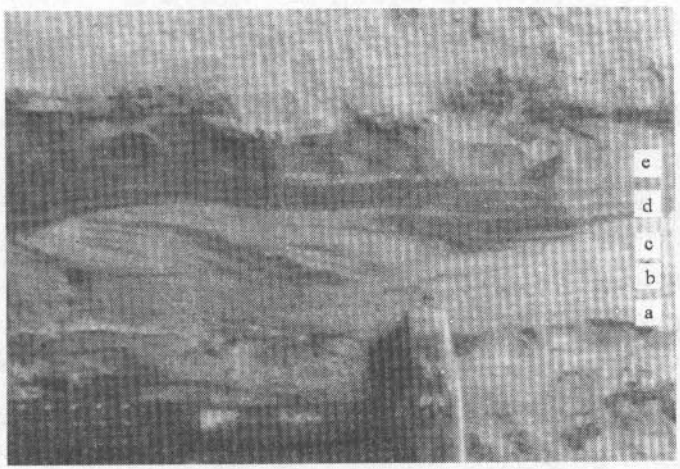
错层理或大型水流波痕层理，与下伏的水平层理段（b 段）为突变接触。

柱状图	代表性的原生沉积构造	一般岩性	解　释
e	均匀层理	泥岩	悬浮沉积
d	水平层理	粉砂岩、粉砂质泥岩	低流态平底
c	小型交错层理或变形层理爬升层理	细砂岩、粉砂岩	低流态
b	平行层理	砂岩或含砾砂岩	高流态平底
a	块状层理递变层理	砂岩、含砾砂岩、砂砾岩	高流态，快速沉积

A



B

图 8－21　浊流沉积的鲍马序列模式

（A 据 A. H. Bouma，1962，转引自沉积构造与环境解释编写组，1984；
B 剖面实例据肖勒，转引自孙永传、李蕙生，1986）

水平层理段(d段)　一般由粉砂岩和粉砂质泥岩组成,有明显的水平层理,与c段为渐变接触。

块状泥岩段(e段)　一般由块状泥岩组成,为浊流之后稀薄的悬浮物质沉积形成的。其中有时含半深水、深水有孔虫化石和平行层面或与层面微斜交的表生生物遗迹化石。

在e段之上发育有深海泥岩或泥灰岩,含典型的远洋生物化石,是浊流之间的间歇期正常深海沉积作用的产物,称f段。f段与e段不易区分。

一个完整的鲍马序列从底部到顶部代表了浊流的流动强度和悬浮物沉积速度逐渐减弱的沉积过程。粒度分布上表现为从底到顶由粗变细的正韵律特征。完整的鲍马层序仅见于很厚的浊流沉积或复理石沉积发育的地区。鲍马序列常不完整,沉积序列类型在时间和空间上的分布有一定的规律性。因为各个段在平面上呈舌状体展布(图8-22),后一个舌状体比前一个范围大,因此远离源头a段缺失,或者受到再一次浊流的侵蚀,第二次浊流发生在第一次浊流的尾部沉积之前,这样就造成缺失底部,或顶、底部都缺失的层序。

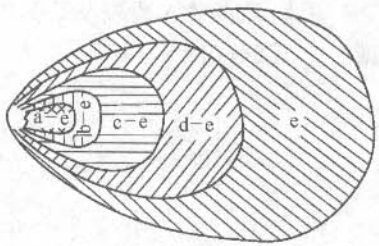


图8-22　鲍马序列从底部a到顶部e的平面分布
(据A. H. Bouma, 1962, 转引自刘宝珺、曾允孚,1985)

古生物特征　浊流沉积之间的深海沉积中含典型的远洋浮游生物化石,如有孔虫、放射虫等,沿层面分布有形态复杂的表面遗迹化石,如弯曲状、螺旋状、网格状等。而在浊积岩中则可含有异地带来的浅水动物化石,如浅水底栖有孔虫、钙藻化石和大型介壳化石等。

岩矿特征　深海浊积砂岩的成熟度低,其矿物成分为陆源碎屑,且多为不稳定成分。除石英之外,还有相当多的岩屑、长石、云母和泥质,多为硬砂岩或岩屑砂岩及长石砂岩类。有时含浅水生物碎屑,分选和磨圆均较差,基质含量一般大于15%。

(2)海底扇及其沉积相模式

海底扇主要是由浊流和部分滑塌作用在海底峡谷出口处的深海中形成的水下扇形堆积体。海底扇沉积中除了浊流沉积外,还包括下列主要岩相类型:

块状砂岩相　主要由块状砂岩组成,与其互层的页岩一般很薄或无。砂岩底部具冲刷或注入构造,递变层理一般不发育,有时在其底部发育反递变层理。其形态一般呈水道状,可能是由液化流或颗粒流形成的。

具碟状和管状构造的块状砂岩相　其特征与块状砂岩相类似,所不同的是这种类型中常发育有因颗粒间液体逸出而形成的碟状和管状构造。该相由液化流所形成。

递变层理砾状砂岩相　与经典浊积岩的递变层理砂岩相比,该相沉积粒度明显变粗,而且可以单独产出。与其互层的页岩很少。其特征是具有突变的底界和冲刷成因的大量底痕,内部通常发育有良好的递变层理,有时可见比较粗糙的平行层理。递变层理砾状砂岩层一般呈水道状,侧向上不连续。它们主要是由高密度浊流搬运和沉积形成的,但其沉积晚期

可转化为牵引作用,形成交错层理。

颗粒支撑的砾岩相 根据其递变性、层理和组构特征可区分出块状混杂砾岩、双向递变砾岩、正递变砾岩和递变-层状砾岩四种类型。

基质支撑的块状混杂砾岩相 在砾石之间含有大量泥和砂的基质,分选性差,无定向组构,沿层面常分布有向上凸出的大碎屑颗粒,但无滑塌现象,由水下碎屑流沉积而成。

滑塌岩相 具有基质支撑的混杂结构,但一般都见有明显的滑塌现象。

根据海底扇的地貌及其沉积特征,可将其分为扇根(上扇、内扇)、扇中和扇端(下扇,外扇)三个部分(图 8-23)。

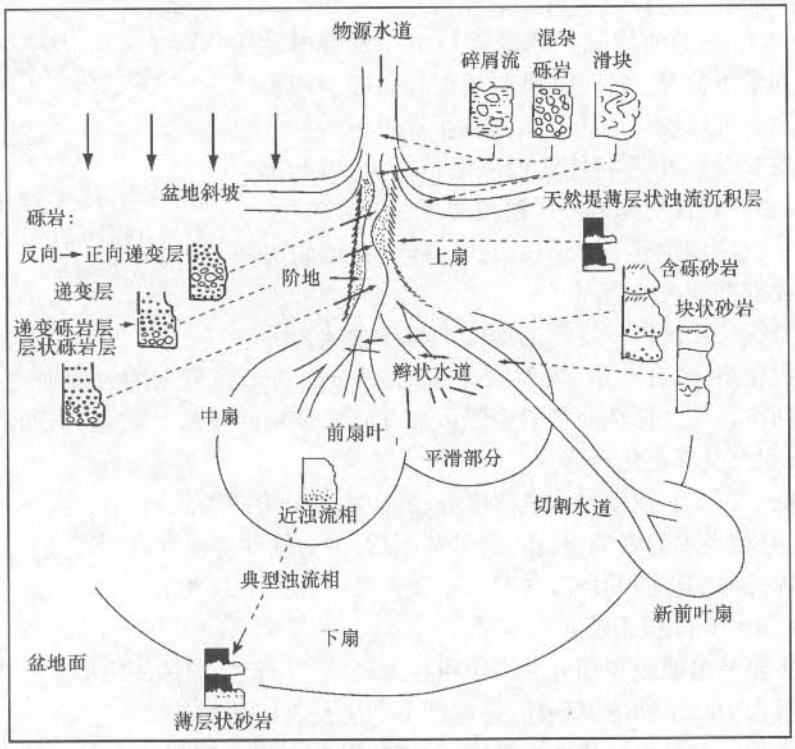


图 8-23 海底扇沉积相分布模式

(据 R. G. Walker, 1984, 转引自王良忱、张金亮,1996)

扇根是主水道发育的地区,其外侧发育水下天然堤或阶地。在主水道中堆积了各种砾岩相,主要是各种粗碎屑(砾质)组成的非浊流块体——重力搬运沉积物,其分布的先后次序大致为块状混杂砾岩,双向递变砾岩和递变-层状砾岩。主水道两侧的天然堤上沉积的主要是粉砂和粘土组成的低密度浊积岩,相当于鲍马序列的 c、d、e 段。

位于扇根上方的海底峡谷或补给水道中主要堆积由碎屑流和滑塌作用所形成的粗粒碎

屑沉积岩。有时也可能被细粒粘土和粉砂物质所充填，这通常是由于海平面上升使其原始物质来源断绝而造成的。

扇中是水下网状水道和扇前叶朵的分布区。网状水道中主要发育了递变层理砾状砂岩、块状砂岩或者具碟状构造的块状砂岩，而水道之间的漫堤沉积物主要是细粒的低密度远洋浊积岩，相当于鲍马序列的 c、d、e 段。

扇端区地形较平缓，无水下水道发育。其中主要沉积了经典的浊积岩，而且随着远离源区，逐渐由根部浊积岩或近源浊积岩（由 a 和 e 段或 a、b、c、d 和 e 段组成）变为末梢浊积岩

