiao et al., 2003, 2015; Jahn, 2004; Natal'in and Şengör, 2005; Windley et al., 2007; Wilhem et al., 2012; Zhao et al., 2018)。在中亚造山带东段 发育有多条蛇绿混杂岩带(如贺根山、西拉木伦河 沿线、索伦山、温都尔庙、达青牧场 – 迪彦庙等)(何 国琦和邵济安, 1983; Robinson et al., 1999; Xiao et al., 2003; Miao et al., 2008; Jian et al., 2012; Liu et al., 2013; Zhou et al., 2015; Fu et al., 2018; Li et al., 2018, 2020;董培培等,2020),以及一些变质地 质单元(如锡林郭勒杂岩、双井片岩、宝音图群) (Chen et al., 2009;薛怀民等, 2009;葛梦春等, 2011; Li et al., 2011, 2017a; Zhang et al., 2016, 2018),但对它们时代、性质、产出环境以及演化的 不同认识,导致了目前有关中亚造山带东段形成与 演化的认识不一(Tang, 1990;唐克东,1992; Xiao et al., 2003; Li, 2006; Wu et al., 2011; Xu et al., 2013, 2015; Wilde, 2015;潘桂棠和肖庆辉, 2015, 2017;张克信等,2015,2016;潘桂棠等, 2016;Liu et al., 2017; Eizenhäfer and Zhao, 2018)。多数学者认 为古亚洲洋的关闭发生在晚二叠世—早三叠世 (Xiao et al., 2003, 2015; Li, 2006; Eizenhäfer et al.

收稿日期:2021-01-26;改回日期:2021-02-22

作者简介:张进(1973—),研究员,主要从事基于野外填图的大陆变形、盆地演化与变形的研究,同时也开展小尺度变形 机理分析研究。E-mail:zhangjinem@sina.com

资助项目:本文为中华人民共和国科技部国家重点研发项目(No. 2017YFC0601301)、国家自然科学基金(Nos. 41972224, 42002228)和中国地质调查局地质调查项目(DD20190004)

,2014; Song et al., 2015;潘桂棠和肖庆辉,2017), 而一部分学者则强调古亚洲洋的关闭发生在石炭 纪之前,后来则发生了造山带的垮塌和伸展(邵济 安,1991;唐克东,1992; Zhao et al., 2013, 2016; 徐 备等,2018)。上述的很多研究主要建立在岩石学 和地球化学基础之上,由于中亚造山带东段在中、 新生代期间经历的多期的变形,目前看到的增生楔 构造受到了后期强烈的改造,如何从变形角度恢复 诸如古亚洲洋的关闭及其随后的陆内过程以及一 些变质地质单元(如双井片岩)的属性和形成过程, 对于认识中亚造山带东段的演化具有一定的限定 意义。本文选择位于中亚造山带东段林西地区西 拉木伦构造带杏树洼蛇绿混杂岩以及其围岩克德 河砾岩和双井片岩,开展相关的变形分析,并结合 锆石和磷灰石 U/Th-He 低温热年代学工作,试图回 答中亚造山带东段晚古生代的俯冲及其随后的变 形过程以及双井片岩的属性。



图 1 双井地区地质图 Fig. 1 Geological map of Shuangjing area

1 地质背景

西拉木伦构造带位于中亚造山带的东南部(图 1B),由断续出露在内蒙古西拉木伦河北侧,呈北东 东向分布的柯单山、杏树洼和九井子等三个地段的 蛇绿岩组成,东西延伸约 250 km(王荃等,1991;梁 日暄,1994;Xiao et al., 2003; Li, 2006;李锦轶等, 2009;刘建峰等,2016)。该蛇绿岩带西与索伦蛇绿 岩带相连,向东穿越松辽盆地南部至长春、延吉一 带,被认为是中亚造山带东南部西伯利亚和中朝两 大古板块的缝合带(李锦轶等,2009,2019;潘桂棠 和肖庆辉,2015,2017;张克信等,2015;潘桂棠等, 2016)。构造带以北为西伯利亚克拉通边缘古亚洲 洋增生楔,其南为华北克拉通北缘早古生代增生陆 缘之上叠加了的安第斯型活动边缘(Zhang S H et al.,2009,2014)(图1B)。也有学者将其划分为索 伦山 – 二道井增生杂岩范围内(Xiao et al.,2003)。 Song et al. (2015)则划分为索伦山 – 林西 SSZ 型蛇 绿岩带,并测得异剥钙榴岩中锆石 U-Pb 年龄为 280 Ma,认为该地区的洋壳俯冲至少始于早二叠世。 Jian et al. (2010)划分为索伦山缝合带。在该蛇绿 岩混杂岩内的硅质岩中发现了中二叠世的放射虫 (王玉净和樊志勇,1997)。

杏树洼蛇绿混杂岩分布在西拉木伦构造带林 西东南地区(图1)。杏树洼增生杂岩是指位于西拉 木伦河北岸杏树洼一带,呈东西展布的两个透镜状 构造混杂岩岩片,分别初露于任家营子和小苇塘, 出露面积共约20 km²。该混杂岩是一套包含灰岩、 蛇纹岩、玄武岩、辉长岩、硅质岩及硅质粉砂岩等外 来岩块的细碎屑岩,是一套构造混杂岩。其中的灰 岩 发 现 Pachyfavosites sp., Tryplasma sp., Neomphyma sp. Zelophyllum sp. Indet., Favosites sp., Polyorophe sp., Brachyelasma sp. 等珊瑚化石 (内蒙古自治区地质矿产局,1991),表明其形成于 晚志留世。

克德河砾岩是杏树洼蛇绿混杂岩的围岩(图 1),该砾岩强烈变形,并与杏树洼蛇绿混杂岩断层 接触。早年的填图认为克德河砾岩属于整合在哲 斯组之上的沉积(王友等,1999),然而最近碎屑锆 石 U-Pb 年龄测试表明,克德河砾岩可能与林西组 时代相同,为晚二叠世沉积。杏树洼蛇绿混杂岩与 克德河砾岩为逆冲断层接触,而其北西侧被早白垩 世火山岩不整合覆盖(笔者未发表资料),南西侧则 与中侏罗世新民组陆相碎屑岩呈断层接触。克德 河砾岩经受强烈韧性变形。

双井片岩出露在克德河砾岩以及杏树洼蛇绿 混杂岩的南侧(图1),被认为是华北克拉通裂离地 块,主要组成岩石包括石榴石白云母石英片岩、二 云母片岩、白云母斜长片岩。双井片岩在后期卷入 到中亚造山带之中。以往的工作中多将其中的变 质沉积岩划分为"双井片岩"或"宝音图群",时代定 为奥陶纪—早志留世、晚太古代或古元古代。最近 一系列的同位素年代学工作表明双井片岩中变质 深成岩,主要是早二叠世晚期至中二叠世的花岗质 侵入岩,只有一个岩体可能是寒武纪的侵入岩。最 近的1:5万区域地质调查认为双井片岩的原岩是正 常碎屑沉积岩夹中基性火山岩及碳酸盐岩建造,而 变质程度可达中压相系(王友等,1999)。我们对变 质沉积岩的碎屑锆石 U-Pb 年代学研究表明,片岩 中锆石的最小年龄范围为 256~246 Ma,表明双井 片岩的原岩应该晚二叠世--早三叠世沉积岩和/或 火山岩,其中一部分可能属于晚古生代岛弧或增生楔(Li et al., 2014)。

2 工作方法

2.1 地质填图

在中国地质调查局的支持下,我们在林西地区 开展了为期5年蛇绿混杂岩以及双井片岩的大比例 尺专题填图(1:50000)工作,蛇绿混杂岩的填图工 作基本完成,基本涵盖了林西县东南的杏树洼等地 区的蛇绿混杂岩,双井片岩地区的填图正在进行, 涵盖了从西起林西东至巴林右旗的西拉木伦河以 北的大片地区,本文仅仅介绍这些填图工作中的构 造分析的阶段性成果,其他的填图和研究成果也将 陆续发表。

2.2 低温热年代学测试

对于变形时代的测定,尤其是脆性变形时代的 测定一直是构造分析中遇到的最大的问题。除了 糜棱岩中新生的含钾矿物(绢云母)或经过完全重 置的含钾矿物(黑白云母、角闪石)的40 Ar/39 Ar 定年 可以比较有效地限定变形时代外,其他方法(如岩 体的穿插、地层的覆盖)都是间接方法,限定的变形 时间并不精确。近年来低温热年代学方法日益成 熟,除了磷灰石裂变径迹外,锆石和磷灰石 U/Th-He 年龄的测定也成为重要的方法,它们能够限定脆性 变形域的时代。锆石 U/Th-He(ZHe)的封闭温度为 160 ~ 200 °C (Reiners, 2005),磷灰石 U/Th-He (AHe)的封闭温度为40~75℃,磷灰石裂变径迹的 封闭温度为 60~120 ℃ (Gleadow, 1986)。由于前 人已经开展了研究区韧性变形时代的相关工作(马 艾阳,2009;Zhao et al., 2015)。本文主要针对蛇绿 混杂岩、双井片岩、中生代花岗岩以及部分沉积岩 (晚二叠世)开展了低温热年代学工作,它们基本涵 盖了填图区的主要岩石类型(白垩纪火山岩除外) (表1,图1),但是我们没有得到有效的磷灰石裂变 径迹的年龄,9个样品中只有2个得到年龄,其他的 不是颗粒数很少,就是径迹不好确认,可能的原因 是双井片岩经历了一定的变质作用。由于可用的 磷灰石裂变径迹年龄很少,本文暂不讨论磷灰石裂 变径迹年龄,集中讨论质量较好的锆石和磷灰石 U/ Th-He 年龄。

2.2.1 磷灰石(U-Th)/He测试

在澳大利亚墨尔本大学低温热年代学实验室 完成。首先,在浸入酒精的状态下,利用双目极化 光显微镜人工挑选颗粒大小适中、晶体形态完整、 不含或极少含包体及裂纹的磷灰石和锆石单颗粒 备用,记录每颗矿物颗粒的大小、形态并对矿物颗 粒拍照和编号。然后,将选好了的颗粒分别放入编 号的 Pt 管中,每根箔管中仅放一个矿物颗粒。释气 过程中采用波长为 820 nm 的光纤耦合二极管激光 加热器对矿物颗粒进行加热。磷灰石和锆石的释 气条件分别为~910℃、加热 5 分钟和~1250℃条件 下、加热 40 分钟。⁴He 含量测定采用 Balzers 公司生 产的四级杆稀有气体质谱仪。在每完成一个样品 都会再次对该样品在相同条件下进行重复加热,已 确保矿物颗粒内部所含⁴He 都被释放。每一组磷灰 石或锆石样品完成后分别测试 Durango 磷灰石或 Fish Canyon Tuff 锆石,以检测测试结果的准确性, 该过程实验误差小于1%。将释气后的磷灰石和锆 石颗粒溶解,并配比²³⁵U、²³⁰Th 及¹⁴⁷Sm 标准浓度溶 液,利用 Agilent7700 系列电感耦合等离子体质谱仪 测试矿物颗粒中U和Th 含量。该过程中 BHVO-1、 Mud Tank 磷灰石及 BCR-2 被作为内标和检验标准, U、Th和Sm 测定误差小于2%。最后,利用所获得 矿物颗粒 He、U、Th 及 Sm 含量,计算样品的(U-Th)/He 年龄,该实验误差一般小于6.2%。

表1 林西地区低温热年代学样品表

Table 1	Samples for	low-temperature	chronology	dating from	Linxi area
---------	-------------	-----------------	------------	-------------	------------

样品号	经度	纬度	岩性	备注
LX18-1	43°24′14. 32′′	118°21′42. 66′′	粗砂岩(克德河砾岩)	ZHe
LX18-2	43°20′9. 33′′	118°10'1.41''	花岗岩(早白垩世,137 Ma 赵辉等, 2015)	ZHe 和 AHe
LX18-3	43°20′19. 94′′	118°10'36. 47''	白云母石英片岩	ZHe 和 AHe
LX18-4	43°21′58.63′′	118°17′12. 32′′	白云母石英片岩(糜棱岩)	ZHe 和 AHe
LX18-5	43°21′9. 39′′	118°19′24. 53′′	黑云母石英片岩	ZHe
LX18-6	43°22′45. 53′′	118°17′55.90′′	粉砂质板岩(蛇绿混杂岩)	ZHe
LX18-7	43°22′58. 52′′	118°20'32. 23''	砂岩(蛇绿混杂岩)	ZHe 和 AHe
LX18-8	43°21′34. 14′′	118°21′13. 84′′	粗砂岩(克德河砾岩)	ZHe 和 AHe
LX18-9	43°21′2. 15′′	118°21′19.67′′	花岗岩(三叠纪, 270 Ma, Li et al., 2014)	ZHe 和 AHe

2.2.2 锆石(U-Th)/He测试

分析遵循 House et al. (2000)的建议,从单颗粒 激光提取氦。在 Olympus SZX12 双目显微镜下手工 挑选清晰、未断裂的自形锆石颗粒,然后浸入乙醇 中,在偏光下进行检查,以检测并排除可能含有夹 杂物的颗粒。通过显微镜对晶粒几何结构进行成 像、测量和储存,以进行 α-ejection (Farley et al., 1996),然后将其装入经酸处理的小铂胶囊中。

使用相干 Quattro FAP 820nm 二极管激光器(在 ~1300 ℃温度下使用~12.6W 功率)在真空下对锆 石颗粒放气 20 分钟,以确保完全提取⁴He,并将光纤 耦合至样品室。He 含量通过同位素稀释法测定,使 用纯³He spike,对照独立的⁴He 标准进行校准,并使 用 Balzers 四极质谱仪(Prisma QMS 200)进行测量。 每次提取后进行热空白试验,以验证完全脱气,所 有的 He 提取都是在单个颗粒上进行。

将处理的锆石颗粒从 Pt 胶囊中取出,转移到 Parr bombs 中,在那里加入²³³U 和²²⁹Th,并在 240 ℃ 下以小体积(0.3~0.5 ml)在 HF 中消化 40 小时。

