

沉积盆地地球动力学分类及构造样式分析

刘和甫

(中国地质大学(北京), 能源地质系)

摘 要 沉积盆地分类和构造样式分析应从(1)几何学,(2)运动学,(3)动力学和(4)时间等方面来进行研究,从动力学系统可以将盆地分为:(1)裂陷盆地,(2)压陷盆地和(3)走滑盆地3大类;随着时间进展从板块运动学系统可以划分出盆地的演化序列;在一定构造阶段可以形成一定的盆地几何特征。各类盆地相应地产生伸展构造体系、压缩构造体系和走滑构造体系等各种构造样式。盆地构造分析为油气勘探提供理论和技术路线,全球动力学系统和板块构造理论为盆地分类提供理论基础,构造样式对比为预测和外推盆地的构造圈闭类型及反射地震剖面解释提供各种地质模型。

关键词 裂陷盆地, 压陷盆地, 走滑盆地, 构造样式, 地球动力学。

中图法分类号 P618.130.2, P544.4

1 盆地的地球动力学分类

盆地形成机制和类型是一个争议较多的主题,可以从系统论角度进行定性、定时和定量3方面来分析:定性就是从全球动力学角度和活动论观点来确定盆地形成机制和性质;定时就是从板块构造运动学角度和阶段论观点来研究盆地演化序列和构造转化或构造反转特征^[1];定量就是从构造几何学角度和转化论观点对盆地构造样式进行分析,同时参照盆地沉降量、伸展量、收缩量及热流等数据对盆地属性作出全面判别,为盆地分析和盆地模拟提供依据。

地球动力学是产生包括盆地在内各种构造形迹的主线^[2],因盆地分类应当从全球动力学体系来考虑,其认识过程是:(1)最早是从地壳升降观点来分析,认为盆地形成是垂直运动的结果,主要从1维角度来考虑;(2)后来从水平运动观点来分析,将盆地分为张性和压性两大类,主要是根据盆地的横断面,从2维角度来考虑;(3)实际上除了地壳的伸展和压缩可以产生盆地外,尚有走滑因素起了很大作用,因此从3维角度来考虑已成为盆地分类的关键;(4)如果进一步从盆地演化的时间进程来考虑盆地演化阶段和发育序列,应将盆地分类纳入4维分析的角度。

盆地构造分析所要考虑的问题主要包括:(1)几何学,(2)运动学,(3)动力学和(4)时间,这4个因素有一定联系。几何学分析是通过地表观察及地震剖面解释来获得构造3维

1993年9月3日收稿。

• 国家自然科学基金与地质行业科学技术发展基金联合资助。

几何特征, 将各种变形组合的应变场与应力场分析结合起来; 运动学分析是侧重于将板块运动与盆地演化序列结合起来, 对构造位移变化进行推断; 动力学分析主要考虑全球 3 种动力学系统所产生的伸展构造体系、压缩构造体系和走滑构造体系, 并将其与盆地分类及形成机制结合起来。

从盆地形成的动力学系统来看, 主要有 3 种地壳应力环境: (1) 裂陷盆地其最大主压应力轴是垂直的; (2) 压陷盆地其最大主压应力轴是水平的; (3) 走滑盆地其最大主压应力轴与最小主压应力轴都是水平的 (图 1)。这种分类与板块边界的 3 种基本类型和盆地边界的控盆断层是一致的^[3], 这一分类图解已为 Miall 所引用^[4]。

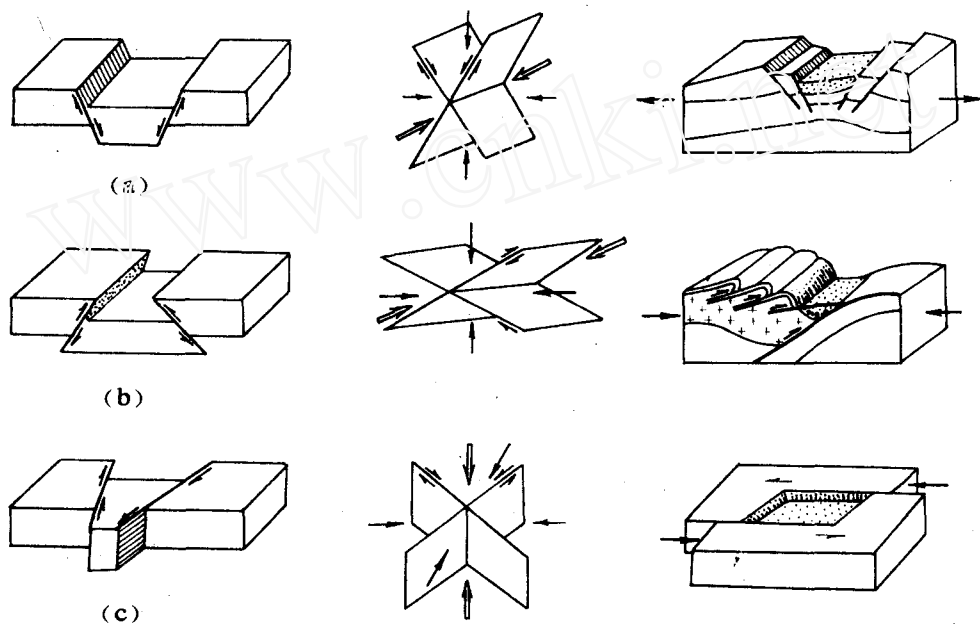


图 1 沉积盆地形成与 3 个主应力系方位 (据文献 [3] 修改)

Fig. 1 3 principal stress environments where sedimentary basins are created

a. 正断层系与裂陷盆地; b. 冲断层系与压陷盆地; c. 走滑断层系与走滑盆地

因此, 作者将张、压、剪 3 元作为盆地地球动力学分类的 3 个端元 (图 2)。此外, 克拉通内盆地是个难解的盆地类型, 可能是叠置在早期古裂谷盆地之上的缓慢热沉降盆地, 暂置于图解中部。反转盆地和复合盆地则是地球动力体系发生转化、叠置和结合的产物 (图 2b)。同时在地质历史时期由于介质条件的不断变化, 如陆壳裂解与洋壳产生, 洋壳消亡与陆壳增生, 以及褶皱硬化、热软化与热沉降等, 在不同构造阶段可以形成连续的盆地序列 (图 3 及表 1)。沉积盆地的 3 元分类体系已经逐渐成为许多地质学家对盆地分类的总趋势^[5]。

构造样式是各类盆地中构造组合的几何形态表达, 正确的盆地分类常常可以预测盆地内构造样式和沉积样式特征, 为地震剖面的构造解释提供构造模型, 为沉积体系解释提供沉积模式。样式 (style) 一词, 原来是建筑学的术语, 用来描述具有时代风格和地域风格的建筑群。引入地质学后, 构造样式用以表示具有时代风格和地域风格的构造组合。就象一种速记

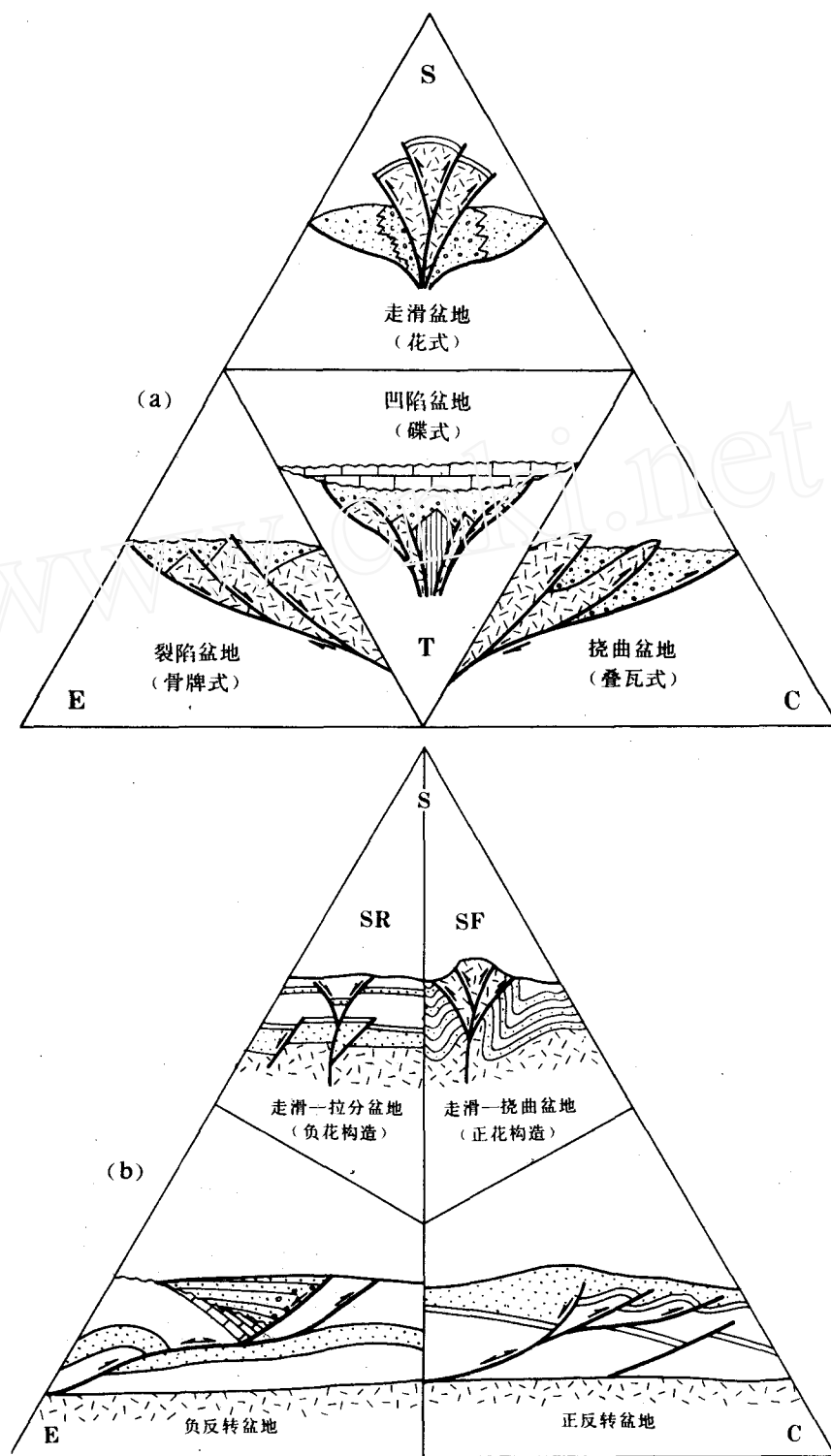


图2 沉积盆地三元分类图解

Fig. 2 Triple-classification diagram of sedimentary basins

a. 原型盆地图解; b. 复合盆地图解

符号便于在地质学家之间进行交流, 因此也属于比较构造学范畴. 构造样式与形成盆地的地球动力学具有一致性, 因此可以分类为伸展构造样式、压缩构造样式和走滑构造样式 3 大系统, 然后按其卷入深度进一步划分为基底变形和盖层变形, 略不同于 Lowell 的划分^[6].

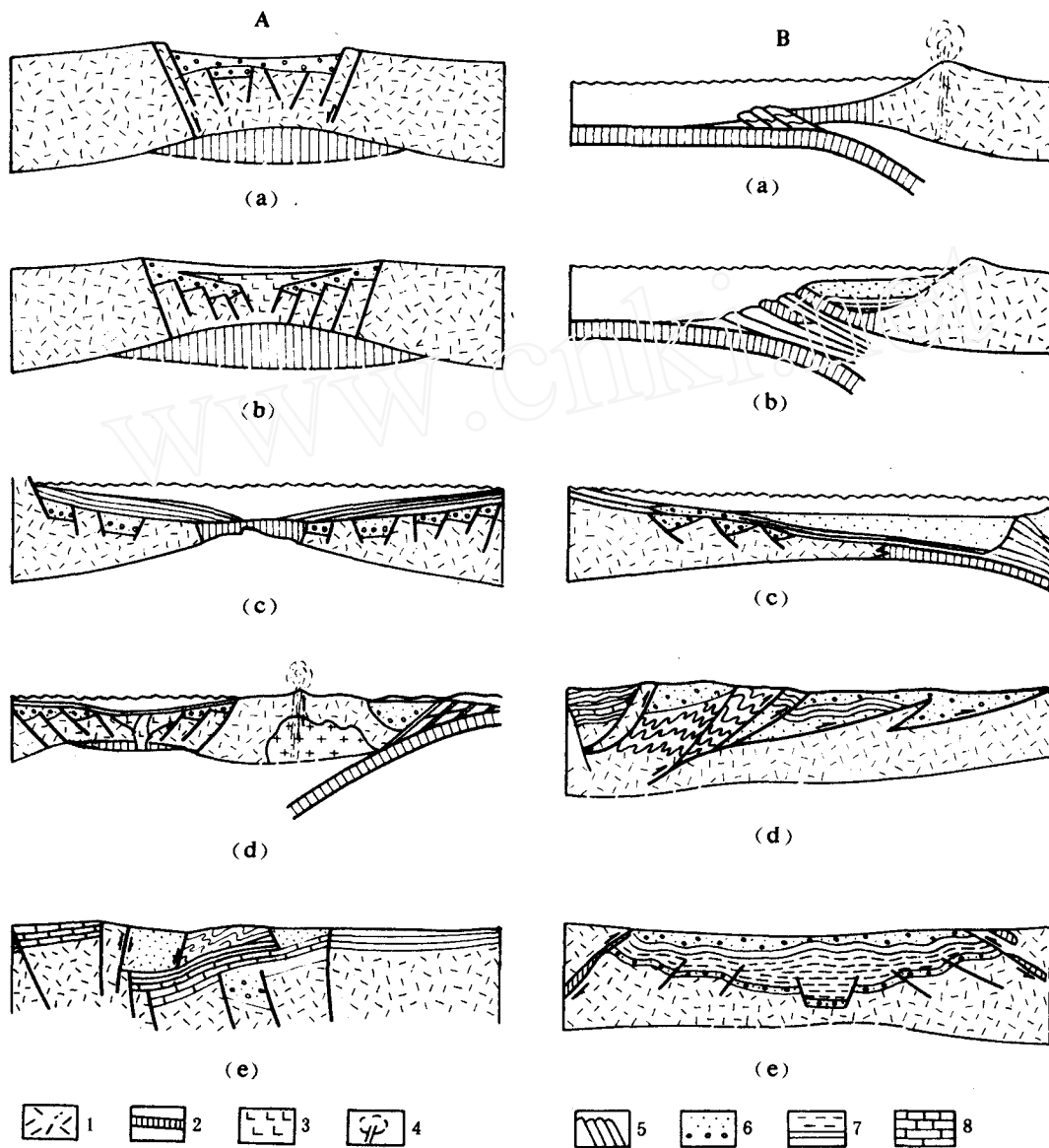


图 3 沉积盆地演化序列

Fig. 3 Evolutionary sequence of sedimentary basins

A. 伸展构造体系——裂陷盆地演化序列: a. 大陆裂谷盆地; b. 陆间海盆地; c. 张裂大陆边缘盆地; d. 边缘海盆地; e. 坳拉槽. B. 压缩构造体系——压陷盆地演化序列: a. 海沟; b. 弧前盆地; c. 残留盆地; d. 前陆盆地; e. 缝间盆地或山间盆地. 1. 陆壳; 2. 洋壳; 3. 玄武岩; 4. 火山活动; 5. 增生楔; 6. 砂砾岩; 7. 泥页岩; 8. 碳酸盐岩