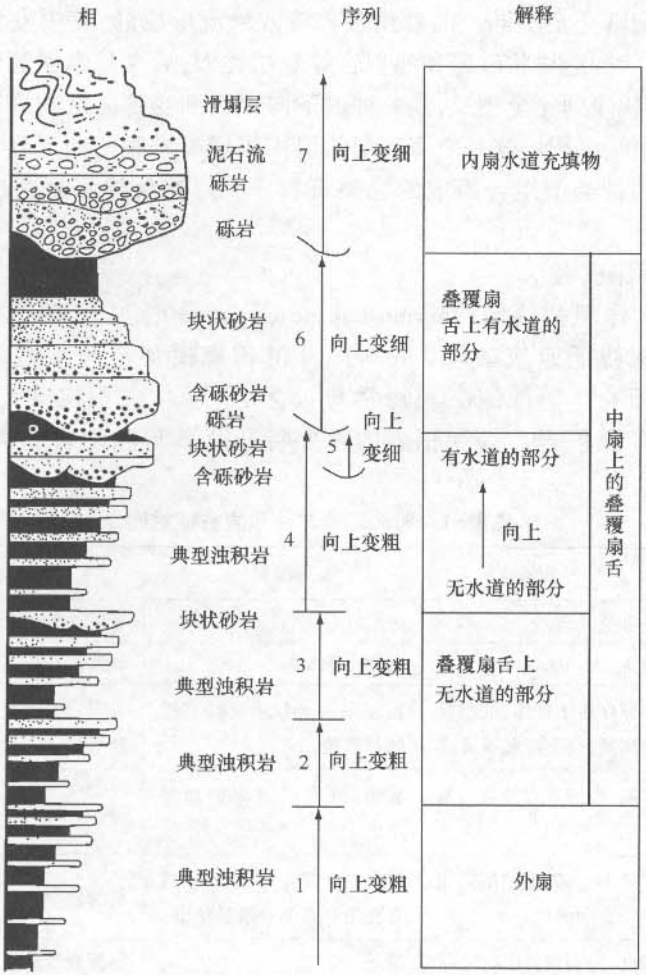


图 8－24　海底扇反旋回的沉积序列

（据 R. G. Walker, 1984，转引自王良忱、张金亮，1996）

或称远源浊积岩(主要由 c、d 和 e 段组成)。

刻切水道是由于重力流能量突然增加而刻切底层所造成的,因此粗粒碎屑物可以直接覆于深海远洋泥岩、粘土或低密度浊流沉积之上。

根据海底扇的岩相和沉积环境在纵向上的分布,其沉积序列可划分为反旋回沉积序列和正旋回沉积序列两种类型。反旋回沉积序列沉积颗粒由下向上逐渐变粗,层状特征由下向上逐渐变厚(图 8-24)。下部首先出现的是浊积岩,然后向上依次出现块状砂岩相、递变层理砾状砂岩相、各种砾岩相以及滑塌岩相等。反映下部属扇端沉积,然后向上依次为扇中和扇根的水下水道沉积。反旋回沉积序列由海底扇的进积作用形成,与三角洲的沉积序列相类似,但内部结构则完全不同。前者是重力流或浊流形成的,其中发育了像递变层理砾岩、砾状砂岩、具碟状构造块状砂岩和浊积岩等岩相类型;后者是牵引流所造成的。正旋回沉积序列与上述沉积序列完全相反,是一种由下向上变细变薄的沉积序列。从下向上依次出现扇根、扇中和扇端沉积。这是由海底扇的退积作用或海底扇的废弃转移而造成的。有时,也可见到上述两种类型组合而成的完整沉积序列。这反映了海底扇先进后退的变化过程。

5. 等深流与等深积岩

等深流是由大洋温盐旋回(thermo-hakine circutation)循环驱动的大洋底流,一般都沿着大陆坡等深线低速流动(20cm/s),其沉积规模甚至与某些海底扇相当,可以搬运大量细粒沉积物。等深流沉积物常与远洋、半远洋沉积层共生。由等深流沉积形成的沉积岩称等深积岩。等深积岩的主要特征及其与浊积岩的区别见图 8-25 和表 8-1。

表 8-1 等深积岩与浊积岩特征对比

特征		浊积岩	等深岩	结论
颗粒分选性		中等至分选差	好至极好	等深岩有较好的分选性
层厚		通常 10~100cm	通常小于 5cm	等深岩有较薄的层
原生沉积构造	粒序	普遍存在正粒序,底部接触清楚,向上接触不清楚	正粒序及逆粒序,顶、底接触都清楚	等深岩的递变性规律较差,而顶部接触明显
	交错纹层	普遍,由细屑岩集中而显示出	普遍,由重矿物集中而显示出	等深岩与浊积岩的明显区别是交错层
	水平纹层	仅见于上部,由细屑岩集中所显示出	整个层中都有,由重矿物或有孔虫介壳集中所显示出	等深岩层中有重矿物
	块状层理	常见,特别在岩层的底部	缺乏	等深岩普遍具纹层
颗粒组构		在块状递变层中少或没有优选方向	整个层中普遍地颗粒优选平行层面	等深岩有较好的颗粒定向

续表

特征		浊积岩	等深岩	结论
砂和粉砂级组分	杂基(小于2μm)	10% ~20%	0 ~5%	等深岩的杂基少
	微体化石	岩层中普遍常见，保存完好有分选	稀少，磨损或破碎，重矿物砂有分选	等深岩显示更多再改造的证据
	植物及骨骼残屑	岩层中普遍常见，保存完好有分选	稀少，磨损或破碎	
	岩石类型	杂砂岩、岩屑杂砂岩	岩屑杂砂岩、长石砂岩、石英砂岩	等深岩成熟度更高一些

(据 C. D. Hollister 和 B. C. Heezen，1973，转引自王良忱、张金亮，1996)

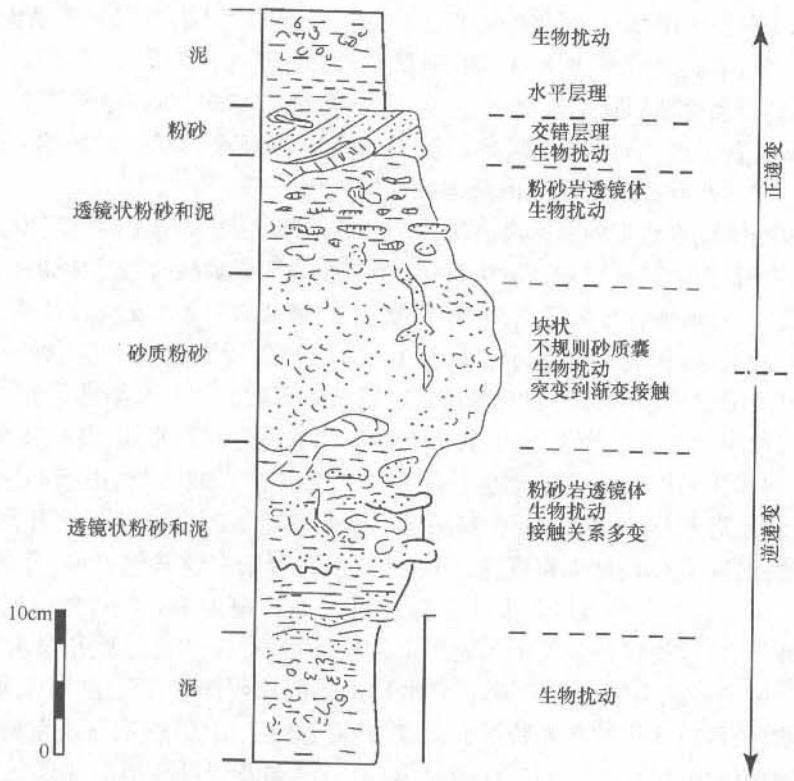


图 8 -25　具逆—正递变层偶的等深积岩沉积模式

(据 E. G. Gonthiers 等，1984，转引自王良忱、张金亮，1996)

第三节 海洋碳酸盐沉积环境及其相模式

现代海洋碳酸盐沉积主要分布于赤道南北30°的温暖浅海地带。在这些地带钙藻大量繁殖,珊瑚礁发育,局部有贝壳砂、鲕粒砂、葡萄状团块、球粒灰泥及造礁生物粘结岩正在堆积。而在南北纬40°之间的深海盆地底部,有大量浮游生物碳酸盐岩沉积。这些现代海相碳酸盐岩产出环境,不仅是温暖浅水,而且是清水环境,没有大量细碎屑沉积物的注入。

现代热带浅海能产生这样多的碳酸钙,还和藻类活动有关。热带浅海小于10~15m水深的海域,比深陆缘海每单位面积所产生的$CaCO_3$多几倍,主要与这一水域的绿藻及蓝绿藻特别丰富有关。由于藻类的光合作用,从海水中吸收大量CO_2,从而促使海水中的$CaCO_3$过饱和,沉淀出文石质灰泥来,而且钙藻的外壳也是文石质灰泥及颗粒的主要供给者。因此藻类繁生可以提供大量碳酸盐沉积物。藻类生活需要一个温暖浅水清洁透光的环境。海水浑浊,不仅妨碍光合作用,阻止钙藻的生长,悬浮的粘土还可以堵塞许多底栖无脊椎动物的摄食器官,使它们不能繁衍,也妨碍了大量碳酸盐颗粒的产生。海水太深,阳光不足,氧气不够,对藻类和底栖无脊椎动物生长都不利;水压大,溶解CO_2多,$CaCO_3$不饱和,因此深水不会有大量碳酸盐直接产生,而深水碳酸盐沉积物主要靠海水表层浮游生物(颗石藻、有孔虫、翼足类等)和浅水陆棚区漂运来的灰泥或粉屑提供。

在开阔海陆棚浅水地带的滨岸高能带或滨外高能带,由于波浪(包括潮汐)及其伴生的、沿岸流、底流作用,使碳酸盐沉积物发生簸选,将其中的细屑碳酸盐岩物质带走,而留下各种砂砾级碳酸盐颗粒,形成各种砂砾屑滩、介壳滩、沿岸砂坝及沙嘴,或滨外沙堤及砂洲、潮汐三角洲及潮汐砂坝等,从浅水陆棚高能带簸选出来的细屑碳酸盐岩物质(即灰泥、粉屑)堆积在陆棚边缘或障壁砂坝前缘的较深水盆地区以及障壁后的潟湖及潮坪区。

碳酸盐沉积物主要是生物成因的,其中有些生物能适应较高水能环境,甚至具有抗浪的生态本能,它们能在高能环境下就地生长聚集成为礁体。在高能带,由于向岸风及潮汐作用,使波浪搅动及海水压力变化,沿着斜坡上升来的深部海水,温度骤然升高,水压降低,CO_2迅速释放,促进了$CaCO_3$大量沉淀,同时从深水还带来大量其他养料,有利于造礁生物的发育生长。所以在沿岸高能带常形成岸礁,在滨外或陆棚边缘高能带常出现堤礁或堡礁。如果在这些地带,持续地保持强到中等的海水运动,而又有碳酸钙过饱和海水不断产生,这就使得正常盐度的造礁生物不能繁衍,而海底碳酸钙的加积作用及胶结作用、水体中的颗粒包壳作用等明显,可以产生被亮晶胶结的鲕粒、砂屑、球粒、团块、核形石及生物砂等沉积物。

在障壁礁或沙堤之后,水的循环受到限制,出现潟湖及潮坪环境。如果气候炎热干燥,由于蒸发作用使潟湖水的盐度不断升高,最初产生$CaCO_3$(文石)的化学沉淀。进一步咸化就会出现白云岩及膏盐沉积,生物很贫乏,仅有某些广盐性生物。如果气候比较潮湿炎热,潟湖水的盐度变化不大,可出现大量绿藻、钙质海绵、苔藓虫及腕足类等生物,为碳酸盐沉积提供大量颗粒。在潮坪地带由于间歇性的潮汐泛滥及陆上暴露干涸,形成白云岩以及鸟眼、