含有与样品相同加标样的标准溶液,以及一系列未 加标的空白试剂进行相同的处理。在 200 ℃的 HCl 中进行 24 小时的第二次轰击可确保氟化物盐的溶 解。然后干燥锆石溶液,溶解在 HNO₃中,并在 H₂O 中稀释至 5% 酸度,以便使用 Agilent 7700X ICP 质 谱仪通过溶液分析²³⁸U、²³⁵U和²³²Th。按照 Hourigan et al. (2005)的方法计算锆石 He 年龄并校正 α 发射。

墨尔本 He 设施的分析不确定度保守评估为~ 6.2%,包括α-喷射校正、晶粒尺寸的估计±5μm 不确定性、气体分析(估计<1%)和 ICP-MS分析不 确定度,但不包括晶体内U和Th分布的可能不均 匀性。铀和钍含量的准确度和精密度范围高达 2%,但通常优于1%。Fish Canyon 凝灰岩锆石 (Gleadow et al., 2015)也作为一种"未知"锆石对每 批锆石样品进行了测试,并作为对样品准确性的 检查。

2.3 低温热年代学测试结果

2.3.1 ZHe 数据结果

本研究采样9件,所有样品均进行了锆石(U-Th)

						Table 2	(L-N)	h) /He	Dating resu	ults of apatite	Š				
样品号	He#	⁴ He/ncc	质量/mg	${\rm F}_T$	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	Sm/10 ⁻⁶	Th/U	有效铀浓度 /10-6	未校正年龄 /Ma	校正年龄 /Ma	误差±1s /Ma	颗粒长度 /mm	颗粒半径 /mm	^a 晶体形态
LX18-2	71522	0.622	0.00609	0.77	4.4	19.2	487.2	4.39	8.9	87.8	113.5	7	209.3	66.7	1T
LX18-2	71532	0.937	0.0055	0.75	11.8	46.1	504.9	3.91	22.6	59.9	79.9	5	246.3	56.3	1T
LX18-2	71535	0.482	0.00695	0.78	3.5	12.3	394.8	3.57	6.4	82.9	106.3	6.6	232.4	66.7	1T
LX18-3	71553	0.244	0.00496	0.75	3.6	5.6	78.5	1.55	4.9	79.6	106.4	6.6	151.3	57.1	0T
LX18-3	71556	0.989	0.00665	0.80	13.4	2.9	139	0.22	14.1	85	106.1	9.9	217	68.3	ΙT
LX18-3	71562	0.242	0.00301	0.75	9.5	3.3	132.4	0.34	10.3	62.9	83.5	5.2	140.2	60.2	1T
LX18-4	71541	0.057	0.00294	0.68	26.8	46.8	166.5	1.75	37.8	4.2	6.1	0.4	180.5	40.2	0T
LX18-4	71547	0.034	0.00279	0.69	9.5	20.3	88	2.14	14.3	7	10.1	9.0	124.6	47.2	0T
LX18-4	71550	0.364	0.00215	0.65	29.2	66.5	128.1	2.27	44.8	30.8	47.3	2.9	143.8	38.6	0T
LX18-7	71577	0.106	0.00294	0.68	2.3	13.5	164.7	5.85	5.5	51.6	76.2	4.7	160	42.8	0T
LX18-7	71580	0.164	0.00302	0.7	2.7	9.2	182.6	3.4	4.9	87.3	125.5	7.8	120.5	49.9	0T
LX18-7	71583	0.221	0.0025	0.67	4.3	14.9	285.4	3.49	7.8	88.8	131.7	8.2	120.7	45.4	0T
LX18-8	71589	0.180	0.00252	0.66	4.1	15.6	295.7	3.81	7.8	71.7	107.9	6.7	151.8	40.7	0T
LX18-8	71595	0.452	0.00198	0.65	4.6	22.2	321.7	4.81	9.8	180.6	279.3	17.3	106.5	43	0T
LX18-8	71598	0.222	0.00198	0.65	5.5	26.1	413	4.74	11.6	75.8	117.2	7.3	102.4	43.8	0T
LX18-9	71604	0.068	0.00431	0.73	1.1	2.6	2.6	2.29	1.7	74.7	102.2	6.3	152.9	53	0T
LX18-9	71607	0.046	0.00614	0.75	0.5	1.9	17.7	3.62	0.9	62.3	83.1	5.2	207.7	54.2	0T
LX18-9	71610	0.059	0.00644	0.75	0.3	2.6	3.2	8.13	0.9	79.9	106.1	6.6	194.5	57.4	0T
Durango apatite s	tandard														
Durango	71525	7.102		1	I		I	21.64		31.6	31.6	2	I	I	
Durango	71529	9.926		1				22.57		31	31	1.9			
^a 晶体形态—0T =	= no terminat	ions, $1T = or$	termination	ı, 2T = two) terminatio	ms.									

表 2 磷灰石 (U-Th) /He 测年数据表

(2)

FCT	70989	3.897	0.0022	0.71	482.7	242.2	0.50	539.6	27.5
FCT	71093	4.421	0.0039	0.74	309.5	189.5	0.61	354.0	26.4
а晶体形态──0T=	= no terminations	1T = 0 one ter	mination, 2T	= two te	rminations	i.			

						Table 3	L- D)	'h) /He Datii	ng results of zir	cons			
样品号	He#	⁴ He/ncc	质量/mg	\mathbf{F}_{T}	U/10 ⁻⁶	Th/10 ⁻⁶	Th/U	有效铀浓度 /10 ⁻⁶	校正年龄 /Ma	误差 ±1s /Ma	颗粒长度 /mm	颗粒半径/mm	a晶体形态
LX18-1	70805	22.114	0.0067	0.79	183.4	86.2	0.47	203.6	131.3	8.1	214.4	50.7	2T
LX18-1	70808	19.445	0.0050	0.74	210.8	77.7	0.37	229.0	136.6	8.5	243.3	38.0	2T
LX18-1	70811	12.468	0.0052	0.78	189.3	38.5	0.20	198.3	97.9	6.1	189.2	48.8	2T
LX18-2	70814	22.368	0.0072	0.77	241.2	156.3	0.65	277.9	90.7	5.6	260.0	44.7	2T
LX18-2	70817	291.967	0.0103	0.82	1890.9	827.7	0.44	2085.4	110.2	6.8	247.7	58.5	2T
LX18-2	70820	22.259	0.0045	0.75	264.0	248.3	0.94	322.4	124.7	7.7	196.9	42.3	2T
LX18-3	70826	1.844	0.0010	0.62	122.2	73.0	0.60	139.4	112.5	7.0	102.3	29.4	2T
LX18-3	70829	2.601	0.0014	0.65	112.2	80.9	0.72	131.2	116.5	7.2	121.9	31.2	2T
LX18-3	70832	2.832	0.0021	0.66	78.5	49.4	0.63	90.1	121.1	7.5	132.7	32.2	1T
LX18-4	70835	18.718	0.0037	0.75	297.9	238.8	0.80	354.0	116.8	7.2	163.5	44.9	2T
LX18-4	70838	9.415	0.0034	0.74	169.8	100.9	0.59	193.5	114.8	7.1	162.9	43.0	2T
LX18-4	70841	10.381	0.0037	0.75	170.8	104.1	0.61	195.2	117.1	7.3	178.5	40.9	2T
LX18-5	70844	36.798	0.0017	0.69	795.0	585.4	0.74	932.6	182.8	11.3	131.2	33.9	2T
LX18-5	70847	3.061	0.0011	0.62	529.0	190.7	0.36	573.8	41.6	2.6	115.8	27.2	2T
LX18-5	70850	5.402	0.0016	0.67	2714.4	650.2	0.24	2867.2	9.5	9.0	133.9	31.5	2T
LX18-6	70890	8.879	0.0019	0.70	347.6	189.8	0.55	392.2	99.1	6.1	126.3	37.3	2T
LX18-6	70896	18.365	0.0012	0.60	393.3	344.6	0.88	474.2	261.3	16.2	123.2	27.8	2T
LX18-6	70893	8.749	0.0013	0.65	388.7	181.9	0.47	431.4	125.8	7.8	111.1	33.7	2T
LX18-7	70899	59.859	0.0043	0.76	813.3	784.8	0.96	7.766	114.2	7.1	169.4	48.1	2T
LX18-7	70902	9.296	0.0024	0.72	297.9	147.7	0.50	332.6	96.3	6.0	144.7	37.6	2T
LX18-7	70905	7.113	0.0017	0.68	866.5	82.6	0.10	885.9	37.8	2.3	140.8	31.4	2T
LX18-8	70908	12.521	0.0035	0.74	206.2	84.6	0.41	226.0	130.1	8.1	177.3	39.4	2T
LX18-8	70911	14.701	0.0035	0.73	258.6	115.4	0.45	285.7	119.7	7.4	198.2	35.9	2T
LX18-8	70914	8.889	0.0029	0.72	848.5	937.7	1.11	1068.9	23.4	1.5	166.6	37.3	2T
LX18-9	70917	3.537	0.0033	0.71	82.8	47.7	0.58	94.0	93.2	5.8	203.8	33.8	2T
LX18-9	70920	3.129	0.0027	0.70	119.1	68.5	0.58	135.1	69.4	4.3	176.8	33.9	2T
LX18-9	70923	7.021	0.0032	0.72	164.2	101.6	0.62	188.0	96.4	6.0	175.0	37.6	2T
Fish Canyon Tuff	standard												
FCT	70853	7.343	0.0038	0.74	341.3	0.67	0.61	341.5	26.8	1.7	186.9	40.0	2T
FCT	70989	3.897	0.0022	0.71	482.7	242.2	0.50	539.6	27.5	1.7	130.9	39.8	2T
FCT	71093	4.421	0.0039	0.74	309.5	189.5	0.61	354.0	26.4	1.6	155.5	50.4	2T

2021 年(2)

中亚造山带东段西拉木伦构造带的性质与演化:来自变形和低温热年代学的约束

195



图 2 样品单颗粒 ZHe 和 AHe 年龄与颗粒半径、有效 U 浓度(eU)的关系

Fig. 2 Diagrams showing relationship between the ZHe age and the radius of the tested mineral, relationship between the AHe age and the radius of the tested mineral, relationship between the ZHe age and eU, and relationship between the ZHe age and eU

/He 测年,共获取 27 个单颗粒年龄,年龄范围为 261.3±16.2~9.5±0.6 Ma。其中,样品 LX18-3 和 LX18-4 的单颗粒 He 年龄较为集中, LX18-3 的年龄 范围为 121.1~112.5 Ma.其加权平均年龄为 116.7 ±4.2 Ma;LX18-4 的年龄范围为117.1~114.8 Ma, 加权平均年龄范围为116.2±4.2 Ma,这两件样品 同时指示了白垩纪早期的热事件。其余样品则显 示了分散的单颗粒 ZHe 年龄(表 3,图 2),其中,在 LX18-1、LX18-2 和 LX18-9 的 3 个单颗粒年龄中,部 分颗粒的年龄较为接近,三个样品中较为集中的单 颗粒年龄分别为 131.3 Ma 和 136.3 Ma、90.7 Ma 和 110.2 Ma、93.2 Ma 和 96.4 Ma,显示了晚侏罗世和 晚白垩世的剥露作用;而样品 LX18-5、LX18-6、 LX18-7和LX18-7的所有单颗粒年龄均较为分散, 其年龄范围为 261.3~9.5 Ma,但是多数年龄集中 在约130~110 Ma,揭示了晚侏罗世—早白垩世的 热事件。

2.3.2 AHe 数据结果

本研究针对6件样品开展了磷灰石(U-Th)/He 测年工作,共获取He年龄18个,其年龄范围为 279.3~6.1 Ma。总体上,所有样品的单颗粒年龄均 较为分散,但是样品LX18-2、LX18-3、LX18-7、LX18-8和LX18-9具有部分较为集中的单颗粒年龄(图 2),分别为106.3 Ma和113.5 Ma、106.4 Ma和 106.1 Ma、125.5 Ma和131.7 Ma、107.9 Ma和 117.2 Ma、102.1 Ma和106.1 Ma,显示了白垩纪早 期的剥露作用。样品LX18-4 单颗粒年龄的分散度 较大,其年龄范围 47.3~6.1 Ma。这些年龄的地质 意义将在后文讨论。

3 变形特征

在填图的过程中对西拉木伦河北岸的双井片 岩、杏树洼蛇绿混杂岩以及混杂岩的围岩克德河砾 岩的变形进行了分析,对它们开展了大量的几何要 素的测量与分析(图3)。除了上述重点地区外,我 们对西侧克什克腾旗柯单山蛇绿混杂岩、东北侧官 地地区的林西组等地区也开展了部分野外观察。



图3 杏树洼地区各种构造要素赤平投影(下半球,等面积 投影)

Fig. 3 Stereographic projections of various structural elements in Xingshuwa area (lower hemisphere, equal area projection) 2021年(2)

3.1 杏树洼蛇绿混杂岩

蛇绿混杂岩出露在杏树洼村以南地区和哈什 吐井子村以北两个地区,前人分别称之为小苇塘混 杂岩东岩片和西岩片。这两个地区的混杂岩呈现 出后期隆起的特征,没有证据表明它们曾经属于不 同的构造岩片。虽然后期构造变形改造强烈,但是 该混杂岩总体上呈现一个长轴呈北东东走向的椭圆形构造样式,周缘均为逆冲断裂。蛇绿混杂岩的 围岩为中、晚二叠世哲斯组克德河砾岩。蛇绿混杂 岩其内部发育多期褶皱和不同方向不同运动机制 的断裂,指示其遭受了多期构造变形,而蛇绿岩混 杂岩的南侧即为双井片岩(图1,4)。



图 4 杏树洼蛇绿混杂岩地质图 Fig. 4 Geological map showing of the ophiolitic mélanges in Xingshuwa area

杏树洼蛇绿混杂岩有基质和岩块组成,形成典型的 block-in-matrix 的结构,其中基质主要为强烈 片理化的蛇纹岩和泥砂质岩石。岩块的成分则比 较多样,灰岩、灰绿色 - 红色硅质岩、砂岩、玄武岩 以及辉长岩等。基质一般强烈变形,并围绕着岩 块,而岩块的变形总体表现较弱。

