

# 郟庐断裂带沂沭段伸展活动断层泥 K-Ar 同位素定年

王勇生\*, 朱光, 胡召齐, 张必龙, 向必伟, 谢成龙

合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009

\* E-mail: yshw9007@126.com

收稿日期: 2008-04-20; 接受日期: 2008-10-30

国家自然科学基金项目(批准号: 90714004, 40672131)资助

**摘要** 郟庐断裂带沂沭段白垩纪的断陷活动形成了由 4 条北北东向正断层所控制的地堑式盆地. 盆地形成后这 4 条断层的再次活动形成了断层泥带. 详细的野外工作表明, 它们的再次活动是在区域 NE-SW 向拉伸中发生的正-左行平移. 工作中对这 4 条断层中的断层泥样品进行了 X 射线衍射分析与 K-Ar 同位素定年. X 射线衍射结果表明, 所有断层泥样品最小粒级的伊利石结晶度值都大于  $0.42^\circ\Delta 2\theta$ , 指示其演化过程中的最高温度不超过 150 °C. 将代表碎屑成因的  $2M_1$  型伊利石百分含量与实测 K-Ar 年龄值进行拟合, 给出西界断裂( $F_4$ )的活动时间为 90 Ma, 而东界断裂( $F_1$ )的活动时间为 70~60 Ma. 在同一区域拉伸应力场作用下的这两次断裂活动中, 郟庐断裂带沂沭段整体隆升, 早期地堑内并没有再次接受沉积. 本工作证明了郟庐断裂带沂沭段在晚白垩世仍处于伸展活动, 支持华北克拉通东部在岩浆活动平静期内岩石圈减薄仍在进行的观点.

## 关键词

郟庐断裂带沂沭段  
伸展活动断层泥  
伊利石 K-Ar 定年  
X 射线衍射

郟庐断裂带是中国东部的一条巨型断裂带, 半个世纪的研究工作表明该断裂带在经历了印支期<sup>[1-3]</sup>和早白垩世初<sup>[4-7]</sup>的两次左旋走滑运动之后, 在早白垩世表现为强烈的伸展活动, 并控制产生了一系列断陷盆地<sup>[8-11]</sup>. 但对于该断裂带早白垩世伸展活动之后的演化历史仍存在不同的认识. 许志琴<sup>[8]</sup>认为郟庐断裂带沂沭段在晚侏罗-晚白垩世表现为古裂谷, 晚白垩世以后表现为逆冲活动与裂谷消亡. Lin 等<sup>[12]</sup>根据构造分析认为郟庐断裂带沂沭段内  $F_3$  与  $F_4$  断层在白垩纪-古近纪发生了左行平移活动, 新近纪以来没有构造运动;  $F_1$  与  $F_2$  断层在第四纪表现为具有右行走滑分量的正断层或逆断层活动. 朱光等<sup>[10,13]</sup>根据

郟庐断裂带周边断陷盆地的产生和消亡认为, 该断裂带在晚白垩世-古近纪表现为伸展活动, 新近纪以来表现为逆冲活动. Zhang 等<sup>[14]</sup>根据古应力场测量认为早白垩世中期郟庐断裂带表现为伸展活动, 早白垩世晚期表现为左旋走滑, 晚白垩世表现为右旋走滑. 万天丰<sup>[14]</sup>通过古应力场测量认为郟庐断裂带沂沭段在早白垩世表现为右旋走滑, 晚白垩世表现为伸展断层. 之所以会存在如此大的争议, 关键是没有获得关于郟庐断裂带早白垩世以来构造活动的直接年代学证据. 陈文寄等<sup>[15]</sup>曾对郟庐断裂带沂沭段内  $<1 \mu\text{m}$  的断层泥进行了 K-Ar 年龄测定, 由于没有排除碎屑伊利石的影响, 因而所得到的年龄结果变化范

围大(介于 57.9~180.5 Ma 之间), 地质意义不明确。大量的研究表明<sup>[9,16-19]</sup>, 华北板块东部在早白垩世发生了大规模的克拉通破坏与岩石圈减薄, 并伴随有大量中酸性岩浆活动和断陷盆地的形成。晚白垩世华北板块东部表现为岩浆活动平静期。这使一些学者认为华北板块东部在晚白垩世期间没有再发生岩石圈减薄, 并分别提出 95 Ma<sup>[20]</sup>或 80~75 Ma<sup>[17,21]</sup>为岩石圈减薄终止时间的观点。地表抬升与伸展活动作为岩石圈减薄的浅部标志<sup>[22]</sup>, 可以用来制约岩石圈减薄的时间。郯庐断裂带是纵贯华北东部的一条巨型断裂带, 其构造活动在华北板块内部具有代表意义。因而, 可以通过研究郯庐断裂带晚白垩世时的构造活动来制约华北板块东部岩石圈减薄的持续时间。

断层泥同位素定年是确定脆性断层活动时间的有效方法。但由于无法排除碎屑伊利石的混入, 直接测定的单个年龄可靠性差。为了排除断层泥中碎屑伊利石的影响, Grathoff 和 Moore<sup>[23]</sup>提出了利用不同粒级伊利石 K-Ar 年龄与其中碎屑伊利石含量拟合直线的方法来获得断层的活动时间。该方法可以很好地解决断层泥的定年问题<sup>[24,25]</sup>, 但到目前为止在国内仍没有学者应用。

基于上述问题, 本次工作以郯庐断裂带沂沭段为研究对象, 在详细的野外构造研究基础上, 通过对所采集的断层泥样品进行 X 射线衍射分析与 K-Ar 同位素年龄测定, 确定断裂带晚白垩世的构造活动规律, 进而为了解华北板块东部岩石圈减薄演变规律提供证据。

## 1 地质背景与构造特征

郯庐断裂带沂沭段也称为沂沭断裂带, 西侧为华北板块上的鲁西地块, 东侧自北向南分别为华北板块上的胶北隆起、胶莱断陷盆地(充填下白垩统莱阳群、青山组及上白垩统王氏组)与苏鲁造山带。郯庐断裂带沂沭段出现了 4 条 NNE 向的脆性断层(图 1), 自东向西分别为昌邑-大店断裂( $F_1$ )、安丘-莒县断裂( $F_2$ )、沂水-汤头断裂( $F_3$ )和郯部-葛沟断裂( $F_4$ )。它们的伸展活动控制了“两堑一垒”构造, 即  $F_1$  与  $F_2$  之间的安丘-莒县地堑、 $F_2$  与  $F_3$  之间的汞丹山地垒和  $F_3$  与  $F_4$  之间的马站-苏村地堑。地垒上主要出露基底变质岩(泰

山群)和局部的新元古-古生界盖层, 而地堑中充填着早白垩世青山组( $K_1q$ )火山岩与陆相白垩纪地层, 指示该断裂带经历过白垩纪的伸展活动<sup>[10]</sup>。

以往的研究中将该断裂带内一套河湖相红色碎屑岩完全划归上白垩统王氏组。刘明渭等<sup>[26]</sup>根据化石资料将其中的王氏组下部划归于下白垩统大盛群, 上部为上白垩统下段的王氏组。因而, 郯庐断裂带沂沭段内这套陆相白垩纪地层应为下白垩统上段的大盛群和上白垩统王氏组的下段, 与旁侧胶莱盆地相比缺失王氏组上段(上白垩统上部)地层。

沂沭断裂带内这 4 条脆性断裂主要呈  $N20^\circ\sim30^\circ E$  方向展布, 总体延伸长度 300 km 左右。本次工作的研究区主要选取该断裂带安丘-莒县段。该地区 4 条主断层早期为控制白垩系沉积的正断层, 晚期活动造成了几厘米至几十厘米厚的断层泥带, 是整个郯庐断裂带上断层泥发育规模最大的部位。野外观察发现, 发育有断层泥的断层主要有 3 种(表 1): 一种是主断层带( $F_1\sim F_4$ )内沿青山组火山岩与陆相白垩系碎屑岩接触带发育的断层; 另一种是主断层带内沿古生界与白垩纪地层接触带发育的断层; 第三种是主断层内被早白垩世岩脉侵入后, 又沿白垩纪地层与岩脉接触带活动产生的断层。本次工作中在这 4 条脆性断层 5 处共采集了 6 个断层泥样品, 具体采样位置详见图 1。其中 YS11 和 YS13 断层泥采自  $F_1$  断层; YS10 断层泥采自  $F_2$  断层; YS2 断层泥采自  $F_3$  断层; YS7 和 YS8 断层泥采自  $F_4$  断层。

本次工作中对出现断层泥的断层活动型式主要通过断层泥中构造透镜体长轴的产状及其斜列形式来确定, 同时依据含断层泥断层面的擦痕、阶步来检验, 以获得正确的断层活动型式。工作中还应用断层派生的共轭剪节理所指示的主拉应力方位(图 2), 根据其断面、擦痕的关系进一步验证断层活动型式。图 2 中所示的  $\sigma_3$  方向为水平方向的主拉应力的平均方向,  $\sigma_1$  方向直立。