干裂、纹层、石膏和盐晶体的假晶等沉积构造。在热带多雨地区，潮间坪沉积物里出现淡水透镜体，造成富含半咸水植物的沼泽，或出现微喀斯特地貌，沉淀结壳状淡水方解石等。

一、碳酸盐沉积相模式

碳酸盐沉积受生物、水文和自然地理等多种条件的控制，沉积作用因素复杂，给建立碳酸盐沉积相带模式带来困难。碳酸盐沉积相和沉积环境的理想序列，至今似乎还没有一个完整无缺的模式。目前关于海洋碳酸盐沉积相模式较多，择几种简述如下。

1. 按能量带划分的沉积相模式

肖(Shaw，1964)把浅海碳酸盐岩沉积区划分为陆表海和陆缘海两种类型，首次论述了陆表海的水能量特征，提出陆表海碳酸盐沉积分异主要取决于海水的能量；陆表海内波浪、海流以及潮汐作用是控制碳酸盐分带的主要因素。

欧文(Irwin，1965)根据肖的理论，进一步提出了陆表海沉积模式和能量带的理想序列，按照能量把没有或仅有很少陆源物质输入的陆表海(清水盆地)从海岸到广海方向划分为X、Y、Z三个带。

X带　低能带，相当于潮下带，广海浪基面以下，宽约数百公里。该带很少受到扰动，只有海流才能作用于海底。沉积物主要是从高能带(Y)带来的细粒碎屑物质，形成粉屑灰泥沉积。该带氧的供应相对不足，使底栖生物和藻的生长受到限制。该带水体较深，水温较低，不利于灰泥形成，一般沉积速率较慢，沉积物厚度较小。沉积物一般呈暗色，发育典型的水平层理。

Y带　高能带，相当于潮间带，宽约数十公里，波浪和潮汐作用都十分活跃，阳光充足，氧气充分，底栖生物及藻类大量繁盛，常形成生物礁或生物滩。向滨岸一侧，由于水动力较强形成各种较粗的碳酸盐异化颗粒，如鲕粒、生物碎屑和内碎屑等。粒屑主要由砂砾级粗碎屑组成，泥质很少。粗颗粒大都被磨蚀分选，原始孔隙度高，多为亮晶胶结物所充填。由于生物碎屑或鲕粒受到波浪和水流的牵引、簸选，往往形成具交错层理的、分选良好的颗粒灰岩。

Z带　低能带，相当于潮上带，宽度可达数百公里，该带海水较浅，不超过几米，海水循环不畅，主要受潮汐的影响，波浪的作用已经很小，只有风暴才能引起局部的波浪作用。Z带海底坡度很小，或近于平坦，水浅，因而分布广泛。在靠近滨岸地带，如气候干燥炎热，水流停滞，可使海水蒸发，盐度不断增高，形成白云岩、硬石膏、石膏以及各类盐类沉积物。此带的碳酸盐沉积物主要是低能的灰泥。其中一部分是从高能带中搬运而来的；另一部分是以物理化学方式从海水中直接沉淀下来的。所形成的岩石主要是泥晶灰岩或纹层状灰岩及白云岩。Z带内形成的沉积岩中普遍富含球状颗粒，常见干裂和鸟眼构造、扁平砾石、蠕虫钻孔及生物垂直潜穴等沉积构造，据此区别于X带的碳酸盐沉积。由于Z带海水较浅，循环又受局限，盐度和温度变化都比较大，因此生物极不发育，数量也极为稀少，仅见蓝绿藻、介形虫、腹足类等少量生物化石。

拉波特(L. F. Laport,1967, 1969)继承并进一步修改了肖和欧文所建立的模式,认为潮汐作用在海水动力能量分带上起重要作用。他发现由于潮汐面频繁变动经常引起能量带的复杂迁移和变换,因而形成各相带的变替和穿插。因此把碳酸盐的能量相带与潮汐分带结合起来,划分出四个相带(图 8－26):①潮上及潮间带, 相当于欧文的 Z 带;②浅的潮下带,位于浪基面以上,相当于欧文的 Y 带;③无陆源沉积的潮下带, 位于浪基面以下,无细粒陆源碎屑物(主要指粘土),相当于欧文的 X 带的上部;④有陆源沉积的潮下带,位于浪基面之下,有陆源粘土沉积物,相当于欧文的 X 带的下部。拉波特对欧文能量相带,特别是潮下带进行了详细划分, 将潮下带划分为三个相带:分别相当于 Y 带、X_2、X_1 带。

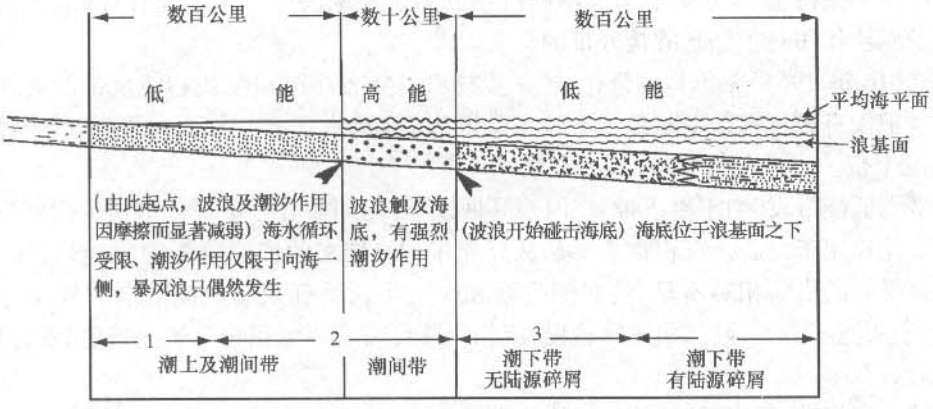


图 8－26　拉波特(1967, 1969)碳酸盐沉积模式

(转引自刘宝珺、曾允孚,1985)

2. 威尔逊沉积相模式

威尔逊(J. L. Wilson, 1975)综合了古代及现代碳酸盐的大量沉积模式,吸收了按能量划分碳酸盐相带的优点,根据海底地形、潮汐、波浪、氧化界面、盐度、水深、海水循环、气候条件等因素建立了综合的碳酸盐沉积的标准相带模式。把海洋碳酸盐岩划分为三大相区和九个标准相带,还提出九个标准相带的 22 种微相类型(图 8－27,表 8－2)。

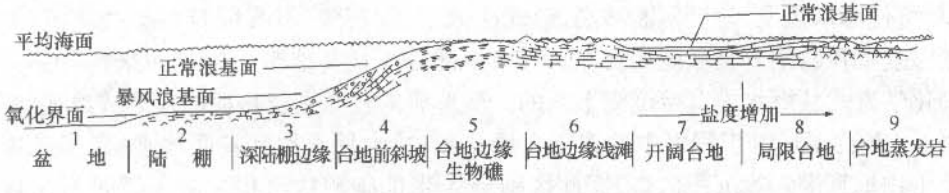


图 8－27　威尔逊(1975)碳酸盐沉积相模式

(转引自刘宝珺、曾允孚,1985)

表 8-2　威尔逊(1975)碳酸盐沉积相模式几个标准相带的微相类型

盆地	广海陆棚	盆地边缘(深陆棚)	台地前缘斜坡	台地边缘生物礁	台地边缘浅滩	开阔台地	局限台地	台地蒸发岩
1	2	3	4	5	6	7	8	9
		细纹层岩层中的碎石流,斜坡末端上的灰泥丘	巨大的塌砾岩块,未充填的大洞穴,斜坡下部的灰泥丘	斜坡下部的灰泥丘、圆丘礁、生物粘结岩斑块、边缘及障壁骨架礁脊和沟	岛屿、沙丘、障壁砂坝、潮汐入口及通道	潮汐三角洲、潟湖典型的泥丘、柱状藻席、通道及潮汐砂坝	潮坪、通道、天然堤、池沼、藻席带	硬石膏穹窿、锥形帐篷构造、纹层状石膏和结壳、盐沼地(蒸发池沼)、萨勃哈(蒸发坪)
1. 骨针岩;2. 微生物碎屑粉屑灰岩;3. 浮游生物泥晶灰岩、放射虫页岩	2. 微生物碎屑粉屑灰岩; 8. 含完整贝壳灰泥岩; 9. 生物碎屑粒泥状灰岩; 10. 含包壳颗粒灰泥岩	2. 微生物碎屑粉屑灰岩; 3. 浮游生物灰泥岩;4. 生物碎屑-岩屑微角砾岩	4. 生物碎屑-岩屑微角砾岩;5. 生物碎屑粒状灰岩-泥粒状灰岩、漂浮状灰岩	7. 生物粘结灰岩; 11. 包壳的、磨蚀的生物碎屑粒状灰岩; 12. 介壳灰岩(介壳混杂)	11. 包壳的、磨蚀的生物碎屑粒状灰岩; 12. 介壳灰岩(介壳混杂); 13. 藻灰结核、生物碎屑粒状灰岩; 14. 滞留角砾岩;15. 鲕灰岩	8. 含完整贝壳的灰泥岩; 9. 生物碎屑粒泥灰岩; 10. 含包壳颗粒灰泥岩; 16. 球粒亮晶灰岩; 17. 含葡萄石藻灰结核灰泥岩; 18. 有孔虫类伞藻粒状灰岩	16. 球粒亮晶灰岩; 17. 含葡萄石藻灰结核灰泥岩; 18. 有孔虫类伞藻粒状灰岩; 19. 窗状、球粒、纹层灰泥岩; 20. 叠层石灰泥岩; 22. 藻灰结核灰泥岩; 23. 非纹层纯灰泥岩; 24. 通道砾屑灰岩	21. 绵层石灰泥岩;23. 非纹层纯灰泥岩、结核状-球状或肠状硬石膏和含透石膏和刃片灰泥岩

(转引自刘宝珺、曾允孚,1985)

(1)盆地相

指远海深水盆地相,不利于底栖生物生长和碳酸盐岩的沉积,其沉积作用取决于粘土质和硅质的流入量以及浮游生物残骸的注入量。滞流缺氧和过咸化条件均可能存在。盆地相又可分为下列几种类型。

碳酸盐岩浊积岩相　由邻近陆棚及陆棚斜坡的钙质角砾、微角砾、灰砂等组成的异地来源的碳酸盐组成。其岩性及厚度变化都很大。

深水非补偿地槽相　主要是异地碳酸盐岩堆积。常见的岩石类型有放射虫硅质岩、红色生物泥晶灰岩及红色结核灰岩、浅色远洋泥晶灰岩、暗色盆地泥晶灰岩、海绵骨针灰岩,以及含菊石、放射虫、有孔虫、远洋双壳类和棘皮类的微球粒泥晶灰岩等。

