doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.07.001

# 青藏高原东缘鲜水河断裂带南东段渐新世以来 主要构造岩浆事件的岩石记录

唐渊<sup>1,2</sup>, 王鹏<sup>2</sup>, 邓红<sup>3</sup>, 刘宇平<sup>2</sup>, 唐文清<sup>2</sup> TANG Yuan<sup>1,2</sup>, WANG Peng<sup>2</sup>, DENG Hong<sup>3</sup>, LIU Yuping<sup>2</sup>, TANG Wenqing<sup>2</sup>

1.中国地质科学院地质研究所,北京 100037;

2.中国地质调查局成都地质调查中心,四川成都 610081;

3.四川省地勘局一〇八地质队,四川 成都 611230

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

2. Chengdu Center, China Geological Survey, Chengdu 610081, Sichuan, China;

3.No.108 Geological Team, Sichuan Bureau of Geology and Mineral Exploration, Chengdu 611230, Sichuan, China

摘要:作为青藏高原东缘巴颜喀拉地块和川滇地块的分界线,鲜水河左行走滑断裂带被认为是调节藏东地壳物质大规模南东 向挤出与地块旋转运动的东边界。研究鲜水河断裂带的构造变形特征开展了野外露头-显微尺度的构造分析,并从该段发育的花 岗质糜棱岩和淡色脉体中选取了5个样品开展结石U-Pb测年,分别得到34.4±0.9 Ma、31.0±1.2 Ma、15.92±0.3 Ma、14.9±0.1 Ma和5.93±0.14 Ma的年龄;选取了2个花岗质糜棱岩样品开展白云母Ar-Ar测年,得到的坪年龄分别为17.21±0.30 Ma和 3.21±0.16 Ma。结合前人获得的年龄数据,总结出鲜水河断裂带渐新世以来存在3个阶段的构造-岩浆作用过程。阶段 [: 32~25 Ma,鲜水河断裂带的构造变形集中在地壳深部,表现为一定规模的岩浆作用和深熔作用;阶段 []:20~13 Ma,鲜水河断 裂带的构造变形遍布整个地壳,表现为强烈的左行韧性剪切变形和大规模的岩浆作用和深熔作用;阶段 []:20~13 Ma,鲜水河断 裂带的构造变形遍布整个地壳,表现为强烈的左行韧性剪切变形和大规模的岩浆作用;阶段 []:10 Ma~现今,变形集中在上地 壳,表现为块体旋转和强烈隆升,地震活动性加强。综合分析认为,鲜水河断裂带渐新世以来的构造演化和现今地震活动性 主要受印度-欧亚板块碰撞导致的青藏高原东缘向东挤出相关的陆内变形过程控制。

关键词:青藏高原东缘;鲜水河断裂带;花岗质糜棱岩;块体挤出;构造热年代学;地质调查工程

中图分类号:P534.61<sup>+</sup>4;P546 文献标志码:A 文章编号:1671-2552(2022)07-1121-23

Tang Y, Wang P, Deng H, Liu Y P, Tang W Q. Petrological records of major tectono-magmatic events since Oligocene in the southeastern segment of Xianshuihe fault zone in the eastern margin of Tibetan Plateau. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41 (7):1121–1143

**Abstract:** As the boundary between the Bayan Kara and the Sichuan–Yunnan blocks on the eastern Tibetan Plateau, the Xianshuihe left strike–slip fault zone is considered to be the eastern boundary adjusting the large–scale southeastward extrusion of crustal materials beneath the plateau and the rotation of the blocks. The study of the structural deformation characteristics and evolution history of Xianshuihe fault zone is of great scientific significance to deeply understand the continental deformation process in the eastern margin of the Tibetan Plateau.Based on detailed outcrop – microscale structural analysis, the deformation characteristics of the southeast segment of Xianshuihe fault zone have been studied in this paper.Five samples of granitic mylonites and leucogranites were chosen for LA–ICP–MS

收稿日期:2021-04-23;修订日期:2022-06-10

资助项目:第二次青藏高原综合科学考察研究项目《典型地区岩石圈组成、演化与深部过程》(编号:2019QZKK0702)、中国地质调查局项 目《雅鲁藏布江下游水电开发区地质安全性评价》(编号:DD20211541)、《三江造山带昌都一澜沧地区区域地质调查》(编号: DD20190053)和《川(滇)藏铁路沿线区域地质调查》(编号:DD20160021)

作者简介:唐渊(1985-),女,博士,高级工程师,构造地质学专业。E-mail:tyvienna@163.com

zircon U-Pb dating, giving ages of  $34.4\pm0.9$  Ma,  $31.0\pm1.2$  Ma,  $15.2\pm0.3$  Ma,  $14.9\pm0.1$  Ma and  $5.93\pm0.14$  Ma respectively. Two granitic mylonite samples were selected for Ar-Ar dating of muscovite. As a result, the plateau ages of the two samples are  $17.21\pm0.30$  Ma and  $3.21\pm0.16$  Ma.Based on the previous geochronological data and the results of this paper, three stages of tectonic evolution of Xianshuihe fault zone since Eocene are established. I : ca. $32 \sim 25$  Ma, the deformation of Xianshuihe fault zone concentrated in the deep crust, showing weak magmatism and anatexis; II : ca. $20 \sim 13$  Ma, the peak deformation period of left lateral strike slip of Xianshuihe fault zone, the deformation spread throughout the whole crust, showing a strong left lateral ductile shear deformation and large-scale magmatism. III : ca.10 Ma, the deformation is concentrated in the upper crust, which is characterized by block rotation and strong uplift, fault weakening and strong seismicity. The tectonic evolution and seismicity of the Xianshuihe fault zone are constrained by the eastward extrusion of the eastern margin of the Tibetan Plateau since the collision of the Indian Eurasian Plate.

Key words: eastern Tibetan Plateau; Xianshuihe fault zone; granitic mylonite; block extrusion; tectonothermochronology; geological survey engineering

鲜水河断裂带是青藏高原东部极其重要的大 型左行走滑断裂带,不仅控制着高原物质向东挤 出[1-7],而且是中国南北地震断裂带的重要组成部 分,滑动速率高[8-9]、地震强度大且频度高[10]。自 1327年有历史地震记录以来,沿鲜水河断裂带共发 生6级以上地震19次,其中7级以上地震9 次<sup>[11-14]</sup>,包括 1923 年 Mw 7 <sup>1</sup>/<sub>4</sub> 炉霍/道孚地震、 1955 年 Mw 7.5 康定地震和 1973 年 Mw 7.6 炉霍地 震<sup>[6,15]</sup>。2014年11月22日康定 Mw 5.9级地震,就 发生在鲜水河断裂带康定-道孚之间的色拉哈断 裂,破裂长度为 22 km,震源深度 18 km<sup>[8,16-17]</sup>。鲜 水河断裂带在大地构造上属于青藏高原东缘的松 潘-甘孜造山带内部的一条重要边界断裂[18](图 1a),分割了北东侧的巴颜喀拉地块和南西侧的川滇 地块。约60 Ma 以来的印度-欧亚板块的陆陆碰撞 作用与其后的持续汇聚过程,对松潘-甘孜造山带 的构造演化产生了重要影响。在此过程中,内部的 鲜水河大型走滑断裂带被认为是调节藏东地壳物 质大规模 SE 向挤出与地块旋转运动的东边 界[20-24]。因此,深入开展鲜水河断裂带的变形特征 与演化过程方面的研究,对于理解鲜水河断裂带的 地震发生机制及动力学背景具有十分重要的科学 意义。前人针对鲜水河断裂带的几何学特征、断裂 地貌特征、断裂作用起始时代、断裂位移与滑动速 率等开展了大量的研究工作,但对于鲜水河断裂带 左行走滑韧性剪切作用的时限、演化过程及其构造 动力学背景等还存在诸多争议。本文利用鲜水河 断裂带南东段断裂作用形成的花岗质糜棱岩和淡 色花岗岩脉,开展了岩石分布规律、变形特征等详 细的野外调查和室内显微构造分析,结合样品的错 石 U-Pb 和白云母 Ar-Ar 同位素年龄,以及前人获 得的年龄数据,研究了鲜水河断裂带南东段渐新世 以来的构造变形特征及其演化过程,探讨了大陆动 力学背景,为鲜水河断裂带的变形历史与机制提供 了更深入的理解和认识。

# 1 区域地质背景

鲜水河断裂带北起甘孜东谷附近,经炉霍、道 孚、康定延伸至泸定的磨西以南,大体呈 NW—SE 向展布,呈略向 NE 凸出的弧形。其西北端与 NWW 向甘孜-玉树断裂呈左阶羽列,东南端与 SN 向安宁河断裂相接,与安宁河断裂南侧的则木河断 裂、小江断裂共同构成了川滇块体的东部边 界<sup>[6-7,15,25-30]</sup>。鲜水河断裂带在走向上以八美惠远 寺为界可划分为北西和南东两大段。北西段的几何 形态和内部结构较单一,而南东段的几何形态和内部 结构较复杂,包括4条右阶雁列式排列的分支断裂, 自北东向南西依次为雅拉河断裂、色拉哈断裂、木格 措南断裂及康定附近的折多塘断裂(图 1-b),向南东 延伸至磨西附近又收敛为磨西主干断裂<sup>[26-27,42]</sup>。

对于鲜水河断裂带走滑作用的起始时代,前人 虽然做了大量的研究工作,但至今仍存在争议。早 期的研究认为,鲜水河断裂带产生于约 12 Ma 以 来,代表了川滇地块向东挤出<sup>[38]</sup>,并伴随大规模折 多山花岗质岩浆的侵位。但是该岩体记录了三叠 纪、侏罗纪、古近纪、新近纪等多期构造岩浆事 件<sup>[32,36-37,39,43-45]</sup>,其是否为鲜水河断裂带的同构造花 岗岩还存在争议。张岳桥等<sup>[31]</sup>、陈文等<sup>[40]</sup>通过对花 岗质糜棱岩中的云母 Ar-Ar 测年,认为鲜水河断裂 带强烈的左行走滑起始于 12~10 Ma。Li 等<sup>[30,32,43]</sup> 近年的研究发现,沿鲜水河断裂带,在贡嘎山岩体 东侧发育 32~27 Ma 的含石榴子石混合岩,岩体中



剖面地质简图(c)及糜棱岩产状赤平投影图(d)(a,b 据参考文献[19]修改)

Fig. 1 Tectonic location of the study area (a), geological map and dating sample location map of the south section of Xianshuihe fault zone (b), geological profile sketch of the south section of Xianshuihe fault zone (c) and stereographic projection of mylonite occurrence (d)

南部沿鲜水河断裂的分支断裂零散地分布 25~20 Ma 的混合岩,并认为鲜水河断裂带在 27~25 Ma 已启动左 行走滑变形,与哀牢山一红河断裂带具有同步性。近 期,Chen 等<sup>[34]</sup>则认为鲜水河断裂带的初始启动不晚于 47 Ma,且大规模的左行走滑作用发生于 5 Ma 以来。