3.1.1 杏树洼混杂岩基质变形

混杂岩基质一般为灰黑色的蛇纹质和泥沙质 岩石为主,面理发育,不连续,总体走向近东西相, 倾向南或北,倾角一般 50~70°。面理围绕块体分 布,往往能组成一系列的小型 S-C 构造以及一系列 不对称状小褶皱,褶皱多为箱状或尖棱褶皱,剖面 上组成一系列的逆冲双冲构造,显示出总体上向北 的逆冲运动(图 5)。类似的构造在混杂岩内其它地 区也或多或少的观察到,均指示了向北的逆冲运 动,这有可能代表了早期混杂岩形成时期的构造, 也意味着发生过向南的洋壳俯冲。

在杏树洼蛇绿混杂岩基质中发育了很多露头 尺度的褶皱,它们的枢纽分布比较分散(图3)。总 体上,在基质中可以识别出两类褶皱(图3,6)。一



图 5 杏树洼蛇绿混杂岩基质变形特征

Fig. 5 Matrix deformation matrices of the ophiolitic mélanges in Xingshuwa area

类褶皱走向近东西,而另一类褶皱走向北西—南东 (图3,6)。由于褶皱的方向存在一定差别,而且观 察到早期东西向褶皱被晚期北西—南东向褶皱叠 加的现象(图6),因此它们可能不是递进的共轴变 形,而更可能是两期变形。图6显示北西南东向的 褶皱与其中的断层活动有关,可能是该断层右行走 滑导致的牵引褶皱(图6)。需要说明的是,除了杏树洼蛇绿混杂岩,在其西侧的克什克腾旗柯单山蛇绿混杂岩基质内也发育了一系列的小型右行走滑 剪切带(图6D,E),它们也牵引了早期形成近东西向的紧闭同斜褶皱。



图 6 蛇绿混杂岩基质中的两期褶皱与断层 A—杏树洼蛇绿混杂岩基质野外露头照片,早期东西向,晚期北西— 南东向,1—7 为早期的褶皱枢纽;B—照片 A 中所有褶皱枢纽分布; C—照片 A 中晚期褶皱枢纽恢复;D 和 E—柯单山蛇绿混杂岩基质面 理上的走滑线理及赤平投影

Fig. 6 Two-stage folds and faults in matrices of the ophiolitic mélanges

此外,在杏树洼蛇绿混杂岩的基质中也发育一 系列密集的北东—南西走向的劈理(图7),这些劈 理切割了早期基质中近东西向的褶皱(图7),而导 致该变形的也很可能是晚期导致第二期褶皱的右 行走滑变形所致。



图 7 蛇绿混杂岩基质中由于右行剪切形成的劈理切割早 期的褶皱

A. 晚期劈理露头,赤平投影中蓝色点为本露头褶皱枢纽,红色点为本露头劈理极点,黑色点为杏树洼蛇绿混杂岩基质优势面理极点;B. 劈理与褶皱的斜切关系

Fig. 7 Previous folds cut by dextral shear derived cleavages in matrices of the ophiolitic mélanges

一般而言,在杏树洼蛇绿混杂岩内的两类褶皱 中,近东西向的褶皱多不完整,多被后期断层和褶 皱所叠加,因此可能是早期变形,这些褶皱多为轴 面向南倾斜的紧闭同斜褶皱,而且也与蛇绿混杂岩 南侧双井片岩内的褶皱一致(图3,见后文),指示南 北向缩短变形。在一些露头上蛇绿混杂岩内的早 期近东西向褶皱多为一系列不对称褶皱(图5),这 些褶皱主要是薄层的粉砂岩,轴面一般南倾(图5), 同时发育一系列的南倾逆冲断层(图5)。类似的构 造也见于林西西侧柯单山地区的蛇绿混杂岩,同样 剪切方向为上盘指向北的逆冲(图8)。综合林西杏 树洼以及西侧柯单山的蛇绿混杂岩的早期构造(图 5,8),一致指示向北的逆冲,可能代表了向南的俯 冲变形。



图 8 柯单山蛇绿混杂岩

A. 强烈剪切的机制,S-C 组构;B. 混杂岩内的灰岩块;C. 柯单山蛇 绿岩剖面,见倒转的枕状玄武岩层向北逆冲

Fig. 8 Ophiolitic mélanges in Kedanshan area

3.1.2 蛇绿混杂岩岩块变形

杏树洼以及西侧柯单山蛇绿混杂岩内发育有 很多岩块,它们的规模大小不一(图9),小者数厘 米,呈透镜体状分布在强剪切的基质之中,也有的 较大,并发育有内部的构造(图9A),这些透镜体可 能是早期大的岩块逐渐变形所致,在一些露头中可 以看到大岩块被一系列次级断层剪切成小块体的 现象(图9C,D),这些次级断层既有正断层(图 9D),也有逆冲断层(图9C)。岩块大者数米至数十 米,其与围岩之间全部是断层或剪切带。

在混杂岩中,很多岩块为灰岩,它们的宏观变 形特点差异较大,有的块状灰岩内部未见明显变形 或表现为开阔的褶皱,而一些灰岩明显经历了韧性 变形,发育一系列的方解石线理(图10),在露头尺 2021年(2)



图 9 蛇绿混杂岩中不同岩块

A. 杏树洼混杂岩中的硅质岩岩块; B. 杏树洼混杂岩中的灰岩岩块; C. 柯单山混杂岩中玄武岩岩块(发育 S-C 组构); D. 柯单山混杂岩 中灰岩岩块

Fig. 9 Various rock blocks in ophiolite mélanges



图 10 北坤兑北侧蛇绿混杂岩中灰岩块体的变形

A. 红点一近东西向早期褶皱,蓝方块一晚期褶皱,黑点一方解石线 理;B. 灰岩块宏观变形;C. 灰岩块晚期褶皱与早期的矿物线理,灰 岩内矿物线理的小圆极点(红色方块,近东西向);D. 灰岩块变形示 意图;E. 灰岩块内所有褶皱;F. 蛇绿混杂岩中褶皱枢纽(红点)与灰 岩内矿物线理(蓝色块)

Fig. 10 Deformed limestone blocks in the ophiolite mélanges on the north side of Beikundui

度上,线理的分布并不稳定,主要存在北西西向和 南西西向两组(图10A),这些线理极点恢复的小圆 的极点为近东西向(图10C),这与露头上一组早期 的近东西向褶皱的枢纽平行(图10A,C,D),可以发 现这些方解石线理对称分布于近东西向褶皱枢纽 的两侧(图 10A,C),我们认为线理与近东西向褶皱 可能是一期的。这些方解石线理与后期开阔褶皱 枢纽大角度相交,后期褶皱枢纽向南西西倾伏(图 10A)。早期的褶皱和线理为后期的北东东—南西 西向褶皱所叠加(图 10B,C,D)。露头上灰岩的面 理向南陡倾,倾角达 80°(图 10B)。目前我们还不 能确定本露头晚期北东东—南西西向褶皱的形成 时代,考虑到研究区中生代发育有类似方向的褶皱 (如官地林西组剖面,见后),本露头的晚期变形可 能与之有关,但是在没有更多资料的基础上,暂不 过多讨论。

除了韧性变形明显的灰岩岩块外,在杏树洼上 岗岗坤兑采石场,粉砂岩的岩块也发现发生了韧性 变形,发育有明显的石英拉伸线理,线理近东西走 向,向东缓倾,并与南侧双井片岩内的石英拉伸线 理的产状一致(图 11B)。可以看出,杏树洼蛇绿混 杂岩的岩块和基质都遭受了一期右行走滑剪切,它 们造成了早期近东西向褶皱的再褶皱(图 6),或是 形成了北东—南西向的密集劈理(图 7),或者形成 了矿物线理(图 11),这些与混杂岩南侧双井片岩经 历的一期近水平的右行韧性剪切很可能是一期的 (见后),虽然它们的变形程度与双井片岩的糜棱岩 相比并不强烈,而变质程度也较双井片岩弱。



图 11 上岗岗坤兑采石场糜棱岩化粉砂岩 A. 露头照片;B. 糜棱岩面理,石英拉伸线理(蓝)及其与双井片岩石 英拉伸线理(红)对比;C. 糜棱岩面理上的石英拉伸线理 Fig. 11 Mmylonitic siltstone in Shang-Gang-Gang-Kun-Dui quarry

3.1.3 蛇绿混杂岩与围岩关系

填图区蛇绿混杂岩的围岩多是中二叠世哲斯 组克德河砾岩。多数地区由于覆盖严重,致使两者 之间的关系不明。在蛇绿岩的北侧山沟中可见到 蛇绿混杂岩向北东逆冲于克德河砾岩之上,并有一 定成分的右行分量(图12A,B)。该接触关系明显 是脆性断层,与早期基质中的近东西向褶皱以及晚 期的韧性右行走滑区别明显,而且也切割了晚二叠 世的克德河砾岩(图12),应该是较晚的构造。蛇绿 混杂岩的南侧边界同样为逆冲断层,表现为克德河 砾岩向北逆冲于蛇绿混杂岩之上(图12C)。剖面上 蛇绿混杂岩与克德河砾岩之间表现为向北的逆冲 叠瓦构造(图12C)。





由于在杏树洼以北的广大地区分布了大面积 的中、晚二叠世以及早三叠世的碎屑岩沉积(哲斯 组、林西组以及幸福之路组),这些沉积岩可能代表 了古亚洲洋最后消失的沉积并可能记录了最后消 失的构造记录。我们通过收集前人资料并结合自 己的调查(张欲清等,2019;1:25万林西幅),编制了 从林西西北的二八地至杏树洼的北西—南东向剖 面(图12C),剖面中变形的主要是中、晚二叠世的沉 积,主要是哲斯组和林西组。可以看出这个剖面显 示出中、晚二叠世沉积的变形自南东向北西变形逐 渐趋缓,东南地区靠近蛇绿混杂岩地区褶皱紧闭、 甚至倒转,而向西北地区则变得越来越开阔,显示 出可能来自南东地区的作用。由于研究区中、晚二 叠世沉积的环境是残余海盆(古亚洲洋?和政军 等,1997),因此这些沉积的变形就有可能代表了海 盆最后消失,两侧陆陆或弧陆碰撞的变形。类似的 变形在双井片岩中也可以见到(见后)。

3.1.4 蛇绿混杂岩后期脆性变形

除了上述混杂岩与围岩之间的脆性逆冲断层 外,在混杂岩中也发育有很多晚期脆性变形,在基 质中的脆性变形由于岩性的原因,不是很好确认, 但在很多岩块中可以识别出大量的脆性变形构造, 有宽缓的褶皱(图 13C),但更多的是一系列的断层 (图 13),主要为近东西走向的一系列逆冲断层和相 关褶皱构造。这些断层基本上都是逆冲断层(图 13B),部分具有走滑分量(图 13D)。上述的断层也 可以见到多期活动的特征,发育两期擦痕(图 13B), 但是在混杂岩中见到的多数断层的断层面指示近 南北向的缩短(图 13B,D),这和近东西向宽缓褶皱 指示出的近南北向缩短是一致的(图 13C)。这期近 南北向的缩短在混杂岩与围岩之间的断层(图 12B) 以及双井片岩中也非常发育(见后),有关这期变形 的时代将在后文结合低温热年代学进行讨论。



图 13 杏树洼蛇绿混杂岩后期脆性变形

A-B. 那达嘎移动信号塔下灰岩采石场,A-露头全貌,B-露头断层 分布素描,左下为晚期逆冲断层面解,示近南北向挤压,右下为早期 右行断层面解,示北西--南东向缩短;C. 哈什吐井子灰岩采石场灰 岩的东西向宽缓褶皱;D. 哈什吐井子灰岩采石场逆冲叠瓦断层、薄 层灰岩的断层传播褶皱及断层面解,示近南北向缩短

Fig. 13 Later brittle deformation of the ophiolitic mélange in Xingshuwa

3.2 双井片岩

已有的研究发现过去定义的双井片岩包括了 酸性侵入岩和一些变质沉积岩(如大理岩、砂岩以 及火山岩等)。侵入岩主要为花岗岩,年龄均为古 生代—早中生代,而且以晚古生代岩体居多(Li et al., 2014)。填图区的双井片岩主要沿着西拉木伦 河北岸分布,它们与上述的杏树洼蛇绿混杂岩一样 不仅都卷入到近东西向展布的韧性剪切带之内,糜 棱岩面理非常发育,而且双井片岩也经历了早期的 变形和后期一系列的脆性变形。

3.2.1 可识别的最早变形

目前的研究显示双井片岩原岩是沉积岩,而双

井片岩多以片岩形式出露,一些地区甚至出现了片麻岩,这些片岩以及片麻岩的形成被认为是地壳加厚的产物(Zhang et al,2016)。那么地壳加厚就需要构造过程。虽然双井片岩遭受到后期右行韧性剪切的强烈改造,但是局部也保留了早期的变形, 尤其是在一些弱应变域,早期的构造得以保存。野外可以见到片岩内发育大量的无根同斜褶皱,褶皱的多为长英质脉体和片岩(图14),为典型的"片间褶皱"(intrafolial fold),褶皱的两翼与区域片理平行。这类褶皱的枢纽为近东西向(图3、图14A,B, F),同样在片岩内也发育有很多密集分布的皱纹线 理(图14C),它们的枢纽也与片间褶皱的枢纽一致 (图14F)。也正是这些早期的近东西向褶皱的形 成,造成了双井片岩的加厚,导致了早期原岩(沉积 岩)的变质。

双井片岩内的这些褶皱与与杏树洼蛇绿混杂 岩内早期褶皱不仅样式一致(图 14D,E),而且枢纽 也近东西向(图 14G),这些现象暗示了双井片岩与 蛇绿混杂岩经历了类似的构造过程,但可能深度有 一定的差别。



图 14 双井片岩早期变形与杏树洼蛇绿混杂岩早期变形对比

A-B. 双井片岩无根同斜褶皱;C-D. 双井片岩皱纹线理和小褶皱;E. 混杂岩内小褶皱;F. 双井片岩内皱纹线理与小褶皱枢纽;G. 双井片岩内 片间褶皱与混杂岩内早期褶皱枢纽对比

Fig. 14 Comparison of the early-stage deformation of Shuangjing schist and the early-stage deformation of Xingshuwa ophiolitic mélange

