

华北地区活动地块与强震活动*

韩竹军** 徐 杰 冉勇康 陈立春 杨晓平

(中国地震局地质研究所, 北京 100029)

摘要 在华北活动地块的鄂尔多斯、华北平原和鲁东-黄海等 3 个二级活动地块中, 华北平原活动地块内部存在安阳-菏泽-临沂、唐山-河间-磁县两条活动构造带, 把该活动地块分割成太行山、冀鲁、豫淮等 3 个三级活动地块. 这些三级活动地块具有整体运动特征, 在新生代构造和深部构造上也有明显差异. 构成三级活动地块边界的活动构造带无论在活动强度、规模和地震活动水平上, 都小于一、二级活动地块的边界带. 华北地区活动地块边界带上 $M \geq 6$ 级的地震密度比地块内部高出 9 ~ 22 倍, 平均而言, 在 1 个数量级以上. $M \geq 7$ 级的大震基本上都发生在活动地块边界带上. 这些差异不是偶然的, 而是反映了板内构造运动和强震活动特点, 是对活动地块假说非常有力的佐证.

关键词 华北地区 活动地块 强震活动

在新生代构造演化中, 大致以太行山为界, 华北地区可分为构造特征有明显差异的两个地区. 西边为鄂尔多斯块体及周缘断陷盆地, 东边为华北东部盆地^[1]. 晚第三纪以来、尤其是第四纪时期, 鄂尔多斯周缘盆地断陷活动强烈, 全新世活动断裂广泛分布, 强震活动频繁. 多年来在该区的地震地质工作, 已经积累了大量资料, 取得丰硕的研究成果^[2~9]. 鄂尔多斯活动地块内部相对稳定. 有记载历史以来, 该区不但所有 7 级以上大震都发生在地块周缘活动构造带上, 而且 6.0 ~ 6.9 级地震也是如此. 整个地块运动具有统一性^[8].

华北东部盆地区构造演化可以分为早第三纪和晚第三纪-第四纪两个构造阶段^[10~13], 分别代表裂陷阶段和后裂陷阶段. 在后裂陷阶段, 华北东部盆地整体沉降, 成为第四系覆盖区; 另一方面, 两个演化阶段的构造应力场明显不同, 使得活动构造带及构造格局发生变化, 表现出一定的新生性^[14]. 这些都为正确认识华北东部盆地活动构造特点带来困难. 尽管如此, 许多学者还是从不同角度, 探讨了华北东部盆地区现代活动构造格局^[15~19].

近年来, 在《大陆强震机理与预测》项目支持下, 通过对石油物探资料的深入分析、工程建设中浅层物探成果和第四系厚度收集整理、以及地貌参数等定量化研究, 使得我们对华北平原区一些大型隐伏断裂带、如: 太行山山前断裂带、营口-维坊断裂带、沧东断裂、聊城-兰考断裂, 以及现代构造运动与地震活动特点都有了一些新的认识^[20~22](图 1). 在此基础上, 结合华北地区丰富的强震活动资料, 本文将讨论下面几个方面的问题: (i) 部分在华北东部盆地裂陷阶段(早第三纪)有过强烈活动的大型断裂带、或构造演化中起过重要作用的边界构造带是否还能够作为现今活动地块的边界带? (ii) 华北东部盆地中以新生性为主的地震构造带、如:

2002-05-20 收稿, 2002-09-28 收修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目(编号: G1998040701)资助

** E-mail: zhujuh@btamail.net.cn

唐山-河间-磁县地震构造带是否具有区域性地质构造意义、即能否作为有不同构造特点的活动地块分区边界带?(iii) 华北东部盆地区可以进一步划分为哪些次级活动地块以及划分依据?(iv) 华北地区强震活动与活动地块及边界带的相互关系,是否验证或支持《大陆强震机理与预测》项目中提出的活动地块假说?对上述问题的回答,无疑将加深对活动地块理论以及板内强震发生地点的认识。

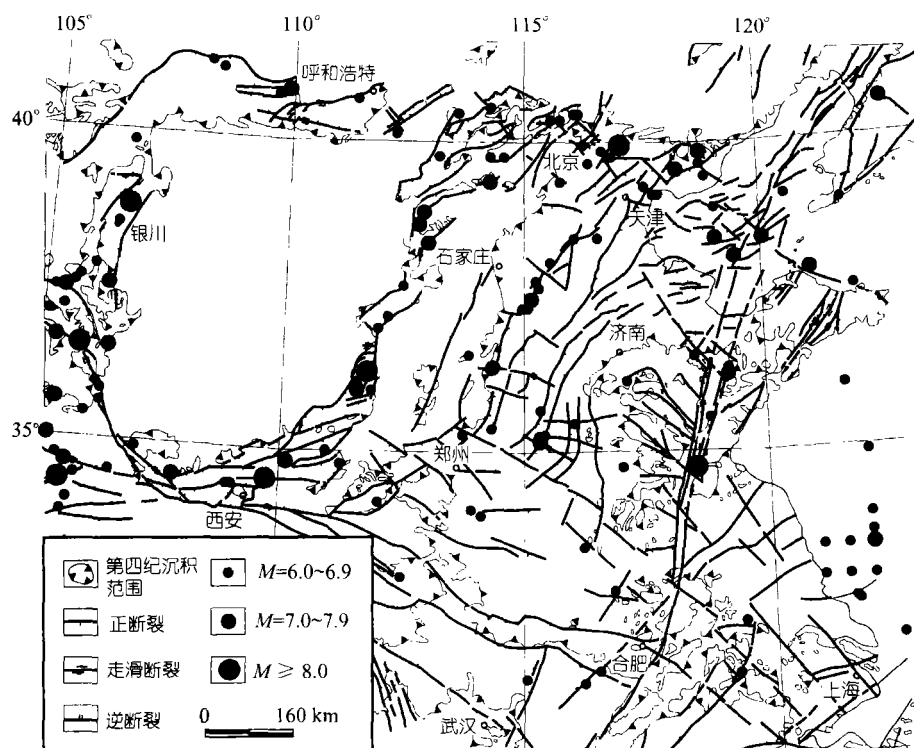


图1 华北地区活动断裂与地震震中($M \geq 6.0$)分布图^[4]

