

《沉积建造学》讲座

第八讲 发育于被动边缘的沉积建造^①

孟祥化

(中国地质大学北京)

被动边缘 (passive margin) 的沉积建造形成于横跨相对稳定静止陆壳与洋壳边界带上。由于这种边缘带, 陆壳与洋壳之间不发生俯冲运动, 而是联成统一运动的板块整体, 因此这种大陆边缘具有特殊地相对稳定的构造背景。但是, 洋壳与陆壳两部位, 由于密度上的差别及接受沉积物的负荷效应, 常常在它们的边缘发生相对沉降和相对隆起的张性断裂作用, 从而导致被动边缘沉积建造形成发育特征的一系列次稳定性 (或称相对地不稳定性)。

被动边缘盆地处于一系列张性断裂的控制下: 1) 形成正断裂的海底斜坡带; 2) 形成陆壳边缘的碎解, 出现分离的位于大洋边缘的小型台地块体群; 3) 出现沉积建造序列向海水深化、大洋化沉积现象。

由于被动边缘的上述构造背景, 决定了这里的沉积作用具有广泛而类型繁多的次稳定沉积标志。这些标志是: 1) 陆源沉积物来源主要与陆壳有关, 具有丰富的沉积盖层的物质来源; 2) 边缘盆地内提供了大量内源沉积物, 特别是碳酸盐沉积物; 3) 绝少或没有火山喷发来源物; 4) 边缘盆地毗邻大陆的大部分为地势平坦的平原区, 向海一侧多处于开阔大洋, 发育清水盆地及浅海陆棚区; 5) 发育由张性断裂作用与大陆分隔开来的海洋中的台地; 6) 张性断裂作用导致被动边缘形成各种坡度和深度的海底地形, 有利于形成鲕滩、生物礁、生物丘和各种滑动块体及重力流沉积物。

被动边缘发育形成的次稳定型建造有: 复陆屑建造、造礁碳酸盐建造、碳酸盐复理石建造以及瘤状碳酸盐建造等一系列复杂类型。

大西洋边缘是近代地质发展史上的典型被动边缘盆地 (图 1)。根据近年深海钻探和重力勘查, 均已证明次稳定型建造的发育。类似大西洋边缘盆地的发育过程的古代地层, 也都有广泛的次稳定型建造。例如, 中欧的古生代、中国上扬子地区的震旦系一二叠系, 北美中西部地区一些古生代地层等都发育有被动边缘性质的次稳定型建造。

被动边缘盆地底部或陆壳边缘经常发现有大陆玄武岩建造和红色复陆屑建造。实际上, 这两类建造并不代表大陆边缘盆地发展阶段的沉积建造。它们是代表被动边缘盆地形成先期 (胚胎期), 裂谷盆地形成阶段的产物。真正大陆边缘盆地发育时期形成的典型建造乃是礁碳酸盐建造、瘤状碳酸盐建造和移置碳酸盐建造或滑塌复理石碳酸盐建造。

① 续本刊 1990 年第五辑第 37 页。

造礁碳酸盐建造是被动边缘的典型建造。它具有如下鉴别标志：1) 造礁相带由主礁相、前礁相和后礁相组成。前礁相标志被动边缘指向洋壳方位，而后礁相则指向陆壳方位；2) 造礁相带被非造礁期泥质沉积和泥晶沉积物层序所分开，形成礁相带与非礁相带（泥质沉积）的交替旋回；3) 后期造礁相带比先期造礁相带向大洋方向推进；4) 造礁相带的轴部标志为被动边缘正张性断裂带的主要沉降活动带；5) 主礁相带的厚度愈大、宽度愈宽，标志被动边缘张性断裂活动差异性愈强；6) 不同背景条件的被动边缘所形成的建造体态有明显差异，这决定于主礁的发育和生长条件、沉降速度、海平面变化、地形坡度等。上述各点都对造礁碳酸盐建造形成的形态和发育的持续时间起着重要的控制作用。

根据现有资料，古代被动边缘盆地的造礁碳酸盐建造按体态和相带展布特点可以划分为以下四种类型：

I. 进积型位移体（迪拉瓦尔型）

（图 2-I）

II. 沉降型分散位移体（乌拉尔-西得克萨斯型）（图 2-II）。

III. 断陷垂向叠加体（北美晚白垩系）（图 2-III）。

VI. 阶梯式变位体（中北欧 Rhenish 盆地），此类型系由断裂浊流活动形成的礁碳酸盐岩-碳酸盐油积岩的复合体（图 2-VI）。

在被动边缘盆地的强烈断裂活动发育时期，碳酸盐台地和浅海陆棚发生显著的下沉以及浅水台地的分割和沉降，伴随强烈断裂活动发育形成碳酸盐岩块体的滑动和重力滑塌作用，形成各种复杂再沉积碳酸盐堆积类型的建造。Meischer (1965) 描述了这类再沉积砾岩（碳酸盐岩块）。他把从碳酸盐浅海陆棚和台地搬运到陆棚斜坡脚下的深海盆地的碳酸盐岩块体移置物称为“漂入灰岩”（allodapic limestone）。这些岩块移置物往往是厚度巨大、在沉积层序中常常插入到深海钙质灰泥和泥质沉积之间。这是一种以含外来巨大碳酸盐岩块体和浊积灰岩层为特征的远洋沉积序列。这一类沉积可以命名为移置碳酸盐建造或称为滑塌碳酸盐建造。

