中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 7 期: 1452 ~ 1467
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

沂沭断裂带新构造活动规律与机制

严乐佳*, 朱光, 林少泽, 赵田

合肥工业大学资源与环境工程学院, 合肥 230009
* E-mail: 594523262@qq.com

收稿日期: 2013-04-17; 接受日期: 2013-10-28; 网络版发表日期: 2014-06-20
国家自然科学基金项目(批准号: 91214301)和中国地质调查局项目(编号: 1212011120104)资助

摘要 通过对沂沭断裂带活断层的结构与几何学特征、活动型式与时间、断层擦痕反演应力场等多方面的综合分析, 对其活动机制和时间进行了探讨. 研究结果表明, 沂沭断裂带第四纪以来呈现为大型的活动构造带, 主体上由四条主干活断层组成, 各活断层主要表现为逆右行平移. 它们的断层活动性总体上表现为东强西弱与南强北弱的特点. 通过对该断裂带内一系列活断层擦痕反演应力场分析, 表明新构造活动期的区域应力状态为北东东-南西西向挤压. 详细的野外调查表明, 沂沭断裂带浅部活断层的形成机制为直接复活、隐伏断层扩展、反向断层复活与截切断层复活四种类型, 以前两类为主, 主要利用早期地堑边界四条主干断裂的复活与扩展而形成浅部的活断层.

关键词
沂沭断裂带
活断层
构造特征
应力场
形成机制

郯庐断裂带是中国东部一条巨型活动断裂带, 其新构造活动诱发了一系列近代地震(高维明等, 1980; 方仲景等, 1980; 郑郎荪等, 1988). 关于该断裂带新构造活动规律与机制的正确认识, 对理解其第四纪以来的构造演化、地震活动规律及华北克拉通东部近代动力学等问题, 具有十分重要的意义.

郯庐断裂带山东段称为沂沭断裂带, 由昌邑-大店断裂(F_1), 安丘-莒县断裂(也称为白芬子-浮来山断裂, F_2), 沂水-汤头断裂(F_3)和鄌郚-葛沟断裂(F_4)四条近平行的主干断裂组成. 关于沂沭断裂带第四纪以来的活断层前人开展过较多的研究工作, 但在断层分布、活动时间及其成因等许多方面仍然存在着争议. 在活断层的分布及活动时间上, 多数学者认为 F_1 与 F_2 断裂主体为第四纪以来的活断层, 其部分段落为晚更新世-全新世以来的活断层(方仲景等, 1976, 1980; 国家地震局地质研究所, 1987; 郑朗荪等, 1988; 高维明等, 1988; 高维明和郑朗荪, 1991; 李家灵, 1989; 魏光兴等, 1993; Lin 等, 1998; 宋方敏等, 2005; 邓起东等, 2007), 诱发了 1668 年郯城 8.5 级地震. 然而, 关于活断层在这两条断裂上的具体分布情况存在着较大分歧(方仲景等, 1980; 国家地震局地质研究所, 1987; 郑朗荪等, 1988; 魏光兴等, 1993; 李家灵等, 1994a; 晁洪太等, 1994, 1995, 1997; 施伟等, 2003). 对于 F_3 与 F_4 断裂, 多数学者认为它们皆为第四纪以来的活动断层, 部分段落为晚更新世以来的活断层(郑朗荪等, 1988; 高维明等, 1988; 高维明和郑朗荪, 1991; 魏光兴等, 1993; 邓起东等, 2007), 但部分学者主张这两者新近纪以来皆停止了活动(Lin 等, 1998). 在沂沭断裂带活断层活动方式方面, 多数学者认为 F_1 与 F_2 断裂主要表现为逆冲或逆右行平移

中文引用格式: 严乐佳, 朱光, 林少泽, 等. 2014. 沂沭断裂带新构造活动规律与机制. 中国科学: 地球科学, 44: 1452–1467
英文引用格式: Yan L J, Zhu G, Lin S Z, et al. 2014. Neotectonic activity and formation mechanism of the Yishu Fault Zone. Science China: Earth Sciences, 57: 614–629, doi: 10.1007/s11430-013-4725-z

(方仲景等, 1980; 国家地震局地质研究所, 1987; 李家灵, 1992; 魏光兴等, 1993; 晁洪太等, 1995, 1999; Lin 等, 1998; 邓起东等, 2002; 施伟等, 2003; 满洪敏, 2005; 张鹏等, 2010), 其全新世活动段的中部为右行平移, 向南、北两端逐渐转为逆冲为主的活动(晁洪太等, 1994, 1995, 1997). 对 F_3 与 F_4 断裂的新构造活动方式也存在两种观点, 一种认为两条断裂均为右旋逆平移活动(邓起东等, 2002), 另一种则推断两者以张扭性正断层活动为主(郑朗荪等, 1988; 魏光兴等, 1993). 关于沂沭断裂带活断层古应力场方面, 前人一般是根据其活动方式大致推测最大主压应力方位为北东-南西向至近东西向(方仲景等, 1976; 李家灵, 1992; 晁洪太等, 1999; 张鹏等, 2010), 并没有实测数据. 对于这些活断层的成因机制方面, 前人主要探讨了郯城地震断层, 分别有地堑边界断层的复活(方仲景等, 1976, 1980)、新生活断层(高维明等, 1988)、或两者复合(国家地震局地质研究所, 1987; 郑朗荪等, 1988; 李家灵, 1992; 晁洪太等, 1995)三种认识.

由上述可见, 前人关于沂沭断裂带活断层的分布、活动时间与方式、古应力场和成因等方面由于研究程度的有限仍存在着较大的分歧. 本文在详细的野外调查基础上, 对沂沭断裂带活断层的几何学、运动学、动力学和地貌学等方面进行了综合分析, 并探讨其新构造活动规律和机制.

1 地质概况

沂沭断裂带介于鲁西地块与胶东地块和苏鲁造山带之间, 胶东地块南部发育了白垩纪的胶莱盆地. 该断裂带南起山东郯城, 北至渤海莱州湾, 总体延伸 360 km 左右, 呈 N10°~25°E 向展布.

郯庐断裂带在早中生代发生过大规模左行平移(Zhu 等, 2005, 2010), 其平移构造保留在变质基底内, 呈现为左行走滑韧性剪切带. 白垩纪时郯庐断裂带表现为伸展活动(Zhu 等, 2010; Zhu 和 Shi, 2011), 形成了沂沭断裂带 4 条北北东走向的大型脆性正断层(简称 F_1, F_2, F_3 与 F_4 断裂)及其间的“两堑夹一垒”构造(朱光等, 2001). “两堑”分别指东侧的安丘-莒县地堑(简称东地堑)和西侧的马站-苏村地堑(简称西地堑), “一垒”为介于其间的汞丹山地垒. 其中东地堑的边界断裂为 F_1 与 F_2 断裂, 西地堑则为 F_3 与 F_4 断裂. 该断裂带白垩纪的伸展活动控制了东、西地堑内巨厚的早白垩世青山群(K_1q)火山岩与大盛群(K_1d)陆相碎屑岩及局部的晚白垩世王氏组(K_2w)红层的沉积, 以及一系列早白垩世岩体与岩脉侵位, 还伴生了大量与主干断裂平行的同向或反向正断层. 在汞丹山地垒上及地堑外侧(胶莱盆地例外)出露着前白垩纪岩石, 包括地垒上与西侧的太古代泰山群(Ar*t*)变质岩及局部的新元古代-古生代海相沉积盖层, 以及苏鲁造山带的胶南杂岩与早白垩世中酸性岩体.

古近纪期间, 整个沂沭断裂带基本处于不活动状态, 只有其北部继续发生伸展活动而控制形成了潍北凹陷(Zhu 等, 2011). 继古近纪末一次近东西向挤压活动之后(朱光等, 2002a), 沂沭断裂带在新近纪早期(20~12 Ma)再次发生了弱拉张活动, 尤其是沿着西地堑北部发生了玄武岩喷发(陈道公和彭予成, 1985; 牛漫兰等, 2000, 2005).

自第四纪以来沂沭断裂带进入了新构造活动期, 表现为一系列活动断层出现(国家地震局地质研究所, 1987). 第四纪地层在该区一般不厚, 白垩纪所形成的地垒与地堑内多为基岩裸露, 活断层在地表出露较好. 沂沭断裂带不仅是中国东部重要的构造带, 更是一条强活动的地震带. 据历史资料记载, 该断裂带内发生过公元前 70 年安丘 7 级地震和 1668 年郯城 8.5 级地震. 随后断裂带内地震以小震活动为主, 最大震级仅为 4.5 级(山东省地震局, 1986).

2 活断层构造特征

本次详细的野外考察发现, 沂沭断裂带内活断层主要沿四条地堑边界主干断裂和旁侧的伴生断层分布, 整体呈北北东走向. 活断层在郯城至潍坊之间出露较好, 野外常可以直接观察. 沂沭断裂带被一些北西西-南东东向和北东-南西向小型断层小幅度地左行或右行错开, 使得其主干活断层断续延伸, 呈现为左阶或右阶状分布(图 1).

2.1 活断层的识别

本文所指的活断层为第四纪以来活动过的断层. 活断层以出现未固结型断层岩为特征, 同时造成第四纪地层及河流或冲沟的错断, 在地貌上呈现为断层崖或断层陡坎. 以此作为活断层的野外识别标志, 本次工作中发现沂沭断裂带内广泛存在着活断层.

