

第一章 前陆盆地及含油气性概论

目前石油约占世界能源消费的 40%，油气总和约占 63%，剩下 37% 分别是煤、水力、核能、生物能以及太阳能等。以当前的探明石油储量除以石油消费水平计算，世界石油还可开采 40 年。石油产量的最高值将在 2020 年左右出现，如果考虑到亚太地区石油需求的快速增长，这一时间将可能大大提前。据美国《展望》杂志报道，1995 年的研究表明，石油产量最高值将在 2004~2008 年出现。因为石油年产量和石油累积发现量均遵循正态分布曲线，且年产量峰值滞后于累积发现量峰值（哈伯特，1956）。那么，自从公元前 10 世纪开始利用石油沥青至今，人类发现和利用了多少石油资源呢？据挪威第 14 届世界石油大会（1994）的统计资料，全世界常规原油最终可采资源量为 $3113 \times 10^8 \text{t}$ 。这一数字在北京召开的第 15 届世界石油大会（1997）上增至 $3250 \times 10^8 \text{t}$ 。截止 1998 年底全世界已累计产油 $1145 \times 10^8 \text{t}$ ，石油剩余探明储量约 $1411.29 \times 10^8 \text{t}$ ，探明程度近 80%，待发现的常规原油资源量约 $(610 \sim 670) \times 10^8 \text{t}$ 。此外，全世界尚有非常规原油资源 $(4000 \sim 7000) \times 10^8 \text{t}$ ，但需要靠新的科学技术去发现（程希荣，1999）。

世界油气勘探有关数据的统计与分析（周庆凡等，1996）表明：

- (1) 油气储量在盆地中的分布是极不均匀的，三角洲盆地和压扭盆地含油气丰度最高，下翘盆地、前陆盆地和裂谷盆地次之，克拉通盆地含油气丰度最低；
- (2) 勘探成功率最高的是上覆在早期弧后盆地之上的大西洋型被动边缘盆地（85%），成功率大于 50% 的有中国型（或再生）前陆盆地、A 型前渊、A 型褶皱带（图 1-1）以及

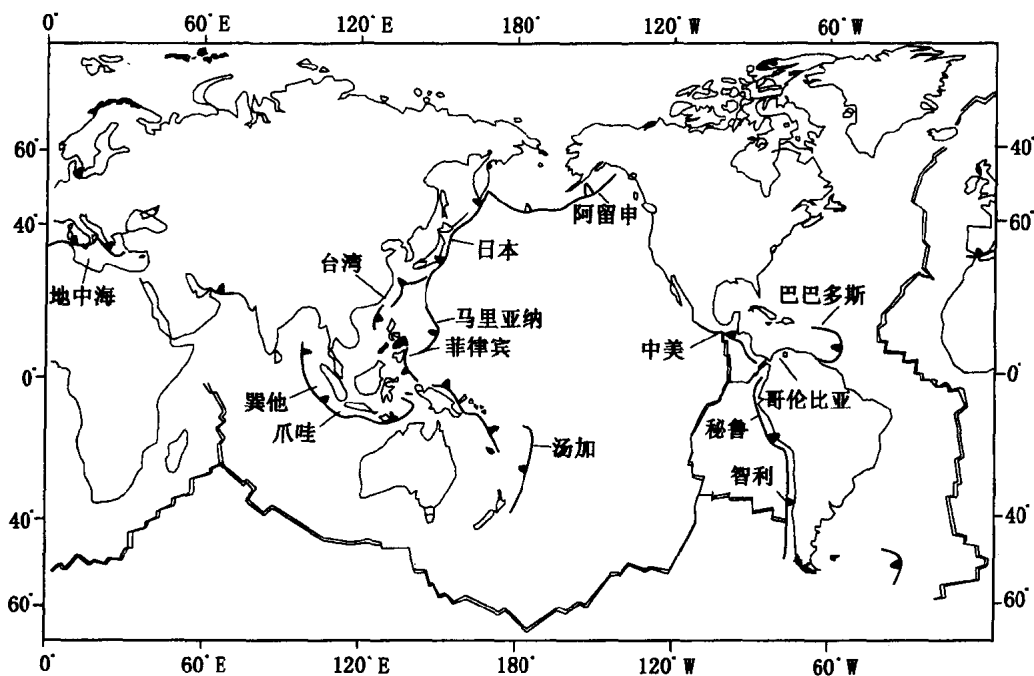


图 1-1 全球活动俯冲带与前陆盆地分布示意图（据 Underwood 等，1995）

位于早期裂隙地堑上的克拉通盆地 其它类型盆地的勘探成功率均小于 20%；

(3) 在四大油气域中，特提斯油气域（大约在北纬 30°与南纬 30°之间）占全球油气总储量的 68%，北方油气域（特提斯油气域以北）占 23%，而南冈瓦纳、太平洋油气域分别为 4%和 5%。

据《油气杂志》1998 年统计世界各国石油剩余探明储量前 10 名的排位为：沙特阿拉伯 $353.276 \times 10^8 \text{t}$ ；伊拉克 $153.45 \times 10^8 \text{t}$ ；科威特 $128.216 \times 10^8 \text{t}$ ；阿布扎比 $125.7608 \times 10^8 \text{t}$ ；伊朗 $122.3508 \times 10^8 \text{t}$ ；委内瑞拉 $99.0264 \times 10^8 \text{t}$ ；俄罗斯 $66.2536 \times 10^8 \text{t}$ ；墨西哥 $65.2292 \times 10^8 \text{t}$ ；利比亚 $40.2380 \times 10^8 \text{t}$ ；中国 $32.7360 \times 10^8 \text{t}$ 。而当年全世界产油 $33.1511 \times 10^8 \text{t}$ ，排位前 10 名的国家是：沙特阿拉伯 $4.0290 \times 10^8 \text{t}$ ；美国 $3.1873 \times 10^8 \text{t}$ ；俄罗斯 $2.945 \times 10^8 \text{t}$ ；伊朗 $1.7985 \times 10^8 \text{t}$ ；中国 $1.5978 \times 10^8 \text{t}$ ；委内瑞拉 $1.554 \times 10^8 \text{t}$ ；挪威 $1.5247 \times 10^8 \text{t}$ ；墨西哥 $1.524 \times 10^8 \text{t}$ ；英国 $1.3299 \times 10^8 \text{t}$ ；伊拉克 $1.057 \times 10^8 \text{t}$ 。

石油主要蕴藏在全世界分布的各类沉积盆地之中，但是这种分布是不均衡的（图 1-2）。因

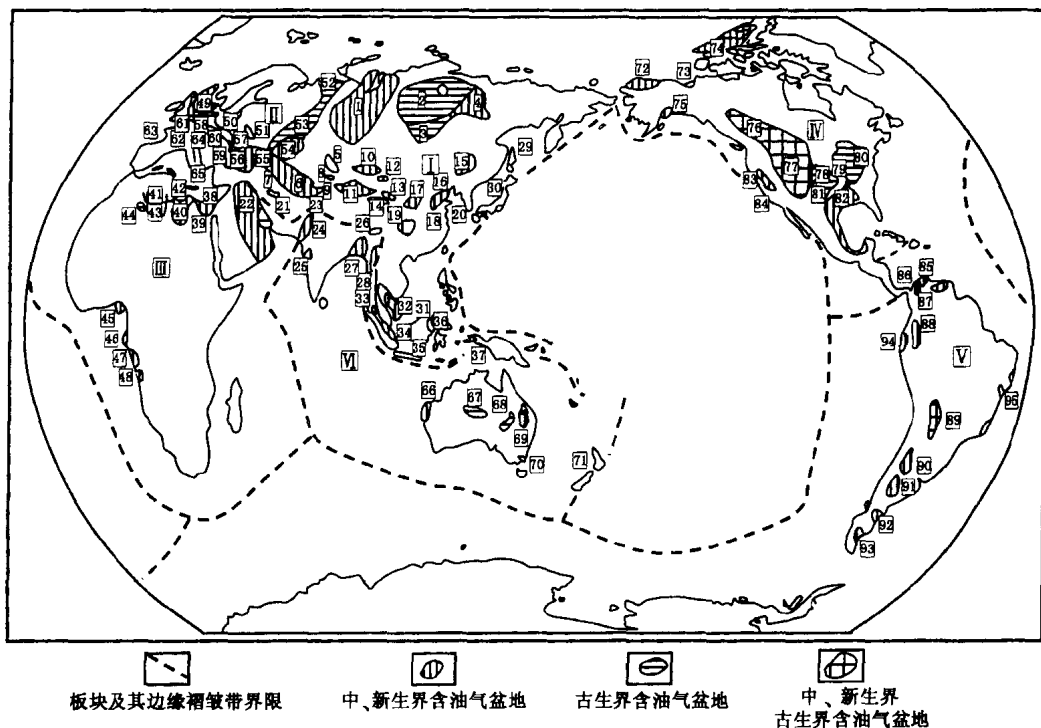


图 1-2 全球板块及边缘褶皱带与含油气沉积盆地分布图 据甘克文等，1979)