在鄂尔多斯周缘断陷盆地和鲁中隆起区,图中表示了晚更新世以来的活动断裂;在其他地方,图中给出了第四纪活动断裂

1 华北平原活动地块第四纪以来活动构造带

覆盖华北地区的一级活动地块——华北活动地块,以山西断陷盆地和郯庐断裂带为界,可以分为鄂尔多斯(K_1)、华北平原(K_2)和鲁东-黄海(K_3)等3个二级活动地块(图2),鄂尔多斯活动地块具有整体运动特点,不需要做进一步划分。鲁东-黄海活动地块的大部分位于我国陆地之外的海域,研究程度低,难以做进一步的划分,东边界也不清楚。华北平原活动地块主体为华北东部盆地区,不同地区活动构造特征和地震活动强度有差异,需要划分出三级地块。为此,首先讨论该活动地块内第四纪以来活动构造带。

1.1 一些重要构造边界带新活动性分析

北北东向太行山前断裂带和近东西向西安-郑州-徐州构造带在华北地区构造演化中曾起过重要作用,是华北地区重要的边界构造带^[1]。但第四纪时期,这两条构造带主体部分未显

示出强烈的活动性.

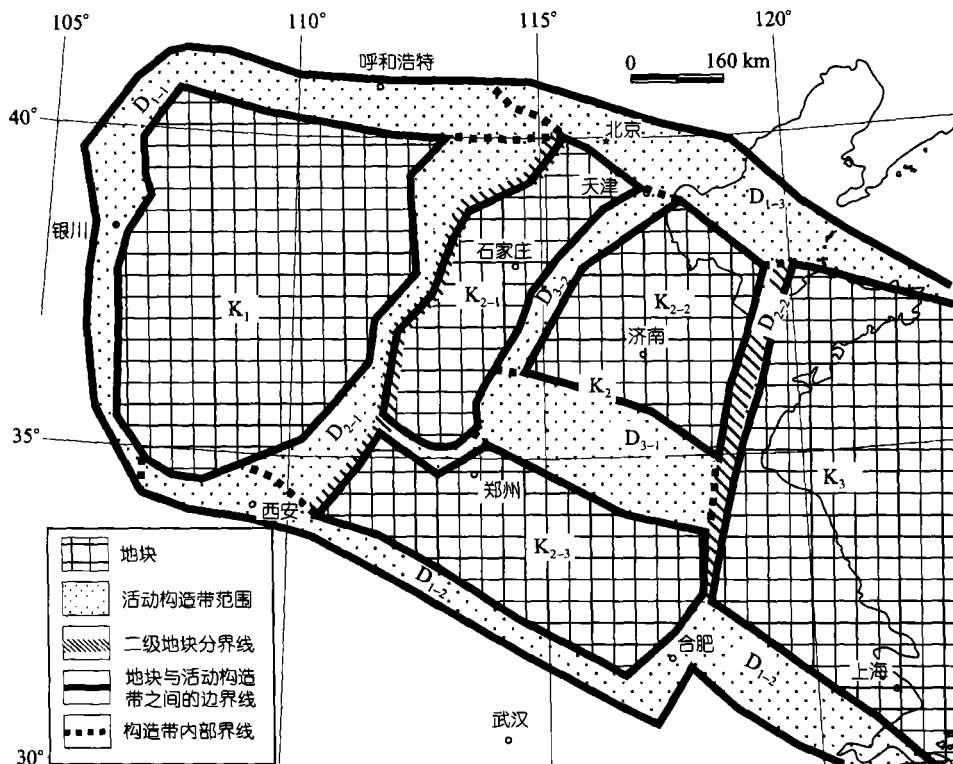


图 2 华北地区活动地块分布图

一级地块: 华北地块; 二级地块: 鄂尔多斯活动地块(K_1)、华北平原活动地块(K_2)和鲁东-黄海活动地块(K_3); 三级地块: 太行山次级活动地块(K_{2-1})、冀鲁次级活动地块(K_{2-2})和豫淮次级活动地块(K_{2-3}). 一级活动地块边界带: 鄂尔多斯西-北缘活动构造带(D_{1-1})、秦岭-大别山活动构造带(D_{1-2})、张家口-北京-蓬莱活动构造带(D_{1-3}); 二级活动地块边界带: 山西断陷盆地带(D_{2-1})、郯庐断裂带(D_{2-2}); 三级活动地块边界带: 安阳-菏泽-临沂活动构造带(D_{3-1})、唐山-河间-磁县活动构造带(D_{3-2})、不同级别的活动地块边界带空间上存在交叉关系, 为了便于分析各级边界带的强震活动特征, 在交叉部位, 按照次级活动地块边界带迁就上一级的原则进行了处理

太行山山前断裂带主要由八宝山、黄庄-高丽营、顺义-良乡、徐水、保定-石家庄、邯郸、汤东、汤西等断裂组成. 八宝山断裂、黄庄-高丽营断裂南段、顺义-良乡断裂南段、徐水断裂、保定-石家庄断裂第四纪以来活动性很弱或基本不活动^[20], 断裂带南北段第四纪以来仍表现出强烈的活动性(图 1). 在深部构造上, 断裂带位于地壳厚度梯级带上(图 3), 但与切穿地壳、甚至整个岩石圈的郯庐断裂带不同, 为发育于上地壳的拆离滑脱断裂^[23]. 太行山山前断裂带与 6 级以上的地震活动没有直接成因关系. 第四纪以来, 它既不是一条贯通的活动构造带, 也不是地震构造带^[20], 因此, 很难作为活动地块的边界.