详细的野外观察发现,  $F_1$  断层向 NW 倾, 倾向变化于  $260^\circ\sim320^\circ$  之间, 倾角多大于  $65^\circ$ 。莒县崂山 YS11 处断层泥中构造透镜体的长轴多倾向  $210^\circ$  左右(图 3(a)), 倾角一般不超过  $20^\circ$ (图 2), 擦痕与构造透镜体长轴产状基本一致; 断层派生共轭剪节理指示  $\sigma_3$  方向为 SEE-NWW 向。莒县长岭 YS13 点处构造透

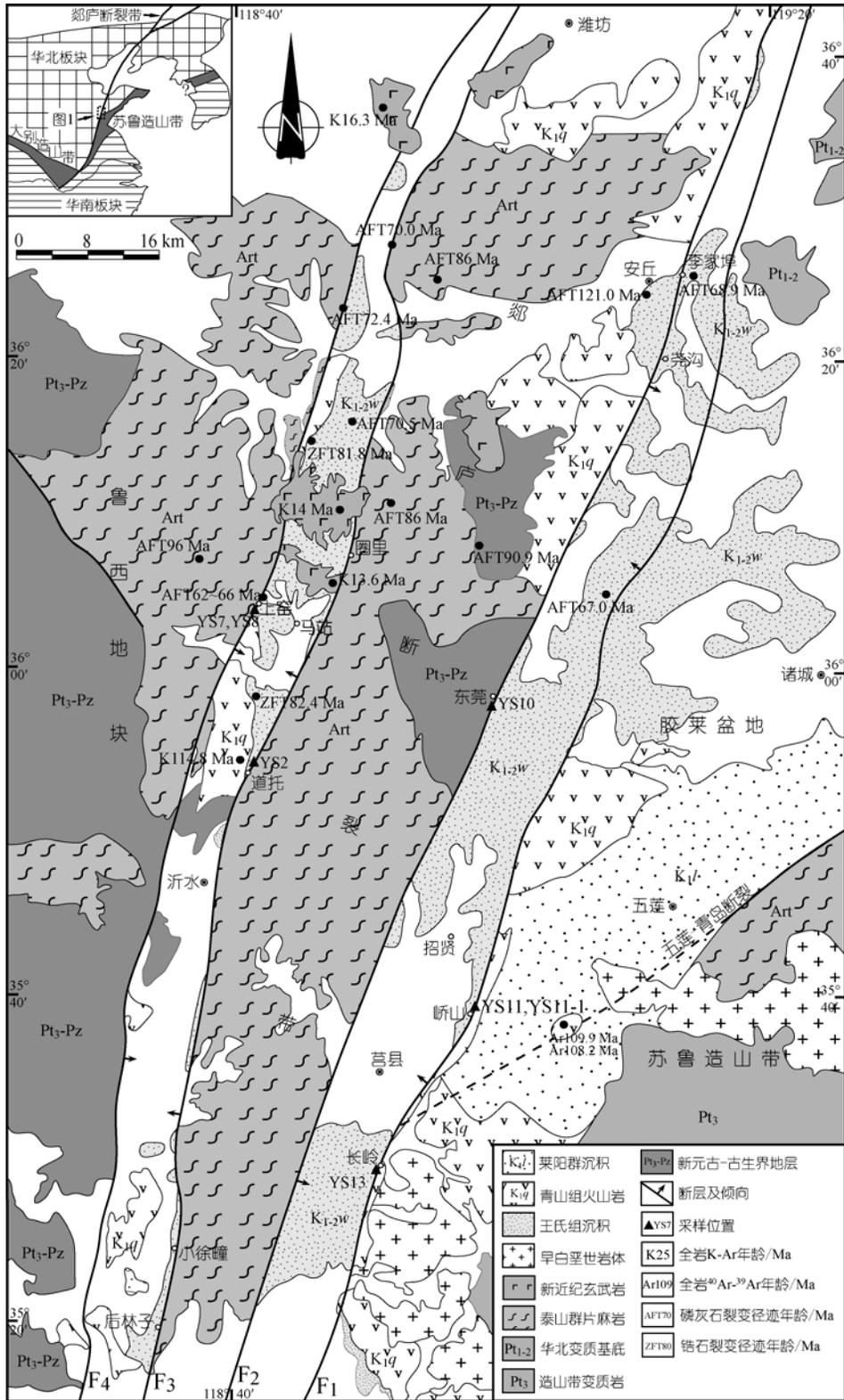


图 1 郯庐断裂带沂沭段构造简图及采样位置

中生代火山岩年龄据文献[27~29]; 新生代火山岩年龄据文献[30]; 锆石裂变径迹年龄据文献[31]; 磷灰石裂变径迹年龄据文献[32,33]