I—亚洲诸板块及其边缘褶皱带：1—西西伯利亚；2—通古斯；3—安加拉—勒拿；4—维柳伊；5—楚萨雷苏；6—卡拉库姆；7—南里海；8—费尔干；9—塔吉克；10—准噶尔；11—塔里木；12—吐鲁番；13—酒泉；14—柴达木；15—松辽；16—渤海湾；17—陕甘宁；18—江汉；19—四川；20—苏北；21—伊朗中部；29—萨哈林；30—日本；31—曾姆—沙捞越；32—暹罗湾；33—北苏门答腊；34—中南苏门答腊；35—爪哇；36—库特；37—萨拉瓦提；II—北欧板块及其边缘褶皱带：49—北海；50—中欧；51—德聂伯—顿涅茨；52—伯绍拉；53—阿尔乌拉尔；54—滨里海；55—北高加索；56—莫埃西；57—前喀尔巴阡；58—维也纳；59—特兰西瓦尼亚；60—潘农；61—磨拉石；62—巴黎；63—阿奎坦；64—波河；65—亚得里亚海；III—非洲板块及其边缘褶皱带：22—波斯湾；38—苏伊士；39—西沙漠；40—锡尔特；41—三叠；42—吉夫腊；43—伊利兹；44—阿赫内特；45—尼日利亚海岸；46—加蓬；47—下刚果；48—宽扎；IV—北美板块及其边缘褶皱带：72—北极斜坡；73—北极海岸；74—斯维尔德鲁普；75—库克湾；76—阿尔伯特；77—落基山；78—西内部；79—东内部；80—阿巴拉契亚；81—二叠；82—墨西哥湾；83—圣华金—萨克拉门托；84—加利福尼亚沿海；V—南美板块及其边缘褶皱带：85—马拉开波；86—马格达雷那；87—东委内瑞拉；88—普图马约；89—圣克鲁斯；90—库约；91—内乌肯；92—印豪尔特；93—麦哲伦；94—瓜亚基尔；95—巴西沿岸；VI—印度洋板块及其边缘褶皱带：23—波特瓦尔；24—印度河；25—坎贝；26—阿萨姆；27—孟加拉湾；28—伊洛瓦底；66—卡纳尔文；67—阿马迪厄斯；邱—库珀；69—博思—苏拉特；70—吉普斯兰；71—旺加努伊

此，致力于发现石油并总结油气的分布规律仍然是今后相当一个时期内石油地质勘探家的首要任务之一。

第一节 前陆盆地概论

与其他科学概念一样，前陆及前陆盆地概念也是一个在不断发生变化的概念，因此我们在此有必要简略地回顾其发展、沿革、充实、完善的历程。

(1) 槽台模式：地槽迁移方向由优地槽指向冒地槽，向地台区称前陆。在槽台模式的发展过程中，欧洲 (Haug, 1900; Schuchert, 1923; Rutten, 1927; Kuenen, 1937; Stille, 1940; Umbgrove, 1949; Van Bemmelen, 1949; de Sitter, 1956; Kuendig, 1959; Trumphy, 1960; Aubouin, 1965)、北美 (Kay, 1947, 1951; Dietz, 1963; Holden, 1966) 和前苏联 (Belousov, 1962; Smirnov, 1968) 的一大批学者功不可没。

(2) 板块阶段：前陆盆地的成因机制是由于逆冲推覆的构造负载和沉积物负载导致的岩石圈板块挠曲 (Wilson, 1966; Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks 等, 1968; Mitchell 等, 1969; Dewey 等, 1970; Dickinson, 1971; Bally 等, 1980)。

(3) 盆地模拟阶段：始自 Price (1973) 将冲断和地层挠曲、沉降作用研究的有机结合。他以加拿大西部的前陆盆地和褶皱带为例，定性地提出前陆盆地的成因源于区域均衡沉降，这类均衡沉降是褶皱—逆冲带导致的上地壳载荷的产物。这种形式的沉降产生了前渊并成为堆积沉积物的场合。Beaumont (1981) 和其他学者的深入研究使这一理论不断得以发展并趋于完善。前陆盆地在某种程度上与其所处的板块构造背景，尤其与其下伏的、早期的沉积盆地——通常是地台或大陆边缘有关。这一时期，人们将前陆盆地视为沉积在与活动造山带相邻的克拉通区的沉积岩序列；沉积物来源于造山带并向克拉通减薄，向造山带加厚。沉积物大多卷入沉积期后的褶皱并向克拉通逆冲，导致构造缩短和在盆地内出现生长地层现象 (Leckie 等, 1992)。

另外，在几何学和运动学方面，Suppe (1983) 等对断层相关褶皱的几何学与运动学的研究具有原创性，是现代构造几何学分析的理论基础；有关断展褶皱 (Mitra, 1998) 和断滑褶皱定量分析 (Josepoblet, 1996) 的研究也具有代表性。在动力学方面，岩石圈挠曲作用的岩石物理模拟和计算机数值模拟比较突出的如二维非均一弹性板模型 (Stockmal, 1986) 地层扩散模型 (Sinclair 等, 1991)、粘弹性三维挠曲模型 (Beaumont 等, 1988)、板内应力挠曲模型 (Cloetingh 等, 1992)、沉积负载加载的岩石圈挠曲模型 (Watts, 1992) 横向强度变化与非弹性层岩石圈挠曲模型 (Waschbusch 等, 1992) 和三维挠曲模型 (Stern 等, 1992) 等。实际上，前陆盆地研究逐渐成熟的标志是系统性研究，是对前陆盆地的构造变形、沉积充填和基底挠曲沉降等诸多因素的综合研究。国外研究较为成熟的地区是环太平洋域的阿尔伯特、落基山、阿巴拉契亚和特提斯域的比利牛斯、阿尔卑斯前陆盆地等。

与之相比，国内发育许多类似于经典前陆盆地的中、新生代含油气沉积盆地，研究较多的地区有川西 (刘和甫等, 1994; 罗志立等, 1995; 刘树根等, 1995; 蔡立国等, 1997)、准噶尔 (吴晓智等, 1996)、库车 (汤良杰等, 1991; 1996; 刘和甫等, 1994; 曹守连等, 1994; 田作基等, 1995; 何登发等, 1996; 陈发景等, 1996; 刘志宏等, 1999; 施泽进等, 1999; 贾承造等, 2000; 卢华复等, 2000; 吕修祥等, 2000; 魏国齐等, 2000)、塔西南

(肖安成, 1996; 金之钧等, 2000)、柴达木(翟光明等, 1997; 夏文臣等, 1998; 杨明慧等, 1998, 1999; 胡受权等, 1999)和鄂尔多斯(李思田等, 1995; 刘少峰等, 1996, 1999; 孙肇才, 2000)、楚雄(蒲心纯等, 1996; 朱同兴等, 1997; 谭富文等, 2000)、十万大山(张岳桥, 1999)、羌塘(李勇等, 2002)、河西走廊(毛明陆等, 1996)等。尽管国内盆地具有类似的地球动力学背景、沉积充填序列,但是与国外的典型前陆盆地相比仍然存在显著的差异。实际上,它们可能是两种不同类型的沉积盆地(陈发景等, 1992; 罗志立等, 1995; 刘和甫等, 2000; 卢华复等, 2000; 金之钧等, 2002)。

一、前陆盆地概念

前陆盆地通常定义为发育在线性收缩造山带和稳定克拉通之间的狭长槽地。这主要是由造山带中的褶冲带载荷引起的挠曲沉降形成的(图 1-3)(Price, 1973; Dickinson, 1974; Beaumont, 1981; Jordan, 1981, 1995; Lyon-Caen 等, 1985)。20 世纪 60 年代流行的术语“前渊”(Aubouin, 1965)曾与“前陆盆地”通用。前陆盆地具有极为鲜明的构造—沉积特征(图 1-4): ①前陆盆地沉积充填在横剖面上呈楔状,它的最厚部分与褶冲带相邻或一部分位于褶冲带之下(Jordan, 1995); 前陆盆地沉积物主要来源于相邻的褶冲带,少数来源于该盆地的克拉通一侧(Dickinson 等, 1979; Schwab, 1986; De Celles 等, 1989); 挠曲隆起或前隆可能将前陆盆地的主体部分与克拉通分开(Jacobi, 1981; Karner 等, 1983; Quinlan 等, 1984; Crampton 等, 1995)。多数学者认为盆地的一侧被褶冲带限制,而另一侧被未变形的克拉通限制。纵向上,前陆盆地通常消失于边缘洋盆地或残留洋盆地中(Miall, 1981; Covey, 1986; Ingersoll 等, 1995)或弧后扩张盆地(Hamilton, 1979)。Dickinson (1974)划分出边缘前陆盆地和弧后前陆盆地。前者形成于冲断方向与俯冲方向相同的冲断带前缘中的俯冲板块上;后者发育在大陆边缘岩浆弧和与之有关的逆俯冲方向冲断带内侧的仰冲板块上。尽管对此差别已进行了 20 年的研究,直到上世纪末才认识到二者在地球动力学上的差别,从而识别出了两类基本性质不同的前陆盆地(Gurnis, 1992; Royden, 1993)。

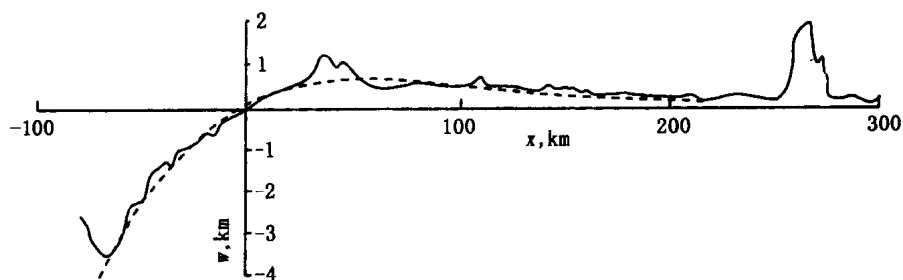


图 1-3 前陆盆地地球动力学模式图(据 Turcotte 等, 1982)

由于前陆盆地油源主要来自下伏地层,所以在研究前陆盆地的石油地质特征时是将前前陆期与前陆期的地层统一考虑,此时的前陆盆地其实是一个空间区域的概念,并非原始定义的前陆盆地。

