

第一编 地史学的基本 概念与方法

第二章 地层的沉积相及沉积环境

一、沉积相概念及相对比定律

早在 1838 年，瑞士学者格莱斯利（A. Gressly）在研究欧洲瑞士、法国交界汝拉山（Jura Mountain）的中生代地层时，首先应用相（facies）这一术语来代表同一时期形成的不同岩石类型和生物组合，并认识到它们之所以不同，是由其古地理位置和沉积环境条件的变化所造成的。

长期以来，对于沉积相的概念存在着不同的理解。目前大多数学者趋向于把“相”理解为“沉积环境的古代产物”（R. C. Selley, 1976），专指环境的“物质表现”，与格莱斯利的原始概念相近。相（沉积相）是形成于特定古沉积环境的一套有规律的岩石特征和古生物特征组合。沉积相在空间上的横向变化称为相变。每一种相都在地层序列中占有一定的位置。通过对地层中古代岩石和古生物的“物质表现”与环境的相应联系来分析和恢复古沉积环境，这就是相分析或称岩相分析。

进行相分析的主要理论依据是现实主义原理（actualism principle）。设想地史时期的地质作用与现代是类似的，为了对地质时期形成的地层进行相分析，首先必须对现代的沉积作用、沉积物特征及其与沉积环境的关系作深入观察研究，并以此为基础，对古代地层的沉积特征和生物特征进行历史比较和分析，便可推断其生成环境。

对于地史时期的沉积相研究，往往从研究地层剖面入手，从垂向顺序中分析相的更叠。19 世纪末期，德国学者瓦尔特（J. Walther, 1894）提出“只有那些目前可以观察到是彼此毗邻的相和相区，才能原生地重叠在一起”。这就是著名的相对比定律，也称相律或瓦尔特定律。从图 2—1 中可以看出，相邻沉积相在纵向上的依次变化和横向上的依次变化是一致的。因此，相对比定律是研究和恢复古地理环境的一个重要的基础概念和基本方法。需要指出，前提是地层序列中不存在导致连续相带明显缺失的沉积间断或突发性地质作用事件（风暴、浊流、地震等），也就是说必须在沉积环境连续渐变的情况下才能应用这一定律。

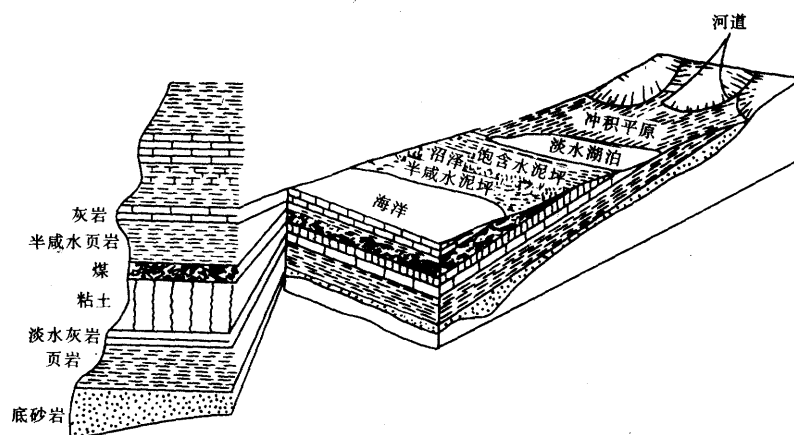


图 2—1 相对比定律立体示意图

(据 H. Blatt, G. V. Middleton & J. Murray, 1980, 简化)

二、沉积环境的判别标志

1. 沉积岩组分和结构的环境意义

沉积地层中沉积岩的形成是风化、搬运及沉积作用的综合产物，地史中这三种作用往往是反复进行和互相交替，最终形成不同时代的沉积物，并在其中留下了能据以恢复当时沉积作用特点和沉积环境的标志。

不同的沉积物都是在一定的沉积作用下形成的。原始碎屑颗粒和粘土微粒的搬运、沉积，服从于在水、冰和风介质中的机械分选力学定律；而溶解物质则服从化学定律，以化学沉积作用方式形成沉积物；这些溶解物质在生物沉积作用下还可形成特殊的有机沉积物。

水是一种流体，研究碎屑和粘土物质的流水沉积作用，必须研究流体流动的力学性质，特别是流体与颗粒的力学关系。主要以床沙载荷（推移质）方式进行搬运的牵引流沉积作用，常见于陆上（如冲积扇、河流、三角洲）和滨浅海环境，在深海洋流中也存在；表现为随水流速度降低和波浪能量减弱而出现由粗到细的“沉积分异作用”，导致沉积物呈规律性分布。另一类水中含有大量弥散沉积物的高密度重力流沉积作用，常见于陆上和海洋坡折带（如山麓、深湖盆、大陆斜坡等），往往形成粗细混杂、分选较差的特殊沉积类型。重力流包括泥石流、颗粒流、液化流和浊流四类，以浊流最为重要。

沉积岩中各种结构的组分如岩屑、石英、长石、重矿物等都具有环境意义。如岩屑可用以解释母岩的性质，追踪陆源区。粗大的岩屑一般反映地势高峻的古陆剥蚀区距沉积区较近。石英含量较高、分选较好的沉积层，一般为远源区的沉积，纯净的石英砂岩则是海滩反复冲洗的标志。长石易风化、分解，一般在干旱和寒冷气候带或地形高差大的近源地区才能大量保存。石榴子石硬度大（6.5—7.5），但易风化，仅在冰川成因重矿物中富集。

沉积岩层的结构，包括颗粒本身的结构、充填物的结构以及颗粒与充填物间的关系。所谓碎屑颗粒本身的结构是指粒度、形状、球度、圆度和颗粒表面的特征。充填物是指化

学的胶结物及细屑的杂基，而颗粒与充填物间的关系是指胶结类型（或支撑类型）。当杂基很少时，颗粒成点状接触，粒间孔隙被化学胶结物（钙质、硅质、海绿石质、铁质等）充填，它们是颗粒埋藏后成岩期（或后生期）的形成物，形成孔隙胶结（或颗粒支撑）结构，说明其为牵引流搬运沉积。当杂基很多时，颗粒被杂基所包裹，造成基底胶结（或杂基支撑）结构，这正是重力流的常见结构。