详细的野外调查发现, 沂沭断裂带内脆性断层

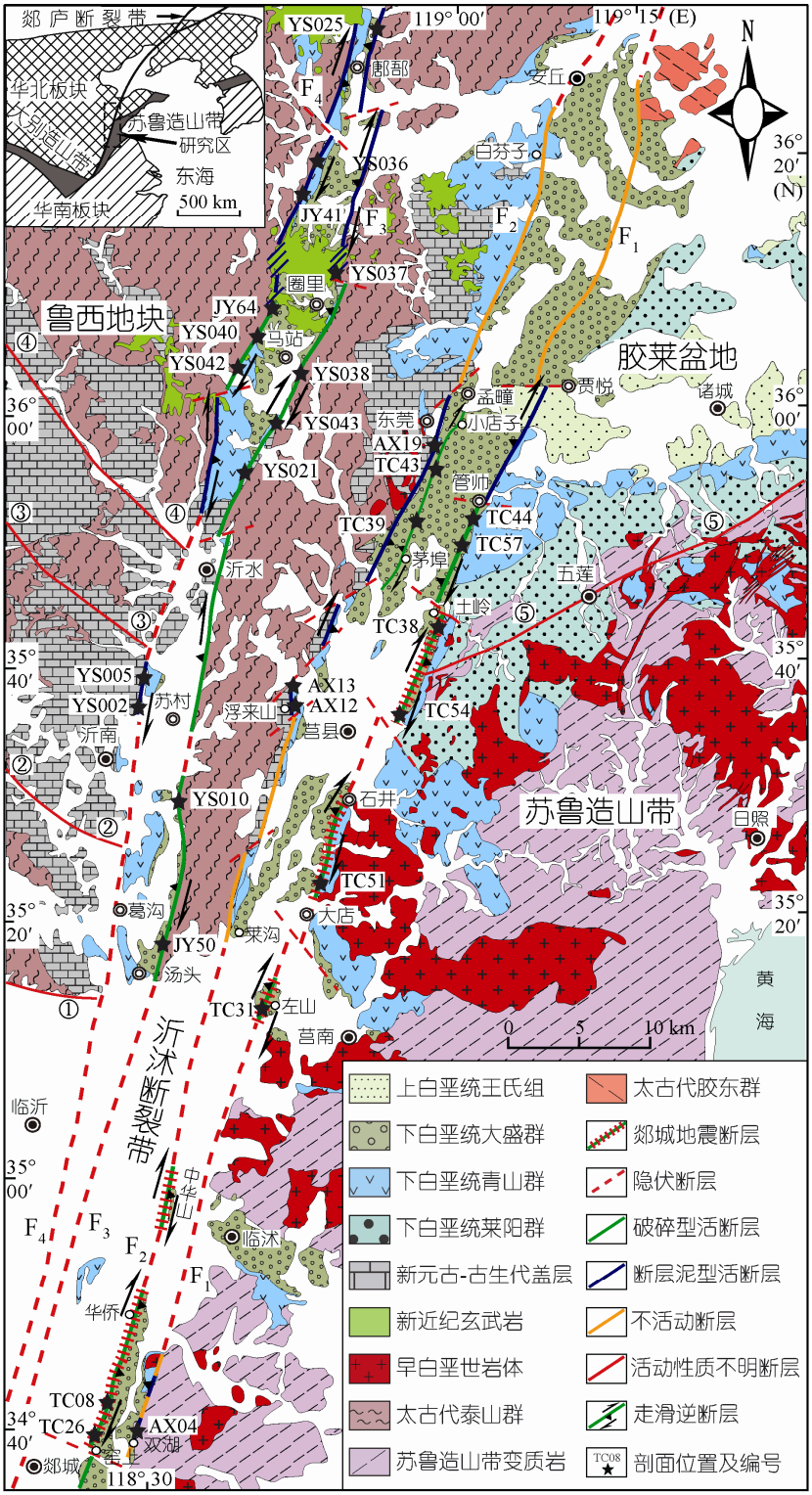


图 1　沂沭断裂带新构造简图

F_1, 昌邑-大店断裂; F_2, 安丘-莒县断裂; F_3, 沂水-汤头断裂; F_4, 郯部-葛沟断裂. ① 蒙山山前断裂; ② 铜冶店-孙祖断裂; ③ 沂源-沂水断裂; ④ 双山-李家庄断裂; ⑤ 五莲-青岛断裂

呈现为三种类型, 即破碎型活断层、断层泥型活断层与不活动断层. 破碎型活断层表现为在主断面一侧自内向外发育了断层泥带、断层角砾带与碎裂带, 宽达几米到几十米(图 2(a)). 野外露头显示该类断层常切割了晚更新世与全新世沉积, 断层两侧断块间常形成 2~5 m 高的断层陡坎或断层崖(详见后文). 跨断层冲沟、河流多显示右行错断, 累计错距几米到上千米. 断层泥型活断层内仅发育断层泥, 断层泥呈黄绿色或紫红色, 厚度几厘米至几十厘米, 与破碎型活断层不同的是缺少旁侧松散的角砾带和碎裂带, 从而呈现为较窄的单一断层泥带(图 2(d)和(e)). 不活动断层表现为固结的断层岩, 不发育松散的断层泥带、角砾带和碎裂带, 指示在新构造活动期没有发生过活动. 沂沭断裂带内的郯城地震断层皆为破碎型活断层, 再结合国内外的相关实例(Lin, 2001; Lin 等, 2005, 2010; Ujiie, 2005), 可以推断这类破碎型活断层应为粘滑型活动产物, 而断层泥型应为蠕滑型活动产物, 前者的活动强度应大于后者. 值得说明的是, 本文所指断层活动强度应为断层第四纪累加活动的表现, 具体表现在活断层的活动强度与其影响范围呈正比.

活断层的运动型式主要是通过含断层泥断面上的擦痕、阶步和沟槽分析进行判断(图 2(c)). 对于擦

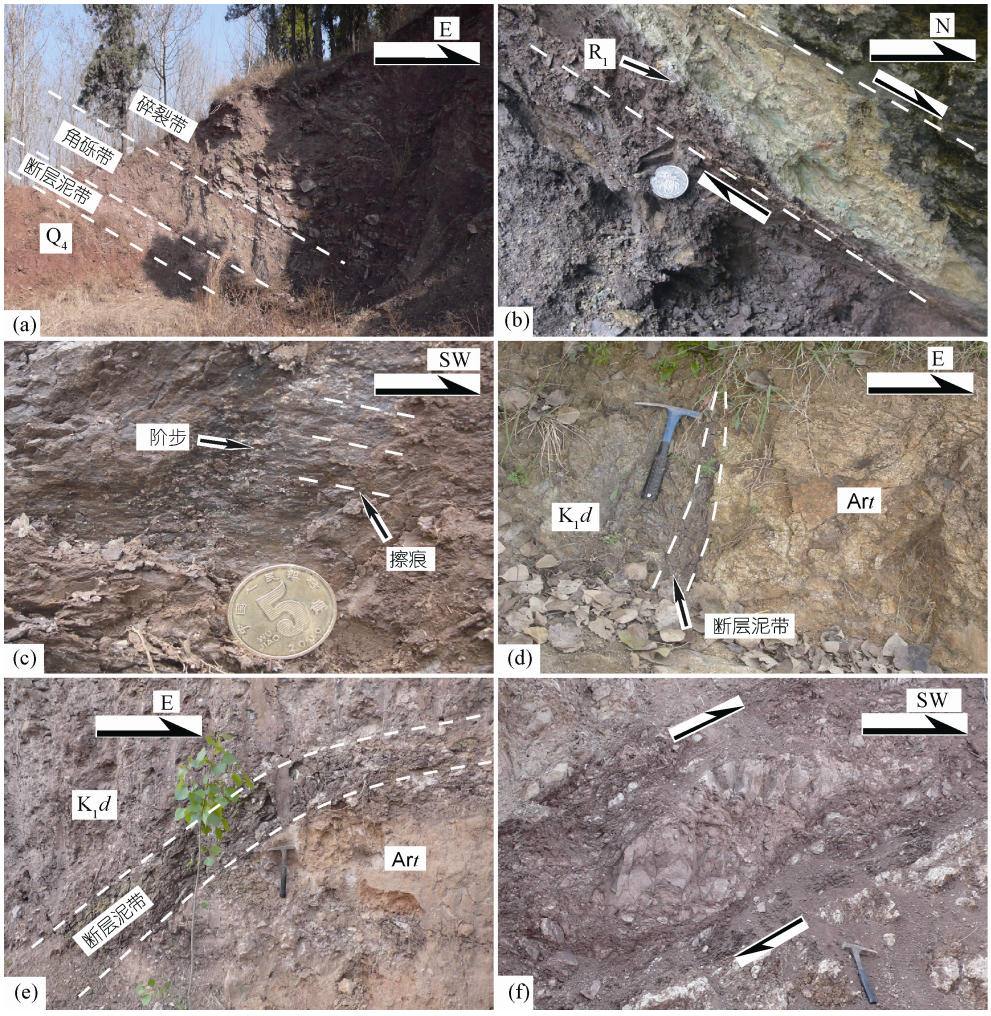


图 2　沂沭断裂带活断层野外照片

(a) F_2 破碎型活断层的分带结构(纪庄东, 盘山公路北侧路边); (b) F_4 活断层(八宝庄北约 300 m)内断层泥中的 R_1 剪节理指示右行平移; (c) F_2 活断层旁侧反向活断层(五连河村东)断面上擦痕与阶步指示右行平移; (d) F_1 断层泥型活断层结构(双湖村, 双湖桥南 400 m); (e) F_3 断层泥型活断层结构(吾山镇南); (f) F_2 活断层(南泉村南约 500 m)内透镜体拖尾指示右行平移

痕不发育的活断层, 通过实测大量断层泥内构造透镜体长轴产状, 取其优势方位可以判断运动方向. 当上述方法都不适用时, 可以利用 R_1 剪节理(断层派生共轭剪节理中与主断层面小角度相交者)与主断面的锐夹角关系来判断断层运动方向(图 2(b)). 局部的牵引构造与断层泥内的透镜体拖尾(图 2(f))也可以作为判别标志. 在条件允许的情况下, 实际野外工作中尽可能综合应用上述多种不同方法进行综合分析, 以保证关于活断层运动学认识的可靠性.

2.2 昌邑-大店断裂(F_1)

昌邑-大店断裂为沂沭断裂带东界断裂, 属于华北板块鲁西地块与苏鲁造山带之间的主边界断裂, 北部位于华北板块内部的鲁西地块与胶东地块之间(图 1). 该断裂出露在贾悦至双湖一线, 整体呈北北东走向, 断层倾角较大, 沿着东地堑东界上西倾的正断层而发育. 该断裂北部出现在白垩系内部, 南部界于白垩系与苏鲁造山带变质岩之间.