移置碳酸盐建造（或滑塌复理石碳酸盐建造）的发育特征取决于断裂大陆边缘的坡度和断裂系统的方位。其建造体态和格架一般为进积模式，包括退覆或顶超的上部边界和爬



图 1 大西洋被动边缘盆地的形成与北美大陆
板块-新大西洋壳基底断层拉张移动关系
（据 Sheridan, 1974）

（其中 1 为墨西哥湾盆地；2 为巴哈马台地）

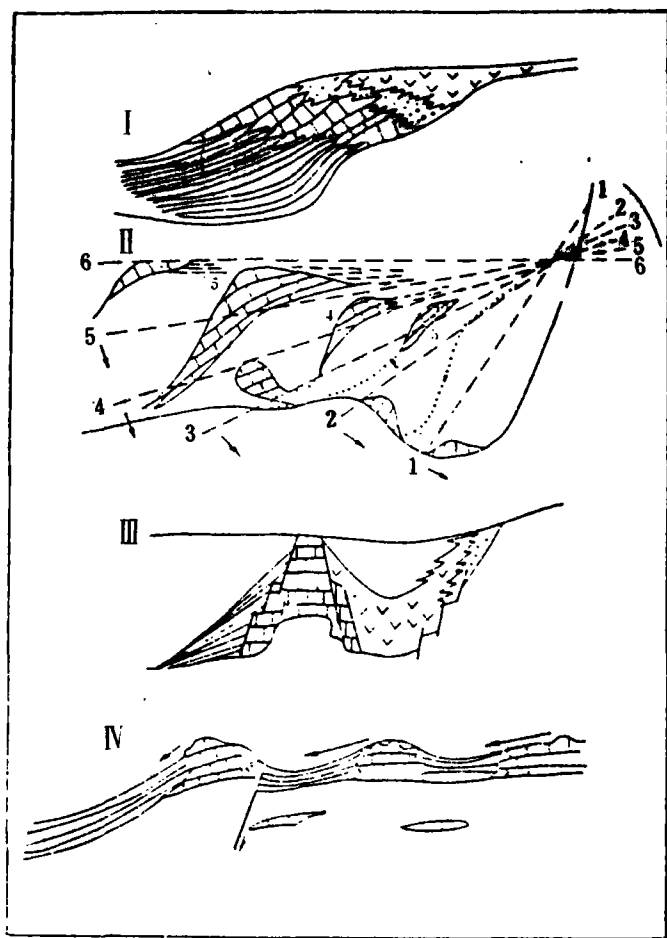


图2 被动边缘的不同构造控制因素下形成礁碳酸盐建造的体态类型 (据孟祥化, 1982)

升的底部边界。

移置滑塌碳酸盐建造形成的大地构造背景条件主要有两种类型：一类为张裂大陆边缘型；另一类是裂陷槽型。张裂大陆边缘型滑塌碳酸盐建造体的长轴方向与被动边缘呈平行分布，滑塌重力流方向指向远洋深海盆地。

被动大陆边缘型移置滑塌碳酸盐建造近年来在我国许多地区相继发现，如秦岭地区的晚震旦世和湘黔下古生代滑塌碳酸盐建造。在这两个地区，滑塌碳酸盐建造均呈厚长带状体平行于地台边缘。在秦岭南，上震旦统滑塌碳酸盐建造呈北西向与扬子地台边缘断裂相平行，滑塌扇体向外侧指向秦岭古大洋。特别是湘黔交界一带的被动张裂边缘型滑塌碳酸盐建造更具有长期发育的特点，在早寒武世、奥陶纪、晚泥盆世（余田桥组）形成多期次的滑塌碳酸盐建造。建造体的空间位置依时间早晚有向西南方向推移的趋势。此外，在我国北方古陆边缘兴安岭地槽奥陶系、陕甘宁西缘奥陶系地层中，亦均有各种成因的（滑塌、重力流、浊流）移置碳酸盐堆积体。目前对这些碳酸盐地层的研究尚有待深入。研究这些建造性质对重新认识这些地区的古构造背景性质将提供有意义的证据。

近代北大西洋被动边缘盆地就是一个典型的深水碳酸盐相与重力流或滑塌移置碳酸盐岩块的组合实例。调查资料表明, 围绕巴哈马滩台地四周为分割的斜坡, 形成各种相带组合的深水碳酸盐重力流、颗粒流和碳酸盐远洋复理石沉积物。根据滩地边缘斜坡地形坡度分出 7 种相带组合沉积类型。