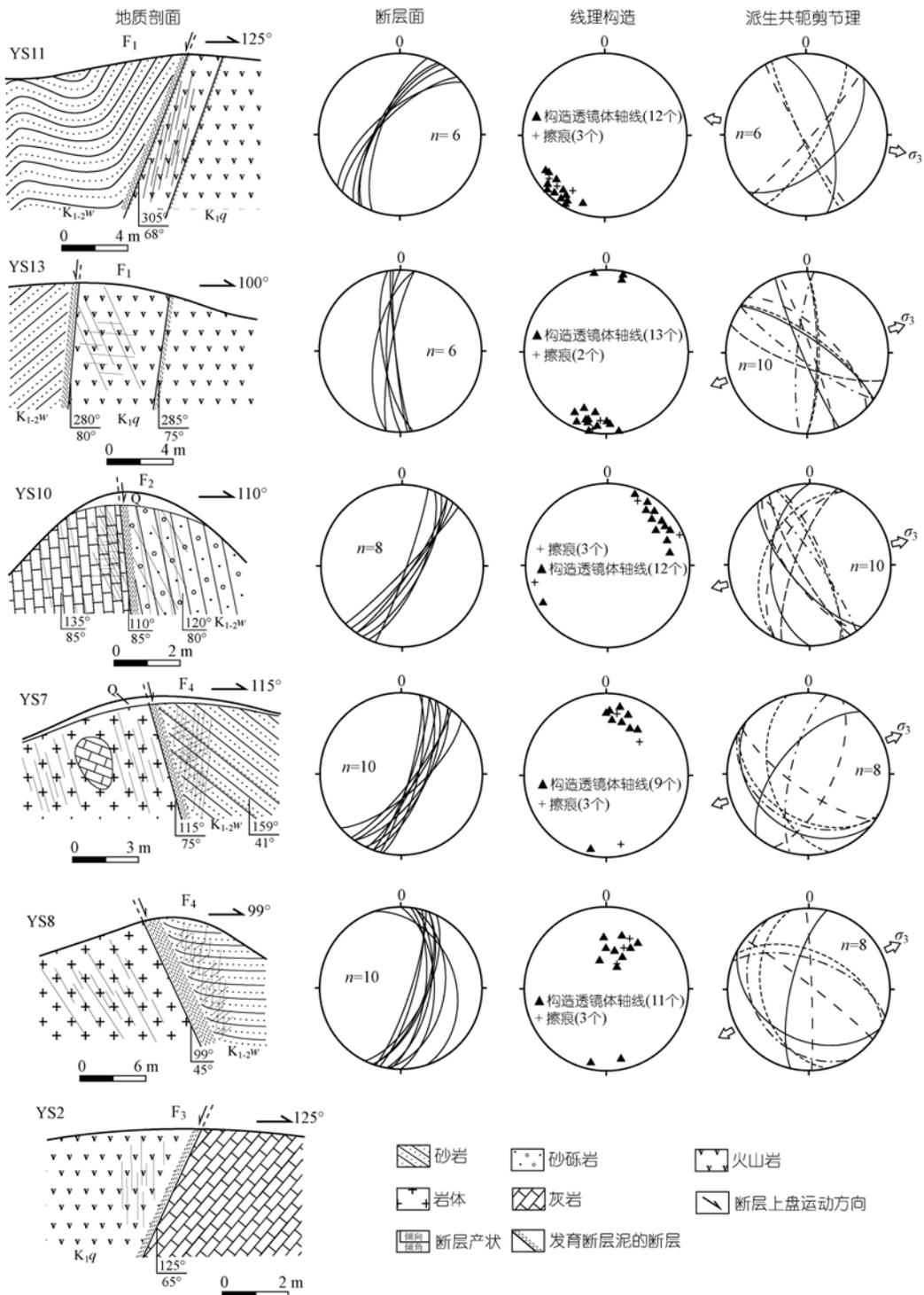


图 2 郟庐断裂带沂沭段野外剖面及赤平投影图

赤平投影图采用吴氏网下半球投影,  $n$  为数据数量; 线理构造包括擦痕和构造透镜体轴线

表 1 郟庐断裂带沂沭段断层泥采样位置构造描述<sup>a)</sup>

断层	样品号	采样位置	产状	断层两侧地层	断层泥厚度/cm	断层运动形式/标志
F <sub>1</sub>	YS11	莒县峤山 35°38'27.8"N 118°56'39.6"E	P: 305°∠68° L: 237°∠20°	东: 青山组火山岩 西: 王氏组砂岩	10	正-左行平移/ 构造透镜体排列方式 张节理、阶步、R <sub>1</sub>
	YS13	莒县长岭 35°28'25.6"N 118°49'24.1"E	P: 280°∠80° L: 185°∠17°	东: 青山组火山岩 西: 王氏组砂岩	5	
F <sub>2</sub>	YS10	诸城东莞 35°57'18.1"N 118°58'25.0"E	P: 110°∠85° L: 65°∠14°	东: 奥陶系灰岩 西: 王氏组砾岩	15	正-左行平移/ 构造透镜体排列方式 阶步、R <sub>1</sub>
F <sub>3</sub>	YS2	沂水道托 35°53'57.8"N 118°40'49.3"E	P: 280°∠80° L: 185°∠17°	东: 奥陶系灰岩 西: 青山组火山岩	20	正-左行平移/ 构造透镜体排列方式 阶步
F <sub>4</sub>	YS7	沂水上窑 36°04'50.8"N 118°41'59.8"E	P: 115°∠75° L: 30°∠24°	东: 王氏组砂岩 西: 早白垩世岩脉	50	正-左行平移/ 构造透镜体排列方式 阶步、R <sub>1</sub>
	YS8	沂水上窑 36°04'53.4"N 118°42'0.9"E	P: 99°∠45° L: 34°∠32°	东: 王氏组砂岩 西: 早白垩世岩脉	150	

a) P 为断面, L 为构造透镜体长轴, R<sub>1</sub> 为断层派生的小角度里德剪节理

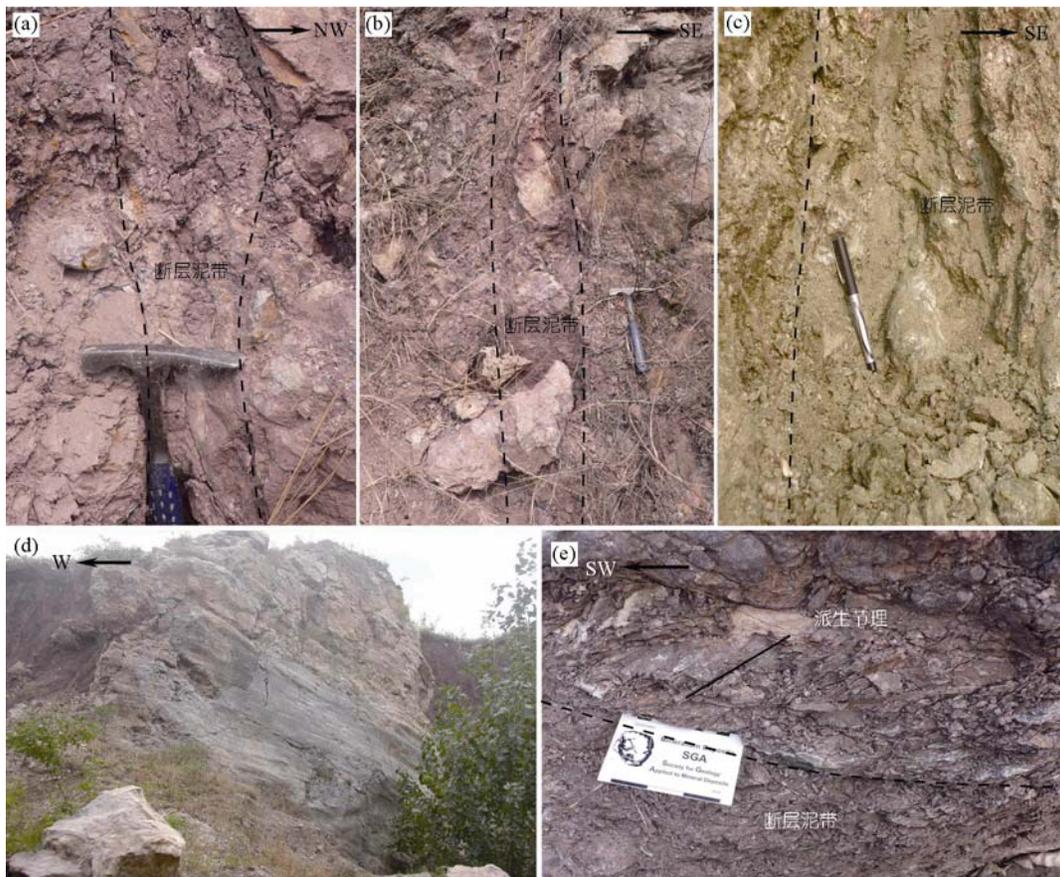


图 3 郟庐断裂带沂沭段野外照片

(a) 莒县峤山 F<sub>1</sub> 断层泥及其中的透镜体; (b) 莒县峤山 F<sub>1</sub> 直立断面及其中的断层泥; (c) 沂水圈里 F<sub>3</sub> 断层泥中近水平定向的构造透镜体;  
(d) 沂水孟瞳 F<sub>4</sub> 断层面上向北东倾伏的擦痕; (e) 沂水圈里 F<sub>4</sub> 断裂活动过程中派生的 R<sub>1</sub> 剪节理, 指示左行

镜体的长轴倾向 190°左右, 倾角一般不超过 20°(图 2), 擦痕与构造透镜体长轴产状基本一致. 断层派生共轭剪节理指示  $\sigma_3$  方向为 NEE-SWW 向. 构造透镜体斜列方式、派生剪节理及其  $\sigma_3$  方向都指示这两个位置的  $F_1$  断层在断层泥形成过程中表现为正-左行平移运动.

$F_2$  断层向东倾, 倾向变化于 110°~150°之间, 倾角多大于 70°. 诸城东莞 YS10 处断层泥中构造透镜体的长轴向北东倾, 倾角一般不超过 20°, 擦痕与构造透镜体长轴产状基本一致; 断层派生共轭剪节理指示其  $\sigma_3$  方向为 NEE-SWW 向(图 2). 构造透镜体排列方式、阶步、 $R_1$ (断层派生共轭剪节理中与主断层面低角度相交者)与断裂的关系及派生  $\sigma_3$  方向都指示  $F_2$  在断层泥形成过程中表现为正-左行平移运动.

$F_3$  断层向西倾, 倾向变化于 280°~320°之间, 断面倾角主要变化于 30°~50°之间, 局部断面较陡, 倾角可达 80°左右. 沂水道托 YS2 断层泥中构造透镜体的长轴、断层面上的擦痕略向南东倾. 构造透镜体排列方式与阶步指示  $F_3$  在断层泥形成过程中也表现为正-左行平移运动.

$F_4$  断层向东倾, 倾向变化于 100°~150°之间, 倾角多为 60°左右. 断层派生共轭剪节理指示其  $\sigma_3$  方向为 NEE-SWW 向(图 2). 沂水上窑 YS7 处断层泥中构造透镜体的长轴、擦痕向北东倾, 倾角多为 20°左右(图 2). 其北侧 YS8 处断层泥中构造透镜体的长轴与断面擦痕的倾角多为 30°左右(图 2). 这两处阶步、构造透镜体排列方式、 $R_1$  与断裂的关系以及派生  $\sigma_3$  方向都指示  $F_4$  在断层泥形成过程中表现为正-左行平移运动.

郯庐断裂带沂沭段这 4 条主断层的断层泥带, 切割青山组或王氏组地层, 是早白垩世至晚白垩世早期形成“两堑一垒”断陷活动之后再次断裂活动的代表. 本次详细的野外观察表明, 形成断层泥的这期断层活动, 是利用早期地堑边界断层的再次活动, 皆发生正-左行平移活动(图 4). 这 4 条断层相互协调的运动型式指示了是区域 NE-SW 向的拉伸而使早期断层发生正-左行平移运动(图 2), 而不可能是区域挤压运动的结果<sup>[12]</sup>. 虽然断层活动派生的 NE-SW 向局部应力场与区域应力场  $\sigma_3$  方向可能存在小角度夹角, 但其总体方向基本一致. 4 条主断层相互协调的运动型式不但指示了区域 NE-SW 向的拉伸, 也指示为同一

伸展动力下的产物, 应形成于同一构造演化阶段. 但具体的活动时间还需要通过同位素年代学工作而获得.

