第十章　沉积盆地及古地理分析

第一节　概　　述

沉积盆地(简称盆地)是指岩石圈表面(地球表面)在三度空间内,容纳沉积物堆积和叠置的场所,其边界为各种不同性质的构造活动带和自然地理障壁。沉积盆地分析就是将沉积盆地作为研究对象,运用多学科如沉积学、地层学、构造地质学等学科的知识,采用多种方法如钻孔、露头观察和地球物理等方法对盆地的形成、沉积充填、古地理演化和地球动力学进行综合研究的过程。

古地理学是研究和描述地史时期地球表面的自然地理,如海陆分布、海水深度、盐度、温度、陆地地形、气候条件、生物分布等特征及其发展历史的一个地质学的分支。古地理分析,通常是在地层和所含化石、沉积岩和沉积相研究、大地构造、区域地质研究的基础上进行的,其对于阐明地壳发展史,揭示矿产的形成环境及其分布规律具有指导意义。

第二节　沉积盆地的古地理分析

古地理分析是在综合各种地质资料的基础上,通过沉积学、古生态学、古构造学、地球化学等分析方法,再造地质历史时期中的自然地理景观,也就是再造沉积区和侵蚀区的景观。古地理分析的内容包括:确定侵蚀区的位置及母岩的性质、古地形的起伏、沉积区的边界、搬运介质及水动力条件,确定水的物理、化学性质等条件。此外,古地理分析还要确定古气候及古构造状况,确定古火山喷发的中心等。

古地理的分析不仅可以确定当时的自然地理景观,还可查明沉积矿产的生成与分布的规律性;阐明沉积作用与大地构造之间的关系,以进一步了解地壳运动与地质发展史,作出矿产的预测。

一、陆源区的分析

1. 判断古陆或侵蚀区的存在

在地质历史时期中,侵蚀区与沉积区是一个相对的概念,只能以一定时期内的主要地质作用为依据来加以区分。如在某一个地区在一定时期内堆积了沉积物,该地区可以认为是沉积区;假如这个时期结束前没有沉积,则把它看作为侵蚀区。通常把侵蚀区作为在相当长的时期内,向沉积区供给陆源碎屑和溶解物质的剥蚀区。侵蚀区通常是地壳持续上升的地

区，按持续时间的长短，将侵蚀区划分为稳定的侵蚀区和暂时的侵蚀区，把稳定的侵蚀区称为古陆。

要判断某一地区在地质历史某些时期内存在侵蚀区，首先是要在该地区确定缺失相应时代的地层，但这还不够，因为某些地层或沉积物，可能是在沉积之后更晚的时代被侵蚀掉的。我们还可根据以下的标志来判断古陆或侵蚀区的存在：①被研究的地层的尖灭和较新的地层的超覆；②下伏地层顶部有古风化壳存在，或与下伏地层呈不整合关系；③根据沉积相变来判断古陆的存在，由侵蚀区至沉积区的相变是有规律的，靠近陆源区海相沉积物减少，而被陆相沉积物代替，这样可以根据对某时代地层的相剖面的对比，按照相变的规律追索确定侵蚀区的位置。如果在缺失某个时代的岩层的地区与沉积区之间的沉积相、厚度等值线和生物相之间都是渐变的，呈近平行关系，则标志着有剥蚀区存在，如果是交叉关系甚至是垂直关系，则可能是后期剥蚀所造成的，即后期隆起剥蚀区（图 10－1）；④利用古流向分析也可区分古剥蚀区和后期隆起剥蚀区，并可确定古剥蚀区存在的方位（图10－2）；⑤根据同时代的陆源碎屑矿物的含量及粒度变化确定古陆的存在，愈靠近侵蚀区，陆源碎屑矿物总含量愈高，粒度愈大，粘土矿物组分的规律变化为近陆地以高岭石为主，远离剥蚀区则蒙脱石和伊利石增多。

