中 国 科 学

1987 年 2 月　　B 辑　　第 2 期

中国东北部晚中生代裂陷作用和东北亚断陷盆地系

李思田　杨士恭　吴冲龙　黄家福　程守田　夏文臣　赵根榕

（武汉地质学院煤田教研室）

摘　　要

本文论证了分布于中国东北部、苏联外贝加尔地区和蒙古人民共和国东部的晚侏罗世至早白垩世断陷盆地属于同一个盆地系，这一盆地系可分四个带．盆地的形成和分布受控于先存断裂网络、裂陷作用期的构造应力场和深部因素．板块相互作用引起的中国大陆内部应力场的巨大变化可能是深部过程的触发因素．

从晚侏罗世晚期开始，中国东北部进入了以裂陷作用为主导的构造运动时期，其应力场状况与早中生代相比较发生了根本变化．根据构造演化特征此期裂陷作用可区分为两个阶段．裂陷作用的第一阶段以强烈的火山喷发活动为特色，火山岩系以 NE 和 NNE 向的大型断裂体系为通道，形成了以大兴安岭西坡为中心的中国东部最大的火山岩带．这一时期的火山岩系以兴安岭群为代表，厚度一般 1000—4000 余米，代表性的火山岩旋回为玄武岩-安山岩-粗面安山岩-石英粗安岩-流纹岩组合，碱性橄榄玄武岩的存在表明作为岩浆活动通道的断裂已深切到上地幔[1,2]．这一时期的裂陷作用形成了一系列由断层控制的火山岩盆地，在火山喷发的间歇期盆地中也可以形成数百米至上千米厚的以湖相为主的沉积．火山岩系底部的同位素年龄值为 144Ma 左右，近顶部为 127Ma 左右[1)]．大规模的火山喷发活动之后，另一个重要地质事件发生——大量的以碎屑充填为主的断陷盆地形成，从而进入了晚中生代裂陷作用的第二阶段．这一时期形成的断陷盆地绝大多数（>95%）都发育于火山岩基底上，这表明在第二阶段中来自深部的岩浆贯入地壳并使之预热和脆化，这一过程可能为大量断陷盆地的形成创造了有利条件．充填盆地的内陆含煤碎屑岩系以内蒙的巴彦花群和扎赉诺尔群，辽西的阜新群（沙海组和海州组）为代表，厚度通常为 1500—4000m，含早白垩世动植物化石组合[3]．早白垩世以后裂陷作用在部分地区仍在持续，但在中国东部的大部分地区则已减弱．

一、东北亚晚中生代断陷盆地系

由于这个盆地系所包括的断陷盆地面积都较小，因此在研究裂陷作用的角度上长期以来

本文 1985 年 8 月 3 日收到，1986 年 3 月15日收到修改稿．

1) 据王东方，未刊资料．

并未得到足够注意. 近十余年来一系列可以建设大型煤炭基地的重要煤田(如霍林河、伊敏、胜利)的发现,和在几个盆地中发现工业油藏或气藏,均表明这些盆地在提供能源资源上的巨大潜力,促使我们去作进一步探讨.

迄今为止在中国东北三省和内蒙古自治区已发现晚中生代断陷盆地近百个,其中大部分被较新沉积物所掩盖,是在石油、煤田普查中圈定的. 盆地的延伸方向通常为 NE 和 NNE 向,少数则为 EW 向. 盆地的分布有明显的分带性,每个带中又可以分出几个盆地群[4]. 单盆面积大多在 3000km² 以内,仅个别几个复式断陷盆地具有更大的规模. 在我国发现的断陷盆地近半数以上分布在大兴安岭以西地区,其中,有的盆地中的巨厚煤层厚达 200 余米,埋藏量达百亿吨级的煤盆地已发现多个.

晚中生代断陷煤盆地在蒙古人民共和国东部也有 30 余个. 构成盆地基底的火山岩系称乔巴山群,充填断陷盆地的含煤碎屑岩系为宗巴音群,这两套岩系在岩性和化石组合上分别与兴安岭群和巴彦花群相当,盆地的构造样式与我国大兴安岭以西的盆地十分相似[5,6].

更向西在苏联外贝加尔地区分布着数十个 NE 至 NNE 向的狭长形盆地,这些盆地中充填的含煤碎屑岩系从 700—2500 余米,其下为侏罗纪火山岩系,盆地的形成主要与 NE 向纵向断裂密切相关[7,8],许多盆地含有厚 20—50m 的煤层.

综上所述,中国东北部、蒙古人民共和国东部以及苏联外贝加尔地区晚侏罗世—早白垩世断陷盆地总数近 200 个,盆地形成和结束充填的时间虽略有区别,但大多数限于晚侏罗世晚期至早白垩世. 盆地的构造样式、沉积充填、含煤和含油气性以及与火山岩系的共生关系等方面都十分相似,因而应隶属于同一盆地系,作者建议称为东北亚晚中生代断陷盆地系. 图 1 表现了盆地系分布的概貌,其展布面积(在北纬 40° 以北范围内)约达 $200\times10^4km^2$. 更南则进入半干旱气候带,仅有稀疏分布的红盆地[9].

晚中生代断陷盆地系有清楚的分带性,大致可区分出四个带:

第一带: 外贝加尔带,以狭长的小型断陷盆地为主,盆地的分布稀疏. 成盆前的火山喷发活动在整个盆地系中相对较弱.