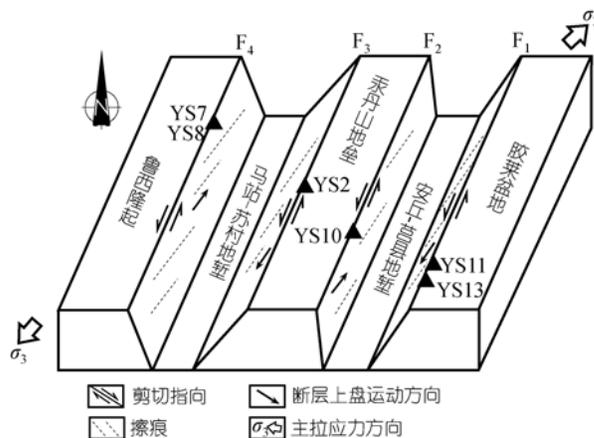


图 4 郯庐断裂带沂沭段晚期断裂活动模式

## 2 断层泥的 XRD 分析

伊利石是沉积与成岩环境及断层泥形成中普遍存在的矿物, 其结晶度(IC)与多型是确定热演化程度、划分甚低级变质作用等级的主要指标. 伊利石结晶度值与结晶程度成反比, 其为在X射线衍射(XRD)图上 1 nm 衍射峰的半高宽(单位:  $^{\circ}\Delta 2\theta$ , Kübler<sup>[34]</sup>以  $0.42^{\circ}\Delta 2\theta$ 和  $0.25^{\circ}\Delta 2\theta$ 为边界值, 将甚低级变质由低到高划分为成岩带(diagenetic zone)、近变带(anchizone)和浅变带(epizone), 其中近变带上下边界的临界温度分别为 150 和 300°C. 因而, 通过测定断层泥样品中自生伊利石的结晶度值, 即可获得这些样品的热演化程度, 从而为正确、合理的年龄解释提供热演化信息. 多型是层状结构矿物晶体所固有的一种特征, 普遍存在于如云母、石墨、绿泥石等具层状结构的矿物中. 由于单位层堆积顺序以及旋转角度的不同, 使同种矿物产生不同的多型类型. 伊利石常见的多型类型为  $1M_d$ ,  $1M$ ,  $2M_1$ <sup>[35]</sup>. 随着热演化程度的增加, 伊利石多型会发生由  $1M_d \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$  的不可逆转化<sup>[36]</sup>. 其中, 成岩带内伊利石多型全部为  $1M_d$ 和  $1M$ 型, 近变带表现为  $1M$ 和  $2M_1$ 的混合, 浅变带全部表现为  $2M_1$ 型. 碎屑成因伊利石一般为  $2M_1$ 型.

为了确定郯庐断裂带沂沭段内断层泥样品的 IC 值, 工作中对断层泥进行了 XRD 分析. 具体步骤为: 首先将断层泥置于蒸馏水中搅拌形成悬浊液, 按照

斯托克斯原理(Stokes law)采用重力沉淀法在水中沉淀出 $<2\ \mu\text{m}$ 的黏土样, 然后通过离心机将其分为 $2\sim 1\ \mu\text{m}$ ,  $1\sim 0.5\ \mu\text{m}$ ,  $0.5\sim 0.25\ \mu\text{m}$ 以及小于 $0.25\ \mu\text{m}$ 的4个粒级, 每个粒级取 $5\ \text{g}$ 左右进行XRD分析. XRD分析工作在合肥工业大学理化中心进行, 采用日本产D/max-rB型X射线衍射仪, 仪器条件为:  $40\ \text{kV}$ ,  $80\ \text{mA}$ , Cu靶, 步长为 $0.02^\circ$ , 采用连续扫描, 扫描速度为 $1^\circ\cdot\text{min}^{-1}$ . 样品的多型测试采用非定向片, 扫描范围为 $3^\circ\sim 70^\circ$ (图5). 结晶度测试采用定向片, 扫描范围为 $5^\circ\sim 15^\circ$ . 伊利石结晶度值测定采用Kübler指数, 即度量 $1\ \text{nm}$ 衍射峰的半高宽, 测试结果见表2.

已有的研究表明<sup>[37]</sup>, 最小粒级断层泥的IC值能够最好地反映断层泥中自生伊利石的结晶程度. 本次工作中获得的所有6个断层泥样品最小粒级的伊利石结晶度值都远远大于 $0.42^\circ\Delta 2\theta$ , 指示这些断层泥样品自形成以来并没有经历过高于成岩带的温度环境, 即其经历的温度不超过 $150^\circ\text{C}$ . 由表2可以看出, 所分析的同一样品随粒级的减小IC值变大, 指示了

碎屑伊利石含量的减小与自生伊利石含量的增加, 表明样品的分选是成功的. 因而, 这些样品可以用K-Ar同位素定年法确定其断层活动时间.

### 3 断层泥 K-Ar 年龄测定结果与计算

断层在活动过程中其地表附近常常会产生松散的断层泥, 其中包括大量的自生伊利石. 这些断层泥形成后若未经历埋藏压实, 可以长期保持松散、未固结状态. 作为断层活动的直接产物, 这些断层泥中自生伊利石的形成时间可以代表断层的活动时间<sup>[38-40]</sup>. 为了获得断层泥的形成时间, 前人曾经尝试过利用K-Ar法<sup>[38,39,41]</sup>和 $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 法<sup>[40,42]</sup>测定自生伊利石的形成时间. 在 $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 测年的快中子照射中,  $^{39}\text{Ar}$ 的反冲距离可达 $0.16\ \mu\text{m}$ <sup>[43,44]</sup>, 这样对于微米粒级的伊利石颗粒, 理论上 $^{39}\text{Ar}$ 的反冲损失(离开样品颗粒)可高达30%, 从而使所测 $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年龄明显偏大. 虽然van der Pluijm等<sup>[42]</sup>利用微型封装技术收集了发生反冲的 $^{39}\text{Ar}$ , 并首次获得了准确的伊利石 $^{40}\text{Ar}\text{-}^{39}\text{Ar}$ 年龄,

表2 郟庐断裂带沂沭段断层泥 K-Ar 与伊利石结晶度测试结果

样品号	样品描述	粒度/ $\mu\text{m}$	样品称重/g	K/%	$^{40}\text{Ar}$ 放 / $\text{mol}\cdot\text{g}^{-1}$	$^{40}\text{Ar}$ 放 /%	年龄 $\pm 1\sigma$ /Ma	拟合年龄 $\pm 1\sigma$ /Ma	伊利石结晶 度值 $\Delta 2\theta/(^\circ)$
YS11	F <sub>1</sub> 断层泥	2~1	0.0104	3.38	$9.823\times 10^{-10}$	95.93	$160.24\pm 1.49$	$70.8\pm 1.6$	0.43
		1~0.5	0.0103	4.11	$9.691\times 10^{-10}$	93.66	$131.08\pm 2.01$		0.49
		0.5~0.25	0.0101	4.38	$8.616\times 10^{-10}$	92.51	$110.01\pm 1.15$		0.52
		<0.25	0.0104	4.76	$7.655\times 10^{-10}$	88.32	$90.43\pm 0.78$		0.74
YS13	F <sub>1</sub> 断层泥	2~1	0.0118	5.86	$6.903\times 10^{-10}$	89.17	$102.53\pm 1.20$	$53.9\pm 9.9$	0.48
		1~0.5	0.0106	4.42	$1.149\times 10^{-9}$	94.92	$83.56\pm 1.04$		0.58
		0.5~0.25	0.0118	5.06	$1.159\times 10^{-9}$	94.11	$72.48\pm 0.78$		0.61
		<0.25	0.0106	5.63	$1.108\times 10^{-9}$	93.95	$66.68\pm 0.66$		0.77
YS10	F <sub>2</sub> 断层泥	2~1	0.0108	5.17	$1.460\times 10^{-9}$	95.89	$155.89\pm 1.41$	$107.0\pm 18$	0.55
		1~0.5	0.0112	5.50	$1.391\times 10^{-9}$	94.86	$140.21\pm 1.99$		0.61
		0.5~0.25	0.0113	5.76	$1.314\times 10^{-9}$	95.28	$126.99\pm 0.98$		0.63
		<0.25	0.0114	5.98	$1.145\times 10^{-9}$	90.06	$107.12\pm 1.13$		0.71
YS2	F <sub>3</sub> 断层泥	2~1	0.0110	3.62	$3.495\times 10^{-9}$	97.60	$485.22\pm 3.31$	$273.2\pm 3.9$	0.39
		1~0.5	0.0113	4.11	$3.004\times 10^{-9}$	98.22	$378.80\pm 4.64$		0.41
		0.5~0.25	0.0106	4.42	$2.659\times 10^{-9}$	98.15	$317.33\pm 1.97$		0.50
		<0.25	0.0100	4.54	$2.486\times 10^{-9}$	97.31	$290.93\pm 2.17$		0.68
YS7	F <sub>4</sub> 断层泥	2~1	0.0101	4.77	$1.503\times 10^{-9}$	96.26	$173.09\pm 1.33$	$93.8\pm 4.9$	0.63
		1~0.5	0.0107	4.82	$1.133\times 10^{-9}$	93.84	$130.71\pm 1.18$		0.81
		0.5~0.25	0.0107	4.92	$9.459\times 10^{-10}$	92.42	$107.59\pm 0.77$		0.86
		<0.25	0.0103	5.00	$8.710\times 10^{-10}$	93.06	$97.76\pm 0.69$		1.13
YS8	F <sub>4</sub> 断层泥	2~1	0.0108	2.08	$5.369\times 10^{-10}$	90.31	$143.01\pm 2.89$	$85.6\pm 1.4$	0.42
		1~0.5	0.0115	1.88	$4.131\times 10^{-10}$	84.86	$122.46\pm 7.36$		0.49
		0.5~0.25	0.0106	1.94	$3.895\times 10^{-10}$	86.75	$112.21\pm 1.49$		0.52
		<0.25	0.0107	2.32	$3.916\times 10^{-10}$	80.68	$94.80\pm 2.40$		0.64