对于鲜水河断裂带晚新生代以来的左行走滑 运动的位移量和运动速率,多年来不同研究者采用 地质学方法(年代学及地貌学相结合)、地震矩张量 反演法、跨断层形变监测、GPS 监测等开展了大量 研究工作。不同的测算方法得到的运动速率有较 大差异,而且针对断裂带不同分段的运动速率估算 也存在差异。总体而言,鲜水河断裂带第四纪以来 的滑移速率在断裂带北西段(朱倭—八美段)大于 南东段(八美--康定段),北西段活动速率为15±5 mm/a,南东段活动速率小于 10 mm/a,一般为 5 mm/a 左右[16-17,46-49]。这可能与鲜水河断裂带不同 分段的空间展布特征有关,北西段断裂较单一,而 南东段由多条次级断裂分担了活动速率<sup>[50]</sup>。鲜水 河断裂带南东段断裂作用的另一个显著表现为发 育大型花岗岩体——折多山花岗岩体[37-38,51] 及宽度 不等的韧性剪切带,局部还发育强烈的混合岩化作 用<sup>[32,43]</sup>。因此,不同于鲜水河断裂带北西段相对单 一的断裂几何学特征和相对脆性的变形特征,鲜水 河断裂带南东段无论是断裂带的结构组成,还是断 裂作用的过程和变形行为都更复杂。

# 2 鲜水河断裂带南东段构造变形的岩石学记录

## 2.1 花岗质糜棱岩

沿鲜水河断裂带呈 NW—SE 向线性延伸的折 多山花岗体,主体未发生明显变形,但靠近鲜水河 断裂带各分支断裂附近发育近平行断裂走向的韧 性剪切带,在北东侧雅拉河断裂形成的花岗质糜棱 岩带宽约数百米至约 2650 m,在南西侧折多塘断裂 形成的糜棱岩宽约 20 m(图 1-c)。

沿雅拉河断裂附近,花岗质糜棱岩发育面理,产 状为55°~65°∠63°~85°(图2-a),主要矿物为长石、 石英、白云母及少量暗色矿物,长石呈"残斑状",石英 呈拔丝状,云母为片状,均定向排列,形成近水平的拉 伸线理(图2-b~d),倾伏向为SE(产状赤平投影图见 图1-d)。显微镜下,花岗质糜棱岩发育一组透人性 的"S"叶理及平直间隔分布的"C"剪切面理。"S"叶 理主要由长石"σ"型残斑、石英多晶集合体定向排列 形成,"C"剪切面理由细小的片状矿物如黑云母等聚 集,二者之间锐角相交指示岩石遭受了非共轴应变条



图 2 雅拉河断裂附近花岗质糜棱岩露头特征 Fig. 2 Macroscopic characteristics of granitic mylonite along Yalahe fault a-岩石坚硬,面理发育;b--长石呈"残斑"且长轴定向排列;c、d--云母、石英等矿物细粒化 且拉长定向形成线理,发育--系列剪切破裂面,即"C"面理

件下的左行韧性剪切变形(图 3-a)。石英集合体条 带内主要为亚颗粒旋转重结晶作用形成的细小新晶 粒(图 3-b);长石残斑的边缘可见膨凸重结晶作用 形成的细小新颗粒,残斑内部发育晶内破裂(图 3c);白云母呈片状巨晶,表现为"云母鱼"构造,指示 其形成于左行剪切作用过程中(图 3-d)。石英和长 石的动态重结晶机制表明,该套糜棱岩经历了 450~ 500℃温度条件下的韧性剪切变形<sup>[52]</sup>。

沿折多塘断裂的康定机场以东折多山垭口附近,出露一套眼球状花岗质糜棱岩。地表露头显示,岩石主要矿物为长石、石英、黑云母等(图4)。 显微镜下,岩石"S-C"组构显著发育,具有左行剪 切作用的指向特征(图5);其中"S"面理由长石和 石英集合体的定向排列形成,"C"面理平直间隔发 育,延伸方向与主剪切带的方向一致,内部由细小 的黑云母填充。长石呈"σ"型残斑状,碎斑含量 20%~30%,具有拖尾现象,拖尾处分布细小的云母 和石英颗粒;石英集合体条带内几乎完全为动态重 结晶新颗粒,大部分为亚颗粒旋转重结晶作用形成 (图 5-a、b),局部可见颗粒边界迁移重结晶机制下 的新晶粒(图 5-c)。石英和长石的动态重结晶作用 机制反映折多塘断裂带上的花岗质糜棱岩经历了 500~600℃温度条件下的韧性剪切变形<sup>[52]</sup>,且变形 温度比雅拉河断裂带高。

#### 2.2 淡色脉体

前人研究发现,沿鲜水河断裂带发育长约 120 km、宽 3~5 km 的混合岩,并基于运动学和年代学 资料认为,混合岩的发育与该断裂带渐新世—早中 新世的 2 期变形有关<sup>[19, 32, 43]</sup>。笔者在野外考察中, 沿雅拉河断裂带也发现了特征类似的大量淡色脉



#### 图 3 雅拉河断裂附近花岗质糜棱岩显微构造特征(正交偏光)

Fig. 3 Microstructure characteristics of granitic mylonite along Yalahe fault

a—长石、石英等矿物定向排列形成"S"叶理,与平直的"C"剪切面理锐角相交,指示左行剪切;b—长石呈"σ"型残斑,石英条带内发育亚颗粒旋转重结晶新晶粒;c—石英多晶条带内几乎完全为细小的重结晶新晶粒,长石颗粒边缘发育膨凸重结晶细小新颗粒;d—白云母呈"云母鱼"; Qz—石英;Fs—长石;Mus—白云母;BLG—膨凸重结晶;SGR—亚颗粒旋转重结晶



图 4 折多塘断裂附近眼球状花岗质糜棱岩露头特征 (长石、石英等矿物定向排列形成"S"面理,与平直的"C"剪切面理锐角相交,指示左行剪切) Fig. 4 Macroscopic characteristics of augen granitic mylonite along Zheduotang fault



图 5 折多塘断裂附近眼球状花岗质糜棱岩显微构造特征(正交偏光)

Fig. 5 Microstructure characteristics of augengranitic mylonite along Zheduotang fault

a—"S-C"组构发育指示左行剪切;b—石英条带几乎完全由亚颗粒旋转重结晶新晶粒组成,长石也有部分发生了亚颗粒旋转重结晶现 象;c—石英多晶条带内可见颗粒边界迁移重结晶;d—白云母呈"云母鱼",指示左行剪切;Qz—石英;Fs—长石;Bi—黑云母;Mus—白云母;GBR—颗粒边界迁移重结晶;SGR—亚颗粒旋转重结晶 体,主要形迹呈 NW一近 SN 向。该带内的岩石主 体为灰白色或灰黑色花岗质糜棱岩,面理发育(图 6),主要矿物为长石、石英、黑云母及少量白云母, 几乎所有的矿物均细粒化,少见长石碎斑残留。淡 色脉体发育的宽度不一,宽者 20~30 cm,窄者约 10 cm 左右(图 6-a、b、c、e);有的呈规则的脉体或顺面 理或切穿面理发育且延伸较远(图 6-a、b),有的呈 构造透镜体状延伸不远即尖灭(图 6-c、d)。部分切 穿面理发育的细脉呈剪切褶皱形态(图 6-b)。脉体 与周围的岩石均无侵入关系,未见烘烤边或冷凝 边。在矿物组成上,淡色脉体主要含长石和石英, 含少量白云母,无暗色矿物;矿物定向排列形成线 理(图 6-f)。根据淡色脉体的野外产出特征,推测 其可能为鲜水河断裂带内深熔作用的产物。

3 糜棱岩和淡色脉体形成时代

为了进一步揭示鲜水河断裂带东南段构造变 形相关岩石记录的时代,笔者在详细的野外构造解 析和室内显微构造分析的基础上,选取花岗质糜棱 岩和深熔作用形成的淡色脉体样品,开展锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测年和白云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年工作。

3.1 样品采集

在雅拉河断裂和折多塘断裂中共选取 5 个样品 (采样位置如图 1-b 所示)进行锆石 LA-ICP-MS 方法 U-Pb 测年。样品 17YLH01-2、17YLH01-3 和 17BM02-5 采自雅拉河断裂带。其中 17YLH01-2 和 17YLH01-3 采自同一露头处(地表露头特征 如图 6 所示),17YLH01-2 岩性为灰白色花岗质糜



图 6 雅拉河断裂发育的糜棱岩及淡色脉体(深熔作用)

Fig. 6 Mylonite and leucogranite veins (anatexis) along Yalahe fault

a-发育于灰黑色花岗质糜棱岩中的淡色脉体,宽窄不一;b-切穿花岗质糜棱岩面理发育的淡色脉体,局部较细的淡色脉体呈剪切褶皱形态; c、d-呈不规则透镜体状产出的淡色脉体;e-规则的淡色细脉顺花岗质糜棱岩面理发育;f-淡色脉体中的矿物也定向排列形成花岗质糜棱岩 棱岩,17YLH01-3 为淡色脉体;17BM02-5 采自折 多山花岗岩体北端的热水塘附近,岩性为花岗质糜 棱岩。样品 PM002-62、PM002-61 采自折多塘断 裂带,位于折多山花岗岩体的中心部位,岩性均为 花岗质糜棱岩。在折多塘断裂带选取 2 个花岗质糜 棱岩样品(P0223-2 和 P0223-1)进行白云母<sup>40</sup>Ar∕ <sup>39</sup>Ar定年。样品采集过程中尽量选择在风化较弱、 新鲜无污染的露头处。

#### 3.2 测试方法

3.2.1 锆石 U-Pb 测年

锆石原岩样品经人工粉碎、淘洗和电磁选后得 到含有少量杂质的锆石样品,然后选择晶形较好且 无裂隙的锆石颗粒制成锆石样品靶,再经打磨、抛 光后进行显微照相和阴极发光(CL)图像分析,最后 选出代表性的锆石颗粒和区域进行 U-Pb 测年,样 品的测年打点位置均选择在无裂缝、无明显包体 处。锆石 U-Pb 同位素的 LA-ICP-MS 测年采用的 激光束斑和频率分别为 32 μm 和 5 Hz。U-Pb 同 位素定年和微量元素含量处理中采用锆石标准 91500 和玻璃标准物质 NIST610 作外标分别进行同 位素和微量元素分馏校正。每个时间分辨分析数 据包括 20~30 s 空白信号和 50 s 样品信号。数据的 离线处理(包括对样品和空白信号的选择、仪器灵 敏度漂移校正、元素含量及 U-Pb 同位素比值和年 龄计算)采用软件 ICPMSDataCal 完成<sup>[53-54]</sup>。锆石 样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄加权平均计算 采用 Isoplot/Ex\_ver3 完成<sup>[55]</sup>。锆石 U-Pb 同位素定 年和微量元素含量测试的相关仪器参数和分析流 程据参考文献[56-57]。