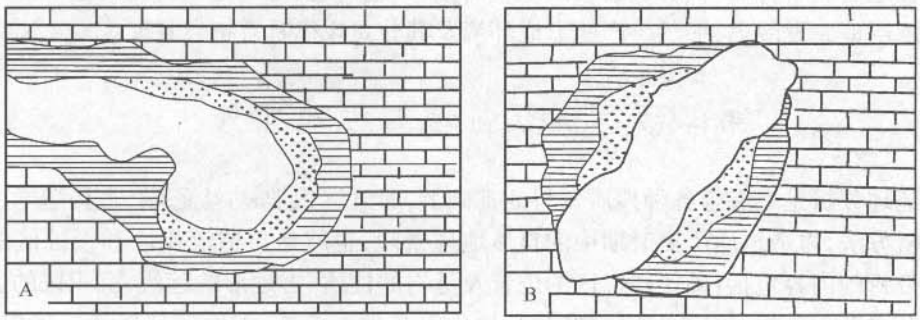


图 10－1　沉积时为古陆侵蚀区（A）和沉积后为侵蚀区（B）的岩相变化示意图
（据刘宝珺、曾允孚，1985）

2. 查明古地形的起伏特征

古地形的起伏程度与大地构造的性质、剥蚀强度、沉积作用强度等因素有关。在构造稳定区，构造运动缓慢，风化作用强，古陆地形较平坦，其上覆有风化壳；在构造活动区，升降运动的速度和幅度均很大，因此具有切割强度大的地形。古侵蚀面能反映受地形切割的强度，对切割古地形的再造，应当从分析沉积物特点出发，沉积区离侵蚀区愈远，沉积物的性质就愈不能反映地形特征。因此，应该首先注意陆相沉积物，如果陆相沉积物没有被保存下来，那么必须找同一时代的滨海或浅海沉积。侵蚀区的切割地形边缘常堆积粗碎屑沉积物。因此，分选及磨圆均较差的粗碎屑堆积可作为侵蚀区地形切割强烈的标志。细粒碎屑沉积物

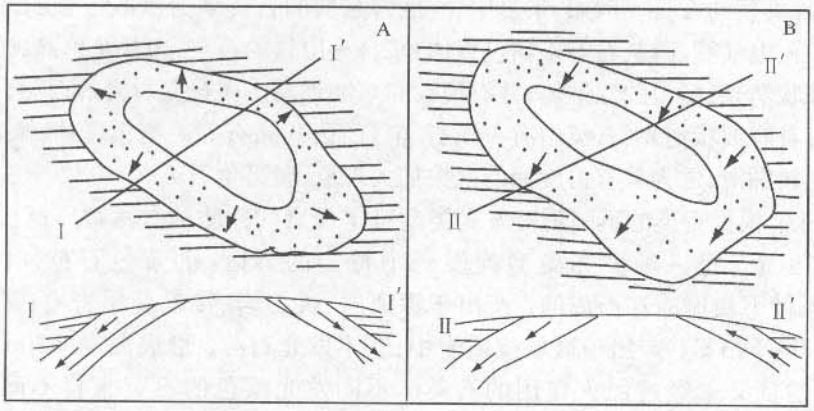


图 10－2　根据古流向特点确定古剥蚀区的存在及沉积时为剥蚀区(A)和沉积后剥蚀区(B)的古流向变化
(据刘宝珺、余光明,1990)

及古风化壳的存在,以及碳酸盐岩的滨线沉积,可反映剥蚀区较平坦的地形特征。碳酸盐岩与陆源碎屑混合沉积的海岸,反映古地形稍有起伏。但是,实际情况要复杂得多,在海岸十分陡峭和海底倾斜很大的情况下,在沿岸地区完全可以堆积大量的岩块和砾石物质,这种砾石距离来源区近;如果砾石距离来源区很远,则完全可以推断当时的古地形是高而切割强烈的。

沉积相类型和分布特征的研究也有助于恢复古地形特征,作为正地形特征的沉积相是残积相与坡积相,而湖泊相、沼泽相和河流相都属于负地形,但冲积扇沉积无疑是分布在地形起伏显著、坡降急剧减缓的山麓。三角洲沉积组合可以推断古陆地形是低的较平坦的地形。而存在海相沉积无疑指示海盆的存在。根据海相沉积的类型又可确定滨海、浅海、半深海和深海环境。

3. 物源区母岩性质的确定

物源区是提供陆源碎屑的物质来源的地区,沉积物质主要来自古陆。可以根据沉积物的特征来判别物源区的母岩的性质。

(1)砾岩的成分

砾石的粒度、成分及百分含量的变化是确定母岩的性质及物源方向的基本手段。砾岩主要分布在盆地边缘,接近于物源区。砾石成分可直接反映物源区的母岩成分,统计各种砾石成分及比例,即可得知母岩之成分特征。但由于各种母岩抗风化、磨蚀能力各不相同,因此,砾石类型的比例有时不能直接反映物源区各类岩石的相对丰度。