表 1 盆地演化序列与构造旋回

Table 1 Evolutionary sequence and tectonic cycles of sedimentary basins

地球动力学体系及盆地序列	盆地类型	威尔逊-里丁旋回构造阶段	实例	下伏地壳	构造样式	沉积体系	沉积速率 m/My	热流值 HFI/(mW/m ²)	世界	盆地类型实例	中国
伸展构造体系-裂陷盆地序列	大陆裂谷盆地	离散初始期	东非型	陆壳	伸展断块, 半地堑、基底拆离断层、铲式正断层、滚动背斜、盐构造等	冲积扇、扇三角洲、湖相沉积	100~500	(65~80)/(1.6~2.0)	北海盆地		渤海湾盆地
	陆间海盆地	离散发展期	红海型	新生洋壳		红层、熔岩、蒸发岩及碳酸盐沉积	50~100	75/1.8	红海		南盘江盆地
	张裂大陆边缘	离散成熟期	大西洋型	过渡壳和洋壳		大型三角洲、陆坡桌、海底扇沉积	10~50	50/1.2	大西洋近海盆地		东海陆架盆地
	边缘海/弧后盆地	俯冲作用产生离散期	西太平洋型	过渡壳/洋壳		滑塌、碎屑流及浊流沉积	100~200	85/2.0	安达曼海		南海
压缩构造体系-压陷盆地序列	夭折谷/坳拉槽	离散夭折期	顿涅茨型	陆壳	伸展断块/挤压断块	浊流或块体流沉积	50~100	50/1.2	南俄克拉河马盆地		贺兰坳拉槽
	海沟	俯冲初始期	马里亚纳型	洋壳	未变形或弱变形沉积洋壳冲断片, 冲断混杂构造	滑积岩、混杂岩、野理石	1000~5000	40/1.0	秘鲁-智利海沟		琉球海沟
	弧前盆地	聚合发展期	大谷型	过渡壳/洋壳		深水/半深水浊流沉积	100~200	40~1.0	大谷盆地		日喀则弧前盆地
	残留盆地	离散衰退期	地中海型	过渡壳/洋壳	基底冲断系	深水浊流、海底扇, 以物理沉积为主	200~300	40/1.0	黑海盆地		松潘-甘孜盆地
走滑构造体系-走滑盆地序列	前陆盆地	碰撞造山期	阿尔卑斯型	陆壳	盖层冲断系, 叠瓦扇、断弯褶皱, 断层褶皱	浊流沉积、三角洲体系、冲积扇以磨拉石沉积为主	300~1000	40/1.0	阿尔伯达盆地		龙门山前陆盆地
	缝间盆地/山间盆地	再旋回造山期	中亚型	陆壳		冲积扇、辫状河及湖相沉积	500~1000	(35~45)/(0.9~1.1)	费尔干纳盆地		塔里木盆地
	走滑-拉分盆地	转换-伸展期	加里福尼亚湾型	陆壳/洋壳	雁列断块、负花构造	冲积扇、扇三角洲、湖泊沉积、半深水浊流沉积, 相带狭窄、相变快	100~1000	(60~80)/(1.5~2.0)	死谷		伊兰-伊通盆地
	走滑-挠曲盆地	转换-挤压期	阿尔金型	陆壳	雁列褶皱、正花构造			40/1.0	里奇盆地		百色盆地

2 伸展构造体系与裂陷盆地

伸展构造体系是在全球引张动力系统中形成的构造组合,包括环球长约 50 000km 的大洋扩展中脊与两侧张裂大陆边缘,以及壮观的大陆裂谷系,如中国东部裂谷系和非洲东部裂谷系等。

2.1 裂陷盆地的动力学机制

裂陷盆地是通过岩石圈伸展而形成的裂陷地带,关于伸展构造变形机制目前主要有 3 种模式及其变形特征(图 4)。(1) 纯剪切伸展是一种对称伸展作用,伸展方向平行于最小主压应力轴,伸展作用是对称的,不发生岩块的旋转作用,因此呈纯剪切状态,最初由 Mckenzie 作为均匀伸展模式提出^[7],如莱茵地堑;但后来发现伸展系数随深度而增大,岩墙侵位也是使岩石圈伸展的重要因素,因此修正为非均匀伸展模式^[8](图 4a)。当大陆裂解后,裂谷盆地的中心轴常发展成为海底扩张轴。(2) 单剪切伸展是一种不对称的伸展作用,岩石圈的伸展作用主要是通过低角度的剪切带来实现,沿滑脱面产生滑动;上地壳为脆性剪切,发育一系列铲式正断层,并使岩块发生旋转,形成骨牌式组合;下地壳为韧性剪切,具透入性韧性伸展,这是 Wernicke 根据对美国盆岭省构造特征所提出的单剪切模式^[8],单剪切伸展模式类似于冲断带的叠瓦式发展特征,常常可以由向外形成叠瓦正断层带(图 4b)。(3) 层圈析离伸展是一种随着岩石圈层次不同,流变性质各异而产生的分层伸展模式^[9]。一般在上地

壳通过脆性断层作用使地壳减薄,而下地壳及上地幔则以透镜体化或网状剪切来实现岩石圈变薄^[10]。根据我们研究中国渤海湾盆地的伸展属于层圈拆离伸展,从渤海湾盆地西北缘变质核杂岩体上隆及拆离正断层的观察,以及深部地球物理资料和地震反射剖面的显示都说明了这一点(图 4c)。此外尚有由于热机制所产生的主动裂谷,常与热柱上升有关,使岩石圈变薄直至破裂。而被动裂谷主要为力学机制产生,常与碰撞作用有关。实际上主动裂谷与被动裂谷模型是理想化的两个端元,许多裂谷则属于复合成因。

2.2 裂陷盆地演化序列

在伸展构造体系内大陆裂谷发展到张裂大陆边缘,可以分为 3 个主要阶段:(1) 大陆裂谷阶段,通常与地幔热隆起有关,并形成垒-堑结构,无洋壳侵位,因而是陆内的,如渤海盆

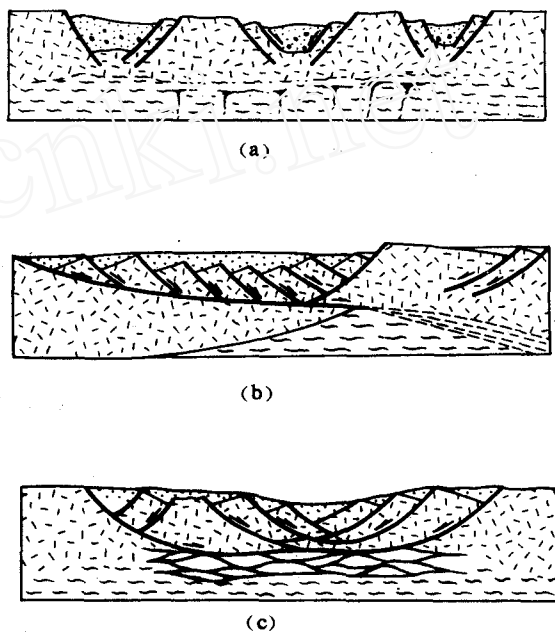


图 4 裂陷盆地动力学机制与岩石圈结构

Fig. 4 Dynamic mechanism of extensional basins and lithospheric cross section

a. 纯剪切伸展; b. 单剪切伸展; c. 层圈拆离伸展

地^[11] (图 5a); (2) 陆间海阶段, 大陆漂移开始, 洋壳沿着中脊开始侵位和增生, 如红海^[6] (图 5b). 我国的南盘江—右江盆地, 在晚古生代至早中生代则可能属于古陆间海; (3) 张裂大陆边缘阶段, 即大陆漂移期, 大规模沉降及扩张, 沉积作用速率超过沉降速率, 因此有较厚的进积沉积楔形体, 如东海陆架盆地 (图 5c).

2.2.1 大陆裂谷盆地 裂谷盆地是由大陆岩石圈变薄、张裂、伸展而成, 因此弯曲、裂陷和成盆是代表不同阶段的成因序列, 在裂陷早期常形成上覆岩石圈张性破裂处的狭长凹地, 称为裂谷^[12]. 常形成地堑或半地堑, 如美国盆岭省及东非裂谷等; 后期大面积沉降形成广阔盆地, 如北海盆地及渤海盆地等 (图 5a). 其主要特征为: (1) 负的布格重力异常, (2) 高的热流值, 一般为 $6.4 \sim 80 \text{ mW/m}^2$, (3) 频繁的火山活动, 早期常为广泛玄武岩流, 后期为熔岩流. 但对于大陆碰撞或大陆滑散 (continental escape) 所形成的裂谷, 常缺失早期隆曲阶段. 沉积作用常出现从冲积扇到湖相—河流相沉积或发展为膏盐相及海相碳酸盐沉积. 在裂谷陡侧以冲积扇、扇三角洲和浊流沉积为主, 缓侧以细粒沉积为主. 沉积速率为 $100 \sim 1000 \text{ m/My}$, 具良好的生、储组合, 因此常具有巨大的油气远景, 如北海盆地和渤海湾盆地.

2.2.2 陆间海盆地 (初始大洋盆地) 当大陆裂谷进一步伸展, 大陆漂移开始, 洋壳沿中脊侵位, 因此陆间海的产生常与大陆解体有关, 其典型实例如红海盆地 (图 4b) 形成红层—熔岩—蒸发岩—碳酸盐沉积组合^[13]. 古陆间海盆地则如中国右江—南盘江盆地和甘孜—理塘陆间海等, 出现有重力块体流—碎屑流—浊流组合, 并有放射虫硅质岩出现. 陆间海盆地常具较高沉积速率 ($50 \sim 100 \text{ m/My}$) 及较高热流值 ($75 \sim 80 \text{ mW/m}^2$), 常具有良好油气远景, 如红海盆地.

2.2.3 张裂大陆边缘盆地 张裂大陆边缘是由于大洋中脊进一步扩张, 在离散板块两侧形成的大陆边缘, 这些边缘很少或几乎没有明显的地震和火山活动, 因此称为被动大陆边缘, 但实际上有些被动大陆边缘出现有张裂的火山活动, 故可更确切地称为张裂大陆边缘. 张裂大陆边缘与裂谷后扩展沉降有关, 在近大陆一侧有潜埋的裂谷系, 两者之间出现区域性不整合, 这种不整合可称为裂解不整合 (break up unconformity), 在成熟的伸展大陆边缘硅质碎屑沉积以中等速率 ($10 \sim 50 \text{ m/My}$) 积聚, 发育楔形沉积体, 沉积中心向盆地方向迁移, 发育生长正断层, 如中国东海陆架盆地 (图 5c). 有时可以发育大型三角洲, 出现大量盐或泥构造, 当推进到陆坡以远时形成海底扇, 在气候和纬度适宜时形成碳酸盐建隆, 如中国南海北部陆架盆地. 在大西洋两侧, 可以形成共轭的大陆边缘盆地, 其间为大洋盆地分隔 (见图 3).

2.2.4 边缘海盆地或弧后盆地 边缘海盆地主要为弧后扩张或弧间扩张所产生的一些小洋盆, 发育在洋壳或过渡壳之上; 而弧后盆地是泛指发育在火山弧后面的沉积盆地, 可以发育在洋壳或过渡壳之上, 也可以发育在陆壳之上, 常形成弧后裂谷盆地. 边缘海盆地主要发育在西太平洋构造域, 在靠近大陆一侧则为伸展大陆边缘, 而靠近岛弧一侧则发育有冲断带如中国南海盆地^[14] (图 5d). 其沉积特征随大地构造位置而异, 在陆壳上主要为粗碎屑至浅海沉积, 在洋壳上主要为滑塌、碎屑流及浊流沉积. 早期沉积速率为 $100 \sim 200 \text{ m/My}$, 后期海底下陷, 沉积以深海粘土为主时, 则沉积速率为 $5 \sim 15 \text{ m/My}$.