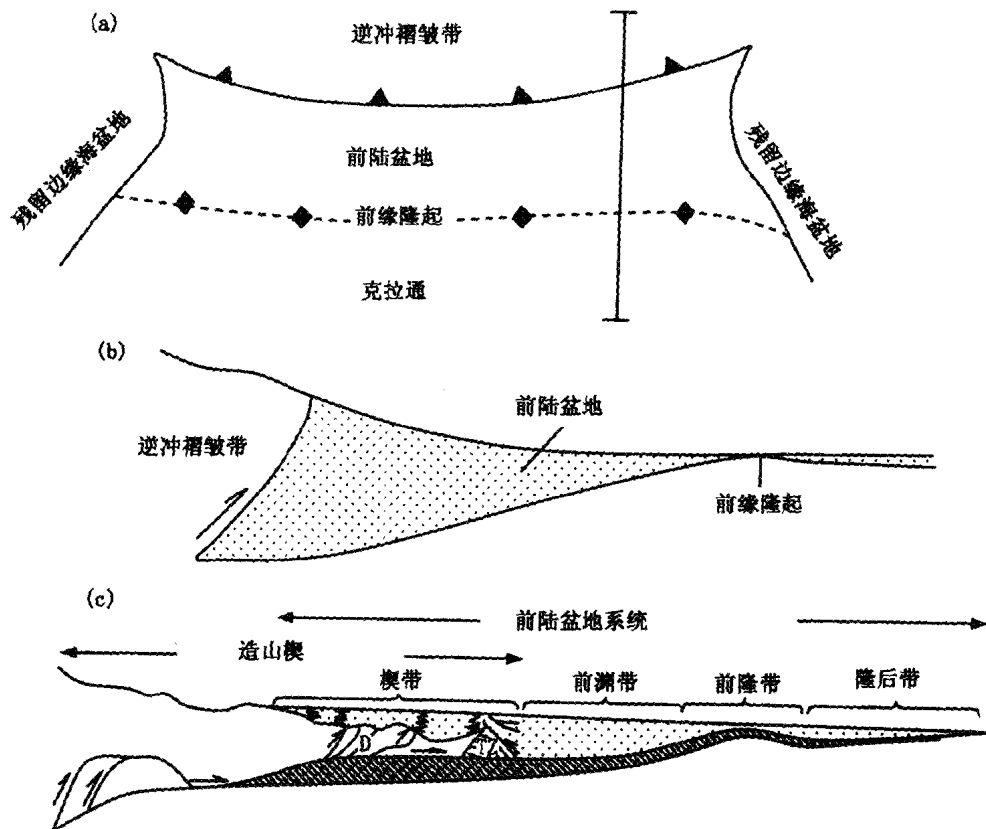


图 1-4 前陆盆地系统构造—沉积要素图 (据 De Celles 等, 1996)

(a) 典型前陆盆地的平面示意图, 两侧边界为残留的边缘海盆地, 比例尺应为 $10^2 \sim 10^3 \text{km}$ 尺度范围, 右侧的垂线表示图 (b) 的横剖面方位; (b) 前陆盆地的剖面形态模型, 注意逆冲断层和盆地间的几何形态是不真实的, 垂直比例尺放大了约 10 倍; (c) 已修正的前陆盆地剖面形态模型, 具有逆冲楔顶带、前渊带、前隆带和隆后凹陷带等 4 个构造沉积带, 纵横比例基本一致。D 表示位于造山楔中的双重构造, TZ 表示三角带构造, 一般位于逆冲楔的前端部位。注意: 造山楔前缘与前陆盆地系统间有大范围的叠置

二、前陆盆地分类

Dickinson (1974) 引入“前陆盆地”这一术语, 并从板块构造角度提出两种成因类型: 周缘前陆盆地和弧后前陆盆地。这两类前陆盆地的差别表现在所处板块构造的位置及形成机制等方面 (图 1-5)。

1. 周缘前陆盆地

周缘前陆盆地位于造山带外侧, 与陆—陆碰撞 (A 型俯冲, Bally 等, 1980) 有关。在洋壳消减后, 大陆边缘随之俯冲, 前陆盆地发育在俯冲的大陆壳之上。周缘前陆盆地的板块构造位置近蛇绿岩带而远岩浆弧带。最为著名的例子就是油气储量独步天下的波斯湾周缘前陆盆地, 以及研究程度最高的阿尔卑斯山前磨拉石盆地 (晚白垩世—中新世) 国内可能包括日喀则白垩纪弧前盆地和早第三纪前陆盆地等 (陈发景等, 1996)。从周缘前陆盆地的发展历史和沉积充填序列看, 一般具有双含油气系统。

大陆碰撞造山带不同的构造演化阶段往往形成不同成因类型的周缘前陆盆地系统。李曰

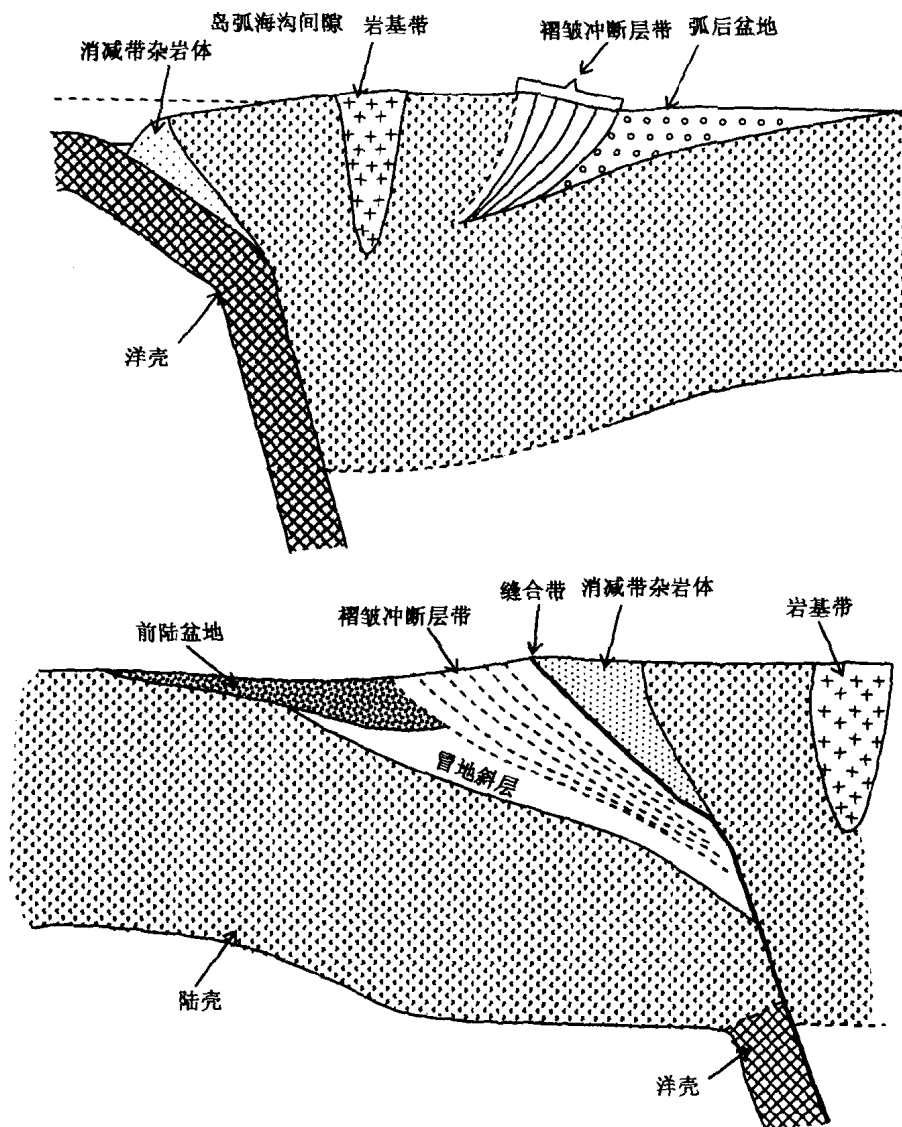


图 1-前陆盆地的早期分类方案 据 Dickinson, 1974)

俊等 (2000) 根据对喜马拉雅、乌拉尔和大别山等几个典型大陆造山带的研究, 把大陆碰撞造山带的构造演化过程分为陆—陆拼接和大规模陆内逆冲推覆 (陆内俯冲) 两个阶段: 早期陆—陆拼接阶段直接在俯冲板块被动大陆边缘基础上形成的前陆盆地称为“原前陆盆地”, 后期大规模陆内逆冲推覆 (或陆内俯冲) 阶段在俯冲板块内部形成的前陆盆地称为“远前陆盆地” (它比原前陆盆地距主缝合带远)。原前陆盆地和远前陆盆地是同一大陆碰撞造山带不同构造演化阶段的产物, 是两种不同成因类型的周缘前陆盆地, 它们构成了同一大陆造山带的双前陆盆地, 而不是传统概念的单一成因类型前陆盆地。刘少峰等 (1995) 根据对秦岭造山带的研究也曾提出陆—陆碰撞的双前陆盆地系统概念, 但与前者之间存在差异。

周缘前陆盆地的挠曲沉降机制主要有两种: 第一是叠瓦冲断带的构造加载使俯冲板块向下挠曲; 第二是板块碰撞引发的驱动力。

2. 弧后前陆盆地

弧后前陆盆地位于岩浆弧之后，与大洋岩石圈的俯冲（B型俯冲，Bally 等，1980）有关；与沟—弧系保持大致平行的关系，从而构成沟—弧—盆体系。弧后前陆盆地的板块构造位置远蛇绿混杂岩带，而近岩浆弧带。北美落基山弧后前陆盆地是位于太平洋板块向北美大陆板块俯冲所产生的内华达岩浆弧之后（Dickinson，1981），如加拿大的阿尔伯达盆地、安第斯山东侧的新生代盆地和中国台湾西部的上新世—更新世前陆盆地等。