(2)砂岩的成分

砂岩中的岩屑直接反映母岩性质。砂岩中的颗粒矿物类型也能反映母岩性质,砂岩最主要的矿物是石英和长石。根据石英中的包裹体、石英消光类型、形状以及多晶现象等常被

用来判别各种类型的石英。例如，来自中、酸性岩浆岩的石英多为镶嵌接触的多晶石英，石英中可有锆石、电气石、磷灰石等矿物包裹体；来自火山岩的石英，通常是单晶、透明，颜色呈烟灰色，无波状消光，呈短的双锥体，并有裂纹和熔蚀现象。来自变质岩的石英，为缝合接触的多晶石英，具有波状消光，石英中有夕线石、电气石、蓝晶石等矿物包裹体；来自沉积岩的石英，颗粒比较圆滑，常为具有再旋回的次生加大现象，属再生石英。

近十年来，根据石英的不同阴极发光类型确定母岩的性质的方法被广泛应用，石英有三种类型的发光，每一种发光类型代表一个特定的岩区：①紫色石英，它们是高温（>573℃）条件下快速冷却形成的，产出于深成岩、火山岩、接触变质岩中；②褐色石英，形成温度300～573℃，产出于区域变质岩中；③不发光石英，形成温度<300℃，是成岩过程中自生的且又未经过回火作用的石英。不同发光颜色的石英来自不同的物源区。因此，可以根据石英的不同发光类型，确定物源区的母岩性质，并可追索物源区母岩类型的混合度。

综合应用砂岩中各种组分，编制砂岩类型分区图，也有助于恢复母岩性质及物源方向，近母岩区长石和岩屑含量高，石英相对较少，多为岩屑砂岩和长石砂岩，向盆内渐过渡为石英砂岩。

（3）碎屑重矿物组合

碎屑重矿物常集中在细砂岩及粉砂岩中，含量不超过1%。利用碎屑重矿物组合及含量变化，追索物源和恢复母岩早已被广泛应用。一定的重矿物组合能反映一定的母岩性质，如表10－1所示。

表10－1 常见母岩的轻重矿物组合

母岩	重矿物组合	轻矿物组合
酸性岩浆岩	磷灰岩、黑云母、角闪石、板钛矿、独居石、白云母、金红石、榍石、电气石（粉红色）、锆石（自形）	石英 正长石 微斜长石 酸性斜长石
花岗伟晶岩	锡石、萤石、黄玉、电气石（蓝）、黑钨矿、石榴子石、独居石、白云石、磷钇矿	
基性、超基性侵入岩	橄榄石、普通辉石、紫苏辉石、角闪石、磁铁矿、铬尖晶石、钛铁矿、铬铁矿	基性斜长石 蛇纹石
中基性喷出岩	辉石、角闪石、磁铁矿、锆石、石榴子石、磷灰岩	中基性斜长石 玄武岩屑、安山岩屑
变质岩	红柱石、刚玉、蓝晶石、夕线石、十字石、黄玉、符山石、磷灰石、绿帘石、黝帘石、石榴子石、电气石、云母、蓝闪石	石英、长石具波状消光和锯齿状边缘、各种浅变质岩屑
沉积岩	重晶石、赤铁矿、白钛石、金红石、电气石（磨圆的）、锆石（圆的）、石榴子石（圆的）	极圆的石英及玉髓， 第二轮回的石英

（据刘岫峰，1991）

二、古海岸位置的确定

由于海岸地区主要遭受潮汐、波浪及河流的作用，海岸线的位置不断地改变，就是现代的海岸也只能确定平均的或最高的或最低的海岸线的位置，而不能指出海岸线的固定位置。

首先要详细分析地质图上海陆交互的沉积地带，但是图上所标的地层界线并一定与当时的海岸线一致，因为地质图是根据经受了多次构造运动后的现在的露头分布图，一般地质图上的边界往往向水盆地移动了一定距离。应仔细地从残留的露头中的某些标志来确定海岸线，如查明有无海滩、潮汐、潟湖等滨岸带古环境沉积物的分布，包括介壳滩、砾石滩、海岸萨布哈沉积、藻类叠层石出现、暴露或浅水沉积构造的发育，如干涉波痕、泥裂、雨痕、足迹及垂直生物潜穴等。