第二带: 大兴安岭以西带,此带东界为大兴安岭、西界到蒙古人民共和国乔巴山市以西的 NE 向延伸的鄂伦山一带. 此带在晚中生代裂陷作用的第一阶段中,火山喷发活动最为强烈,大兴安岭西坡兴安岭群火山岩的厚度可超过 4000m,向东和向西都减薄. 盆地数目多,分布密集,并有多个大型的复式断陷,如额和宝力格、东戈壁和乔巴山等盆地. 本区煤藏量十分丰富,迄今为止发现工业油流的盆地也全在此带.

第三带: 松辽带,此带位于大兴安岭以东,其宽度相当现今松辽平原的宽度. 本带出露较好的部分在辽宁省和内蒙昭乌达盟地区,如阜新、元宝山、平庄和铁法盆地. 向北延伸被松辽盆地晚中生代末期的沉积和新生代沉积所掩盖,在松辽大型坳陷之下用物探手段已经圈出 20 余个隐伏的断陷盆地. 由于埋藏深度大,加剧了有机物质的热转变,在有的断陷盆地中已发现了工业气藏.

第四带: 辽吉东部带,此带的盆地主要分布于辽宁、吉林两省东部和黑龙江省部分地区. 区域内古生界和前古生界广泛出露,仅有少数小型断陷盆地稀疏分布. 位于黑龙江东部的鸡西、双鸭山和勃利等煤田聚煤时期属于同一个大型坳陷,即三江-穆棱坳陷,其构造性质为一分布在克拉通边缘的近海坳陷盆地,因而不划入东北亚断陷盆地系.

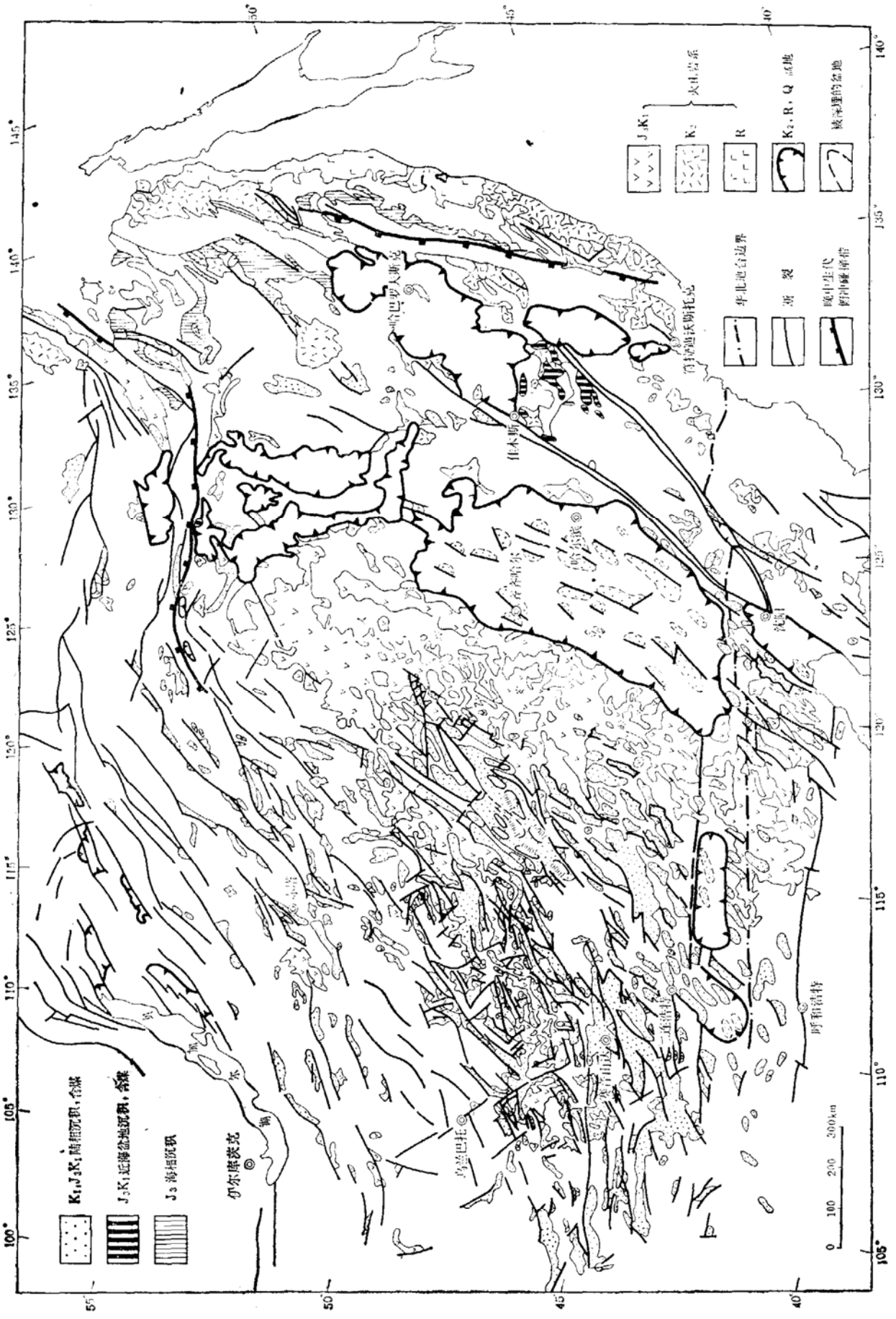

图 1　东北亚晚中生代盆地分布略图

二、盆地的构造样式和构造格架

1. 盆地的构造样式

在研究区内已发现三种构造样式，即半地堑、地堑和由一系列亚盆地组成的复式断陷(图2). 半地堑的数目最多，如赛汉塔拉、霍林河、白彦花和额仁淖尔盆地；地堑式盆地相对较少，如阜新和乌套海盆地. 有几个大型盆地是由一系列地堑、半地堑组合而成的，如中国的额和宝力格和乌尼特-巴音和硕盆地，蒙古人民共和国的东戈壁盆地. 所有的断陷盆地平面上均为狭长形，宽度一般 10—30km，长度一般 50—200km，盆地火山岩基底的埋藏深度一般为 2000—4000m，最深可达 6000 余米. 复式盆地如额和宝力格盆地的宽度可达 50km，长度可达 300 km，按照 Mohr 的概念，这样的盆地也可以称为裂谷[10].