弧后前陆盆地的挠曲沉降机制主要与弧后褶皱冲断带的构造负荷和沿岩浆弧展布的岩石圈热软化有关。变形特征与周缘前陆盆地类似，以压缩变形为主，而区别于以伸展变形为主的弧间盆地和弧后裂谷盆地。因此，弧后前陆盆地的发育与陆—弧碰撞有关，即克拉通与岩浆弧叠接。

3. 再生前陆盆地

再生前陆盆地是我国学者依据中国盆地发育特征提出的一种前陆盆地类型（图 1-6）。中国西北地区中、新生代的造山作用与同期俯冲作用或碰撞作用缺乏直接联系，也缺乏同期的岩浆弧或蛇绿混杂岩带，因此这些造山带被解释为陆内造山带。与之相邻的盆地则称山前盆地或山间盆地。然而，这类盆地的重要特征是其与古特提斯构造阶段发育的造山带在新特提斯构造阶段的重新活动有关，因此一些研究者将这种类型的造山带称为再生造山带（邓起东等，1999），或陆内造山带、板内造山带（张长厚，1996；崔盛芹等，1999）也称为叠覆造山带（任纪舜等，1999）。它们的含意相似但互相之间也存在一定的差异。一些学者将山前或山间盆地称为再生前陆盆地（刘和甫，1995；陈发景等，1996；卢华复等，2000），或陆内前陆盆地（田作基等，1995；张明山等，1996；金之钧等，2002）或碰撞后继盆地（Graham 等，1993；汤良杰，1996）。Bally（1980）称“中国型盆地”，后又改称为“喜马拉雅型盆地”。

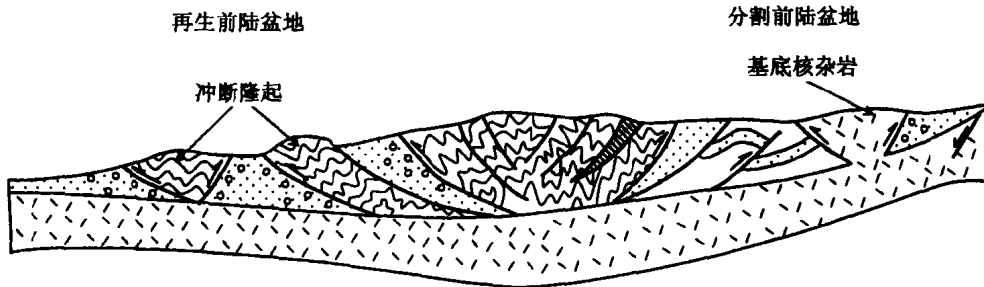


图 1-6 再生及分割前陆盆地类型（据刘和甫等，1995）

再生前陆盆地的形成机制主要与古老造山带的复活所产生的地壳缩短和构造加载有关。天山地区中、新生代地壳缩短量可达 300~500km，一系列叠瓦冲断层向南北两侧迁移形成构造负荷，使地壳挠曲沉降形成塔里木北缘和准噶尔南缘前陆盆地及吐哈盆地（刘和甫等，1994），祁连山前的酒泉盆地等（陈发景等，1996）。其沉积中心由造山带向克拉通方向迁移，沉降曲线具有明显的上凸特征，构造样式由造山带基底卷入的厚皮构造过渡为褶皱冲断的薄皮构造。

4. 分割前陆盆地

典型前陆盆地的基底简单、宽缓而连续，在同期变形中一般未被卷入；但个别前陆盆地的

基底卷入到变形之中，基底隆起使得前陆盆地分割成孤立的小盆地（刘和甫，1995）。据基底隆起与造山带走向呈正交或平行分割关系可分为：与造山带近正交分割的前陆盆地，是由于造山带的碰撞缩短导致与其正交方向上的伸展，尤其是拗拉槽老断层的复活和新断层伸展使前陆裂解形成分割盆地，构成盆地和隆起相间的格局。贺兰拗拉槽区的巴音浩特盆地、贺兰山隆起、银川地堑和鄂尔多斯西缘拗陷的相间格局，其形成机制可能与碰撞造山带有关。美国南俄克拉何马拗拉槽区的隆起与盆地相间格局也可能具有类似的机制。与造山带近平行的分割前陆盆地，则主要被基底和杂岩隆起所分割，北美落基山区拉拉米构造带所构成的破裂前陆盆地（Dickinson, 1981）是其典型，河西走廊的前陆盆地基底也有类似情况。

显然，周缘前陆盆地、弧后前陆盆地的确定和划分主要依据与弧—沟系的关系，特别是岩浆弧的时代和性质。大地构造相分析有助于确定板块俯冲极性和演化特点。但是这两类前陆盆地的确定标准是与阿尔卑斯造山带和科迪勒拉造山带有关的前陆盆地（Allen 等，1986），对分析中亚及中国地区的前陆盆地明显存在困难。魏国齐等（2000）将这些再生前陆盆地与弧后前陆盆地及周缘前陆盆地并列为第三类前陆盆地。刘和甫等（2000）也结合中国中、新生代前陆盆地发育状况，从盆山耦合角度做了类似的划分：楚雄盆地为弧后前陆盆地，与中生代墨江洋向东俯冲有关；四川盆地与鄂尔多斯盆地为周缘前陆盆地，与中生代南秦岭洋碰撞闭合有关；天山两侧再生前陆盆地与天山再造山活动有关（图 1-7）。

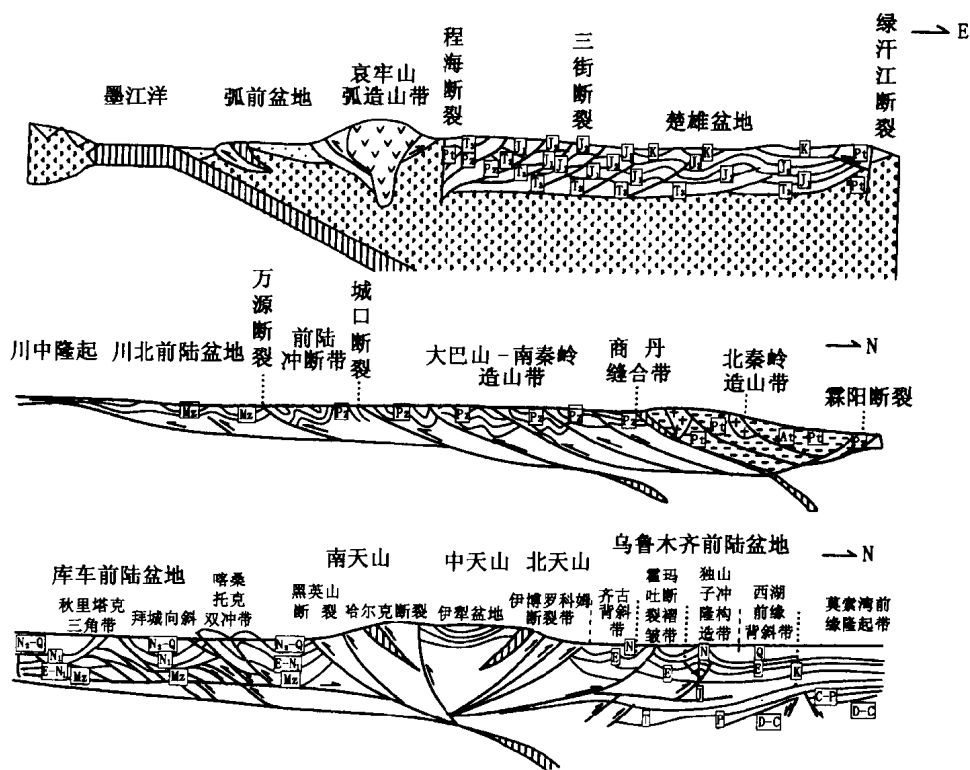


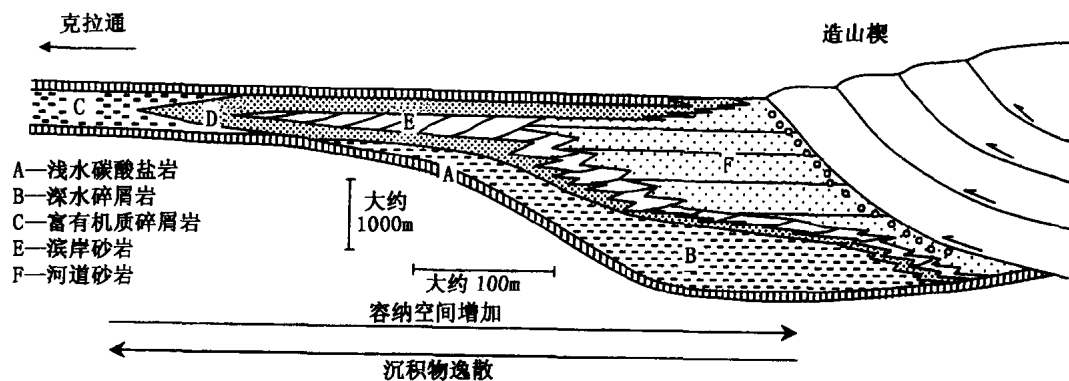
图 1-7 前陆盆地与造山带耦合类型示意图（刘和甫等，2001）

再生前陆盆地在构造样式、沉积样式及沉降曲线等方面都与其他典型前陆盆地有类似之处，但在地球动力学背景和烃源岩发育方面有较大区别。典型前陆盆地是受地幔对流驱动力控制；而再生前陆盆地受板内远程挤压力控制。在再生前陆盆地的成盆期层序中不存在海相