有些特殊的岩石类型可以指示这类岩石沉积时的水能量条件、水化学环境和气候特征。大规模、稳定的碳酸盐岩一般出现在温暖的滨浅海；海绿石、鲕绿泥石、磷块岩主要形成于陆棚浅海环境；冰碛和冰川纹泥显示了冰期的寒冷气候；煤、赤铁矿、铝土矿的大面积沉积则反映潮湿气候；石膏和各种盐类的形成则表明气候干旱；鲕粒结构代表海浪强烈搅动的高能环境，富含有机质和黄铁矿微晶的炭质、硅质、泥质岩类，则形成于深水或滞流还原海盆。

2. 沉积构造的环境意义

沉积岩的原生沉积构造是鉴别沉积环境的重要标志，如层理、波痕、生物遗迹、干裂、结核等。这些构造是由沉积物成分、结构、颜色等不均一性而显示出来的岩石宏观特征，能很好地提供搬运介质（水、风、冰等）性质及其动力状况的信息。由于在露头上和钻孔岩芯中易于直接地观察和测量，因而常被广泛用作判别环境的重要标志。由图 2—2 可以看出，哪些沉积构造在海相环境中比较普遍，哪些又常见于非海相环境。

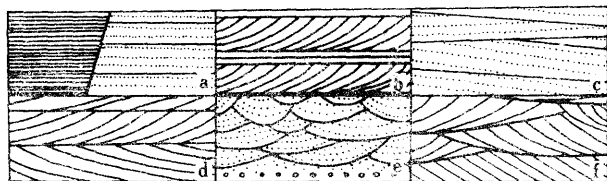


图 2—2 水平（平行）层理和各种形态的交错层理

（据 H. E. Reineck, 1989; J. C. Harms, 1975 等综合简化）

a—水平纹理（左）和平行层理（右）；b—单向板状交错层理；

c—海滩冲洗交错层理；d—鱼骨状交错层理；e—槽状交错层理；

f—风成交错层理

(1) 层理

层理是两个层面之间由于岩石的性质在垂直层面方向上，由成分、颜色、结构的变化所显示的层状构造。常见的层理有水平纹理（层理）、交错层理、平行层理、递变层理和块状层理等。

水平纹理 在浪基面以下的低能环境或静水中，由细粒的悬浮物质缓慢沉积而成，由彼此平行的极细的水

平纹层组成（图 2—2，a 左），纹层厚度通常为 $<1\text{mm}$ 至 $1\text{—}2\text{mm}$ ，常见于湖泊中心、牛軋湖、泻湖、潮坪至次深海、深海环境中。

平行层理 在急流的条件下，细砂、中砂、粗砂甚至细砾也可形成相互平行的层理，它是由于高速水流形成的平坦床沙造成的，常见于河流边滩、海滩等环境中（图 2—2，a 右），在深海浊流沉积的特定部位也可出现。

交错层理 交错层理是最常见的层理类型之一。它们由一系列与层理面斜交的内部纹层所组成，反映介质能量较强的环境，主要出现在碎屑岩中，碳酸盐岩内也可见到。可由水或风形成，常见于滨岸浅水地带、河流、三角洲或沙漠环境中，但在不同的环境中常具不同的形态特征。如河流环境，因水定向流动而形成单向板状或槽状交错层理（图 2—2，b），海滨地区砂浪的迁移造成大型板状和槽状交错层理。滨岸带由于潮汐作用，海水往复流动，形成特有的鱼骨状交错层理（图 2—2，d）。海滩环境的冲洗层理则以低倾角（ $<10^\circ$ ）的板状、楔状交错层理为特征（图 2—2，c），水流流向不稳定情况下可形成槽状交错层

理(图2—2, e)。风成交错层理则厚度大、倾角高($>30^\circ$)、砂粒分选好、磨圆度高(图2—2, f)。

递变层理 由重力流形成。以突发性高速流动的浊流为例,首先沉积的浊流头部富集大而重的颗粒,流速也大,然后浊流的本体部和尾部相继依次沉积,导致形成一个自下而上沉积物颗粒由粗变细的单一岩层,也称粒序层。粒序层是鲍马层序(Bouma sequence)的重要组成部分,其下界常是突变的,有时具冲刷构造。

块状层理 这种层理可有不同成因,也可产生在各种不同粒级的沉积物中。有时沉积物迅速沉积,来不及分选,导致在相当厚的沉积岩层中不显示任何层状构造。在平静的水体中,悬浮物迅速堆积,可形成块状泥岩。有时由于大量底栖生物的扰动,原生层理遭到破坏,也可形成具有块状层理的泥灰岩、粉砂岩等。

(2) 层面构造及暴露标志

层面构造指出现在沉积岩层面上的构造,有的与沉积物同时形成,如波痕。波痕可分水流波痕和浪成波痕,前者形成于河流、潮道等流水环境,一般不对称,其陡坡指向水流方向;在波浪作用下,由水体的振荡作用形成,可呈对称或不对称形态。浪成波痕一般形成于波基面之上。近年来在深水中也发现了波痕,表明深海也有具牵引流性质的洋流运动。

有些层面构造如动物的爬痕、足迹、泥裂、雨痕等,都形成于沉积作用停止之后,并且多数能指示沉积物曾暴露于地表,故称暴露标志。更明显的区域性暴露标志是古风化壳,在不同气候带具有明显不同的识别标志。钙质风化壳(caliche or calcrete)是一种干旱气候条件下形成的浅色固结一半固结钙质—白云质古土壤层,多呈浅蓝灰、浅黄灰色或灰褐色等,其外貌多呈角砾状、瘤状、结核状、渣状、纹层状或块状。重要的显微特征为基质中的显微豆粒、微松藻状方解石结晶、生物屑上孔洞、裂隙中成分多样的泥皮等。在潮湿气候条件下,准平原剥蚀区形成了显著的铁、铝质红色风化壳,在古地形低洼区以低镁方解石豆粒(渗流带豆粒)灰岩、玛瑙状方解石栉壳构造和古溶洞崩塌角砾广泛发育为特征。