3.2.2 白云母 Ar-Ar 测年

白云母<sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar 定年选纯的矿物(纯度大于 99%)用超声波清洗,清洗后的样品被封进石英瓶中 送核反应堆中接受中子照射。照射使用 B4 孔道,

中子流密度约为 2.65×10<sup>13</sup> n cm<sup>-2</sup>S<sup>-1</sup>。照射总时间 为1440 min,积分中子通量为2.29×10<sup>18</sup> n cm<sup>-2</sup>;作 为监控样的标准样 ZBH-25(黑云母标样,标准年龄 为132.7±1.2 Ma,K 含量为 7.6%) 同期接受中子照 射。样品的阶段升温加热使用石墨炉,每一个阶段 加热 10 min, 净化 20 min。质谱分析在多接收稀有 气体质谱仪 Helix MC 上进行,每个峰值均采集 20 组数据。所有的数据在回归到时间零点值后再进 行质量歧视校正、大气氯校正、空白校正和干扰元 素同位素校正。中子照射过程中所产生的干扰同 位素校正系数通过分析照射过的 K,SO4和 CaF,获 得,其值为:  $({}^{36}$  Ar/ ${}^{37}$  Ar<sub>o</sub>)<sub>Ca</sub> = 0.0002398,  $({}^{40}$  Ar/ ${}^{39}$  $Ar_{K} = 0.004782$ ,  $({}^{39}Ar/{}^{37}Ar_{o})_{Ca} = 0.000806 {}_{o}{}^{37}Ar$ 过放射性衰变校正.<sup>40</sup>K 衰变常数  $\lambda = 5.543 \times 10^{-10}$ a<sup>-1[58]</sup>,用 ArArCALC 程序计算坪年龄及正、反等时线 (v2.5.2),坪年龄误差以2σ给出。更详细的实验流 程可见陈文等[40]、张彦等[59]。

## 3.3 测试结果

3.3.1 锆石 U-Pb 测年结果

本次获得的 5 个锆石 U-Pb 测年数据列于表 1。 样品 17YLH01-2、17YLH01-3 的锆石颗粒均以暗黄 色或无色为主,油脂-玻璃光泽,透明度好,大多数为 半自形—自形,长轴直径 80~150 μm。但在阴极发光 (CL)图像(图 7-a)中,两者的锆石结构特征具有较 明显的差异。花岗质糜棱岩样品 17YLH01-2 的锆 石受糜棱岩化影响极微弱,表现为少数锆石边部受 到影响显示模糊不清,但其内部仍显示岩浆结晶环 带,无继承性核、无变质增生边,属岩浆结晶产物。 而淡色脉体样品 17YLH01-3 锆石晶体内部表现为 云雾状或海绵状特征,但仍然能见到锆石边部的振 荡环带结构(图 7-b),具有变质深熔作用锆石的 特征。



图 7 鲜水河断裂带花岗质糜棱岩和淡色花岗岩脉锆石阴极发光(CL)图像特征

Fig. 7 CL images of zircons from granitic mylonites and leucogranite veins in Xianshuihe fault zone a,c,d,e-花岗质糜棱岩的锆石,发育振荡环带,保留岩浆锆石的结构;b-深熔作用形成的淡色脉体的锆石,内部呈海绵状或云雾状

ł
4
-
P
-
1
•
•
7
1
1
1
Ē
Ē
5
•
C.
6
ζ
•
۲

			Table 1	LA-ICP-M	S zircon	U-Th-Pb d£	ata of gra	nitic mylonit	es and leuc	ogranitic dykes	along Xi:	anshuihe fault	t zone		
40477	含量	$^{\prime}10^{-6}$	117 July			同位素	比值					年龄/Ma	а		
分竹点 -	Th	D	- 11/ 0	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$1\sigma$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	lσ	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	$1\sigma$	$^{206}{\rm Pb}/^{238}{\rm U}$	$1\sigma$
17YLH01-	2														
01	173	889	0.19	0.0502	0.0024	0.0401	0.0020	0.0058	0.0001	203	89	40	6	37.1	0.5
02	149	453	0.33	0.0591	0.0033	0.0434	0.0023	0.0054	0.0001	570	06	43	0	34.6	0.5
03	166	4150	0.04	0.0481	0.0015	0.0327	0.0010	0.0049	0.0001	103	74	32.7	1	31.8	0.3
04	251	1437	0.17	0.0474	0.0018	0.0371	0.0014	0.0057	0.0001	67	65	37	1	36.4	0.4
05	124	1220	0.10	0.0448	0.0022	0.0341	0.0016	0.0055	0.0001	-30	78	34	0	35.6	0.4
07	964	5475	0.18	0.0485	0.0013	0.0332	0.0009	0.0049	0.0001	122	47	33.1	0.9	31.8	0.3
08	668	1470	0.45	0.0495	0.0029	0.0383	0.0022	0.0056	0.0001	171	134	38	0	36.1	0.4
60	245	726	0.34	0.0512	0.0037	0.0405	0.0029	0.0057	0.0001	247	168	40	6	36.9	0.6
10	133	1601	0.08	0.0468	0.0024	0.0376	0.0018	0.0058	0.0001	40	113	37	0	37.4	0.7
11	466	1580	0.29	0.0477	0.0031	0.0356	0.0022	0.0054	0.0001	82	143	35	0	34.8	0.5
12	452	1515	0.30	0.0486	0.0021	0.0361	0.0015	0.0054	0.0001	130	73	36	1	34.9	0.4
14	472	1621	0.29	0.0444	0.0020	0.0355	0.0018	0.0058	0.0001	-53	75	35	0	37.1	0.6
16	46	1897	0.02	0.0506	0.0024	0.0335	0.0015	0.0048	0.0001	222	111	33	1	30.9	0.5
17	2805	5085	0.55	0.0461	0.0020	0.0337	0.0014	0.0053	0.0001	-	95	34	1	34.1	0.5
18	543	4337	0.13	0.0463	0.0014	0.0336	0.0010	0.0053	0.0000	11	48	34	1	33.8	0.3
19	470	2293	0.21	0.0478	0.0020	0.0359	0.0016	0.0054	0.0001	06	77	36	0	34.7	0.5
20	784	2002	0.39	0.0447	0.0018	0.0337	0.0014	0.0055	0.0001	-35	61	34	1	35.2	0.4
21	1194	2159	0.55	0.0467	0.0017	0.0356	0.0013	0.0056	0.0001	32	59	35	1	35.7	0.4
22	164	3967	0.04	0.0466	0.0015	0.0313	0.0010	0.0049	0.0001	31	45	31.3	1	31.5	0.4
23	88	1448	0.06	0.0470	0.0019	0.0391	0.0016	0.0061	0.0001	51	68	39	0	38.9	0.4
24	2653	5876	0.45	0.0466	0.0013	0.0334	0.0010	0.0052	0.0001	27	44	33.4	1	33.6	0.3
17YLH01-	<i>;</i> ;														
02	353	6230	0.06	0.0480	0.0015	0.0330	0.0012	0.0050	0.0001	101	51	33	1	32.1	0.6
05	662	8185	0.08	0.0496	0.0013	0.0357	0.0010	0.0052	0.0001	177	42	35.6	1	33.6	0.4
90	069	6857	0.10	0.0469	0.0014	0.0319	0.0009	0.0050	0.0001	43	44	31.9	0.9	31.9	0.4

1129

	1σ	0.4	0.3	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3	0.9	0.4		0.4	0.4	0.3	0.1	0.3	0.4	0.2	0.3	0.4	0.7	0.2	0.2	0.2	
	$^{206}{\rm Pb}/^{238}{\rm U}$	33.3	31.2	31.9	31.8	35.1	31.7	32.2	31.6	31.1	33.4	33		6.3	6.0	5.9	5.8	6.5	6.2	5.8	5.8	6.2	6.2	5.8	5.8	6.3	
la	1σ	4	0.9	1	1	1	0.9	1	1	1	1	-		4.7	6.9	5.8	0.3	2.9	4.8	1.6	1.4	3.6	5.2	1.8	2.8	1.8	
年龄/M	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	32	31	33	33	37	31.9	33	32.8	31	31	34		42.9	50.1	40.2	7.8	20.0	28.8	16.4	15.5	35.2	38.4	17.0	21.2	20.1	1
	1σ	61	41	78	55	47	45	53	54	45	48	52		274	348	224	88.9	345	367	204	181	344	411	227	206	147	
	$^{207} \mathrm{Pb}/^{206} \mathrm{Pb}$	-2	7	144	113	153	33	89	106	4	-77	101		4240	4692	3415	672	2747	3290	2361	2300	3932	3998	2494	2591	2352	
	10	0.0001	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001		0.00006	0.00006	0.00005	0.00001	0.00005	0.00006	0.00004	0.00004	0.00005	0.00010	0.00003	0.00003	0.00003	
	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	0.0052	0.0049	0.0050	0.0050	0.0055	0.0049	0.0050	0.0049	0.0048	0.0052	0.0051		0.0010	0.0009	0.0009	0.0009	0.0010	0.0010	0.0009	0.0009	0.0010	0.0010	0.0009	0.000	0.0010	00000
比值	1σ	0.0013	0.0009	0.0011	0.0010	0.0012	0.0009	0.0010	0.0010	0.0010	0.0013	0.0011		0.0048	0.0072	0.0059	0.0003	0.0029	0.0049	0.0016	0.0014	0.0036	0.0053	0.0018	0.0028	0.0018	
同位素1	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	0.0325	0.0310	0.0335	0.0330	0.0372	0.0320	0.0333	0.0329	0.0310	0.0313	0.0341		0.0432	0.0506	0.0404	0.0077	0.0199	0.0287	0.0163	0.0154	0.0353	0.0386	0.0168	0.0211	0.0200	L
	lσ	0.0019	0.0013	0.0016	0.0016	0.0015	0.0014	0.0014	0.0015	0.0014	0.0018	0.0015		0.0915	0.1453	0.0414	0.0026	0.0392	0.0612	0.0179	0.0153	0.0912	0.1134	0.0219	0.0212	0.0129	
	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	0.0460	0.0462	0.0489	0.0483	0.0491	0.0467	0.0478	0.0482	0.0461	0.0439	0.0480		0.4994	0.6812	0.2896	0.0619	0.1905	0.2672	0.1512	0.1452	0.4061	0.4246	0.1637	0.1732	0.1505	
117 T.T.	- n /чT	0.03	0.11	0.11	0.09	0.14	0.21	0.07	0.12	0.07	0.05	0.07		0.94	0.89	0.92	0.12	0.55	0.56	0.67	1.10	0.34	0.72	0.86	0.51	1.53	
$10^{-6}$	с	3308	6777	6591	7158	7393	8464	6535	8713	7178	3952	6117		258	231	285	10726	1073	315	767	666	292	209	694	772	2059	
含量/	Th	107	722	723	618	1027	1747	450	1075	536	181	413		242	206	264	1245	591	176	511	733	101	151	595	391	3145	
년 1	- 竹凤	07	08	60	11	12	14	16	17	20	21	24	A002-61	01	02	03	04	05	07	08	60	10	11	12	15	17	¢,