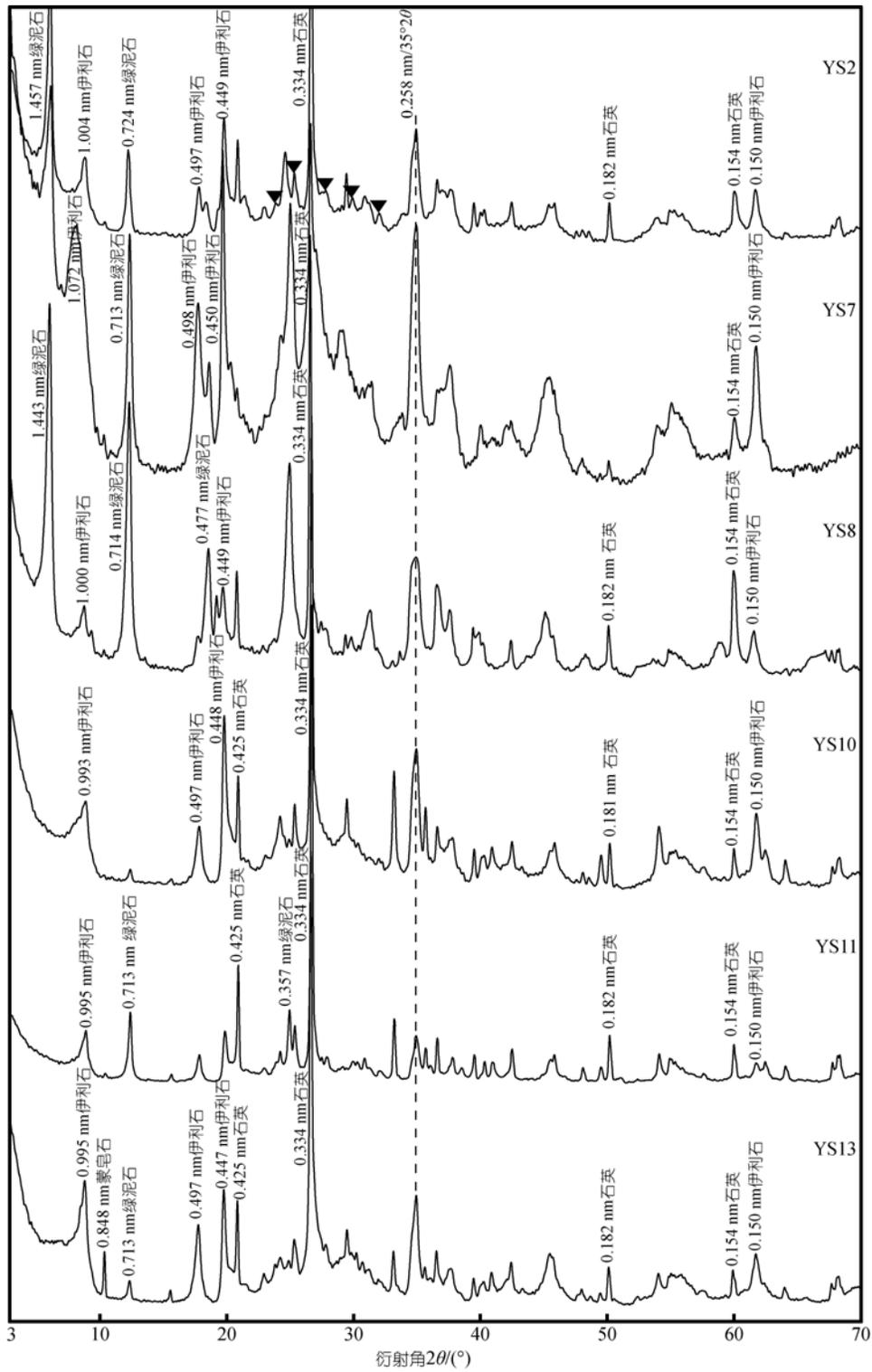


图 5 鄯庐断裂带沂沭段断层泥 2~1 μm 粒级非定向片 X 射线衍射图

实心倒三角所示位置即为 2M<sub>1</sub> 伊利石特征多型位置

但这种方法一般难以做到, 所以用K-Ar法来获得伊利石的形成时间仍为国际上的常用方法<sup>[24,25,37]</sup>.

断层泥中新生的伊利石属于黏土矿物, 理论上粒级小于 2 μm. 而断层活动中磨碎的母岩中碎屑伊利石(白云母)理论上粒度不会过小, 一般粒级应大于 2 μm. 这样通过从断层泥中分选出小于 2 μm粒级样, 就可以排除碎屑伊利石. 但大量的实际研究发现, 在小于 2 μm粒级情况下, 不同粒级伊利石的K-Ar年龄并不相同, 而且随着伊利石粒级减小而呈逐渐减小的趋势<sup>[24,37,38]</sup>. 这表明即使在非常细小的粒级中仍然存在碎屑成因的伊利石<sup>[37]</sup>, 从而给出介于碎屑伊利石和自生伊利石形成时间之间的混合年龄. 因而, 单个粒级伊利石样K-Ar年龄可靠性差. 为了解决这个问题, Grathoff和Moore<sup>[23]</sup>通过研究发现, 各粒级碎屑伊利石的含量与断层泥的K-Ar年龄成正比, 两者可以拟合成一条直线. 这样, 拟合直线上碎屑伊利石含量等于 0 的年龄值即为自生伊利石的形成时间. 由于在成岩带中不存在 2M<sub>1</sub>多型的自生伊利石, 所以始终处于成岩带环境的断层泥内的 2M<sub>1</sub>多型伊利石可以认为是碎屑成因的. 基于此原理, 他们提出利用 2M<sub>1</sub>型伊利石特征峰(023(0.373 nm), 114<sup>-</sup>(0.348 nm), 114(0.320 nm), 025(0.300 nm), 116<sup>-</sup>(0.280 nm))与代表 2M<sub>1</sub>+1M+1M<sub>d</sub>混合多型伊利石的衍射峰(0.258

nm/35°2θ(Cu靶))(图 5)的面积比来获得碎屑伊利石相对百分含量的方法. 该方法的提出很好地解决了断层泥的定年问题.

本次各粒级断层泥的K-Ar同位素年代学分析是在中国石油天然气股份有限公司中国石油勘探开发研究院实验中心进行的, 使用MM5400 静态真空质谱仪. 样品在 1500℃左右熔化的同时, 加入准确定量的<sup>38</sup>Ar 稀释剂, 测定混合稀释剂后的同位素比值(<sup>40</sup>Ar/<sup>38</sup>Ar)<sub>m</sub>和(<sup>38</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar)<sub>m</sub>, 求出样品的放射性成因<sup>40</sup>Ar, 再根据样品的钾含量计算年龄. 年龄误差为 1σ, 测试结果详见表 2. 同一样品中的K-Ar年龄值随着断层泥粒级的减小而逐渐减小, 指示断层泥各粒级样品仍有碎屑伊利石的混入影响, 为混合年龄(表 2). 工作中采用软件AutoCAD计算上述 5 个 2M<sub>1</sub>型伊利石特征峰与混合多型衍射峰的面积, 得到2M<sub>1</sub>型伊利石的相对百分含量(即碎屑伊利石的相对百分含量). 然后利用软件Isoplot 3.14<sup>[45]</sup>将不同粒级的断层泥K-Ar年龄值与碎屑伊利石百分含量拟合成一条直线, 其输入误差为: 年龄取测试年龄误差 1%(表 2); 考虑到碎屑含量计算过程误差相对较大, 因而选取输入误差为 5%. 各断层泥拟合年龄值见表 2 与图 6, 其MSWD多数小于 4, 最大为 6.0(图 6), 指示这些年龄结果具有较高的可信度.