三、水介质的物理-化学条件分析

沉积盆地中水介质物理-化学条件，包括水深、温度、盐度、氧化还原电位(Eh)及酸碱度(pH)等。这些因素直接控制水体溶解物质的化学沉积分异作用及沉积矿产的形成、生物的繁殖等状况。

1. pH 值和 Eh 值的推断

一般说来，沉积物不是在氧化条件下形成的就是在还原条件下形成的。对氧化还原极为敏感的是变价元素(如 Fe、Mn 等)的化合物。常用的标志是含铁的自生矿物，由氧化条件至还原条件出现次序为：

褐铁矿→赤铁矿→海绿石→鳞绿泥石→菱铁矿→白铁矿和黄铁矿

(氧化条件)　(弱氧化弱还原条件)(还原条件)(强还原条件)

还可根据沉积物的颜色来判断氧化、还原条件，一般黑色、绿色代表还原条件，紫红色、红色代表氧化条件。但红色沉积物在埋藏后可以还原成为灰、绿灰、灰黑等还原色。

确定 pH 值的标志：酸性 pH<7，中性 pH=7，碱性 pH>7。判断沉积环境 pH 值的直接标志是一些指示矿物，如碳酸盐岩矿物、含铁矿物和粘土矿物(表10-2)。含煤沼泽环境形成于强酸性水介质，常与白铁矿相伴生，而海相的页岩中常伴生黄铁矿，说明海洋环境是中性或弱碱性的水介质条件。

表 10-2　判断水介质酸碱度的主要矿物标志

酸碱度 / 矿物类型	酸性	弱酸性	中性	弱碱性	碱性	强碱性
碳酸盐岩矿物			菱铁矿	白云石、铁白云石、菱锰矿	方解石	
铁硫化物	白铁矿		黄铁矿			
粘土矿物	高岭石、埃洛石		拜来石、蒙脱石、埃洛石、伊利石		钙镁蒙脱石、镁蒙脱石	

(据刘宝珺、曾允孚，1985)

2. 确定古盐度的标志

海水的正常含盐度为3.5%，半封闭的水盆地的盐度变化范围很大，可以淡化也可以咸化。古代沉积水介质的含盐度通常利用自生矿物和古生物类型进行推断。

(1)古生物标志

根据生物化石组合可以分析其生活环境的盐度。窄盐性的生物群如钙质红藻、钙质绿藻、钙质有孔虫、钙质海绵、珊瑚、苔藓虫、腕足类、棘皮类、掘足类、头足类等反映海水的盐度正常；典型的半咸水生物群有双壳类、腹足类、介形虫、鳃足类、硅藻、蠕虫管及蓝藻等。典型的超咸水生物群在大的类别上与半咸水生物群没有多大差别。淡水生物群常见的有蓝藻、硅藻、轮藻、普通海绵、蠕虫管等以及双壳类、腹足类、介形虫等。在盐度增高的情况下，窄盐性生物减少，广盐度的双壳类、腹足类和介形虫类等增加，在超盐度水中，只剩下少数的喜盐生物如鱼类中的 *Gasterosteus*(棘鱼)，在盐度更高的超盐水中，就只能见到某些绿藻类。

(2)沉积标志

随着盆地内水介质含盐度的增加，而形成一系列化学成因矿物，其沉积顺序为方解石→白云石→天青石→石膏→石盐。特别是含自生天青石、萤石、重晶石的白云岩，与蒸发岩共生的正玉髓为形成于超盐度条件下的指示物。海绿石、胶磷矿物形成于正常含盐度的海水中。

沉积岩的某些结构与构造与盐度有关。在超咸水或清水环境中形成的鲕粒呈放射状，而不是同心状的。在浅水地区，由于蒸发速率高，使水体的盐度增高，当超过沉积物孔隙水中的盐度时，形成收缩裂隙并被沉积物充填。从超盐度的萨勃哈环境到正常海洋环境，随着盐度的降低，而脱水裂隙减少。藻席构造发育程度也能相应指示古盐度，藻席常被潜穴及食草的生物破坏，当盐度增高时，潜穴及食草生物减少，而藻类生长繁盛，形成发育的藻席。