2022 年

														2	1 - X
4 14 17	含量	$^{10^{-6}}$	117 117			同位素	比值					年龄/	Ma		
がが見 -	Th	D		<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	$1\sigma$	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	$1\sigma$	$^{206}\mathrm{Pb}/^{238}\mathrm{U}$	$1\sigma$	$^{207}\mathrm{Pb}/^{206}\mathrm{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}{ m Pb}/^{235}{ m C}$	J 1σ	$^{206}{ m Pb}/^{238}{ m U}$	$1\sigma$
21	308	441	0.70	0.2899	0.0478	0.0249	0.0024	0.0009	0.00004	3417	254	25.0	2.3	5.9	0.3
23	450	1861	0.24	0.0873	0.0070	0.0113	0.0009	0.0010	0.00002	1369	156	11.4	0.9	6.3	0.2
24	269	376	0.72	0.3710	0.0819	0.0288	0.0020	0.0009	0.00006	3796	341	28.9	2.0	6.0	0.4
PM002-62															
01	804	6657	0.12	0.0440	0.0018	0.0138	0.0006	0.0023	0.00003	error	error	13.9	0.6	14.6	0.2
02	492	4488	0.11	0.0448	0.0023	0.0143	0.0007	0.0023	0.00003	error		14.4	0.7	15.0	0.2
03	1292	9708	0.13	0.0475	0.0016	0.0150	0.0005	0.0023	0.00002	76.0	77.8	15.1	0.5	14.7	0.1
04	321	3683	0.09	0.0526	0.0026	0.0157	0.0008	0.0022	0.00003	322	119	15.8	0.8	14.1	0.2
05	811	3044	0.27	0.0435	0.0037	0.0144	0.0012	0.0024	0.00005	error		14.6	1.2	15.7	0.3
90	1594	9701	0.16	0.0495	0.0018	0.0164	0.0007	0.0024	0.00003	172	87.0	16.6	0.7	15.5	0.2
07	423	2846	0.15	0.0564	0.0035	0.0189	0.0012	0.0025	0.00005	478	144	19.0	1.2	15.9	0.3
80	545	3820	0.14	0.0480	0.0024	0.0154	0.0007	0.0024	0.00003	98.2	119	15.6	0.7	15.2	0.2
60	1132	9242	0.12	0.0480	0.0016	0.0152	0.0005	0.0023	0.00003	98.2	77.8	15.3	0.5	14.8	0.2
10	692	4884	0.14	0.0453	0.0019	0.0142	0.0006	0.0023	0.00003	error		14.3	0.6	14.7	0.2
11	1118	0009	0.19	0.0474	0.0019	0.0156	0.0006	0.0024	0.00003	77.9	83.3	15.7	0.6	15.4	0.2
12	2674	15818	0.17	0.0472	0.0014	0.0151	0.0004	0.0023	0.00003	57.5	66.7	15.2	0.4	14.8	0.2
13	845	6198	0.14	0.0461	0.0019	0.0149	0.0006	0.0023	0.00003	400	-305.515	15.0	0.6	15.0	0.2
14	638	4569	0.14	0.0522	0.0046	0.0169	0.0015	0.0024	0.00003	295	204	17.0	1.5	15.2	0.2
15	678	5545	0.12	0.0458	0.0018	0.0148	0.0006	0.0023	0.00003	error		14.9	0.6	15.1	0.2
16	1466	9415	0.16	0.0476	0.0017	0.0155	0.0006	0.0023	0.00003	79.7	85.2	15.7	0.6	15.1	0.2
17	918	6741	0.14	0.0455	0.0019	0.0143	0.0006	0.0023	0.00003	error		14.4	0.6	14.7	0.2
18	1454	11517	0.13	0.0447	0.0014	0.0143	0.0004	0.0023	0.00002	error		14.4	0.4	15.0	0.2
19	2027	12756	0.16	0.0428	0.0016	0.0135	0.0005	0.0023	0.00002	error	error	13.7	0.5	14.8	0.2
20	1353	8677	0.16	0.0481	0.0017	0.0153	0.0006	0.0023	0.00003	102	85.2	15.5	0.6	14.9	0.2
21	1221	9904	0.12	0.0459	0.0013	0.0148	0.0004	0.0023	0.00003	error		14.9	0.4	15.0	0.2
22	606	4008	0.15	0.0443	0.0022	0.0142	0.0007	0.0023	0.00003	error		14.3	0.7	15.0	0.2
23	677	6144	0.11	0.0454	0.0018	0.0143	0.0006	0.0023	0.00003	error		14.4	0.6	14.9	0.2

1131

		Ŷ				I	ことは					- 44			
サキマ	含量	/10~	. Th/II -			同位素	FC111.					年酸/N	/la		
がが見	Th	D		$^{207}{\rm Pb}/^{206}{\rm Pb}$	$1\sigma$	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	$1\sigma$	$^{206} {\rm Pb}/^{238} {\rm U}$	$1\sigma$	$^{207}{ m Pb}/^{206}{ m Pb}$	$1\sigma$	$^{207}{\rm Pb}/^{235}{\rm U}$	1σ	$^{206}{ m Pb}/^{238}{ m U}$	$1\sigma$
24	555	6278	0.09	0.0439	0.0019	0.0137	0.0006	0.0023	0.00003	error	error	13.8	0.6	14.7	0.2
17BM02-	-2-														
01	1695	3593	0.47	0.0524	0.0038	0.0191	0.0014	0.0026	0.00005	304	169	19	-	17	0.3
02	1354	2813	0.48	0.0495	0.0025	0.0175	0.0009	0.0026	0.00005	170	83	17.6	0.9	16.9	0.3
03	2523	5078	0.50	0.0457	0.0017	0.0156	0.0006	0.0025	0.00002	-20	60	15.7	0.6	16.1	0.2
05	1481	3866	0.38	0.0492	0.0022	0.0160	0.0007	0.0024	0.00002	156	81	16.2	0.7	15.3	0.1
90	1412	5248	0.27	0.0461	0.0018	0.0150	0.0006	0.0024	0.00002	1	80	15.2	0.6	15.2	0.2
07	1256	3331	0.38	0.0492	0.0023	0.0166	0.0008	0.0025	0.00005	157	83	16.7	0.8	15.8	0.3
08	1186	3362	0.35	0.0487	0.0022	0.0173	0.0008	0.0026	0.00004	133	73	17.4	0.7	16.9	0.3
60	2020	7388	0.27	0.0471	0.0017	0.0154	0.0006	0.0024	0.00002	52	62	15.5	0.6	15.3	0.2
10	3590	6477	0.55	0.0479	0.0020	0.0157	0.0006	0.0024	0.00002	93	67	15.8	0.6	15.4	0.1
11	924	2978	0.31	0.0500	0.0029	0.0187	0.0010	0.0027	0.00004	193	133	19	-	17.4	0.2
12	525	2276	0.23	0.0496	0.0029	0.0184	0.0010	0.0027	0.00004	175	134	19	1	17.4	0.3
13	3063	5539	0.55	0.0469	0.0019	0.0150	0.0006	0.0023	0.00002	45	67	15.1	0.6	14.9	0.2
14	1579	5090	0.31	0.0461	0.0015	0.0150	0.0004	0.0024	0.00004	1	65	15.2	0.4	15.2	0.3
15	460	2119	0.22	0.0485	0.0024	0.0168	0.0009	0.0025	0.0004	124	86	16.9	0.9	16.4	0.3
16	2510	5407	0.46	0.0471	0.0017	0.0150	0.0005	0.0023	0.00002	55	57	15.1	0.5	15	0.2
17	722	2007	0.36	0.0481	0.0027	0.0166	0.0010	0.0025	0.00005	106	103	17	1	16.3	0.3
18	2120	5498	0.39	0.0465	0.0017	0.0152	0.0006	0.0024	0.00002	21	09	15.4	0.6	15.4	0.2
19	3732	6267	0.60	0.0470	0.0017	0.0152	0.0006	0.0024	0.00002	51	09	15.3	0.5	15.1	0.2
20	3135	6006	0.52	0.0479	0.0018	0.0151	0.0006	0.0023	0.00002	94	70	15.2	0.6	14.7	0.1
21	1681	5401	0.31	0.0514	0.0019	0.0165	0.0006	0.0023	0.00003	260	62	16.6	0.6	15	0.2
22	2112	6653	0.32	0.0474	0.0015	0.0155	0.0005	0.0024	0.00003	70	54	15.6	0.5	15.2	0.2
23	1512	3932	0.38	0.0472	0.0021	0.0152	0.0007	0.0024	0.00003	61	76	15.3	0.7	15.1	0.2
24	1772	5324	0.33	0.0473	0.0018	0.0151	0.0006	0.0023	0.00003	65	62	15.2	0.6	14.9	0.2

2022 年

样品 17YLH01-2 的 24 个锆石分析点的 Th 和 U含量分别为 46×10<sup>-6</sup>~2805×10<sup>-6</sup>和 453×10<sup>-6</sup>~ 5876×10<sup>-6</sup>,平均 Th/U 值为 0.25(表 1),表明具有 岩浆锆石的特征<sup>[60]</sup>。样品的 24 个分析点多位于 U-Pb谐和线上及附近(图 8-a),其<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup>U 年龄 分布于 30.9~38.9 Ma 之间,获得 21 个分析点的 <sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup>U年龄加权平均值为 34.4±0.9 Ma (MSWD= 27, n = 21),代表花岗质岩浆的结晶时代。样品 17YLH01-3 的 24 个锆石分析点中,有 10 个分析点 由于数据质量较差不参与计算,其余 14 个分析点多 位于 U-Pb 谐和线上及其附近(图 8-b),其<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup>U年龄分布于 31.1~35.1 Ma 之间,计算获得 14



Fig. 8 U-Pb concordant diagrams (a~e) and cumulative Gaussian plus histogram plots (f) of zircons from samples

个分析点的<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup>U年龄加权平均值为 31.0±1.2 Ma (MSWD=0.7, n=14)。14个分析点的 Th 和 U 含量分别为 107×10<sup>-6</sup>~1747×10<sup>-6</sup>和 3308×10<sup>-6</sup>~ 8713×10<sup>-6</sup>,平均 Th/U 值为 0.09(表 1),显示出典 型的深熔作用锆石特征<sup>[60]</sup>,可确定该样品年龄代表 了淡色脉体的形成时代。

3个花岗质糜棱岩样品(17BM02-5、PM002-62、PM006-61)的锆石特征与样品17YLH01-2类 似,均保留了岩浆锆石的形态与结构特征,而且样 品锆石的Th、Ub含量及比值都具有岩浆锆石特征 (表1)。其中折多塘断裂样品PM002-62和 17BM02-5的分析点多位于U-Pb谐和线上及其附 近(图8-c、e),二者的<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U年龄加权平均值分 别为14.9±0.1 Ma (MSWD=2.9, n=24)、15.2±0.3 Ma (MSWD=15, *n*=23)。样品 PM002-61 由于锆 石数据过于年轻,<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄加权平均值为 5.98±0.12 Ma(MSWD=1.2, *n*=18),故采用<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb-<sup>238</sup> U/<sup>206</sup> Pb 谐和图得到下交点年龄为 5.93± 0.14 Ma (图 8-d, MSWD=1.2, *n*=18)。上述锆石 的 U-Pb 年龄代表了岩浆结晶年龄。