野外调查发现, 该断裂由北向南依次分布着不活动型断层、断层泥型活断层与破碎型活断层. 其中破碎型活断层主要分布在管帅-左山段(图 1), 沿 F_1 断裂发育, 部分发育在旁侧反向断层上. 其中, 土岭-左山段为郯城地震断层的北段(国家地震局地质研究所, 1987; 鞠林雪等, 2012), 呈右阶式排列. 活断层构造岩带宽达几米到几十米, 内部常常发育多条小型断层, 共同构成了活断层带(图 3(c)和(e)). 活断层多处剖面显示白垩纪地层逆掩到第四纪地层之上(图 3(c)和(f)), 其擦痕等运动学指向标志指示新构造活动为右行平移及局部的逆冲活动(图 3(c)~(f)). 北侧的管帅-土岭段表现出与郯城地震断层段相同的构造样式和运动型式(图 3(a)和(b)). F_1 断裂断层泥型活断层分布在北部贾悦-管帅一带(图 1), 多发育在 F_1 断裂旁侧反向断层上. 这类活断层内仅发育几厘米厚的断层泥, 未发育断层角砾带与碎裂带. 其中的擦痕指示断层泥形成于右行走滑活动中. F_1 断裂上不活动型断层分布在贾悦以北, 断层内呈现为固结的断层角砾岩. F_1 断裂最南端的临沭至双湖一带, 野外观察发现为断层泥型活断层与不活动断层的相间分布(图 1), 断层泥型活断层皆沿 F_1 主断面发育(图 3(g)). 出现这种情况可能是断层在位移较小的弱活动情况下, 仅局部段发生活动.

总之, 沿 F_1 断裂发育的活断层多是利用其直接复活, 局部出现在旁侧反向断层上. 该断裂在断层结构上由北向南分别为不活动断层、断层泥型活断层和破碎型活断层, 反映断裂活动性由北向南逐渐增强的特点. 仅其最南部表现为断层泥型与不活动断层相间出现. 这些活断层在运动学上多呈现为右行平移.

2.3 安丘-莒县断裂(F_2)

安丘-莒县断裂为东地堑的西界断裂, 出露在安丘至窑上一线, 整体走向北北东, 倾向南东东. 该断裂南北两端发育在白垩系内部, 中部界于白垩系与泰山群变质岩之间.

破碎型活断层分布在 F_2 断裂南段(图 1), 多沿 F_2 主断面发育, 部分发育在旁侧反向断层上. 该类活断层由华侨-窑上段和中华山段组成, 属于郯城地震断层南段(李家灵等, 1994a; 鞠林雪等, 2012). 尽管本次工作中在中华山段野外未发现活断层出露, 但根据前人资料(王华林和耿杰, 1992; 李家灵等, 1994b)该段走向 NNE10°, 倾向南东, 倾角较大. 断层东侧为大盛群砂岩, 西侧为全新世松散沉积物, 运动性质为右行平移. 华侨-窑上段沿马陵山西侧发育, 呈北北东线性展布, 地貌特征明显. 其断面倾向东, 倾角中等, 剖面显示白垩纪大盛群逆冲到全新世沉积物之上(图 4(t)和(u)). 活断层内擦痕侧伏角介于30°~60°, 运动性质为右行逆冲或逆右行平移(图 4(t)和(u)). F_2 断裂中段表现为断层泥型活断层与不活动型断层的相间分布(图 1). 其中浮来山-莱沟段为不活动型断层, 东莞-浮来山段为断层泥型活断层, 后者沿 F_2 主断面发育, 界于古生界灰岩和白垩系之间. 该断层泥型活断层上擦痕指示断层新构造活动为右行平移兼逆冲(图 4(q)~(s)). 不活动型断层主要分布在北部安丘-东莞一带.

F_2 断裂东侧还出露了一条走向平行、倾向相反的小店子-茅埠活断层(图 1). 该活断层发育在东地堑白垩系内部, 皆为破碎型结构, 构造岩带宽 5~10 m(图 4(o)和(p)). 沿断层地势西高东低, 形成 2~4 m 高的断层陡坎或断层崖. 该活断层内擦痕等运动学指向标志指示其新构造活动为逆右行平移(图 4(o)和(p)).

总之, 沿 F_2 断裂发育的活断层多出现在其主断面上, 少数发育在主断层旁侧反向断层上. 活断层在结构上由北向南呈现为不活动断层、断层泥型活断层逐渐过渡为破碎型活断层, 反映了活动性向南逐渐

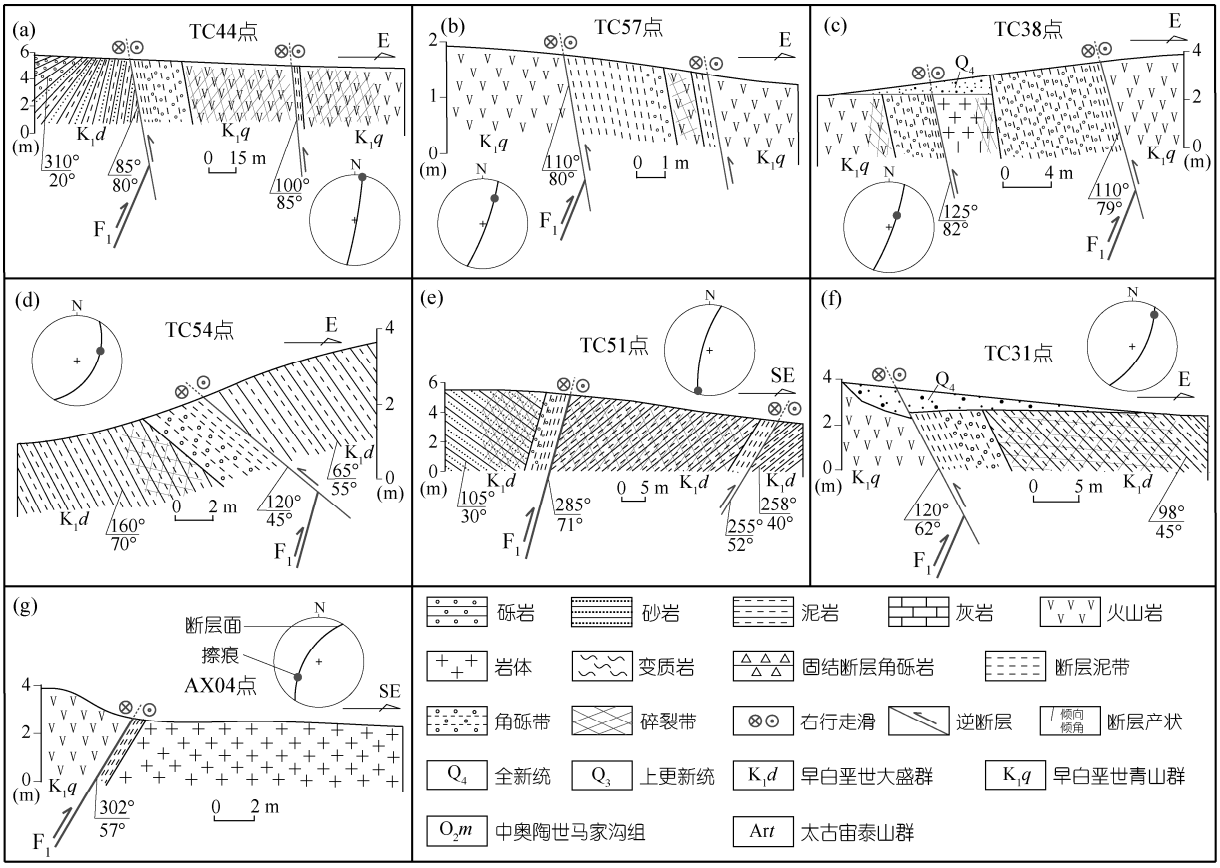


图 3　沂沭断裂带 F_1 活断层实测剖面及主断面与擦痕等角度下半球赤平投影

剖面位置见图 1, 第四系时代据 1∶5 万地质图(招贤幅, 道口幅, 马站幅)

增强的特点. 在运动学上, 中段断层泥型活断层表现为逆右行平移; 而南段破碎型活断层的南部为右行逆冲或逆右行平移, 北部为右行平移, 显示逆冲分量向南增加.

2.4　沂水-汤头断裂(F_3)

沂水-汤头断裂为西地堑的东界断裂, 走向北北东, 断层倾向北西西, 倾角较大, 局部近直立. 该断裂多出现在在白垩系与泰山群变质岩界限上, 局部界于白垩系与古生代灰岩之间.

断裂中南段(圈里玄武岩以南)为破碎型活断层, 北段为断层泥型活断层(图 1). 破碎型活断层多沿 F_3 主断面发育, 部分发育在旁侧反向断层上. 其构造岩带宽 2~5 m, 北窄南宽. 活断层内擦痕等运动学指向标志指示为逆右行平移(图 4(i)~(n)). F_3 断裂的断层泥型活断层出露在北部鄌郜至圈里一线(图 1), 皆沿 F_3 主断面发育. 这类活断层内发育几厘米厚的紫红色或黄绿色断层泥. 其擦痕指示为右行平移活动(图 4(h)).

总之, 沿 F_3 断裂分布的活断层主要沿其主断面发育, 局部发育在旁侧的反向断层上. 以圈里为界, 南段发育破碎型活断层, 北段发育断层泥型活断层. 活断层的结构反映其活动性向南增强. 在运动学上, 全段皆为逆右行平移.

2.5　鄌郜-葛沟断裂(F_4)

鄌郜-葛沟断裂为西地堑的西界断层, 走向北北东, 断层向东陡倾, 局部近直立. 断裂北段发育在白垩系与泰山群变质岩界限上, 南段界于白垩系与古生代灰岩之间.