2.2.5 夭折谷和坳拉槽 大陆裂谷常以三支裂谷系形式开始发育, 其中两支在大陆裂解阶段继续扩张, 相继形成大陆边缘和洋盆; 一支从被动大陆边缘横向延伸到相邻地台, 成为夭折谷, 而当夭折谷遭受构造变动时, 称为坳拉槽. 前者如非洲西部贝努埃夭折谷, 后者如中国贺兰坳拉槽^[15] (图 5e). 坳拉槽主要发育在大陆岩石圈上, 其沉积及火山活动特征类似于大陆裂谷, 但在靠近大陆边缘一端, 其沉积特点与大陆边缘沉积相近发育有陆架碳酸盐沉积、浊

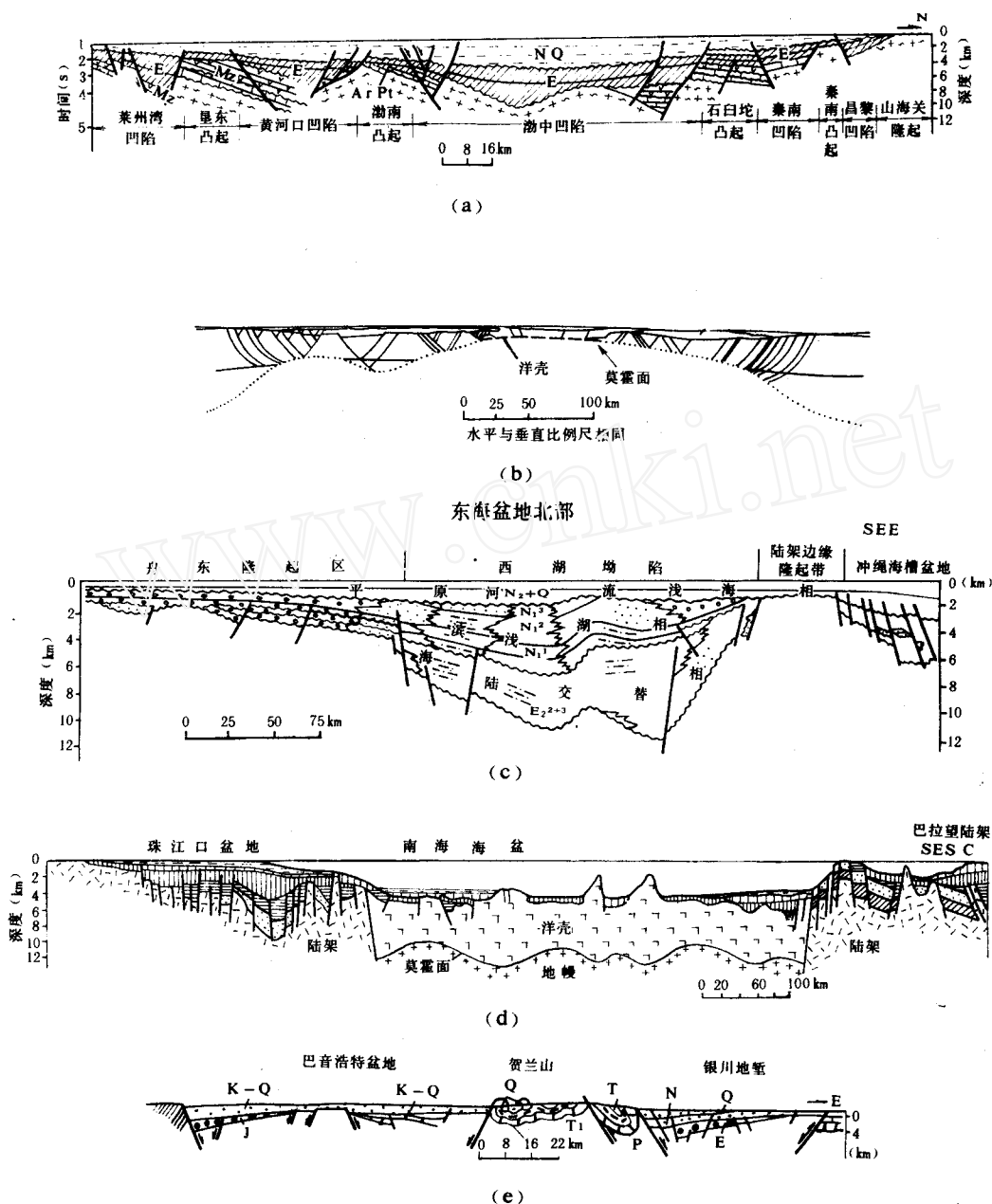


图5 裂陷盆地演化序列

Fig. 5 Evolutionary sequence of extensional basins

a. 渤海盆地区域地质横剖面图 (据文献 [11]), 地震剖面显示地堑与半地堑结构及前裂谷期与裂谷期的不整合面以及裂谷期与后裂谷期不整合; b. 红海盆地区域横剖面图 (据文献 [13]), 岩石圈伸展变薄通过铲式正断层作用与断块伸展, 随后洋壳侵位; c. 东海陆架盆地横剖面图 (据文献 [11]), 东海西部伸展作用形成一系列裂陷盆地; d. 南海盆地横剖面图 (据文献 [14]), 北部为珠江口盆地属张裂大陆边缘盆地, 中部为南海小洋盆由沉积层及玄武岩层组成, 南部巴拉望岛由外来构造楔状体组成; e. 贺兰山拉槽构造横剖面图, 总体呈垒堑结构, 东部银川地堑, 中部贺兰山褶皱垒块, 西部巴音浩特盆地

流和块体流沉积,并常伴走滑运动及构造反转,因此也称为反转裂谷。

2.3 伸展构造样式

裂陷盆地序列中广泛发育各种伸展构造样式,以正断层系及其伴生构造为主,按其卷入深度呈现不同特征:(1)卷入基底构造,深层次主要表现为韧性剪切带,广泛发育为糜棱岩前锋带,亦称为基底拆离断层,其上,中层次则为基岩中的脆性正断层;(2)浅层次为裂陷沉积中的铲式正断层系。

2.3.1 基底拆离断层与伸展断块——基底构造变形 基底拆离断层是伸展构造体系内大型滑脱断层,产状平缓,常呈现为铲式正断层或韧性剪切带,其上盘主要为中层次的伸展断块,下盘为变质核杂岩,滑脱带对岩石圈不同层次的伸展起重要调节作用,并形成一条重要构造界面。在中国渤海湾盆地西北缘基底拆离断层出露地表,其上部为角砾岩带及断层泥,下部则为糜棱岩所组成的韧性剪切带,向东南延伸到渤海湾盆地深部,类似于美国西部盆岭省所见。从渤海湾盆地反射地震剖面所显示特征来看,正断层与区域倾向的关系可以划分为两类:一类为反向断层,主要与早期拱曲作用有关,断层由拱曲顶部向外延展(图6a);一类为同向

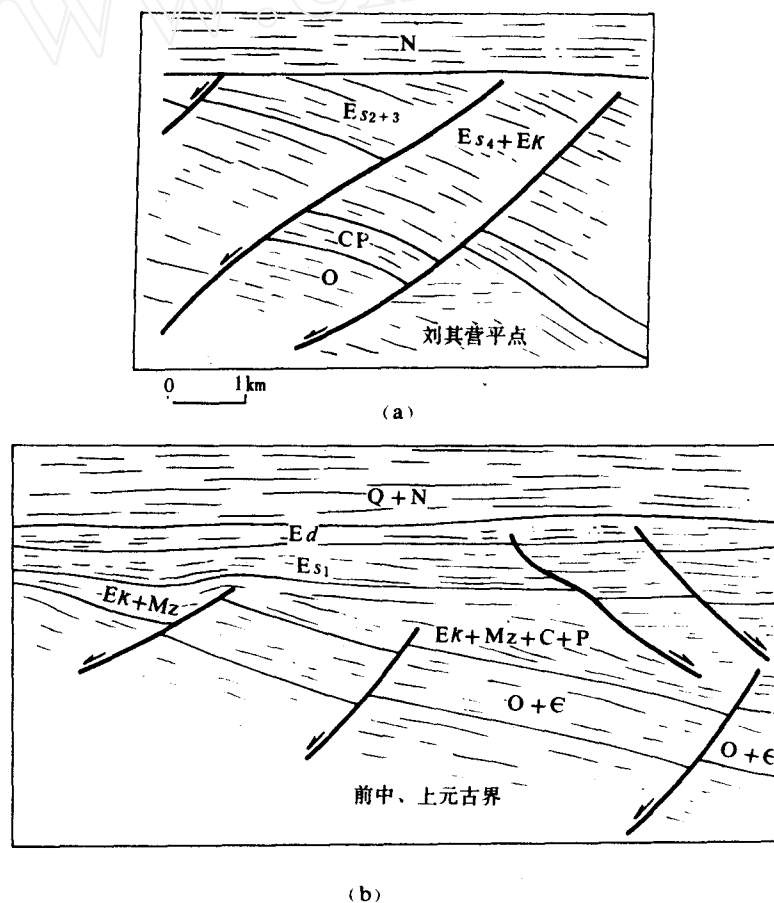


图6 裂陷盆地内伸展断块构造样式(据文献[16])

Fig. 6 Structural style (fault blocks) in an extensional basin

a. 渤海湾盆地冀中拗陷内刘其营断块; b. 渤海湾盆地济阳拗陷套尔河断块构造

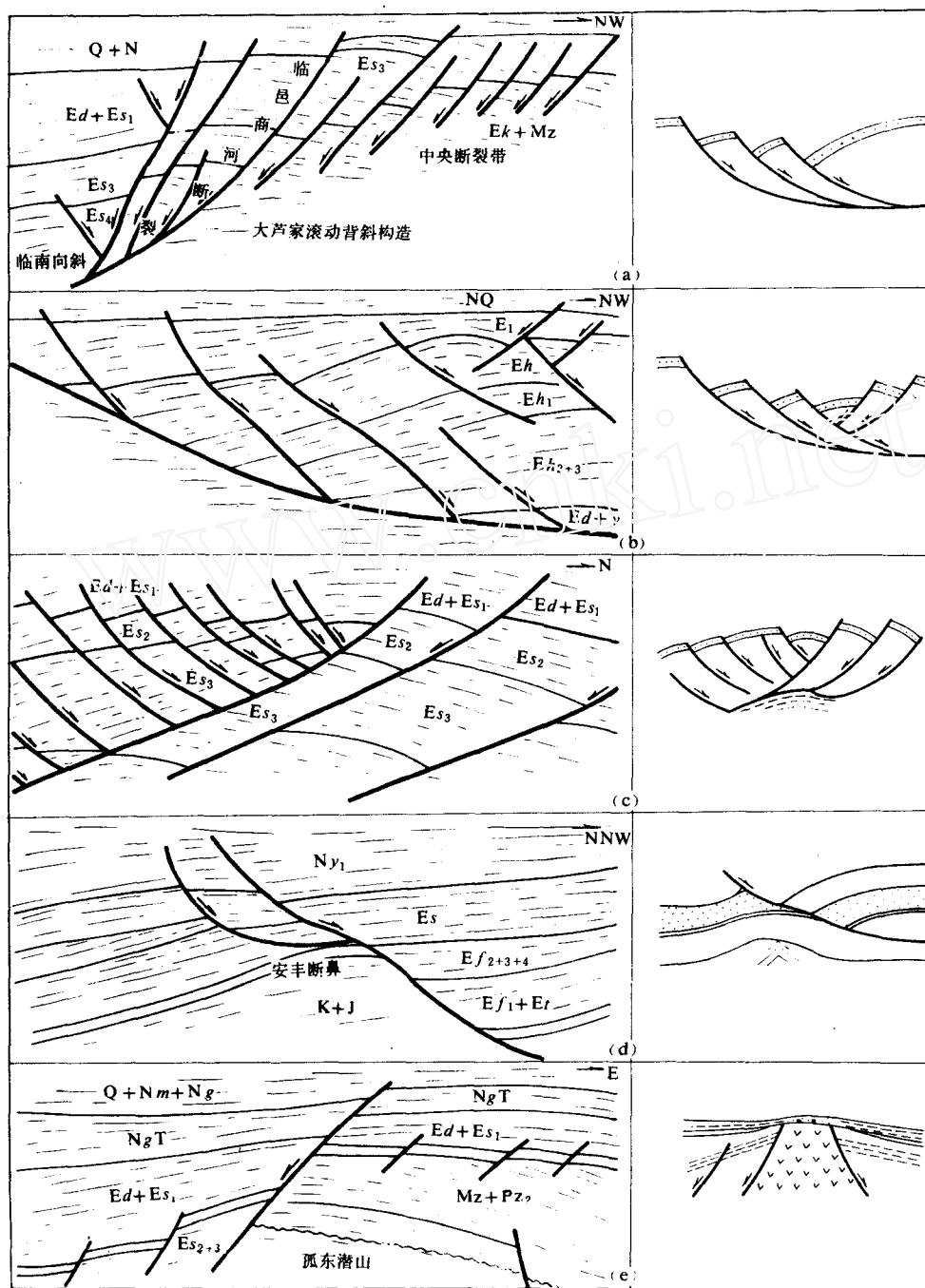


图 7 铲式正断层与伴生构造及其图解 (据文献 [16])

Fig. 7 Sketch map of listric normal faults and their associated structures

a. 渤海湾盆地济阳凹陷大芦家背斜构造, 地震剖面显示滚动背斜; b. 南襄盆地北马庄背斜构造, 地震剖面显示同向正断层与反向正断层组合; c. 渤海湾盆地东营凹陷辛镇构造, 地震剖面显示挤入构造, 下部为膏盐层及泥岩呈丘状挤入, 上部为拱楔正断层系; d. 苏北盆地海安凹陷安卡构造, 地震剖面显示铲式断层上盘出现滚动凹陷, 其下为浮力作用产生的背斜构造; e. 渤海湾盆地济阳凹陷孤东披覆构造, 地震剖面显示下部为基岩断块, 其上发育第三纪披覆背斜构造

断层, 主要与晚期伸展作用有关, 因此在渤海湾盆地正断层组合常可以划分出两期: 早期为反向断层系, 晚期为同向断层系, 是两个世代的产物^[3]. 伸展断块的差异沉降常具两种组合形式: 一种是大致呈对称的地垒和地堑结构; 另一种就是岩块向同一方向旋转, 形成半地垒和半地堑结构, 如渤海湾盆地内箕状拗陷.