综合以上结果,5个样品的锆石<sup>206</sup> Pb/<sup>238</sup> U 年龄 值主要分布于 3 个区间:39~31 Ma,17~13 Ma 和 6.5~5.8 Ma(图 8-f),代表了 3 期与构造变形相关 的岩浆作用事件。

3.3.2 白云母 Ar-Ar 测年结果

花岗质糜棱岩样品 P0223-2 和 P0223-1 的白 云母 Ar-Ar 阶段升温测年数据见表 2,年龄谱图见 图 9。样品 P0223-2 总气体年龄为 17.28 Ma,其中



Fig. 9  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar plateau ages (a, c) and  ${}^{36}$ Ar/ ${}^{40}$ Ar  ${}^{-39}$ Ar/ ${}^{40}$ Ar isochron ages (b,d) of muscovite in the granitic mylonite

800~1400℃的 12 个阶段构成很好的年龄坪, 坪年 龄为 17.21±0.30 Ma, 对应 99.7%的<sup>39</sup>Ar 释放量。相 应的<sup>36</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar -<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar 反等时线年龄为 17.10± 0.39 Ma(图 9-b), <sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 初始化值为302.1±14.2 (MSWD=5.68), 略高于尼尔值, 显示有轻微过剩氩 的存在。样品 P0223-1 总气体年龄为 3.25 Ma, 其 中 850~1240℃的 10 个阶段构成很好的年龄坪, 坪 年龄为 3.21±0.16 Ma, 对应99.1%的<sup>39</sup>Ar 释放量。 相应的<sup>36</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar -<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar 反等时线年龄为 3.06±  $0.32 \text{ Ma}(图 9-d), {}^{40}\text{Ar}/{}^{36}\text{Ar} 初始化值为 300.9\pm10.1$ (MSWD=5.68),略高于尼尔值,显示有轻微过剩氩 的存在。上述白云母 ${}^{40}\text{Ar}-{}^{39}\text{Ar}$ 年龄结果,反映了与 区域构造或断裂活动相关的岩石变形或冷却过程。

1135

4 讨 论

#### 4.1 鲜水河断裂带的左行走滑作用时代

鲜水河断裂带东南段折多山花岗岩体中花岗 质糜棱岩和深熔作用形成的淡色脉体的锆石 U-Pb

## 表 2 鲜水河断裂带花岗质糜棱岩白云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 同位素阶段升温测年数据

Table 2 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar isotopic analytical data for step-heating experiments on muscovites from granitic

mylonites along Xianshuihe fault zone

T∕°C	$({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{m}$	$^{(36}$ Ar/ $^{39}$ Ar) <sub>m</sub>	$({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{m}$	$({}^{38}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\rm m}$	<sup>40</sup> Ar/%	F	<sup>39</sup> Ar/10 <sup>-12</sup> mol	年龄/Ma	±2σ/Ma
P0223-1	,质量为 13.03 m	ng,J=0.003923,7	ΓGA=3.25 Ma,	WMA=3.21±0.1	6 Ma				
800	13.0884	0.0410	0	0.02041	7.30	11.1	1.06	6.75	3.44
850	7.7239	0.0246	0	0.01720	5.76	1.02	5.41	3.15	0.77
890	2.3453	0.0062	0.0017	0.01375	21.91	2.78	2.29	3.63	0.23
930	1.6689	0.0040	0	0.01331	28.04	1.71	3.38	3.31	0.14
970	1.4204	0.0032	0.00041	0.01301	32.10	1.26	4.47	3.22	0.14
1000	1.1578	0.0025	0	0.01296	34.66	3.67	1.35	2.84	0.26
1040	1.3692	0.0033	0	0.01333	29.18	5.70	0.87	2.83	0.44
1080	2.0304	0.0051	0	0.01321	25.22	6.85	0.92	3.62	0.76
1140	2.3408	0.0065	0.015	0.01388	17.31	3.25	1.54	2.87	0.82
1200	1.2782	0.0029	0.0045	0.01314	32.23	1.87	2.73	2.91	0.19
1240	1.0945	0.0018	0	0.01256	49.97	16.5	0.41	3.87	0.77
1400	12.6537	0.0279	0.32	0.01563	34.92	185	0.30	31	13
P0223-1	,质量为 13.03 m	ng,J=0.003937,7	ГGA=17.28 Ma	,WMA=17.21±0	.31 Ma				
700	36.5415	0.1136	0	0.03324	8.12	27.7	1.11	20.95	16.31
800	15.2221	0.0431	0	0.02045	16.33	5.16	4.99	17.57	1.77
850	4.8011	0.0079	0	0.01383	51.19	19.3	1.32	17.37	1.36
890	3.6114	0.0035	0	0.01312	70.94	8.40	3.16	18.10	0.40
930	2.9630	0.0016	0	0.01276	83.93	7.80	3.30	17.58	0.38
960	2.8423	0.0019	0	0.01253	80.49	19.4	1.22	16.18	0.79
1000	2.8720	0.0016	0.0042	0.01271	82.89	4.03	6.12	16.83	0.21
1040	2.9692	0.0018	0	0.01263	81.80	4.83	5.21	17.17	0.21
1080	3.2324	0.0027	0.00061	0.01285	75.01	3.95	6.35	17.14	0.22
1120	3.4145	0.0032	0	0.01293	72.58	7.65	3.36	17.51	0.38
1180	3.8850	0.0041	0	0.01303	68.57	21.1	1.31	18.82	0.90
1280	5.0940	0.0086	0.16	0.01491	50.37	48.6	0.55	18.13	3.76
1400	10.8105	0.0317	0.98	0.01828	14.00	46.6	0.34	10.73	10.85

注:m表示质谱测量同位素比值;F指放射成因40Ar与K生成的39Ar的比值

测年结果给出 34.4±0.9 Ma、31.0±1.2 Ma、15.2±0.3 Ma、14.9±0.1 Ma 和 5.93±0.14 Ma 5 个年龄数据。 阴极发光图像显示,其中4个花岗质糜棱岩的锆石, 除少数颗粒边部因受到变形作用的影响模糊不清 外,多数锆石仍保留岩浆结晶环带,且 Th/U 值大于 0.1,表明其具有岩浆锆石的特征<sup>[60]</sup>。结合花岗质糜 棱岩的显微构造特征、石英和长石的动态重结晶机 制,揭示岩石的变形温度主体属于中等温度条件 (450~600℃),未达到锆石的 Pb 元素扩散封闭温度 (约900℃)<sup>[61-62]</sup>。因此,后期的韧性剪切变形作用 并未破坏锆石的 U-Pb 同位素体系,可以充分说明 花岗质糜棱岩样品的锆石 U-Pb 年龄代表了其原岩 (折多山花岗岩体)的岩浆结晶年龄。深熔作用形 成的淡色脉体样品(17YLH01-3),其锆石核部多表 现为泡沫状或海绵状,边部则具有明显的振荡环 带。微量元素特征方面,淡色脉体的锆石 Th/U 值 普遍非常低(小于 0.1, 部分甚至小于 0.01), 相对而 言,围岩(花岗质糜棱岩)的锆石 Th/U 值较高。上 述锆石特征与前人对于混合岩化区域岩石在深部 发生部分熔融形成的淡色脉体中的锆石特征描述 基本一致<sup>[60,63-68]</sup>。因此,该样品的锆石U-Pb年龄指 示鲜水河断裂带地壳深部层次发生深熔作用的时 代为 31.0±1.2 Ma。

折多塘断裂带上的 2 个花岗质糜棱岩样品的白 云母 Ar-Ar 坪年龄分别为 17.21±0.30 Ma 和 3.21± 0.16 Ma。张岳桥等<sup>[31]</sup>也对这套花岗质糜棱岩进行

了黑云母和钾长石的 Ar-Ar 定年,获得的 最老年龄为钾长石的 12.02±0.8 Ma。根据 折多塘断裂带发育的花岗质糜棱岩的显微 构造特征、石英和长石的动态重结晶机制, 推断其变形温度主体属于中高温度条件 (500~600℃);而白云母、黑云母和钾长石 Ar-Ar 体系的封闭温度分别为 450±50℃、 320±40℃和 220±20℃<sup>[69-71]</sup>,低于糜棱岩的 变形温度,因此 Ar-Ar 同位素年龄代表的是 后期冷却年龄,应晚于鲜水河断裂带的起始 走滑时代。据此笔者认为,鲜水河断裂带左 行韧性剪切变形的时代略早于 17 Ma。

## 4.2 鲜水河断裂带的构造演化过程

大型构造变形带中同构造的变质岩或 断裂岩中某些矿物的放射成因同位素系统 可以记录剥露或冷却事件,并对构造运动

提供时代约束[72-75]。由于不同同位素体系下的矿 物封闭温度不同[70,76-77],角闪石、白云母、黑云母和 钾长石Ar-Ar体系的封闭温度分别为 510±50℃、 450±50℃、320±40℃和 220±20℃<sup>[69-71]</sup>:锆石裂变径 迹(ZFT)的封闭温度为240±50℃,磷灰石裂变径迹 (AFT)的封闭温度为 80~110℃<sup>[78-80]</sup>。另外,前人 基于锆石 Ti 温度计<sup>[81]</sup>,估计变质锆石的形成温度 为650~750℃<sup>[82]</sup>,计算出深熔锆石的形成温度为 600~800℃<sup>[83]</sup>。因此,本文将深熔作用淡色脉体的 锆石 U-Pb 封闭温度设定为 700±50℃,低于岩浆锆 石U-Pb的闭合温度(>800℃)。根据不同矿物的热 年代学温度计可恢复出构造岩的年龄及其后期冷却 过程,进而约束相关的断裂变形过程。笔者通过收集 的前人地质年代学数据、采样位置等信息(图 1-a;表 3),综合年龄数据及其封闭温度构建了 T-t 图(图 10),分析其与鲜水河断裂构造变形过程的关系。

结果显示(图 10),深熔作用和花岗岩的岩浆锆石 U-Pb 年龄分布在 34~13 Ma 之间,白云母的 Ar-Ar 年龄数据少,零星分散在 17~3 Ma 之间,黑云母的 Ar-Ar 年龄集中在 10~3 Ma 之间,锆石裂变径迹年龄集中于 9~2 Ma 之间,磷灰石裂变径迹年龄集中分布在9~0.2 Ma。结合矿物在不同同位素体系下的封闭温度及糜棱岩变形温度范围,可揭示出鲜水河断裂带渐新世以来主要存在 3 期构造-岩浆事件。第一期(32~25 Ma),主要表现为一定规模的花岗质岩浆的侵位和在早期已经就位的花岗岩(三