断裂中段为破碎型活断层, 而南、北两段为断层泥型活断层(图 1). 破碎型活断层分布在圈里玄武岩以南至马站以西一带, 沿 F_4 主断面发育. 活断层内构造岩带宽 2~10 m(图 4(c)~(e)), 断层角砾带内面理化

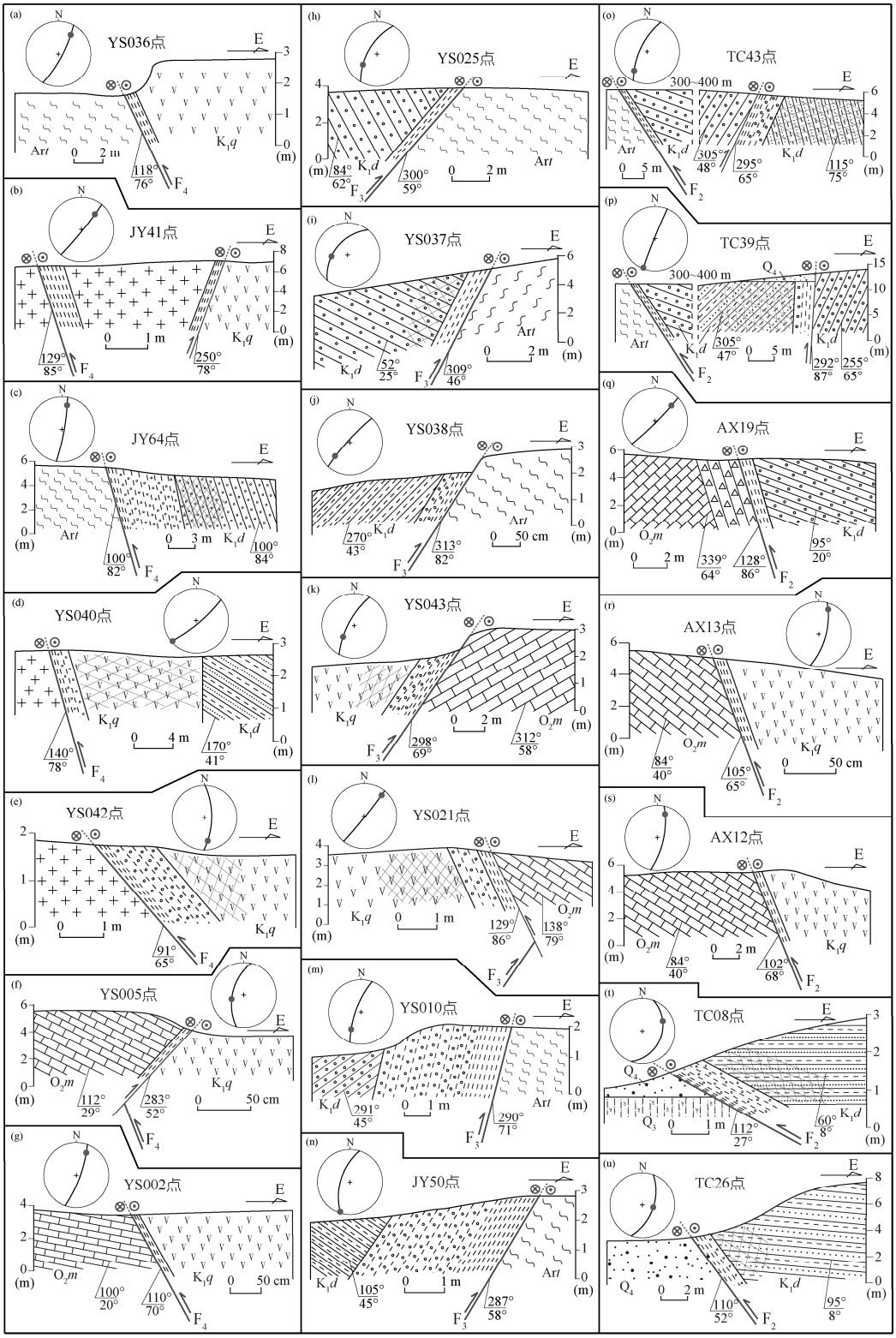


图 4　沂沭断裂带 F_2, F_3 和 F_4 活断层实测剖面及主断面与擦痕等角度下半球赤平投影

剖面位置见图 1, 图例见图 3, 第四系时代据 1∶5 万地质图(招贤幅, 道口幅, 马站幅)

明显. 活断层内运动学指向标志指示为逆右行平移(图 4(c)~(e)). 断层泥型活断层分布在南部的苏村以西段和北部的圈里-鄗郜段, 主要沿 F_4 主断面发育, 部分发育在旁侧反向断层上. 这类活断层内断层泥宽 2~5 cm, 明显比 F_3 断层内同类者窄, 其中的擦痕也指示为逆右行平移(图 4(a), (b), (f)和(g)).

总之, F_4 断裂活断层主要沿其主断面发育, 局部发育在旁侧反向断层上. 其中段为破碎型活断层, 而南、北段为断层泥型, 但南段活断层在空间上连续性差, 总体指示其活动强度中段最强, 北段次之, 南段最弱. 在运动学上整段都表现出逆右行平移.

总之, 详细的野外调查表明, 活断层在沂沭断裂带内广泛存在, 呈现为破碎型或断层泥型. 这些活断层主要是沿着早期地堑边界断层发育, 仅少部分出现在其旁侧(地堑一侧)的反向断层上. 虽然四条主干边界断层上都发育了活断层, 但各自并非整条断裂皆为活断层, 局部仍保存有新构造活动期的不活动段. 沂沭断裂带内的活断层主要呈现为逆右行平移, 只是逆冲分量在不同部位有所变化. 活断层的结构显示, F_2 和 F_3 断裂新构造期活动性都呈现为向南增强的趋势, F_1 和 F_4 断裂则呈现为中间强、两端弱的特点, 显示了东、西地堑内活动性向南增强的趋势和单一地堑内断裂活动强度互补的特点. 通过对比发现, 东地堑活动性要显著强于西地堑, 东地堑内 F_1 断裂活动性要强于 F_2 断裂, 西地堑内 F_3 断裂的活动性要强于 F_4, 总体显示活动性向东增强的特点.

3 应力场分析

活断层的活动是区域构造应力作用的结果, 对此应力场的理解是认识活断层活动规律与机制的关键. 为了恢复沂沭断裂带活断层对应的构造应力场, 我们采用了断层滑动矢量反演古构造应力张量的方法. 该方法是基于 Wallace(1951)和 Bott(1959)所提出的假设为应用前提, 既适应于新生断层, 也适用于复活的老断层. 应力场反演方法采用法国南巴黎大学 Jacques 等(1992)所研制的计算机程序“利用断层面上擦痕的观察、测量计算主应力轴状态”来反演应力场. Orife 等(2006)通过实际分析表明, 对于每一期断层至少需要 8 组断层滑动矢量数据(断面与擦痕产状)才能获得比较准确的古应力场结果, 因而在本次工作中每个活断层观察点的实测数据都不少于 8 组. 反演中所获得的误差评估参数(ANG)代表了最大剪应力方位与各组擦痕之间偏角的平均值, 一般认为 ANG≤22.5°的数据比较可靠(Angelier, 1994). 表 1 中 ANG 介于 1°~16°, 指示所反演的应力场是可信的.

本文总共测得 44 组活断层擦痕数据, 全部来自含断层泥的断面上, 包括主断面和派生 R_1 断面. 对于少数擦痕不发育的断面, 我们实测主断面和 R_1 的产状, 经计算机反演计算获得对应的理论擦痕产状. 野外工作中在沂沭断裂带的活断层上未发现不同方位擦痕叠加现象, 反映这些活断层未发生过不同型式的运动.

虽然沂沭断裂带 4 条主干活断层在活动强度和活动型式上存在一定的差异性, 但反演结果显示(图 5)各点应力场呈现较好的一致性, 都指示了区域性挤压应力状态, 最大挤压方向(σ_1)变化于 NE-SW 至 EW 向, 多为 NEE-SWW 向. 根据 Anderson 理论, 正断型应力状态为 σ_3 与 σ_2 近水平, σ_1 近直立; 逆断型为 σ_1 与 σ_2 近水平, σ_3 近直立; 走滑型为 σ_1 与 σ_3 近水平, σ_2 近直立. 由表 1 可知, 沂沭断裂带内活断层应力状态由逆冲型和走滑型组成, 其中逆冲型有 19 组数据, 主要分布在 F_1 与 F_2 断裂及其附近; 走滑型有 25 组数据, 所占比例较大. 对比发现, 郯城地震断层与其他活断层的应力场基本相同, 指示为同一应力场作用下的活动. 至于不同点的主应力方位存在一定偏差的原因, 一方面可能是各段断层产状的不一致而导致实测的局部应力场有一定的变化. 另一方面也可能与该方法本身会有一定误差有关.

前人利用大地水准测量、地应力测量、震源机制解和 GPS 观察等资料分析(虞庭林等, 1981; 向家翠等, 1982; 周翠英和魏光兴, 1987; 丁旭初和张文涛, 1988; 魏光兴等, 1988; 刘峡等, 2006; Zhu 和 Shi, 2011), 表明沂沭断裂带及周边目前处于北东东-南西西向的区域性挤压背景下. 由此可见, 沂沭断裂带活断层所反演的应力场与现今应力场是一致的. 这些活断层是在新构造活动期同一应力状态作用下的活动产物.

中国大陆以东的太平洋板块与菲律宾板块近代皆向北西西俯冲(Maruyama 等, 1997). 印度板块与欧

表 1　沂沭断裂带活断层滑动矢量反演应力场结果 [a)]