帐篷构造(tepee structure) 是弱固结或半固结的碳酸盐岩,由于在陆上暴露、蒸发、干缩而使其原始沉积层发生弯曲、破裂,并向上突起,在藻纹层发育时由于藻类对碳酸盐沉积起粘结作用,使成层的碳酸盐沉积形成较大弧度的隆起,形成一种像印第安人帐篷(tepee)样外貌的变形构造(图2—3)。在帐篷的中部可由较强的干缩而破碎,形成碎裂的砾块,有时由于强烈破碎而形成渣状层。



图2—3 碳酸盐沉积中帐篷构造
(据何镜宇、孟洋化, 1987)

渗流豆粒层 低镁方解石豆粒灰岩中的豆粒,具群集、紧密堆积和具成层特点,豆粒自下而上有由小变大的趋势,其外形多呈球形和长形,并具有层数不等的圈层包壳,包壳的厚度不均,其下侧总是较厚,反映了重力作用的影响。渗流豆粒层的顶面代表一个古暴露面,渗流豆粒层、渣状层、碎裂砾块等常组成有规律的分带现象(图2—4)。

(3) 滑塌构造

滑塌构造(slump structure) 是一种准同生变形构造,指沉积物处于塑性状态时,在

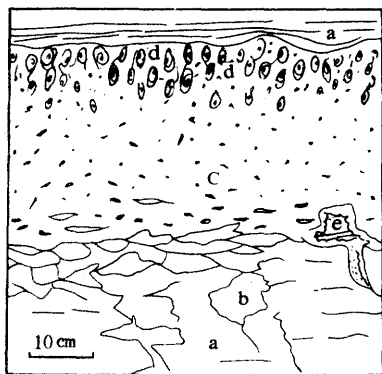


图 2—4 渗流分带示意图

(据刘怀仁等, 1991)

a—泥晶白云岩带; b—渗流假角砾岩带;
c—渣状层带; d—渗流豆粒带; e—葡萄
状白云岩

地震、风暴因素触发下通过重力作用沿斜坡发生移动而产生的变形构造。多见于大陆斜坡较深水沉积物中, 可作为识别浊积岩或深水碳酸盐岩和确定古坡向的重要标志。

在介绍了上述各类沉积标志及其形成沉积环境意义后, 需要强调沉积环境是复杂多变的, 如果仅就某一个沉积标志进行分析, 可能有多解性。任何一种标志只能提供某一方面的参数, 只有尽可能全面地综合分析全部标志, 才能正确判断沉积环境。

3. 生物门类及其生态组合的环境意义

根据对现代各种环境中生物群的观察, 不同门类生物的生活习性、生存方式、居住条件、繁殖传播等均受周围环境的制约, 生物的生存与保存既依赖于环境, 又构成整个环境的一部分。因而可以根据一些特有的生物种类及其保存特征来鉴别其生存环境, 如筴、

珊瑚、层孔虫、腕足、菊石、三叶虫、笔石等门类只生活于海洋, 而另一些生物, 如陆生植物、陆生脊椎动物和淡水软体动物等, 只适应于大陆环境生活。根据不同的生物门类, 可以有效地鉴别海洋或大陆环境。

有些生物对海水含盐度要求严格, 只能在正常海水 (含盐度 35‰) 中生活, 称狭盐度生物, 如珊瑚、菊石、腕足类等。有些则对水体盐度的变化有较广的适应性, 可以在较广泛的环境中生活, 称广盐度生物, 如某些腹足、双壳类等。有些生物对气候敏感, 只能生活在特定的气候区 (带)。如造礁的珊瑚、多数藻类、海绵及层孔虫等属于喜暖生物, 一般只生活在水温 $> 20^{\circ}\text{C}$ 的热带、亚热带浅水海域; 而某些小型单体珊瑚、厚壳的腕足和双壳类等, 则见于高纬度冷温水区。现代陆地上的棕榈、樟树等常绿阔叶林, 不显年轮, 是热带气候的指示性植物; 松柏和银杏等落叶林分布于温带区, 其年轮清晰, 表明季节性明显。

水体的深度、含氧量和透光度明显地影响着生物的分布。在含氧丰富和透光良好、海水深达 0—50m 的地带, 底栖生物丰富, 可有大量底栖的有孔虫、三叶虫、腕足类、灰质海绵、层孔虫和块状珊瑚等。100—200m 生物逐渐减少, 但有很多苔藓虫、具铰纲腕足类、海绵和海胆。一些薄壳腕足类、硅质海绵、枝状苔藓虫等则生活在 200m 以下较深水海域。

遗迹化石群落组合也可用以判断水的深度, 一般来说由于浅水区水动力强度较大, 常见垂直生物潜穴, 生物以食悬浮物质为主。而较深水区, 水动力强度较小, 生物潜穴从倾斜变为水平, 生物以食沉积物为主 (图 2—5)。

此外, 还可根据生物化石在地层中

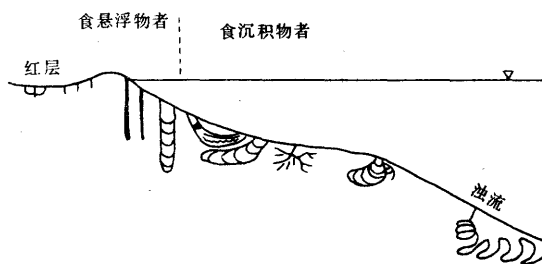


图 2—5 遗迹化石的环境分带

(据 A. M. Johnson, 1978 简化)

保存的完好程度来判断水动力的强弱和搬运的远近，一般认为化石保存完好，无磨损或保持原位生长状态，表示为原地埋葬。而化石破损，则表示经搬运后异地埋葬，这种埋葬环境有时与生活环境相差不大（如同属滨浅海），有时则可以相差甚远（如掉下陆坡）。