克拉通盆地(非补偿的和滞流缺氧的)碳酸盐岩相　这是一个位于氧化面以下的静水

沉积环境。水深至少为30m,一般几百米。主要岩石类型为暗色薄层灰岩、暗色页岩或粉砂岩及薄石膏层。发育有毫米级的纹理,也有波状交错层。陆源碎屑岩为薄层石英粉砂岩及页岩,与石灰岩互层出现,常见有燧石。生物群主要为游泳及浮游生物,大型生物化石有笔石、菊石、海绵骨针等,微体化石有钙藻、放射虫和硅藻等。

(2)开阔陆棚相

这是典型的较深的浅海沉积环境,水深几十米到100m,一般为氧化环境,盐度正常,水循环良好。海底一般在浪基面以下,但是大的风暴也可以影响底部沉积物。陆棚较宽阔,沉积作用相当均匀。

(3)台地斜坡脚相

位于碳酸盐岩台地的斜坡末端,其沉积物由远洋浮游生物及来自相邻的碳酸盐岩台地的细碎屑物质组成,海底一般位于浪基面以下,但在氧化界面以上。

(4)台地前斜坡相

此相带位于深水陆棚与浅水碳酸盐岩台地的过渡地带,斜坡的角度可达30°,从浪基面之上一直延续到浪基面以下,但一般位于氧化面的下限以上。化石十分丰富,发育有广海生物。

(5)台地边缘生物礁相

其生态特征取决于海水的能量、斜坡坡度、生物的产生能力、造礁生物的数量、粘结作用、捕集作用、出露水面的频率以及后来的胶结作用。可分三种类型:下斜坡碳酸盐岩泥和生物碎屑堆积、有生物碎屑的圆丘礁缓坡及生物骨架建筑的礁环。

(6)台地边缘滩相

此相带碳酸盐颗粒主要呈砂洲、海滩、扇状或带状的滨外坝产出。沉积物经潮汐水流和岸流的簸选而比较洁净。此带盐度正常,海水循环良好,氧气充足。但由于底质常变动,因此不利于海洋生物生活。

(7)开阔台地相

此相带位于台地边缘内的海峡、潟湖以及海湾中,水较浅,几米到几十米。盐度近于正常或略偏高。海水循环中等。这种环境条件适合各种生物生长,但无窄盐度生物。沉积物中含有相当数量的灰泥,结构变化不大。

(8)局限台地相

这是一种潟湖相,还包括潮间带环境。海水循环受到限制,海水一般比较浅,盐度变化较大,淡水、盐水、超盐水均有。此带的天然堤、潮间坪、潟湖及池沼中,主要沉积灰泥。粗沉积物出现在潮汐水道中或局部的海滩上。有些地方可暴露于水面以上,氧化和还原环境均可产生。淡水植物和海洋植物均有发育。沉积物的成岩变化显著。主要岩石类型为灰泥沉积,也发育有白云岩,岩石颜色浅。发育纹理和鸟眼构造,为具藻叠层石、小型递变层理、白云石及钙质层壳等的潮汐水道的砂沉积,还出现交错层理。陆源碎屑少,但局部地区有风成碎屑物质堆积,常呈分选良好的砂层。动物及植物化石均很少。

(9)台地蒸发岩相

即潮上相带,干热地区的潮上盐沼地或萨布哈沉积是该相的典型代表。台地蒸发岩相经常位于海平面之上,仅在特大高潮或特大风暴时才被海水淹没。主要岩石类型为白云岩及石膏或硬石膏,它们很可能是交代成因的,常与红层共生。陆源碎屑极为普遍,主要为风成及红层沉积。纹理发育,常有泥裂、藻叠层等构造,还发育有同生及成岩期的变形构造,如结核、肠状构造、羽状构造等。原地生长的生物很少。

威尔逊模式九个相带的划分比较详细系统,是一个比较完善的综合性模式,已被普遍使用。它的基本格局仍是低能—高能—低能这三大相区。威尔逊盆地相区的1、2、3相带,其海底深度均位于浪基面之下,水体运动很弱或处于静海状态,属低能带,与欧文的X相带相当。威尔逊的台地边缘相区的4、5、6相带,其海底深度均位于浪基面之上,波浪作用强烈,均属高能带,并且这三个相带亦均较窄,与欧文的Y相带相当。威尔逊的台地相区的7、8、9相带,均位于台地边缘相区之后,这里波浪能量消失,水体运动均比较弱,属低能带,大约与欧文模式的Z相带相当。但是开阔台地相台(7相带)也可能有部分地区海底水动能较高。

二、潮坪碳酸盐沉积相模式

潮坪指具有明显周期性潮汐活动,但无强波浪作用的平缓倾斜的海岸地区。在缺乏陆源碎屑物输入和波浪被阻止的碳酸盐台地海岸带,以潮汐作用为主,形成潮坪碳酸盐沉积。

暴露构造是潮坪环境的重要鉴定标志。从潮上带到潮下带碳酸盐沉积物中暴露构造逐渐减少。在碳酸盐潮坪环境中,藻类生物及其粘结作用十分发育,形成一个广布于潮坪的藻席带,这也是鉴定潮坪环境的重要标志。

碳酸盐潮坪与陆源碎屑潮坪有重要区别,它的形成不像后者一样一定要发育在障壁岛或滩之后。碳酸盐潮坪有时完全与藻席广泛发育有关,因为藻席的广泛发育同样能起到阻挡外海波浪的作用,使大部分碳酸盐台地免受海浪作用干扰,而成为一个以潮汐作用为主的碳酸盐沉积环境。

碳酸盐潮坪可分为潮上带、潮间带和潮下带。按湿度和盐度可分为两类,即正常湿度和盐度的潮坪以及干旱盐化潮坪。

1. 正常潮坪碳酸盐沉积相模式

正常潮坪碳酸盐沉积序列一般为一个向上变浅的序列。下部层序形成于潮下带上部,主要以各种核形石、凝块石及锥状叠层石沉积为特点。潮下带顶部与潮间带层序之间的交替部位,可发育有由颗粒碳酸盐岩组成的沙滩脊,与其共生的有碎屑充填的分叉聚环叠层石。下部层序到与潮间带之间的交替部位的沉积物中暴露构造不发育或很少。

潮间带层序主要发育以波纹状、半球状叠层石组合为特征的潮间潮池沉积,其中可发育波痕、泥裂、雨痕、冲刷及充填构造、鸟眼构造、窗格构造、干裂等暴露构造,也有生物足迹和爬痕及潜穴等。有时在潮间带沉积中还可出现侵蚀间断。与潮间潮池沉积伴生的有潮汐水道沉积。潮汐水道底部明显被切割成凹槽,其间一般堆积内碎屑亮晶灰岩、生物内碎屑亮晶灰岩、

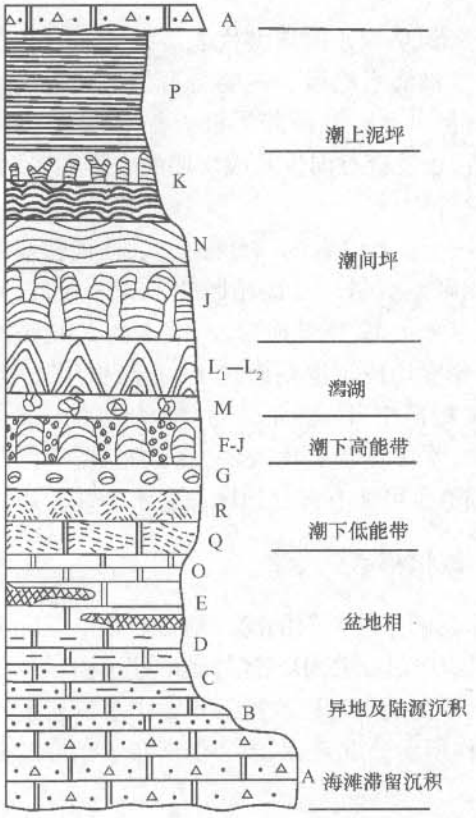


图 8－28 潮坪碳酸盐沉积相序列
（据孟祥化和刘桂香，1982，
转引自何镜宇、孟祥化，1987）
P—层纹石；K—小分叉聚环叠层石；N—半球状叠层石；J—大型聚环叠层石和分叉聚环叠层石；L_1—L_2—锥状叠层石；M—柱形石；F－J—鲕粒充填叠层石；G—核型石；Q—特征不显叠层石

生物碎片及角砾，常出现人字形交错层理，表明水流方向经常发生往复变化。

潮上带层序为一些含有白云石和石膏的泥晶—粉屑碳酸盐岩和藻纹层碳酸盐岩，暴露构造极为发育，除鸟眼、窗格、干裂构造外，在沉积物表面还常保留有厚达数厘米的硬壳和由其破裂而成的不规则多角形块体。这些多角形块体还可能被地下水上涌物或结晶作用的力量把裂边推举起来形成帐篷构造，或被移动破碎成扁平砾石状角砾灰岩（参见图 5－39）。

在发育完整的潮上带层序的顶部能见到陆相沉积，如风成砂、钙结壳和淋滤构造。图 8－28 表示一个典型正常潮坪碳酸盐沉积序列。这一序列的开始是一个陆源海滩滞流沉积和碳酸盐盆地相，然后进入一个潮坪环境。前者代表一个海进过程，后者代表一个海退过程。

2. 萨布哈碳酸盐潮坪沉积相模式

陆源碎屑萨布哈沉积和碳酸盐岩萨布哈沉积常同时出现。萨布哈型碳酸盐潮坪是干旱气候条件下形成的，其沉积作用具如下特殊标志：①超咸地下水并伴随着高速蒸发作用导致一系列自生蒸发矿物的形成，如石盐、石膏、硬石膏、白云石、天青石、菱铁矿、钙菱铁矿等；②具有明显的白云石化作用，在地面上卤水被蒸发干的地方，石盐等盐类首先沉淀，留下数厘米厚的盐壳，但当地面被潮水淹没或被雨水冲刷时，石盐迅速溶解，石盐的溶解又导致地下水中 Mg/Ca 比值提高，促进文石的白云石化作用；③如果地下水的成分始终保持在石膏发生沉积作用的范围时，那么潮上带中的蒸发盐矿物就将生长为硬石膏结核层，形成具有特殊网状结构的复杂块体或扭曲的盘肠状外形的石膏；④蒸发矿物呈斑状变晶生长，所以主体沉积物往往被排挤到晶体间隙中的位置里，早先的组构被破坏，与此同时，伴生的强烈白云石化作用也发生在潮间带的藻纹层沉积物和大部分潮下带的沉积物中，使潮间带和环潮坪环境的文石沉积物和颗粒化沉积物都发生白云石化，并形成特征的鸟眼白云岩或结构均匀的白云岩和颗粒白云岩。图 8－29 表示一个理想的萨布哈型碳酸盐旋回层序。