Fig. 10 Thermal evolution history of the Xianshuihe fault zone since Late-Cenozoic SGR-亚颗粒旋转重结晶;GBR-颗粒边界迁移重结晶

			80				
44	14 kt.	20d \-\+\-7\+\-46a		年龄/M	a		分本子本
件面	石性	测试机物	U-Pb	Ar-Ar	ZFT	AFT	<b>一                                    </b>
雅拉河断裂							
LMS045-1	花岗质糜棱岩	锆石	17.35±0.43				[32]
LMS043-1	花岗质糜棱岩	锆石	14.4±0.3				[32]
XSPG4-3-1	面理化花岗岩	锆石	18.2±1.3				[33]
XSPG5-2-2	面理化花岗岩	锆石	14.25±0.34				[33]
XSPG5-3-1	面理化花岗岩	锆石	14.39±0.23				[33]
XSPG5-4-2	面理化花岗岩	锆石	$14.51 \pm 0.82$				[33]
XSPG5-6-5	花岗岩脉	锆石	16.73±0.97				[33]
XSPG5-7-11	花岗质糜棱岩	锆石	14.57±0.34				[33]
S051	淡色花岗岩脉	锆石	31.75±0.88				[32]
BO-55	混合岩化花岗岩/伟晶岩	锆石	41.1±0.6				[36]
BO-55	混合岩化花岗岩/伟晶岩	锆石	15.7±7				[36]
BO-52	混合岩化花岗岩/伟晶岩	锆石	15.6±0.2				[36]
CD10-1	面理化黑云角闪岩	锆石	4±0.06				[84]
D031-1	糜棱岩化混合岩	锆石	18.07±0.46				[34]
D031-1	糜棱岩化混合岩	锆石	14.66±0.35				[34]
D031-1	糜棱岩化混合岩	锆石	12.92±0.56				[34]
D031-2	糜棱岩化混合岩	锆石	15.87±0.61				[34]
D031-2	糜棱岩化混合岩	锆石	12.73±0.79				[34]
LCL-1	花岗质糜棱岩	锆石	42.7±0.9				[34]
LCL-1	花岗质糜棱岩	锆石	27.9±0.6				[34]
LCL-2	花岗质糜棱岩	锆石	47.31±0.73				[34]
LCL-2	花岗质糜棱岩	锆石	44.61±0.53				[34]
LCL-2	花岗质糜棱岩	锆石	27.15±0.28				[34]
17YLH01-2	淡色花岗岩脉	锆石	34.4±0.9				本文
17YLH01-3	淡色花岗岩脉	锆石	31.0±1.2				本文
CX02012	碎裂岩	黑云母		10.13±0.02			[31]
CX02014	伟晶岩	白云母		10.39±0.01			[31]
CX02019	伟晶岩	钾长石		12.02±0.8			[31]
CX02021	眼球状糜棱岩	黑云母		5.47±0.01			[31]
CX02024	花岗岩	黑云母		4.46±0.03			[31]
CX02026	花岗岩	黑云母		$5.50 \pm 0.01$			[31]
DLCLM-1	眼球状糜棱岩	白云母		3.28±0.08			[34]
3个样品	花岗岩	锆石、磷灰石			8.7~7.8	3.2~2.4	[35]
色拉哈断裂							
SZ038-1	花岗岩	锆石	20.03±0.2				[19]
SZ038-2	花岗岩	锆石	20.47±0.14				[19]

# 表 3 鲜水河断裂带构造热年代学测试结果

#### Table 3 Statistical table of structural thermochronology test results of Xianshuihe fault zone

							续表 3
	LL L/I.	بالمراجع والمراجع		年龄/M	a		
件品	石性	测试机物	U-Pb	Ar-Ar	ZFT	AFT	参考乂厭
KKD20	花岗岩	锆石	4±0.06				[39]
CX02040B	花岗岩	黑云母		$5.7 \pm 0.19$			[40]
CX02041B	强变形混合岩	黑云母		4.42±0.20			[40]
折多塘断裂							
CX3039-3	花岗岩	锆石	18±0.3				[37]
CDU59	花岗岩	锆石	12.8±1.4				[38]
LMS053-1	混合岩	锆石	27.6±0.9				[32]
SZ019	花岗岩	锆石	19.22±0.22				[19]
BO-62	花岗岩	锆石	13.3				[36]
BO-62	花岗岩	锆石	5.4				[36]
BO-62	花岗岩	锆石	$5.0 \pm 1.0$				[36]
PM002-62	花岗岩	锆石	14.9±0.1				本文
PM002-61	花岗岩	锆石	$5.93 \pm 0.14$				本文
P0223-2	花岗岩	白云母		$17.21 \pm 0.3$			本文
P0223-1	花岗岩	白云母		$3.21 \pm 0.16$			本文
CX02039	黑云斜长片麻岩	黑云母		$3.60 \pm 0.02$			[31]
CX02044	花岗岩	黑云母		$3.46 \pm 0.01$			[31]
11 个样品	花岗岩	锆石、磷灰石			7.3~2.8	2.9~1.6	[35]
磨西断裂							
SZ147-2	花岗岩	锆石	$19.7 \pm 0.24$				[19]
SZ147-3	混合岩	锆石	20.9±0.23				[19]
SZ148-1	混合岩	锆石	$25.06 \pm 0.17$				[19]
4个样品	花岗岩	锆石、磷灰石			4.2~1.9	3.4~1.2	[35]
12个样品	花岗岩	锆石、磷灰石				2.7~0.2	[41]

叠纪一侏罗纪)中发生深熔作用。第二期(20~13 Ma)为大规模折多山花岗质岩浆侵位,白云母 Ar-Ar 年龄代表的糜棱岩的变形时代也处于该区间,表 明这一期事件代表鲜水河断裂带强烈的左行走滑 韧性剪切作用及其相关的岩浆作用。第三期(10 Ma 至今)表现为折多山花岗岩体的强烈抬升,早期 沿边界断裂形成的花岗质糜棱岩也从深部(约15 km)逐渐抬升至地表;在此过程中,本文获得的6 Ma 左右的锆石 U-Pb 年龄和3 Ma 的白云母 Ar-Ar 年龄都表明,鲜水河断裂带在左行韧性剪切和抬升 冷却过程中仍伴随着岩浆侵位作用。

## 4.3 鲜水河断裂带构造变形过程的动力学背景

鲜水河断裂带作为青藏高原重要的大型走滑断裂带之一,其构造演化受到青藏高原多阶段隆升与生长、地壳增厚、高原物质向南东运移等过程的显著影响。这方面的代表性大陆动力学模型主要有以下2种。一种是"岩石圈块体挤出"模型<sup>[24]</sup>,认

为青藏高原东缘的陆内变形以刚性岩石圈块体运 动为特征,应力通过块体之间的相互作用(挤压、拉 张、剪切及其联合作用)传递,变形主要局限在块体 边界断裂带上。在此模式下,切割整个岩石圈且具 有较高的滑移速率和较大的走滑距离的大型走滑 断裂带在岩石圈变形中起着决定性作用,控制着刚 性块体大规模挤出并发生逃逸运动[23-24]。另一种 模型为"连续变形"模型[85-86],认为大陆内部岩石圈 以分散式变形为特征,青藏高原不存在大幅度、局 部化的变形,而是整体上,或至少是中下地壳发生 连续变形,中--下地壳的塑性流变驱动着脆性上地 壳的运动,导致青藏高原内部的众多微块体发生弥 散式变形和顺时针旋转等运动。在此模式下,走滑 断裂的变形速率和走滑位移量是有限的。GPS 观 测数据获得的青藏高原及其周缘地区现今运动的 速度场,揭示出藏东地区的地壳运动以围绕东构造 结发生顺时针方向的旋转为特点[9,13],这在一定程

度上支持了连续变形的模式。另外,有学者提出了 下地壳流(Channel flow)模型<sup>[87-90]</sup>,认为在中一上 地壳厚度差或密度差导致的横向压力差的驱动下, 软弱的下地壳发生层状或管状流动,驱动被断裂切 割的上部脆性地壳的变形与运动,并强调地壳深部 塑性变形与上部地壳脆性变形之间可以存在力学 解耦<sup>[91]</sup>。从时间尺度来说,"岩石圈块体挤出"和 "连续变形"适用于揭示印度-欧亚板块碰撞以来的 新生代陆内变形过程,而"下地壳流"模式认为下地 壳隧道流出现在 13 Ma 左右的青藏高原东缘快速 隆升、高原内部 SN 向裂谷出现等构造体制发生转 变以来<sup>[87]</sup>。

近年来,大量的地球物理资料表明,鲜水河断裂带所在的川滇地区中下地壳具有高温高导低阻的特性,指示下地壳物质流("隧道流")的存在可能对于该地区的地壳形变和地震活动性有重要的影响<sup>[92-96]</sup>。尤其是 Bai 等<sup>[92]</sup>近年通过青藏高原东部围绕喜马拉雅东构造结开展的大地电磁剖面测深,揭

示青藏高原东南缘可能存在2条下地壳"隧道流" 及其位置。针对藏东南地区中—下地壳-岩石圈地 幔结构特征的大量深部探测结果表明,青藏高原东 南部中下地壳高温高导低阻的塑性物质对该地区 的陆内变形和地震活动具有重要影响。

根据"岩石圈块体挤出"模型预测,沿边界走滑 断裂带应具有巨大的走滑位移量和长时间尺度上 较高的水平运动速率,认为鲜水河断裂带的走滑位 移量约为 200 km,晚中新世以来的走滑速率在 20 mm/a 以上<sup>[23-24]</sup>。但不同的测算方法得到的数据均 显示,鲜水河断裂带晚新生代以来的左行走滑运动 的位移量和运动速率均小于"岩石圈块体挤出"模 型预测值。笔者的研究结果显示,鲜水河断裂带在 渐新世以来至少存在 3 个阶段的岩浆-构造作用过 程(32~25 Ma、20~13 Ma、10 Ma 至今;图 11),前 2 个阶段的低滑移速率适用于用"连续变形"模式解 释。表明自印度-欧亚板块碰撞以来,藏中地区 中一下地壳塑性流变物质向藏东地区逐渐扩散,在

渐新世以前





图 11 鲜水河断裂带渐新世以来的构造演化过程



I—32~25 Ma,鲜水河断裂带的构造变形集中在地壳深部,塑性中下地壳驱动刚性上地壳,表现为一定规模的岩浆作用和深熔作用; Ⅱ—20~13 Ma,鲜水河断裂带的构造变形遍布整个地壳层次,表现为强烈的左行韧性剪切变形和大规模的岩浆作用;Ⅲ—10 Ma~现今, 鲜水河断裂带中下地壳存在低阻高导"隧道流",变形集中在上地壳,表现为块体旋转和强烈隆升,地震活动加强。XSHF—鲜水河断裂