4. 沉积地球化学标志及其环境意义

地层中自生矿物（指原始沉积时期或固结成岩以前形成的矿物）的形成，与沉积环境中的特定地球化学条件有关。如海绿石、磷块岩、鲕状赤铁矿、鲕绿泥石和针铁矿等均可在海洋环境中以自生矿物形式出现，前两者一般见于浅海陆棚区，后三者一般形成在较浅水区（包括湖盆中）。

沉积岩中稀土、微量元素的含量和稳定同位素的测定，对于研究沉积环境、生物作用、陆源区性质（母岩成分）、古气候特点和古地理再造都有重要作用（表 2—1）。J. Murray 等（1991）根据硅质岩和页岩的稀土元素总量，特别是其中铈（Ce）的含量分为三类沉积环境：近洋中脊区（距离在 400km 以内）的铈含量为 0.29，洋盆为 0.55，大陆边缘为 0.90—1.30。

表 2—1 带入海洋的不同固相物质的平均痕量元素组成及某些深海沉积物的相应数值（单位 $10^{-6}\mu\text{m}$ ）

痕量元素	河搬运沉积物	冰搬运沉积物	风搬运尘埃	近岸泥	大西洋深海粘土	太平洋深海粘土
Cr	100	90	67	100	86	77
V	97	186	103	130	140	130
Ca	25	—	22	19	21	19
Cu	226	116	79	48	130	570
Ni	65	39	43	55	79	293
Co	16	25	11	13	38	116
Pb	187	< 50	140	20	45	162
Zn	310	< 200	338	95	130	—
Mn	700	1143	1813	850	4000	12500
Fe	43800	33000	58000	69000	82000	65000

（转引自《海洋地球化学》，赵其渊等，1989）

三、沉积环境与沉积相类型

沉积环境即自然地理环境是进行沉积作用的场所，具有特定的物理的、化学的、生物方面的条件。其物理条件是指风、波浪和流水的速度、方向及其变化，气候、温度和水体深度的变化等。化学条件是指覆盖沉积环境的水的成分和汇集区岩石的地球化学性质等。生物方面则包括动物和植物两类生物作用。

以海平面为标志，可将地表沉积环境分成三大类型：海平面以上为大陆环境，海平面以下为海洋环境，介于海陆之间的过渡地带为过渡环境。

1. 大陆环境的沉积相类型

由于大陆上地形复杂和地质作用多样，沉积介质有水、冰川和风等，同时受气候分带

的影响,各地区沉积特征及陆生生物(尤其是植物)的生态特征及地理分布均具有明显的差异,因而造成了沉积作用和沉积类型的多样性和复杂性。

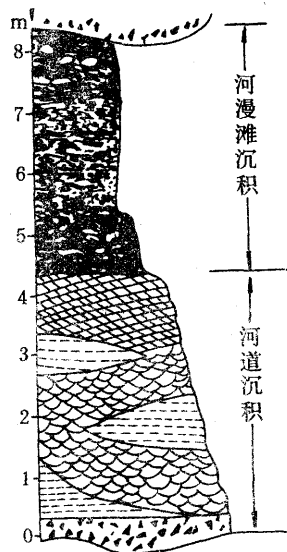


图2—6 曲流河模式及
垂向沉积序列
(据 H. Blatt, G. V. Middleton
& J. Murray, 1980)

(1) 潮湿气候平原沉积相类型

潮湿气候平原区地形起伏微弱,在热带和温带都有广泛分布。由于气候温暖潮湿,雨量充足,径流量丰富,河网密集,湖泊密布,植物繁茂,动物繁盛,沉积类型多样。

平原区河流的流速小,河谷宽,蛇曲现象发育,称之为蛇曲河或曲流河(图2—6)。其河床坡降较小,河道侧向迁移作用使河流弯曲,可形成边滩沉积,废弃的旧河道成为牛轭湖。蛇曲河沉积物可分为河道沉积和洪泛平原沉积两部分,组成了二元结构。河道沉积的底部为河底滞留沉积,由于流水冲刷与分选作用,细粒物质不断被带走,砾石则滞留在河床底部并呈明显的定向排列,构成叠瓦状构造,呈透镜状分布,与下伏沉积层为冲刷侵蚀接触。向上逐渐过渡为侧向加积作用形成的曲流砂坝沉积,常为矿物成熟度较低的岩屑砂岩、长石砂岩和粉砂岩,以具有板状、槽状交错层理和平行层理为特征。砂坝沉积之上一般为天然堤沉积,以粉砂为主,内有小型波状层理、水平层理及爬升层理,也见干裂和植物根系。因此在垂向上,自下而上粒度变细,斜层理规模由大变小,偶含陆生脊椎动物骨骼和树干化石。

洪泛平原沉积,其沉积物主要是冲破河岸的洪水带来的悬浮载荷垂向加积产物,以粘土、粉砂为主,一般层理不发育,也可有波状层理和水平纹层,常发育植物根系、钙质结核和泥裂。在决口处,常见由粉砂岩组成的决口扇沉积。在废弃河道部位有牛轭湖沼泽化泥炭层,常呈透镜状分布于河流沉积序列中。由于平原区河流经常改道和地壳的不断下沉,在地史时期往往出现河道和洪泛平原沉积在纵向上反复叠置和横向上迅速相变的复杂关系。

在潮湿气候区,由于降雨量充沛,皆形成淡水湖泊。根据湖水的深度可进一步划分为滨湖、浅湖和深湖。从湖滨到湖心,随着湖水深度的增加,水动力逐渐减弱,沉积物有从粗到细的机械分异现象,层理类型也从交错层理逐渐变为水平纹理。因而一般来说湖泊沉积相分布基本上呈环带状(图2—7)。当有河流注入时,河流所携带的碎屑物质可在河口形成小型三角洲。在滨湖地区,若湖岸较陡,则可形成粗碎屑沉积并可见经搬运的螺、蚌的壳体及碎片。若湖岸平缓,沉积物为粉砂,有时可见泥裂、雨痕、生物扰动构造及植物叶碎片。在浅湖地区,以粉砂沉积为主,底栖生物繁盛,有淡水双壳、腹足类、浮游的介形虫、叶肢介和鱼类,以及掉入湖中的植物叶片、昆虫和脊椎动物,它们组成了湖生生物组合。在深湖区的湖心部分以泥质沉积为主,湖底平静而缺氧,出现还原环境,发育细密的水平纹理,丰富的有机质未遭破坏,形成油页岩或油气藏,而湖滨地区的砂岩体孔隙度高则是重要的储油层。在热带地区由于湖水强烈的温度分层,下层滞水带总是缺氧,使有机质在水下保存,在湖泊的滨岸及浅湖地带可以发育湖滨沼泽或三角洲平原沼泽,形成泥炭层(煤层)沉积。