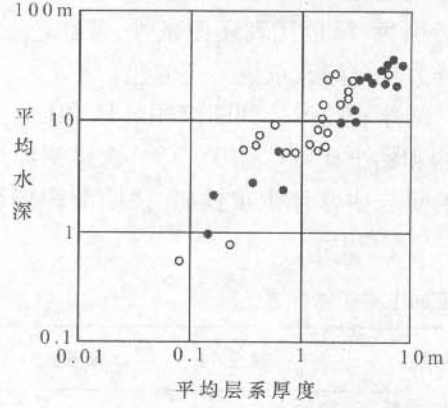


图10-3　水深和层系厚度间的关系
(据 J. R. L. Allen, 1963,
转引自刘宝珺、曾允孚,1985)
(实点为海和河口湾;空心圈为河流)

3. 古水深分析

古水深分析对再造沉积盆地的古环境和研究盆地构造具有重要意义，确定绝对水深较困难，经常是确定相对深度。确定古水深的标志包括自生矿物标志、地球化学标志、生物学标志和沉积学标志等，其中前三个方面在第五章中作了介绍，此处着重介绍确定古水深的沉积学标志。

一般情况下，从岸线的浅水到广海的深水环境，沉积物的粒度从粗粒沉积物变为细粒的沉积物。但也有不少例外的情况，如由于浊流的搬运沉积，深海地区也可出现粗粒沉积物。

一些特殊的岩石类型常形成于一定的环境，也可以作指示深度的标志。如蒸发岩在

干燥气候条件下的局限滨岸水体及附近的潮坪环境中形成，水深不超过几米；鲕粒灰岩常形成于搅动的温暖浅水环境，水深不超过 10～15m；珊瑚、苔藓虫、层孔虫、海绵等造礁生物在波浪带生长，形成的礁灰岩水深不超过 10～50m；深水环境中多软泥沉积及硅质沉积，碳酸盐岩沉积少，并常出现浊流沉积。

沉积构造是指示水深的良好标志，如雨痕、干裂及盐晶痕等层面构造及鸟眼构造等是反映沉积物露出水面的标志。流动构造如交错层理、波痕及水平层理等存在与否，结合沉积物的特点，可以区分出浪基面以上的动水环境或浪基面以下的静水环境。艾伦(J. R. L. Allen，1967)曾指出，较大型的交错层理的层系厚度是平均水深的一种函数，层系组愈厚，水也愈深(图 10－3)。丘状交错层理出现在陆棚地区，形成的深度在正常浪基面和风暴浪基面之间，水深不超过 200m。

四、古气候分析

气候是指一个地区在相当长的时期内，各种气候要素如降水量、气温、风力和风向等的综合，而古气候分析就是研究地史时期气候的形成原因、过程、分布和变化规律。在古地理分析中，古气候也占有很重要的地位，因为气候条件影响到各种地质作用及沉积物和沉积矿产的形成。特别是古气候的再造有助于发现和评价煤、铁、锰、铝土矿、盐类等矿产。确定古气候的方法可有化学的、古生物的及沉积学的方法。最能反映古气候的还是古植物、岩石、矿物和沉积学的标志。

1. 古植物标志

植物对气候的反映比较敏感，现代不同的气候带有不同的植物群。古生代植物群是耐阴植物群，中生代植物群需要较强阳光，新生代植物群需要强阳光。潮湿的热气候会使植物繁茂地生长，形成巨大木本植物群。过度潮湿地区的植物，一般具有巨大的树干，宽阔的叶片，弱而浅的根部系统，通气组织高度发育以及有强烈蒸发性能，而干旱植物的生长则相反。例如蕨类植物中的石松植物，现代的石松植物全为喜阴湿的草木，而在晚古生代除了初期发展阶段以草本为主外，自晚泥盆世起，小乔木就开始普遍发育，至石炭纪，热带区都为高达几十米的乔木，生长于湿热的滨岸低地或沼泽中，以发达平展的根座固着，茎表面的通气组织发育；温带区的乔木，相对个体小。晚石炭世至二叠纪，地壳表面干旱环境渐增，鳞木目的有些种类，例如 *Sigillaria*(封印木)就有相应的生态变异，茎相对粗短些，分枝减少。早、中三叠世普遍干旱的环境下，残留的木本石松肋木表现了最典型的旱生结构，它的植物体向简化方向发展，茎干粗短，不分枝，叶数目减少而且上部弱化。