渐新世早期(约32 Ma以前)可能逐渐扩散至川滇 地块北东边界,并带动上地壳刚性块体发生向东挤 出运动,鲜水河断裂带深部构造作用促使中--下地 壳酸性岩浆开始沿断裂薄弱带侵入,由于大量流体 的涌现,在地壳深部发生一系列深熔作用,形成淡 色脉体。随着中一下地壳的塑性流变驱动,脆性上 地壳的运动逐渐加强,在20~13 Ma期间(第二阶 段)发生了强烈的左行走滑剪切作用,地壳深部表 现为大量酸性岩浆作用,在地壳约 15 km 深度处表 现为韧性剪切变形而形成糜棱岩,在相对浅部层次 发生碎裂作用,形成断层泥、断层角砾岩等。在约 10 Ma 至今(第三阶段),鲜水河断裂带左行走滑作 用在折多山地区引发了强烈隆升作用,导致折多山 岩体发生快速冷却和相关的岩浆热液活动,这可能 与该地区下地壳低阻高导异常带的发育有直接联 系。综上,笔者认为在第二阶段,青藏高原腹地中 下地壳物质已经开始大量向东运移,由于邻区地壳 厚度存在横向上的不均一性,中一下地壳"隧道流" 形成:后期地壳深部塑性变形与上部地壳脆性变形 解耦,变形集中在上地壳,发生块体顺时针旋转及 隆升作用,并伴随强烈的地震活动。上述过程表 明,鲜水河断裂带渐新世以来的构造演化和现今地 震活动性主要受印度-欧亚板块碰撞导致的青藏高 原东缘向东挤出相关的陆内变形过程控制。

5 结 论

(1)沿鲜水河断裂带南东段的主要分支断裂普 遍发育近平行断裂走向的韧性剪切带,其中雅拉河 断裂带上的花岗质糜棱岩带宽约数百米至近 2650 m,折多塘断裂上的糜棱岩带宽约 20 m。显微构造 特征显示,花岗质糜棱岩代表的韧性剪切变形主体 发生在 450~600℃的中温条件下。

(2)沿鲜水河断裂带发育的淡色脉体代表了鲜水河断裂带在地壳相对较深层次发生深熔作用,其 锆石 U-Pb 年龄显示鲜水河断裂带地壳深部的深熔 作用发生在约 32 Ma 的渐新世早期。

(3) 鲜水河断裂带渐新世以来主要存在 3 个阶段的构造-岩浆作用过程。阶段Ⅰ:32~25 Ma,鲜水河断裂带的构造变形集中在地壳深部,表现为一定规模的岩浆作用和深熔作用;阶段Ⅱ:20~13 Ma,鲜水河断裂带的构造变形遍布在整个地壳层次,表现为强烈的左行韧性剪切变形和大规模的岩浆作用;

阶段Ⅲ:10 Ma 至今,变形集中在上地壳,主要表现 为块体旋转和折多山岩体的强烈隆升,以及地震活 动的加强。

**致谢**:2021年是中国著名大地构造学家潘桂棠 先生八十周年寿辰,谨以此文表达笔者对潘老师的 深深敬意,祝潘老师健康长寿!本文中同位素测年 样品的分选和制备在河北区域地质矿产调查研究 所实验室完成,锆石制靶、阴极发光图像拍摄、U-Pb 同位素定年分析均在武汉上谱分析科技有限责任 公司实验室完成,白云母<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年分析在中国 地质科学院地质研究所同位素热年代学实验室完 成,在此对上述实验室工作人员表示衷心的感谢; 审稿专家对本文提出了许多建设性的建议与意见, 提升了本文的质量,在此一并表示感谢。

#### 参考文献

- Tapponnier P, Molnar P. Active faulting and tectonics in China [J]. Journal of Geophysical Research, 1977, 82(20): 2905–2930.
- [2] Wang E, Burchfiel B C. Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southeastern part of the Tibetan Plateau [J]. Geological Society of America Bulletin, 2000, 112(3): 413-423.
- [3] Molnar P, Deng Q. Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1984, 89(B7): 6203–6227.
- [4] Tapponnier P, Xu Z, Roger F, et al. Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau [J].Science,2001,294(5547): 1671–1677.
- [5] Wang E, Burchfiel B C, Royden L H, et al. The Cenozoic Xianshuihe– Xiaojiang, Red River, and Dali fault systems of southwestern Sichuan and central Yunnan, China [J]. Geological Society of America Special Paper, 1998, 327: 1–108.
- [6] 闻学泽.四川西部鲜水河-安宁河-则木河断裂带的地震破裂分段 特征[J].地震地质,2000,22(3):239-249.
- [7] 潘懋,闻学泽.中国川西地区鲜水河断裂和则木河断裂几何学.运 动学特征及地震活动性对比研究[J].中国地震,1994,10(1):28-37.
- [8] Bai M K, Chevalier M L, Pan J W, et al. Southeastward increase of the late Quaternary slip – rate of the Xianshuihe fault, eastern Tibet. Geodynamic and seismic hazard implications [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2018, 485: 19–31.
- [9] Wang M, Shen Z K.Present—Day Crustal Deformation of Continental China Derived From GPS and Its Tectonic Implications [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2020, 125(2): 1–22.
- [10] Zhang P Z.A review on active tectonics and deep crustal processes of the Western Sichuan region, eastern margin of the Tibetan Plateau[J]. Tectonophysics, 2013, 584 (2013): 7–22.
- [11] Wang Y, Wang M, Shen Z K, et al. Inter-seismic deformation field of the Ganzi-Yushu fault before the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake[J].

Tectonophysics, 2013, 584: 138-143.

- [12] Wen X Z,Ma S L,Xu X W, et al. Historical pattern and behavior of earthquake ruptures along the eastern boundary of the Sichuan – Yunnan faulted-block, southwestern China [J]. Physics of the Earth & Planetary Interiors, 2008, 168(1-2): 16-36.
- [13] Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G, et al. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China [J]. Science in China (Series D, Earth sciences), 2003, 33: 13–24.
- [14] 张世民,谢富仁.鲜水河-小江断裂带7级以上强震构造区的划 分及其构造地貌特征[J].地震学报,2001,23(1): 36-44.
- [15]周荣军,闻学泽,蔡长星,等.甘孜-玉树断裂带的近代地震与未来 地震趋势估计[J].地震地质,1997,19(2):115-124.
- [16] Xie Z J, Zheng Y, Liu C L, et al. An integrated analysis of source parameters, seismogenic structure, and seismic hazards related to the 2014 MS 6.3 Kangding earthquake, China[J]. Tectonophysics, 2017, 712/713: 1–9.
- [17] Yan B,Lin A M.Holocene activity and paleoseismicity of the Selaha Fault, southeastern segment of the strike-slip Xianshuihe Fault Zone, Tibetan Plateau[J].Tectonophysics, 2017, 694: 302–318.
- [18] 许志琴,侯立玮,王宗秀,等.中国松潘一甘孜造山带的造山过程[M].北 京: 地质出版社,1992: 1-202.
- [19]李海龙,张岳桥,张长厚,等.鲜水河断裂带渐新世至早中新世两 期变形相关混合岩的锆石 U-Pb 年代学及其意义[J].地学前缘, 2016,23(2):222-237.
- [20] Chen H H, Dobson J, Heller F, et al. Paleomagnetic evidence for clockwise rotation of the Simao region since the Cretaceous: A consequence of India–Asia collision [J].Earth and Planetary Science Letters, 1995, 134(1/2): 203–217.
- [21] Sato K, Liu Y Y, Zhu Z C, et al. Paleomagnetic study of middle Cretaceous rocks from Yunlong, western Yunnan, China: evidence of southward displacement of Indochina [J].Earth and Planetary Science Letters, 1999, 165(1): 1–15.
- [22] Sato K, Liu Y Y, Zhu Z C, et al. Tertiary paleomagnetic data from northwestern Yunnan, China: further evidence for large clockwise rotation of the Indochina block and its tectonic implications [J].Earth and Planetary Science Letters, 2001, 185(1/2): 185–198.
- [23] Tapponnier P, Lacassin R, Leloup P H, et al. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left – lateral shear between Indochina and South China[J].Nature, 1990, 343(6257): 431–437.
- [24] Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia [J]. Geological Society of London Special Publications, 1986, 19(1): 113–157.
- [25] Zhang J, Wen X Z, Cao J L, et al. Surface creep and slip-behavior segmentation along the northwestern Xianshuihe fault zone of southwestern China determined from decades of fault-crossing shortbaseline and short – level surveys [J]. Tectonophysics, 2017, 722: 356–372.
- [26] 李天袑.鲜水河活动断裂带及强震危险性评估[M].成都:成都地 图出版社,1998:1-19.
- [27] 罗灼礼, 钱洪, 闻学泽. 鲜水河断裂与圣安德列斯断层的地震地质

对比研究[J].四川地震,1987,(4):1-10.

[28] 唐文清,刘宇平,陈智梁,等.基于 GPS 技术的活动断裂监测—— 以鲜水河、龙门山断裂为例[]].山地学报,2007,25(1):103-107.

- [29]徐锡伟,闻学泽,郑荣章,等.川滇地区活动块体最新构造变动样 式及其动力来源[]].中国科学(D辑),2003,33(S1):151-162.
- [30] 周荣军,何玉林,黄祖智,等.鲜水河断裂带乾宁—康定段的滑动 速率与强震复发间隔[]].地震学报,2001,23(3):250-250.
- [31]张岳桥,陈文,杨农.川西鲜水河断裂带晚新生代剪切变形
   <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar测年及其构造意义[J].中国科学:地球科学,2004,34
   (7):613-621.
- [32] Li H L, Zhang Y Q. Zircon U-Pb geochronology of the Konggar granitoid and migmatite: Constraints on the Oligo-Miocene tectonothermal evolution of the Xianshuihe fault zone, East Tibet [J]. Tectonophysics, 2013, 606: 127–139.
- [33] 吴禅,许志琴, Webb A A G,等. 松潘-甘孜造山带鲜水河断裂与雅 拉雪山片麻岩穹窿的关系[J]. 地质学报, 2016, (90): 2998-2998.
- [34] Chen Y T, Zhang G W, Lu R K, et al. Formation and evolution of Xianshuihe Fault Belt in the eastern margin of the Tibetan Plateau: Constraints from structural deformation and geochronology [J]. Geological Journal, 2020, 55(12): 7953–7976.
- [35] Xu G, Kamp P J J. Tectonics and denudation adjacent to the Xianshuihe Fault, eastern Tibetan Plateau: Constraints from fission track thermochronology [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2000, 105(88): 19231–19235.
- [36] Searle M P, Roberts N, Chung S L, et al. Age and Anatomy of the Gongga Shan batholith, eastern Tibetan Plateau, and its relationship to the active Xianshui<sup>-</sup>he fault[J]. Geosphere, 2016, 12(3): 948–970.
- [37] 刘树文, 王宗起, 闫全人, 等. 折多山花岗岩时代, 成因及其动力学 意义[J]. 岩石学报, 2006, 22(2): 343-52.
- [38] Roger F, Calassou S, Lancelot J, et al. Miocene emplacement and deformation of the Konga Shan granite (Xianshui He fault zone, west Sichuan, China): Geodynamic implications [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 130: 201–216.
- [39] Lai S C, Zhao S W. Petrogenesis of the Zheduoshan Cenozoic granites in the eastern margin of Tibet: Constraints on the initial activity of the Xianshuihe Fault [J]. Journal of Geodynamics, 2018, 117: 49–57.
- [40] 陈文,张彦,张岳桥,等.青藏高原东南缘晚新生代幕式抬升作用的 Ar-Ar 热年代学证据 [J].岩石学报,2006,22(4):867-872.
- [41] 谭锡斌,徐锡伟,李元希,等.贡嘎山快速隆升的磷灰石裂变径迹 证据及其隆升机制讨论[J].地球物理学报,2010,53(8):1859-1867.
- [42] 钱洪.鲜水河断裂带上潜在震源区的地质学判定[J].四川地震, 1988,2:22-30.
- [43] Li H L, Zhang Y Q, Zhang C H et al.Middle Jurassic syn-kinematic magmatism, anatexis and metamorphism in the Zheduo – Gonggar massif, implication for the deformation of the Xianshuihe fault zone, East Tibet[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2015, 107: 35–52.
- [44] Lai Q Z, Ding L, Wang H W, et al. Constraining the stepwise migration of the eastern Tibetan Plateau margin by apatite fission track thermochronology [J]. Science in China (Series D: Earth

Sciences), 2007, 2: 14-25.