(2) 干旱气候平原沉积相类型

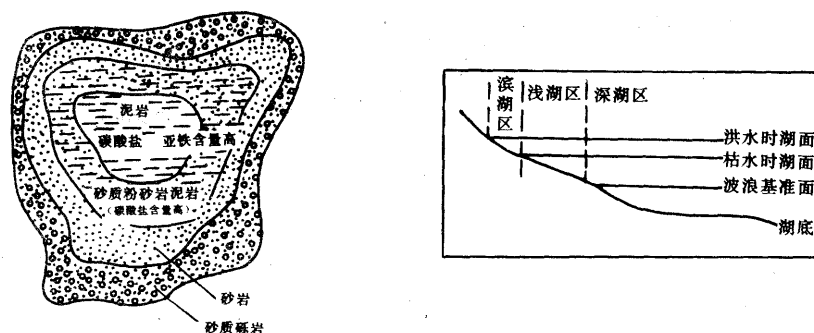


图 2—7 理想的湖泊沉积模式

(据 M. D. Picard, 1972)

沙漠是干旱气候区的特殊环境，往往处于干燥气候平原区的中心部位，主要分布于南北纬 20° — 30° 之间的干旱带和季风影响不到的地区。以风力作用为主，风成砂的滚圆度、分选性极好，石英颗粒表面平滑但无光泽，粉砂和粘土的含量低，风成砂丘常见大型交错层理。由于风力的运载，在沙漠边缘有植物固着的地区形成黄土堆积。

干旱气候区河网稀疏，径流贫乏，常发育季节性河流，洪水期的漫流沉积发育高流态平行层理，洪水减弱时发育交错层理，并过渡为粉砂、粘土沉积。枯水期形成干裂泥砾，并有风成沉积。由于植物不发育，其泛滥平原沉积物几乎不受植物根系扰动，常形成钙质壳或钙质结核。

干旱气候区雨量少，湖水浅，蒸发量大，通常为咸水湖，沉积物为粉砂、泥和钙质，常见泥裂等暴露标志。其最重要的特征是出现石膏和盐类沉积，如我国青海省的第四纪柯柯盐湖和现代青藏高原上的含硼盐湖。

(3) 山麓及山间盆地沉积相类型

在高峻的山区，地势起伏悬殊，高差大，坡度大，因此以快速堆积为特征。河流的河谷直、狭窄，坡降大，水流急，搬运和沉积作用都进行得较快。在山间盆地和山前的山麓地带往往形成巨厚的洪积扇堆积。沉积物以粗砾为主，多呈棱角状，还有砂和粉砂，分选性和磨圆度均极差。一般在扇根处最粗，向扇端和两侧逐渐变细，层理构造一般都不发育，常为块状构造。

2. 过渡环境的沉积相类型

三角洲环境是过渡沉积环境的典型代表，三角洲沉积是在河流与海（湖）盆汇合处形成的大型锥状沉积体。三角洲地区的水动力条件十分复杂，同时受河流沉积作用和海洋（或湖）波浪、潮汐作用改造的影响。因此，在沉积特征和生物特征方面均具有明显的过渡性。河流作用为主的三角洲在平面上通常呈三角形或鸟足形扇状体，其沉积由三部分组成（图 2—8）：①三角洲平原（顶积层），是三角洲的陆上部分，包括分支河道砂质沉积，泛滥平原上的粉砂、粘土和泥炭沉积，陆生生物化石丰富；②三角洲前缘（前积层），在三角洲向海前进的前坡，位于水面以下，达浪基面附近，在近岸河口处有河口砂坝沉积，以砂和粉砂为主，常发育大型交错层理，有时具完好的浪成波痕，远离河口处形成席状砂体，沉积物颗粒变细，以粉砂为主并出现水平层理，可含少量植物碎片和海（湖）生生物碎屑；③前三角洲（底积层），位于三角洲前缘向海（湖）方向，多数在浪基面以下沉积，以悬浮搬运的粘土沉积为主，含有大量分散状有机质、薄层纹状粉砂，多具水平层理或块

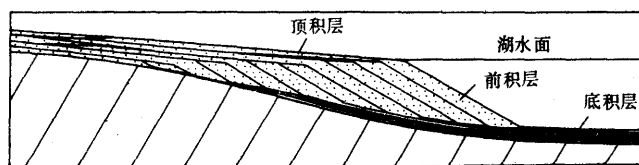


图 2—8 湖成三角洲横剖面图解

(据刘宝瑞, 1980)

状层理, 海(湖)生生物增多, 沉积物通常为暗色, 有机质丰富, 可成为很好的生油层。当三角洲沉积体不断向海(湖)方向推进时以侧向加积为主, 形成前积层底部明显的下超形态(图 2—8)。因此在垂向层序上, 沉积物自下而上呈现从细到粗的反旋回序列。

3. 海洋环境的沉积相类型

海洋环境按海底地形和海水深度, 可进一步划分为滨海(潮汐带)、浅海(陆棚或陆架)、次深海(大陆斜坡)及深海(大洋盆地)(图 2—9)。

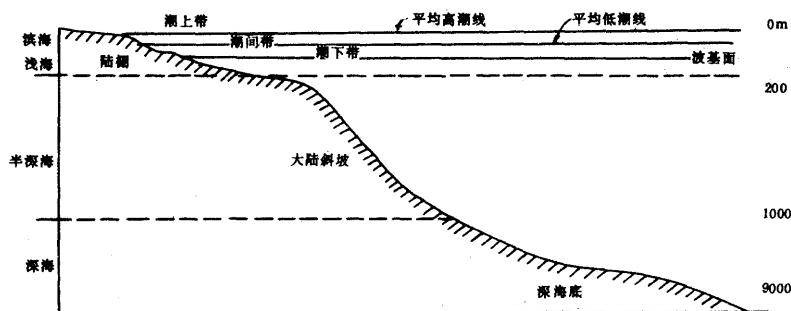


图 2—9 海洋环境分带示意图

(据 P. H. Heckel, 1972)