在大地构造演化过程中, 西安-郑州-徐州一线存在一条重要的边界构造带, 构成华北地区古生代豫淮台褶带与北边的山西台背斜、辽冀台向斜和鲁西台背斜之间的边界. 沿该带的近东西向断裂, 如郑州断裂、宿北断裂, 以及豫淮台褶带中近东西向的肥中断裂、寿县-定远断裂

等, 在中侏罗-早第三纪曾控制该地区的断陷活动^[25-26], 但晚第三纪以来, 近东西向断裂构造的活动性已很微弱, 如合肥盆地不再接受沉积, 进入构造反转阶段。晚第三纪以来, 开封盆地和周口盆地仍表现出一定的断陷活动, 但厚度等值线的长轴呈北西向, 反映出斜切近东西向构造的北西向断裂构造的控制作用。在华北东部盆地新生代构造演化中, 北西向的新乡-商丘断裂构成北边渤海湾盆地和南华北盆地的边界, 而不是近东西向的断裂构造。该构造带两侧的震源破裂面方向也以北西向为主^[27]。因此, 西安-郑州-徐州构造不适宜作为活动地块边界带。

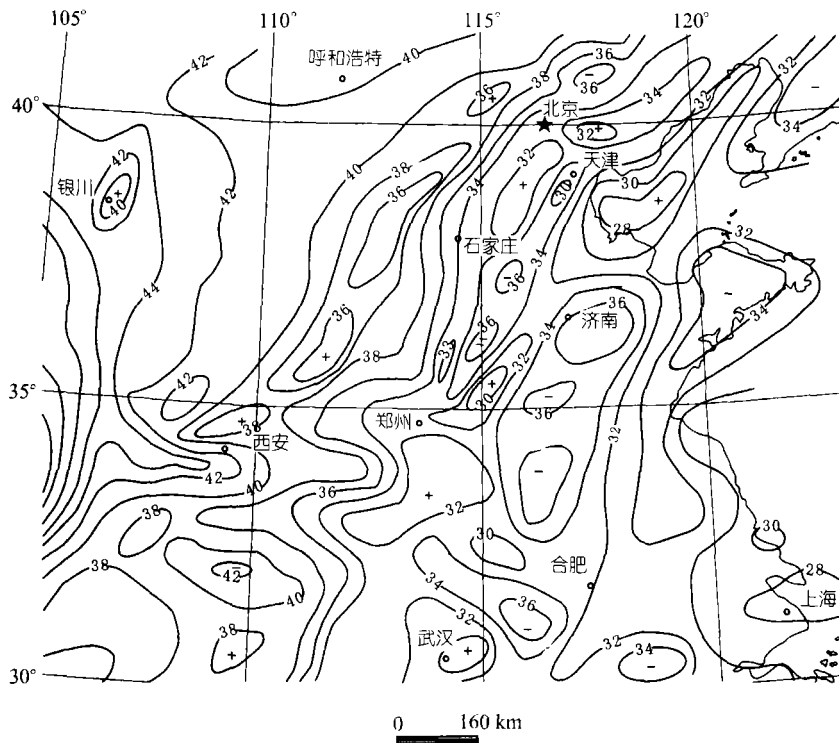


图3 华北地区地壳厚度等值线^[24](单位: km)

图中“+”表示上地幔隆起区, “-”表示上地幔凹陷区

1.2 第四纪以来的重要活动构造带

1.2.1 安阳-菏泽-临沂活动构造带(简称安-临带, D₃₋₁) 包括北西向新乡-商丘断裂在内的安阳-菏泽-临沂一线, 从地貌、活动断裂、强震活动、深部构造等方面都表现出一条活动构造带所具有的特点。该带在地貌上构成豫、鲁、皖、冀的一个重要分水岭(图4)。北侧水系无一例外地流向北、尤其是北东方向, 如卫河、马颊河、徒骇河等一些大型河流。南侧的贾鲁河、涡河、惠济河、大沙河、包河、沱河等, 都统一地流向南东。在该带上, 中间部位出现一个北西西走向的穹状隆起, 又称菏泽高地, 发育环状水系, 主要受构造因素控制^[28]。水系流向以南东东、近东西向为主。虽然分水岭空间上正好是黄河冲积扇中脊部位, 一般地势较高, 常形成水系分水高地, 但北东向水系在安-临带更有变化性, 发育北西西向支流或以北西西流向为主,

显示北西西向构造带的影响. 此外, 安-临带两侧的水系单一流向表明它们与隐伏构造的对应关系, 而在走向的迥然不同反映安-临带应该是一条构造地貌分界带.