- [45] 徐天德.康定折多山花岗岩岩石学特征及其构造意义[J].四川地 质学报,2009,29(S2):58-64.
- [46] Allen C R, Luo Z, Qian H, et al. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuihe fault of southwestern China [J]. Geological Society of America Bulletin, 1991, 103(9): 1178–1199.
- [47] Gaudemer Y, Tapponnier P, Turcotte D L.River offsets across active strike-slip faults[J].Annales Tectonicae, 1989, 3: 55–76.
- [48] Xu X W, Wen X Z, Zheng R Z, et al. Pattern of latest tectonic motion and its dynamics for active blocks in Sichuan – Yunnan region, China[J].Science in China Series D,2003,46 (S2): 210–226.
- [49] Yan B, Lin A M. Systematic deflection and offset of the Yangtze River drainage system along the strike – slip Ganzi – Yushu – Xianshuihe Fault Zone, Tibetan Plateau [J].Journal of Geodynamics, 2015,87(Jul.):13–25.
- [50] 熊探宇,姚鑫,张永双.鲜水河断裂带全新世活动性研究进展综述[J]. 地质力学学报,2010,16(2):176-188.
- [51] 王宗秀, 许志琴, 杨天南. 松潘-甘孜滑脱型山链变形构造演化模式[J]. 地质科学, 1997, 32(3): 327-336.
- [52] Passchier C W, Trouw R. Microtectonics [M]. Springer Berlin Heidelberg, 2005.
- [53] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of an hydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J].Chemical Geology,2008,257(1): 34-43.
- [54] Liu Y S,Gao S,Hu Z C, et al.Continental and oceanic crust recyclinginduced melt – peridotite interactions in the Trans – North China Orogen: U–Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths[J].Journal of Petrology, 2010, 51: 537–571.
- [55] Ludwig K R. ISOPLOT 3. 00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley Geochronology Center, California, Berkeley, 2003.
- [56] Zong K Q, Klemd R, Yuan Y, et al. The assembly of Rodinia: The correlation of early Neoproterozoic (ca. 900Ma) high – grade metamorphism and continental arc formation in the southern Beishan Orogen, southern Central Asian Orogenic Belt (CAOB) [J]. Precambrian Research, 2017, 290: 32–48.
- [57] Hu Z C, Zhang W, Liu Y S, et al." Wave" Signal-Smoothing and Mercury – Removing Device for Laser Ablation Quadrupole and Multiple Collector ICPMS Analysis: Application to Lead Isotope Analysis[J]. Analytical Chemistry, 2015, 87(2): 1152–1157.
- [58] Steiger R H,Jager E.Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology[J].Earth and Planetary Science Letters, 1977, 36: 359–362.
- [59] 张彦,陈文,陈克龙,等.成岩混层(I/S) Ar-Ar 年龄谱型及<sup>39</sup> Ar 核 反冲丢失机理研究——以浙江长兴地区 P-T 界线粘土岩为例[J]. 2006,52(4):556-61.
- [60] Wu Y B, Zheng Y F. Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49 (15): 1554–1569.
- [61] Cherniak D J, Watson E B. Pb Diffusion in zircon [J]. Chemical

Geology, 2001, 172(1): 5-24.

- [62] Lee J K, Williams I S, Ellis D J, et al. Pb, U and Th diffusion in natural zircon. [J]. Nature, 1997, 390(6656): 159–162.
- [63] Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U – Pb ages and metamorphism [J]. Chemical Geology, 2002, 184(1/2): 123–138.
- [64] Villaseca C, Romera C M, Barbero L.Melts and residua geochemistry in a low - to - mid crustal section (Central Spain) [J]. Physics and Chemistry of Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, 2001, 26(4/5): 273-280.
- [65] Watt G R, Burns I M, Graham G A. Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1996, 125(1): 100–111.
- [66] Zeh A, Gerdes A, Barton J, et al. U-Th-Pb and Lu-Hf systematics of zircon from TTG's, leucosomes, meta –anorthosites and quartzites of the Limpopo Belt (South Africa): Constraints for the formation, recycling and metamorphism of Palaeoarchaean crust[J]. Precambrian Research, 2010, 179(1/4): 50–68.
- [67] 董汉文,许志琴,李源,等.东喜马拉雅构造结墨脱地区晚三叠世 深熔作用的锆石 U-Pb 年代限定[J].大地构造与成矿学,2014,38
   (2):398-407.
- [68] 简平,程裕琪,刘敦一.变质锆石成因的岩相学研究——高级变质 岩 U-Pb 年龄解释的基本依据[J].地学前缘,2001,8(3):183-191.
- [69] Dodson M H. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1973,40(3): 259–274.
- [70] Harrison T M, Duncan I, Mcdougall I. Diffusion of <sup>40</sup>Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1985, 49(11): 2461–2468.
- [71] Hames W E, Bowring S A. An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1994, 124: 161–167.
- [72] Lacassin R, Maluski H, Leloup P H, et al. Tertiary diachronic extrusion and deformation of western Indochina: Structural and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup> Ar evidence from NW Thailand [J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 1997, 102(B5): 10013–10037.
- [73] Lee H Y, Chung S L, Wang J R, et al. Miocene Jiali faulting and its implications for Tibetan tectonic evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 205(3/4): 185–194.
- [74] Lin T H, Lo C H, Chung S L, et al.<sup>40</sup> Ar/<sup>39</sup> Ar dating of the Jiali and Gaoligong shear zones: Implications for crustal deformation around the Eastern Himalayan Syntaxis[J].Journal of Asian Earth Sciences, 2009,34(5):674–685.
- [75] Wang P L, Lo C H, Lee T Y, et al. Thermochronological evidence for the movement of the Ailao Shan – Red River shear zone: A perspective from Vietnam [J]. Journal of Geology, 1997, 26 (10): 887–890.
- [76] Harrison T M.Diffusion of <sup>40</sup>Ar in Hornblende[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1982, 78(3): 324–331.

- [77] Parrish R R. The response of mineral chronometers to metamorphism and deformation in orogenic belts [J]. Geological Society London Special Publications, 2001, 184(1): 289–301.
- [78] Carlson W D, Donelick R A, Ketcham R A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics I: Experimental results [J]. American Mineralogist, 1999, 84(9): 1213–1223.
- [79] Carlson W D. Mechanisms and kinetics of apatite fission track annealing[J].American Mineralogist, 1990, 75(9): 1120–1139.
- [80] Green P F, Duddy I R, Gleadow A J W, et al. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description [J]. Chemical Geology, 1986, 59(4): 237–253.
- [81] Watson E B, Wark D A, Thomas J B.Crystallization thermometers for zircon and rutile [ J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2006,151(4):413–433.
- [82] Xu Z Q, Wang Q, Cai Z H, et al. Kinematics of the Tengchong Terrane in SE Tibet from the late Eocene to early Miocene: Insights from coeval mid<sup>-</sup>crustal detachments and strike<sup>-</sup>slip shear zones[J]. Tectonophysics, 2015, 665: 127–148.
- [83] 唐渊,王冬兵,廖世勇,等.滇西高黎贡变质岩带南段淡色花岗岩 脉年代学特征及构造意义[J].岩石学报,2016,32(8):2347-2366.
- [84] Zhang Y Z, Replumaz A, Leloup P H, et al. Cooling history of the Gongga batholith: Implications for the Xianshuihe Fault and Miocene kinematics of SE Tibet[J].Earth and Planetary Science Letters, 2017, 465: 1–15.
- [85] England P, Molnar P. The field of crustal velocity in Asia calculated from Quaternary rates of slip on faults[J].Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 2010, 130(3): 551–582.
- [86] England P, Molnar P. Right lateral shear and rotation as the explanation for strike–slip faulting in eastern Tibet[J].Nature, 1990, 344(6262): 140–142.

- [87] Royden L H, Burchfiel B C, Hilst R. The Geological Evolution of the Tibetan Plateau[J].Science, 2008, 321: 1054–1058.
- [88] Royden L H, King R W, Chen Z L, et al. Surface Deformation and Lower Crustal Flow in Eastern Tibet[J]. Science, 1997, 276 (5313): 788–790.
- [89] Clark M K, House M A, Royden L H, et al. Late Cenozoic uplift Southeastern Tibet[J]. Geology, 2005, 33(6): 525–528.
- [90] Clark M K, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow [J]. Geology, 2000, 28 (8): 703–706.
- [91] 吴中海,龙长兴,范桃园,等.青藏高原东南缘弧形旋扭活动构造 体系及其动力学特征与机制[J].地质通报,2015,34(1):1-31.
- [92] Bai D H, Unsworth M J, Meju M A, et al. Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging [J]. Nature Geoence, 2011, 3: 358–362.
- [93] Wang C Y, Han W B, Wu J P, et al. Crustal structure beneath the eastern margin of the Tibetan Plateau and its tectonic implications[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2007, 112 (B07307): 1–21.
- [94] Wang C Y, Zhu L, Lou H, et al. Crustal thicknesses and Poisson's ratios in the eastern Tibetan Plateau and their tectonic implications[J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2010, 115 (B11301): 1–16.
- [95] Yao H, van der Hilst R D, Montagner J P. Heterogeneity and anisotropy of the lithosphere of SE Tibet from surface wave array tomography[J].Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 2010, 115(B12307): 1–24.
- [96] Zhang Z, Yuan X, Yun C, et al. Seismic signature of the collision between the east Tibetan escape flow and the Sichuan Basin[J].Earth and Planetary Science Letters, 2010, 292(3/4): 254–264.