点号	东经	北纬	σ_1(az/pl)	σ_2(az/pl)	σ_3(az/pl)	擦痕数	ANG	两侧岩层	点位
TC12	118°42′06″	35°12′51.9″	55°∠9°	323°∠15°	176°∠72°	8	4	K_1d	F_1'
TC31	118°42′12″	35°13′26.7″	257°∠14°	140°∠62°	353°∠24°	8	7	K_1d	F_1'
TC51	118°46′48.4″	35°22′49.0″	61°∠10°	327°∠21°	174°∠67°	8	7	K_1d	F_1'
TC50	118°49′24.6″	35°28′8.7″	53°∠5°	169°∠79°	322°∠10°	8	9	K_1d	F_1'
TC34	118°48′25.6″	35°26′33.0″	66°∠3°	157°∠23°	327°∠67°	8	6	K_1d	F_1'
TC54	118°55′32.1″	35°37′26.8″	227°∠16°	134°∠10°	13°∠70°	8	3	K_1d	F_1'
TC15	118°56′31″	35°38′46.1″	240°∠14°	145°∠18°	5°∠67°	8	7	K_1d	F_1'
TC38	118°58′34.2″	35°42′31.9″	88°∠16°	199°∠52°	347°∠34°	8	5	K_1d	F_1'
TC57	119°01′22.8″	35°50′5.9″	249°∠6°	156°∠31°	348°∠58°	8	5	K_1q	F_1
TC44	119°01′55.5″	35°51′17.4″	72°∠7°	195°∠77°	340°∠11°	8	6	K_1d/K_1q	F_1
AX04	118°29′28.5″	34°38′32.2″	243°∠3°	335°∠35°	149°∠55°	8	5	K_1d/岩体	F_1
TC26	118°26′6.67″	34°40′39.36″	260°∠2°	169°∠30°	354°∠60°	9	15	K_1d/Q_3	F_2'
TC49	118°25′37.2″	34°39′15.0″	234°∠16°	325°∠06°	76°∠73°	9	4	K_1d/Q_3	F_2'
TC08	118°27′23.9″	34°42′40.8″	220°∠16°	311°∠03°	53°∠74°	8	6	K_1d/Q_3	F_2'
TC09	118°25′21.2″	34°32′15.0″	227°∠14°	133°∠13°	1°∠71°	8	5	K_1d/Q_3	F_2'
AX09	118°39′38.9″	35°21′15.7″	232°∠20°	69°∠69°	324°∠6°	8	1	K_1q/K_1d	F_2
AX12	118°44′50.0″	35°34′53.2″	70°∠2°	163°∠63°	339°∠27°	8	5	K_1q/O_2m	F_2
AX13	118°44′43.4″	35°34′51.3″	63°∠1°	155°∠61°	333°∠29°	8	7	K_1q/O_2m	F_2
AX15	118°51′19.9″	35°46′10.5″	250°∠45°	69°∠45°	160°∠1°	8	4	K_1d/O_2m	F_2
AX19	118°58′47.4″	35°57′30.3″	87°∠21°	282°∠68°	179°∠5°	8	4	K_1d/O_2m	F_2
TC39	118°54′49.6″	35°48′22.1″	89°∠22°	212°∠53°	347°∠28°	8	4	K_1d	F_2旁
TC40	118°53′56.9″	35°45′46.3″	81°∠11°	234°∠77°	350°∠6°	8	8	K_1d	F_2旁
TC43	118°57′16.9″	35°53′50″	76°∠20°	328°∠41°	186°∠43°	9	12	K_1d	F_2旁
JY50	118°33′22.2″	35°19′24.6″	250°∠1°	356°∠88°	160°∠2°	8	3	K_1d/Ar*t*	F_3
YS010	118°34′34.43″	35°30′50.02″	269°∠11°	19°∠62°	173°∠26°	8	3	K_1d/Ar*t*	F_3
YS021	118°40′48.73″	35°54′1.98″	262°∠1°	170°∠66°	353°∠24°	8	1	K_1q/Z	F_3
YS043	118°42′48.12″	35°57′30.86″	65°∠8°	332°∠23°	172°∠66°	9	3	K_1q/O_2m	F_3
YS045	118°43′32.24″	35°58′18.42″	232°∠6°	71°∠83°	322°∠2°	9	8	K_1q/O_2m	F_3
YS038	118°46′27.83″	36°3′16.69″	276°∠14°	21°∠46°	173°∠40°	26	8	K_1d/Ar*t*	F_3
JY57	118°48′45.9″	36°07′27.1″	60°∠28°	264°∠60°	156°∠10°	8	8	K_1q	F_3
YS037	118°49′35.36″	36°10′39.38″	62°∠14°	329°∠11°	203°∠72°	8	2	K_1d/Ar*t*	F_3
JY47	118°50′20.2″	36°14′00.0″	273°∠2°	6°∠61°	182°∠29°	8	3	K_1q/K_1d	F_3
JY49	118°32′04.0″	35°17′38.9″	95°∠23°	2°∠8°	253°∠66°	11	9	K_1d/Ar*t*	F_3
YS025	118°53′13.14″	36°29′39.81″	48°∠17°	315°∠12°	192°∠69°	10	3	K_1d/Ar*t*	F_3
YS002	118°30′50.44″	35°37′13.14″	237°∠20°	123°∠48°	342°∠35°	8	2	K_1q/O_2m	F_4
YS005	118°31′31.64″	35°39′35.57″	243°∠7°	337°∠33°	142°∠56°	8	16	K_1q/O_2m	F_4
YS040	118°41′59.04″	36°4′50.71″	268°∠12°	122°∠76°	360°∠8°	8	1	岩体/K_1q	F_4
YS041	118°45′38.1″	36°15′46.3″	263°∠3°	171°∠37°	357°∠53°	8	4	岩体/K_1q	F_4
JY64	118°43′55.7″	36°8′07.5″	53°∠3°	143°∠3°	271°∠86°	8	8	Ar*t*/K_1d	F_4
YS033	118°45′35.76″	36°15′3.21″	46°∠1°	145°∠85°	316°∠5°	8	7	岩体/K_1q	F_4
JY41	118°45′38.1″	36°15′46.3″	263°∠3°	171°∠37°	357°∠53°	8	4	K_1q	F_4
YS036	118°47′51.50″	36°19′39.73″	83°∠29°	238°∠59°	347°∠11°	9	5	K_1q/Ar*t*	F_4
YS042	118°44′57.0″	36°12′55.7″	246°∠41°	64°∠49°	155°∠1°	8	5	K_1q/Ar*t*	F_4
JY36	118°50′23.5″	36°26′54.5″	67°∠3°	161°∠52°	335°∠37°	8	4	K_1q/O_2m	F_4

a) σ_1, 最大主应力; σ_2, 中间主应力; σ_3, 最小主应力; ANG, 误差评估参数; az, 倾伏向; pl, 倾伏角; F_1′与 F_2′, 郯城地震断层

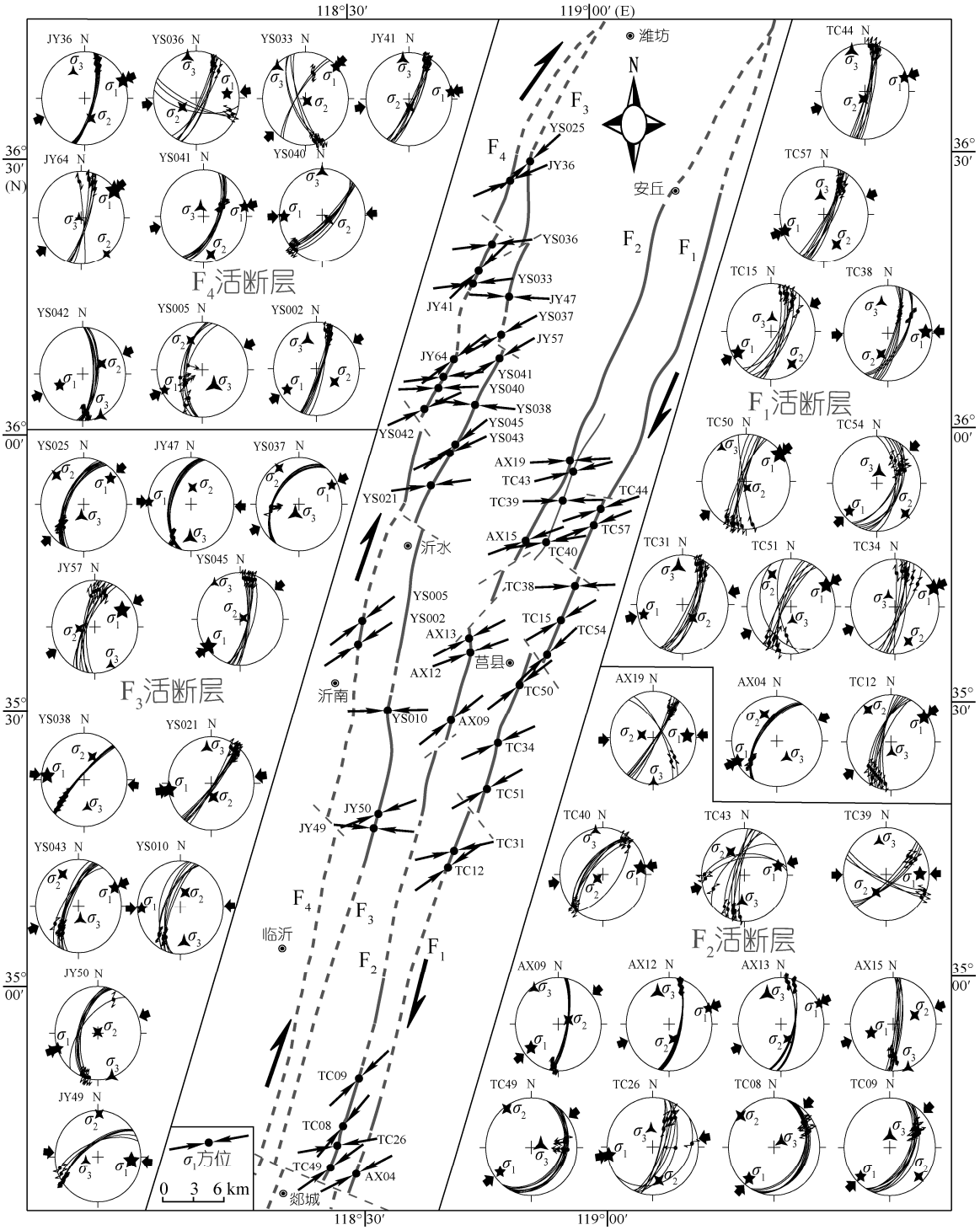


图 5　沂沭断裂带活断层擦痕反演应力场结果图

亚板块碰撞使中国西部出现向东的构造挤出作用(Molnar 和 Tapponnier, 1975). 华北地区在这两侧区域构造力的联合作用下, 从而出现了北东东-南西西向水平挤压. 北北东走向的沂沭断裂带正是在此区域挤压应力作用下, 发生了右行走滑兼逆冲活动, 成为中国东部最大的活动断裂带及最为活跃的地震带.

4 新构造活动时间

前人大量研究表明(国家地震局地质研究所, 1987; 鞠林雪等, 2012), 1668 年郯城 8.5 级地震的发震断层为 F_1 断裂的中段和 F_2 断裂的南段(图 1), 指示这两段活断层为全新世以来活断层. 前人通过开挖探槽与 ^{14}C 定年, 在该发震断层上还发现了距今 3500, 6000~7000 和 10000 a 三次古地震事件(林伟凡和高维明, 1987). 对左山一带跨发震的 F_1 断裂冲沟位错特征分析(黄师伟, 1988), 也表明至少存在 2~3 次古地震事件. 显然, 沂沭断裂带活断层第四纪以来经历过长期与多次的活动. 关于地震断层以北的 F_1 与 F_2 断裂, 在 F_1 断裂管帅-贾悦段存在着白垩系逆冲到晚更新世地层之上的现象(国家地震局地质研究所, 1987); 在 F_2 断裂小店子-茅埠段, 跨断层冲沟的右行错动及 ^{14}C 和热释光定年皆显示其最新活动时间为全新世早期(何宏林等, 2004; 宋方敏等, 2005), 而 ^{14}C 定年也指示了青峰岭段晚更新世-全新世以来有过活动及更北的高家沟-孟疃段与文山-许营段则是晚更新世活动段(杨晓平等, 2006). 因而, 这一系列证据表明, F_1 与 F_2 活断层是晚更新世以来或全新世以来活动的, 且发生过多次活动.