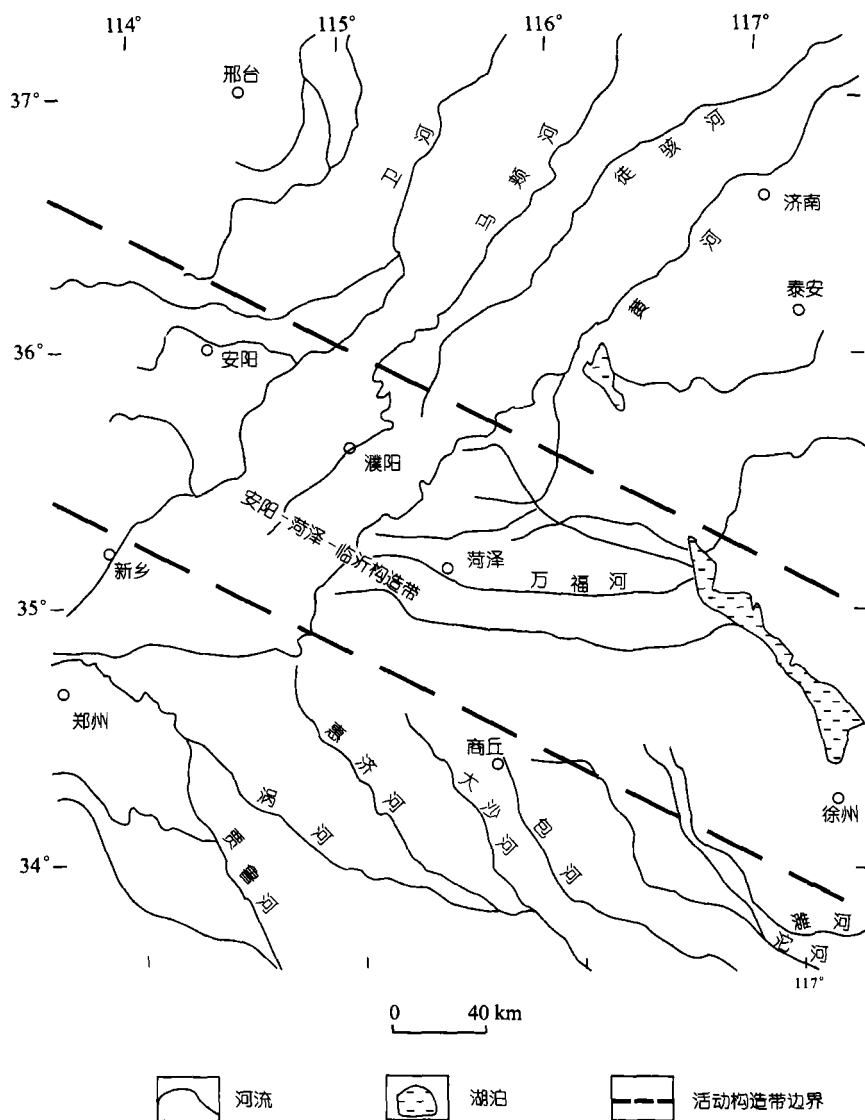


图 4 安阳-菏泽-临沂活动构造带两侧水系分布图

安-临带存在一组晚更新世以来的北西、北西西向活动断裂. 西段有磁县断裂, 中段东明-成武断裂, 东段苍尼断裂. 北西西向磁县断裂长约 50 km, 空间上与磁县-大名断裂有一定的对应关系, 后者早第三纪时构成渤海湾盆地临清坳陷与南边汤阴凹陷、内黄隆起和东濮凹陷之间的边界. 磁县断裂直接错断全新世中晚期地层, 1830 年磁县 7.5 级地震沿该断裂形成长 40 km 的地表破裂带, 力学性质为正左旋走滑^[29]. 东明-成武断裂长 100 km, 1937 年菏泽 7 级地震沿

该断裂形成 60 km 长的地表破裂带, 以左旋走滑运动为主^[30]。苍尼断裂长 120 km, 高倾角, 多处可见晚更新世黏土层或砂砾层被错断。新乡-商丘断裂对第四系厚度的控制作用不很明显, 未见晚更新世以来的直接活动证据, 但考虑到它在华北东部盆地构造演化中的重要作用, 故以它作为安-临带的南边界。

在构造特点上, 安-临带受到近南北向、北北东向横向断裂的切割(图 1、图 5(a)), 这些断裂在第四纪有一定的活动性^[22,31], 使得安-临带出现出网状活动断裂分布特点。这些具有正倾滑运动分量的横向断裂在构造带中西段形成堑-垒式构造组合样式, 但第四系落差不大, 如在聊城-兰考断裂两侧, 根据第四系等厚线分布揭示的垂直落差最大约 100 ~ 150 m, 在浅层地震勘探剖面上, 只有 63 m^[22]。汤阴地堑中的第四系厚度仅为 10 ~ 40 m。曹县、巨野和嘉祥等断裂两侧, 第四系厚度没有明显变化。而在张家口-北京-蓬莱活动构造带上, 丰台-野鸡坨、宁河-昌黎、PLZ-1 等横向断裂的第四系断陷幅度为 400 ~ 500 m(图 5(b)), 与安-临带形成鲜明对比。这反映在安-临带走向上第四纪伸展量不大, 从另一方面也说明左旋走滑运动幅度有限。