2.3.2 铲式正断层与伴生背斜——盖层构造变形 铲式正断层广泛发育于伸展构造体系的沉积盖层中, 特别发育于三角洲体系的进积层序中. 铲式正断层是一种凹面向上的正断层, 一般情况下断面随着深度加大而变平, 有时呈台阶式, 这与岩层中岩性差异或超压作用有关. 因此铲式正断层仅是一种几何学术语, 可以由伸展作用、重力作用和塑性岩层浮力作用所产生. 由伸展作用或重力作用所产生的铲式正断层组合, 常形成叠瓦状正断层系, 一般是从盆地边缘向盆地轴部发展, 断层时代也向盆地轴部变新. 由于伸展作用在铲式正断层上产生潜在间隙, 对此进行补偿时在渤海湾盆地内常产生两种伴生构造: 一种为伴生的滚动背斜, 主要出现在岩层半固结或较塑性情况下 (图 7a); 另一种为伴生的反向断层, 常出现在岩层固结或较刚性情况, 在南襄盆地也有出现 (图 7b), 两者常形成良好的油气圈闭. 此外由于塑性岩层挤入或浮力作用, 同样可以产生铲式正断层, 主要有两种情况: 一种是由于底部塑性岩层的流动形成拱曲, 其上产生拱楔式正断层组合 (图 7c), 如在济阳拗陷内主要为泥岩挤入, 而在东濮拗陷中主要为盐挤入; 另一种浮力上升的挤入背斜, 主要发育在铲式正断层下盘, 其上盘则为滚动背斜及滚动凹陷, 滚动凹陷之下则由于浮力而形成背斜 (图 7d). 另一方面由于基岩断块形成的古潜山, 其周边伴生铲式正断层, 并在其上形成披盖构造 (图 7e).

3 压缩构造体系与压陷盆地

压缩构造体系在全球收缩动力系统下形成各种构造组合, 包括环球沟-弧系与弧前盆地, 以及造山带与伴生的前陆盆地, 长达 80 000km 以上.

3.1 压陷盆地动力学机制

压陷盆地是通过岩石圈挠曲而产生的盆地, 岩石圈挠曲的产生常见有两种情况: (1) 在连续板块情况下, 可以由于垂直负荷力而产生岩石圈挠曲, 如被动大陆边缘所见; (2) 在不连续板块情况下, 可以由垂直负荷力和水平挤压力联合作用下产生挠曲, 并形成一系列压陷盆地, 如前陆盆地和弧前盆地.

前陆盆地的形成在动力学机制上与造山带密切相关, 造山楔既是一种构造负荷力, 也是一种侧压力. 作者概括中国及世界前陆盆地基底变形特征可以划分出 3 类结构 (图 8): (1) 简单挠曲基底, 由于造山楔连续叠置在前陆板块之上, 其构造垂直负荷使俯冲板块挠曲, 形成不对称长柱状凹槽 (图 8a). 如加拿大阿尔伯达盆地和中国龙门山前陆盆地等^①; (2) 叠瓦挠曲基底, 由于造山楔的多期活动可以形成叠瓦基底冲断带, 在冲断带前缘可以形成前缘盆地, 而在后缘冲断席顶部可以发育小型的后驮盆地, 犹如飞来盆地, 如中国六盘山盆地, 这与多期造山作用有关 (图 8b); (3) 块断变形基底, 许多地区在造山带相邻前陆部分常发生卷入基底变形和破裂, 形成挤压断块, 呈楔状上升, 出露地表, 如中国河西走廊前陆盆地北侧龙首山一带, 是多种应力系作用结果, 类似于美国落基山前陆盆地的基底变形 (图 8c).

① 刘和甫, 梁慧社, 蔡立国等. 川西龙门山冲断系构造样式与前陆盆地演化. 地质学报, 印刷中 (1993).

3.2 压陷盆地演化序列

压缩构造体系形成于板块聚合过程之中, 可以从洋壳俯冲 (B 型俯冲) 到大陆碰撞或陆壳俯冲 (A 型俯冲) 形成一系列压陷盆地. 弧-沟系是压缩构造体系中的主要组成部分. 弧-沟系形成机制是由原来连续的大洋板块破裂成不连续板块, 进一步俯冲而产生海沟和岛弧. 按其所处构造位置可划分为大洋内部弧-沟系和大陆边缘弧-沟系. 弧-沟系的主要组成部分有: 火山岩浆弧、蛇绿混杂岩、增生楔及相应的弧前盆地和弧后盆地. 根据岩浆弧与海沟的相对位置确定的俯冲方向主要有两类: 由海洋向大陆方向俯冲属于“正俯冲”, 也可以由背离大陆向海洋方向俯冲, 属于极性反转的“逆俯冲”.

3.2.1 海沟 海沟是地球上最深的盆地, 水深可达 6~11km, 海沟轴可作为两个聚合板块间的边界, 沿海沟底部主要为深海及半深海细粒沉积, 其中较新的沉积一般未变形, 而与海沟相邻的上驮板块一

侧为增生楔, 发育叠瓦冲断层及褶皱, 如帝汶海沟横剖面显示这一特点 (图 9a). 当岩层遭受剪破裂和强烈变形时可形成混杂构造岩 (mélange), 有时岩层沿斜坡滑塌进入海沟形成滑积岩 (olistostrome) 或野复理石. 海沟具较高沉积速率, 但热流值较低.

3.2.2 弧前盆地 弧前盆地位于岩浆弧与海沟增生楔之间, 在洋壳俯冲过程中叠瓦碎片形成的增生楔可作为堤坝, 使沉积物在其内侧聚集而形成弧前盆地. 弧前盆地沉积常超覆在岛弧岩块之上, 另一侧则超覆在增生楔之上. 如中国西藏日喀则白垩纪弧前盆地^[16] (图 9a), 其沉积中心向增生楔脊部迁移. 美国加利福尼亚州大谷弧前盆地具有类似情况, 但其物源不但来自岩浆弧, 也来源于碰撞带的蛇绿岩、变质岩和深成岩. 弧前盆地沉积物一般是不成熟的, 岩相变化大, 主要由碎屑流、浊流、火山碎屑流及深海页岩, 可以堆积数千米至万米巨厚沉积, 沉积速率约为 200~300m/My, 但热流值较低, 仍有潜在远景.

3.2.3 残留盆地 残留盆地是指在板块聚合过程中, 尚未完全碰撞时, 继续保存下来的部分小洋盆. 残留盆地一侧为被动大陆边缘, 具有碎屑楔和碳酸盐沉积楔, 而另一侧为沿弧-沟系所产生的增生楔. 残留盆地主要为大量块体流和浊流沉积所充填, 如中国松潘—甘孜盆地的早期^① (图 9c), 后期可转化为前陆盆地, 部分遭受变形而并入褶皱-冲断带.

3.2.4 前陆盆地 前陆盆地是位于造山带与相邻克拉通之间的沉积拗陷, 由板块碰撞作用所产生并叠置在俯冲板块之上. 当大洋闭合和冲断带前锋扩展到伸展变薄的大陆边缘时, 由于构造负荷地壳挠曲而产生深凹盆地, 沉积深水-半深水浊积岩, 形成早期复理石前陆盆地; 当冲断作用继续推进, 到达未变薄地壳时, 挠曲作用受到阻滞, 形成总体向上变浅层序, 从浅

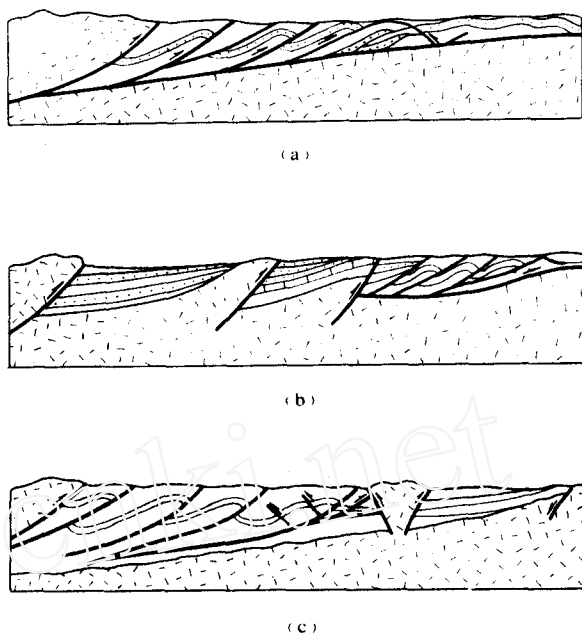


图 8 压陷盆地动力学机制与结构模式

Fig. 8 Dynamic mechanism and structural model of compressional basins

a. 简单挠曲基底; b. 叠瓦挠曲基底; c. 断块变形基底

海相到三角洲相和河流相,常发育大量冲积扇和扇三角洲,形成晚期磨拉石前陆盆地,如中国川西龙门山前陆盆地^①(图9d)。前陆盆地按其所处大地构造位置及其与岩浆弧的关系可以分为周缘前陆盆地与弧后前陆盆地,周缘前陆盆地位于弧前方向,其冲断层的断面倾向与B型俯冲方向一致,为同向冲断带如中国龙门山前陆冲断带与前陆盆地;弧后前陆盆地发育于大陆岩浆弧后,冲断层的断面倾向与B型俯冲方向相反,为反向冲断带,如美国落基山前陆冲断带与前陆盆地。幕式的冲断作用与沉积作用反映两者同步进行,快速沉积作用可达1000m/My,常形成前陆盆地中巨厚沉积,同时常叠置大陆边缘沉积楔之上,可以形成多油源多层系的油气聚集带,如波斯湾扎格罗斯山前陆盆地。

3.2.5 缝间盆地或山间盆地 缝间盆地是处于两个古缝合带之间所形成的盆地,常由两个或两个以上前陆盆地复合而成。主要发育于中亚或中国西部,如塔里木盆地、准噶尔盆地和费尔干纳盆地,Bally曾称之为“中国型”盆地,可能与阿尔卑斯—喜马拉雅碰撞造山带的远程效应有关,为再旋回造山带所产生,具有复合前陆盆地特点,与造山带相邻一侧发育有薄皮冲断带,向盆地内部变形强度减弱。中亚一带常由古特提斯域残留盆地海水逐步变浅而成,由浅海相逐渐变为湖泊及河流相沉积,形成山前磨拉石盆地,具有较高的沉积速率50~500m/My及较低的热流值。缝间盆地或山间盆地为再旋回造山带所伴生的再旋回盆地,因此常具有多期油源和多期成藏特点。

3.3 压缩构造样式

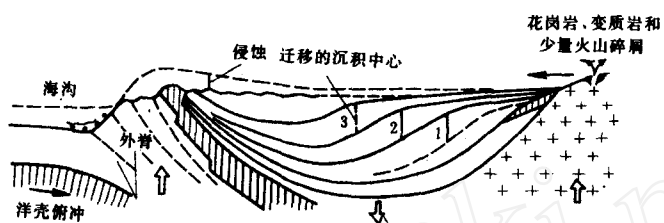
在系列压陷盆地中广泛发育冲断层及褶皱构造,按其卷入深度呈现不同特征:(1)卷入基底厚皮构造,深层次的冲断层主要呈现为韧性剪切带,伴生流动褶皱与相似褶皱,劈理发育,韧性剪切带之上为基底冲断层及挤压断块;(2)盖层滑脱薄皮构造,中、浅层次发育叠瓦冲断带及双层冲断层带,伴有中等变形的同心褶皱,渐变为前陆盆地斜带,变形微弱,发育平缓褶皱,如川西龙门山前陆盆地所示。

3.3.1 基底冲断层与压缩断块——卷入基底变形 基底冲断层主要发育在弧前盆地的靠陆一侧,以及前陆盆地的靠造山带一带。位于弧前区的基底冲断层常遭受俯冲作用的高压变质作用,而位于弧后区的基底冲断层则常受岩浆活动的高温变质作用。基底冲断层的各种组合可将基岩切割成不同几何形态:基底冲断层的同向组合可将基岩切成阶状叠瓦断块,如准噶尔盆地克拉玛依断裂带(图10a);基底冲断层的反向组合可将基岩拱曲隆起或楔状上隆,如塔里木盆地沙雅隆起(图10b)。此外,当基底冲断层与不同走向断层或走滑断层相交时可以形成活板构造(trap-door structure),如中国贺兰山冲断带所见,可以成为油气圈闭。