北非大陆边缘北突尼斯中上侏罗统包科宁碳酸盐大碎屑岩、重力流、浊积岩沉积体, 系起因于大西洋被动边缘扩张, 因而在碳酸盐台地的断陷沉降斜坡形成滑塌碳酸盐建造。

瘤状碳酸盐建造是被动边缘发育过程的典型建造之一。它是碳酸盐浅海陆棚被张裂正断层断陷沉降继续发展演化为深水边缘盆地阶段形成的建造类型。此类建造体态变化奇特, 从空间分布上具浅水碳酸盐沉积序列与深水碳酸盐沉积序列的相间交替, 沉积格局呈星罗棋布的特点。这类建造的浅水瘤状岩和浅水叠层石和深水碳酸盐序列的上部常常出现溶解碳酸盐岩相的标志, 特别是红色瘤状灰岩和硬地以及 Fe-Mn 瘤结核和红色远洋灰岩。中北欧晚三叠世一晚侏罗世沉积就是这类碳酸盐建造的一个典型实例 (D. Bernoulli 和 H. C. Jenkyns, 1974)。

在中国西南部大厂等地, 整个泥盆纪长期处于距岸较远、海水较深的拗陷环境, 沉积了一套厚达 2000 多米的细碎屑岩、硅质岩和碳酸盐建造。从早泥盆世到中泥盆世, 海水由浅变深, 至晚泥盆世初期海盆继续快速沉降, 沉积了条带状灰岩和瘤状灰岩。近年来一些学者 (Hsu, 1974; 高计元, 1988) 都把周期性海底底流作用作为形成瘤状灰岩或瘤状层理的主要因素。在沉积作用发生时若没有海底底流作用, 那么碳酸盐物质较快地沉积并固结形成碳酸盐层, 在挤压作用下也可形成瘤体。由于没有底流的溶解作用, 沉积物和海水之间的碳、氧同位素处于稳定状态, 故而保持了沉积时的同位素组成。如果此时有底流存在, 相对于正常的海水而言, 这种底流较冷, CaCO_3 的含量较低, 并含有较多的 ^{12}C 。底流不断地溶解原沉积在海底的碳酸盐, 剩下较多的不易溶解的粘土矿物及其基质中的碳酸盐不断地发生同位素交换, 消耗掉基质中的部分 ^{12}C , 同时从底流水中得到一些 ^{12}C , 从而降低了基质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值。当然, 成岩期的溶解作用也可能是形成瘤状灰岩的一个原因。瘤的成岩作用是在较深的海底进行的, 参与成岩作用的水主要是周围的海水。成岩作用期间碳酸盐沉积物始终与海水接触, 并与之达到同位素平衡, 所以其 $\delta^{13}\text{C}$ 值与海水的 $\delta^{13}\text{C}$ 值保持一致, 在成岩作用过程中未发生改变。底流的溶解作用是造成瘤状体与基质同位素值不同的主要原因。

瘤状灰岩也可以在较浅海情况下形成, 如凡口中上泥盆统的瘤状灰岩及其中的生物碎屑 (腕足、瓣鳃、珊瑚、海百合等) 都是近岸浅海生物。它们有时与瘤状灰岩和云斑灰岩共生, 反映出瘤状体是在较浅的水中沉积的。由于沉积速率较快, 碳酸盐沉积物迅速堆积, 在重力作用下, 未固结的灰岩块体被挤压成瘤状体, 而细粒的泥晶基质被挤压向着压力较低的方向及裂隙中流动, 形成常见的火焰状流动状构造。凡口瘤状体和基质是在相同的条件下形成的, 故其同位素基本相同。

下扬子中下三叠系苏皖张裂深水斜坡带主要由瘤状石灰岩与深水碳酸盐重力流沉积共生。瘤状灰岩由呈瘤状石灰岩与深水碳酸盐重力流沉积共生。瘤状灰岩由呈瘤状的方解石成分的块体及其泥和灰基质所构成。据冯曾昭等 (1987) 研究, 瘤状灰岩有如下特征: 1) 岩石呈薄层状, 瘤体纵向厚度一般 0.5—1cm, 横向延伸不定; 2) 根据瘤体的排列方式, 可将瘤状灰岩分成三类, 即杂乱瘤灰岩、断链瘤灰岩和链状瘤灰岩; 3) 瘤体边缘不规则, 在

显微镜下呈港湾状；4) 瘤体与基质成分有差异，前者以方解石为主，基质以粘土为主，X射线分析表明，粘土成分主要为伊利石，其次为高岭石等；5) 瘤体中化石丰富，为薄壳瓣鳃类和菊石化石；6) 微缝合线发育，缝合线内物质成分与基质相同，有的缝合线将大瘤体切割成更小的瘤体；7) 瘤体间无明显的位移，无搬运、磨圆和分选现象。