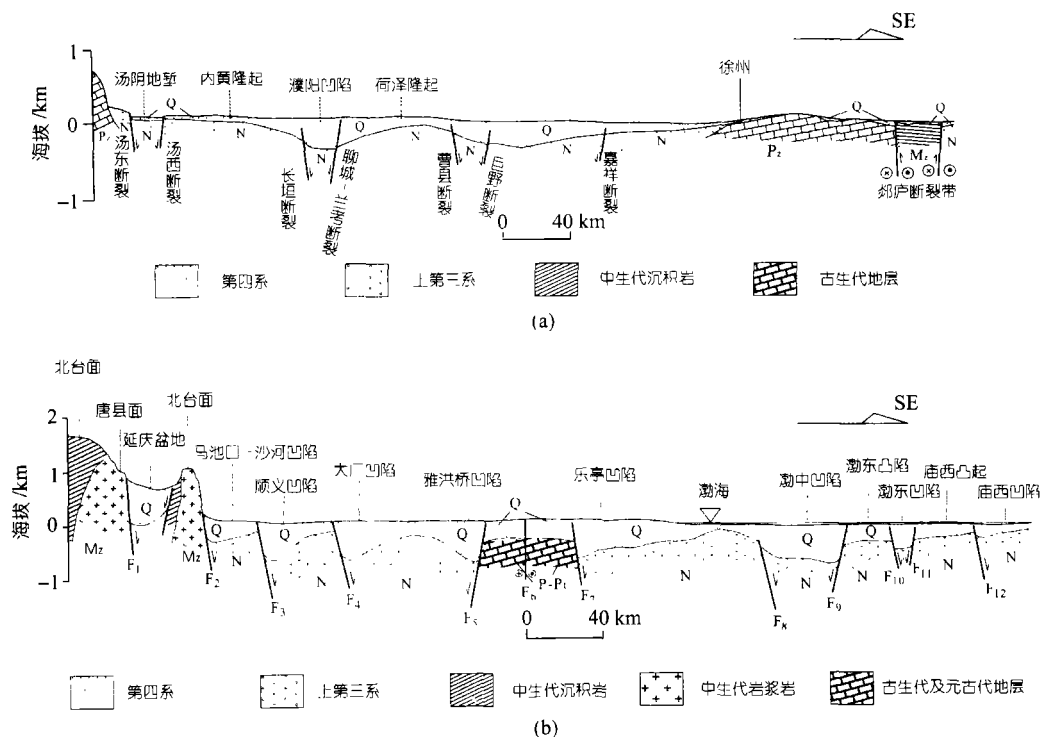


图 5 安阳-徐州(a)和延庆-渤海(b)地质构造剖面图

断裂名称: F_1 示延庆盆地北缘断裂; F_2 示南口山前断裂; F_3 示黄庄-高丽营断裂; F_4 示夏垫断裂; F_5 示丰台-野鸡坨断裂; F_6 示唐山断裂; F_7 示宁河-昌黎断裂; F_8 示渤中凹陷东缘断裂; F_9 示 PLZ-1 断裂; F_{10} 示渤东 1 号断裂; F_{11} 示庙西 1 号断裂; F_{12} 示庙西 3 号断裂

安-临带不但是一条活动构造带, 而且是一条强震活动带。有记载以来, 华北平原活动地块明确受北西或北西西向断裂控制的两次 $M \geq 7$ 级大地震都发生在该构造带, 它们是 1830 年磁县 7.5 级地震和 1937 年菏泽 7 级地震。该带东端发生过 1668 年 8.5 级郯城地震, 该地震是北

西向断裂和北东东断裂共同作用的结果^[32]。安-临带这样一条活动构造带的存在,无疑有利于积累发生大震或特大地震所需要的能量。

在深部构造上,虽然沿着该安-临带没有出现大型地壳厚度梯级带,但地壳厚度形成“两隆两凹”的组合样式,横向分布范围受到安-临带的控制(图 3),它们在空间上的线性排列,大致勾画出安-临带的基本轮廓,显示该带的左旋剪切作用已经影响到地壳底部。由此可见,安-临带应该是一条具有一定规模的活动构造带,能够作为活动地块的边界。

1.2.2 唐山-河间-磁县活动构造带(简称唐-磁带, D_{3-2}) 大量的石油勘探资料表明:渤海湾盆地晚第三纪以来新发育一些北东向活动断裂,它们在唐-磁带上表现出集中分布的特点,与早第三纪一些断陷主断裂一起,形成一条第四纪活动构造带(图 1)。由于该带斜穿了一些早第三纪构造单元,因此又称为新生地震构造带^[14]。

那么,唐-磁带是否可以作为一条具有区域地质构造意义上的活动地块分区边界?该带中北部与沧县隆起重叠,在深县南边,与衡水-邢台隆起接在一起。在新生代构造演化中,大致以沧县隆起为界,可以把渤海湾盆地分为两大构造系统^[16,19]。沧县隆起东面的构造属于渤海拉分构造系统,聊城-兰考断裂、沧东断裂与营口-维坊断裂在其右阶区形成拉分构造,渤海位于这个拉分构造的中间部位。该拉分构造系统在始新世开始发育,渐新世沙河街组沉积期成为渤海湾盆地沉降中心之一,渐新世东营组沉积期则是渤海湾盆地最重要的沉降中心。在沧县隆起西边,冀中、临清拗陷以及太行山东麓断裂属于太行山构造系统,是与太行山隆起相耦合的伸展构造系统。