在双井片岩内也发育有一些长英质脉体或浅 色脉,一般厚度为 0.5~15 cm 之间,这些脉体一般 平行于片岩的片理发育。在双井片岩内的长英质 布丁多显示塑性变形的特征(Ramberg, 1955),布丁 端部多显示强烈拉伸减薄,这种布丁最终发展成与 面理平行的细小并断续相连的长英质透镜体,成为 面理的一部分(图 15)。除了这些布丁外,在双井片 岩内也发育面理布丁(foliation buddingnage),它们 在面理形成之后,一般多为片岩发生颈缩,导致在 颈缩处充填未明显变形的长英质体。在大莲花山 地区双井片岩内还发现两个方向布丁叠加的现象 (图 15),也称巧克力状布丁。巧克力状布丁以长英 质的占多数。平面上布丁化的呈椭圆形和圆形。 巧克力布丁分别平行片麻理走向和其倾向。一般 认为巧克力布丁的出现代表着岩石受到压扁变形 的作用(Fossen, 2010),但目前的很多研究表明,巧 克力布丁并非是岩石受到压扁变形而成(Zulauf et al., 2011a, 2014),而是形成于两个不同阶段 (Ramsay, 1967; Ghosh, 1988; Zulauf et al., 2011b)。褶皱发育过程中,从开阔—紧闭以至发生 同斜倒转的过程中,由于中间主压应力轴和最小主 压应力轴会发生互换,导致形成巧克力状布丁 (Zulauf et al., 2011b)。一般而言,随着褶皱的发育 并进一步倒转,最小和中间主压应力轴会发生互 换,进而导致巧克力状布丁的形成(Zulauf et al., 2011b)。这些巧克力布丁的形成可能与整个双井 片岩的褶皱变形有关,代表着片岩缩短增厚,并发 生同斜倒转过程中不同阶段的产物(图15)。



图 15 双井片岩内布丁构造 A-B. 大莲花山双井片岩内不同方向的石英脉的巧克力状布丁;C. 斜长角闪岩布丁构造;D. 早期石英脉无根褶皱,晚期布丁化;E. 1-4 巧克力状布丁形成过程

Fig. 15 Pudding structures in schist rocks in Shuangjing area

虽然上文已经提到双井片岩中存在很多"片间 褶皱",而在一些露头上,还可以见到多期褶皱的叠 加现象。在一些变质程度达到片麻岩的地区,不仅 发育很多浅色长英质脉体(图16),而且这些脉体还 发育了多期的褶皱,形成共轴叠加褶皱,褶皱枢纽 近东西向。总体上早期褶皱紧闭同斜,褶皱轴面与 面理平行(图16A,C),而晚期的褶皱轴面产状较陡 (图16A,C),并显示出向北倒伏的情况(图16B), 伴随着晚期的褶皱在厚度大的长英质脉中形成窗 棱构造(图16A下部)。上述的两期褶皱既有可能 形成于两个不连续的阶段,但也可能是同一变形过 程中的递进变形,我们倾向于递进变形过程,代表 了双井片岩经历了连续的上盘指向北的逆冲 - 褶 皱的地壳加厚过程。

上述是双井片岩内早期的变形,代表了前期的 逆冲 - 褶皱加厚阶段的变形。虽然我们目前暂时 还不清楚该构造阶段的具体精确时间。但是考虑 到变形的双井片岩主要形成于晚古生代,而晚期的 右行走滑主要活动于三叠纪早期,因此我们推测双 井片岩目前可识别的最早的变形发生在晚古生代 末期,与该地区残余海盆或者古亚洲洋的最终关闭 时间一致(Xiao et al., 2003; Eizenhäfer et al., 2014)。



图 16 巴林右旗双井片岩(斜长角闪片麻岩)叠加褶皱(红 色为浅色长英质脉体)

Fig. 16 Superposed folds in amphibole gneiss in Bairin Right Banner

3.2.2 右行韧性剪切

双井片岩中最为醒目的是韧性右行剪切变形, 该变形几乎卷入了大部分的双井片岩。长英质糜 棱岩发育,面理近乎直立,走向近东西(图3),广泛 发育石英拉伸线理(图17A,B),线理向东缓倾伏 (图17B)。同时,该剪切带不仅剪切了原划归双井 片岩的古生代花岗岩体,同时也卷入了三叠纪的双 井子花岗岩体(237~228 Ma,李锦轶等,2007)。



图 17 双井片岩长英质糜棱岩石英拉伸线理及剪切指向构 造(右行)

Fig. 17 Stretching lineations of quartz and shear indicators in the Shuangjing felsic mylonite rocks

在空间上,这期构造变形表现为强变形带与弱

变形域相间的几何学特征。在强变形带中,变斑晶 旋转构造和矿物拉长构造明显,而在弱变形域,则 基本见不到矿物的旋转构造和拉长现象。根据已 有变形资料,大体可以把填图区划分出如下强变形 带和弱变形域,它们在平面图上呈右阶斜列。在野 外露头上表现为近东西向的矿物拉伸和角闪石/黑 云母矿物定向排列线理,镜下矿物细粒化程度明显,发育核幔构造,石英波状消光以及动态重结晶 非常发育。小型旋转构造、S-C组构以及不对称褶 皱(图17C,D)在露头上和显微镜下都可见到,均指 示这期变形的运动方式为右行走滑。



图 18 双井片岩内同构造花岗岩与定向的闪长质包体

A. 闪长质包体长轴与短轴之比与距离地面高度关系;B. 撕裂状的闪长质包体;C. 双井糜棱岩石英拉伸线理(红)与闪长质包体长轴(蓝)的关系;D. 岩体外围强烈的糜棱岩面理;E. 强烈剪切的闪长质包体,外形已经消失;F. 距离地面4m左右的闪长质包体;G. 距离地面1m左右的闪 长质包体;H. 距离地面1m左右的闪长质包体纵剖面

Fig. 18 Syntectonic granites and oriented diorites in Shuangjing schist

在原划为双井片岩的剪切带代家窝铺北侧,最 近的研究发现了晚二叠世的花岗岩(270 Ma, Li et al., 2014),该花岗岩内见很多闪长质包体(图18), 包体多成透镜状(图18F,G),包体的年龄约260 Ma 左右(Li et al., 2014)。露头显示,这些闪长质包体 从下向上形状发生逐渐变化,长短轴比例向上逐渐 加大(图 18A), 糜棱岩面理逐渐发育, 包体受到强 烈剪切,到了最上部,这些闪长质包体已经经历强 烈剪切,最终与围岩糜棱岩面理没有明显的区分 (图18E,D),而这些包体的长轴方向与双井片岩中 的右行剪切矿物拉伸线理一致(图 18C),尤其是在 下部可以见到类似L型构造岩(图18H),同时也见 到一些闪长质包体的尾端出现撕裂的构造(图 18B)。上述的年代学、变形特征都显示,这个二叠 纪末期的岩体在闪长质包体的加入过程中遭受了 右行的韧性剪切,也可以认为这些闪长质包体的侵 入和变形是同构造的,那么这些闪长质包体的时代 可能就代表了西拉木伦北侧双井地区区域性右行 韧性剪切的时代上限约260 Ma左右,而其持续时间可能也较长,前人的研究表明三叠纪的双井子花岗岩(237~228 Ma,李锦轶等,2007)也经历了右行剪切,则该剪切带的年龄活动跨度可达20~30 Myr。



图 19 经历后期右行韧性剪切的双井片岩剑鞘褶皱(铅笔 平行石英拉伸线理)

A. 露头照片;B-D. 剑鞘褶皱(黑色粗线)为后期右行剪切变形过程;
E. 剑鞘褶皱枢纽(黑)、双井片岩糜棱岩石英拉伸线理(红)以及本露头石英拉伸线理(蓝)赤平投影

Fig. 19 Sheath folds in Shuangjing schist

由于双井片岩内存在早期的逆冲加厚阶段的 变形,如一系列的片间褶皱(图14)和稍晚的共轴递 进叠加褶皱(图 16),这些早期的褶皱也不同程度地 遭受了后期右行剪切的影响(图 19)。在片岩中可 见一些小型的剑鞘褶皱,这些褶皱的封闭方向与其 围岩长英质糜棱岩中的石英拉伸线理的方向并不 一致,甚至相反(图 19A,E),这表明剑鞘褶皱与围 岩韧性剪切不是同期产物,而更可能是早期构造为 后期韧性剪切所叠加改造(图 19B-D)。该露头也 表明双井片岩早期经历了至少两期主要的变形,早 期为逆冲加厚,晚期为韧性右行剪切。

3.2.3 晚期脆性变形

双井片岩除了上述两期明显而又强烈的变形 外,在随后还遭受了脆性变形,这些脆性变形主要 表现为不同性质的断层和相关褶皱。在杏树洼地 区的很多双井片岩的大理石采石场中均发育了一 系列近东西向的逆冲断层,这些逆冲断层或倾向北 或向南,而且倾角很大(图 20),在逆冲断层的上盘 往往会出现断层传播褶皱。根据断层面上的滑动 矢量,指示断层活动时为近南北向缩短(图 20B),类 似性质和方向的断层也见于杏树洼蛇绿混杂岩的 内部和边界断层上(图 12,13)。由于该断层切割 中、晚二叠世地层(图 12),而双井片岩的原岩也为 晚古生代末期,因此这期变形一定发生在中生代, 其具体时代在后文讨论。



图 20 岗岗坤兑北侧大理岩采场南侧逆冲断层及断层面解 Fig. 20 Thrust faults in marble rocks on the north side of Gang-Gang-Kun-Dui and its fault plane solution

除了上述近东西向的逆冲断层切割双井片岩 外,在杏树洼地区还发育一组北西—南东走向的左 行走滑断层,它们明显控制了目前双井片岩和蛇绿 混杂岩的出露状态,形成一系列近乎平行的北西— 南东向的河谷(图1),但是这些北西—南东向的河 谷并没有越过西拉木伦构造带(图1)。该断裂由于 后期的覆盖,出露很少,但是在切割双井片岩的花 岗糜棱岩的一些地区,断层面上见有大量擦痕,并 显示为左行走滑断层(图21A),断层滑动矢量指示 为北西—南东向的缩短(图21A),由于这期断层切 割了双井片岩、蛇绿混杂岩、中—晚二叠世沉积岩 以及早白垩世火山岩(图1),因此它们的形成很可 能是在早白垩世之后。



图 21 研究区不同地区的走滑断层(晚白垩世?)

A. 杏树洼地区双井片岩中花岗糜棱岩中的北西—南东向左行走滑断层面、擦痕及断层面解;B. 半拉山晚侏罗世花岗岩内的两组断层以及东 西向右行走滑断层面解;C. 半拉山晚侏罗世花岗岩内北西—南东向左行走滑断层面及断层面解;D. 西拉木伦构造带与北西—南东向左行走 滑断裂的空间关系及里德尔剪切模型

同样杏树洼东南,西拉木伦构造带的沿岸新城 子镇附近的半拉山地区,可以见到两组走滑断层切 割了晚侏罗世花岗岩(160 Ma,图 21),其中近东西 向的为右行走滑断层(图 21B),而北西—南东向的 为左行走滑断层(图 21C),这两组断层相互切割 (图21B),指示可能同时活动,而根据它们断层滑动 矢量得出的古应力场方向也一致(图 21B,C),需要 说明的是该地区北西---南东向断层与杏树洼地区 同方向的断层性质也一样(图 21A)。由于这些断 层切割了晚侏罗世的花岗岩以及早白垩世的火山 岩,因此它们一定是在晚白垩世或之后活动的。根 据新城子镇半拉山地区东西向和北西---南东向断 层的关系以及杏树洼地区一系列平行的北西---南 东向断层没有切过西拉木伦构造的现象,同时考虑 到北西---南东向断裂与近东西向的西拉木伦断裂 之间的夹角平均为70°,我们推测这些断层是西拉 木伦构造带发生了右行走滑作用之后,在其北盘派 生的一系列的 R'次级断裂(左行)。

3.3 克德河砾岩

克德河砾岩的时代目前未确定,原1:5万地质 图显示为哲斯组,但最近我们的碎屑锆石年龄测定 表明,克德河砾岩很可能是晚二叠世—早三叠世沉 积,与林西组可能是同时异相沉积(笔者未发表数 据)。在任家营子以北的地区,克德河砾岩韧性变 形较弱,保留有很多原始沉积构造,可以用来指示 顶底。同时在未明显韧性变形的克德河砾岩中发 现既有大量的灰岩砾石(图22B),也有来自蛇绿混 杂岩的硅质岩砾石(图22A)和灰绿色的玄武岩和 粉砂岩砾石等,这说明克德河砾岩堆积于杏树洼蛇 绿混杂岩形成之后。

研究区克德河砾岩的变形可以分为两个区域, 其中任家营子以南表现为强烈的韧性变形,而且是 压扁变形与一般剪切变形同时出现,在任家营子以 南克德河砾岩分布区的两侧边缘表现为强烈的韧 性剪切,所有的灰岩砾石发生拉伸形成近东西相线 理(图 22C),这与双井片岩内的石英拉伸线理基本 一致(图 3)。而在内部则仅仅发育近东西走向的密 集轴面劈理(图 22E),灰岩砾石中的海百合茎压扁 非常明显(图 22D),但是砾石长轴并没有优选方 位,指示了发生了应变分解现象。

在任家营子以北的地区,这些未明显遭受强烈 韧性剪切的克德河砾岩表现为一个大型的向北倒 伏的倒转背斜(图12C),这个褶皱是西拉木伦构造



图 22 任家营子南侧克德河砾岩

A. 未变形的硅质岩砾石;B. 未变形的灰岩砾石;C. 被拉长的灰岩 砾石,形成线理;D. 压扁的海百合茎(深红色);E. 压扁变形的砾岩, 无线理,赤平投影为面理产状

Fig. 22 Kedehe conglomerate rocks in the south of Renjiayingzi

带以北中、晚二叠世地层变形的一部分(图12C),是 上盘指向北西的逆冲推覆构造的一部分(图12C)。 由于在韧性变形的克德河砾岩部分未见到面理的 褶皱,我们认为近东西向的韧性剪切发育在克德河 砾岩的褶皱之后,如果近东西向的韧性剪切发生在 三叠纪初期(见后讨论),则西拉木伦构造带以北的 中、晚二叠世地层的褶皱变形就只能发生在晚古生 代末期,这与前人的研究结论一致(张欲清等, 2019)。