代表被动边缘的次稳定陆源建造还有海相复陆屑建造。Surlyk (1978) 所描述的格陵兰地块东部边缘侏罗纪—白垩纪沉积组合就是一例。它是一组被正断层断陷于海底的阶梯状陆棚盆地。在此被动边缘盆地内发育有水下冲积扇组合与浅水陆棚沉积组合的堆积体。不论从其物质来源和相带分布，都十分相似于大陆断陷和裂谷盆地形成的复陆屑建造。所不同的是，被动边缘的次稳定陆源建造纯属海相沉积。

被动边缘的次稳定建造，除瘤状碳酸盐建造（红瘤远洋灰岩建造）外，都有明显的向大洋壳方向叠加或推进的现象。建造体态的时空变化和叠加形式是多样性的。大部分被动边缘的内源建造层序属海退式为主的旋回结构（如造礁碳酸盐建造、滑塌碳酸盐建造），也有少部分属于海进式旋回结构（如红瘤远洋灰岩建造）。被动边缘碳酸盐建造体进积模式被 A. Bosellini (1984) 划为三种形式（图 3）。

第九讲 裂陷海槽盆地的沉积建造

裂陷海槽 (aulacogen, авлакoгeн) 是横切陆壳边缘（克拉通、地台），具有凹形湾并延伸到克拉通内部很深的窄狭海槽。它的内部常充填有厚达数千米的沉积物，偶尔还有碱性玄武岩火山作用同时发生。此概念最早起于 H. C. 沙茨基 (1960)，他称为“横切边缘构造” (авлакoгeн)，并概括为如下特征：1) 它们是从邻近的地槽延伸到克拉通内部的深凹地，在走向上横切克拉通边缘；2) 它们从克拉通边缘的凹角向内延伸；3) 它们当中充填的岩石序列与邻近冒地槽或克拉通边缘附近前渊带的岩石序列具有亲缘关系，但在克拉通内便过渡为地台型序列；4) 它们伴生有走向平行的基底深断裂。

从板块观点，这类线状平行的基底深断裂海槽正是大陆边缘重新裂开的楔形断陷的一个分支。在克拉通陆壳边缘重新裂开时，通常发育有三向联通臂状断陷（图 4）。裂陷槽就是未被扩张发育成大洋的臂状断陷分支，又称为“不育”臂。裂陷槽的基盘属于过渡型地壳或部分带有洋壳性质。它的构造位置可以用 Y 型、T 型两种几何性质的扩张来解释。

在近代板块构造中，从几内亚湾顶端伸展进入亚洲的贝努埃海槽 (Benue Trough) 就是典型的裂陷槽。它是白垩纪时期就已形成的三向联通槽的扩张中的“不育”臂。在那里，白垩纪之后沿着其它的两支继续运动张开就形成了大西洋，而贝努埃支在其初始的发育阶段就停止了发育。在边缘裂陷槽内轴向上至少 500km 的范围内，堆积了从白垩纪至更年青的沉积物总厚达 5km 以上。它的堆积作用可能受到海槽基底过渡地壳的沉降和调整。那里的沉积物开始主要是稳定型—一次稳定型的陆屑建造，有巨厚的河流三角洲体系的沉积物。而后，随着出现古陆地势夷平状态的清水内源沉积作用时期，形成次稳定型内源建造，包含有巨厚静海沥青质沉积组合和造礁叠层石碳酸盐组合。

在裂陷海槽带的沉积盆地内部，一般由梯状断裂带控制，将古克拉通盆地明显分割为克拉通盆地（边缘）(a) 和裂陷深海槽区（断裂下陷部位）(c) 以及上述两区间的海下断裂斜坡带 (b)（图 5）。