地史时期, 由于滨浅海环境经常交互出现, 目前地质文献中对碎屑岩和碳酸盐岩分别采用不同分类方案, 下面按照两种岩类分别予以介绍。

(1) 碎屑型滨海沉积相类型

滨海带是指在正常波(浪)基面以上的海岸地区, 也称滨岸沉积环境。受海岸地形特征影响其宽度变化较大, 水动力条件变化也大, 波浪和潮汐作用十分活跃。一般根据地形及水动力状态, 区分为有障壁和无障壁两类海岸。

砂坝和泻湖 波浪作用强烈的滨海带, 由于海浪和风暴浪的作用, 水动力条件较强, 面临开阔的大洋, 则形成海滩砂沉积, 也有些海岸地带具有露出高潮面的平行海岸的狭长沙体构成砂坝。它们是高能环境下的产物, 由分选好的纯净石英砂组成, 发育双向交错层理、冲洗交错层理和向海缓倾斜的交错层理。具砂坝的滨海地区, 在砂坝与海岸之间则为泻湖, 是与广海呈隔离状态的、水体很浅的低能环境, 沉积物以粉砂和粘土为主, 具水平纹理, 发育广盐度生物群。在潮湿气候条件下淡水注入量较多时, 这些滨岸小泻湖可成为滨岸沼泽, 若其中生长植物则可形成泥炭沉积。与广海连通不好的海湾或泻湖, 在干燥气候条件下, 由于蒸发量大, 可发展为咸化海湾或泻湖, 产生白云岩、硬石膏、石膏及岩盐沉积。

潮坪 在潮汐作用为主的平坦泥砂质滨海地带形成潮坪沉积, 其沉积物组分视陆源碎屑供应的多少而定。潮汐作用为主的滨海带又可划分为潮上带、潮间带和潮下带。潮上带

处于平均高潮面以上,大部分时期出露于水面,仅在最高潮时被潮水覆盖。因此以砂、粉砂和泥质沉积为主,沉积物中泥裂、雨痕、晶痕等暴露标志发育,可见陆生动物和鸟类足迹。潮间带处于平均高潮面与平均低潮面之间海水反复进退的地区,水动力最强,发育双向交错层理和透镜状、脉状及波状层理,以及垂直层面的潜穴等水下标志,也有暴露标志,生物介壳多破碎并常形成介壳滩。潮下带则是平均低潮面与浪基面之间的地带,始终被海水淹没。在潮下高能环境,由于波浪的强烈扰动作用,多形成石英砂岩,常见交错层理、水流冲刷面和波痕。由于水较浅,含氧量和透光性好,营养充分,狭盐度底栖生物大量繁殖。在潮下低能环境,以细粒粉砂和泥质沉积为主,发育水平层理和水平波状层理,以广盐度生物如双壳类、介形类等为特征。

(2) 碎屑型浅海沉积相类型

浅海区处于浪基面以下向外海延伸的海水深度不大(一般 $<200\text{m}$)的海域,即陆棚或陆架地带。现代陆棚平均宽 75km ,坡度 $<4^\circ$ 。但古代的陆棚浅海由于海岸的迁移,宽度可达数百公里。影响浅海陆棚沉积的海流主要是潮汐流和受气象因素控制而产生的风暴流及洋流。陆棚沉积常以泥岩、页岩、粉砂岩为主,与中—细粒砂岩成不规则的互层,泥岩中夹有薄层粉砂、砂、贝壳层或生物碎屑灰岩,发育丰富的窄盐度底栖生物,如珊瑚、腕足、棘皮、苔藓虫和某些钙质有孔虫等,化石保存完整、分异度高,遗迹化石也很丰富,以啃食和觅食迹为主,如 *Zoophycus* (动藻迹)、*Cruziana* (克鲁斯迹)、*Chondrites* (丛藻迹)等。

浅海陆棚沉积中常出现风暴流沉积。风暴流是短暂的强风(飓风、台风)造成的强海流事件。当风暴浪发生时,原正常浪基面下形成的沉积物受到冲蚀,形成侵蚀面,并有砾屑滞留;同时风暴浪还将沉积物卷起,形成具密度流或重力流性质的风暴流,在粗碎屑沉积物中形成粒序层理。风暴浪开始减弱时,细粒沉积物在风暴浪导致的底流影响下形成丘状和洼状层理,再逐渐变为波痕纹理。风暴停息后又沉积泥质悬浮物,构成无风暴浪影响的“背景沉积物”。

(3) 碳酸盐型滨浅海沉积相类型

以碳酸盐沉积为主的滨浅海,一般具有由碳酸盐缓坡向台地演化的浅水碳酸盐沉积特征。

碳酸盐缓坡 是指从岸线向盆内缓慢倾斜的斜坡(通常坡度不足 1°),与较深水的低能环境之间一般无明显的坡折,波浪搅动带(或最高能量带)位于近岸处。当碳酸盐缓坡存在时(图2—10, I、II),自近岸至远岸一般从潮坪沉积(图2—11)、泻湖沉积的鲕粒或团粒浅水碳酸盐岩横向相变为较深水泥质粒泥灰岩或泥灰岩沉积,其中含各种完整的广海生物群化石。在垂向剖面上,可与斜坡或盆地环境的深水灰岩或具水平层理的页岩等构成沉积组合序列。现代波斯湾著名的萨勃哈(即被盐浸透之意)沉积,就是处于炎热干旱气候、海岸地势平坦、水面很浅条件下的碳酸盐潮坪沉积,形成了大量自生蒸发盐如石膏、硬石膏、岩盐等,沉积物广泛白云岩化,并在沉积过程中由于淡水淋滤作用使蒸发岩、膏盐被溶解而形成塌陷角砾岩层。