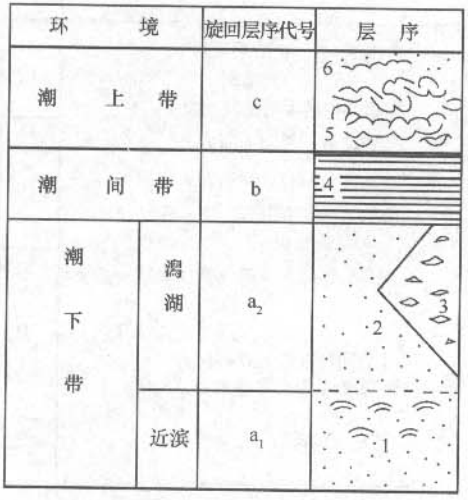


图 8－29　一个理想的萨布哈型碳酸盐旋回层序

（据 G. V. Wood 和 M. J. Wolfe，1969，

转引自何镜宇、孟祥化，1987）

1—藻粘结岩和颗粒岩；2—均匀石灰岩或白云岩；3—鸟眼白云岩；4—藻席纹层白云岩；5—硬石膏和结核状硬石膏；6—顶部盐晶痕及风成白云岩与石英砂岩中的肠状硬石膏

三、台地边缘浅滩相碳酸盐沉积特征

台地边缘浅滩碳酸盐沉积环境是台地边缘相区的一种高能环境，处于开阔浅海，没有障壁和广阔藻席，碳酸盐沉积作用直接受海洋波浪和潮汐等作用的控制。一般水深 5～10m 到高出水面。海水循环良好，盐度正常，氧气充分。由于底质处于移动状态，因此不适于海洋生物繁殖。

由于波浪、潮汐和沿岸海流的经常簸选，常形成纯净的碳酸盐砂堆积。地貌上为浅滩、海滩、扇形或带状的滨外砂坝或潮汐砂坝，或风成沙丘岛。岩石类型以亮晶颗粒灰岩为主，颗粒分选、磨圆度均好，常见鲕粒灰岩及其他颗粒灰岩，有时为磨圆的生物碎屑灰岩。岩石一般色浅。沉积构造主要是各种规模的槽状交错层理，可有潮流往复形成的羽状交错层理、板状交错层理、冲洗交错层理。风成岩则具大型交错层理。两种成因的碳酸盐砂体中都常见间断面。在风成岩中尚保存古土壤层和植物根模。砂体形态可以是线状的或斑块状的，如与海平面上升相伴产生，则可呈席状。陆源碎屑物一般很少，有时可见到石英砂混入砂屑灰岩中。很少有原地底栖生物，主要见礁及礁前斜坡处生活的生物的碎屑。

台地边缘沙滩相碳酸盐沉积序列如图 8－30 所示。台地边缘沙滩相碳酸盐沉积的标志很特征，比较容易鉴别，因此在建立碳酸盐沉积相模式中常起着重要作用。

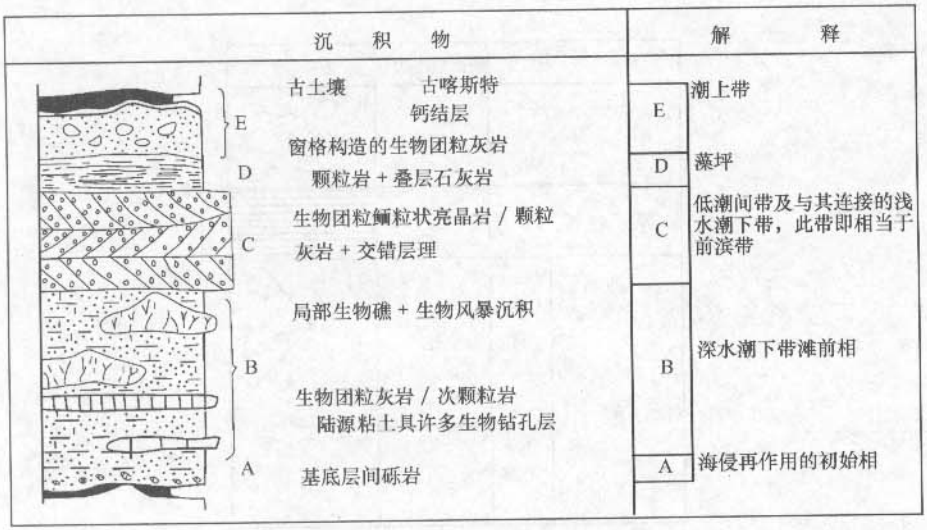


图 8－30 台地边缘沙滩相碳酸盐沉积序列
（据 Tucker，1981，转引自何镜宇、孟祥化，1987）

四、生物礁沉积特征

1. 生物礁的含义

礁的最初含义是指海底突起岩块，能使船触礁失事。现代生物礁主要是珊瑚礁。生物礁是指造礁生物原地生长建立起来的水下隆起，沉积厚度比相邻地区大，具有完整的生物骨架，形成深度从海水表面到水深小于 200m，有些地区可延伸至水深 500m 处。

2. 礁灰岩的组成

礁灰岩可划分为原地礁灰岩和异地礁灰岩。原地礁灰岩有三种类型：障积岩、粘结岩和骨架岩。这三种原地礁灰岩反映造礁生物的三种抗浪方式和成礁阶段（图 8－31）。

障积岩 沉积物中富含茎状枝状化石，如珊瑚、海百合等，构成泥晶基质堆积的障壁和支架。由于这种障壁和支架的抗浪作用才使细的灰泥得以沉积和保存下来。障积岩或粘结-障积岩主要分布于礁核的基底部位（图 8－32）。

粘结岩 主要由板状或片状生物，如层孔虫、藻类等，粘结和包裹着大量灰泥质形成。当生物分泌有机质时，通过生物化学作用而使海水中的碳酸钙沉淀在生物体周围。这类灰岩中可见藻叠层石，但无连生的生物硬体支架。粘结岩主要产于骨架岩和障积岩之间。

骨架岩 为原地的化石骨架组成的块状体，骨架间隙为灰泥及亮晶充填物充填。

异地礁灰岩是生物骨架被破碎、搬运再堆积形成的，主要堆积于礁的翼部，实际上是礁核的塌积物。有下列两种类型：漂浮灰岩，岩石中有 10% 以上的颗粒直径大于 2mm，并受基质支撑；碎块灰岩，岩石主要是由粗碎屑礁块支撑。