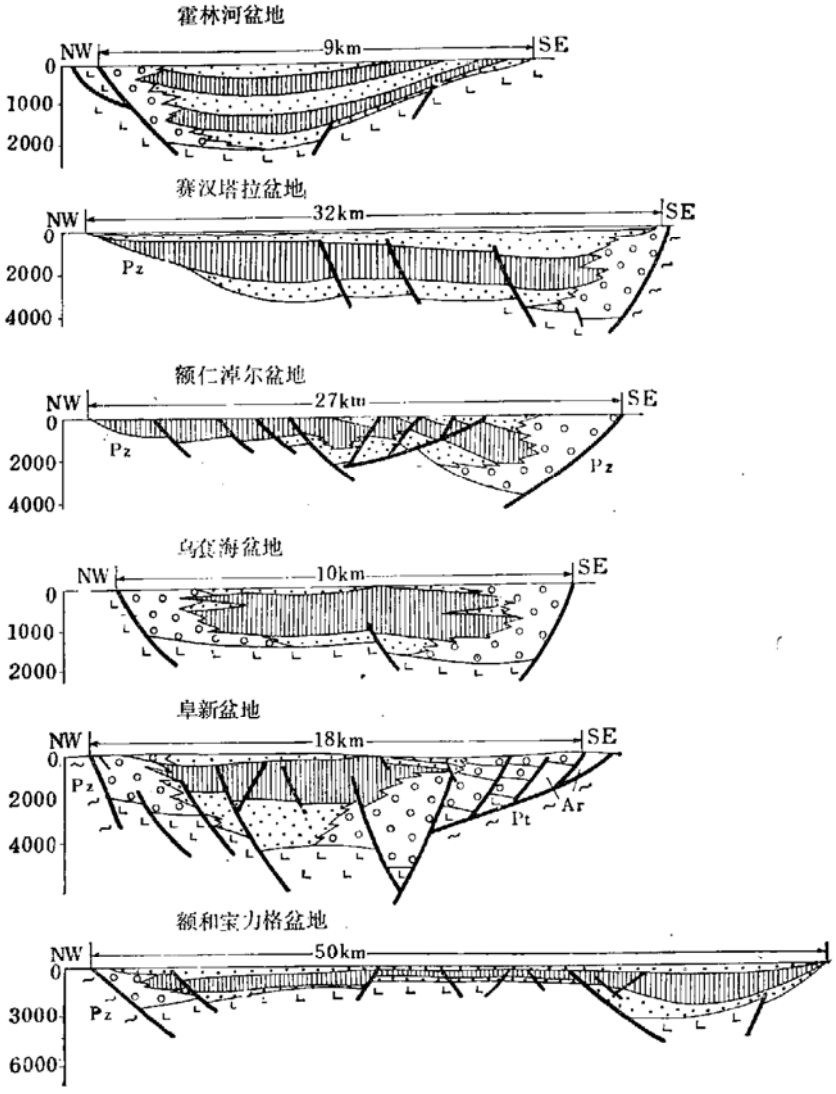

图 2 代表性盆地的构造样式

盆地的几何形态和延长方向决定于盆地的构造格架. 旁侧的盆缘断裂通常是对盆地形成演化起主要控制作用的断裂，但在少数盆地中规模最大的走向控制性断裂存在于盆地内部. 端部的盆缘断裂规模相对较小，对盆地的延展起限制作用，通常是被动边界.

地震勘探和钻探资料表明盆缘断裂皆倾向于盆地内部，并常具有浅部陡、深部缓的"犁状"