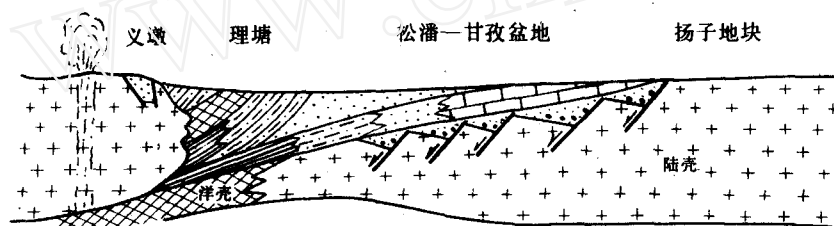
3.3.2 盖层冲断层系与弯滑褶皱构造——盖层滑脱变形 盖层冲断层系与弯滑褶皱构造从靠近造山带向前陆盆地具有不同的变形特点,主要可以分为3种组合:(1)叠瓦冲断层系,主要由相同倾向的断层系组成,如中国贺兰山构造带马家滩叠瓦冲断系^[18](图11a)及龙门山构造带马角坝叠瓦冲断系^[19];突隆构造与三角带(delta structure)构造,主要由不同倾向的断层组合;在背冲断层组合时,其间出现隆曲,称为突隆构造(pop up structure);在对冲断层组合时,其间出现拗曲或三角带,在贺兰山及龙门山冲断系前缘带广泛出现^[2](图11b);(3)双层冲断层系,当冲断作用连续发育时可以在上部形成一个顶板滑脱面,同时在下部也形成一个底板滑脱面,运动连续进行时就形成双层冲断构造,如我国塔里木盆地北缘库车坳陷发育典型的双层冲断带^[20](图11c)。弯滑褶皱构造主要是由冲断层和滑脱面所引起^[21],可以分出5种褶皱类型即:断弯褶皱、断展褶皱、断滑褶皱、断移褶皱和断延褶皱等构造样式。



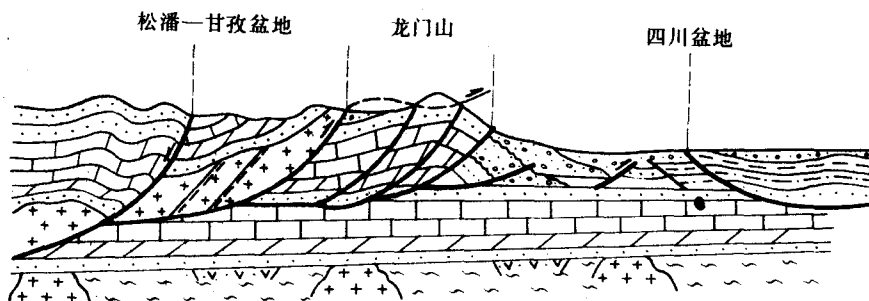
(a)



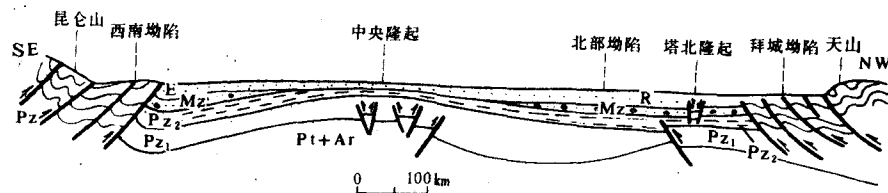
(b)



(c)



(d)



(e)

图9 压陷盆地演化序列

Fig. 9 Evolutionary sequence of compressional basin

a. 帝汶海沟横剖面图, 南侧为海沟中未变动沉积, 北侧为叠瓦冲断层及褶皱变形; b. 中国西藏日喀则弧前盆地 (据文献 [11]), 沉积物不整合于岛弧岩块及超覆于增生楔之上, 沉积中心向外侧迁移, 演化为复合弧前盆地; c. 中国川西松潘—甘孜盆地^①, 一侧为理塘蛇绿岩带及增生楔, 另一侧为张裂变薄的扬子大陆边缘; d. 中国川西龙门山前陆盆地^①, 西北侧为前陆褶皱-冲断层, 东南侧为前陆盆地; e. 中国塔里木盆地, 南侧为昆仑缝合带及山前坳陷, 北侧为天山缝合带及山前坳陷, 两者复合成缝间盆地

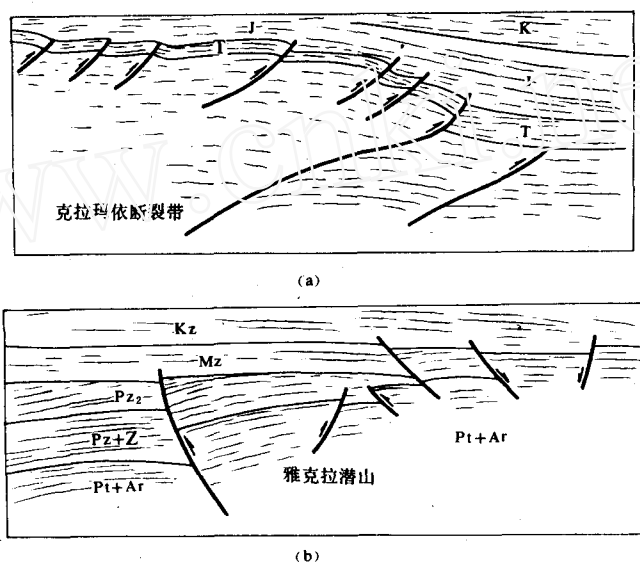


图10 基底冲断层与挤压断块

Fig. 10 Basement thrusts and compressional blocks

a. 准噶尔盆地克拉玛依断裂带 (据文献 [16]), 地震剖面显示台阶状挤压断块由同一倾向基底冲断层所分隔; b. 塔里木盆地雅克拉挤压断块 (据文献 [16]), 地震剖面显示挤压断块倾向相反的基底冲断层组成, 后期由于应力松弛, 冲断层反转为正断层, 并在挤压断块顶部出现小型地堑

根据地震剖面显示, 在准噶尔盆地南缘山前坳陷中极为明显, 如呼图壁背斜主要由断弯褶皱作用所产生 (图 11d); 在吐哈盆地火焰山背斜主要由断展褶皱作用所产生 (图 11e); 在四川盆地东部褶皱带中断滑褶皱作用极为明显. 前陆褶皱-冲断层从后缘造山带到前缘盆地显示明显分带特征, 可以用来预测或外推地下构造样式及油气圈闭类型, 但对分带问题的探讨并未取得一致看法^[22]. 根据我国龙门山前陆褶皱-冲断层发育特点, 基本上可以划分出 4 带 (图 12): (1) 具有强烈变形和变质异地推覆带, 发育韧性剪切带、基底冲断层和叠加褶皱 (O 带); (2) 叠瓦冲断层或双层冲断层 (A 带); (3) 反向冲断层, 主要形成突隆构造及三角构造 (B 带); (4) 弯滑褶皱带, 主要由冲断层或滑脱面所引起的平缓褶皱 (C 带). 同样在不同的构造层次上可以出现相应的构造变形, 这在龙门山构造带最为明显: 下部层次主要为叠瓦冲断层系的双层冲断层系; 中部层次主要为反冲断层系; 上部层次则为弯滑同心褶皱带, 这种垂直方向上的变化可以与水平方向上变化相对应 (图 12).

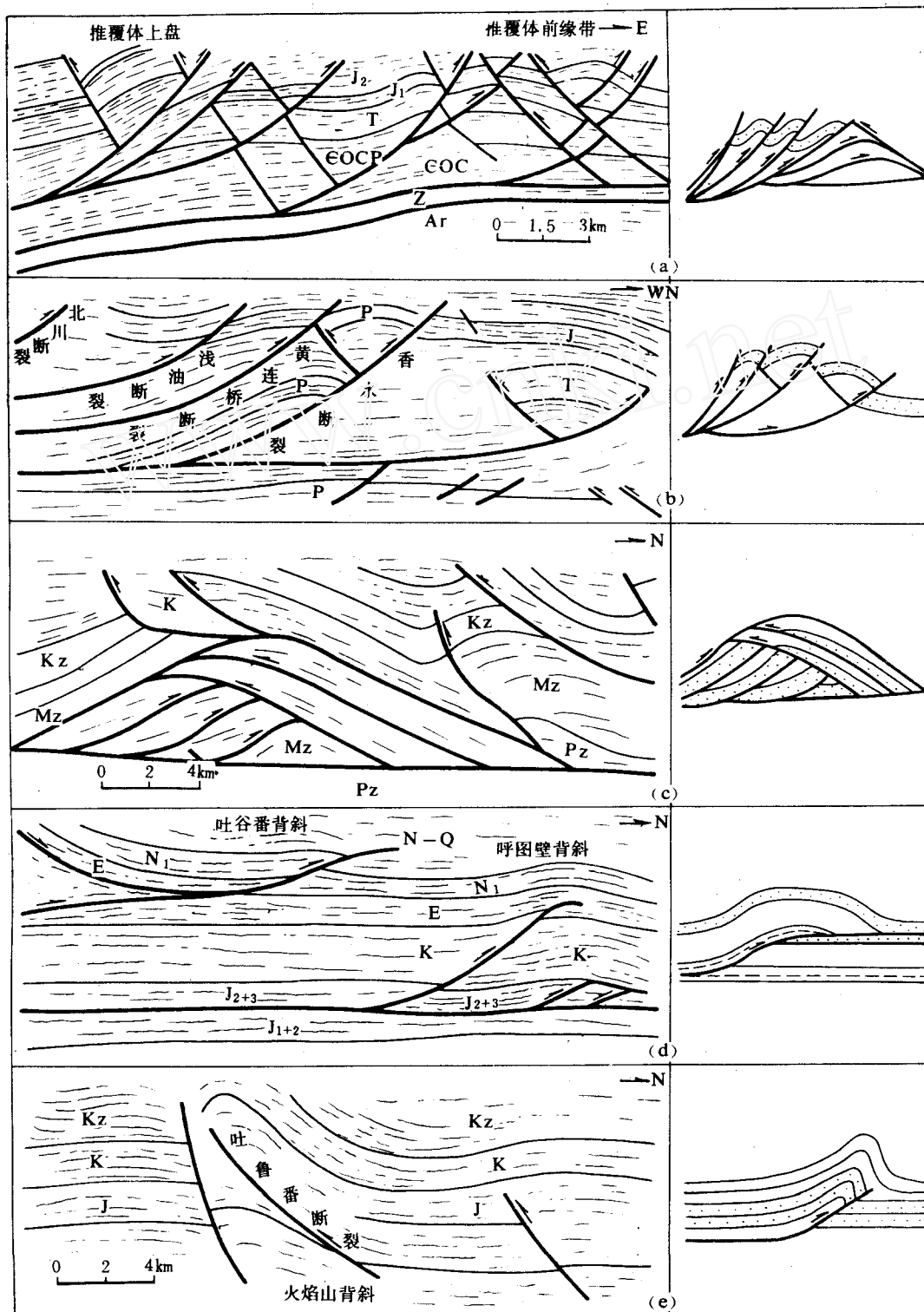


图 11 冲断带构造组合样式及其图解

Fig. 11 Sketch map showing structural association of thrust belt

a. 鄂尔多斯盆地马家滩冲断带 (据文献 [16]), 冲断带主体由三片冲断席组成, 前缘出现反向冲断层构成突隆构造与三角带构造; b. 四川盆地龙门山逆冲断层带 (据文献 [16]), 冲断带前缘出现反冲断层构成突隆构造; c. 塔里木盆地库车坳陷喀桑托开背斜与冲断层 (据文献 [16] 修改) 系列, 南冲断层与部分北冲断层构成复杂双层冲断构造; d. 准噶尔盆地南缘呼图壁背斜, 下部由断坪及断坡组成的冲断层, 其上形成断弯背斜; e. 吐哈盆地火焰山背斜 (据文献 [16]) 背斜由冲断层扩展形成断展褶皱, 局部有倒转

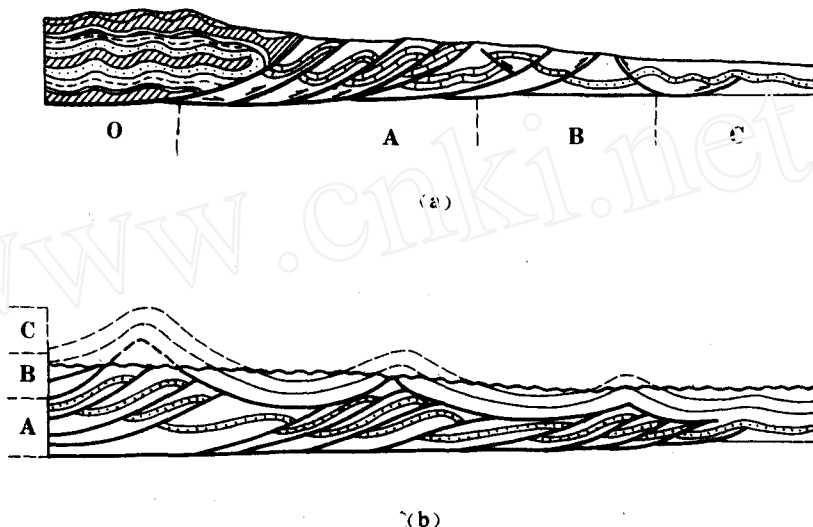


图 12 前陆褶皱冲断带的分带性

Fig. 12 Zonation of foreland fold-thrust belts

a. 水平分带特征: O 带为强烈变形推覆体, 发育在韧性剪切带之上; A 带为叠瓦冲断带或双层冲断; B 带为反冲断层或三角带; C 带为平缓弯滑褶皱。b. 垂直分带特征: A, B, C 带可以与 (a) 相对应

4 走滑构造体系与走滑盆地

走滑构造体系在全球构造中占有重要位置, 估计纯伸展构造与纯压缩构造约占 45%, 而纯走滑盆地约占 15%, 属于复合性的走滑-伸展构造和走滑-压缩构造可占 40%。但实际上由于鉴别的困难, 大量与走滑有关的构造被忽略而归入伸展构造或压缩构造之中。当然将全球许多走滑构造归纳为南北向挤压应力下的各级走滑构造体系, 可能扩大化了。作者认为: 这是将复杂的客观实际简单化; 并将应力作为矢量来代替张量, 这在理论上也是错误; 此外在思路所采用的纯剪模式解决不了大规模走向滑动的空间问题。

4.1 走滑盆地的动力学机制

走滑盆地是通过岩石圈或地壳块体之间的侧向运动所产生, 如果是纯的走向滑动断层应成为岩石圈的守恒边界, 不能伴生盆地。实际上走滑断层常伴有一定倾向滑动分量, 这就可以产生盆地或山岭的构造格局, 其形成机制可以概括为 3 种模式 (图 13)。(1) 当走滑断层弯

曲时,按其弯曲特征和走滑方向可以形成伸展弯曲或压缩弯曲.前者相应地发育走滑-拉分盆地;后者可以发育挤压山岭,同时在其一侧可以形成走滑-挠曲盆地(图13a),如中国阿尔金山东侧柴达木盆地西北坳陷.(2)当走滑断层呈雁列时,在两条断层叠接处可以形成盆地或山岭,如右旋走滑断层右阶步雁列时则产生盆地,而右旋走滑断层左阶步雁列时则产生山岭(图13b).(3)当走滑断层侧向分枝时,可以发育盆地或山脊,其形态与断层网状特征或分枝特征有关,可以形成楔形或菱形轮廓(图13c).