烃源岩，其海相烃源岩来自下伏的成盆期前被动陆缘层序，主要为克拉通海相沉积。

三、前陆盆地结构

前陆盆地呈不对称结构，沉积中心靠近造山带（图 1-8）。从沉积学角度主要有以下几种划分方案。第一种方案划分出褶皱冲断带、前渊凹陷带、中央沉降带、枢纽带和克拉通隆起带等 5 个带（刘和甫，1994）：①褶皱冲断带，主要由基底地层组成，也可以卷入早期前陆盆地沉积地层，是盆地沉积的主要物源区；②前渊凹陷带，为前陆盆地的沉积中心，沉积物多粗碎屑，发育冲积扇、河流及海岸平原和浅水相沉积；中央沉降带，为盆地沉降中心，以深水相细粒沉积为主，是主力烃源岩发育区；枢纽带，为克拉通与造山带之间的变动带，随造山带推进而向克拉通方向迁移，形成细碎屑沉积构成的相变带，沉积速率、沉降速率较低，常见超覆及不整合现象；该带发育的地层圈闭是前陆盆地油气的有利聚集带；克拉通隆起带，沉积与侵蚀交替发生，沉积速率很低，有时可以成为物源区，但其搬运极性与褶皱冲断带相反。第二种方案划分出造山楔、前渊、稳定前陆斜坡和前缘隆起（何登发等，1996）。第三种方案划分出造山楔（包括冲断褶皱带和楔顶）、前渊、前隆和隆后区等（De Celles 等，1996）。第四种方案则分：褶皱冲断带构成的活动翼或造山楔状体；紧邻活动翼或位于冲断带下盘的深拗陷；向克拉通方向延伸的稳定的前陆斜坡及前缘隆起等。



从构造地质学角度，尽管前陆盆地构造样式变化较大，但也具有明显的分带性。由造山带向克拉通方向构造变动渐趋平缓，总体以薄皮变形为主，可以分为 5 个带：相似褶皱带：常与韧性剪切带共生，主要由浅变质岩系组成，但有时出现活化基底，深变质岩系卷入其中，并逆冲到浅变质或未变质岩系之上，经典学派中称为根带；叠瓦冲断带：常形成双重冲断带，主要沿软弱层发育断坪构造，切过强硬层形成断坡构造，从而构成坡坪式或台阶式几何特点，有时形成双重构造或断弯褶皱，经典学派称为中带；三角带：当冲断带前缘在克拉通附近应力受阻时可以出现反冲断层，这时常构成“三角带”或“冲起构造”；传统上称为锋带，常形成断展褶皱；平缓断滑褶皱带：主要由断层及滑脱面构成平缓褶皱，随应力降低而渐趋平缓，可以成为良好的构造圈闭；弱变形前隆带：在前陆盆地的前隆带中褶皱构造基本消失，但有时可以构成良好的地层圈闭。因此前陆盆地有序性特征呈现在盆地结构、沉积层序和构造样式等方面，由于前陆盆地类型不同导致烃源岩的差异，盆地变形强度与应变率差异导致储集岩的变化及保存条件的差别等，都影响着前陆盆地内的油气丰度及

评价。此外，在前陆盆地内赋存的油气系统可以包括前陆盆地成盆前的沉积层序中的烃源岩和储层，良好的生储盖配置构成前陆盆地中油气系统的有序性。

四、前陆盆地演化

前陆盆地挠曲沉降的前提是岩石圈的早期伸展变薄和热沉降，而俯冲作用的牵引力和仰冲作用的负荷力促使岩石圈挠曲形成前陆盆地。

1. 从被动大陆边缘至周缘前陆盆地

周缘前陆盆地演化常常与被动大陆发育特征有关。对前造山期构造地层分析有助于了解

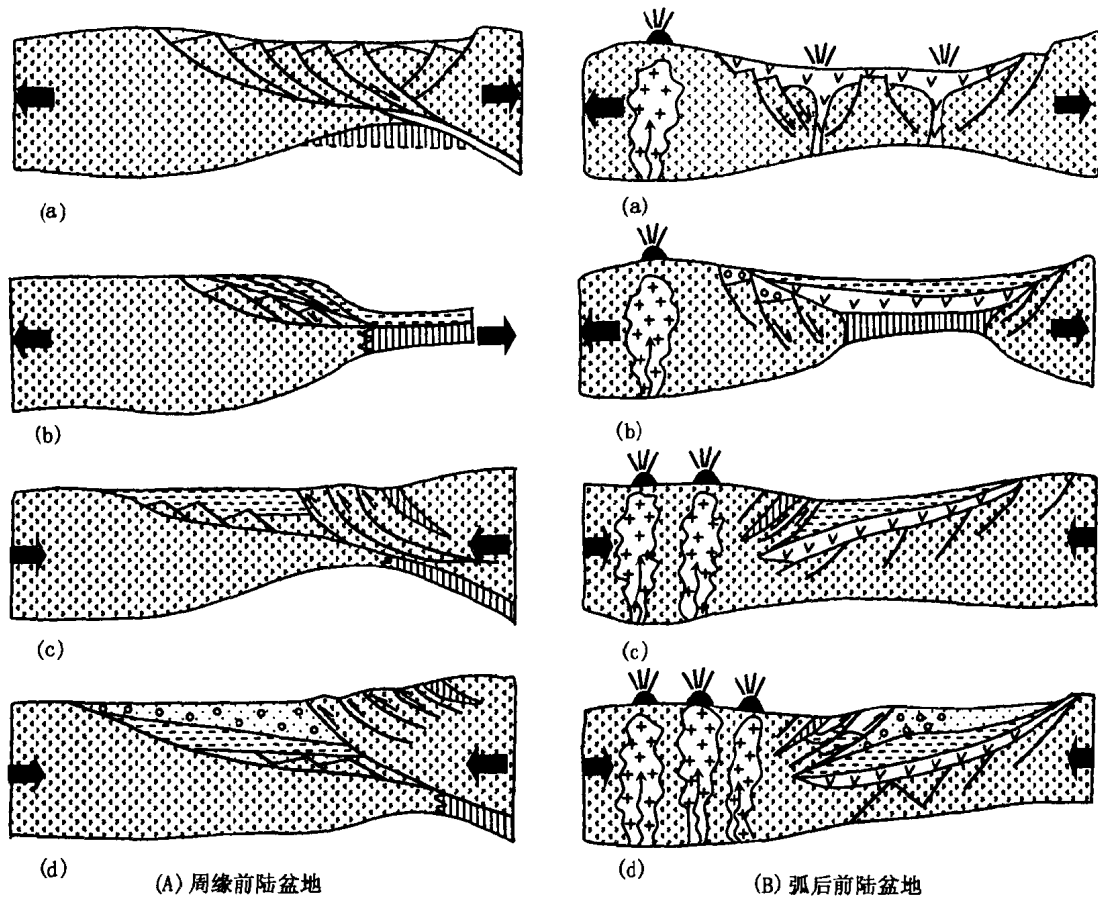


图 1-9 弧后和周缘前陆盆地演化过程 (据刘和甫, 1994)

造山带与前陆盆地发育的共扼关系，主要可以划分为 4 个阶段 (图 1-9)：①大陆裂解：大陆裂解常以三叉裂谷系开始，因此被动大陆边缘常呈锯齿状形态，形成海湾和海岬，如中国秦祁洋的古大陆边缘，对于大陆裂解过去常采用两侧对称的纯剪伸展模式，现在看来大陆裂解常呈不对称的单剪伸展模式；这一阶段以构造沉降为主；被动大陆边缘与洋盆：随着大陆漂移，洋壳侵位和洋盆形成，这时以热沉降为主，浊流和等深流沉积大量出现；被动大陆边缘沉积相分布主要受控于陆架折点，折点以上主要为浅海碳酸盐台地沉积及硅质碎屑岩沉积，折点以下主要为斜坡—盆地相，以海底浊积扇沉积为主；陆架折点受控于大陆裂解时的断裂带，构成克拉通的不稳定边缘，发育滑塌堆积；残留洋盆与复理石前陆盆地：随着板

块俯冲作用开始，被动大陆边缘伸展状态开始转化为压缩构造环境，缝合带（碰撞带）轮廓主要受锯齿状大陆边缘所控制，部分已转化为早期复理石前陆盆地，而部分海湾地带仍为残留洋盆，并有大型海底浊积扇发育，因此残留盆地与复理石前陆盆地几乎是同时发育；此外在俯冲海沟一侧可以发育弧前盆地，由火山弧供给的大量沉积物注入到盆地；磨拉石前陆盆地：随着剪刀式缝合的进展，可以进一步形成与造山带共扼的磨拉石前陆盆地，并充填向上变浅的沉积层序和粗碎屑沉积，呈现由浅海浊流沉积转化为三角洲相、河流相及冲积相沉积。造山带隆升与磨拉石盆地沉降的耦合作用使沉积作用呈现双幕地层模式：当冲断作用推进时呈现为造山带附近的楔状沉积体，而冲断作用静止时呈现为远端的席状沉积体。

前陆盆地褶冲带的推覆构造也可以分为二类：厚皮构造，为韧性变形产生的褶皱推覆体，在造山带核部基岩中由于剪切褶皱作用，在变薄翼产生韧性剪切，进一步发育冲断作用和推覆构造；薄皮构造，主要在造山带前缘，由于脆性冲断作用，在冲断层断坡带或前锋带产生相关褶皱，即断弯褶皱、断展褶皱和断滑褶皱等。冲断层在前展式发育过程在前缘常产生断展褶皱，但在后缘可以产生背驮式盆地。滑覆构造则由于造山带隆升和重力扩展所引起，常发育后展式冲断带和后缘的伸展断层。因此，褶冲带是控制前陆盆地中盆地结构、沉积层序与构造样式的重要因素。