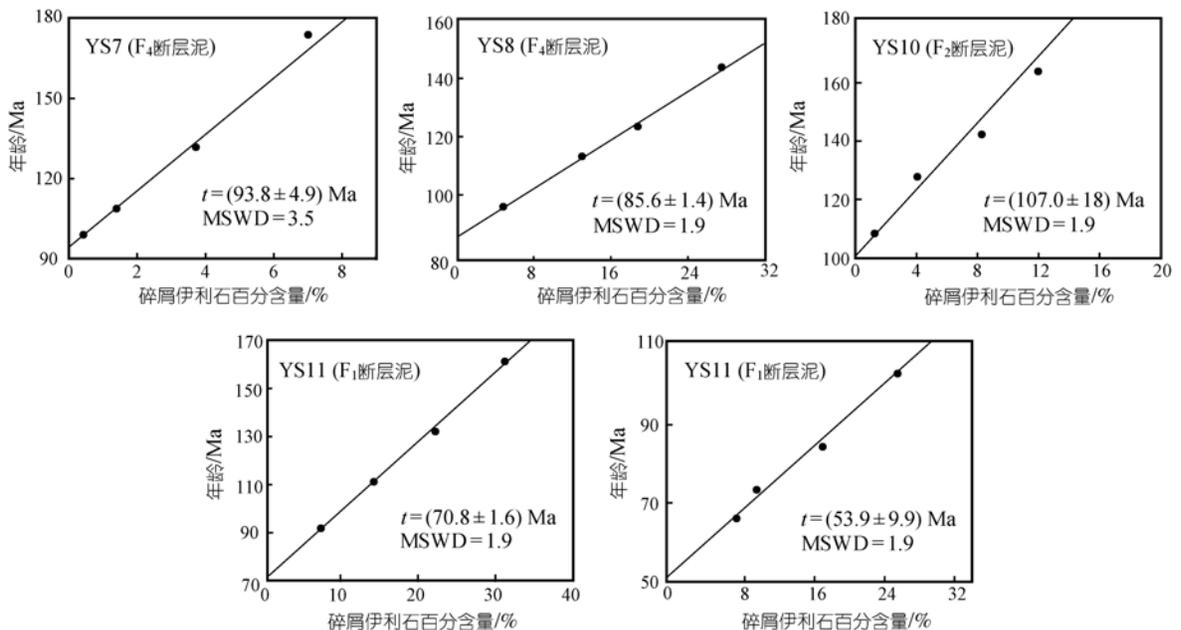


图 6 郟庐断裂带沂沭段断层泥 K-Ar 年龄与碎屑伊利石含量拟合等时线图

## 4 同位素年龄解释

郯庐断裂带沂沭段  $F_4$  断层上相距很近的两个位置采集的 YS7 与 YS8 断层泥样品的 K-Ar 拟合年龄分别为  $(93.8 \pm 4.9)$  和  $(85.6 \pm 1.4)$  Ma (图 6), 两者相差约 8 Ma. 若考虑到各年龄本身误差, 两者仅相差 1.7 Ma. 因而, 上述年龄结果指示  $F_4$  断层左行平移活动的时间为 90 Ma 左右(晚白垩世).

采自  $F_1$  断层的 YS11 和 YS13 断层泥样品的拟合年龄值分别为  $(70.8 \pm 1.6)$  和  $(53.9 \pm 9.9)$  Ma (图 6), 两者相差约 17 Ma. 若考虑到这两年龄值的各自误差, 两者仅相差 5.5 Ma. 产生如此较大偏差的原因可能有两个: 一是测年结果的累计误差较大; 另一原因则是断层活动持续时间较长, 断层不同位置所出露断层泥形成于不同活动阶段. 它们各粒级年龄测试结果的误差为 1% 左右(表 2), 拟合直线的 MSWD 并不是很大(图 6), 指示累计误差可能不会很大. 再结合区内的磷灰石裂变径迹年龄(详见后), 本文倾向于第二种解释, 认为  $F_1$  断层上这两个断层泥的测年结果指示其左行平移事件发生于 70~60 Ma 间.

$F_3$  断层上 YS2 断层泥最小两个粒级样的 K-Ar 年龄值分别为 317.3 和 290.9 Ma (表 2). 这两个年龄值都大于该采样处被  $F_3$  断层切割的早白垩世青山组火山岩, 显然不合理. 这两个粒级 ( $0.5 \sim 0.25$  和  $<0.25 \mu\text{m}$ ) 的伊利石结晶度值分别为  $0.50^\circ \Delta 2\theta$  和  $0.68^\circ \Delta 2\theta$ , 结晶程度不高, 显示其不合理的高年龄值不是大量碎屑伊利石混入所致. 因为具有较高结晶程度碎屑伊利石的大量混入, 将导致其结晶度值明显偏低. 野外观察发现, 该样品位于奥陶系的顶面(图 2), 处于华北板块晚奥陶-早石炭世长期出露地表形成的古风化壳部位, 可能混入了该古风化壳上所形成的黏土级伊利石, 从而导致年龄值过大, 没有实际地质意义.

位于奥陶系与王氏组接触带上  $F_2$  断层内的 YS10 断层泥样品, 给出的年龄值为  $(107.0 \pm 18)$  Ma (早白垩世), 虽然明显小于 YS2, 但老于被切割的王氏组地层时代, 且也位于奥陶系顶面的古风化壳部位. 本文认为该年龄值可能也受到了奥陶系顶面古风化壳黏土的影响, 也应不可靠.

郯庐断裂带沂沭段覆盖在  $F_3$  和  $F_4$  断层上, 没有受到断裂活动影响的圈里玄武岩, 其 K-Ar 同位素年龄为 16 Ma<sup>[30]</sup> (图 1). 断裂带内被断层泥带切割的青山

组火山岩的年龄为 114.8 Ma<sup>[28]</sup>. 因而该断裂带形成断层泥的活动时间应介于 114.8~16 Ma 之间, 与本次结果相符.

前人曾在该断裂带内及其旁侧地层中获得了一系列磷灰石裂变径迹(AFT)年龄<sup>[32,33]</sup>, 可以用于检验本次的断层泥 K-Ar 测年结果.  $F_4$  断层西侧鲁西太古代变质岩和汞丹山地垒上的太古代变质岩、晚元古-古生代地层的 AFT 年龄值基本一致, 主要为 90 Ma 左右(图 1), 指示隆起区记录了 90 Ma 左右的一次快速抬升冷却事件<sup>[33]</sup>. 这一快速抬升事件的发生时间与本次  $F_4$  断层泥的 K-Ar 定年结果(93.8~85.6 Ma) 完全吻合, 指示了后者是可靠的. 而郯庐断裂带沂沭段 4 条主断裂之间的马站-苏村与安丘-莒县地堑内白垩纪地层中获得的 AFT 年龄主要为 70~60 Ma<sup>[32,33]</sup>, 指示了这期间又一次发生的快速抬升事件. 这一 AFT 所记录的快速抬升与本次  $F_1$  断层泥所记录的 70~60 Ma 事件相吻合, 也验证了本次  $F_1$  断层泥 K-Ar 定年结果是可靠的. 本次的构造研究显示, 该区地堑两侧的主边界断层活动中都有上盘的下滑分量, 指示地堑的抬升幅度应小于地垒. 这样在区内 90 Ma 这次快速抬升中仅地垒与西侧鲁西隆起所出露的岩石上升经过 AFT 封闭温度, 而地堑内目前所出露白垩系由于抬升幅度较小而仍处于 AFT 封闭温度以下, 并没有记年. 在 70~60 Ma 第二次快速抬升中, 地堑内目前所出露白垩系最终向上抬升经过 AFT 封闭温度, 从而出现了这期 AFT 年龄. 因而, 本次断层泥 K-Ar 年龄与地层的 AFT 年龄可以相互验证, 共同指示了研究区断陷盆地形成之后发生的两次构造事件.

## 5 郯庐断裂带沂沭段晚白垩世活动规律及其意义

### 5.1 郯庐断裂带沂沭段晚白垩世活动规律

郯庐断裂带沂沭段断层泥带所代表的断层活动, 切割白垩纪地层, 为早期断陷盆地之后边界断裂的再次活动. 本次详细的构造观察表明, 沂沭段内 4 条主断层的再次活动皆表现为正-左行平移, 指示为同一 NE-SW 向区域拉伸动力作用下的断裂运动. 断层泥 K-Ar 定年结果指示, 西侧  $F_4$  断层的正-左行平移活动发生于 90 Ma 左右的晚白垩世早期, 而东侧  $F_1$  断层的正-左行平移活动发生于 70~60 Ma 左右的晚白垩世

末至古近纪初。郯庐断裂带沂沭段不同时期具有明显不同的区域应力场方向<sup>[11]</sup>, F<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> 断层虽然没有得到成功的年龄结果, 但其与F<sub>1</sub>, F<sub>4</sub> 断层完全一致的运动学型式明显指示这 4 条断层具有相同的活动时间区间。因而, 结合前人AFT年龄所指示的两次同时的快速抬升事件, 表明郯庐断裂带沂沭段在 90~60 Ma 同一拉伸应力场作用下表现为正-左行平移活动, 也证明了研究区在晚白垩世仍处于伸展活动之中。Hong和Miyata<sup>[31]</sup>根据锆石的裂变径迹年龄认为F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub> 断层在 80 Ma左右主要表现为左行平移活动, 并控制了马站盆地的产生。管帅盆地内王氏组地层的发育也表明F<sub>1</sub>, F<sub>2</sub> 断层的左行平移活动一直持续到晚白垩世<sup>[46]</sup>。这些都很好地证明了郯庐断裂带沂沭段在 90~60 Ma期间发生正-左行平移活动的结论是正确的。但值得注意的是, 位于断裂带西部F<sub>4</sub> 断层的活动时间为 90 Ma, 而断裂带东部F<sub>1</sub> 断层的活动时间为 70~60 Ma, 这不但显示了脉动式伸展活动特点, 也表明这一斜向拉伸背景下的断层活动具有自西向东的迁移规律。