在任家营子南侧韧性变形的克德河砾岩内,发 育了两组近南北向的小型走滑断层,这两组断层倾 角很陡,但是性质相反,在平面上组成典型的共轭 形式(图 23A,B),由共轭断层恢复出近南北向的缩 短(图 23B),由于这期构造切割了早期的韧性变形 (三叠纪初期),因此可能发生在中生代期间。而在 任家营子以北未发生韧性变形的克德河砾岩中也 发育一组近东西向的逆冲断层(图 23C),断层滑动 矢量反演也得到了近南北向的缩短(图 23C)。

可以看出不仅克德河砾岩经历了中生代近南 北向的缩短挤压,在研究区很多地方的其它地质体 中均发现近南北向缩短挤压的构造,如杏树洼蛇绿 混杂岩(图13)和双井片岩(图20)。

4 低温热年代学数据分析与热模拟

4.1 数据分析

本研究多数样品的单颗粒年龄较为分散,并且



图 23 克德河砾岩晚期脆性变形

A-B. 韧性变形的克德河砾岩为后期共轭走滑断层切割,共轭断层指示近南北向缩短;C. 砾岩内部发育的近东西走向的逆冲断层及断层面解 Fig. 23 The brittle deformation in Kedehe conglomerate rocks

部分样品的 ZHe 和 AHe 年龄并不能完全匹配,这说 明单纯使用每个样品的加权平均年龄并不能准确 反映研究区的热事件。因此,笔者应用以下3点要 求进一步筛选样品的 He 年龄:(1) 锆石(U-Th)/He 和磷灰石(U-Th)/He 分别具有不同的封闭温度,正 常情况地质体应该首先通过 ZHe 封闭系统,因此在 同一样品中,ZHe 年龄应大于 AHe 年龄,然而,部分 样品却显示了完全相反的年龄特征(如 LX18-2 和 LX18-9),笔者将这些颗粒删除(图 24);(2)所有样 品均采自于林西地区的蛇绿岩中,已有的研究表 明,该蛇绿岩在晚二叠世(~250 Ma)就位,因此,进 一步删除了大于二叠纪的 He 年龄(图 24);(3)某 些样品的部分单颗粒年龄较为集中,在这种情况下 取其加权平均值,对于三个单颗粒年龄都分散的样 品,在进行详细的对比(如:与相邻样品的 He 年龄 进行对比)后,选取其中最准确的年龄。

4.2 数据分析

为了进一步获得研究区样品的时间 – 温度曲 线,对所有样品都进行了热历史模拟(图 25)。应用 HeFTY 软件(版本 1.9.3, Ketcham, 2007)进行模 拟,选取 Guenthner et al. (2013)提出的锆石 He 扩 散模型,Flowers et al. (2009)提出的磷灰石 He 辐 射损伤模型。设置的两个初始时间 – 温度限制分 别为:(1)大于 ZHe 单颗粒最老年龄的温度为200~ 300℃;(2)现代地表温度为0~20℃。在模拟的过 程中,根据初步结果进行反复试验,并对时间 – 温度





限制进行调整,直到获取最多的冷却路径和最高的GOF值。样品LX18-1、LX18-5和LX18-6仅得到了ZHe数据,因此只进行锆石(U-Th)/He体系的模拟;LX18-2、LX18-3、LX18-4、LX18-7、LX18-8、和LX18-9同时得到了ZHe和AHe数据,因此进行锆石和磷灰石(U-Th)/He联合热模拟(图25)。

所有样品都得到了较好的热历史模拟结果 (GOF 值大于 0.5),并且均获取了1000条以上好的 冷却路径。样品LX18-1、LX18-3、LX18-5、LX18-6、 LX18-8、LX18-9都显示单一期次的冷却作用,并且 所有样品都经历了快速冷却作用,其冷却时限集中 在约200~180 Ma,约150~140 Ma 和约120~100 Ma 三个阶段;样品LX18-2、LX18-4和LX18-7均经 历了两个期次的冷却作用,其中晚期快速冷却作用 集中在约90~70 Ma,而早期的冷却并不同时,LX18-4



图 25 样品热模拟结果

APRZ—磷灰石部分滞留带;ZPRZ—锆石磷灰石部分滞留带;Paths—路径;Accept fits—可接受路径;Good fits—最佳路径;ZHe GOF—锆石 U/Th-He 年龄模拟结果与实测数值耦合程度函数;AHe GOF—磷灰石 U/Th-He 年龄模拟结果与实测数值耦合程度函数

Fig. 25 Thermal simulation results of samples

在约150 Ma快速通过了约200℃的等温线,反映了 中侏罗世的快速冷却作用;LX18-4和LX18-7早期 的快速冷却时限则为约130~120 Ma。为了更为清 晰的识别研究区中生代以来的冷却时限,本研究将 所有样品热模拟加权平均冷却路径汇总(图26),结 果表明,林西地区中生代以来经历了中—晚侏罗世 (约150~140 Ma)、早白垩世(约130~100 Ma)、晚 白垩世(约90~70 Ma)三个期次的比较明显的快速 冷却作用。而早侏罗世(200~180 Ma)和新生代早 期(约50~40 Ma)的冷却事件也有反映,但是局限 于年龄质量,是否存在需要认真分析(图26)。

进一步分析可以看出,填图区三种主要的岩类 中并不是都有一样的热历史演化过程(图 26)。沉 积岩类的克德河砾岩的两个样品(LX18-1 和 LX18-8)显示了比较一致的演化历史,虽然两个样品采集 的地区有一定距离(图 1),但它们都显示经历了晚 侏罗世—早白垩世初的快速冷却事件,也都经历了 早白垩世晚期的快速冷却事件,此后就进入到了缓 慢的冷却降温阶段(图 26)。蛇绿混杂岩样品

(LX18-6 和7)也一样显示经历了相同的热演化历 史,它们共同经历了早白垩世晚期的快速冷却事 件,在晚白垩世也显示出一定程度的快速冷却阶段 (图 26)。双井片岩样品(LX18-3,4,5)三个样品则 表现出不是很一致的热演化历史,LX18-3 表现出只 经历了一期早白垩世的快速冷却事件,该样品采自 早白垩世莲花山岩体东侧,而该岩体的样品(LX18-2) 的演化历史与 LX18-3 几乎一致(图 26), 可以看 出该采样点的双井片岩经历了早白垩世莲花山花 岗岩体的影响,两者在早白垩世一起发生了快速的 冷却作用,由于莲花山岩体为早白垩世,此处的早 白垩世冷却事件可能代表了岩体向上快速侵位过 程。LX18-4 和 LX18-5 虽然都采自双井片岩,而且 样品相距不远(图1),但两个样品显示出很明显的 差别,位于东侧的LX18-5显示出早侏罗世的快速冷 却事件,而西侧的 LX18-4 显示出晚侏罗世的事件 (图 26),造成上述差别的原因可能是,LX18-5 仅有 锆石 U/Th-He 年龄,而且单颗粒年龄非常分散(表 3),因此其所得到的年龄质量并不高,可能不存在

地质意义;同样 LX18-4 的磷灰石 U/Th-He 单颗粒 年龄也很分散(表 2),因此其新生代期间的历史可 能存在问题,可能并不代表实际意义。两个花岗岩 样品中早白垩世的莲花山样品(LX18-2)在上文已 经分析,具有比较确定的演化历史,即存在早白垩 世的快速冷却,代表了岩体的侵位过程,而三叠纪 花岗岩(LX18-9)也经历了早白垩世晚期—晚白垩 世早期的快速冷却事件,这与区域上的伸展事件基 本一致。可以看出填图区的主要单元经历三期重 要的构造 – 热事件,它们分别是中—晚侏罗世(约 150~140 Ma)、早白垩世(约130~100 Ma)、晚白垩 世(约90~70 Ma),其它两期(早侏罗世和新生代早 期)的虽然在热模拟上有个别显示,但是鉴于数据 质量,它们很可能是没有意义的。





5 讨论

5.1 杏树洼蛇绿混杂岩与双井片岩的形成(从俯 冲到碰撞)

在杏树洼地区蛇绿混杂岩和双井片岩都经历 了两期明显而又强烈的变形,即早期指向北的逆冲 和晚期的右行韧性剪切。杏树洼蛇绿混杂岩以及 西侧的柯单山蛇绿混杂岩内基质强烈剪切变形,不 同尺度的小褶皱发育,运动学表明它们都指示了上 盘指向北的逆冲(图5、8),基质中的岩块也经历了 强烈的剪切而逐步"细粒化"(图9),结合岩块中存 在很多放射虫硅质岩、玄武岩、灰岩、蛇纹岩以及辉 长岩等岩块,它们可能形成于俯冲阶段的增生楔 中,而该俯冲的极性根据基质的变形确定为向南俯 冲(图 5、8)。杏树洼蛇绿混杂岩变质作用很低,多 为低绿片岩相变质,代表了近地表的环境。

双井片岩的早期变形代表了地层重复导致的 地壳逐渐加厚形成一系列倒转同斜褶皱,其变质程 度最高达到中压相系,双井片岩显示出其经历了复 杂的变形过程,长英质浅色脉体出现(图16)。双井 片岩经历了一定程度的变形与变质,而对其物源的 研究目前还比较缺乏,已发表的数据表明其碎屑锆 石年龄主要为 290~250 Ma,其次为 500~400 Ma, 而大于 1500 Ma 非常少(江思宏等, 2014); 我们自 己所测的双井片岩的碎屑锆石年龄也显示绝大多 样品总体仅显示一个约280 Ma 的年龄峰值,虽然在 个别样品也出现了 25 亿年和 18 亿年的锆石,但是 数量非常少(笔者未发表资料)。由于 500~400 Ma 以及 25 亿年和 18 亿年的岩浆活动在华北北缘和蒙 古地区都发育(Eizenhäfer et al., 2015),因此目前还 不能限定双井片岩原岩的物源,但是几乎所有的测 试结果均显示出现了孤立的约280 Ma 的年龄峰值, 显示其为靠近弧的沉积,我们综合前人的资料目前 暂时认为双井片岩的原岩是一套沉积在杏树洼蛇 绿混杂岩以北的以先前增生楔为基底的沉积,主要 物源来自其北侧的岛弧(图 27A)。随着古亚洲洋 残留海槽的逐渐关闭,双井片岩的原岩逐渐俯冲到 南侧的增生楔之下,通过一系列的逆冲推覆和底垫 过程,造成了双井片岩原岩的增厚而发生相应变质 作用(图27B)。前人的研究认为双井片岩具有顺时 针 P-T 轨迹的中 - 低压变质带,代表了沿索伦缝合 带的区域中 - 低级变质作用可能与早三叠纪之后 的有限洋盆被动闭合有关,这种闭合导致地壳再次 加厚(Zhang et al., 2016)。可以看出双井片岩的早 期变形与杏树洼蛇绿混杂岩的早期变形机制和样 式是一致的,不同的是变形的深度存在差别,双井 片岩是同一构造环境下的深部变形,而杏树洼蛇绿 混杂岩是浅部变形。

由于克德河砾岩中有来自蛇绿混杂岩的硅质 岩(图 22A)、灰岩砾石(图 22B),因此克德河砾岩 的物源来自南侧蛇绿混杂岩甚至双井片岩(王友 等,1999)。克德河砾岩目前多划分为哲斯组,时代 为早、中二叠世,但是其具体时代划分一直未定,我 们在该地区开展的碎屑锆石显示,克德河砾岩的沉 积时代有可能延续到了晚二叠世(笔者未发表资 料)。目前有关哲斯组物源的研究多认为来自华北 地区(徐严等,2018),也有研究认为东北地区的基底



图 27 林西段西拉木伦构造带演化阶段 Fig. 27 Evolutionary stages of the Xar Moron tectonic belt in the western section of Linxi

也是哲斯组的物源之一(李雨柯,2012),而越来越 多的碎屑锆石年代学表明,包括研究区在内的西拉 木伦构造带以北广大地区的中、晚二叠世地层源区 多数物源位于北侧或东北地区,而确定来自南侧华 北的碎屑或者没有,或很少(韩杰等,2011;韩国卿 等,2011;郑月娟等,2014;Han et al., 2015; 王丹丹 等,2016)。已有的沉积构造,如大量的冲刷面、叠 瓦状砾石、雹痕(王友等,1999)以及植物化石碎片 (王友等,1999),这些均显示克德河砾岩是陆相河 流 - 冲积扇沉积,这代表了早期的残余海槽已经消 失(图27C)。目前填图区克德河砾岩形成极性向北 的褶皱,部分地区地层倒转(图12C),而克德河砾岩 以及褶皱卷入到后期的右行韧性剪切,因此这期的 变形(包括杏树洼以北地区的中、晚二叠世沉积的 变形)发生在其沉积后紧接着的向北的挤压推覆 (图 12C),结合双井片岩中晚期的上盘指向北的逆 冲(图 16C),我们认为图 12C 杏树洼以北的中、晚 二叠世地层的变形代表了碰撞阶段的变形(图 27D)

5.2 右行韧性剪切带形成的年龄及其区域意义 (从碰撞到陆内) 在填图区,不仅双井片岩、中一晚二叠世沉积 岩、蛇绿混杂岩以及晚古生代—三叠纪侵入岩均经 历了右行剪切变形。该剪切带的宽度可以达到 5 km 左右,这也是填图区最为醒目的变形。该变形带 向北变形逐渐变弱,并出现应变分解现象,出现变 形程度不同的区域。这期变形虽有研究,但是对其 区域延伸、机制和时代均没有定论(王友等,1999; Zhao et al., 2015)。但是野外构造分析表明,该剪 切带卷入了晚二叠世末期的向北的逆冲推覆,如克 德河砾岩变形(图 12C)以及双井片岩的褶皱(图 19),而晚二叠世末期的变形可能代表了洋盆消失 后碰撞阶段的变形,因此这期韧性变形代表了从碰 撞阶段进入到陆内演化的阶段。