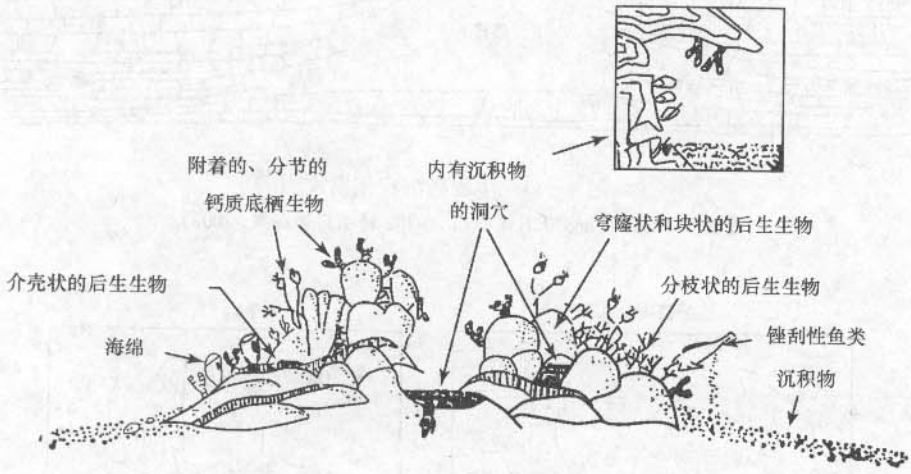


图 8－31　生物礁碳酸盐类型示意图

（据 N. P. James,1984，转引自王良忱、张金亮,1996）

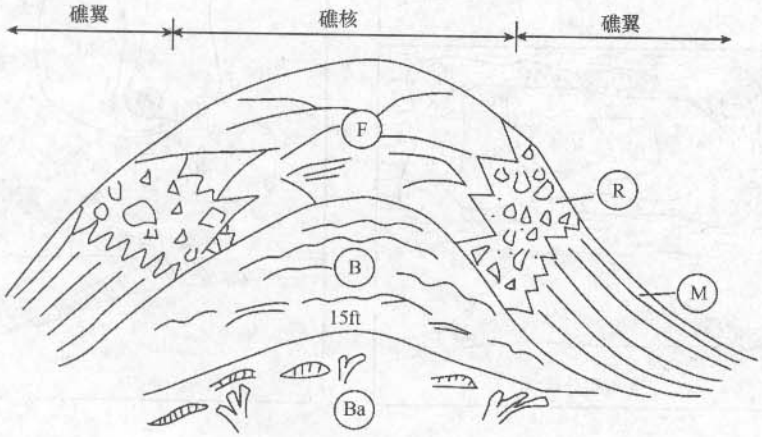


图 8－32　生物礁的组成

（据何镜宇和孟祥化,1987）

Ba—障积岩;B—粘结岩;F—异地礁灰岩;M—漂浮灰岩;R—碎块灰岩

3. 生物礁的相带划分及其特征

生物礁的沉积相一般可划分为三个相带:礁核相、礁前相和礁后相(图 8－33,图 8－34)。

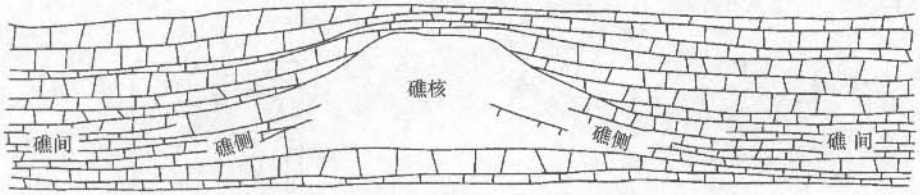


图 8－33　生物礁沉积相模式

（据 N. P. James and D. R. Kobluk，1978，转引自姜在兴，2003）

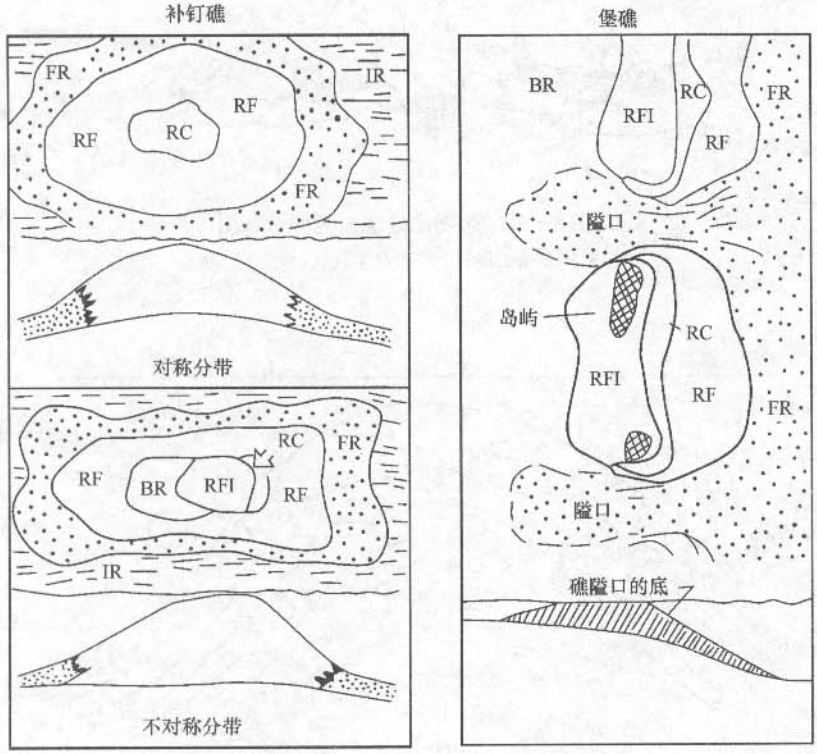


图 8－34　生物礁相带分布示意图

（据 N. P. James，1979，转引自何镜宇、孟祥化，1987）

IR—礁间沉积；FR—礁前沉积；RF—礁前沿；RC—礁冠；RFI—礁坪；BR—后礁

（1）礁核相

指礁体中能抵抗波浪作用的部分，为礁的主体，主要为块状的、非层状的、通常是扁豆状的碳酸盐岩体，由造礁生物的骨架和灰质软泥基质组成。其中生物最少占岩石总量的5% ~ 10%，有时可高达 40%，主要为造礁生物和少量附礁生物。礁核相带形成的岩石主要为骨

架岩和粘结岩。礁核相可进一步分为四部分。

礁顶冠带　这是礁在其生长阶段的最高部分。如果在浅水中，即为礁顶部接受大部分风、浪能量的那个部分。礁冠的物质组成依风力和海浪的强度而定。在风力和海浪强烈的地方，只有那些能结壳的生物能够幸存下来；当风浪的强度中等到较强时，结壳的生物仍然占优势，但常常可出现扁平的或者具有短而粗的枝状生物；在风浪能量较弱的地方，半球状到块状的种属与零散的枝状造礁生物同时出现。

礁前沿带　这个带上起拍岸浪带，下限深度不固定，通常小于100m，即由大量具骨骼的生物的生长带过渡到进入礁前带的沉积物处。该带动物群丰富多彩。其中造礁生物的形状为半球状、柱状、树枝状和席状，附属生物中腕足类、双壳类、珊瑚、海百合和钙质绿藻等较常见。在现代礁体上造礁生物珊瑚虫在这个带通常延伸到水下30m左右的深处，形成的最常见的岩石类型仍然是格架灰岩，但生物生长的变化也会形成许多包粘灰岩和障积灰岩。古代礁前沿带动物群形态多样，最丰富的是块状、层状到半球状和枝状骨骼生物形成格架灰岩，有时也形成包粘灰岩。

礁坪带　位于礁顶和后礁相之间，水很浅，最多不过几米。风浪作用强烈的礁坪带内生物碎屑被胶结形成碎块灰岩，中等波能礁坪带内波能充分冲洗灰质砂形成灰质砂浅滩，其上常有零散的丛状造礁生物，形成的岩石类型介于纯净的骨骼灰质粒状灰岩到碎块灰岩。

(2)后礁相

位于生物礁核相的向陆一侧，在礁坪的背风处。水体较为宁静而闭塞，又称为礁后潟湖。这里的沉积物主要是在礁前沿带形成的灰泥，由风浪携带而来。这些灰泥从悬浮状态沉淀在后礁相带中，常形成富泥的岩性。该相中海百合、钙质绿藻、腕足类、介形虫等海底生物大量繁盛。后礁相的典型岩石类型是障积岩或漂砾灰岩或少量骨架岩。后礁相常见灰岩白云岩化现象。

(3)前礁相

位于礁核相向开阔海边缘的斜坡部位。此相带为礁块碎屑灰岩(骨骼灰岩)、砂屑灰岩到泥质灰岩。这些粗或细的碎屑主要是由波浪从礁核相带向下搬运塌落而来的。这些岩石由完整或碎裂的骨骼残骸、礁灰岩块和造礁生物的骨骼等组成，并且朝盆地方向变成页岩或灰质软泥。与后礁相相反，这里的灰岩很少白云岩化。

(4)生物礁相带发育的背景条件

礁相带的发育程度和特点取决于碳酸盐陆棚边缘带的坡度。依据地形坡度及与其相应的水动力条件和礁相组成特点，可以划分出3个基本类型(图8-35)。

类型Ⅰ　斜坡灰泥丘，位于陆棚台地边缘前斜坡，由生物碎屑灰泥或生物障积灰泥组成，呈带状分布。斜坡坡度较缓，从2°~25°，水能量较弱。斜坡下部沉积物中含分异度不高的特定固着生物，它们能捕获和阻挡从斜坡上部来的灰泥沉积物形成面包形生物灰泥丘岩体。在陡倾斜坡上，碳酸盐泥可能向斜坡下方堆积很远，达到透光带之下，也许在水深100m左右处。在平缓斜坡上的透光带浅水中也会发育灰泥丘，灰泥丘的顶部可达到波浪作

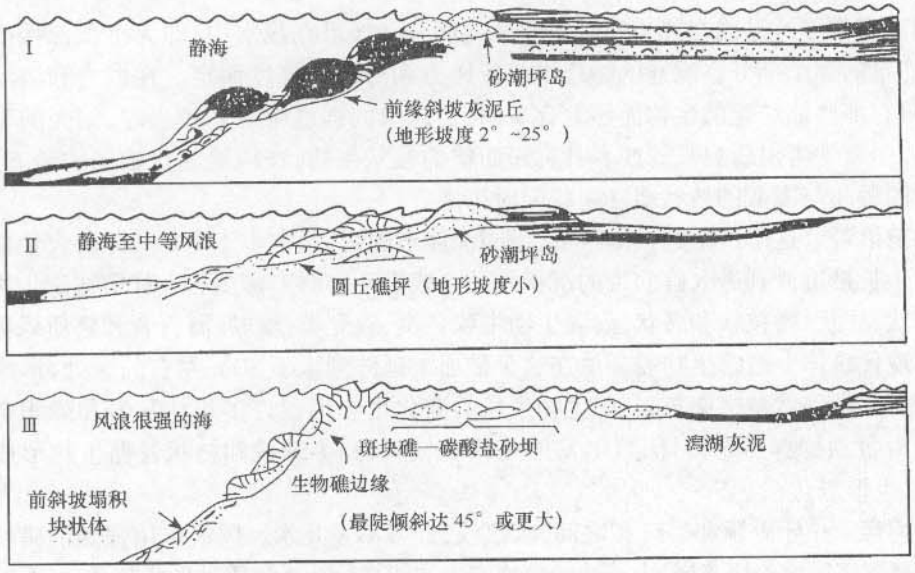


图 8－35　按碳酸盐台地边缘坡度和能量划分的三种生物礁相带基本类型
(据 J. L. Wilson, 1975, 转引自何镜宇、孟祥化,1987)

用带,发育造架生物,并可发展为类型Ⅱ和Ⅲ。

类型Ⅱ　缓坡圆丘礁,由台地边缘缓坡上生长的线状生态圆丘礁带组成。它们形成于向海平缓倾斜(几度到约 15°)的正常海底,或在稍远的斜坡下部数十米深度开始生长的。由于缺乏强波浪或水流的作用,很少有块状造架生物,但有很多固着的和包壳的生物。造架生物主要是分支状和丛状的复体类型。在圆丘礁中常见垂直的生态分带,即向上变为块状包壳类型的骨架礁。由于生物巨大的繁殖能力,以及粘结、捕获和包壳作用,又没有碎屑的带出,因而可以使礁体充分发育。

类型Ⅲ　为陡斜坡骨架礁,位于陡的斜坡边缘带,坡度为 45°甚至直立。这是一种生长到海平面或波浪搅动带的带状生物骨架礁。礁后有石灰砂坝、水下砂坝浅滩出现,充填潟湖。有些地区甚至形成岛屿、障壁礁或岸礁,并有大量塌积碎屑。

五、风暴成因的浅海碳酸盐沉积

1. 海洋风暴沉积物类型及其特征

(1)风暴砾屑灰岩

在受海洋风暴巨浪控制的滨岸,浅滩以及潮下带上的沉积物均可受到强劲风暴潮流的袭击、冲刷和破碎,形成各式各样的风暴砾屑灰岩,这些风暴成因的砾屑以扁平状为特征。根据风暴作用对这些砾石改造和迁移距离可以划分为两种类型:

原地型风暴砾屑灰岩　这是一种扇形排列的片状砾屑灰岩(图 8－36)。砾石扁片状,成分比较单一,主要来源于下伏沉积层。如其下伏沉积层为鲕粒灰岩,则主要由鲕粒灰岩砾屑组成;如其下伏沉积层为条带状泥晶灰岩,则砾石主要由泥晶灰岩构成。砾屑表面一般无氧化圈,无明显磨蚀现象,但时而有溶蚀现象。大部分原地型风暴砾屑灰岩呈颗粒支撑或部分基质支撑,为风暴潮就地冲击滨海或远滨带海底已固结碳酸盐沉积物使之发生破碎,并为不同方向的风暴浪挤压就地掀起和就地堆积而成的。原地型风暴砾屑灰岩层常呈透镜状夹层产于条带状灰岩和鲕粒灰岩层间,与下伏层面连续过渡呈平整接触,而与上覆地层的接触层面凹凸不平,并常形成特殊的云朵状轮廓和外貌(图 8－36)。

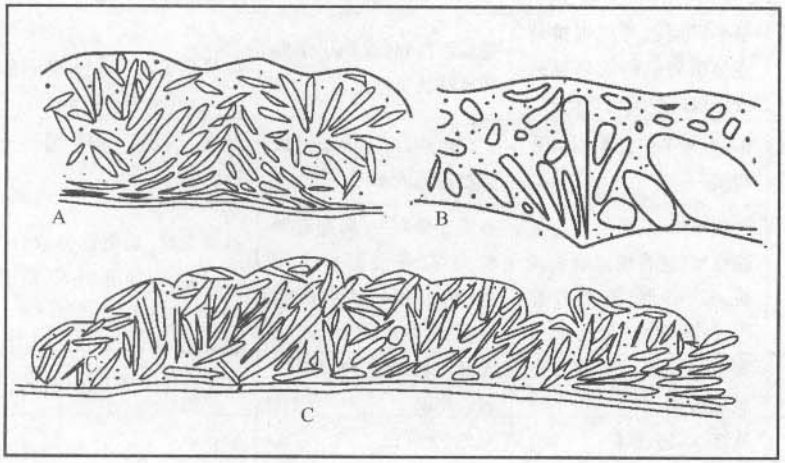


图 8－36　风暴砾屑灰岩的产出特征

(孟祥化,1983 年素描于北京西山中寒武统,转引自何镜宇、孟祥化,1987)