4.2 走滑盆地演化序列

走滑盆地是沿着走滑断层的伸展分量而产生盆地.常由走滑-拉分盆地演化为走滑挠曲盆地,同时走滑盆地随拉分量增大,可以由狭长的走滑裂谷发展成菱形盆地.在平面上常呈现雁列构造,在剖面上常显示出花状构造.沉积体系可以从冲积扇和扇三角洲发展为海底扇,出现滑塌沉积、碎屑流和浊流沉积.由于走滑盆地快速沉降,大量沉积物聚集,具较好油气远景.

4.2.1 走滑-拉分盆地 走滑-拉分盆地是发育在走滑断层系的局部伸展地段,随着拉分量增大,可以由狭长的走滑裂谷发展成菱形拉分盆地,进一步可以产生陆间走滑盆地,沉积体系也可以由冲积扇和扇三角洲发展为深水海底扇,主要出现有滑塌

沉积、碎屑流沉积和浊流沉积.(1)走滑裂谷主要呈现为狭长凹地,如我国郯庐断裂带上的伊兰-伊通盆地和美国死谷盆地,在我国阿尔金山断裂带也出现有走滑裂谷,属于走滑盆地的初始期.(2)走滑-拉分盆地,当走滑-拉分量进一步增大时可以扩张为菱形盆地,沉积速率可高达 $500\sim 4000\text{m/My}$,岩相变化十分强烈,有时可以出现火山岩.拉分盆地在不对称情况下,陡侧为粗碎屑冲积扇,缓侧为细碎屑冲积平原,在中部主要为三角洲和湖相沉积.其特点是沉积中心沿走向迁移.(3)陆间走滑盆地是由于走滑断裂带进一步扩展出现洋壳侵位,如加利福尼亚湾盆地,沉积相包括深海块体流和浊流,以及缓慢沉积的深海粘土.

4.2.2 走滑-挠曲盆地 走滑-挠曲盆地是发育断层系的局部挤压带,通常由于走滑-拉分盆地在后期由于区域应力场变化或走滑运动方向变化而产生走滑-挠曲盆地,即由转换-伸展演化为转换-挤压,如我国的百色盆地.也可以由于走滑造山带的构造负荷而产生走滑-挠曲盆

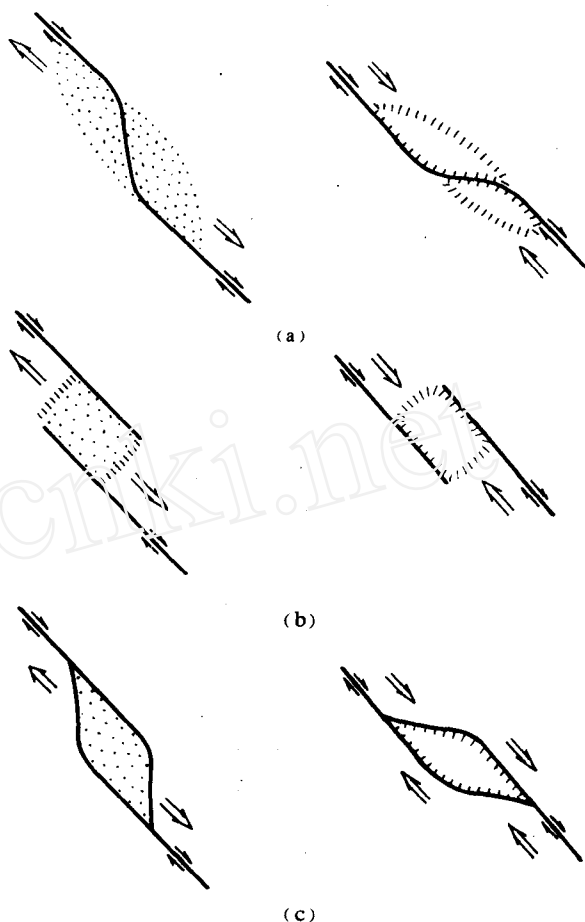


图13 走滑断层所派生的盆地和山岭

Fig. 13 Basins and ranges formed by strike-slip fault
a. 弯曲走滑断层所派生的盆地和山岭; b. 雁行走滑断层所派生的盆地和山岭; c. 分枝走滑断层所派生的盆地和山岭

地,如我国塔里木盆地西南坳陷和柴达木盆地西北坳陷^[3],其沉积和沉降特征则类似于前陆挠曲盆地,常由复理石沉积转变为磨拉石沉积。

4.3 走滑构造样式

走滑构造样式可以按其卷入深度同样划分为两类:卷入基底走滑构造与盖层走滑构造。Lowell 曾将走滑构造完全归类于卷入基底的构造样式^[6],并不完全合乎实际情况。如我国柴达木盆地的大多数雁列褶皱属于盖层变形;鄂尔多斯盆地西缘冲断带中有些横推断层也属盖层断裂。

4.3.1 走滑断层与花状构造——基底变形 走滑断层是一个总术语,断面近于直立,断层一侧的岩块相对于另一侧岩块作水平运动,其总滑距反映在走向上,因此称为走滑断层,根据断层所卷入的岩石圈性质可以进一步划分为“板间”和“板内”两种类型:板间(interplate)的称为转换断层,板内(intraplate)的则称为走滑断层^[23]。此外仅发育在盖层滑脱带上的可称为横推断层(tear fault)或挟断层。走滑断层常具较大位移,如我国东部郯庐断层和西部阿尔金断层,位移可达几百公里。其形成机制作者采用单剪模式,这样可以避免纯剪模式所存在的共轭断层大规模位移空阔问题。走滑断层在基底中断面陡立,断裂带破碎,两侧反射层中断,在地震剖面上不易追索对应的同相轴,向上至浅部或盖层中散开和分枝,常形成“花状”构造,亦称为“棕榈树状”构造。花状构造由于走滑断层带中的分量不同可以形成正花状构造和负花状构造。正花构造是在压扭性应力场情况下形成,基底中走滑断层向上分枝,并形成背形构造,主要发育在挠曲盆地中,如准噶尔盆地西缘达尔布特断裂带(图14b)。负花构造是在张扭性应力场情况下形成,走滑断层向上分枝并形成向形构造(图14a),主要发育在拉分盆地中,如伊兰-伊通盆地和渤海盆地的郯庐断裂带附近。但应注意,由于走滑断层的弯曲,可以在同一断层带上发生走滑-伸展构造和走滑-压缩构造。

4.3.2 盖层横推断层与雁列褶皱——盖层变形 横推断层主要是在横向上调节冲断层带在走向上位移量的不一致,以达到冲断构造带在空间上的平衡。如在我国贺兰山冲断带及龙门山冲断带中都广泛发育横推断层,用以调节各冲断层席在走向上推进速度或位移量的不一致。同样在一些拉分盆地或裂陷盆地内也广泛发育横推断层,用以调节各断块之间的伸展量。有时断层不明显或不发育,是以变换带(transfer zone)形式出现,对两侧的断层位移和倾向发生变换,横推断层主要发育在盖层中,有些情况下切割到基岩。雁列褶皱是受走滑断层影响,在扭动带中形成极有油气远景的构造圈闭,如我国塔里木盆地西南坳陷和柴达木盆地西北坳陷中有广泛发育。雁列褶皱与走滑断层之间的夹角最初呈45°,随着走滑作用进展,褶皱轴与断层之间夹角逐渐小于45°,大多数情况下为30°左右。在强烈扭动情况下夹角更小,褶皱枢纽变陡,在中亚地区大型走滑断层附近褶皱枢纽可以接近直立,形成立轴构造或称为倾竖褶皱。

5 盆地演化与构造旋回

盆地演化是在板块相对运动进程中发生、发展、成熟、反转和消亡等系列的连续过程。盆地的演化实质上还包含盆地力学性质的转化和复合。原型盆地(prototype basin)的序列主要是在单一地球动力学系统下或单旋回构造阶段所产生的盆地,常称为原型盆地或单旋回盆地。复合盆地(composite basin)则是在多种地球动力学系统下或再旋回(recycle)构造所产生的

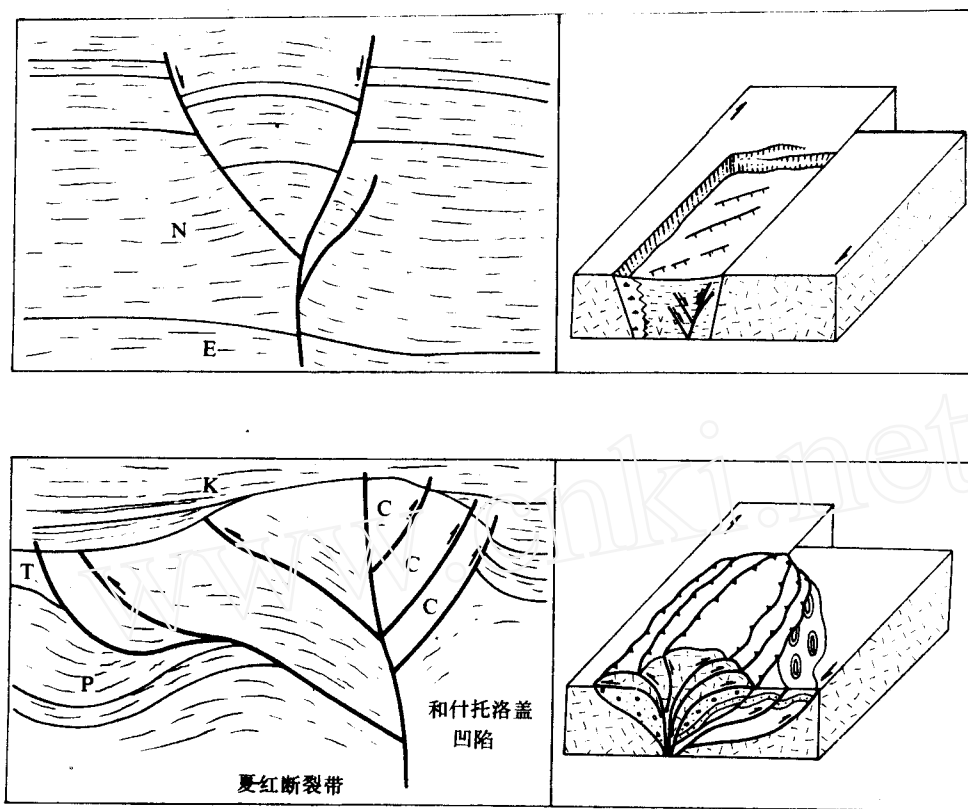


图 14 花状构造与走滑盆地变形模式 (据文献 [16])

Fig. 14 Deformation model of flower structure and strike-slip basin

- a. 渤海盆地邻庐断裂带附近负花状构造及走滑拉分盆地形成模式地震剖面, 显示主干断层向上分枝, 中部形成背形; b. 准噶尔盆地西北缘达尔布特断裂带附近正花状构造及走滑-挠曲盆地形成模式地震剖面, 显示中部为哈拉阿拉特山隆起, 主干断裂为达尔布特断层, 东南侧分枝断层向准噶尔盆地逆冲, 西北侧分枝断层向和什托洛盖盆地逆冲

盆地, 常称为复合盆地或再旋回盆地, 实际上包含盆地在横向上复合和纵向上的复合或叠加。从盆地演化与构造旋回的关系来看, 通常将伸展运动作为一个单旋回, 形成系列的裂陷盆地; 而将压缩运动作为另一个单旋回, 形成系列的压陷盆地, 实际上相当于通常所称构造旋回的一半即半旋回, 如威尔逊旋回所论述的手风琴式大洋的开合, 但在威尔逊旋回中没有提到走滑旋回, 即走滑运动所经历的走滑伸展与走滑压缩两个过程的里丁旋回 (Reading cycle)^[24], 因此系列原型盆地为威尔逊-里丁旋回各时期产物 (表 1)。此外, 盆地形成与构造旋回存在着 3 种关系: (1) 新生盆地, 是一种新的构造体系替代旧的构造体系, 如中国东部燕山期后的裂谷盆地出现取代了燕山期以褶皱-冲断带为主的压缩构造体系, (2) 再生盆地是旧的构造体系再次活动所产生的盆地, 如中国西部前陆盆地主要为再旋回造山活动所产生的山前或山间盆地; (3) 反转盆地是早期盆地受到后期构造反转, 如中国东部裂谷盆地中早期正断层反转为逆断层。