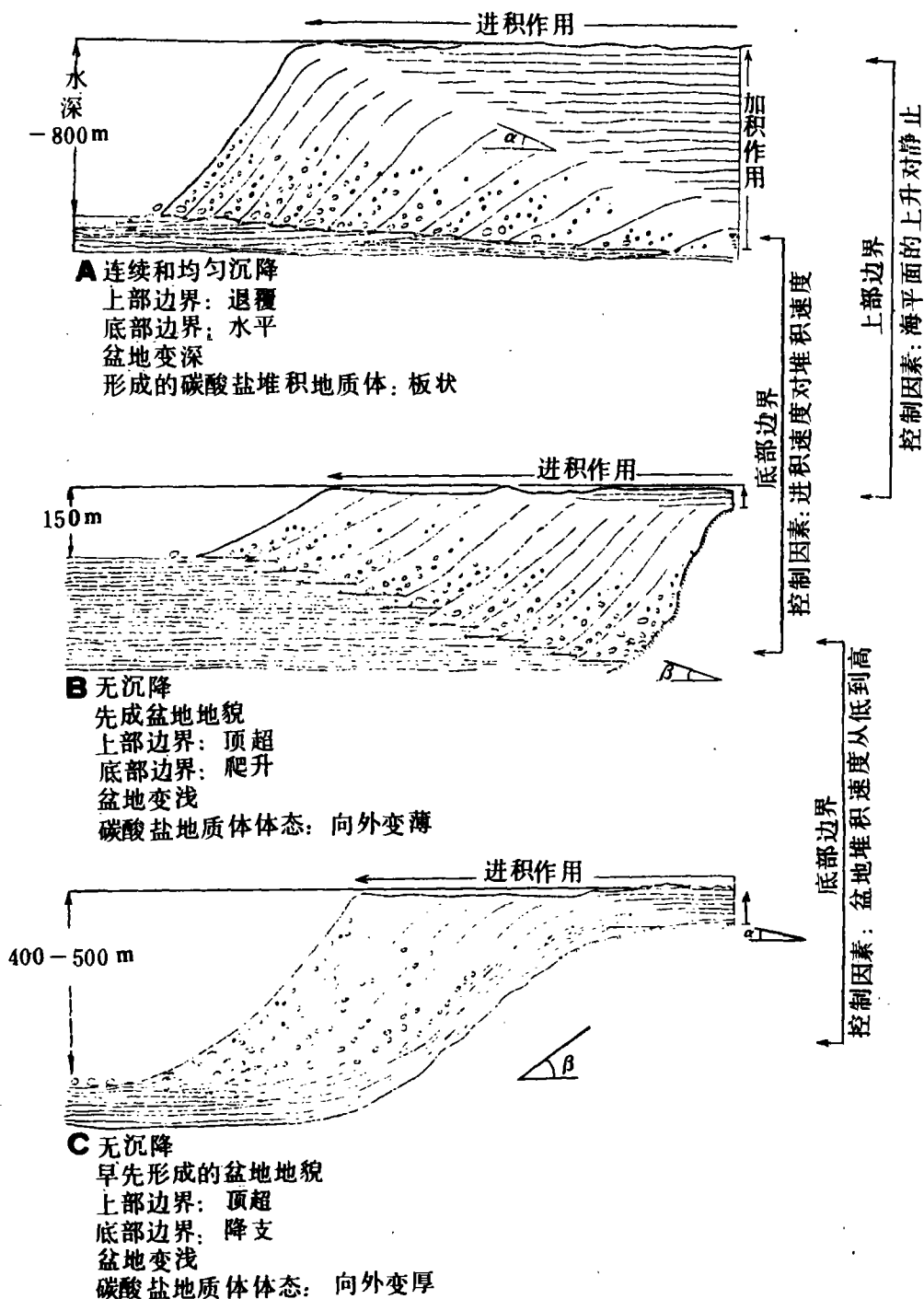


图3 被动边缘碳酸盐沉积建造的进积模式

(据 A, BoSellini, 1984, 以意大利北部第三系为例)

A-Ladinian 模式: 进积作用伴生有明显加积; B-Carnian 模式₁: 具顶部超盖和爬升进积作用;C-Carnian 模式₂: 具顶部超盖和降支进积作用 (descending)

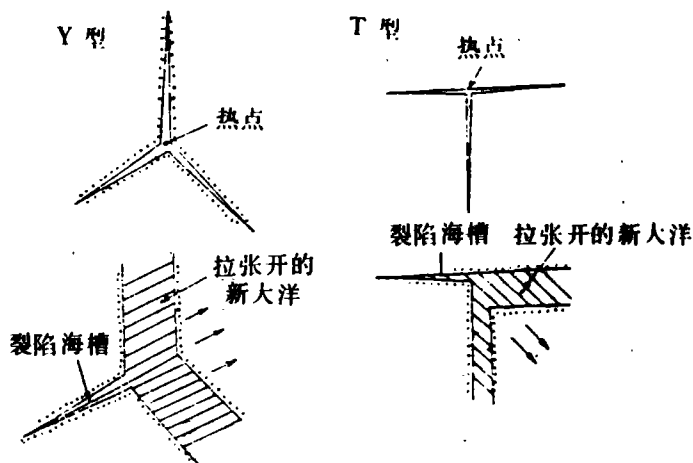


图4 两种裂陷槽的形成方式

(据 Hoffman, 1974)

在内源沉积作用期,海侵导致潮坪在克拉通边缘区的广泛发育,而在海槽内部则出现广泛持续发育的深水静水环境,形成多种类型而厚度巨大的内源沉积建造。

较古老的裂陷槽沉积,在许多大陆上都有发现。北美的阿纳达科—阿德莫尔盆地是古生代大陆板块边缘裂陷槽的一个例子。加拿大阿萨普斯科地台边缘裂陷槽,可能是早元古代的例子。中国北方大陆板块元古代时期发育许多边缘裂陷槽,其中,最著名的一例就是豫西-吕梁燕辽裂陷槽。许多地质学者(王鸿祯,1980、1982、1983;孙枢,1981;孟祥化,1979、1982;劳秋元,1983;乔秀夫,1984)都前后从古地理、古构造、沉积建造和火山活动等不同方面讨论了它的形成特征。