晚第三纪以来,渤海地区仍然是渤海湾盆地最重要的沉降中心,说明渤海拉分构造系统仍在一定程度上发挥作用(与邓起东讨论结果)。但是,晚第三纪以来,沧东断裂的活动性已明显减弱。从唐-磁带晚第三纪以来大量发育的断裂构造,以及该带上早第三纪断陷主断裂第四纪时期的继续活动,表明唐-磁带有可能成为渤海拉分构造系统中一条重要的边界断裂。1966 ~ 1976 年间的邢台、河间、唐山、渤海和海城等地震震源破裂的力学性质和空间关系符合渤海拉分构造模型^[16]。唐-磁带在空间位置上与沧县隆起的重叠以及早第三纪断陷主断裂的继续活动,说明该带具有一定的继承性;但在走向上与沧县隆起及沧东断裂呈 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}$ 交切,显示出一定的新生性。

总之,唐-磁带不仅是一条新生地震构造带。晚第三纪以来,它已经成为分隔渤海拉分构造系统与西边太行山构造系统的边界带。

2 华北平原活动地块内次级活动地块

华北平原活动地块可以进一步地划分出一些三级地块(图 2),它们是太行山次级活动地块(K_{2-1})、冀鲁次级活动地块(K_{2-2})和豫淮次级活动地块(K_{2-3})。这些三级地块的划分是基于如下一些依据。

2.1 第四纪活动构造带

次级活动地块均受到第四纪以来活动构造带的分割。唐-磁带构成太行山与冀鲁两个次级活动地块的边界,而后者与豫淮次级活动地块之间存在安-临带。地块内部的断裂构造第四纪以来活动性明显减弱,或者孤立活动,无论在规模或活动强度上,无法影响次级活动地块的整体性。例如,太行山次级活动地块内有两条重要的断裂带,除了太行山山前断裂带,另一条为

长治断裂带(又称晋-获断裂), 长治断裂带控制的长治盆地只是一个早更新世活动盆地, 断裂带没有完全错断覆盖在长治盆地上的离石黄土(Q_2), 中更新世以来活动性很弱. 在冀鲁次级活动地块东南侧的鲁西隆起区上发育一些北西向晚更新世活动断裂, 但它们的分布范围都限定在隆起区上, 活动强度也有限; 而贯穿地块的沧东断裂第四纪活动性很弱.

2.2 次级活动地块的整体运动

由于次级活动地块内部没有切穿地块的活动构造带, 因此第四纪以来具有整体性的构造运动特点. 华北地块总体上向东移动^[33], 在此过程中, 各次级活动地块也有明显的相对运动. 如豫淮次级活动地块表现出逆时针的转动特征^[34]. 对于冀鲁次级活动地块, 其南边安-临带与北边张-渤带对应部分的伸展量有显著差异, 这说明它们夹持的地块并非平行向东推移, 存在绕垂直轴的转动. 对于在鄂尔多斯活动地块和冀鲁次级活动地块之间的太行山次级活动地块, 根据雁北断陷盆地区强烈的近南北伸展分量, 一般认为存在明显的逆时针转动^[9].

2.3 新生代构造

不同的次级活动地块新生代构造有明显差异. 太行山次级活动地块的新生代构造基础为太行山构造系统, 发育北北东大型断裂带. 冀鲁次级活动地块主体为渤海拉分构造系统中一些次级构造单元, 存在一系列北北东、北东向断裂构造. 豫淮次级活动地块内部晚第三纪以来仍表现出一定的断陷活动, 断陷主断裂的走向以北西向为主, 其中开封拗陷的上第三系底板埋深达 2800 ~ 3000m, 周口拗陷也在 2000 m 以上. 在冀鲁次级活动地块内晚第三纪以来没有超过 2000 m 的沉积厚度.

2.4 深部构造

太行山次级活动地块位于北北东向地壳厚度梯级带上. 冀鲁次级活动地块的西侧表现为狭长的北北东圈闭构造, 在中东部则为方向不很明显的上地幔下凹区. 在豫淮次级活动地块内, 主要表现为北西向上地幔隆起区和凹陷区的相间排列.

从上述的分析可以看出, 华北平原活动地块可以进一步地分为 3 个三级活动地块. 它们之间以第四纪以来的活动构造带相隔, 地块本身具有整体性运动特点, 新生代构造性状和深部构造存在差别. 但是, 三级活动地块的边界带不论在活动强度和规模上, 都要小于一、二级活动地块边界带. 如冀鲁次级活动地块北边界张-渤带为一级活动地块边界, 东边界郯庐带为二级活动地块边界, 南边界安-临带是三级活动地块边界. 根据安-临带和张-渤带上的受横向断裂控制的第四纪断陷盆地发育特征(图 5), 前者的活动强度和规模远远小于后者. 安-临带在断裂活动强度、规模比郯庐带也要小^[35]. 如郯庐带全新世活动段长 300 km 左右, 一次地震事件的最大水平位错达 7 ~ 9m, 垂直位错 2 ~ 3 m. 由此可见, 尽管三级活动地块的划分原则可以与一、二级活动地块类似, 但在边界活动构造带无论是活动强度和规模都要小于后两种情况.

3 强震活动特点

在华北地区, 目前还很难把 6 级以下中强地震与具体活动构造(带)相联系. 例如, 即使在稳定的鄂尔多斯活动地块内部, 历史上也发生过十余次 5 ~ 5.9 级地震, 但没有 1 次 6 级以上地震. 虽然 6 级以下的中强地震活动空间上有疏密之分, 但随机性也很大. 因此, 这里主要研究 $M \geq 6$ 级的地震活动与活动地块及其边界带的关系.

由于黄海海域活动构造研究程度低,目前华北活动地块东边界还不清楚,因此,暂把华北活动地块的研究范围限定在图2东边框以内.该范围的鲁东-黄海活动地块涵盖了鲁东隆起区、苏北盆地、黄海南部坳陷区大部分以及黄海北部坳陷区的中西部,地震活动上包括了黄海海域所有 $M \geq 6$ 级地震.