5.1 盆地的构造反转

反转构造与区域应力场变化有关, 如由伸展构造体系转化为压缩构造体系, 或由压缩构

造体系转化为伸展构造体系,此外也应包括由于走滑断层位移方向改变所产生的反转构造。盆地的构造反转按其性质来看可以分为两类^[25]:即正反转(positive inversion)和负反转(negative inversion)。反转构造样式主要表现为铲式正断层与铲式逆断层的相互转化(图15)。

5.1.1 正反转构造 在正反转情况下裂陷盆地中的张性断层受挤压可以发生反转而成为逆断层或水平岩层挤压而形成背斜,前者如辽河盆地中冷家堡逆断层,后者如松辽盆地中大庆长垣(图16)。因此在裂陷盆地中有些断层在深部仍保持为正断层,而在上部反转为逆断层,即在裂陷沉积期下部可以保持纯张,而在上部则为纯压,纯压与纯张之间为一零点(null point)所分隔,根据零点位置所确定的反转比可以了解伸展量和压缩量的相对大小。这种正反转情况在我国东部裂陷盆地比较常见,西部则出现在柴达木盆地西北缘^[3]。在中国河西走廊前陆盆地中有些逆断层可能由早期被动大陆边缘正断层转化而来(图17a)。而贺兰山褶皱-冲断层带是由早期贺兰坳拉谷反转而成,但后期又出现一些负反转而形成地堑(图17b)。此外早期的裂陷盆地可以部分或大部分反转为褶皱和冲断带,当早期盆地全部为褶皱和冲断带所覆盖时可以称为逆覆盆地(subverted basin),如我国南方南盘江盆地所见。

5.1.2 负反转构造 在负反转情况下冲断层可以转化为正断层,典型的情况如塔里木盆地的塔北隆起上有些逆断层在后期变为正断层。此外在渤海湾盆地西北缘及汾渭地堑西缘有些断层是发育在早期冲断层的断坡顶部分枝点上^[3]。这里的分枝点即为零点,随着后期伸展作用的进展,零点可以变为零带,在其上可以叠加半地堑,这种半地堑亦可称为滚动凹陷,沉积了较新的岩层,所以又称为后继盆地(successor basin)。如中国中、下扬子地区的一些早期褶皱-冲断带上叠加的白垩-第三系盆地。

5.2 盆地的复合

复合盆地一般是指不同类型的原型盆地在空间上的并置或时间上的叠加两种范畴,即横向复合盆地和垂向复合盆地。

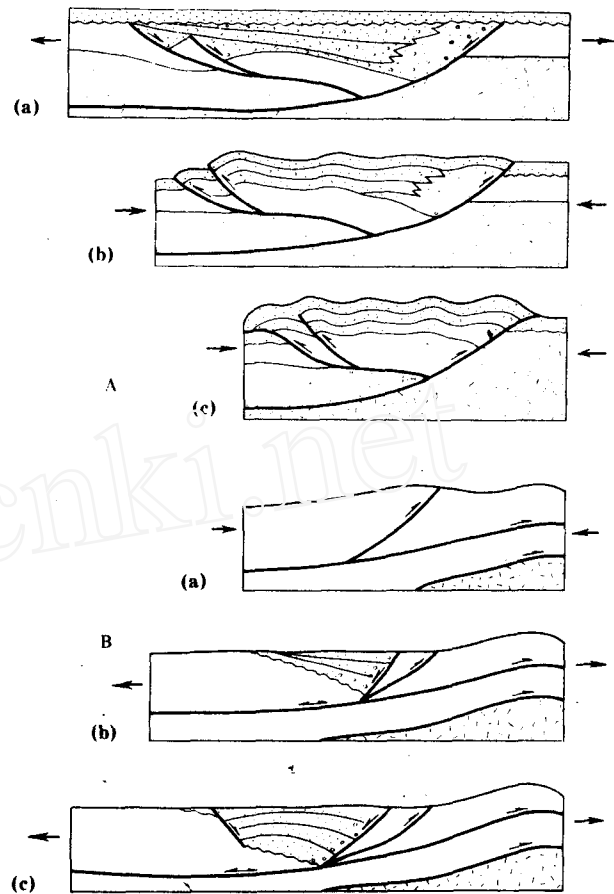


图15 盆地反转演化序列与模式

Fig. 15 Evolutionary sequence of inversion basins and their model

A. 正反转盆地演化序列: a. 伸展期; b. 初始压缩期; c. 压缩期。

B. 负反转盆地演化序列: a. 压缩期; b. 初始伸展期; c. 伸展期

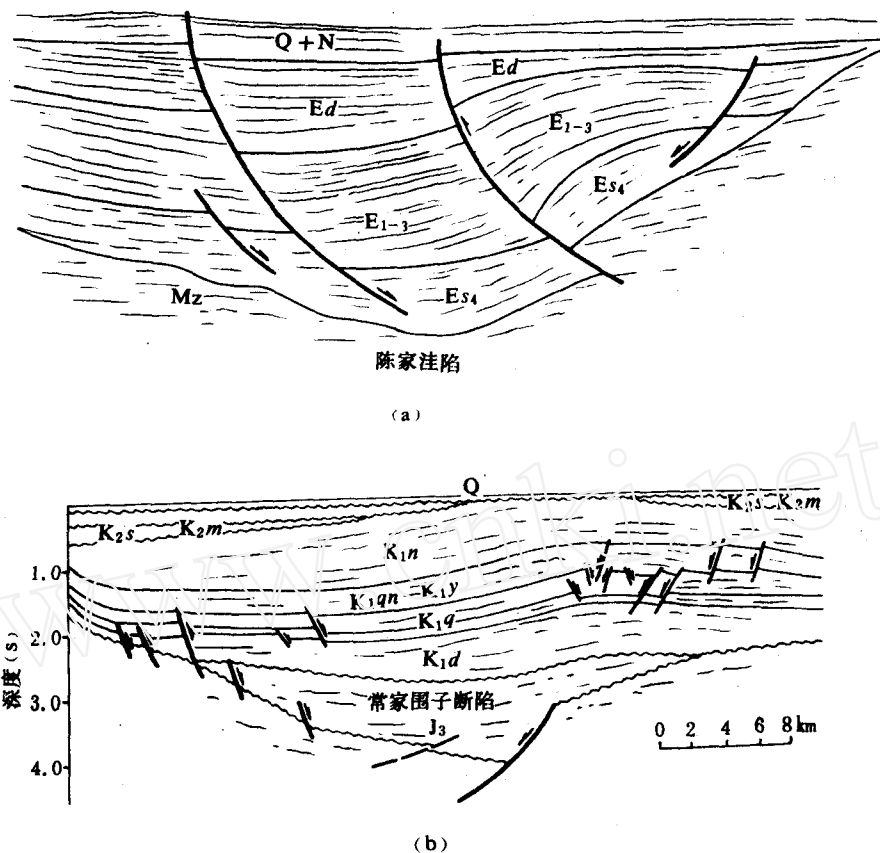


图 16 伸展盆地中反转构造样式

Fig. 16 Inversion structural style in extensional basin

- a. 辽河盆地西部凹陷冷家堡逆断层 (据文献 [16]), 示早第三纪裂陷期正断层后期反转为逆断层; b. 松辽盆地中大庆长垣 (据文献 [16] 补充修改), 示早白垩纪沉降中心, 后期反转为背斜, 顶部又出现张破裂

5.2.1 横向复合盆地——盆地的并置 如果将各类原型盆地进行横向组合, 就会出现类型繁多的复合盆地, 其中主要的复合类型有: (1) 前陆盆地与克拉通盆地的复合. 这是一种最常见的复合类型, 著名的波斯湾盆地就是这类复合盆地, 其东侧为扎格罗斯山前陆盆地, 西侧为阿拉伯克拉通盆地; 鄂尔多斯盆地亦有类似情况. 中、新生代时, 东侧仍保持为克拉通盆地, 西侧演化为贺兰山前陆盆地. (2) 张裂大陆边缘盆地与弧后盆地的复合. 常形成西太平洋边缘海盆地, 如南海盆地西北侧为张裂大陆边缘盆地, 而东南侧为弧后盆地, 两者复合而成为边缘海盆地, 而不是单纯的弧后张裂作用所产生. (3) 前陆盆地的复合. 中亚的一些山间盆地常由两个或两个以上前陆盆地复合而成, 如塔里木盆地. (4) 裂谷盆地的复合. 中国东部的大型陆内裂谷盆地常由几个裂谷盆地复合在一起, 如渤海湾盆地就具有两个扩展中心即: 冀中裂谷带与渤中裂谷带. (5) 裂谷盆地与走滑盆地的复合以及前陆盆地与走滑盆地的复合, 常导致产生各种走滑-拉分盆地和走滑-挠曲盆地, 因此这两种盆地既可以是单旋回并置产生, 也可以是再旋回叠加产生.

5.2.2 垂向复合盆地——盆地的叠加 为了确定盆地的叠加, 应对不同构造层次的变形特征进行分析, 构造层次主要是指在同一变形幕中具有不同变形特征的构造层, 可以根据深度、温

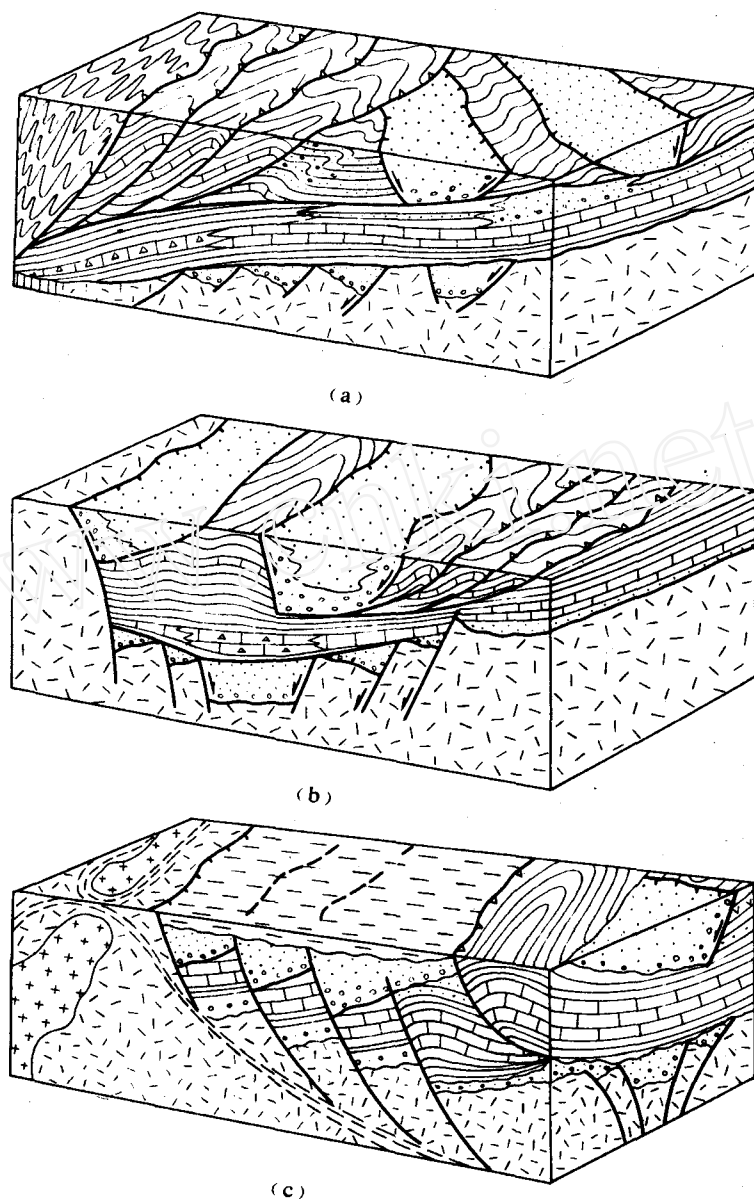
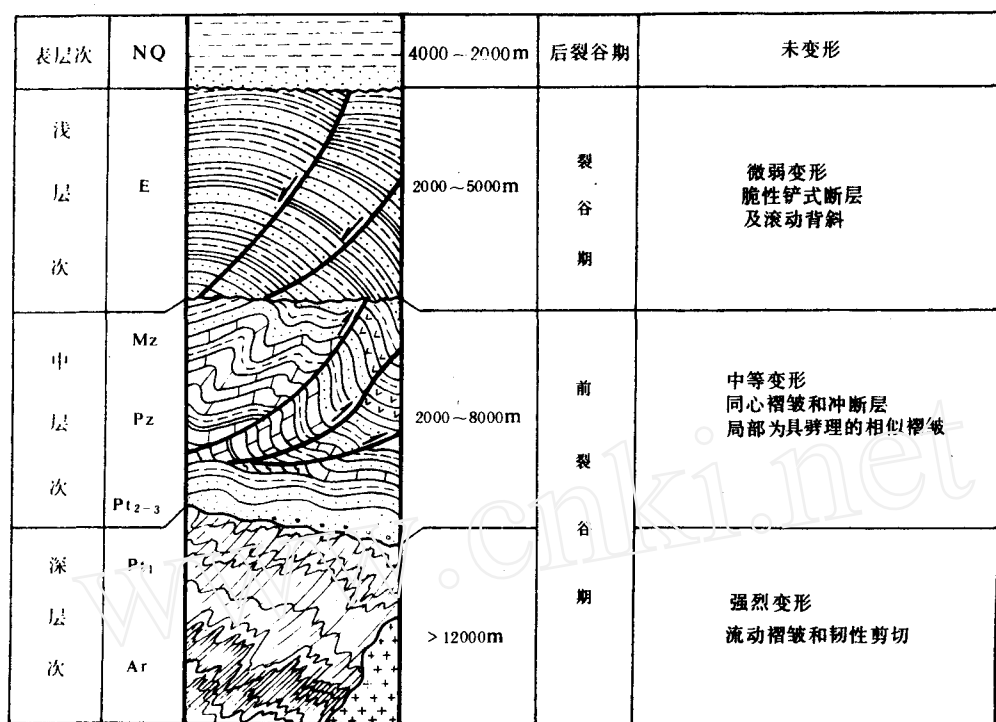