2. 从弧后洋盆到弧后前陆盆地

弧后前陆盆地演化与周缘前陆盆地演化有着类似情况，在动力学上看也是从伸展环境转化为挤压环境。

(1) 弧后裂隙：随着岩浆弧后陆壳伸展变薄，开始发育深水裂隙槽及火山作用，常出现火山浊积岩、水下火山碎屑流及凝灰岩等，并呈现为差异沉降作用。

(2) 弧后洋盆：随着基性火山作用发育，弧后进一步扩张，出现蛇绿岩侵位，显示从早期火山盆地扩展成弧后洋盆，在火山裂隙槽之上为区域热沉降所覆盖，形成不对称的“牛头”轮廓。弧后盆地一侧形成深海陆坡，发育深水海底扇沉积，另一侧可以发育浅海陆架沉积。

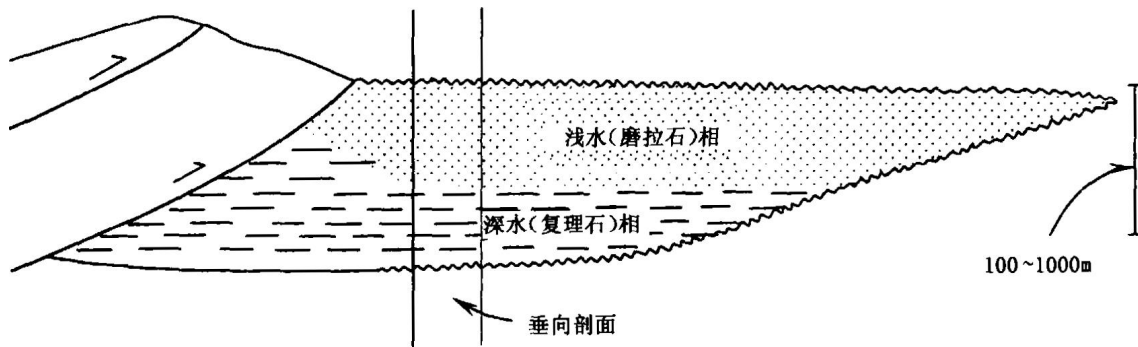
(3) 复理石前陆盆地：弧后盆地开始闭合和反转，洋底蛇绿岩部分仰冲，这时早期弧后盆地、陆坡、台地的格局转变为原始造山带和前渊格局，标志着弧后前陆盆地的开始发育，浊流沉积与泥质沉积互层，碎屑物主要来自岩浆弧。

(4) 磨拉石前陆盆地：随着造山带隆升，大量粗碎屑泻入，前陆盆地中沉积物充填，盆地沉积中心也向克拉通边缘一侧迁移，在盆地中发育浅海、三角洲和河流沉积体系。

从盆地沉积充填角度，前陆盆地及有关沉积层序可以划分为三类构造层序：前前陆盆地层序，即成盆前下伏沉积层序；前陆盆地沉积层序及后前陆盆地层序，后者也称上叠沉积层序(图 1-10)。

(1) 前前陆盆地沉积层序，可以是被动大陆边缘沉积，主要为陆架沉积，沉积物特征随古纬度而定，如富产油气的扎格罗斯前陆盆地曾处于低纬度地带，以丰富的有机物沉积为特征，具裂隙碳酸盐岩储层及广布的蒸发岩盖层，加上大型圈闭，构成富产油气的环境；也可以是弧后裂谷盆地沉积环境，以细粒浊流沉积构成良好烃源岩，分散在浊流沉积中的砂体或碳酸盐台地都可以构成良好的储层。南美安第斯山弧后前陆盆地的热流值高，也有利于烃源岩生成油气。

(2) 前陆盆地沉积层序，早期以细粒复理石沉积为特征，晚期则以粗粒磨拉石为特征，前陆盆地中烃源岩及储层分布主要受控于造山带活动和海平面变化，沉积体呈楔形向克拉通



层序为以不整合面为界，向上变粗和变浅的岩性段

图 1-10 前陆盆地的构造层序地层结构 (据 Stockmal 等, 1992)

方向变薄 (图 1-11)。沉积物源主要来自造山带，部分来自克拉通方向，由于造山带的蚀顶作用，可以根据沉积层序中物源确定造山带隆升和反序沉积作用。

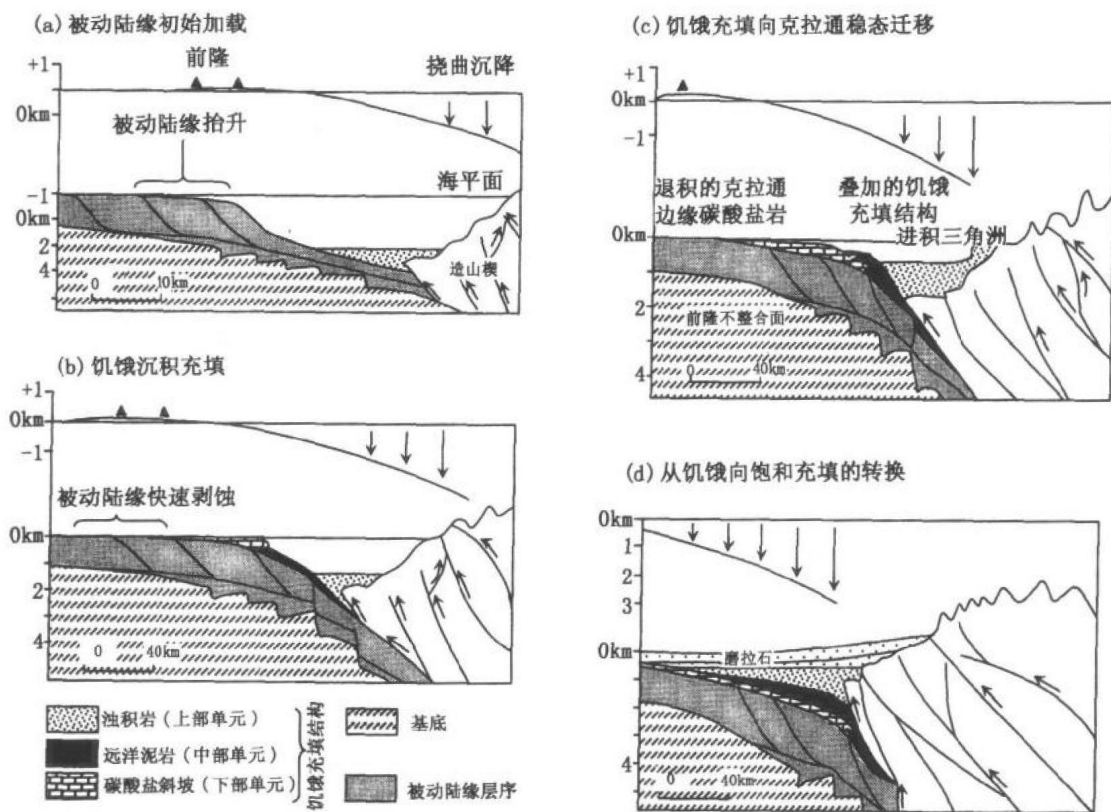


图 1-11 前陆盆地的沉积演化过程 (据 Sinclair 等, 1997)

(3) 后前陆盆地沉积层序，可以上叠伸展盆地或走滑盆地的沉积层序，使前陆盆地上覆负荷增加促进油气成熟，但也可能受断层作用使前陆地盆地的油气散失。

在周缘前陆盆地演化过程中，从复理石向磨拉石的转变一直是个引人关注的问题。一种观点是大陆碰撞的开始和周缘前陆盆地的开始分别由前陆板块继承性被动边缘的变形和弯曲

引起(Sinclair, 1997)。在板块逐渐聚敛期间, 周缘前陆盆地从欠充填复理石阶段发育至充填或过充填磨拉石阶段。一般地, 这一复理石向磨拉石的转变解释成冲断楔形体和前陆盆地越过继承性被动边缘枢纽线的迁移。研究表明, 在北阿尔卑斯前陆盆地发育期间, 继承性的古深水区和俯冲的欧洲被动边缘岩石圈强度的变化在复理石向磨拉石的转变中都不起主要作用。复理石向磨拉石沉积转变时期, 由阿尔卑斯提供的沉积物至少增加 30%。在复理石向磨拉石转变的同时(中渐新世), 造山带内部经历了加速的剥露作用、高压变质岩的隆升、下部岩石圈的熔融和主要反冲断作用的开始, 所有这些可通过板块断开模型联系起来。模型进一步的结果是均衡面抬升并遭受剥蚀。提出板块断开可能是响应导致北阿尔卑斯前陆盆地复理石向磨拉石转变的沉积物供给的增加, 并提供了一个可采用的被动边缘模型(图 1-12)。

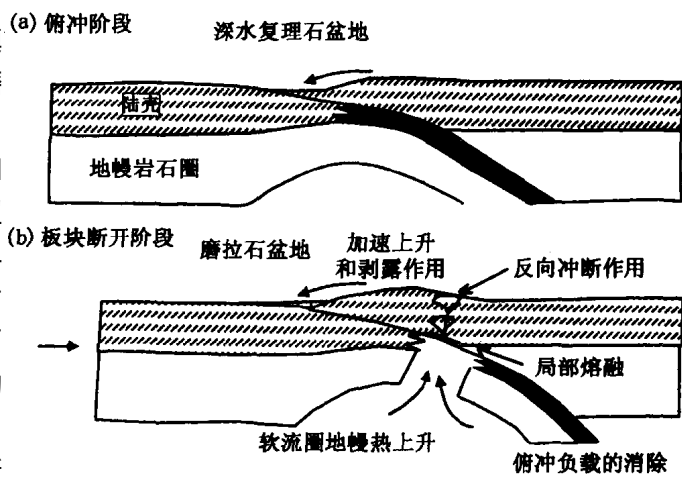


图 1-12 阿尔卑斯板块断开模型(据 Sinclair, 1997)