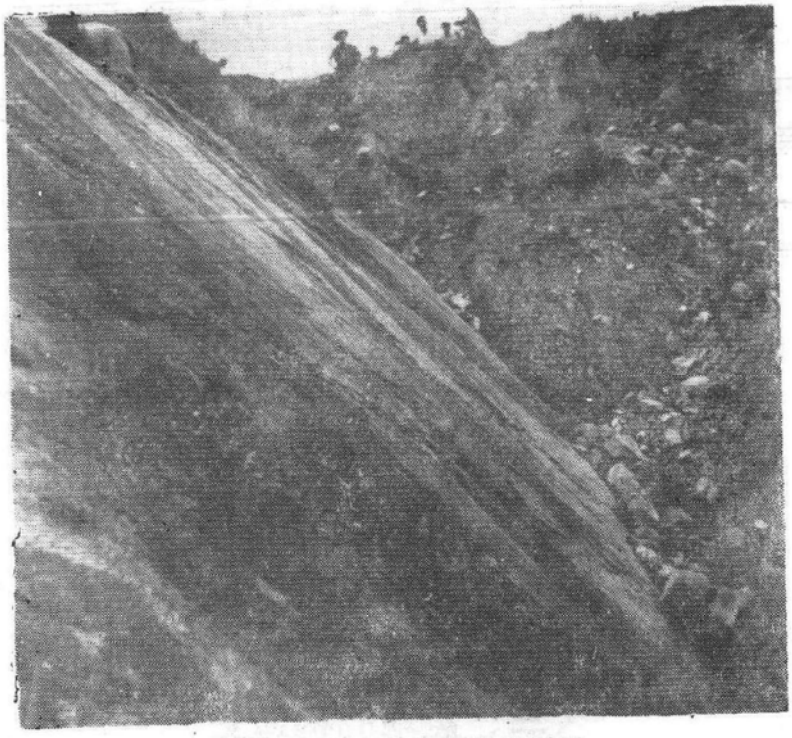

图 3　阜新盆地东侧盆缘断裂

（上升盘为元古界变质岩，下降盘为孙家湾组（K_2）紫红色砾岩）

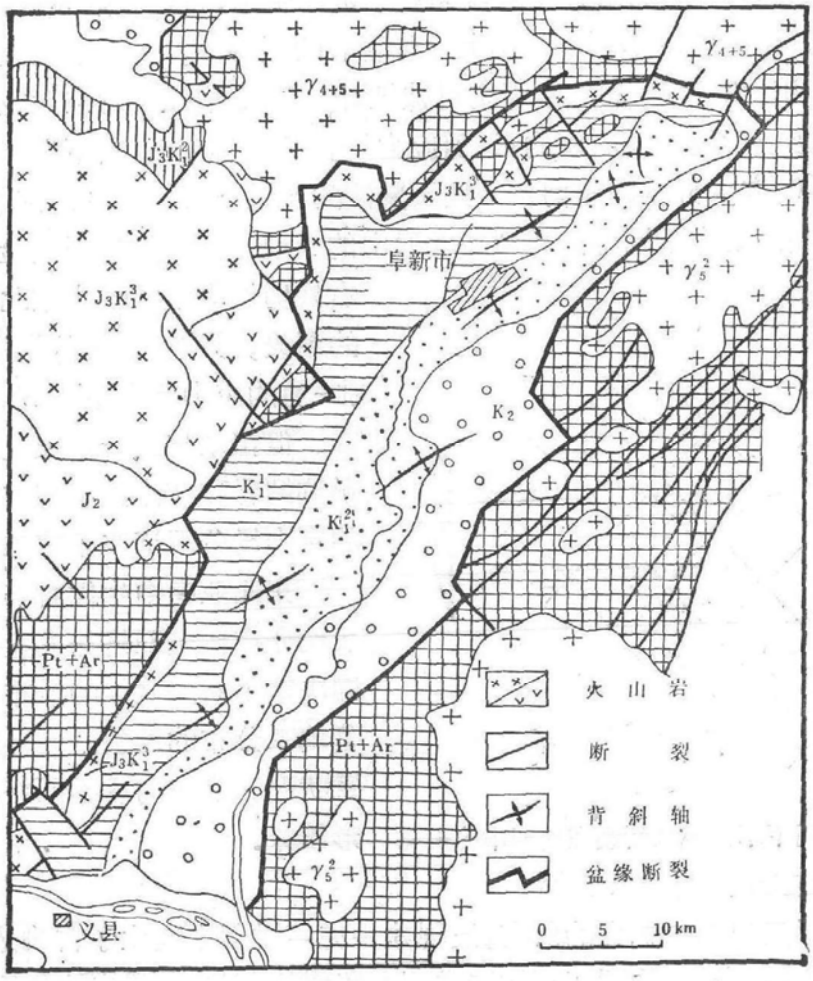

图 4　阜新盆地地质略图

形态(图 2, 3). 盆缘断裂内侧巨厚的冲积扇沉积物(通常厚度 >1000m) 表明这些断裂是同沉积的. 上述事实明显地表明盆地的拉张成因.

2. 对盆地起控制作用的断裂系追踪基底上的先存断裂网络而形成

详细的野外观察和室内构造岩石学研究表明, 控制性盆缘断裂受控于基底的先存断裂网络(包括深部的韧性剪切带), 它们在形成时追踪和利用了这些先存的脆弱带. 阜新盆地由于其良好的露头是阐明此问题的最理想地区(图 4). 从地质图和卫星照片清楚可见盆缘断裂呈锯齿状,其总方向为 NNE, 但每个段落则分别为 NE, NW 和 NNE 等. 盆缘断裂处破碎带最宽可达 1200m, 构造岩种类很多,其中包括了在深部高的温度和压力条件下,所形成的流动线理与断裂带平行的糜棱岩和超糜棱岩. 而断裂带内侧的白垩纪地层变形微弱, 其中构造岩类型仅有形成于浅部的断层角砾、断层泥等. 这表明晚中生代形成的断裂利用了先存的古断裂网络, 糜棱岩和超糜棱岩都是古断裂带的深层次产物. 上述情况在中国东北部的断陷盆地中有普遍性,这表明先存断裂网络对盆地的形成和分布起了控制作用.