碳酸盐潮坪中潮上带沉积以发育雨痕、雹痕、泥裂、鸟眼构造为特征。潮间带则发育藻纹层及藻叠层石,当未完全固结的碳酸盐沉积被风暴浪打碎并滚动磨圆,暴露地表时,往往形成氧化圈,然后在水下再被胶结形成竹叶状构造。潮下带高能环境下则形成由鲕

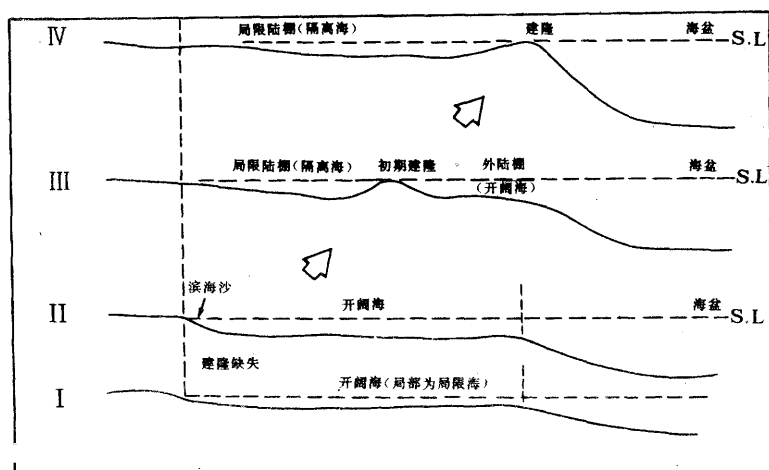


图 2—10 碳酸盐缓坡及镶边台地特征

(据刘宝珪、余光明等, 1990)

假设岸线固定不变; S. L. 为平均海平面

粒、生物碎屑及内碎屑组成的亮晶粒状灰岩 (grainstone), 常见交错层理、冲刷面和波痕, 有时也有藻叠层石发育, 大量底栖生物繁殖, 一些造礁生物也大量生长。潮下带低能环境下则以泥晶灰岩沉积为主, 其中发育水平层理和水平波状层理。

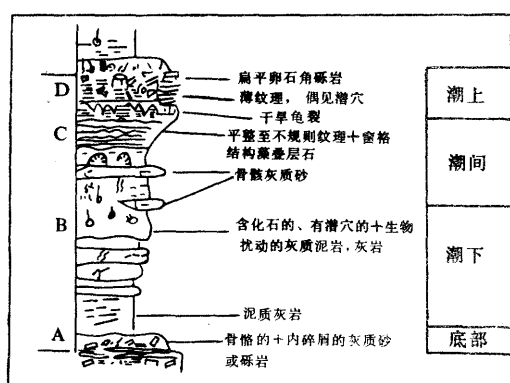


图 2—11 碳酸盐潮坪向上变浅的沉积序列

(据 N. P. James, 1979)

生物礁和碳酸盐台地 在碳酸盐缓坡的浪基面与水下斜坡的交截区域, 有利于形成生物碎屑砂坝和生物营造的地形上凸起的初期碳酸盐建隆, 碳酸盐缓坡开始转变成碳酸盐台地。由于在台地边缘碳酸盐生产率极高, 又由于水较浅透光好, 氧含量和营养充分, 生物大量繁殖, 一些造礁生物如群体珊瑚、层孔虫、海绵和藻类等, 可形成生物礁 (具有生物建造的抗浪骨架的碳酸盐建隆)。当造礁生物生长速度明显地大于周围沉积物的沉积速度时, 生物礁就逐渐成为一个连续不断的水下高地, 从而导致内外陆棚的分隔 (图 2—10, III)。这样, 生物礁 (晚期碳酸

盐建隆) 就起到了障壁作用, 并直接影响着周围水体的能量、含氧量、温度、含盐度以及生物的生长。同时也增加了碳酸盐台地边缘地形的起伏, 并使边缘变得更陡。当生物礁进一步向上和向前营造或加积时, 可生长到海面, 并在向海的方向形成坡度为几度至几十度的边缘, 而进入深水盆地 (图 2—10, IV)。至此, 就形成了镶边碳酸盐台地。这是一种浅水台地, 具有水平的顶和陡峻的边缘, 常发育于低纬度陆棚地区。各种造礁和附礁生物异常丰富, 并形成具交错层理的骨屑或鲕粒灰岩、礁核生物粘结岩和礁前斜坡环境的深水泥灰岩及礁屑塌积角砾灰岩组合。

陆棚海 陆棚海是指朝海岸方向与大陆相邻,朝海洋方向与斜坡和盆地相邻的一个浅水碳酸盐沉积环境。一般来说海水盐度正常,含氧充足,深度变化较大,从十几米到200m。其海底位于正常浪基面之下,碳酸盐沉积为连续、延伸范围广的板状体。陆棚碳酸盐沉积主要由粒泥灰岩(wackstone)组成,泥粒灰岩(packstone)和灰泥灰岩(mudstone)也常见并与泥灰岩或页岩互层,局部可有粘结灰岩和生物碎屑颗粒灰岩。具有正常海相生物群组合,广泛的生物扰动作用、潜穴、结核状和脉状层为其特征性沉积构造。

(4) 深海和次深海沉积相类型

深海和次深海环境指陆棚坡折外侧的大陆斜坡、陆隆及深海平原。大陆斜坡是陆棚坡折部位到深海平原之间最陡的部分,一般倾角在 4.3° 左右,但在海底峡谷及陡崖部分可以超过 15° — 60° ,如果大陆斜坡与深海平原相接处有深海沟存在,则没有陆隆。

由于风、潮流及水体中温度、盐度、密度、速度的不连续性,以及地球自转产生的水平地转偏向力(科里奥利效应)影响等原因,导致深水环境中存在复杂的水动力场体系和物理化学场。主要有块体重力流的再沉积作用,与斜坡、陆隆走向平行的等深流(底流)沉积作用及远洋悬浮沉积。