2. 矿物岩石标志

随着成因矿物学、地球化学、沉积学、沉积岩石学的发展，人们对各种矿物、岩石的成因环境包括气候环境有了深入的了解，它们的古气候意义也更为明确。气候标志显著的矿物岩石有：①鲕状赤铁矿，多数在温暖、甚至是炎热条件下形成，或在温暖的、季节性潮湿气候条件下形成；②煤，煤常与砂岩、页岩共生，是在炎热潮湿或温暖潮湿气候条件下形成的；

③碳酸盐岩类，海水温度对碳酸盐岩沉积起控制作用，因为 $CaCO_3$ 溶解度随温度上升而降低，因此沉积物中 $CaCO_3$ 浓度高的地区位于低纬度内，大规模碳酸盐岩沉积作用主要发生在南北纬 20°左右，因此可以把碳酸盐岩看作是温暖的热带和亚热带的标志；④土状堆积，对确定第四纪古气候具有重要意义，广泛分布于我国华北的黄土是寒冷（冰期）气候条件下的风成沉积，指示干、冷气候，相反，华南的红土则反映温暖潮湿的气候，此外，土状堆积中富含灰岩角砾、长石等是在表生条件下易风化的矿物或岩石碎屑，是指示干燥气候的标志；⑤蒸发岩，蒸发岩是在蒸发作用下形成的沉积物，主要指岩盐、石膏、硬石膏、钾盐等，此外还有萤石、天青石，蒸发岩总是在炎热和干燥的气候中沉积的，现代的岩盐和石膏的沉积作用出现在干燥带内，主要在 10° ~45°的纬度之间，除上述蒸发岩外，还有自生蒙脱石、粘土、坡缕石粘土和海泡石粘土也指示干旱气候；⑥红层，多数为红色和褐色的沉积岩，其构成颜色的氧化物是在风化作用或成岩作用期间，由镁铁质矿物在原地形成的，红层形成的条件要求温暖或炎热的、干旱或半干旱的气候；⑦风成沙漠沉积，在现代南北纬 30°地带，可以观察到两条沙漠带，现代沙丘大部分是由圆形暗色石英颗粒组成的，颗粒表面由于在风的搬运过程中反复摩擦和碰撞而变得光滑，还常常可见到风成交错层理，风成沉积中还常具有刻面的磨光砾石（三棱石）和蠕虫状砾石；⑧干旱富集矿床，所谓干旱富集矿床是指其矿物最初是在炎热而干旱的气候下富集的，随后，含金属溶液被卤水搬运，最后金属离子在陆地或附近的海盆中的以还原为主的环境下沉淀下来，砂岩型铜矿即属此种成因，国外的某些矿床，如俄罗斯乌拉尔彼尔姆州铜矿、美国科罗拉多高原的 Se－Mo－Pb 矿、秘鲁中部的 Cu－As 矿都属这种类型；⑨冰碛岩，冰碛岩由小砾石和包含在较细基质中的粗大岩块所组成，这些粗大岩块表面往往都被磨光，并有擦痕，用电子显微镜对“冰碛岩”的石英颗粒进行扫描，可以观察到其中具有河砂或海砂所没有的一些表面特征，代表寒冷气候的产物。

3. 沉积学标志

近 20 ~30 年来，沉积学家已注意到气候对沉积作用及沉积环境的影响。在不同气候条件下，相同沉积环境所形成的沉积体系的特征有差别（赵锡文，1992）。

（1）冲积扇沉积

冲积扇虽然不是干旱气候特有的产物，但是，只有在干旱、半干旱气候区冲积扇才能最广泛地发育。在垂向上由扇根向扇端的各种类型沉积物的叠复，反映了由于气候变化而引起的冲积扇的扩大或缩小，半旱地扇沉积物往往是褐红色的，在远端可见泥石流与干盐湖沉积的互层。

在潮湿气候条件下形成的湿地扇与旱地扇的区别在于它的分布比较局限，仅分布于盆缘断裂向盆地一侧，因盆缘断裂造成了悬殊的地势高差才得以发育。同时，湿地扇泥石流沉积往往比较局限，相反砾石质辫状河河道沉积极为发育。沉积物往往呈浅灰、灰、灰绿等色。各种类型的交错层理比较发育。在冲积扇地下水溢出带，可以发育为沼泽，形成炭质泥岩或劣质煤。