三、盆地的构造史

1. 盆地形成于张-剪切体制

盆地系中绝大多数盆地的方向为 NE 或 NNE 向,少量 EW 向, NW 向者极罕见, 这表明先存断裂网络中 NW 向的部分在成盆期处于紧闭状态,野外观察亦见到一系列 NW 向压剪性的形变现象. 这种情况不同于国际上一些著名的裂谷系, 如东非的裂谷, 在引张的条件下,在那些地区 NE 和 NW 向的断裂全可被拉开而形成断陷. 对东北亚断陷盆地系分布格局的合理解释是形成于区域性右旋的张-剪应力场,在这种构造体制下先存断裂网络中 NE 向成分被拉开, NW 向成分则因压剪切而处于紧闭的状态[4,11]. 图 5 示意了右旋张-剪切的应力作用下先存断裂网络中不同方向断裂在变形中的表现. 泥饼的模拟实验证明纯张或单纯的右旋剪切均不能形成东北亚断陷盆地系分布的图象, 只有张-剪的作用结果才与之符合. 张-剪的应力状态下 EW 向断裂开始亦张开, 但扭动超过一定限度即封闭. 根据构造形迹解释和有限元模拟方法对阜新盆地进行的应力场分析证实了前述论断[12].

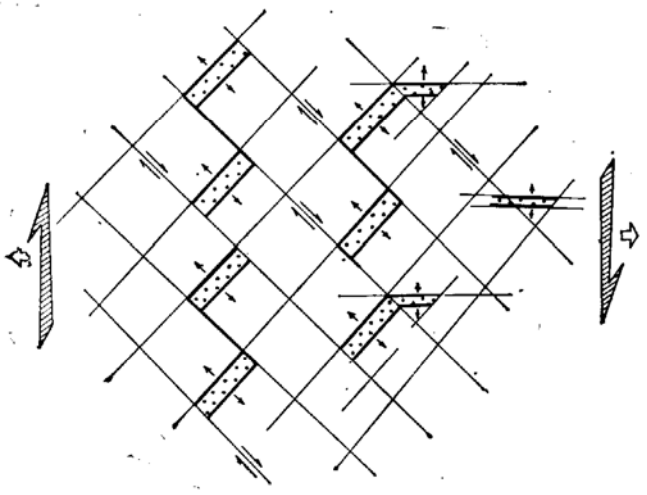

图 5 右旋张-剪作用下不同方向断裂在变形中的表现

东北亚晚中生代断陷盆地的形成特点, 表明先存断裂网络与成盆期的构造应力场共同决定了断陷盆地的展布方向、位置和整个盆地系分布的图象. 同样的先存断裂体系配置状况, 而应力场不同将产生完全不同的变形结果.

2. 盆地充填过程中的应力场转化

对典型盆地形变史和沉积史的研究,发现盆地充填过程中发生了古构造应力场的转化.阜新盆地早白垩世的不同时期的同沉积构造类型和配置的变化,是得出这一论断的重要证据(图 6). 早白垩世早期沙海组中的同沉积构造形变的主要形式是 NE, NNE 向的断裂,以及由它

们分隔的断槽、断隆和断阶，这种情况在东梁和艾友矿区通过钻探和地震勘探已经做了比较准确的控制(图 6(a))．图 7 为该区域的一个实例．这些断裂向上通常不穿过沙海组的顶界面，这种情况在二连地区许多盆地的地震剖面上亦有清楚的显示．

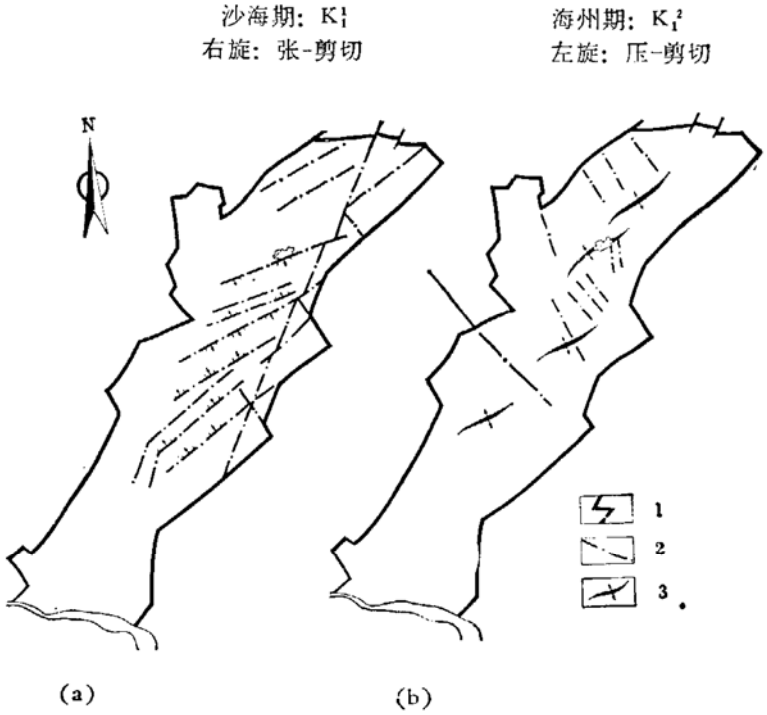

图 6　阜新盆地早白垩世沙海期
((a) 和海州期，(b) 的同沉积构造配置．
1——盆缘断裂，2——同沉积断裂，3——同沉积背斜或隆起)

早白垩世盆地充填的晚期海州组中发育的同沉积构造类型和配置有了明显变化(图 6(b))．前期的 NE，NNE 向同沉积断裂没有明显活动，而代之以 NW 向和 NNW 向的同沉积断裂，以及 NE 向的短轴状十分低缓的雁行排列的同沉积背斜或隆起．东梁背斜可以作为一个典型代表，横过这个背斜所做的沉积断面显示的顶薄特征和岩相分异表明了其同沉积性质(图 8)．

海州组沉积后左旋压-剪的应力作用加强，盆地中形成雁行排列的褶皱(图 4)，部分地区还发生走向 NE 的逆断层和逆掩断层．海州组和孙家湾组红层之间为一清楚的角度不整合．