造山带内部经历了加速的剥露作用、高压变质岩的隆升、下部岩石圈的熔融和主要反冲断作用的开始, 所有这些可通过板块断开模型联系起来。模型进一步的结果是均衡面抬升并遭受剥蚀。提出板块断开可能是响应导致北阿尔卑斯前陆盆地复理石向磨拉石转变的沉积物供给的增加, 并提供了一个可采用的被动边缘模型(图 1-12)。

第二节 前陆盆地发育的地球动力学模型

前陆盆地发育的地球动力学模型可以使研究人员定量处理前陆盆地沉降与构造载荷之间的力学关系, 这类构造载荷引起岩石圈的下弯作用。这些模型也为前陆盆地地层层序构建提供了定性的框架, 所构建的地层层序被认为是掩冲岩席的侵位、地体增生以及板块边界动力机制改变所引起的加载造成的。显然, 前陆盆地是在造山带的前陆褶皱逆冲带前缘发育的, 其沉降和沉积演化与毗邻的褶皱逆冲带的构造演化之间存在着密切联系。盆地是在造山带和盆地沉积物的垂向负荷和地壳内部水平挤压作用下, 下部地壳挠曲变形而形成的。由于逆冲带的地表剥蚀和其前缘前陆盆地的沉积作用, 垂向负荷的空间分布和盆地的几何形态将不断变化。盆地中同生地层潜在地记录了逆冲带与前陆盆地系统的演化过程。前陆盆地挠曲过程动力学模拟的目的是通过盆地层序地层学及逆冲带构造研究, 建立逆冲带与前陆盆地系统之间联系的理论模型, 确定各种参数, 模拟逆冲带与前陆盆地系统的动态演化过程, 从而揭示逆冲构造作用对盆地地层的控制, 以达到认识前陆盆地的形成机制的目的(刘少峰等, 1996)。

一、前陆盆地形成的控制因素

前陆盆地形成的主要控制因素为逆冲带的构造负荷、盆地沉积物负荷以及在造山过程中形成的地壳内部水平挤压力。这三种力同时作用于地壳, 从而导致地壳在克服地壳均衡反作用力的同时发生挠曲沉降(刘少峰等, 1995)。

1. 逆冲负荷

确定逆冲带的演化机制是进行前陆盆地挠曲过程模拟的关键。自 Price (1973) 认为逆

冲断层和相邻前陆盆地的沉降是互为因果关系以来，许多构造地质学家开始利用所谓的“推土机”模式或单侧临界锥体模式（图 1-13）来分析造山带的结构和变形过程，并且用该模式定量地表述逆冲负荷，从而模拟前陆盆地的挠曲过程（Jamison 等，1988；Flemings 等，1989；Sinclair 等，1991）。其实，大陆碰撞造山带往往为双侧造山带（图 1-14）。双侧造山带由轴部、外侧楔和内侧楔组成（Koons，1990；索书田等，1993）。Beaumont 等（1992）和 Willett 等（1993）用双侧临界锥体模式定量地表述了双侧造山带的变形过程。双侧临界锥体的形态变化可由 Dahlen（1984）关于临界锥体模式的计算公式确定。因此，单侧和双侧临界锥体模式为定量确定造山带逆冲负荷作用提供了有效手段。

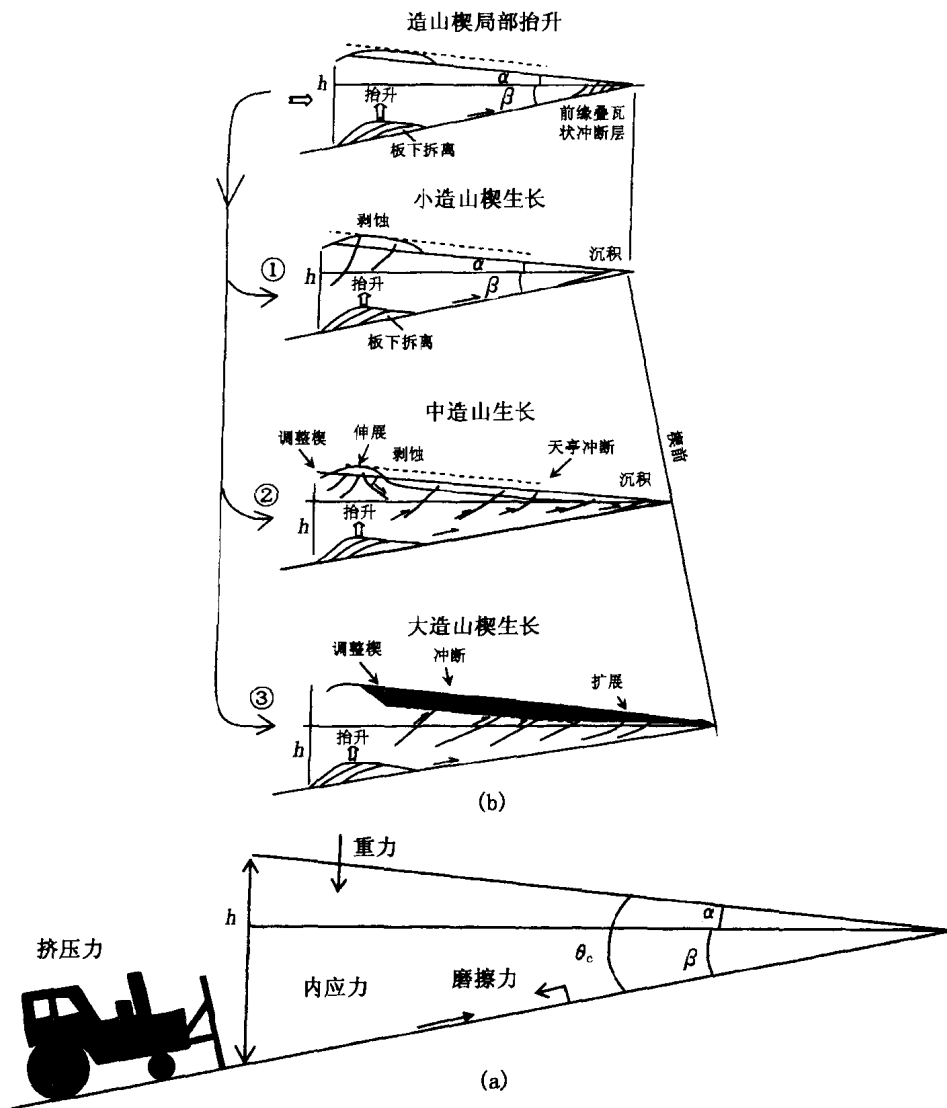
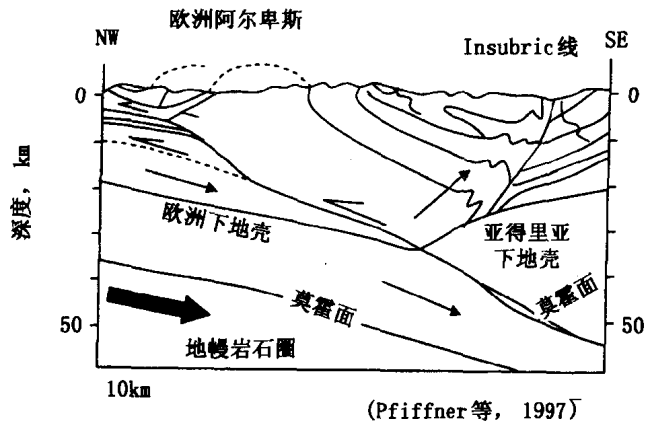


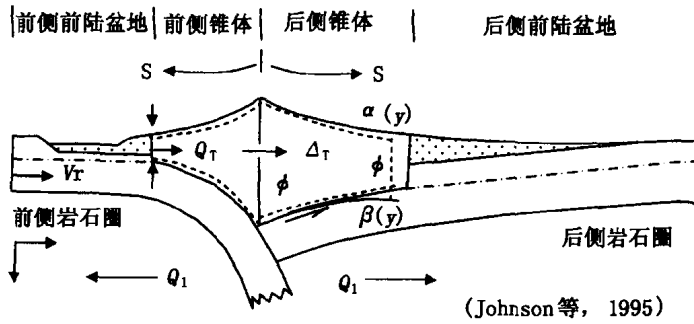
图 1-13 模拟前陆盆地挠曲过程的“推土机”（单侧临界锥体）模型（据 Braathen 等，1999）

2. 沉积负荷

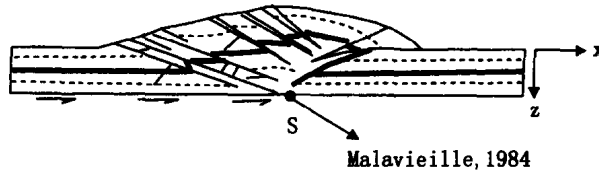
Moretti 等（1985）曾应用扩散方程模拟了与地形梯度成正比的沉积物迁移，Flemings 等（1989）和 Sinclair（1990）把扩散模拟应用于前陆盆地地层，其比例关系为



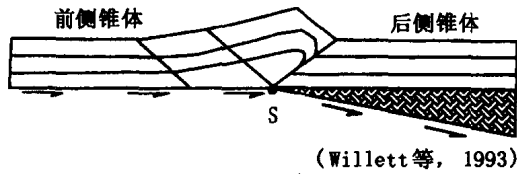
(a)



(b) 沙箱模型



(c) 西应变数值模型



(Willett等, 1993)