（2）河流沉积

在干旱气候区河网稀疏，径流贫乏，且常发育季节性河流。相反，在潮湿气候区，河网密

集，径流量丰富。在河流沉积物中，对气候最为敏感的属于泛滥平原。由于干旱、半干旱区植物不发育，因而沉积物中有机质少，沉积物几乎不受植物根系扰动，因而保存了原生层理。而泥质沉积物普遍发生干裂。在潮湿气候区，泛滥平原可能从未干燥过，并可发育成湖泊和沼泽。

(3)湖泊沉积

湖泊沉积物对气候十分敏感。寒带湖泊几乎完全没有化学沉积及生物沉积，特别是在冬季结冰直至湖底的湖泊。但是在某些极地湖泊里却生有大量的硅藻。温带地区的湖泊中，当溶解离子浓度较低时，营养物质较为贫乏，有机物质产率低而使湖底保持氧化条件，底栖生物繁盛，沉积物层理受扰动。在热带地区，由于湖水强烈的温度分层，湖水的深处总是缺氧的，使有机质在湖底保存下来，这种湖泊在湖滨及浅湖地带可以发育各种类型的沼泽。如湖滨沼泽、三角洲平原沼泽，并可形成泥炭层或煤层。在深湖区则形成油页岩和烃源岩。

常年干旱的湖泊通常有大量化学沉淀物，可以产生如碳酸盐岩、石膏、石盐等盐类矿物。此外，还有一种内陆萨布哈盐坪，在干旱区湖泊周围发育白云岩沉积，在白云岩中还夹有石膏和盐类的透镜体，它的形成过程与滨海萨布哈一样明显受气候控制。

(4)沙漠沉积

沙漠是一种生物稀少的干燥地区。它在识别古气候和确定古纬度方面具有重要作用。现代沙漠分布在南北纬 20°～30°之间的干旱带及大陆地块的中央地带。

(5)三角洲沉积

三角洲平原沉积明显受到气候的影响，在高纬度极地区，三角洲平原的低洼蓄水盆地中的泥炭层是由冰原苔藓植物形成的，并常见冰核丘、多边形土等冻结构造；在中纬度地区，三角洲平原堆积的泥炭层由芦苇、咸蒿等草本植物组成；在热带潮湿气候区，三角洲平原的泥炭层是由木本植物形成的。自岸向陆由含盐红树沼泽、半咸水树沼和淡水树沼、草沼更替，占据三角洲平原广阔的面积。在干旱、半干旱的热带、亚热带地区，三角洲平原缺乏植物生长，分支流间地区成为干燥的泥坪和沙坪，以具钙结岩石或盐碱滩(石膏、盐岩等蒸发岩类)为特征，并且风成沙丘极为发育。

(6)碎屑滨海沉积

对气候敏感的是海滩、潮坪和潟湖沉积。在干旱、半干旱和温带地区，风成沙丘最为发育。在热带和亚热地区由于植被繁茂，风速小和湿润，限制了沙丘的形成。而在湿热的前滨带有大量钙质沉积，主要由软体动物的介壳组成。而在高纬度地区，贝壳海滩是罕见的，干旱地区则形成石膏、盐类。在极地海滩是开阔的，因为密集的浮冰阻碍了海浪的作用，因而，高的风暴浪脊沙是不存在的，大部分是低矮的滩脊。夏天融雪可形成砂泥沉积，其上有浮冰带来的漂砾和砾石。在温带潮间带生长芦苇、咸蒿等耐盐植物，而在热带则以红树林为主。

潮坪沉积对气候的反应极为敏感。在温带潮上带发育盐沼，以粉砂和粘土呈纹层状互层为特征，并常发育泥炭沼泽。在干旱、半干旱地区则往往形成干泥坪，沉积了石膏、盐岩等蒸发岩。在温带气候条件下，潮间带可生长植物，如英国东海岸的网茅盐沼。在潮湿热带则出现红树沼。

温湿地区的潟湖属于淡化潟湖，以陆源碎屑沉积为主。在潟湖中部深水区主要是粘土和粉砂质粘土，富含有机质，往往呈还原环境而含金属硫化物。其生物组合以半咸水软体动物丰富为特征。干旱气候区为咸化潟湖，常为砂质沉积，细粒沉积物中有机质含量低，并有周期性干裂的证据。当气候干燥，蒸发量高，可使盐度不断上升，析出石膏、盐类。