盆地的沉积充填序列与构造应力场的转变完全吻合[4,11]．在早白垩世早中期张-剪构造体制下盆地基底持续下沉，形成了一个总体向上变细的层序；早白垩世后期转化为压-剪构造体制，区域整体抬升，盆地中皆出现碎屑供应增多、湖泊淤浅的趋势．构造体制的转化期在二连地区有些盆地的地震时间剖面上见到了角度不整合(主要在盆地边缘)，在盆地中心两期沉积的接触关系一般是过渡的．

应力场转化为压-剪的结果首先使盆地中的湖盆淤浅，最后则导致盆地充填的结束．前述应力场转化在整个中国东北部有同步性或渐步性，表现出与某些重大的区域地质事件有关．

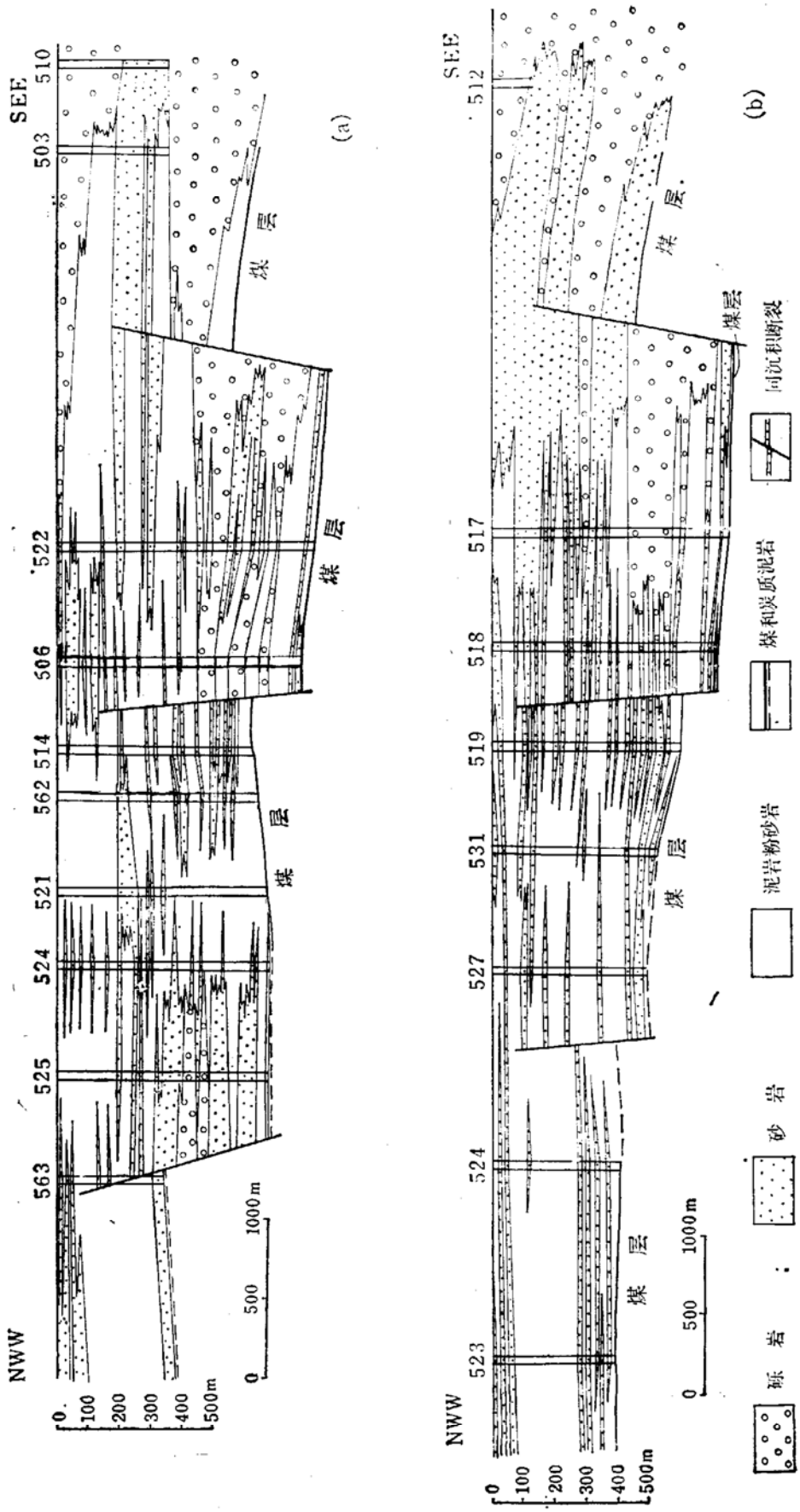

图 7 阜新盆地东梁区沙海组第四段中的同沉积断裂(断裂走向 NNE)