郯庐断裂带沂沭段 4 条断层泥带至今仍然保持为未固结状态, 表明其活动过程中并没有使原先的地堑内明显接受沉积而使断层泥带压实。这指示在 90~60 Ma的区域拉伸中, 断裂带在斜向拉伸背景下的正-左行平移活动中整体隆升, 两个早期地堑由于此时边界断裂的正-左行平移也只是在整体隆升背景下有差异下降, 并没有接受沉积。显然, 郯庐断裂带沂沭段早白垩世-晚白垩世早期断陷盆地发育之后的再次伸展活动中, 区域拉伸应力场方向已发生了显著的改变<sup>[11]</sup>。晚白垩世再次发生的拉伸活动是在区域NE-SW向拉伸中出现的, 原先地堑边界断裂转变为左行平移, 郯庐断裂带沂沭段在此斜向拉伸中呈现为整体抬升, 早期断陷盆地因此而消亡。这也正是该断裂带内与东侧胶莱盆地相比缺失王氏组上部地层的原因。郯庐断裂带沂沭段东侧的胶莱盆地晚白垩世发生了大规模断陷活动<sup>[11,47,48]</sup>, 沉积了厚度巨大的王氏组地层。其中诸城凹陷内王氏组的沉积明显受凹陷北侧东西向百尺河断裂的控制, 沉积中心位于凹陷的中西部<sup>[48]</sup>, 指示断陷活动向西减弱, 与西侧郯庐断裂带沂沭段的整体抬升相对应。从区域上看, 晚白垩世拉伸活动中东侧胶莱盆地强烈断陷而接受

沉积, 而郯庐断裂带沂沭段及其西侧的鲁西隆起总体抬升而缺失沉积, 整个沂沭带相当于胶莱盆地的西侧上升盘。

本次对郯庐断裂带沂沭段晚白垩世活动规律的认识, 与Lin等<sup>[12]</sup>认为F<sub>3</sub>与F<sub>4</sub>断层在白垩纪-古近纪发生了左行平移活动的观点是一致的。但本次并没有发现F<sub>1</sub>与F<sub>2</sub>断层在第四纪具有正断层或逆断层活动<sup>[12]</sup>的证据, 这方面仍需要今后更详细的工作加以分析。本次工作结果也与Hong和Miyata<sup>[31]</sup>及周建波等<sup>[46]</sup>认为沂沭段在晚白垩世呈左行平移的观点相吻合, 但是他们认为这期平移中的拉分与地堑内的王氏组沉积同时进行。而本次工作显示这期断裂的正-左行平移活动所形成的断层泥并没有固结, 不应该有明显的沉积响应。近年的AFT年龄也证实了沂沭带在晚白垩世经历了两次快速抬升事件, 而不是显著的断陷沉积。前人研究中将郯庐断裂带沂沭段 70~60 Ma的快速抬升事件对应于断裂带左行平移活动中的逆冲活动分量<sup>[33]</sup>。但在惟一的有确定的擦痕产状描述的昌邑-大店断裂(F<sub>1</sub>断裂)上, 断层擦痕产状(倾伏角 30°, 向南倾)指示断裂在左行平移活动中应具有伸展活动分量而不是逆冲活动分量, 与本次工作中的野外观察一致(表 1, 图 2), 很好地证明了本次工作中在 70~60 Ma断裂带表现为正-左行平移活动的结论是正确的。并且, 如果断裂带该时期活动中具有逆冲分量, 那么在断裂带逆冲活动控制下, 地堑内靠近断裂带位置的AFT年龄应明显大于地堑中心位置, 这与地堑内几乎完全一致的AFT年龄结果矛盾, 同样指示断裂带该时期并不具有逆冲活动分量。

## 5.2 对华北板块东部晚白垩世岩石圈减薄时间的指示

华北板块东部早白垩世岩浆活动时间主要集中在 130~100 Ma<sup>[18]</sup>。其中研究区附近鲁西青山组火山岩 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar年龄为 124~114 Ma<sup>[27]</sup>, 方城玄武岩K-Ar年龄为 125 Ma<sup>[49]</sup>; 胶莱盆地青山组火山岩的 <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar年龄为 110 Ma左右<sup>[28]</sup>, 锆石ICP-MS年龄为 106~98 Ma<sup>[50]</sup>。郯庐断裂带沂沭段内青山组火山岩K-Ar年龄为 125~101 Ma<sup>[29,51]</sup>, Rb-Sr全岩等时线年龄为 120~111 Ma<sup>[52]</sup>。这些青山组火山岩的地球化学特征指示其为岩石圈减薄的产物<sup>[27,49]</sup>, 与当时郯庐断裂带的伸展活动相对应。整个华北东部 100 Ma以来

的岩浆活动明显减弱<sup>[18]</sup>, 在 100 Ma 以后的晚白垩世经历了岩浆活动平静期. 对于这一岩浆平静期的时间范围, 目前主要有 100~85 Ma<sup>[21]</sup>和 90~75 Ma<sup>[17]</sup>两种认识.

由于没有直接的晚白垩世岩浆活动证据, 岩浆平静期内华北板块东部岩石圈是否仍在持续减薄还存在争议<sup>[17,20,53]</sup>. 地表抬升和伸展活动是岩石圈减薄的浅部响应, 因而可以通过地表抬升、伸展活动的发生时间来推断岩石圈减薄的活动时间. 本次工作中所确定的郯庐断裂带沂沭段 90~60 Ma 左右的伸展活动和快速抬升事件表明华北板块东部浅部仍经历着伸展活动与差异升降, 表明其岩石圈减薄在晚白垩世仍在进行中.

现有的研究表明<sup>[11,53,54]</sup>, 华北东部由富集的岩石圈地幔向亏损地幔转变的时间为 100~80 Ma. 这表明晚白垩世浅部岩浆活动平静期间深部与岩石圈减薄有关的地幔置换仍在强烈进行着. 这一现象一方面支持本次工作对该时期岩石圈减薄仍在进行的推断, 另一方面也指示晚白垩世岩浆活动平静期间浅部的拉伸与深部地幔的转型同时发生, 可能具有特殊的深部动力学意义.

## 6 结语

作为纵贯华北东部的巨型郯庐断裂带, 对其晚

白垩世构造演化的认识有助于更好地了解华北东部中-新生代板内动力学演化规律. 通过对郯庐断裂带沂沭段内含断层泥的断层详细的几何学、运动学研究以及对断层泥的 X 射线衍射、K-Ar 同位素年代学研究, 得到如下认识:

(1) 本文所使用的新的断层泥 K-Ar 定年方法, 虽然具有相对较大的误差, 但仍然能够给出相对可靠的年龄值, 并为已有的 AFT 年龄所验证. 而位于华北奥陶系古风化面上的断层泥则由于古风化壳中黏土的影响, 不适于用来确定断层活动时间.

(2) 在早白垩世至晚白垩世早期地堑形成之后, 郯庐断裂带沂沭段地堑边界的 4 条断层又发生了正-左行平移活动. 它们的活动发生在区域 NE-SW 向拉伸背景下, 形成了断层泥带. 这期斜向拉伸中, 郯庐断裂带沂沭段整体隆升, 早期地堑抬升消亡.

(3) 对沂沭段断层泥的 K-Ar 定年结果, 指示 F<sub>4</sub> 断层的正-左行平移发生在 90 Ma, 而 F<sub>1</sub> 断层的正-左行平移发生于 70~60 Ma, 显示了同一拉伸应力作用下的两次断裂活动具有自西向东的活动迁移规律.

(4) 晚白垩世期间郯庐断裂带伸展活动的确定, 支持前人关于在岩浆活动平静期华北克拉通东部的岩石圈减薄应仍在进行的观点. 这一推断与郯庐断裂带沂沭段东侧胶莱盆地晚白垩世的强烈伸展断陷活动吻合, 还与这期间岩石圈地幔的转型期一致.