已有的研究表明在中亚造山带形成过程中大型的走滑断层的活动起了重要作用,走滑作用不仅可以造成中亚造山带内原始岩浆弧的叠置,也可以调整不同克拉通(板块)之间大规模的旋转和平移 (Şengör et al., 1993; Allen et al., 1995; Şengör and Natal'in, 1996; Buslov et al., 2004; Natal'in and Şengör, 2005; Wang et al., 2007, 2010)。除 了林西地区的东西向韧性右行剪切外,华北北缘的 右行韧性剪切已经有很多学者开展了研究(王友 等,1999; Zhao et al., 2015),它们的分布向南可以 到华北北缘的赤峰、赤城、化德等地区(Wang and Wan, 2014)。最近我们的工作在温都尔庙、阿拉善 地区也发现了规模宏大的同时期右行韧性剪切(笔 者未发表资料),在向西的北山和东天山区域内,同 样也发育同时期或稍早的右行韧性剪切(Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al., 2007; 蔡志 慧等, 2012)。从上述的分布可以看出,华北北缘自 西向东存在一条晚古生代右行韧性剪切带(东天山 –阿拉善北缘 – 狼山 – 温都尔庙 – 林西 – 赤峰 东),而继续向西,则与中天山剪切带(Laurent-Charvet et al., 2002, 2003; Wang et al., 2007),以及 "丝路弧"南缘(Natal'in and Şengör, 2005)相连。

关于西拉木伦河右行剪切形成的年龄有不同 的认识,刘伟等(2003)从双井子岩体南缘陈家营子 北西糜棱岩获得了的矿物内部 Rb-Sr 等时线年龄为 165 Ma。高立明(2004)从该套变质岩获得了钾长 石⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 159 Ma,黑云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 197 Ma,白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 183 Ma、192 Ma 和 227 Ma。马艾阳(2009)从糜棱岩化岩石中获得的 白云母⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 225 ~ 224 Ma; Zhao et al. (2015)从糜棱岩化花岗岩白云母获得了⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 209 Ma。可见双井片岩的韧性右行变形发

生在至少晚三叠世之前。一些研究在华北北缘地 区也发现了一系列的近东西向右行韧性走滑,其剪 切年龄基本在245 Ma 左右(Wang and Wan, 2014)。 而根据剪切带中同构造岩体的年龄,该剪切带的活 动时代有可能从二叠纪末期就已经开始(Zhao et al., 2015), 而上述同构造的闪长质包体的年龄约 260 Ma(图 18),也可能暗示了该剪切带可能开始较 早,这与华北北缘的右行韧性走滑年龄是一致的 (Wang and Wan, 2014)。而后期该剪切带传切的三 叠纪岩体以及很多含钾矿物40 Ar/39 Ar 年龄显示了 中一晚三叠世的年龄,有可能是该韧性剪切长期活 动的反映,代表了可能经历了 20~30 Myr 的韧性变 形。而大型剪切带长时间活动的实例也非常多,如 阿尔金断裂,其活动时限就可达40 Myr(Yin et al., 2002)。研究区中生代晚期也经历了诸如晚侏罗世 和早白垩世的岩浆作用,它们也有可能影响到 ⁴⁰Ar/³⁹Ar 的测年结果。

通过系统收集中亚造山带该期剪切带的年代 学以及其它几何学和运动学资料(图 28),可以发现 该期右行韧性剪切的年龄自西向东逐渐变年轻,西 部天山地区基本在 280 Ma 左右,而最东端地区可以 延续到 230 Ma 左右(图 28),这可能代表造成该剪 切带的动力来自西侧。



目前对导致这些右行走滑的区域因素还不清楚,

图 28 中亚造山带南缘晚古生代—早中生代右行韧性剪切年龄变化趋势

横坐标样品经度,赤平投影为各主要段落右行剪切糜棱岩面理和矿物拉伸线理。数据来自 Laurent-Charvet et al., 2003;刘伟等,2003;Wang et al., 2007, 2010;Li et al., 2014;马艾阳, 2009;de Jong et al., 2009;蔡志慧等, 2012;Wang and Wan, 2014;Zhao et al., 2015;宋东方等, 2018;Zhang et al., 2018;张北航,2019;赵衡,2020;王兴安和李世超,2020;本研究和笔者未发表数据

Fig. 28 Trends of the ductile shear ages along the southern margin of the Central Asian orogenic belt during the Late Paleozoic to Early Mesozoic

Wang et al. (2007)认为是西西伯利亚盆地开始伸展 导致西伯利亚克拉通整体向东运动所致; Laurent-Charvet et al. (2002, 2003) 与则认为与准噶尔盆地 的旋转有关: Natal' in and Sengör (2005)则认为与 古特提斯洋的斜向俯冲有关。Wang et al. (2007) 根据古地磁研究认为伊犁地块和准噶尔地块向东 楔入达近千千米,沿着整个天山的中天山剪切带右 行走滑可能就是这期事件的响应。Allen et al. (1995)认为由于西伯利亚克拉通发生顺时针旋转, 而东欧克拉通则发生逆时针的旋转,进而导致两大 单元之间处于右行剪切状态,而右行剪切发生在晚 石炭世—早二叠世,但没有具体的同位素年代学支 持,因此有可能目前确定的中亚造山带中、晚二叠 世的右行剪切可能是西伯利亚和东欧克拉通相对 旋转靠近所致,而这个过程可能与中亚造山带形成 后与潘基亚超大陆的变形有关(从潘基亚 B 向潘基 亚A转变)(Muttoni et al., 2003; Irving, 2004; 另文 详述)。

前人认为华北北缘的右行剪切是由于南侧的 扬子 - 华北板块的碰撞以及北侧蒙古 - 鄂霍茨克 大洋俯冲的双向挤压, 而华北板块向东挤出所致 (Zhao et al., 2015)。但是已有的研究表明,华北北 缘三叠纪—晚侏罗世的地层是连续的(Meng et al., 2014), 因此来自华北克拉通向北的挤压可能并不 明显或存在。如果华北北缘和阿拉善以及天山地 区的韧性右行剪切带同属一个构造带,华北板块的 挤出模型并不能解释阿拉善以及天山地区的右行 剪切。而华北北缘晚古生代韧性剪切带的建立, 预 示着剪切带之南作为一个整体与北部地块或造山 带作用,指示古亚洲洋战后关闭的时代是晚二叠世 末—三叠纪早期。

5.3 杏树洼蛇绿混杂岩与双井片岩中生代构造阶段与背景(陆内)

填图地区除了上述与古亚洲洋关闭有关的俯 冲、碰撞以及随后的区域性右行韧性剪切作用外, 野外还可以见到很多更加晚期的变形,它们均属于 脆性变形,主要的变形可以分为两类。一类是近南 北向缩短形成的近东西向的逆冲断层和相关褶皱, 它们在西拉木伦构造带以北广泛出露(图 12,13, 20,23);另一类就是一系列的北西—南东走向的左 行走滑和近东西向的右行走滑断裂(图 21D)。北 西—南东向走滑断层由于切割了晚侏罗世的花岗 岩和早白垩世的火山岩,因此其可能是晚白垩世或 其后活动的。而早期的近东西向的逆冲断层和褶 皱卷入了至少中、晚二叠世的地层,因此其形成发 生在中、新生代。而低温热年代学也指示了研究区 分别经历了三期重要的构造 – 热事件,它们分别是 中—晚侏罗世(约150~140 Ma)、早白垩世(约130 ~100 Ma)、晚白垩世(约90~70 Ma)(图29)。

本课题在古亚洲洋可能的最终关闭位置--林西-巴林左旗等地区开展了初步的变形观察。 华北北缘中生代以来最明显的一期脆性变形属于 上盘指向南或南东的一系列逆冲推覆构造,除了上 述填图区,在巴林右旗东沟观察到中侏罗统炭质板 岩因褶皱而发育的生长地层(图 29B),该生长地层 是一个断层传播褶皱控制下形成的生长三角,表明 褶皱的形成是通过两翼的连续旋转而成,而前生长 地层层面上发育倾向擦痕,表明该断层传播褶皱属 于弯滑褶皱。该褶皱的形成根据生长三角可以确 定发生在中侏罗世,这与大青山地区约170 Ma 左右 以及满都拉等地区(Wang et al., 2017)的构造热事 件均可以类比。因此从该生长地层以及相似的变 形样式和方向,我们认为填图区(双井---杏树洼---巴林右旗)地区后期近南北向挤压形成的近东西向 逆冲断层与褶皱主要形成于中--晚侏罗世。

需要说明的是控制该断层传播褶皱的擦痕反 演获得的古应力场为北西---南东向(图 29B),这与 蒙古-鄂霍茨克大洋关闭的基本方向一致,而且绝 大多数该时期的褶皱均向南东倒伏(图 29),多数断 层主体倾向北或北西(图 13,23),也反映动力很可 能来自北侧的挤压。上述现象表明华北克拉通以 北地区中晚中生代的变形最早发生在中侏罗世,这 也于蒙古-鄂霍茨克大洋关闭的时限一致(Zorin, 1999; Yang et al., 2015), 而燕山 - 阴山等晚侏罗世 的变形代表了持续性的挤压。在林西县官地地区 的林西组剖面,厚层的林西组也发生变形,形成了 一系列走向北东--南西的向南东倒伏的褶皱,部分 地区地层发生了倒转(图 29A),这与上述中侏罗世 断层传播褶皱形成机制、构造样式、产状、构造极性 几乎一致(图 29B),因此可以确定官地林西组的变 形是中---晚侏罗世的,受控于北侧蒙古-鄂霍茨克 大洋关闭的产物。

中、晚侏罗世的构造事件在华北北缘广泛存在,如大青山地区(Zheng et al., 1998);中蒙边界西段雅干地区(Zheng et al., 1996);阿拉善地区(Zhang



图 29 研究区晚侏罗世变形 A. 官地林西组变形;B. 巴林左旗北部中侏罗世断层相关褶皱与生 长地层,左上角为地层产状,右下角为断层面解

Fig. 29 Deformation styles in Late Jurassic in the study area

J et al., 2014, 2020)以及燕山等地区(Davis et al., 1998)。上述的这些研究也表明从北西至南东, 中一晚侏罗世的推覆距离减小。我们在填图区开 展的低温热年代学工作也发现了该期构造 - 热事 件(图 26),因此从构造分析以及年代学工作,我们 确认研究区经历了一次中、晚侏罗世的构造事件, 这期构造导致了一系列上盘指向南东或南的逆冲 断层与相关断层,指示动力来自北侧,这期构造与 研究区最早的俯冲碰撞阶段的变形动力来源不同, 早期(二叠世)的变形动力来自南侧,构造极性指向 北,代表了古亚洲洋的俯冲和关闭以及随后的碰 撞,而晚期中、晚侏罗世的构造则代表了北侧蒙古 -鄂霍茨克洋的关闭(Zorin, 1999)。

研究区低温热年代学显示早白垩世(约130~100 Ma)的构造 – 热事件非常显著(图29),虽然在 野外我们没有发现比较确证的早白垩世的构造,但 是该时段整个东亚地区以及研究区西北侧的二连 盆地等均处于强烈的伸展沉降阶段,也是华北克拉 通破坏的主要时段(Meng et al., 2003; Wang et al., 2011; Zhu et al., 2017; Wu et al., 2019; Lin and Wei, 2020; Zhang et al., 2020a)。在研究区早白垩 世有很多花岗岩体的侵入(莲花山岩体,137 Ma,赵 辉等, 2015),也有大片的火山岩分布,虽然目前为 止没有发现确证的正断层,但该期事件应该是研究 区范围内最为显著的构造 – 热事件,它们的重要性 可以从邻近早白垩世花岗岩的双井片岩的低温热 年代学年龄上(样品 LX18-3)看出,该片岩样品虽然 遭受了在白垩世之前多期强烈的变形,但是仅仅记 录到早白垩世事件的年龄(116.7 ± 4.2 Ma),也就 是说早白垩世的构造 – 热事件可能大规模的重置 了矿物内部的低温热年代系统。

除了上述两次构造 - 热事件外,研究区,尤其 是西拉木伦构造带沿线,发育有一系列的北西--南 东走向的左行走滑断层和近东西向的西拉木伦右 行走滑断层(图 21),上文已经提到它们可能是晚白 垩世或之后的构造,而低温热年代学工作也显示了 该期存在可能的构造 – 热事件(图 29)。在晚白垩 世,最近的一系列研究表明,我国的东部的大片地 区遭受到一期短暂的斜向挤压,造成了很多前期盆 地的构造反转和一系列北北东---南南西向左行走 滑断层系统的活动(Ren et al., 2002; Zhang et al., 2020a),这期事件从南向北逐渐年轻,到我国东北 地区则为晚白垩世晚期,这次的挤压可能来自东南 的洋底高原或地块(鄂霍茨克地块)与东亚大陆东 缘的斜向挤压(Faure, 1989; Yang, 2013; Niu et al. , 2015; Zhang et al., 2020b)。而一系列的古应力 场方向的研究也显示该期的古应力场方向指示北 西--南东向的挤压,这与研究区西拉木伦构造沿岸 的走滑断层系统显示的古应力场方向也一致,因此 结合低温热年代学、断层切割的早白垩世火山岩以 及古应力场特征,我们认为研究存在晚白垩世的北 西--南东向斜向挤压构造,导致近东西向西拉木伦 构造带的右行走滑和及其次级剪切的形成(图 21)。

6 结论

西拉木伦构造带地区杏树洼蛇绿混杂岩和双 井片岩代表了晚古生代古亚洲洋的增生楔。通过 填图,建立了该地区从洋盆俯冲-碰撞到随后陆内 的变形的完整过程。中二叠世,随着古亚洲洋向南 的俯冲,形成了华北北缘晚古生代增生楔。晚二叠 世,随着古亚洲洋的关闭而进入碰撞期,发育了指 向北的逆冲推覆,形成近东西向的褶皱和地壳加 厚,双井片岩进一步变形,并在碰撞期经构造作用 抬升至地表。晚二叠世末期—三叠纪早期,蛇绿混 杂岩以及上覆的克德河砾岩和双井片岩共同经历 了区域性的强烈的右行韧性剪切,该韧性剪切是中 亚造山带南缘同时代大型剪切带的重要组成部分, 代表了古亚洲洋已经全部关闭进入到陆内的环境。 结合区域资料和低温热年代学资料,确定了北侧蒙 古 - 阿霍茨克大洋关闭导致研究区中—晚侏罗世 近南北向挤压、早白垩世期间遍及东亚的区域性伸