图 1-14 阿尔卑斯中部大陆碰撞过程及几个相关的双侧锥体模型 (据 Johnson 等, 1995 综合)

$$Q(x) = -k (dh/dx)$$

式中 k ——迁移系数；
 h ——地形高度；
 Q ——搬运物质的数量；
 x ——空间坐标。

当载荷的重心通过沉积物从楔状体到盆地的重新分布向前陆盆地迁移时，载荷的侵蚀作用引起超覆，冲断层顶部的迅速增大促进了盆地的非补偿沉积，使增进补偿沉积的上冲带迁移率减小，并促使沉积作用与盆地中的新建空间保持一致。关于盆地沉积量以及造山带剥蚀

量的计算,是假定物质再分配必须遵守平面扩散过程。如果沉积物运移与地形斜坡成比例,则扩散是正确的。而在侵蚀的情况下,扩散平衡可用来描述断层崖的剥蚀,而沉积背景可以描述河流与三角洲的作用。

3. 地壳力学性质

无论是造山带逆冲楔,还是盆地沉积物均作用于地壳之上。地壳在负荷作用下的宏观流变变形决定了盆地的空间和形态。弹性流变模型(Jordan, 1981)认为地壳(或岩石圈)具有常量的挠曲刚度(D),它取决于地壳(或岩石圈)的弹性厚度。而均匀粘弹性流变模型(Beaumont, 1981)则认为地壳(或岩石圈)具有初始的挠曲刚度(等同于弹性模型),但随着时间的推移,挠曲刚度减少至零。若用该模型计算盆地挠曲,强调盆地最终达到均衡状态。Quinlan等(1984)强调地壳(或岩石圈)的力学性质是粘弹性,并用与温度有关的粘弹性流变模型模拟了盆地地层。而Flemings(1989)和Sinclair等(1991)认为,地壳在负荷作用下应力松弛时间相对于盆地充填时间是短暂的,用弹性模型模拟盆地演化是有效的,并且在盆地地层中不存在粘弹性松弛作用的记录。

4. 地壳内部作用力

由于造山带往往是两个陆块碰撞的结果,由碰撞作用产生的强大挤压力必将影响地壳挠曲变形,因此,在建立前陆盆地挠曲变形模型时应考虑挤压力作用,而许多学者忽略了此项因素(刘少峰等, 1995)高分辨率地震剖面的研究表明,板内应力作用可引起盆缘等区域性地层界面的上超和下超(Cloetingh等, 1988)。地壳内部作用力是前陆盆地挠曲变形模拟的不可忽视的因素。Cloetingh等(1988)和Peper等(1994)论证了板内应力水平的变化对盆地地层分布的影响。

二、前陆盆地挠曲力学模型

前陆盆地的地球动力学模拟的目的是对盆地演化机制有定量的认识。岩石圈的流变学特性是进行地质动力学模拟的决定因素,因为它控制了对载荷的响应。对于一次逼近,可将地球岩石圈看作一个简单的弹性板块(如Turcotte等, 1982)。逆冲岩席的叠置,加载在该板块上的负载会引起区域性均衡补偿调整,并表现为板块的弯曲(图1-15)作为独立负载的响应,板块将在一定的波长范围内下弯,其导致的空间则由板块的强度(挠曲刚度)来决定。由岩石圈弯曲引起的拗陷(前渊),将是碎屑的堆积场所。另外,为了对应前渊的向下弯曲,在前渊的远端边界发育一个上升的前缘隆起区。如果载荷不发生变化,弹性弯曲应力不会松弛,所以弹性岩石圈上所发育的向下弯曲的形状也不会随时间发生变化。但是Beaumont(1981)指出这种机制的模拟结果与前陆盆地中具体的地层记录并不吻合。

改进的一系列模型包括均匀粘弹性的(Beaumont, 1981)和随温度变化的粘弹性的(随着温度升高,粘性呈指数降低,见Quinlan等, 1984)流变学模型。在加载以后的时间中弯曲应力松弛,降低了岩石圈支撑初始负载弯曲的能力。如果负载大小保持不变,则前缘隆起将向加载方向后退,使前渊变窄加深。这一响应可用来说明一些地层学特征,如前陆盆地中的区域性侵蚀面朝造山带方向逐渐转变为整合面(Quinlan等, 1984)。

图1-16中倾斜线束的形态代表由一个独立的“点载荷”(或作用于三维空间板块上的“线载荷”,其延伸方向与纸面垂直)产生的弯曲。在与造山带相同宽度的推覆楔体加载方式下,弯曲形态可以视作大量点载荷的累积响应,这些点载荷紧密地连在一起。在一个非常宽阔的推覆体加载之下的倾斜板块可能接近于水平,但在载荷的旁边却会出现一个伴生的前

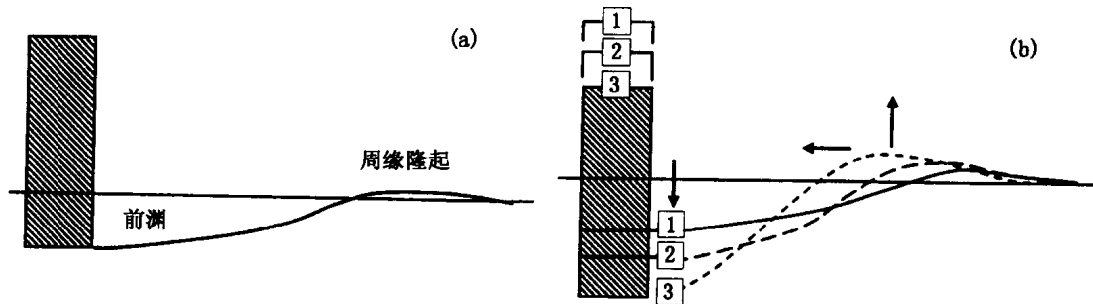


图 1-15 无粘滞流体之上板块体的弹性 (a) 和粘弹性 (b) 挠曲响应 (据 Stockmal 等, 1992)

载荷 (阴影柱) 使弹性板块体发生挠曲, 表现临近载荷处的下弯 (前渊) 以及远处的挠曲上升 (周缘隆起) 的形成。 (a) 在弹性条件下, 如果载荷的大小以及板块体的强度不随时间发生改变, 则挠曲板块体的形状也不会随时间发生变化。但在 (b) 粘弹性条件下, 由载荷引起的弯曲应力可随着时间消逝而松弛, 从而有效地减弱了板块的抗挠刚度。在 (b) 中的结构 1 相当于 (a) 中的弹性响应, 它就是载荷如果是瞬时作用时粘弹性板块的初始形态。随着作用时间的延续, 弯曲应力松弛, 挠曲板块的形态逐渐变为 2 和 3; 前缘隆起向载荷方向迁移且隆起幅度也相应增大, 同时临近载荷的盆地区变深变窄。在随温度变化的粘弹性板块情况下, 岩石圈的热结构控制了各种深度的有效粘滞性。在实际情况下, 加载之后很快就发生粘滞松弛, 并在岩石圈最热 (最深和最弱) 的部分出现形变。然而, 由于较冷和较强的岩石圈部分松弛得比较慢, 松弛呈指数减少。实际上, 类似这样的粘弹性岩石圈的增强部分即使数倍于地球年龄的时间范围段也不会松弛

渊。

岩石圈的弯曲形态不但依赖于它的挠曲刚度 (强度) 而且也与它的连续性有关。在最单一的限制和二维情况下, 岩石圈可以模拟为在两个方向都是无限伸展的连续板块, 也可以模拟为“断开”的板块, 即板块有一不连续的边, 它只在一个方向可以无限伸展 (图 1-16)。推覆载荷及其伴生的前陆盆地与岩石圈板块边界 (板块的区域构造边界) 的接近程度是确定连续板块模型还是断开板块模型最合适的依据。在二维状态下, 连续板块大致类似于悬置的弹簧板, 而断开板块则与跳水板类似。如果负荷加载在板块边界的弯曲的半波长处, 用断开板块模型将能更好地模拟弯曲响应。假如负荷放置得很远, 则连续板块模型较为合适。只有在理解连续板块和断开板块弯曲半波长的实际尺寸以后, 才可将某一边界放在能引起沉降和盆地充填的载荷影响区。

这些弯曲模型都表明, 只有当载荷施加在离盆地的距离小于岩石圈弯曲波

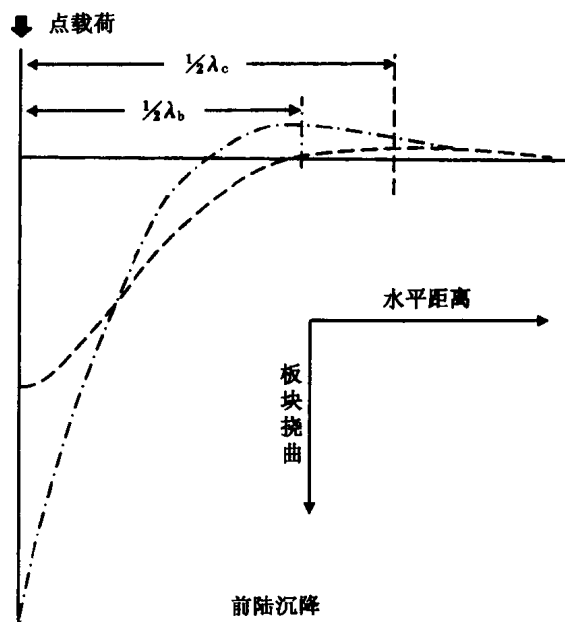


图 1-16 连续和断开弹性板块挠曲的大小和形态对比图 (据 Cant 等, 1989)

断开板块 (长短虚线) 是将载荷置于其边缘。展示出连续板块 (长虚线) 的一半; 另一半将是这半支在左侧的镜像。给定一抗挠刚度和点载荷, 断开板块的下弯大小将是连续板块弯曲量的两倍。同时, 在断开板块所引起的前缘隆起量也较连续板块条件下为大, 且更靠近载荷。弯曲的半波长 ($\lambda/2$) 是点载荷与前缘隆起之间的距离