海底扇 块体重力流的再沉积作用是指由于风暴、地震等因素的触发,在浊流作用下,将浅水陆棚边缘的大量沉积物沿海底峡谷顺大陆斜坡以很高的速度运向深水区,至大洋边缘因坡度变缓而迅速形成扇状浊积岩(turbidite)堆积——**海底扇**(图2—12),这种海底地形称为陆隆。浊积岩一般由数种岩性(砂、泥质,钙、泥质或火山碎屑)组成频繁的韵律结构。每一韵律底部常为具递变层理的砂岩,向上颗粒变细,层理特征也发生相应变化,组成了著名的**鲍马序列**(图2—13)。单个的韵律层一般仅厚十至几十厘米,但整套浊积岩往往可厚达几百米至几千米,横向延伸也可自几公里至几百公里。地史上常把巨厚的由深海浊积岩和其它沉积类型组成的综合体称为**复理石**(flysch)沉积。由浊积岩组成的海底扇,自扇根至扇端岩性组合存在规律性变化,碎屑层的厚度、粒径以及砂/泥比率均有逐渐减小的趋势。在浊流沉积中生物化石特征为受改造的浅水生物与深水浮游生物交互出现。与海底扇有关的沉积矿产有石油及天然气、铁、锰、镍等。

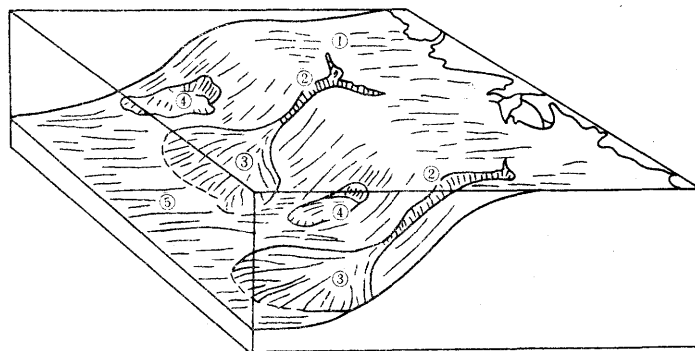


图2—12 海底扇分布示意图

(据 R. C. Selley, 1976)

①陆棚沉积; ②海底峡谷; ③海底扇浊流沉积; ④坡上滑塌沉积; ⑤深海底远洋泥沉积

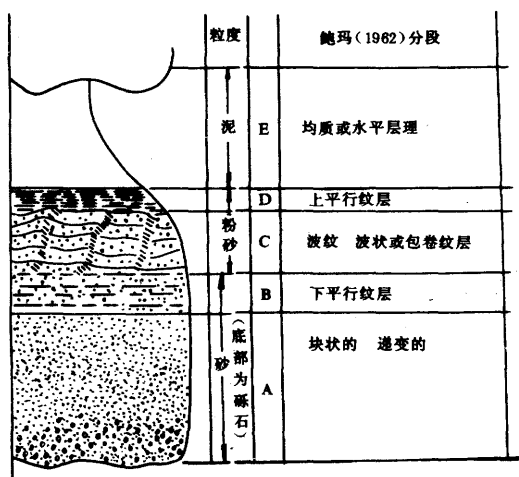


图 2—13 浊积岩中的鲍马序列
(据 G. V. Middleton 和 M. A. Hampton, 1976)

地区，粘土被洋流带走，锰、铁可以富集沉积下来，并形成瘤状结核，局部可富集成有经济价值的矿床。

四、古地理图及其意义

对某一地区特定地质时期的地层分布及其沉积相类型进行详细研究后，就可以了解当时的海陆分布、地形和气候等特征。用简明的图例将这些研究成果表示在一定比例尺的地理底图上，就构成了一幅古地理图。最初的古地理图是在 19 世纪 50 年代由瑞土地质学家 A. 格莱斯利制作的，图中仅简单表示海陆分布。随着沉积学研究的深入，逐步在古地理图中的沉积区内，用各种符号表示其沉积相类型，就成为岩相古地理图。它对于研究有关沉积矿产形成和分布规律及指导找矿都非常有意义。

根据研究任务和研究程度的需要，可编制各种不同比例尺的岩相古地理图，大约可分三类：概略性岩相古地理图，比例尺小于 1/1000 万；小比例尺岩相古地理图，比例尺通常是 1/200 万—1/1000 万；大中比例尺岩相古地理图，比例尺大于 1/200 万。

地史分析中最常用的是概略性岩相古地理图，主要表现广大地区内海陆分布、海域性质、沉积相类型等内容，从而分析当时的古地理、古气候和地壳构造运动等特征，对了解有关沉积、层控矿产形成的地史背景也有一定意义。

课外阅读文献

1. H. G. 里丁主编，1978，沉积环境和相（周明鉴、陈昌明等译，1985）。科学出版社。
2. 《沉积构造与环境解释》编写组，1984，沉积构造与环境解释。科学出版社。
3. J. D. 科林森、D. B. 汤普森，1982，沉积构造（付泽民、李惠生等译，1988）。地质出版社。
4. 冯增昭、王英华、刘焕杰等，1994，中国沉积学。石油工业出版社。
5. D. W. 刘易斯，1984，实用沉积学（丁山、高玄译，1989）。地质出版社。
6. 范嘉松，1996，中国生物礁与油气。海洋出版社。

7. 刘宝珺、许效松、潘杏南等, 1993, 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿。科学出版社。
8. 梅冥相, 1996, 碳酸盐旋回与层序。贵州科技出版社。
9. 赵锡文主编, 1992, 古气候学概论。地质出版社。
10. 刘宝珺、曾允孚, 1985, 岩相古地理基础和工作方法。地质出版社。
11. 刘本培、肖劲东、周正国等, 1992, 古大陆边缘沉积地质文集。中国地质大学出版社。
12. 杜远生、颜佳新、韩欣, 1995, 造山带沉积地质学研究的新进展。地质科技情报, 14 (1): 29—34。