有记载以来,华北地区共发生过 109 次 $M \geq 6.0$ 级地震,其中 86 次发生在各级活动地块边界带,占总地震数的 79%; 23 次发生在地块内部,占 21%(表 1). 强震活动密度能更清楚地显示出活动地块与边界带的差别. 边界带上 $M \geq 6$ 级的地震密度为 2.342 次/ 10^4 km^2 ; 活动地块内为 0.268 次/ 10^4 km^2 . 由于地块内部 23 次 $M \geq 6$ 级地震中,有 14 次发生在研究程度低、没有进一步划分三级活动地块的鲁东-黄海活动地块内,若不考虑该活动地块面积和地震,则华北地区活动地块内的强震密度降为 0.105 次/ 10^4 km^2 . 由此可见,边界带上的强震活动密度比地块内部高出 9 ~ 22 倍,平均而言,在 1 个数量级以上.

表 1 华北地区各级活动地块与边界带 $M \geq 6.0$ 级地震统计表

构造位置		M			小计
		$M \geq 8.0$	$M = 7.0 \sim 7.9$	$M = 6.0 \sim 6.9$	
活动地块	鄂尔多斯	0	0	0	23
	太行山	0	0	2	
	冀鲁	0	0	2	
	豫淮	0	0	5	
	鲁东-黄海	0	1	13	
活动地块边界带	一级活动地块	1	3	14	86
	边界带	1	1	6	
	鄂尔多斯西-北缘	1	6	15	
	秦岭-大别山	1	6	10	
	张-渤带	1	1	2	
	二级活动地块边界带	0	1	7	
	山西断陷带	0	2	7	
活动地块边界带	郯庐断裂带	0	2	7	86
	唐-磁带	0	2	7	

从地震震级的分布也能看出活动地块内部与边界带、以及不同级别活动地块边界带之间的差别. 5 次 $M \geq 8$ 级的特大地震都发生在一、二级活动地块的边界带上, 三级活动地块边界带还没有发生过 $M \geq 8$ 级的特大地震. 这也从一个侧面说明三级活动地块边界带的活动强度小于一、二级活动地块边界带. 21 次 7.0 ~ 7.9 级地震中, 20 次都发生在边界带上, 只有 1 次发生在鲁东-黄海活动地块的海域部分, 其他所有活动地块内部只发生过 6.0 ~ 6.9 级地震.

上述地块内部与边界带地震活动强度的差异不是偶然的, 反映了板内强震活动特点. 即: 大陆内部的现代构造特征可以用活动地块及其第四纪活动构造带来描述, 地块内部相对稳定, 具有整体性, 地震活动强度低; 各种构造变形和应力、应变调整主要通过边界带来完成, 从而在边界带表现出强烈的地震活动性, 与美国加州、日本、新西兰等地区线性分布的板缘地震构成鲜明对比^[17, 36].

4 小结

在活动地块理论指导下, 通过对华北地区一系列新资料、新成果的分析 and 研究, 结合前人

丰富的研究成果, 获得了一些新认识. 具体地可以归纳为如下几个方面.

(1) 提出安阳-菏泽-临沂活动构造带, 并从地貌、活动断裂、强震活动和深部构造等方面进行了论述.

(2) 唐山-河间-磁县活动构造带不仅是一条新生地震构造带, 而且是渤海拉分构造系统和太行山构造系统的最新边界带, 可以作为一条区域性的活动地块边界.

(3) 提供了华北平原活动地块中三级活动地块的划分结果, 它们是太行山、冀鲁和豫淮等 3 个次级活动地块. 三级活动地块边界带无论在活动强度、规模以及地震活动水平都要小于一、二级活动地块边界.

(4) 华北地区 $M \geq 6$ 级的地震活动主要集中在活动地块边界带上. 平均而言, 边界带上强震活动密度比活动地块内部高出一个数量级以上. $M \geq 7$ 级的大震基本上都发生在边界带上. 这是对板内活动地块假说非常有力的佐证.

致谢 感谢《大陆强震机理与预测》专家组马瑾院士、张国民和张培震研究员, 他们对活动地块概念的指导性意见, 为作者正确地把握和理解活动地块理论提供了很大帮助.