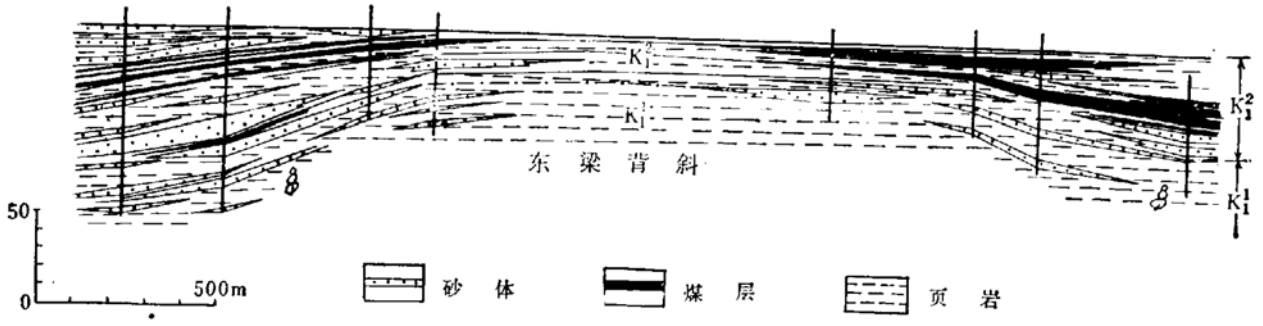

图 8　阜新盆地东梁背斜横向沉积断面图

四、对形成东北亚晚中生代断陷盆地系的大地构造背景的讨论与推断

1. 关于断陷盆地系成因的探讨

东北亚晚中生代断陷盆地系展布范围向西达到贝加尔湖附近，也就是说距中生代的古大陆边界(锡霍特-阿林与中国的那丹哈达岭西缘)有 1700km 之多．裂陷作用第一阶段火山岩的岩石化学研究表明为碱性火山岩序列，碱性橄榄玄武岩在这一序列的底部相当发育．这都表明此盆地系形成于陆内裂陷作用．

影响范围十分广阔的晚中生代裂陷作用的产生可能主要导源于地球深部因素[13-15]．如前所述晚中生代本区首先发生大面积隆起，随后开始裂陷作用第一阶段，以强烈的遍及广大面积的火山活动为特点，表明发生过地幔隆起以及伴随的热事件．岩石化学资料也进一步提供了佐证[2]．Eaton 提出地壳深部岩墙群的形成可作为地壳水平方向伸展的驱动力，这对解释本区裂陷作用第一阶段的机制有现实意义[13]．裂陷作用第二阶段火山活动明显减弱，在盆地充填的碎屑岩系中虽不乏火山灰夹层，但火山熔岩很少见．这一阶段形成了数以百计的地堑、半地堑盆地，表明地壳减薄和伸展过程仍在继续．根据盆地的构造特征和展布方向，可以看出地壳伸展的主要方向是 NW—SE 向，选择一些代表性半地堑或地堑式盆地计算的伸展量为 1.5—5km．大型复式断陷的伸展量有的可达 7—9km．横跨整个盆地系估算的伸展量为 80—100km 左右．对于这一阶段地壳伸展的驱动力目前还只有作某种推断．根据这一阶段火山活动的明显减弱推断，地幔物质的上升和伴随发生的热隆起较第一阶段虽有一定程度衰减，但区域性异常热流仍然存在．根据本区几个盆地镜煤反射率 R_m^0 在垂向上的梯度值(每深 100m，R_m^0 增 0.03% 左右，千余米深度内为线性关系)，按照统计分析所得的经验公式推算出的古地热增温率为 5.5—6℃/100m．鉴于古地温值仍处于相当高的状态，而前期岩浆活动的通道大量被堵塞之后，热能不能以大规模火山喷发的形式释放，因此 Mohr[10] 所强调的发生于深部的区域性扩容 (dilatation) 在本区裂陷作用的第二阶段可能是地壳水平伸展的重要驱动因素．此阶段区域性右旋张-剪应力场的强化是促成深部扩容沿水平方向、特别是沿 NW—SE 方向进行的重要条件，没有右旋张-剪应力场的联合作用，深部物质的扩容则更可能以垂向为主，因为克服上覆岩层的荷重比克服侧向的围压较为容易．

除上述因素外，断陷盆地分布与前期岩浆活动的关系提供了盆地成因的又一线索．根据

兴安岭群火山岩系厚度变化趋势的分析，可以看到与随后形成的早白垩世断陷盆地的相互关系. 在裂陷作用第一阶段火山活动强烈的地区(火山岩系厚度最大的地带在大兴安岭轴线稍靠西的地区),后来形成的断陷盆地数目多、分布密集,盆地基底较深,面积通常也较大;反之则形成的盆地数目少,分布稀疏，面积也较小. 第一种情况如第 II 和第 III 带; 第二种情况如第 I 带和第 IV 带. 这一事实暗示了岩浆囊的塌陷可能对盆地的形成也有重要作用.

2. 板块相互作用对盆地形成演化的可能影响

许多研究亚洲东部的地质工作者，长期以来根据一些实际资料认为中生代欧亚板块相对于太平洋板块向南运动,从而在大陆边缘产生左旋压剪的应力场,并造成一系列与大陆边缘斜交的 NE 方向的褶皱. 这样一种结论与三叠纪—中侏罗世的地质构造演化相符合，但是不能解释晚中生代裂陷作用时期 (J_3—K_1) 的大量事实，那些事实只能用相反的应力场,即右旋张-剪才能够得到合理的解释.

与东北亚晚中生代的构造应力场相近似的情况也见于中国东部其它许多地区，如山东省和福建省，在那些地区晚侏罗世和早白垩世的古构造应力场显示了与中国东北部的相似性和大致的同步性.

区域应力场的巨大变化,扭动方向的反转,必然导致原有构造的力学性质和活动方式的改变. 原来在左旋压剪应力场中处于紧闭状态的 NE, NNE 向断裂,在右旋张-剪应力场中发生力学性质改变,即由受挤压变为受拉张. 其中那些深位断裂一旦由紧闭转变为拉张状态时必然会导致围压的降低,从而改变深部的物理化学条件,引起相转换，进而发生地幔隆起和大规模的热事件. 因此地球深部过程的突然改变很可能是因构造应力场的转化而被触发.