关于 F_3 与 F_4 活断层的活动时间以往存在着不同的认识. 邓起东等(2007)通过综合分析认为, F_3 断裂北段与 F_4 断裂南段是第四纪以来活动的. 沂南县埠后村南 F_3 活断层的陡坎、冲沟错断及 ^{14}C 定年表明该段的最新活动时间为全新世早期(江娃利等, 1991).

Lin 等(1998)依据 F_3 与 F_4 断裂不切过其上的新近纪玄武岩, 认为两者在新近纪以来没有发生过活动. 野外考察发现, 在该玄武岩层内部发育大量的小型脆性断层, 断层内存在着薄层的断层泥. 这些断层沿走向延伸几米到几十米, 多呈左阶雁列式排列, 空间上断续出现. 其断面上擦痕指示为右行平移兼逆冲的活动, 而擦痕反演的应力场与区域上新构造活动期应力场一致(图 6). 这一系列现象表明, 沂沭断裂带西地堑边界主干断裂(F_3 与 F_4)在新近纪玄武岩喷发之后仍有活动, 只是在较刚性的玄武岩内表现为一系列小型左阶雁列状右行平移活断层的型式, 并没有形成一条大型连续的活断层.

在沂沭断裂带内所见的 F_3 与 F_4 活断层(破碎型与断层泥型, 也包括 F_1 与 F_2 上非郯城地震段), 皆显示为逆右行平移活动. 由其擦痕所反演的应力场均指

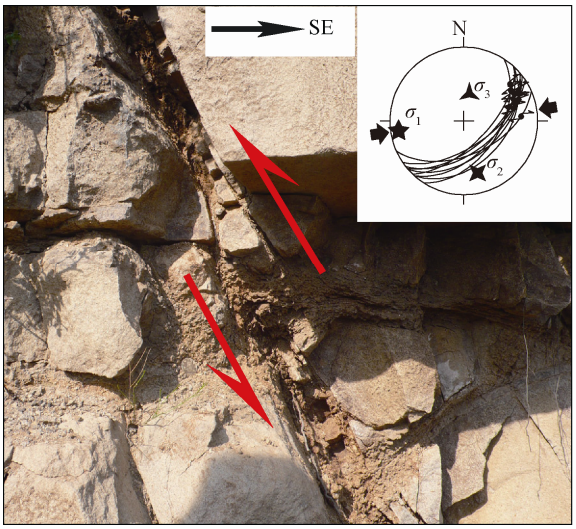


图 6 圈里乡 F_4 断裂上新近纪玄武岩内部北东向逆右行平移断层及其反演应力场图解

示为北东东-南西西向挤压. F_3 和 F_4 活断层的运动学、应力场与 1668 年郯城地震断层是一致, 也支持它们皆为第四纪以来的活断层.

谷歌影像分析西地堑内水系分布情况表明, 这些水系主要为纵向的沂水和一系列横跨 F_3 与 F_4 断裂的横向水系, 总体成格网状分布. 跨 F_3 与 F_4 断裂的水系在断层附近常表现出右旋错动特征(图 7). 对比发现, 这些横向水系被 F_3 错动距离整体要大于 F_4 断裂, 反映了西地堑边界主干断裂新构造活动东强西弱的特点. F_3 与 F_4 断裂在右行错开上述水系中, 实际上也错开了其中的第四纪甚至晚更新世-全新世沉积, 表明这两条活断层至少第四纪以来发生过活动.

野外考察发现沂沭断裂带内 4 条主干断裂及旁侧活断层附近的断层陡坎和断层崖比较发育, 一般高约 1~3 m(图 8), 指示这些活断层在垂向上的累计运动分量至少达 1~3 m 左右. 这些地貌特征的保留也支持第四纪以来的断层活动. 通过对比断层崖或断层陡坎处的活断层结构, 发现西地堑内断层崖多出现在断层泥型活断层上, 东地堑内断层崖及断层陡坎多出现在破碎型活断层上, 并且一般后者的高度大于前者.

近代地震是活断层活动的直接结果. 由沂沭断裂带近代地震记录可见(图 9), 一方面东地堑的近代地震活动显著大于西地堑, 另一方面西地堑也诱发了部分近代地震, 支持 F_3 与 F_4 断裂属于活断层.

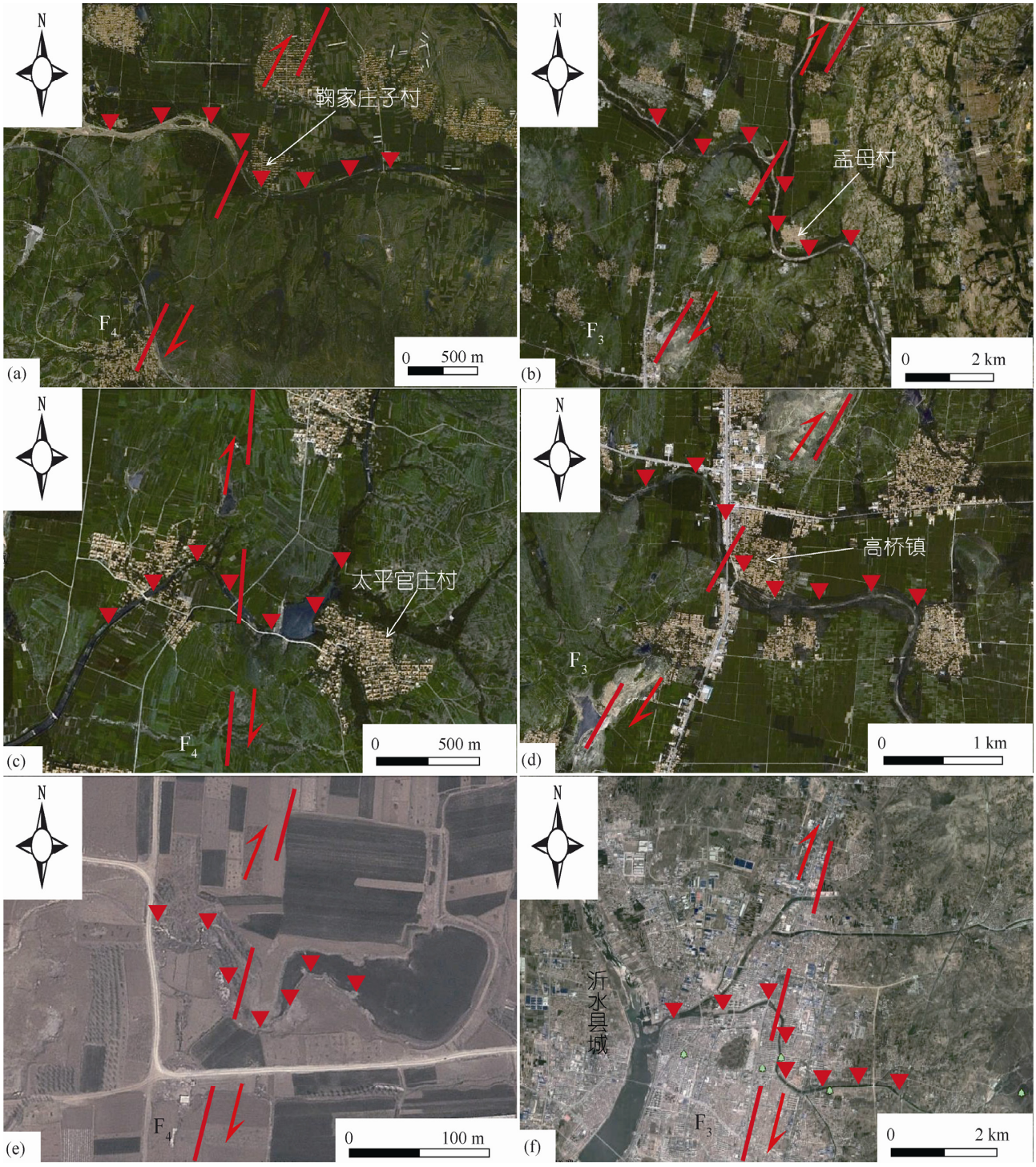


图 7　跨西地堑边界断裂水系错动影像图

(a) 鞠家庄子村南侧跨 F_4 活断层水系错动约 200 m; (b) 孟母村西侧跨 F_3 活断层水系错动约 1 km; (c) 太平官庄村西侧跨 F_4 活断层水系错动约 400 m; (d) 高桥镇南侧跨 F_3 活断层水系错动约 500 m; (e) 八宝庄村北侧跨 F_4 活断层水系错动约 50 m; (f) 沂水县跨 F_3 活断层水系错动约 1.5 km. 来自 Google 地图