元古代时期的豫西-陕南-燕辽三叉裂陷构造形成发展历史可以划分为三个阶段:早期裂陷阶段、中期持续裂陷阶段和裂陷封闭终止阶段。

早期裂陷以三叉裂谷系热点为中心,豫西、陕南两分支扩张形成新生的狭长洋壳海洋,北支停滞为中国北方板块内部的横向狭长裂陷海槽。

在裂陷构造的早期裂陷活动阶段,以发育海底火山沉积建造(拉斑或偏碱性玄武岩建造)和巨厚含砾单陆屑建造(在裂陷断槽(c)内为巨厚沉积),但在裂陷带外侧(a)为平坦克拉通古陆浅海滨岸席状沉积(图5之A)。

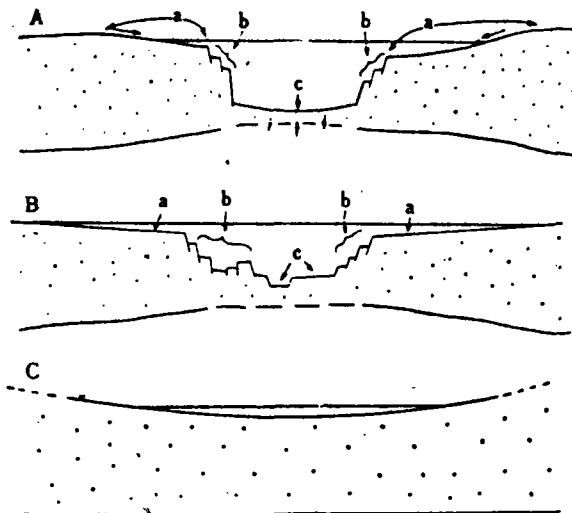


图5 豫西陕南燕辽裂陷海槽形成发育阶段的断面示意图

在裂陷构造的中期发育阶段, 断陷活动持续性发展, 具有更加明显的断裂与振荡运动相结合的特点(孟祥化, 1979、1982)。此间形成有韵律旋回性节奏明显的碳酸盐沉积作用, 包括从封闭性海湾-静海环境以至障壁-断陷到开阔的浅海和较深水环境, 形成多种类型的巨厚次稳定型碳酸盐沉积建造(巨厚沥青质-碳酸盐建造、红色白云岩建造、巨厚藻礁碳酸盐建造)(图 5 之 B)。

裂陷构造结束期, 裂陷活动终止, 形成一个海水退缩, 地形平缓, 沉积环境十分单调的封闭性浅滨陆源泥质沉积(图 5 之 C)。

在整个裂陷槽发育过程中, 主要形成如下典型的建造序列: 拉斑-偏碱性玄武岩建造、巨厚含砾单陆屑建造、巨厚沥青碳酸盐建造、巨厚红色白云岩建造、巨厚藻礁碳酸盐建造。上述建造序列代表着裂陷槽形成发育的不同阶段。

偏碱性拉斑玄武岩建造主要发育于开始裂陷过程的三叉裂谷中心部位。此建造具有明显地海相喷发特征, 发育枕状熔岩和枕状集块岩, 有不同程度的钠长石化、绿泥石化和绢云母化现象, 属于偏碱性火山岩系和拉斑玄武岩系列。拉斑玄武岩是大陆裂陷早期发展过程的主要火山活动产物(Condie, K. C., 1976)。孙枢等(1981)认为豫西早期裂谷中溢流玄武岩的主体(熊耳群)是偏碱性火山岩系, 而当大陆裂谷向狭长的海槽演化时, 火山活动的主要产物才是拉斑玄武岩。乔秀夫等(1984)根据火山岩建造的同位素年龄测定, 证明海相玄武岩建造系穿时体(1700—1400Ma 间)的。三支辐射裂陷槽的交汇点——垣曲地区, 可能是海底火山喷发的热点。火山沉积建造形成时限似随裂陷槽的逐步扩张变小。

但是应当指出, 对豫陕裂陷—燕山裂陷三支的轮廓和建造的分布, 并非认识一致。我们根据山西区域地质钻探资料分析, 三叉分支的北支的建造分布, 并不可能向北通过吕梁地区(像乔秀夫等人认为的那样)而是向东北方向直接与燕辽裂陷节相联。因此, 我们在图 6 中, 根据沉积建造发育展布关系和岩相资料对裂陷槽北支通过位置做了改变(图 6)。并命名为“豫西-燕辽裂陷带”。

巨厚单陆屑建造, 主要发育于裂陷槽早期, 在燕山地区主要以长城群为代表, 它是由一套三角洲砂岩, 浅海石英砂岩及浅海潟湖页岩和薄层碳酸盐层组成。建造厚度受同生断裂控制, 在裂陷槽内部沉积厚度增至 2000m, 在裂陷带外部台地厚度仅数百米至数十米。三角洲砂体可以称为“构造砂岩”, 因此裂陷槽发生于克拉通盆地的内部, 因此, 裂陷槽内陆屑建造的物质主要来源于克拉通古陆, 系稳定性很强、成熟度很高的纯净石英砂和粉砂沉积物。由于裂陷的同生断层的影响, 在陆屑建造中晚期出现断陷封闭的潟湖沉积。它是巨厚黑色、暗色粉砂岩、页岩以及纹层状白云岩和薄层石膏。具石膏假晶