图 17 盆地反转构造样式的 3 种基本类型

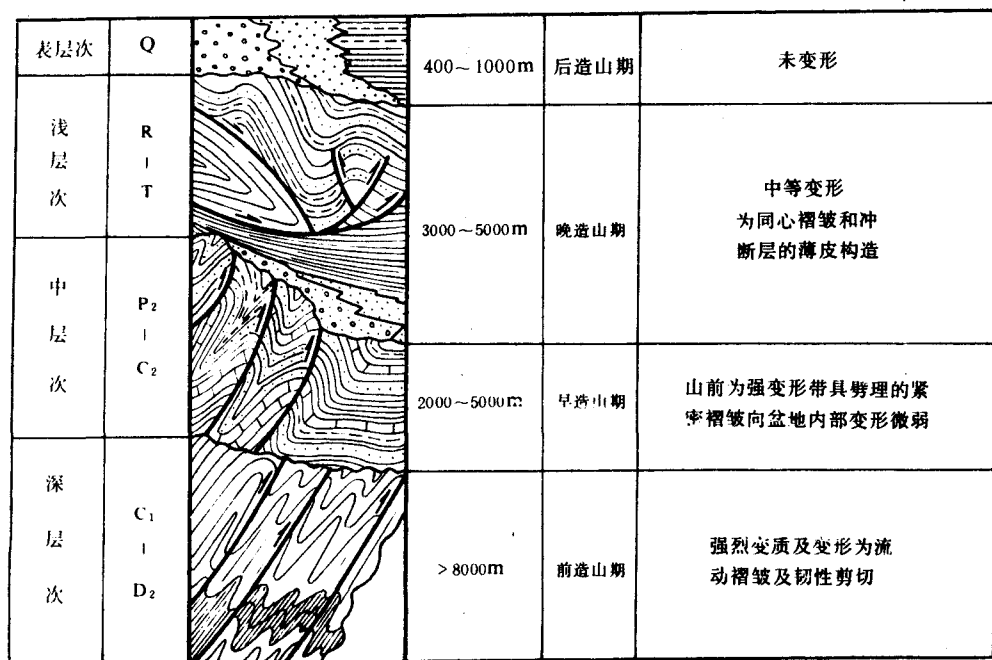
Fig. 17 Three basic models of inversion structural styles in basin

- a. 正反转构造, 由早期被动大陆边缘正断层系部分反转为前陆冲断层; b. 正反转与负反转交替构造坳拉槽反转为冲断带与地堑; c. 负反转构造早期褶皱-冲断层带部分转化为铲式正断层

度、压力及岩性等因素划分为 3 个层次即: 浅层次、中层次和深层次^[25]。由于中国具有再旋回造山和再旋回成盆特点, 而且许多盆地具有应力场转化和构造反转等特点, 所以作者采用了“叠加构造层次”概念来分析中国盆地各阶段应力场及其转化特征。在渤海湾盆地内构造阶段的明显变化发生在中层次与浅层次之间, 即由中生代压缩构造体系变为新生代的伸展构造体系 (图 18a); 在准噶尔盆地南缘, 中深层次为早期造山作用产生的上古生界变形, 浅层



(a)



(b)

图 18 叠加构造层次图解

Fig. 18 Sketch map of superposed tectonic level

a. 渤海湾盆地叠加构造层次示意柱状剖面图; b. 准噶尔盆地南缘叠加构造层次柱状剖面图

次是再旋回造山作用产生的中、新生界变形,后造山期则出现重力滑动现象,因此在褶皱-冲断层带的后缘可以出现正断层(图18b),但主体及前缘仍为滑脱薄皮构造带。

综上所述,各类沉积盆地演化和构造样式发育是区域应力场作用的结果。区域性离散应力场产生各种伸展构造变形序列;区域性聚合应力场产生各种压缩构造变形序列,以及区域性剪切应力场产生各种走滑构造变形序列。沉积层序中各种塑性层是形成各种挤入构造及滑脱的主要因素之一。介质受力后所产生的滑移线场则是潜在的各种断层轨迹,在平面上的滑移线场是形成各种走滑断层和走滑盆地的潜在方位,在剖面上的滑移线场则产生各种倾滑断层和走滑盆地的潜在面,可以用来预测各类断层和盆地发育。

本文在构造阶段与盆地类型分析中得到王鸿祯教授指导,在地球动力学与构造样式分析中得到马杏垣教授指导,在中国盆地类型及油气圈闭分析中得到石油天然气总公司翟光明教授及宋建国教授的指导与协助,在各类盆地工作时得到杨俊杰教授、李银德教授、张伯荣高级工程师等协助。在整理成文时得到王亨君教授协助和支持,赵玉栋工程师清绘图件,一并致以深切谢意。

参 考 文 献

- 1 王鸿祯主编. 中国古地理图集. 北京: 地图出版社, 1985. 1~85
- 2 马杏垣主编. 中国岩石圈动力学图集. 北京: 中国地图出版社, 1989. 1~68
- 3 Liu Hefu. Geodynamic scenario and structural styles of Mesozoic and Cenozoic basins in China. AAPG Bull, 1986, 70 (4): 337~395
- 4 Miall A D. Principles of sedimentary basin analysis. New York: Springer-Verlag, 1990. 414~415
- 5 Hsü K J. Relict back-arc basins: principles of recognition and possible new examples from China. In: Kleinspehn K L, Paola C, eds. New perspectives in basin analysis. New York: Springer-Verlag, 245~263
- 6 Lowell J D. Structural styles in petroleum exploration. Tulsa: OGCL Publications, 1987. 1~38
- 7 Mckenzie D P. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet Sci Letters, 1978, 40: 25~32
- 8 Royden L, Keen C E. Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. Earth Planet Sci Letters, 1980, 51: 343~361
- 9 马杏垣, 刘和甫, 王维襄等. 中国东部中、新生代裂隙作用和伸展构造. 地质学报, 1983, (1): 22~32
- 10 Hamilton W. Crustal extension in the Basin and Range Province, Southwestern United States. In: Coward M P, Dewey J F, Hancock P L, eds. Continental extensional tectonics. Geological Society of London Special Publication, 1987, 28: 155~176
- 11 翟光明主编. 中国石油地质志. 北京: 石油工业出版社, 1990. 16: 1~615
- 12 Burke E. Aulacogens and continental break-up. Ann Rev Earth Planet Sci, 1977, 5: 371~396
- 13 Lowell J D, Genik G J. Sea floor spreading and structural evolution of southern Red Sea. Bull Am Assoc Petrol Geol, 1972, 56: 247~259
- 14 金庆焕主编. 南海地质与油气资源. 北京: 地质出版社, 1989
- 15 刘和甫, 陆伟文, 王玉新. 鄂尔多斯西缘冲断-褶皱带形成与形变. 见: 杨俊杰等主编. 鄂尔多斯盆地西缘掩冲带构造与油气. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1990
- 16 陆邦干主编. 中国典型地震剖面图集. 北京: 石油工业出版社, 1989
- 17 Einsele 等. 西藏日喀则白垩纪弧前盆地: 沉积物和盆地演化. 岩相古地理, 1993, 13 (1): 3~31
- 18 吴紫电. 马家滩推覆体结构形态及与周边构造关系. 见: 杨俊杰等主编. 鄂尔多斯盆地西缘掩冲带构造

- 与油气. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1990
- 19 梁慧社, 刘和甫. 川西龙门山褶皱-冲断带构造研究. 河北地质学院学报, 1992, 15 (4): 407~414
- 20 汤良杰. 塔里木盆地多层次滑脱构造与含油气远景探讨. 地质学报, 1992, 66 (2): 97~107
- 21 Jamison J W. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. *Journal of Structural Geology*, 1987, 9 (2)
- 22 朱志澄, 马杏垣. 用解析构造观研究逆冲推覆构造. 见: 杨俊杰等主编. 鄂尔多斯盆地西缘掩冲带构造与油气. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1990
- 23 Sylverster A G. Strike-slip faults. *Bull Geol Soc Am*, 1988, 100: 1666~1703
- 24 Allen P A, Allen J R. Basin analysis principles and applications. Oxford, London: Blackwell Scientific Publications, 1990
- 25 Williams G D, Powell C M, Cooper M A. Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, Williams, eds. *Inversion tectonics*, Geol Soc Special Publication, 1989, 44: 3~15

DYNAMIC CLASSIFICATION OF SEDIMENTARY BASINS AND THEIR STRUCTURAL STYLES

Liu Hefu

(China University of Geosciences, Beijing 100083)

Abstract

Sedimentary basins can be classified in terms of (1) geometry, (2) kinematics, (3) dynamics, and (4) chronology. In dynamic terms, the basins fall into three main categories: (1) extensional basins, (2) compressional basins and (3) strike-slip basins. Special geometric features of these basins can be identified in different evolution stages in terms of plate movement. Their relevant structural styles are extensional, compressional and strike-slip. Structural analyses provide both theoretical and technical means for oil and gas exploration. Classification of basins can be made on the basis of the theories of global dynamic system and plate tectonics. Structural styles comparison can provide various geological models for the prediction of trap types and for the interpretation of seismic reflection profiles.

Key words extensional basin, compressional basin, strike-slip basin, structural styles, geodynamics.

第一作者简介

刘和甫(男), 1930年生, 1956年毕业于北京地质学院石油系, 现任中国地质大学(北京)能源地质系教授, 主要从事盆地分析和油气勘探研究, 通讯地址: 北京市学院路29号中国地质大学(北京)能源地质系, 邮政编码: 100083.

吴江(男), 1963年生, 1991年毕业于中国地质大学(北京)能源地质系, 获博士学位, 主要从事盆地分析与金矿地质研究工作, 现任武警黄金指挥部工程师, 通讯地址: 北京安外1604信箱, 邮政编码: 100012.

张家骅(男), 1935年生, 1960年毕业于北京地质学院, 现任中国地质大学(武汉)石油系副教授, 主要从事石油构造地质的教学与研究工作, 通讯地址: 湖北省武汉市喻家山中国地质大学(武汉)石油系, 邮政编码: 430074.

吴冲龙(男), 1945年生, 1982年毕业于武汉地质学院北京研究生部, 获硕士学位, 现任中国地质大学教授, 主要从事盆地动力学及地质信息、计算机处理方面的研究与教学工作, 通讯地址: 湖北省武汉市中国地质大学矿产系, 邮政编码: 430074.

解习农(男), 1963年生, 1992年毕业于中国地质大学(武汉)矿产系, 获博士学位, 现任中国地质大学煤田教研室讲师, 主要从事盆地分析及煤、油气地质学研究工作, 通讯地址: 湖北省武汉市中国地质大学(武汉)矿产系, 邮政编码: 430074.

刘景波(男), 1964年生, 1985年毕业于西北大学地质系, 1988年毕业于中国地质大学(武汉)研究生院, 获硕士学位, 现为地质大学(北京)岩石学博士研究生, 主要从事变质岩石学及造山带演化等方面的研究, 通讯地址: 中国地质大学(北京)91博, 邮政编码: 100083.

杨坤光(男), 1954年生, 1982年毕业于武汉地质学院地质系, 1989年在中国地质大学获硕士学位, 主要从事构造地质学、花岗岩体侵位机制等方面的教学和科研工作, 现任中国地质大学(武汉)地质系讲师, 通讯地址: 湖北省武汉市喻家山中国地质大学地质系, 邮政编码: 430074.

安太康(男), 1956年毕业于北京地质学院, 现为北京大学地质系教授, 博士生导师, 中国古生物学会副理事长(全国人大代表), 主要从事微体古生物学研究工作, 通讯地址: 北京大学地质系, 邮政编码: 100871.

林锦璇(女), 1937年生, 1961年毕业于北京地质学院水文地质工程地质系, 现任地矿部水文地质工程地质研究所高级工程师, 主要从事地热数据库, 各类软件包及油气田、金属矿床成矿作用等研究工作, 通讯地址: 河北省正定县地质矿产部水文地质工程地质研究所, 邮政编码: 050803.

张叔贞(女), 1936年生, 1959年毕业于北京地质学院金属非金属专业, 现任中国地质大学(武汉)矿产系副教授, 主要从事矿床学的教学和科研工作, 通讯地址: 湖北省武汉市中国地质大学(武汉)矿产系, 邮政编码: 430074.

黄慧萍(女), 1956年生, 1981年毕业于中国地质大学(武汉)应化系, 现任中国地质大学应用化学系讲师, 主要从事现代仪器分析的研究工作, 通讯地址: 湖北省武汉市中国地质大学(武汉)应化系, 邮政编码: 430074.