异地型风暴砾屑灰岩　这是一种具菊花状或辐射状以至杂乱排列的片状砾屑灰岩。砾屑形状亦多扁片状,但砾屑成分较为复杂,有各种成因和相带的灰岩成分,如泥晶灰岩屑、砾屑灰岩屑、鲕粒灰岩屑、叠层石灰岩屑、生物碎屑等。这些混杂的砾屑间又常常有泥晶、粉屑等细粒组分呈基质支撑。砾屑和基质可以呈褐、红、黄、灰、灰绿等多种颜色,表明它们的形成经历了由氧化到弱还原介质的多种环境状态。异地型风暴砾屑灰岩与下伏沉积层没有直接的来源和环境过渡关系。风暴砾屑灰岩的物质组成复杂,主要都是潮坪浅滩沉积物,但是它的上下岩层却都是较深的浅海沉积物,常是形成于正常浪基面以下静水条件的纹层状泥晶灰岩、条带状泥灰岩、次颗粒灰岩、含笔石和其他浮游生物的页岩。异地型风暴砾屑灰岩与下伏岩层界面呈冲刷接触,而与上覆岩层呈平行连续过渡接触,很少见有云朵状特征。异地风暴砾屑灰岩层的横向变化中,常见大量灰泥丘状体,并且在这些灰泥丘体上保留有明显被重力流截切顶面或截切侧壁现象。

异地型风暴砾屑灰岩属风暴重力流成因。它产出于较深浅海环境,而物质来源于浅海

盆地的滨岸带或远滨带。它们是由风暴流成因的重力流再搬运进入浅海盆地深部而堆积的产物。这种风暴砾屑灰岩主要与浅海缓斜坡带有关，浅海缓斜坡常常是原地生物灰泥丘或生物丘的发育带，重力流通过缓斜坡带可将灰泥丘截切、冲蚀和掏蚀。

风暴砾屑灰岩与正常风浪在滨岸浅滩形成的竹叶状灰岩明显不同(表 8 - 3)。

表 8 - 3 三种不同海相成因砾屑灰岩沉积特征比较

		正常浪成砾屑灰岩	原地型风暴砾屑灰岩	异地型风暴砾屑灰岩
砾石特征	形态	磨蚀很好的竹叶状，扁平面状或椭球状	棱角明显的扁片状碎屑	棱角明显的扁平状碎屑
	排列方式	呈平行层面的规则排列或呈单向倾斜规则排列或呈双向倾斜规则排列	呈扁形排列，或倒小字形和砥柱状排列	呈菊花状辐射排列，或杂乱状排列
	成分组成	单一，与下伏沉积物成分相同	比较单一，与下伏层位成分相近似或相同	较复杂，与下伏层位岩性无关，来源于异地远处
支撑关系及基质成分		颗粒支撑，基质部分为亮晶充填，并有填隙屑物鲕粒、砂、砂屑、石英砂粒等，泥晶很少	基质支撑为主，局部有颗粒支撑；基质部分由泥晶、粘土和其他细屑组成，不发育亮晶	基质支撑，基质部分成分复杂，以泥屑为主，其次为泥晶粉屑、粘土以及其他细屑物质
颜色	砾屑的	典型的普遍发育紫红色氧化圈	无红色氧化圈，时有绿色弱还原膜	从无氧化圈到有绿色还原圈
	基质的	紫红、红色、灰色	灰色、土黄色	各种杂色、无色
岩体特征	厚度	单层厚度较薄，几厘米至几十厘米，为较稳定的似层状体	单层较厚，几十厘米至一米以上，为厚度不稳定的透镜状体	单层一般较厚，从几十厘米至一米以上，为似层状透镜体
	单层的上下接触界面形态	上下岩层接触界面均平整，但与下伏层之间为冲刷面	与下伏岩层界面平直，与上覆岩层呈不规则状，云朵状	与下伏岩层界面平直，但有截切现象，与上覆岩层界面从平整至不平整
	岩体内的粒度分布	粒度分布较均一	粒度大小参差不齐	粒度参差较大，并自下而上有由粗变细的递变现象
相序共生关系		上下围岩为发育有潮坪、浅滩相标志的层序	上下围岩为发育有滨海和远滨相标志的层序	上下围岩均为发育有较深浅海盆地、边缘缓斜坡沉积标志的沉积层序，横向可相变为生物丘

(据孟祥化，1984)

(2)风暴再沉积复鲕粒灰岩

这一再沉积发生于潮下水深约几米处的鲕粒灰岩浅滩或前缓斜坡上。在风暴作用破碎、再沉积。这是一种 1 ~ 10m 厚的块状弱层理再沉积鲕粒颗粒灰岩，普遍发育硬底(hard bottom)。

(3)风暴成因的具丘状交错层理的颗粒泥晶灰岩

这是一种受风暴波能形成的漩涡流和后漩涡流在底质上形成波状、纹层状的碳酸盐沉积类型,产出于浅海盆地正常浪基面以下至风暴浪基面之间的海底部位。构成丘状交错层理的物质是经风暴流搬运所提供的砂屑和粉屑以及泥质沉积物。在地层剖面上常出现在风暴浊积灰岩层序的中上部。

(4)风暴浊积灰岩

形成于风暴波能不能到达的海底,那里常常是风暴浊流作用和停积的场所。与地震触发斜坡形成的重力流相比,风暴成因的浅海盆地深部碳酸盐重力流密度比较轻,能量和速度也小得多,一次浊流所能携带的骨屑砂屑、粉屑和灰岩只能形成很薄的递变层(1~3cm 厚)。

2. 风暴流沉积的特点

(1) 底面构造

这是风暴流沉积特征中最重要的标志之一,是在风暴高峰期,强劲的风暴浪对底部沉积掏蚀、冲刷所造成的侵蚀和充填构造。这些底模大小、规模、形态都与浊积岩的底模不同,常呈箱状和沟状,而且充填有粗粒和基质的沉积物,甚至还可以有纹理。因此,风暴岩与下伏地层呈突变接触。

(2)粒序层

如风暴开始衰退,则发生快速堆积,形成各种粒序层理。当颗粒从高密度悬浮液中沉淀时,同时受到重力和剪切力的作用。如果重力大于剪切力,颗粒按粒径和比重大小依次沉淀,形成正粒序层;如果剪切力大于重力,就形成反粒序层;如果剪切力等于重力,则形成无粒序层,即块状层。

在正粒序层中,如果含有贝壳,大部分贝壳平行于层面排列,一半以上的贝壳凸面朝上。由于快速沉淀,常在贝壳的下方形成孔隙。

(3)丘状和凹状层理

丘状和凹状层理是由风暴形成的特殊沉积构造,是由风暴浪形成的强有力的摆动水流或多向水流作用于海底床沙形成的。丘状层理的纹层在剖面上呈缓起伏的散开或收敛的形态,层序厚度和上凸幅度与风暴摆动力的强度成正比。

(4)沉积序列

风暴岩理想层序自下而上为粒序段、平行纹层段、沙纹交错层段。粒序段与下伏地层为侵蚀接触,由粗粒的陆源碎屑和碳酸盐岩组成,具有递变的特点,颗粒都是再沉积的,沉积速度高。平行纹层段是随着风暴强度的减弱和流体密度变小,风暴流的流体性质逐渐由密度流转换为牵引流时形成的。沙纹交错层段是由牵引流形成的,还可形成爬升纹理和丘状纹理,以丘状纹理最为典型,顶部常有蠕虫钻孔。风暴岩沉积序列的顶部,常为不具沉积构造的泥晶灰岩段,为风暴停息期所形成的沉积。理想完整的风暴岩层序在实际中少见,更多的是不完整的层序组合。

六、大陆斜坡碳酸盐沉积特征

大陆斜坡是浅海边缘与深海盆地之间的过渡地带。大陆斜坡碳酸盐沉积作用始终处于短期陡斜坡重力滑塌与较长期宁静的远洋浮游生物和远洋软泥沉积作用的相互交替。

1. 大陆斜坡的沉积特征

(1)远洋碳酸盐溶解相

指开阔远洋海域中垂直沉降作用形成的碳酸盐沉积物,主要来源于上覆水层中浮游生物的骨骼。远洋碳酸盐沉积作用主要受碳酸盐组分与非碳酸盐组分的相对丰度和化学溶解作用等因素的控制。

(2)半远洋环大陆架再沉积泥状灰泥裙相

指环大陆架的盆地,临近碳酸盐陆棚物源区,深度较远洋为浅。沉积物除远洋悬浮沉积组分外,主要是由临近的陆棚供应的。这一相带沉积物主要是来源于浅海的一些细粒碳酸盐灰泥,在矿物组成和组构特征上都与远洋沉积物不同。

(3)环大陆架再沉积碎块裙相

该相为出现在环大陆架边缘浅水礁体或石灰质浅滩向远海一侧的沉积,主要由造礁生物骨骼、内碎屑、鲕粒岩屑和泥构成的碳酸盐再沉积。这些沉积物是直接来自发生岩崩和滑塌的上述碳酸盐岩。

(4)远洋碳酸盐粗碎屑重力流相

形成于深海远洋环境下的一些由碳酸盐构成的重力流和海底块状流沉积。沉积物来自大陆坡向上的浅水带,或者大陆坡往下的深部。

(5)碳酸盐浊积岩相

这是一种具有碎屑结构的灰岩粒级层,主要为砂屑、粉屑及泥屑,能够显示鲍马序列中所有的 a、b、c、d、e 五个单元。

(6)没有粒序层的碳酸盐重力流相

这是一种从细粒到粗粒的粒泥状灰岩,有时还含有少量大碎块或化石的粒状灰岩,不发育粒序层,各层底面截然接触。岩层从透镜状变化到不规则,形成机制可能有三种:液化流、颗粒流和改造原有沉积物的底流。

2. 大陆斜坡碳酸盐沉积相模式

大陆斜坡碳酸盐沉积序列可根据大陆斜坡的坡度、陆棚边缘沉积物性质及海水能量区分为 2 种模式、4 种类型。

(1)缓坡型大陆斜坡碳酸盐沉积模式

大陆坡一般平缓,3° ~4°到 25°左右,且坡度朝盆地方向减小而与平坦的盆地结合起来。因为斜坡坡度小,环大陆架再沉积碎块相分布比较窄。根据沉积物的性质又可分为两种类型:

浅水礁缓坡型大陆斜坡 这种缓坡型大陆斜坡具有狭窄的环大陆架再沉积碎块相礁前

碎石堆。大陆斜坡的大多数沉积物都来源于礁和碎石堆，环大陆架碎石堆向海一侧的沉积由半远洋灰岩组成。当有重力流经过大陆坡进入盆地时，则形成有粒序层的再沉积碎屑灰岩（图8－37）。沿大陆坡剖面上经常可以出现层内截切面。

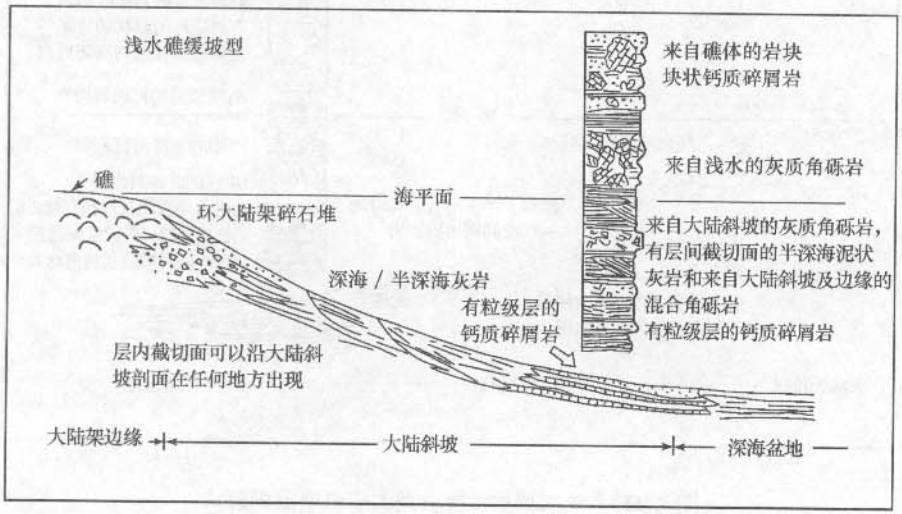


图8－37　浅水礁缓坡型大陆斜坡沉积模式

（据I. A. 麦克尔里思，1979，转引自刘宝珺、曾允孚，1985）

浅水颗粒滩缓坡型大陆斜坡　这是一种碳酸盐沙滩或砂洲组成的缓坡型大陆斜坡沉积序列，从边缘到盆地的相分布为：碳酸盐沙滩、环大陆架碎石堆、深海或半深海灰岩与外地来源砂屑灰岩互层。环大陆架碎石堆相带也十分狭窄。深海或半深海灰岩及外地来源砂屑灰岩组合发育有明显的层内截切面和滑塌构造（图8－38）。

（2）陡崖型大陆斜坡碳酸盐沉积模式

陡崖型大陆斜坡边缘呈悬崖和海底陡崖。沉积物是沿着宽阔的前沿或通过水道、峡谷直接从浅水向深部盆地搬运的。这类斜坡沉积发育有碳酸盐海底堆积扇，环大陆架碎石堆分布相当宽，围绕大陆架边缘构成一个宽阔的环大陆架边缘碎石裙。陡崖型大陆斜坡也可以分为两种类型：

浅水礁陡崖型大陆斜坡　这类大陆斜坡中生物礁生长在悬崖顶部，所以环大陆架碎石堆最为发育并构成巨大的碎屑堆楔状体。它主要是由受构造运动的影响所形成的岩崩、砂流和重力顺坡向下大规模滑动而产生的。在悬崖被水道和峡谷切割时，环大陆架的碎石堆就有可能沿走向与碳酸盐质海底扇相互穿插（图8－39）。在这些横向穿插带内，成岩作用强度差别很大，沉积内滑塌、蠕动和塌方现象更为常见。

浅水滩陡崖型大陆斜坡　环大陆架碎石堆沉积物主要为夹有灰泥岩的碳酸盐砂屑沉积，所含碳酸盐岩块极少见。从悬崖向大陆斜坡，碳酸盐砂比较迅速地递变为大陆斜坡或盆

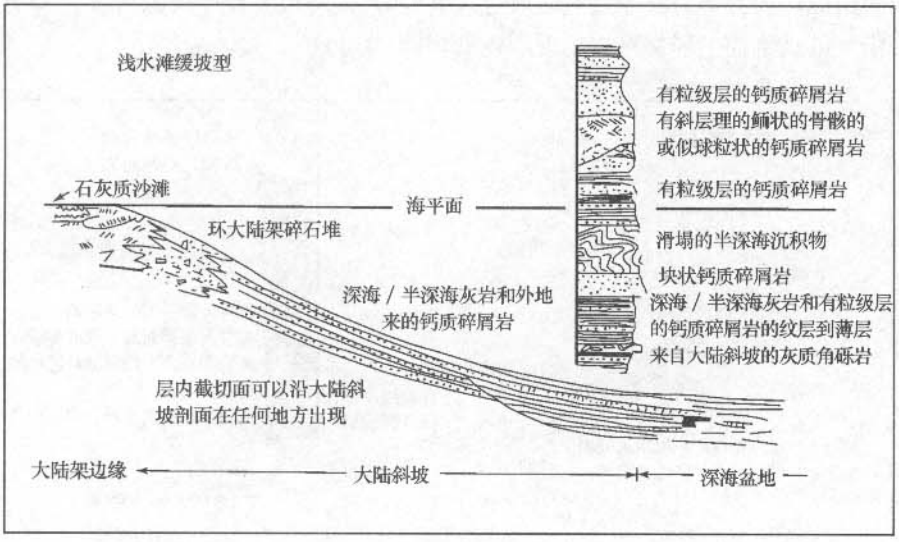


图 8－38　浅水颗粒滩缓坡型大陆斜坡沉积模式

（据 I. A. 麦克尔里思，1979，转引自刘宝珺、曾允孚，1985）

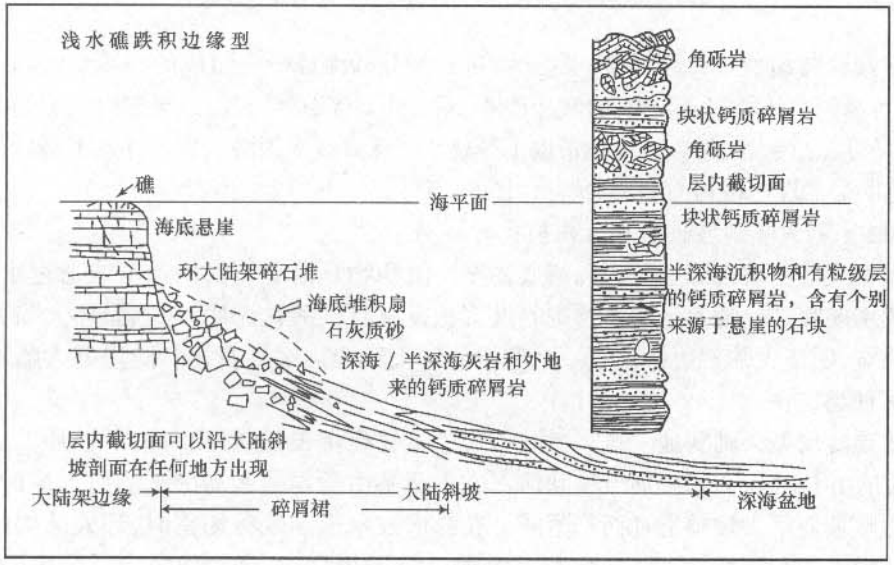


图 8－39　浅水礁陡崖型大陆斜坡沉积模式

（据 I. A. 麦克尔里思，1979，转引自刘宝珺、曾允孚，1985）

地的远海灰泥沉积(图 8－40)。

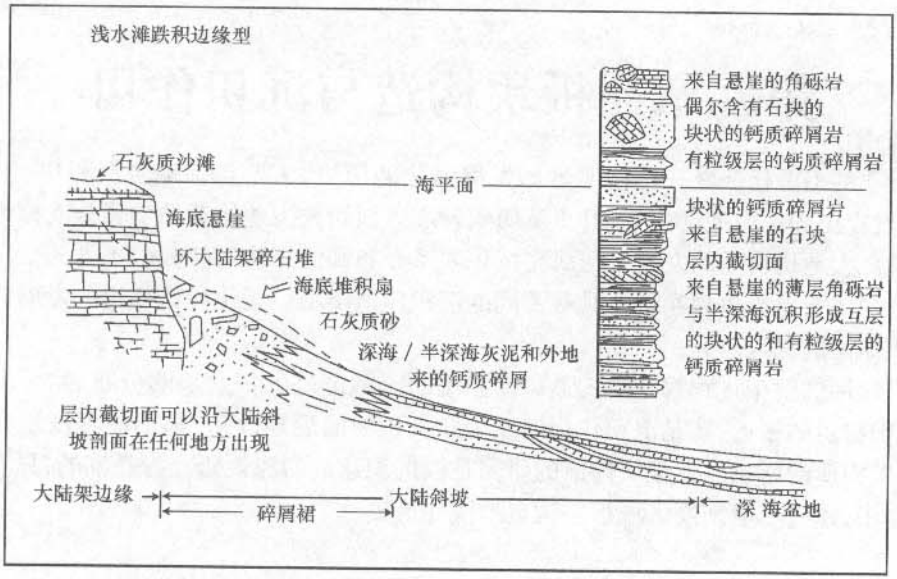


图 8－40　浅水滩陡崖型大陆斜坡沉积模式

(据 I. A. 麦克尔里思,1979，转引自刘宝珺、曾允孚,1985)

七、远洋深水碳酸盐沉积特征

深水碳酸盐盆地一般指平均水深大于 200m 的沉积环境,包括半深海和深海。深水碳酸盐沉积的主要控制因素是深度。深度的变化引起温度、压力和碳酸盐饱和度的变化。而这些因素决定着海洋盆地中碳酸盐沉淀和溶解状态的垂直分带。海洋碳酸盐沉积物主要形成于饱和度高、范围比较狭窄的浅海。在较深的盆地中,碳酸盐沉积物主要来自表层海域垂直降落的微晶碳酸盐质点(如浮游生物的碳酸盐遗体),这些质点受到不饱和海水的作用发生溶解,从而形成深海碳酸盐溶解相。现代深海沉积物的研究表明,在水深超过 4000～5000m 时,沉积物中无碳酸盐颗粒。在这一深度上,碳酸盐颗粒的沉淀速度等于碳酸盐的溶解速度,碳酸盐被完全溶解的(水层)界面被称为碳酸盐沉积的补偿(平衡)深度,即 CCD 界面(calcite compensation depth)。

碳酸盐浊流沉积和碳酸盐等深流沉积特征基本上与陆源碎屑岩相同,仅成分上有别。非重力流在 CCD 界面以下无碳酸盐沉积,在 CCD 界面之上具有类似于陆源碎屑沉积的钙质软泥和有孔虫软泥的特征。