展以及晚白垩世斜向挤压事件。

谨以此文祝贺潘桂棠研究员八十华诞。潘桂 棠先生常年从事一线地质调查和研究,在80 高龄仍 坚持不懈在青藏高原考察,先生的敬业精神值得我 们晚辈的学习,也是我们的楷模;同时也要感谢他 在青藏高原多比例尺地质填图和中国大地构造学 研究中所作的贡献。感谢中国地质科学院地质研 究所李锦轶教授和张智勇教授对我们的常年帮助 以及在中亚造山带有关研究上的讨论。感谢审稿 专家提出的建设性意见。

参考文献(References):

- Allen M B, Şengör A M C, Natal' in B A, 1995. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to? Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia[J]. Journal of the Geological Society, 152(2): 327 – 338.
- Buslov M M, Watanabe T, Fujiwara Y, et al., 2004. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 23 (5): 655 -671.
- Chen B, Jahn B M, Tian W, 2009. Evolution of the Solonker suture zone: constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Nd-Sr isotope compositions of subduction-and collisionrelated magmas and forearc sediments [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 34(3): 245 – 257.
- Davis G A, Wang C, Zheng Y D, et al., 1998. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: new views on its intraplate contractional styles[J]. Geology, 26(1): 43-46.
- de Jong K, Wang B, Faure M, et al., 2009. New ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar age constraints on the Late Palaeozoic tectonic evolution of the western Tianshan (Xinjiang, northwestern China), with emphasis on Permian fluid ingress[J]. International Journal of Earth Sciences, 98(6); 1239 – 1258.
- Eizenhäfer P R, Zhao G C, 2018. Solonker Suture in East Asia and its bearing on the final closure of the eastern segment of the Palaeo-Asian Ocean[J]. Earth-Science Reviews, 186: 153 – 172.
- Eizenhäfer P R, Zhao G C, Sun M, et al., 2015. Geochronological and Hf isotopic variability of detrital zircons in Paleozoic strata across the accretionary collision zone between the North China craton and Mongolian arcs and tectonic implications[J]. Geological Society of America Bulletin, 127(9-10): 1422-1436.
- Eizenhäfer P R, Zhao G C, Zhang J, et al., 2014. Final closure of the Paleo-Asian Ocean along the Solonker Suture Zone: constraints from geochronological and geochemical data of Permian volcanic and sedimentary rocks[J]. Tectonics, 33(4): 441 – 463.
- Farley K A, Wolf R A, Silver L T, 1996. The effects of long alpha-

stopping distances on (U-Th)/He ages [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 60(21): 4223 - 4229.

- Faure M, Marchadier Y, Rangin, 1989. Pre-Eocene synmetamorphic structure in the Mindoro-Romblon-Palawan area, west Philippines, and implications for the history of Southeast Asia[J]. Tectonics, 8 (5): 963-979.
- Flowers R M, Ketcham R A, Shuster D L, et al., 2009. Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73 (8): 2347 - 2365.
- Fossen H, 2010, Structural Geology [M]. Cambridge: Cambridge University Press. 463, doi: 10.1017/CB09780511777806.
- Fu D, Huang B, Kusky T M, et al., 2018. A middle Permian ophiolitic mélange belt in the Solonker suture zone, western Inner Mongolia, China: implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean[J]. Tectonics, 37(5): 1292 - 1320, doi: 10.1029/2017TC004947.
- Ghosh S K, 1988. Theory of chocolate tablet boudinage [J]. Journal of Structural Geology, 10(6): 541 – 553.
- Gleadow A J W, Duddy I R, Green P F, et al., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 94 (4): 405 -415.
- Gleadow A, Harrison M, Kohn B, et al., 2015. The Fish Canyon Tuff: a new look at an old low-temperature thermochronology standard [J]. Earth and Planetary Science Letters, 424: 95 – 108.
- Guenthner W R, Reiners P W, Ketcham R A, et al., 2013. Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-Th)/He thermochronology [J]. American Journal of Science, 313(3): 145 – 198.
- Han J, Zhou J-B, Wang B, et al., 2015. The final collision of the CAOB: constraint from the zircon U-Pb dating of the Linxi Formation, Inner Mongolia[J]. Geoscience Frontiers, 6(2): 211 -225.
- Hourigan J K, Reiners P W, Brandon M T, 2005. U-Th zonationdependent alpha-ejection in (U-Th)/He chronometry [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(13): 3349 – 3365.
- House M A, Farley K A, Stockli D, 2000. Helium chronometry of apatite and titanite using Nd-Yag laser heating [J]. Earth and Planetary Science Letters, 183(3-4): 365-368.
- Irving E, 2004. The case for pangea B, and the intra-pangean megashear [M]//Channell J E T, Kent D V, Lowrie W, et al. Timescales of the Paleomagnetic Field. American Geophysical Union. 13 – 27.
- Jahn B-M, 2004. The Central Asian Orogenic Belt and growth of the continental crust in the Phanerozoic [J]. Geological Society, London, Special Publications, 226(1): 73 – 100.
- Jian P, Kröner A, Windley B F, et al., 2012. Carboniferous and Cretaceous mafic-ultramafic massifs in Inner Mongolia (China): a SHRIMP zircon and geochemical study of the previously presumed integral "Hegenshan ophiolite" [J]. Lithos, 142 – 143: 48 – 66.
- Jian P, Liu D Y, Kröner A, et al., 2010. Evolution of a Permian intraoceanic arc-trench system in the Solonker suture zone, Central

Asian Orogenic Belt, China and Mongolia [J]. Lithos, 118(1-2): 169-190.

- Ketcham R A, Carter A, Donelick R A, et al., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite [J]. American Mineralogist, 92(5-6): 799-810.
- Laurent-Charvet S, Charvet J, Monié P, et al., 2003. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern central Asia (NW China): new structural and geochronological data[J]. Tectonics, 22(2): 1009.
- Laurent-Charvet S, Charvet J, Shu L S, et al., 2002. Palaeozoic late collisional strike-slip deformations in Tianshan and Altay, Eastern Xinjiang, NW China[J]. Terra Nova, 14(4): 249 – 256.
- Li J Y, 2006. Permian geodynamic setting of Northeast China and adjacent regions: closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo-Pacific Plate[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 26 (3-4): 207-224.
- Li Y J, Wang G H, Santosh M, et al., 2018. Supra-subduction zone ophiolites from Inner Mongolia, North China: implications for the tectonic history of the southeastern Central Asian Orogenic Belt[J]. Gondwana Research, 59: 126 – 143.
- Li Y J, Wang G H, Santosh M, et al., 2020. Subduction initiation of the SE Paleo-Asian Ocean: evidence from a well preserved intra-oceanic forearc ophiolite fragment in central Inner Mongolia, North China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 535: 116087.
- Li Y L, Brouwer F M, Xiao W J, et al., 2017. A Paleozoic fore-arc complex in the eastern Central Asian Orogenic Belt: petrology, geochemistry and zircon U-Pb-Hf isotopic composition of paragneisses from the Xilingol Complex in Inner Mongolia, China [J]. Gandwana Research, 47: 323 – 341.
- Li Y L, Zhou H W, Brouwer F M, et al., 2011. Tectonic significance of the Xilin Gol Complex, Inner Mongolia, China: petrological, geochemical and U-Pb zircon age constraints [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 42(5): 1018 – 1029.
- Li Y L, Zhou H W, Brouwer F M, et al., 2014. Early Paleozoic to Middle Triassic bivergent accretion in the Central Asian Orogenic Belt: insights from zircon U-Pb dating of ductile shear zones in central Inner Mongolia, China[J]. Lithos, 205: 84 – 111.
- Lin W, Wei W, 2020. Late Mesozoic extensional tectonics in the North China Craton and its adjacent regions: a review and synthesis[J]. International Geology Review, 62 (7 - 8): 811 - 839, doi: 10. 1080/00206814.2018.1477073.
- Liu J F, Li J Y, Chi X G, et al., 2013. A late-Carboniferous to early early-Permian subduction-accretion complex in Daqing pasture, southeastern Inner Mongolia: evidence of northward subduction beneath the Siberian paleoplate southern margin[J]. Lithos, 177: 285-296.
- Liu Y J, Li W M, Feng Z Q, et al., 2017. A review of the Paleozoic tectonics in the eastern part of Central Asian Orogenic Belt [J]. Gondwana Research, 43: 123 - 148.
- Meng Q-R, Hu J-M, Jin J-Q, et al., 2003. Tectonics of the late Mesozoic wide extensional basin system in the China-Mongolia border region[J]. Basin Research, 15(3): 397-415.

- Meng Q-R, Wei H-H, Wu G-L, et al., 2014. Early Mesozoic tectonic settings of the northern North China craton [J]. Tectonophysics, 611: 155-166.
- Miao L C, Fan W M, Liu D Y, et al., 2008. Geochronology and geochemistry of the Hegenshan ophiolitic complex: implications for late-stage tectonic evolution of the Inner Mongolia-Daxinganling Orogenic Belt, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 32(5 – 6): 348 – 370.
- Muttoni G, Kent D V, Garzanti E, et al., 2003. Early Permian pangea 'B' to late Permian pangea 'A' [J]. Earth and Planetary Science Letters, 215(3-4): 379-394.
- Natal' in B A, Şengör A M C, 2005. Late Palaeozoic to Triassic evolution of the Turan and Scythian platforms: the pre-history of the Palaeo-Tethyan closure [J]. Tectonophysics, 404 (3 - 4): 175 - 202.
- Niu Y L, Liu Y, Xue Q Q, et al., 2015. Exotic origin of the Chinese continental shelf: new insights into the tectonic evolution of the western Pacific and eastern China since the Mesozoic [J]. Science Bulletin, 60(18): 1598 – 1616.
- Ramberg H, 1955. Natural and experimental boudinage and pinch-andswell structures [J]. The Journal of Geology, 63(6): 512 - 526.
- Ramsay J G, 1967. Folding and Fracturing of Rocks[M]. New York: McGraw-Hill. 568.
- Reiners P W, 2005. Zircon (U-Th)/He thermochronometry [J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58(1): 151-179.
- Ren J Y, Tamaki K, Li S T, et al., 2002. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas [J]. Tectonophysics, 344(3-4): 175-205.
- Robinson P T, Zhou M-F, Hu X-F, et al., 1999. Geochemical constraints on the origin of the Hegenshan ophiolite, Inner Mongolia, China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 17(4): 423 - 442.
- Şengör A M C, Natal' in B A, 1996. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis[M]//Yin A, Harrison M. The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge: Cambridge University Press. 486 – 640.
- Şengör A M C, Natal' in B A, Burtman V S, 1993. Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia[J]. Nature, 364(6435): 299 – 307.
- Şengör A M C, Natal' in B A, Sunal G, et al., 2018. The tectonics of the Altaids: crustal growth during the construction of the continental lithosphere of Central Asia between ~750 and ~130 Ma ago[J]. Annual Review of Earth and Planetary Science, 46: 439 – 494.
- Song S G, Wang M-M, Xu X, et al., 2015. Ophiolites in the Xing' an-Inner Mongolia accretionary belt of the CAOB: implications for two cycles of seafloor spreading and accretionary orogenic events [J]. Tectonics, 34(10): 2221-2248.
- Tang K D, 1990. Tectonic development of Paleozoic foldbelts at the north margin of the Sino-Korean Craton [J]. Tectonics, 9 (2): 249 -260.
- Wang B, Chen Y, Zhan S, et al., 2007. Primary Carboniferous and Permian paleomagnetic results from the Yili Block (NW China) and

their implications on the geodynamic evolution of Chinese Tianshan Belt[J]. Earth and Planetary Science Letters, 263(3-4): 288 -308.

- Wang Q, Liu X Y, 1986. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in Inner Mongolia of China[J]. Tectonics, 5(7): 1073 -1088.
- Wang T, Zheng Y D, Zhang J J, et al., 2011. Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes [J]. Tectonics, 30 (6): TC6007.
- Wang Y C, Dong S W, Shi W, et al., 2017. The Jurassic structural evolution of the western Daqingshan area, eastern Yinshan belt, North China[J]. International Geology Review, 59(15): 1885 – 1907, doi: 10.1080/00206814.2017.1300784.
- Wang Y, Li J Y, Sun G H, 2010. Postcollisional eastward extrusion and tectonic exhumation along the eastern Tianshan Orogen, Central Asia: constraints from dextral Strike-Slip motion and ⁴⁰ Ar/³⁹ Ar geochronological evidence [J]. The Journal of Geology, 116(6): 599-618.
- Wang Z H, Wan J L, 2014. Collision-induced late permian-early triassic transpressional deformation in the Yanshan tectonic belt, North China[J]. The Journal of Geology, 122(6): 705 – 716.
- Wilde S A, 2015. Final amalgamation of the Central Asian Orogenic Belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction—A review of the evidence [J]. Tectonophysics, 662: 345 – 362.
- Wilhem C, Windley B F, Stampfli G M, 2012. The Altaids of Central Asia: a tectonic and evolutionary innovative review [J]. Earth-Science Reviews, 113(3-4): 303-341.
- Windley B F, Alexeiev D, Xiao W J, et al., 2007. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt [J]. Journal of the Geological Society, 164(1): 31-47.
- Wu F-Y, Sun D-Y, Ge W-C, et al., 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 41(1): 1-30.
- Wu F-Y, Yang J-H, Xu Y-G, et al., 2019. Destruction of the North China craton in the Mesozoic [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 47: 173 – 195.
- Xiao W J, Windley B F, Hao J, et al., 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: termination of the central Asian orogenic belt [J]. Tectonics, 22 (6): 1069.
- Xiao W J, Windley B F, Sun S, et al., 2015. A tale of amalgamation of three Permo-Triassic collage systems in central Asia: oroclines, sutures, and terminal accretion [J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 43: 477 - 507.
- Xu B, Charvet J, Chen Y, et al., 2013. Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt[J]. Gondwana Research, 23(4): 1342-1364.