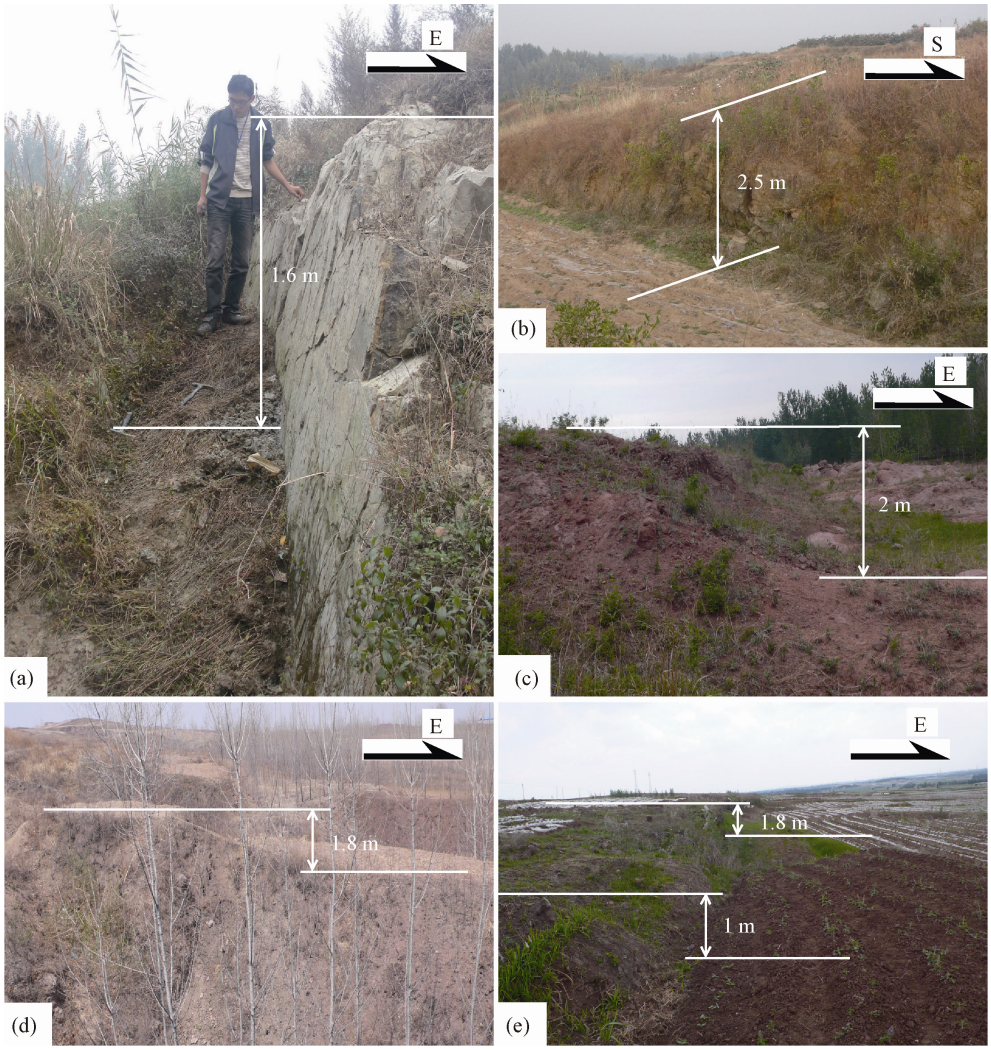


图 8　沂沭断裂带活断层陡坎和断层崖野外照片

(a) 双龙埠村西北约 100 m 处沿 F_3 活断层出现的断层崖, 垂直断距 1~2 m; (b) 北杨家沟村西南约 200 m 处沿 F_4 活断层出现的断层崖, 垂直断距 0.5~3 m; (c) 大贤庄西约 500 m 处沿 F_2 断裂旁侧反向活断层出现的断层陡坎, 垂直断距 1.5~3 m; (d) 前左山村北侧水库西北约 300 m 处沿 F_1 活断层出现的断层陡坎, 垂直断距 1.5~2 m; (e) 王台子村西约 500 m 处沿 F_2 断裂反向活断层出现的断层崖, 垂直断距 1~3 m

上述一系列事实表明, 沂沭断裂带内除了 F_1 与 F_2 断裂为全新世活断层并诱发了 1668 年郯城大地震外, F_3 与 F_4 断裂主体至少是第四纪以来活动的活断层, 更有可能是晚更新世以来活断层. 然而, 这四条主断裂并非在新构造活动期各自整体活动, 而是表现为部分活动, 存在着时间上、空间上与强度上的不均一性.

5　浅部活断层形成机制

沂沭断裂带四条主干断裂起源于白垩纪的地堑边界正断层. 已有的深部探测资料显示(朱光等, 2002b; 宋国奇, 2007), 这四条主干断裂向下切穿地壳, 属于大型的地壳薄弱带. 沂沭断裂带内的近代地震监测表明, 其震源深度一般为 10 km 左右的中地壳(臧绍先和杨军亮, 1984; 张国民等, 2002; 于湘伟等, 2010), 反映其活断层活动向下深入上地壳下部. 因而, 该断裂带地表所见活断层, 应是切穿上地壳的脆性活断层在浅部的表现.

系统野外观察发现, 沂沭断裂带活断层皆出现在白垩纪地堑主边界断层(F_1, F_2, F_3 和 F_4)上或其附近, 表明主要为早期地堑边界正断层及其旁侧伴生平行

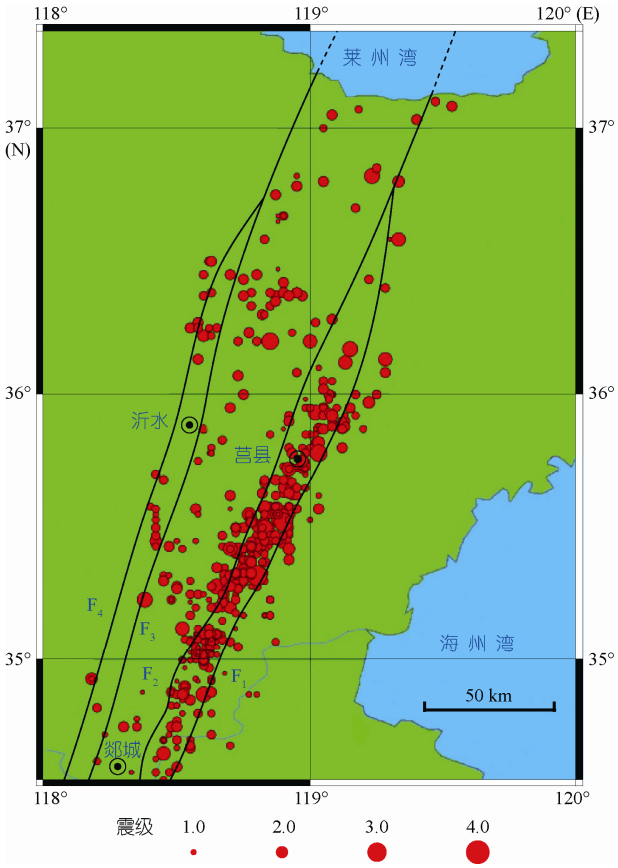


图 9　沂沭断裂带近代(1970~2004 年)地震($0<M_s<5$)分布图

据中国地震台网中心数据

断层(既有正断层也有逆断层)的复活. 根据沂沭断裂带在浅部活断层与先存主干断裂的关系, 可将其浅部活断层形成机制概况为四类(图 10), 即直接复活、隐伏断层扩展、反向断层复活与截切断层复活.

5.1　直接复活类型

这类活断层为早期地堑边界主干正断层的直接复活, 主要分布在 F_3, F_4 以及 F_2 断裂中段, 在沂沭断裂带活断层中约占 70%. 图 4(a)和(s)等所示的活断层就为这种类型. 它们在空间位置、走向和倾向上与对应的地堑边界主干断裂相同, 沿白垩系与太古界或新元古-古生界界限上发育. 在地貌上, 位于盆-山分界线上. 该类活断层以断层泥型为主, 部分为破碎型. 这些活断层的下盘(前白垩系)常常可见几米宽的固结的断层角砾带, 指示早期为地堑边界正断层.

由于沂沭断裂带早期地堑边界断裂为地壳尺度的构造薄弱带, 在区域应力的作用下这些断层薄弱带相对其他部位更易活动, 更易实现应力的累积与释放. 因而, 沂沭断裂带内活断层多为早期地堑边界断裂直接复活而来.

5.2　隐伏断层扩展类型

这种类型活断层为地堑边界隐伏主干断裂向浅部扩展而成的新生活断层. 地堑发育中因晚期的沉积超覆会使边界主干断裂被覆盖于白垩纪地层之下. 这类断层发育在白垩系内部, 在空间位置、走向与倾向上与对应的地堑边界主干断裂相同. 这类活断层因完全是新生的, 只发育未固结断层岩, 没有固结的断层岩, 从而有别于上述直接复活型活断层. 本次野外调查中在 F_1 断裂中段与 F_2 断裂南段, 皆见到这类活断层, 它们约占沂沭断裂带活断层中的四分之一. 图 4(t)和(u)等所示活断层属于这种隐伏断层扩展型.

5.3　反向断层复活类型

该类活断层为地堑边界主干正断裂伴生的反向正断层的复活. 它们起源于白垩纪伸展背景中, 出露在地堑内部. 这类活断层主要为破碎型, 旁侧与之倾向相反的主干断裂常常表现为断层泥型活断层, 并

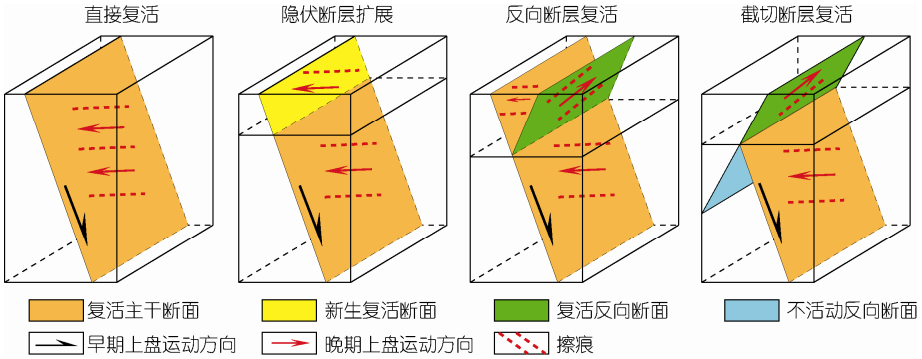


图 10　沂沭断裂带浅部活断层形成机制示意图

有早白垩世岩脉侵入. 因而, 浅部反向断层相对主干断裂活动性更强, 对地貌的控制作用更明显. 这类活断层主要分布在 F_2 断裂旁侧的小店子-茅埠段, 在沂沭断裂带活断层中约占 5%. 图 4(o)和(p)所示的活断层即为这种复活类型.

沂沭断裂带的主干断裂, 局部被早白垩世花岗岩脉所侵位. 可能正是岩脉的焊合作用使地堑边界主干断裂强度过大, 从而其浅部新构造活动中就主要利用了旁侧反向断层复活.

5.4 截切断层复活类型

这种活断层为浅部反向逆冲断层复活. 这些反向逆断层可能形成于白垩纪末或古近纪末挤压事件中. 它们与对应的地堑边界主干断裂走向相同, 倾向相反. 这类活断层位置位于地堑边界主干断裂地堑一侧, 其识别标志为将地堑外前白垩系岩层逆掩在白垩系上, 也使主干断裂被掩盖. 这类活断层在沂沭断裂带内仅零星出现. 图 3(a)和图 4(f)等所示剖面就代表了这种类型活断层.

主干断裂被反向逆冲断层截切后, 从而被掩盖于较深处. 这些反向逆冲断层形成较晚, 固结程度较差, 相对较早、较深的主干断裂具有较低的强度. 在新构造期这类主干断裂的活动中, 浅部就被较弱的反向逆冲断层活动所取代, 致使在地表所见活断层与地堑边界主干断裂倾向相反.