**致谢** 感谢中国石油勘探开发研究院实验中心罗修泉教授在 K-Ar 定年过程中给予的帮助, 感谢合肥工业大学理化中心唐述培高工在 X 射线衍射分析中给予的帮助. 同时, 非常感谢两位匿名审稿人审阅了全文并提出建设性的修改意见.

## 参考文献

- 1 Okay A I, Sengör A M C. Evidence for intracontinental thrust related exhumation of the ultra-high-pressure rocks in China. *Geology*, 1992, 20: 411—414
- 2 Zhu G, Wang Y S, Liu G S, et al. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of strike-slip motion on the Tan-Lu fault zone, East China. *J Struct Geol*, 2005, 27(8): 1379—1398<sup>[doi]</sup>
- 3 朱光, 谢成龙, 王勇生, 等. 郯庐高压走滑韧性剪切带特征及其 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定年. *岩石学报*, 2005, 21(6): 1687—1702
- 4 Xu J W, Zhu G. Tectonic models of the Tan-Lu fault zone, eastern China. *Int Geol Rev*, 1994, 36: 771—784
- 5 窦立荣, 宋建国, 王瑜. 郯庐断裂带北段形成的年代学及其意义. *地质论评*, 1996, 42(6): 508—512
- 6 朱光, 宋传中, 王道轩, 等. 郯庐断裂带走滑时代的 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年代学研究及其构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(3): 250—256
- 7 王勇生, 朱光, 陈文, 等. 郯庐断裂带热年代学信息及其与大别造山带折返的关系. *地球化学*, 2005, 34(3): 193—214

- 8 许志琴. 郯庐裂谷系概述. 构造地质论丛, 1984, (3): 39—46
- 9 Ren J Y, Kensaku T, Li S T, et al. Late Mesozoic and Cenozoic rifting and its dynamic setting in Eastern China and adjacent areas. *Tectonophysics*, 2002, 344: 175—205[[doi](#)]
- 10 朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 郯庐断裂带的伸展活动及其动力学背景. *地质科学*, 2001, 36(3): 269—278
- 11 Zhang Y Q, Dong S W, Shi W. Cretaceous deformation history of the middle Tan-Lu fault zone in Shandong Province, eastern China. *Tectonophysics*, 2003, 363: 243—258[[doi](#)]
- 12 Lin A, Miyata T, Wan T. Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zones, Shandong Peninsula, eastern China. *Tectonophysics*, 1998, 293: 85—104[[doi](#)]
- 13 朱光, 刘国生, 牛漫兰, 等. 郯庐断裂带晚第三纪以来的浅部挤压活动与深部过程. *地震地质*, 2002, 24(2): 265—277
- 14 万天丰. 中国大地构造学纲要. 北京: 地质出版社, 2004. 152—165
- 15 陈文寄, 计凤桔, 李齐, 等. 沂沭断裂带断层泥中 K-Ar、FT 和 TL 体系年代学含义的初步研究. *地震地质*, 1988, 10(4): 191—198
- 16 Gao S, Rudnick R L, Carlson R W, et al. Re-Os evidence for replacement of ancient mantle lithosphere beneath the North China craton. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 198: 307—322[[doi](#)]
- 17 Xu Y G, Huang X L, Ma J L, et al. Crust-mantle interaction during the tectono-thermal reactivation of the North China Craton: constraints from SHRIMP zircon U-Pb chronology and geochemistry of Mesozoic plutons from western Shandong. *Contrib Min Petrol*, 2004, 147: 750—767
- 18 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in eastern China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 103—119[[doi](#)]
- 19 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Geochemical constraints on the origin of Mesozoic alkaline intrusive complexes from the North China Craton and tectonic implications. *Lithos*, 2005, 81: 297—317[[doi](#)]
- 20 Zhai M G, Fan Q C, Zhang H F, et al. Lower crustal processes leading to Mesozoic lithospheric thinning beneath eastern North China: underplating, replacement and delamination. *Lithos*, 2007, 96: 36—54[[doi](#)]
- 21 张宏福, 周新华, 范蔚茗, 等. 华北东南部中生代岩石圈地幔性质、组成、富集过程及其形成机理. *岩石学报*, 2005, 21(4): 1271—1280
- 22 Meissner M, Mooney W. Weakness of the lower continental crust: a condition for delamination, uplift, and escapes. *Tectonophysics*, 1998, 296: 47—60[[doi](#)]
- 23 Grathoff G H, Moore D M. Illite polytype quantification using WILDFIRE calculated X-ray diffraction patterns. *Clays Clay Miner*, 1996, 44: 835—842[[doi](#)]
- 24 Zwingmann H, Offler R, Wilson T, et al. K - Ar dating of fault gouge in the northern Sydney Basin, NSW, Australia—implications for the breakup of Gondwana. *J Struct Geol*, 2004, 26: 2285—2295[[doi](#)]
- 25 Uysal I T, Mutlu H, Altunel E, et al. Clay mineralogical and isotopic (K-Ar,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$ ) constraints on the evolution of the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 243: 181—194[[doi](#)]
- 26 刘明渭, 张庆玉, 宋万千. 山东省白垩纪岩石地层序列与火山岩系地层划分. *地层学杂志*, 2003, 27(3): 247—253
- 27 邱检生, 徐夕生, 罗清华. 鲁西富钾火山岩和煌斑岩的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  定年及源区示踪. *科学通报*, 2001, 46(18): 1500—1508
- 28 邱检生, 王德滋, 罗清华, 等. 鲁东胶莱盆地青山组火山岩的  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  定年——以五莲分岭山火山机构为例. *高校地质学报*, 2001, 7(3): 351—355
- 29 牛漫兰, 朱光, 刘国生, 等. 郯庐断裂带中南段中生代岩浆活动的构造背景与深部过程. *地质科学*, 2002, 37(4): 393—404
- 30 金隆裕. 郯庐裂谷中段及其两侧新生代火山岩钾-氩年龄值. *山东地质情报*, 1983, 47(4): 41—45
- 31 Hong J P, Miyata T. Strike-slip origin of Cretaceous Mazhan Basin, Tan-Lu fault zone, Shandong, east China. *The Island Arc*, 1999, 8: 80—91[[doi](#)]
- 32 万京林, 王庆隆. 郯庐断裂活动年龄及热历史的裂变径迹研究. *地球学报*, 1997, 18: 74—76
- 33 王先美, 钟大赉, 张进江, 等. 沂沭断裂带晚白垩世-早古新世左行走滑的低温年代学约束. *地质学报*, 2007, 81(4): 454—465
- 34 Kübler B. Clays, indicators of metamorphism. *J Frech Institute Petrol*, 1964, 19: 1093—1112
- 35 Frey M. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks. In: Frey M, ed. *Low Temperature Metamorphism*. Glasgow and London: Blackie, 1987. 9—58
- 36 Hunziker J C. The evolution of illite to muscovite: an example of behavior of isotopes in low-grade metamorphic terrains. *Chem Geol*, 1986, 57: 31—40[[doi](#)]
- 37 Clauer N, Srodon J, Francu J, et al. K-Ar dating of illite fundamental particles separated from illite-smectite. *Clay Miner*, 1997, 32: 181—196[[doi](#)]
- 38 Hower J, Hurley P M, Pinson W H, et al. The dependence of K-Ar age on the mineralogy of various particle size ranges in a shale. *Geochim Cosmochim Acta*, 1963, 27: 405—410[[doi](#)]

- 39 Kralik M, Klima K, Riedmuller G. Dating fault gouges. *Nature*, 1987, 327: 315—317[[doi](#)]
- 40 Vrolijk P, van der Pluijm B A. Clay gouge. *J Struct Geol*, 1999, 21: 1039—1048[[doi](#)]
- 41 Choo C O, Chang T W. Characteristics of clay minerals in gouges of the Dongrae fault, Southeastern Korea, and implications for fault activity. *Clays Clay Miner*, 2000, 48: 204—212[[doi](#)]
- 42 van der Pluijm B A, Hall C M, Vrolijk P J, et al. The dating of shallow faults in the Earth's crust. *Nature*, 2001, 412: 172—175[[doi](#)]
- 43 Dong H, Hall C M, Halliday A N, et al.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  illite dating of Late Caledonian (Acadian) metamorphism and cooling of K-bentonites and slates from the Welsh Basin, UK. *Earth Planet Sci Lett*, 1997, 150: 337—351[[doi](#)]
- 44 Lin L H, Onstott T C, Dong H. Backscattered  $^{39}\text{Ar}$  loss in fine-grained minerals: implications for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  geochronology of clay. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64(23): 3965—3974[[doi](#)]
- 45 Ludwig K R. Isoplot—a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2004. 1—78
- 46 周建波, 程日辉, 刘建辉. 郑庐断裂中段管帅拉分盆地的确定及其构造意义. *地质科学*, 2005, 40(4): 486—498
- 47 朱光, 刘国生, 宋传中, 等. 郑庐断裂带的脉动式伸展活动. *高校地质学报*, 2000, 6(3): 396—404
- 48 宋明水, 吴智平, 戴俊生, 等. 胶莱拗陷原型盆地恢复及石油地质条件. 东营: 中国石油大学出版社, 2005. 9—11
- 49 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Lithosphere destruction beneath the North China Craton: evidence from major, trace, and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. *Contrib Min Petrol*, 2002, 144: 241—253
- 50 凌文黎, 谢先军, 柳小明, 等. 鲁东中生代标准剖面青山群火山岩锆石 U-Pb 年龄及其构造意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(5): 401—411
- 51 苏尚国, 周珣若, 顾德林. 山东沂水郑庐断裂带中段中生代火山岩特征及演化. *地质论评*, 1999, 45: 565—571
- 52 邱检生, 王德滋, 周金城, 等. 山东中生代橄榄安粗岩系火山岩的地质、地球化学特征及岩石成因. *地球科学*, 1996, 21(5): 546—552
- 53 闫峻, 陈江峰, 谢智, 等. 鲁东晚白垩世玄武岩中的幔缘捕虏体: 对中国东部岩石圈减薄时间制约的新证据. *科学通报*, 2003, 48(4): 1570—1574
- 54 邵济安, 路凤香, 张履桥, 等. 华北早白垩世末岩石圈局部被扰动的时空证据. *岩石学报*, 2006, 22(2): 277—284