导致晚中生代应力场的剧变和大区域构造变格的原因，必然是规模和量级都十分巨大的地质事件. 中生代中国大陆主体部分和苏联外贝加尔地区主要在三个方向上受到板块相互作用的影响. 在东侧晚中生代太平洋板块对欧亚板块的俯冲和岛弧的形成时间较晚，根据苏联学者对锡霍特-阿林地区的研究,这一事件发生于早白垩世晚期的 Aptian 期和晚白垩世[16],这一结论与一些日本学者关于西太平洋岛弧形成时间的研究成果相似. 因此，东北亚晚中生代断陷盆地系形成时亚洲大陆东缘可能没有巨大的构造事件. 区域的北侧蒙古-鄂霍茨克带晚中生代发生了俯冲、碰撞事件,海槽自西而东逐渐闭合,其变形特点既有挤压，也有走滑,但其俯冲方向自南向北,封闭的时间亦稍晚于东北亚地区晚中生代裂陷作用开始的时间,因此还有必要从其它方面找寻力源,这样不能不考虑到发生于我国西南的构造事件.

近年来在我国西南部西藏和邻近省分的研究工作取得了许多新进展. 西藏三条蛇绿岩带的发现和其它资料表明,冈瓦纳大陆的分裂和向北飘移与欧亚大陆拼合经历了漫长的历史,其间发育过多次俯冲碰撞事件. 曾被海域所分隔的羌塘地块、冈底斯地块和喜马拉雅地块是经历了复杂的开、合过程，最后依次拼合到欧亚大陆南缘的[17,18]，因此对其北面广大区域的影响不可能局限于喜山期.如冈底地块和其北的羌塘地块在晚中生代就发生过俯冲和碰撞事件,其间原有的海槽闭合,从力学机制上分析其对北大陆在挤压方向、作用方式上与后来发育于喜山带的、印度板块向北俯冲碰撞产生的效应,可能有相似之处，即在我国东北部和毗邻地区产生右旋张-剪的应力场.

裂陷作用的结束同样与板块相互作用有密切关系. 晚中生代在蒙古-鄂霍茨克带发生的俯冲、碰撞事件造成的南北向挤压,使东北亚地区的古构造应力场重新转化为左旋压-剪.早白

垩世后期开始太平洋板块向 NNW 方向强烈俯冲，以锡霍特-阿林带为代表的晚中生代火山岛弧开始形成．锡霍特-阿林地区的 NNE 向断裂具左旋的走向滑动性质，水平断距可达 200 km[16]．这一板块相互作用的过程使其以西大陆内部的左旋压剪应力场强化，导致大陆抬升，早白垩世断陷盆地充填结束．由于缺少充分的古地磁和深部过程资料，构造事件发生时间的对比又难于十分精确，这种推断仅仅是作为解释这一十分复杂的问题的一种尝试．

作者感谢为本文提供丰富资料的煤炭部地质局、东北内蒙煤炭联合开发公司地质局及其所属队；地质矿产部内蒙古地质局及其所属队、吉林石油普查勘探指挥所；石油部石油勘探开发研究院、华北油田设计研究院、石油部物探局等单位．感谢在本文编写中给予了热情支持和指导的马杏垣教授和王鸿祯教授以及刘本培教授在地层方面、游振东教授在构造岩方面的宝贵建议．感谢 H. G. Reading 教授和 G. H. Eisbacher 教授详细阅读了英文稿，提出了修改意见和给予的评论．崔宁、李淑荣为本文清绘了图件，一并致谢．

参　考　文　献

[1] 王东方、权恒，地球科学，1984，3：81—90．
[2] 王东方等，国际交流地质学术论文集，地质出版社，1984，1：1—11．
[3] 郝诒纯等，地质学报，**56**(1982)，3：187—197．
[4] 李思田等，地球科学，1982，3：275—290．
[5] Совместная Советско-Монгольская Научно-Исследовательская Геологическая Экспедиция, *Основые Проблемы Геологии Монголии*, 1977, Наука.
[6] Маринов и др., *Геология Монгольской Народной Республики*, Том 1 Стратиграфия, 1973, Недра.
[7] Череповский, В. Ф., *Советская* Геология, 1981, 6:11—21.
[8] Череповский, В. Ф., *Угольные Бассейны Региона Байкало-Амурской Магистрали*, 1984, Недра.
[9] 陈发景等，地球科学，1982，1:167—179．
[11] Palmáson, G, *Continental and Oceanic Rifts, Geodynamics Series*, 8(1982), 293—309, American Gecphysical Union & Geological Society of America.
[11] 李思田等，地质学报，**56**(1982)，3：244—261．
[12] 吴冲龙，地球科学，1984，2：43—52．
[13] Illies, J. H., *Tectonophysics*, 1981, 73: 249—266.
[14] Burchfiel, B. C. and Eaton, G. P. et al, *Continentol Tectonics*, 1980, 96—115, National Academy of Sciences, Washington, D. C.
[15] Ma Xingyuan, et, al, *Annals Geophysicae*, **2**(1984), 6: 611—620.
[16] Парфенов, Л. М., *Континентальные Окраины и Островные Дуги Мезозоид Северо-Востока Азии*, 1984, Наука.
[17] 王鸿祯，地球科学，1982，3：155—177
[18] 李光岭、Mercier, J. L.，中法喜马拉雅考察成果，地质出版社，1984，39—62．