6 结论

通过对沂沭断裂带活断层的详细研究, 得出如下结论.

(1) 沂沭断裂带内活断层广泛出现, 主要是利用早期地堑边界上的四条主干断裂而复活, 部分出现在旁侧反向断层上. 活断层普遍呈现为逆右行平移, 但逆冲分量在不同部位有所变化. 四条主干断裂上皆出现了破碎型与断层泥型活断层, 也仍保留有局部不活动段. 活断层结构和其他信息指示, 沂沭断裂带在新构造活动期的活动强度呈现为自北向南及自西向东增加的变化特点.

(2) 通过对大量的活断层擦痕反演应力场工作, 表明这些活断层是在北东东-南西西向挤压应力作用下活动的, 与现今的应力场状态一致.

(3) 综合各类现象, 本文认为 F_3 与 F_4 断裂至少第四纪以来发生过活动, 更可能是晚更新世以来的活动. F_1 断裂中段及 F_2 断裂南段被利用为 1668 年郯城地震的发震断层.

(4) 详细的野外工作发现, 沂沭断裂带内所见的浅部活断层在成因上可归纳为直接复活、隐伏断层扩展、反向断层复活与截切断层复活四种类型, 以前两者居多, 后两者仅局部出现.

参考文献

晁洪太, 李家灵, 崔昭文, 等. 1994. 郯庐断裂带中段全新世活断层的特征滑动行为与特征地震. 内陆地震, 8: 297–304
晁洪太, 李家灵, 崔昭文, 等. 1995. 郯庐活断层与 1668 年郯城 8.5 级地震灾害. 海洋地质与第四纪地质, 15: 69–80
晁洪太, 李家灵, 崔昭文, 等. 1997. 郯庐断裂带潍坊-嘉山段全新世活断层的活动方式与发震模式. 地震研究, 20: 218–226
晁洪太, 王志才, 刘西林. 1999. 郯庐断裂带下辽河-莱州湾段与潍坊-嘉山段地震构造和地震活动特征对比. 华北地震科学, 17: 36–41
陈道公, 彭予成. 1985. 山东新生代火山岩 K-Ar 年龄和 Pb-Sr 同位素特征. 地球化学, 4: 293–303
邓起东, 冉勇康, 杨晓平, 等. 2007. 中国活动构造图. 北京: 地震出版社
邓起东, 张培震, 冉勇康, 等. 2002. 中国活动构造基本特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 32: 1020–1030
丁旭初, 张文涛. 1988. 中国大陆东部现今构造应力状态. 地震学报, 10: 25–38
方仲景, 丁梦林, 计凤桔, 等. 1980. 郯城-庐江断裂带地震活动的地质分析. 地震地质, 2: 39–45
方仲景, 计凤桔, 向宏发, 等. 1976. 郯庐带中段第四纪断裂活动特征与地震地质条件述评. 地质科学, 4: 354–366
高维明, 李家灵, 孙竹友. 1980. 沂沭大裂谷的生成与演化. 地震地质, 2: 11–18
高维明, 林趾祥, 郑朗荪, 等. 1988. 鲁南地震危险性评定及烈度区域研究成果概述. 中国地震, 4: 1–3
高维明, 郑朗荪. 1991. 郯庐断裂带的活断层分段与潜在震源区的划分. 中国地震, 7: 87–91
国家地震局地质研究所. 1987. 郯庐断裂带. 北京: 地震出版社
何宏林, 宋方敏, 李传友, 等. 2004. 郯庐断裂带莒县胡家孟晏地震破裂带的发现. 地震地质, 26: 630–637
黄师伟. 1988. 从地质地貌标志看沂沭断裂带的新构造活动特征. 中国地震, 4: 143–150
江娃利, 刘仲温, 李咸业, 等. 1991. 山东汤头断裂全新世右旋走向滑动的新证据. 地震地质, 13: 147–151
鞠林雪, 朱光, 王浩乾, 等. 2012. 1668 年郯城 8.5 级地震构造应力场分析. 地质科学, 47: 836–850

李家灵, 晁洪太, 崔昭文, 等. 1994a. 郯庐活断层的分段及其大震危险性分析. 地震地质, 16: 121–126
李家灵, 晁洪太, 崔昭文, 等. 1994b. 1668 年郯城 8.5 级地震断层及其破裂机制. 地震地质, 16: 229–237
李家灵. 1989. 郯庐活断层. 见: IGCP 第 206 项中国工作组, 中国活断层图集. 北京: 地震出版社
李家灵. 1992. 郯庐断裂带的活断层与郯城 8.5 级地震的构造条件. 山东地质, 8: 43–52
林伟凡, 高维明. 1987. 沂沭断裂带大地震复发周期. 中国地震, 3: 34–40
刘峡, 傅容珊, 杨国华, 等. 2006. 用 GPS 资料研究华北地区形变场和构造应力场. 大地测量与地球动力学, 26: 33–39
满洪敏. 2005. 沂沭断裂带内部的差异活动及其成因分析. 华北地震科学, 23: 13–21
牛漫兰, 朱光, 刘国生, 等. 2005. 郯庐断裂带中-南段新生代火山活动与深部过程. 地质科学, 40: 390–403
牛漫兰, 朱光, 宋传中, 等. 2000. 郯庐断裂带火山活动与深部地质过程的新认识. 地质科技情报, 19: 21–26
山东省地震局. 1986. 山东省地震目录. 北京: 地震出版社
施炜, 张岳桥, 董树文. 2003. 郯庐断裂带中段第四纪活动及其分段特征. 地球学报, 24: 11–18
宋方敏, 杨晓平, 何宏林, 等. 2005. 山东安丘-莒县断裂小店子-茅埠段新活动及其定量研究. 地震地质, 27: 200–211
宋国奇. 2007. 郯庐断裂带渤海段的深部结构与动力学意义. 合肥工业大学学报(自然科学版), 30: 663–667
王华林, 耿杰. 1992. 1668 年郯城 8.5 级地震断裂的某些特征. 华北地震科学, 10: 34–42
魏光兴, 刁守中, 周翠英. 1993. 郯庐带地震活动性研究. 北京: 地震出版社
魏光兴, 周翠英, 胡政, 等. 1988. 沂沭断裂带现代构造应力场和震源错动性质. 中国地震, 4: 96–101
向家翠, 张存德, 陈彪, 等. 1982. 沂沭断裂带的现今活动特征. 地壳形变与地震, 1: 48–53
杨晓平, 宋方敏, 张兰凤, 等. 2006. 郯庐断裂带青峰岭断层上最新一次古地震事件. 地震学报, 28: 213–218
于湘伟, 张怀, 陈运泰. 2010. 华北地区地震重新定位结果分析. 大地测量与地球动力学, 30: 29–33
虞庭林, 曹新菊, 况仁杰, 等. 1981. 郯庐断裂带中段的水平形变. 大地测量与地球动力学(地壳形变与地震), 1: 43–51
臧绍先, 杨军亮. 1984. 我国华北等地区板内地震的深度分布及其物理背景. 地震地质, 6: 67–76
张国民, 汪素云, 李丽, 等. 2002. 中国大陆地震震源深度及其构造含义. 科学通报, 47: 663–668
张鹏, 王良书, 石火生, 等. 2010. 郯庐断裂带山东段的中生代构造演化特征. 地质学报, 84: 1316–1323
郑朗荪, 高维明, 郑传贝. 1988. 郯庐断裂带的分段与沂沭断裂的活动性. 中国地震, 4: 123–129
周翠英, 魏光兴. 1987. 沂沭断裂带现代构造应力场与地震活动. 华北地震科学, 5: 29–39
朱光, 刘国生, 牛漫兰, 等. 2002a. 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, 24: 265–277
朱光, 宋传中, 牛漫兰, 等. 2002b. 郯庐断裂带的岩石圈结构及其成因分析. 高校地质学报, 8: 248–256
朱光, 王道轩, 刘国生, 等. 2001. 郯庐断裂带的伸展活动及动力学背景. 地质科学, 36: 269–278
Angelier J. 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock P L, ed. Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press
Bott M H P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol Mag, 96: 109–117
Jacques M, Pierre V. 1992. Tectonique. Collection of Geosciences, Dunod, Paris
Lin A M, Takao M, Wan T F. 1998. Tectonic characteristics of the central segment of the Tancheng-Lujiang fault zone, Shandong Peninsula, eastern China. Tectonophysics, 293: 85–104
Lin A M, Lee C, Maruyama T, et al. 2005. Meso-and microstructural analysis of coseismic shear zone of the 1999 M_w7.6 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Bull Seismol Soc Amer, 95: 486–501
Lin A M, Ren Z K and Yasuhiro K. 2010. Structural alanalysis of the coseismic shear zone of the 2008 M_w7.9 Wenchuan earthquake, China. J Struct Geol, 32: 781–791
Lin A M. 2001. S-C fabrics developed in cataclastic rocks from the Nojima fault zone, Japan and their implications for tectonic history. J Struct Geol, 23: 1167–1178
Maruyama S, Isozaki Y, Kimura G, et al. 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Pate tectonic synthesis from 750 Ma to the present. Island Arc, 6: 121–142
Molnar P, Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. Science, 189: 419–426
Orife T, Lisle R J. 2006. Assessing the statistical significance of palaeostress estimates: Simulations using random fault slips. J Struct Geol, 28: 952–956
Ujiie K. 2005. Fault rock analysis of the northern part of the Chelungpu fault and its relation to earthquake faulting of the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan. Island Arc, 14: 2–11
Wallace R E. 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. J Geol, 59: 118–130
Zhu G, Jiang D Z, Zhang B L, et al. 2011. Destruction of the eastern North China Craton in a backarc setting: Evidence from crustal deformation kinematics. Gondwana Res, 8: 1–18
Zhu G, Liu G S, Niu M L, et al. 2005. ^{40}Ar-^{39}Ar dating of strike-slip motion on the Tan-Lu fault zone, east China. J Struct Geol, 27: 1379–1398
Zhu G, Niu M L, Xie C L, et al. 2010. Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu fault zone: Evidence for geodynamic switching of the east China continental margin. J Geol, 118: 277–293
Zhu S B, Shi Y L. 2011. Estimation of GPS strain rate and its error analysis in the Chinese continent. J Asian Earth Sci, 40: 351–362