- Xu B, Zhao P, Wang Y Y, et al., 2015. The pre-Devonian tectonic framework of Xing' an-Mongolia orogenic belt (XMOB) in north China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 97: 183-196.
- Yang Y T, 2013. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constraints on the plate reorganization of the Northwest Pacific [J]. Earth-Science Reviews, 126: 96 – 115.
- Yang Y T, Guo Z-X, Song C-C, et al., 2015. A short-lived but significant Mongol-Okhotsk collisional orogeny in latest Jurassicearliest Cretaceous[J]. Gondwana Research, 28(3): 1096-1116.
- Yin A, Rumelhart P E, Butler R, et al., 2002. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation [J]. Geological Society of America Bulletin, 114 (10): 1257-1295.
- Zhang J R, Wei C J, Chu H, 2018. Multiple metamorphic events recorded in the metamorphic terranes in central Inner Mongolia, Northern China: implication for the tectonic evolution of the Xing' an-Inner Mongolia Orogenic Belt [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 167: 52-67.
- Zhang J R, Wei C J, Chu H, et al., 2016. Mesozoic metamorphism and its tectonic implication along the Solonker suture zone in central Inner Mongolia, China[J]. Lithos, 261: 262 – 277.
- Zhang J, Li J Y, Li Y F, et al., 2014. Mesozoic-Cenozoic multi-stage intraplate deformation events in the Langshan region and their tectonic implications[J]. Acta Geologica Sinica (English Edition), 88(1): 78 – 102.
- Zhang J, Qu J F, Zhang B H, et al., 2020a. Mesozoic intraplate deformation of the central North China Craton: mechanism and tectonic setting[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 192: 104269.
- Zhang J, Wang Y N, Q, J F, et al., 2020b. Mesozoic intracontinental deformation of the Alxa Block in the middle part of Central Asian Orogenic Belt: A review [J]. International Geological Review, 1 -31.
- Zhang S H, Zhao Y, Song B, et al., 2009. Contrasting Late Carboniferous and Late Permian-Middle Triassic intrusive suites from the northern margin of the North China craton: geochronology, petrogenesis, and tectonic implications [J]. Geological Society of America Bulletin, 121(1-2); 181-200.
- Zhang S H, Zhao Y, Ye H, et al., 2014. Origin and evolution of the Bainaimiao arc belt: implications for crustal growth in the southern Central Asian orogenic belt [J]. Geological Society of America Bulletin, 126(9-10): 1275-1300.
- Zhao G C, Wang Y J, Huang B C, et al., 2018. Geological reconstructions of the East Asian blocks: from the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea [J]. Earth-Science Reviews, 186: 262 – 286.
- Zhao P, Chen Y, Xu B, et al., 2013. Did the Paleo-Asian Ocean between North China Block and Mongolia Block exist during the late Paleozoic? First paleomagnetic evidence from central-eastern Inner Mongolia, China [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118(5): 1873 - 1894.

- Zhao P, Faure M, Chen Y, et al., 2015. A new Triassic shorteningextrusion tectonic model for Central-Eastern Asia: structural, geochronological and paleomagnetic investigations in the Xilamulun Fault (North China) [J]. Earth and Planetary Science Letters, 426:46-57.
- Zhao P, Xu B, Tong Q L, et al., 2016. Sedimentological and geochronological constraints on the Carboniferous evolution of central Inner Mongolia, southeastern Central Asian Orogenic Belt: inland sea deposition in a post-orogenic setting[J]. Gondwana Research, 31: 253 - 270.
- Zheng Y D, Davis G A, Wang C, et al., 1998. Major thrust sheet in the Daqing Shan Mountains Inner Mongolia, China [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 41(5): 553-560.
- Zheng Y, Zhang Q, Wang Y, et al., 1996. Great Jurassic thrust sheets in Beishan (North Mountains)—Gobi areas of China and southern Mongolia[J]. Journal of Structural Geology, 18(9): 1111-1126.
- Zhou J-B, Han J, Zhao G C, et al., 2015. The emplacement time of the Hegenshan ophiolite: constraints from the unconformably overlying Paleozoic strata[J]. Tectonophysics, 662: 398 – 415.
- Zhu R X, Zhang H F, Zhu G, et al., 2017. Craton destruction and related resources [J]. International Journal of Earth Sciences, 106 (7): 2233 - 2257.
- Zorin Y A, 1999. Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia[J]. Tectonophysics, 306(1): 33-56.
- Zulauf G, Gutiérrez-Alonso G, Kraus R, et al., 2011a. Formation of chocolate-tablet boudins in a foreland fold and thrust belt: a case study from the external Variscides (Almograve, Portugal) [J]. Journal of Structural Geology, 33(11): 1639-1649.
- Zulauf J, Zulauf G, Kraus R, et al., 2011b. The origin of tablet boudinage: results from experiments using power-law rock analogs [J]. Tectonophysics, 510(3-4): 327-336.
- Zulauf J, Zulauf G, Göttlich J, et al., 2014. Formation of chocolatetablet boudins: results from scaled analogue models[J]. Journal of Structural Geology, 68; 97 – 111.
- 蔡志慧,许志琴,何碧竹,等,2012.东天山-北山造山带中大型韧 性剪切带属性及形成演化时限与过程[J].岩石学报,28(6): 1875-1895.
- 董培培,李英杰,王金芳,等,2020.内蒙古梅劳特乌拉蛇绿岩中早 二叠世埃达克岩与古亚洲洋东段洋内俯冲[J].地质通报,39 (9):1474-1487.
- 高立明,2004. 西拉木伦河断裂带基本特征及其动力学意义[D]. 北京:中国地质科学院.1-43.
- 葛梦春,周文孝,于洋,等,2011.内蒙古锡林郭勒杂岩解体及表壳 岩系年代确定[J].地学前缘,18(5):182-195.
- 韩国卿,刘永江,温泉波,等,2011. 西拉木伦河缝合带北侧二叠纪 砂岩碎屑锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学及其构造意义[J]. 地球 科学—中国地质大学学报,36(4):687-702.
- 韩杰,周建波,张兴洲,等,2011.内蒙古林西地区上二叠统林西组
 砂岩碎屑锆石的年龄及其大地构造意义[J].地质通报,30
 (2):258-269.
- 何国琦, 邵济安, 1983. 内蒙古东南部(昭盟)西拉木伦河一带早古 生代蛇绿岩建造的确定及其大地构造意义[M]//中国北方板

块构造论文集编委会.中国北方板块构造文集(第一集).北 京:地质出版社.243-250.

- 和政军,刘淑文,任纪舜,等,1997.内蒙古林西地区晚二叠世-早 三叠世沉积演化及构造背景[J].中国区域地质,16(4):403 -409,427.
- 江思宏,梁清玲,聂凤军,等,2014. 内蒙古林西双井子杂岩锆石
 LA-MC-ICP-MS 测年初步研究 [J]. 中国地质,41(4):1108-1123.
- 李锦轶,高立明,孙桂华,等,2007.内蒙古东部双井子中三叠世同 碰撞壳源花岗岩的确定及其对西伯利亚与中朝古板块碰撞时 限的约束[J]. 岩石学报,23(3):565-582.
- 李锦轶, 刘建峰, 曲军峰, 等, 2019. 中国东北地区主要地质特征和 地壳构造格架[J]. 岩石学报, 35(10): 2989-3016.
- 李锦轶,张进,杨天南,等,2009. 北亚造山区南部及其毗邻地区地 壳构造分区与构造演化[J]. 吉林大学学报(地球科学版),39 (4):584-605.
- 李雨柯,2012. 内蒙古东部索伦二叠纪哲斯组碎屑锆石 U-Pb 年龄及 其大地构造意义[J]. 科学技术与工程,12(25):6269-6277.
- 梁日暄, 1994. 内蒙古中段蛇绿岩特征及地质意义[J]. 中国区域地 质(1): 37-45.
- 刘建峰,李锦铁,孙立新,等,2016.内蒙古巴林左旗九井子蛇绿岩 锆石 U-Pb 定年:对西拉木伦河缝合带形成演化的约束[J].中 国地质,43(6):1947-1962.
- 刘伟,杨进辉,李潮峰,2003.内蒙赤峰地区若干主干断裂带的构造热年代学[J]. 岩石学报,19(4):717-728.
- 马艾阳,2009. 上岗岗坤兑断层糜棱岩白云母⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 定年——西 拉木伦河断裂带活动主期新证据[J]. 新疆地质,27(2):170 -175.
- 内蒙古自治区地质矿产局,1991.内蒙古自治区区域地质志[M]. 北京:地质出版社.1-725.
- 潘桂棠,陆松年,肖庆辉,等,2016.中国大地构造阶段划分和演化 [J].地学前缘,23(6):1-23.
- 潘桂棠,肖庆辉,2015. 中国大地构造图(1:2500000)[M]. 北京: 地质出版社.
- 潘桂棠,肖庆辉,2017. 中国大地构造[M]. 北京:地质出版社.
- 邵济安,1991. 中朝板块北缘中段地壳演化[M].北京:北京大学 出版社.1-135
- 宋东方,肖文交,韩春明,等,2018. 北山中部增生造山过程:构造 变形和⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 年代学制约[J]. 岩石学报,34(7):2087 -2098.
- 唐克东,1992. 中朝板块北侧褶皱带构造演化及成矿规律[M]. 北京:北京大学出版社.305.
- 王丹丹,李世臻,周新桂,等,2016.内蒙古东部上二叠统林西组砂 岩锆石 SHRIMP U-Pb 年代学及其构造意义[J].地质论评,62 (4):1021-1040.
- 王荃, 刘雪亚, 李锦轶, 1991. 中国华夏与安加拉古陆间的板块构 造[M]. 北京:北京大学出版社. 151.
- 王兴安,李世超,2020. 中亚造山带东段晚三叠世伸展构造及岩浆 事件:来自⁴⁰ Ar/³⁹ Ar 和锆石 U-Pb 同位素年代学的制约[J]. 岩 石学报,36(8):2447-2462.
- 王友,樊志勇,方曙,等,1999. 西拉木伦河北岸新发现地质资料及 其构造意义[J]. 内蒙古地质(1):6-27.
- 王玉净, 樊志勇, 1997. 内蒙古西拉木伦河北部蛇绿岩带中二叠纪 放射虫的发现及其地质意义[J]. 古生物学报, 36(1):58

.

217

- 69.

- 徐备,王志伟,张立杨,等,2018. 兴蒙陆内造山带[J]. 岩石学报, 34(10):2819-2844.
- 徐严,颜林杰,张佳明,等,2018.中亚造山带东段晚古生代伸展构造环境的证据:内蒙古双井地区哲斯组沉积学及年代学研究[J]. 岩石学报,34(10):3051-3070.
- 薛怀民,郭利军,侯增谦,等,2009. 中亚 蒙古造山带东段的锡林 郭勒杂岩:早华力西期造山作用的产物而非古老陆块? ——锆 石 SHRIMP U-Pb 年代学证据[J]. 岩石学报,25(8):2001 -2010.
- 张北航,2019. 阿拉善地块南缘古生代构造属性:来自碎屑锆石年 龄和变形的限定[D].北京:中国地质科学院.1-165.
- 张克信,何卫红,徐亚东,等,2016.中国洋板块地层分布及构造演 化[J].地学前缘,23(6):24-30.

- 张克信,潘桂棠,何卫红,等,2015.中国构造—地层大区划分新方案[J].地球科学——中国地质大学学报,40(2):206-233.
- 张欲清,张长厚,侯丽玉,等,2019.内蒙古东南部西拉木伦缝合带两侧二叠纪以来的叠加褶皱变形:对同碰撞和碰撞后变形的启示[J].地学前缘,26(2):264-280.
- 赵衡, 2020. 基底构造对后期构造的控制作用: 以山西吕梁山和阿 拉善地区为例[D]. 北京: 中国地质科学院. 1-208.
- 赵辉,李舢,王涛,等,2015. 大兴安岭南段黄岗梁地区早白垩世岩 浆作用的时代、成因及其构造意义[J]. 地质通报,34(12): 2203-2218.
- 郑月娟,张海华,陈树旺,等,2014. 内蒙古阿鲁科尔沁旗林西组砂 岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及意义[J]. 地质通报,33(9): 1293-1307.

The evolution of the Xar Moron tectonic belt in the eastern Central Asian Orogenic Belt: Constraints from evidences of deformation and lowtemperature thermochronology

ZHANG Jin¹, QU Junfeng¹, LIU Jianfeng¹, WANG Yannan², ZHAO Heng¹, ZHAO Shuo¹, ZHANG Beihang¹, ZHENG Rongguo¹, YUN Long³, YANG Yaqi¹, NIU Pengfei¹

 Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. Key Laboratory for Resource Exploration Research of Hebei Province, Hebei University of Engineering, Handan 056038, Hebei, China;
 Beijing Research Institute of Uranium Geology, Beijing 100029, China)

Abstract: It is controversial that when and where the eastern part of the Central Asian Orogenic Belt was closed. The regional geological survey results of the ophiolitic mélanges and surrounding assemblages in Linxi area in eastern part of the Central Asian Orogenic Belt show that the Xar Moron tectonic belt, represented by Xingshuwa ophiolitic mélange and Shuangjing schist, is a late Paleozoic accretionary wedge in which the typical block and matrix structures are developed. The accretionary wedge, covered by the Middle to Late Permian Kedehe conglomerate rocks, has experienced three stages of deformation; including the earliest deformation indicated by the EW-trending structures formed during the southward subduction stage, the northward thrusting deformation in which the Middle and Late Permian strata were involved, and the deformation in the collision stage. From the Late Permian to the Early Triassic, the ophiolitic mélanges and overlying Kedehe conglomerate rocks underwent strong regional dextral ductile shearing and strain partition. The Late Permian regional dextral ductile shearing zone developed on the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt, indicating that the Central Asian Orogenic Belt had already entered the intracontinental stage by that time. The Shuangjing schist experienced deformations similar to the ophiolitic mélanges, and the lower part was metamorphosed and uplifted to the surface during the collision period. Combined with zircon and apatite low-temperature thermochronologyical date, it is conclude that the Shuangjing schist and the ophiolite mélanges have experienced NS-trending compression caused by the closure of the northern Mongol-Okhotsk Ocean in the Middle to Late Jurassic, and the regional extension occurred throughout East Asia during the Early Cretaceous and the short-term tectonic inversion occurred in the Late Cretaceous.

Key words: Central Asian Orogenic Belt (CAOB); Xar Moron tectonic belt; ophiolitic mélange; low-temperature thermochronology; Shuangjing schist