参 考 文 献

- 1 丁国瑜, 主编. 中国岩石圈动力学概论. 北京: 地震出版社, 1991. 600
- 2 邓起东, 王克鲁, 汪一鹏, 等. 山西隆起区断陷地震带地质条件及地震发展趋势概述. 地质科学, 1973, (1): 37 ~ 47
- 3 Wesnousky S G, Jones L M, Scholz C H, et al. Historical seismicity and rates of crustal deformation along the margins of the Ordos block, north China. Bull Seism Soc Am, 1984, 74(5): 1767 ~ 1783
- 4 国家地震局鄂尔多斯周缘活动断裂系课题组. 鄂尔多斯周缘活动断裂系. 北京: 地震出版社, 1988. 335
- 5 Zhang P Z, Burchfiel B C, Molnar P, et al. Amount and style of late Cenozoic deformation in the Liupan Shan area Ningxia autonomous region, China. Tectonics, 1991, 10(6): 1111 ~ 1129
- 6 徐锡伟, 邓起东, 韩竹军. 霍山山前断裂晚第四纪活动和古地震研究. 见: 马宗晋, 主编. 山西临汾地震研究与系统减灾. 北京: 地震出版社, 1993. 136 ~ 147
- 7 Xu X W, Ma X Y, Deng Q D. Neotectonic activity along the Shanxi rift system, China. Tectonophysics, 1993, 219: 305 ~ 325
- 8 Deng Q D, Liao Y H. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, North Central China. J Geophys Res, 1996, 101(B3): 5873 ~ 5894
- 9 Zhang Y Q, Mercier J L, Vergely P. Extension in the graben system around the Ordos (China), and its contribution to the extrusion tectonics of south China with respect to Gobi-Mongolia. Tectonophysics, 1998, 285: 41 ~ 75
- 10 Ma X Y, Wu D N. Cenozoic extensional tectonics. Tectonophysics, 1987, 133: 243 ~ 255
- 11 Ye H, Shedlock K M, Hellinger S J, et al. The North China basin: an example of a Cenozoic rifted intraplate basin. Tectonics, 1985, 4(2): 153 ~ 169
- 12 徐 杰, 洪汉净, 赵国泽. 华北平原新生代裂谷盆地的演化及运动学特征. 现代地壳运动研究, 1986, (1): 26 ~ 40
- 13 徐 杰, 刘国栋, 韩竹军, 等. 关于我国东部大陆北西向华北-东海新生代裂陷盆地系的争议. 见: 刘若新, 主编. 现代地球动力学研究及应用. 北京: 地震出版社, 1994. 287 ~ 293
- 14 Xu Jie, Han Zhujun, Wang Chunhua, et al. Preliminary study on two newly-generated seismotectonic zones in north and southwest China. Earthquake Research in China, 1996, 10(4): 393 ~ 401
- 15 丁国瑜, 卢演俦. 华北地块新构造变形基本特征的讨论. 华北地震科学, 1983, 1(2): 1 ~ 9
- 16 Chen W P, Nabelek J. Seismological strike-slip faulting and the development of North China basin. Tectonics, 1988, 7(5): 975 ~ 989
- 17 张培震. 中国大陆岩石圈最新构造变动与地震灾害. 第四纪研究, 1999, 19(5): 404 ~ 413

- 18 徐 杰, 宋长青, 高战武, 等. 华北地区新生地震构造带和区域地震构造格局的初步研究. 见: 马宗晋, 杨主恩, 吴正文, 主编. 构造地质学-岩石圈动力学研究进展. 北京: 地震出版社, 1999. 252 ~ 257
- 19 邓起东, 闵 伟, 晁洪太, 等. 渤海地区新生代构造与地震活动. 见: 卢演传, 高维明, 陈国星, 等. 新构造与环境. 北京: 地震出版社, 2001. 218 ~ 233
- 20 徐 杰, 高战武, 宋长青, 等. 太行山山前断裂带的构造特征. 地震地质, 2000, 22(2): 111 ~ 122
- 21 高战武, 徐 杰, 宋长青, 等. 华北沧东断裂的构造特征. 地震地质, 2000, 22(4): 395 ~ 404
- 22 向宏发, 王学潮, 郝书俭, 等. 聊城-兰考隐伏断裂的第四纪活动性——中国东部平原区一条重要的隐伏活动断裂. 中国地震, 2000, 16(4): 307 ~ 315
- 23 王春镛, 张先康, 吴庆举, 等. 华北盆地滑脱构造的地震证据. 地球物理学报, 1994, 37(5): 613 ~ 619
- 24 Liu G D. The Cenozoic rift system of the North China plain and the deep internal process. Tectonophysics, 1987, 133: 277 ~ 285
- 25 王清晨, 从柏林, 马 力. 大别山造山带与合肥盆地的构造耦合. 科学通报, 1997, 42(6): 575 ~ 580
- 26 杨坤光, 马昌前, 许长海, 等. 北淮阳构造带与大别造山带的差异性隆升. 中国科学, D 辑, 1999, 29(2): 97 ~ 103
- 27 林邦慧, 魏富胜, 刘万琴, 等. 溧阳-介休-五原北西向地震带强震的破裂特征. 地震学报, 1982, 4(2): 116 ~ 126
- 28 朱海之. 穹状隆起与菏泽地震. 地震地质, 1985, 7(1): 1 ~ 13
- 29 江娃利, 张英礼. 华北平原周边北西向强震地表地震断层及全新世断裂活动特征. 中国地震, 1997, 13(3): 263 ~ 270
- 30 赵宪超. 1973 年菏泽 7.0 级地震的地裂缝特征. 地壳形变与地震, 1991, 11(1): 93 ~ 96
- 31 韩慕康, 赵景珍. 河南汤阴地堑的地震地质特征与地震危险性. 地震地质, 1980, 2(4): 47 ~ 58
- 32 高维明, 郑朗荪, 李家灵, 等. 1668 年郯城 8.5 级地震的发展构造. 中国地震, 1988, 4(3): 9 ~ 15
- 33 马宗晋, 陈鑫连, 叶叔华, 等. 中国大陆现今地壳运动的 GPS 研究. 科学通报, 2001, 46(13): 1118 ~ 1120
- 34 Zhang Y Q, Vergely P, Mercier J L, et al. Active faulting in and along the Qinling Range (China) inferred from SPOT imagery analysis and extrusion tectonics of south China. Tectonophysics, 1995, 243: 69 ~ 95
- 35 朱 光, 宋传中, 王道轩, 等. 郯庐断裂带走滑时代的 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代学研究及其构造意义. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 250 ~ 256
- 36 马 瑾. 从断层中心论向块体中心论转变——论活动块体在地震活动中的作用. 地学前缘, 1999, 6(4): 363 ~ 370