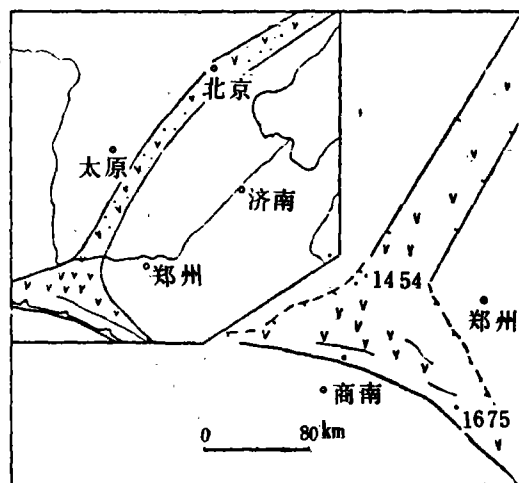


图 6 豫西-燕辽裂陷带

说明: 本图系孟祥化参考王鸿祯、乔秀夫、劳秋元以及山西区调队资料重新编绘。注意裂陷槽的通过位置系根据山西区调队资料, 北支裂陷带并非向北经过吕梁太原一带, 而是向东北方向展布, 经山西东部, 直接与河北、北京地区、辽西裂陷带相接

的白云岩层内部保留有很发育的准同生滑动变形构造和膏盐干缩构造,局部还发育有递变层理。

巨厚藻礁碳酸盐建造和深水碳酸盐建造主要发育于内裂陷槽盆地的中后期。由于裂陷槽整体沉降和海侵,内源沉积作用占居主导地位。在海侵边缘,主要为克拉通台地(a),形成广泛碳酸盐潮坪环境;而在古裂陷海槽内部(c),出现深水静水环境。此发育阶段形成别具特色的潮坪叠层石沉积序列与深水相锥状叠层石、核形石白云岩以及凝块石白云岩沉积序列的交替旋回结构,沉积厚度巨大,沉积韵律旋回十分复杂而节奏清晰,如燕辽古裂陷槽和加拿大阿萨普斯科均有此类建造。据孟祥化(1979、1982)研究,燕辽地区巨厚藻礁碳酸盐建造由三个大旋回、22组韵律类型构成的4000m厚的沉积。旋回结构不仅反映了区域性静水与动水的交替变化,而且还反映出藻礁岩相造礁速率的变化规律。造礁速率最高的锥状藻叠层石主要发育在第一个大旋回的上半部中间。造礁速率最低的波纹叠层石纹层状碳酸盐岩主要发育在每一个大旋回的下半部中间。陆源和内碎屑韵律层始终指向各大旋回的初始和结尾端点(孟祥化,1979)。每一个大旋回代表一个沉积速率和沉积环境的变化。每一个大旋回周期代表时限为70百万年。每一旋回的发展过程是:前半周期从活动海及陆源输入量增强开始,而后转向静水深水及陆源输入量减退,进而到缓慢藻类粘结作用;后半周期,藻类生长及粘结作用速度递增,形成高速静海造礁作用(如巨厚的锥状叠层石和弹状叠层石的形成),最终在旋回结束时又恢复到活动浅水环境及陆源输入量的增加,形成大量

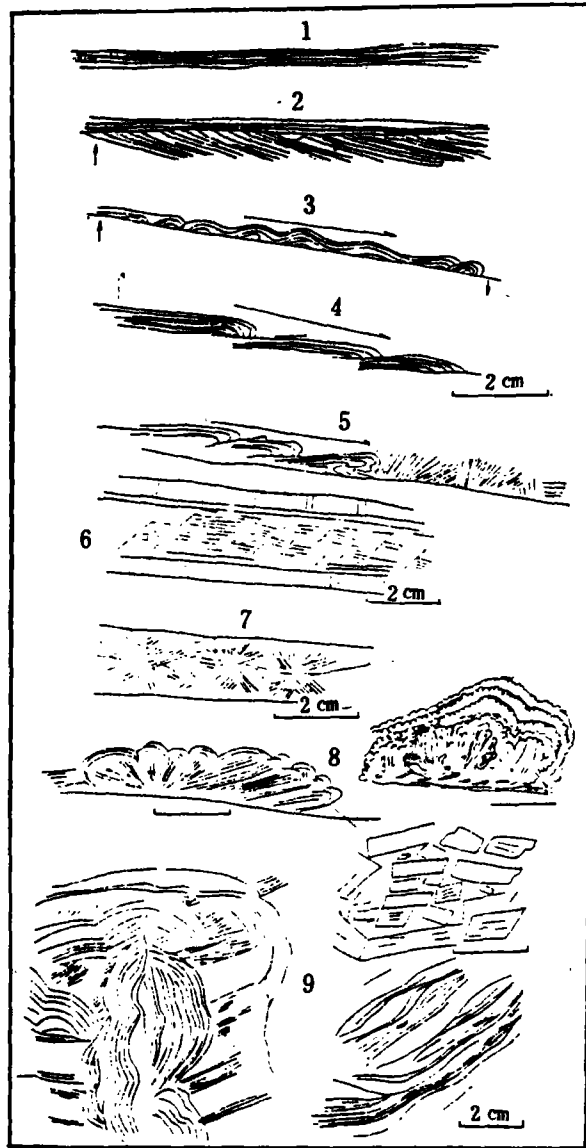


图7 裂陷海槽盆地内裂陷斜坡带上形成的碳酸盐沉积滑动挤压构造系列(据孟祥化,1979)

1-为裂陷活动发生前的碳酸盐沉积的水平纹层;2-裂陷开始,形成微角度原始沉积层倾斜;3-继而出现沉积层的同生滑动柔皱;4-滑动层叠置;5-滑动层挤压破碎;6-同生层间发育小断层;7-滑动破碎挤压形成菊花状构造;8-杂乱堆叠的同生波纹层构造;9-巨型挤压堆叠的包瓦状构造

内源碎屑沉积和陆源碎屑沉积。藻礁碳酸盐建造的韵律旋回特征充分说明建造形成时期地壳振荡运动的背景条件(孟祥化, 1979)。

在裂隙槽斜坡带(b)发育有特殊的丘状和带沟槽的柱状叠层石白云岩(阿萨普斯科)和具滑动构造的碳酸盐岩(图7)。

表1对比了世界上两个古老的裂隙海中的藻碳酸盐建造各相带的标志。

整个裂隙海槽的完整发展过程所经历时限可达7—10亿年以上。

表1 陆壳边缘裂隙海槽盆地碳酸盐建造发育特征的比较

	边缘带 (断槽外带“台地相”)	斜坡带 (过渡带)	断槽内带 (“盆地相”)
加拿大阿萨普斯科利古盆地	柱状叠层碳酸盐岩 纹流状叠层碳酸盐岩 层纹状叠层碳酸盐岩、锥状碳酸盐岩(白云岩)	叠层柱体逐渐变小和柱间间距变大、柱间白云石化部分变成硅质碎屑岩层;以丘沟槽带为标志含内碎屑和交错层理的柱状叠层碳酸盐岩;滑动角砾岩层,主要由盆地斜坡相本身的细片和大的扭歪的岩块组成。	发育不清楚的锥状叠层碳酸盐岩,含有硬砂岩层的灰岩韵律层
中系古辽地区盆地蓟县地	层纹状叠层碳酸盐岩 纹流层碳酸盐岩 大弧状碳酸盐岩 小聚环状叠层碳酸盐岩 柱状叠层碳酸盐岩状白云岩	滑动柔皱碳酸盐岩 菊花构造 柔皱构造 层间内碎屑角砾岩构造的碳酸盐层	锥状藻叠层碳酸盐岩 发育不清楚的锥状碳酸盐岩 指纹状球形藻碳酸盐岩 条带状燧石层碳酸盐岩 细晶白云岩 含碎屑的碳酸盐岩

燕山裂隙槽在高于庄期的深水碳酸盐建造厚为300-800m,共生岩不包括黑灰色泥晶白云岩、沥青泥晶白云岩、黑色页岩及黑灰色瘤状泥晶白云岩、条纹状泥晶白云岩、黑色硅质页岩等。其中最为常见且最为发育的沉积剖面结构为深灰色中厚层(20—50cm)泥晶白云岩与黑灰色白云质泥岩单调重复的互层。它与被动边缘拉张盆地或一些裂谷盆地,如北美的密西西比(C₁)科迪勒拉槽和摩洛哥多阿特拉斯山脉侏罗纪裂谷盆地深水沉积的类复理石或钙复理石沉积(Pool, 1974)很相似。在这一序列中,往往夹有含陆源砂粒序递变层。同样,在河北兴隆等地含砂递变层亦有分布,在70—211m厚的泥晶碳酸盐沉积中夹有上百个递变层(黄学光, 1985)。在递变层层序中,发育有槽模、障碍痕及层系厚度1-2cm的单向交错层。

高于庄期的瘤状灰岩,其瘤体大小一般在20—30cm范围,并显出一定的定向性。瘤体的长轴方向和排列关系可以指示古盆地海流动力场的流动方向,并且与裂隙盆地的长轴方向相一致。这在测定燕山元古代盆地瘤状灰岩所获资料已初步证实。如在凌源一带其长轴走向为30—35°,大致平行燕山裂隙槽方向(NE—SW)。

在石板河一带,黑色页岩和钙质页岩的单岩性厚度可达40m,发育小型滑皱构造。岩石中的有机碳含量平均1.46%,最高达4.33%,大大高于古代沉积岩平均含量0.2%,而与现代大洋沉积物平均含量(≥1%)相近。