(7)浅海陆棚沉积

在高纬度地区为冰运碎屑物，巨大的漂砾、冰碛砂和泥等堆积成丘状冰碛层。在中纬度地区以砂、泥沉积为主。在低纬度地区沉积物中钙质含量高，正常盐度浅海出现珊瑚礁，通常珊瑚礁只能在温暖浅水中生长，冬天温度不低于18℃。在赤道暖流流经的地区，珊瑚礁也可分布在更高一些的纬度区。而在低盐度浅海区为牡蛎礁。

在浅海的波基面以下，发育以丘状层理为特征的风暴沉积，风暴沉积由热带风暴产生，其平均分布在南北纬17°之间。现代风暴表层海水温度是影响热带风暴产生的最重要因素，在水温为26～27℃时易于产生风暴。

(8)远洋沉积

远洋沉积物中，对于气候的敏感性远不如大陆和浅海。现代大洋沉积物分布受纬度控制表现为：极地、亚极地主要分布冰川沉积和硅藻软泥。而在赤道亚热带地区为硅质放射虫软泥和钙质软泥。

五、古流向分析

古流向分析不仅在沉积环境的判别上具有重要意义，而且在重塑古地理上有很大的价值，它有助于确定沉积物供给方向、确定古斜坡的倾斜方向、推测海岸线走向，以及确定沉积盆地边缘的走向和位置。古水流分析应包括古流向的测量、数据整理以及资料解释和应用等内容。测量工作主要是在野外露头上和钻孔中系统地测量和获得定向构造资料。常用的有交错层理、砾石、波痕、槽模、沟模等，下面只介绍交错层理的野外测量工作。

1. 交错层理测量

如第五章所述，交错层理的前积纹层的倾向可以指示古水流方向。因此，在野外应设法用罗盘直接测量其纹层面的倾向和倾角，同时记录岩层的产状。如果交错层理的断面大致垂直水流方向并显示槽状形态时，则可测量其槽轴的延伸和倾斜方向。

为了研究一个地区某个沉积单位的古水流方向，必须对上述参数进行系统地测量。一般来说，一个测点最好测量100个以上(不少于30个)交错层理前积层方位。如果要研究某个沉积单位的区域古水流系统，则需要测量更多测点的数据。通常每个测点测量5～20个数据，测点间的距离约为2.5～5km。当地层的倾角大于10°时，必须对测量的数据进行产状校正才能恢复到沉积时期的原始状态。

2. 测量数据的校正

含有各种指向构造的岩层，大部分经过了后期的构造运动而改变了其原有产状，以致指向构造的原始产状发生了变化，因此，必须对测量数据进行校正，校正的方法通常是在吴氏

网(或施密特网)上进行。

3. 数据的整理和应用

古流向数据的整理方法很多,其中包括直方图、玫瑰花图、极点图、算术平均法、矢量平均法和矩法等。前三种方法主要是定性而形象地表示古水流方向;后三种方法是定量地表示古水流方向的平均值和标准偏差。通常采用定性和定量相结合的方法。

直方图和玫瑰花图,特别是玫瑰花图简单、形象,是最常用的一种图示方法。一般用30°、40°和45°的分组间隔将全部古水流方向的数据进行分组。计算出每个分组中观测数占总观测数的百分比,将它们按横坐标上的分组间隔和纵坐标上的标度绘在图上,即可得出直方图。玫瑰花图实际上就是将直方图弯成圆形,只是作图方法和表达方法不同而已。

在编制直方图或玫瑰花图的基础上,应确定以下几个参数:①众数组系指古水流方向的数值所占百分比最高的那个分组间隔,它代表了古流向的优选方位;②组中值是指各分组间隔的二分值,其中最重要的是众数组的中值;③古流向平均值,可以用算术平均和矢量平均两种方法进行计算,分别得出算术平均值和矢量平均值。

算术平均法简单、方便,尤其是对于古水流方向的数值变化范围不超过180°的那些观测点最适用。但应指出,当古水流方向数值位于360°两侧时,不应采用简单的算术平均,而应将位于第三、四象限的数据改为负数,然后再平均,否则将得出错误的结论。此外,还可利用矩法和矢量平均法计算古流向平均值和标准偏差。

在一张古流向玫瑰花图上一般用长箭头标出平均古流向,并注明其平均值和总观测数目。为了研究区域古水流系统,最好根据各种标志的综合分析来编制古水流图。

在一张区域古水流图上,通常只在图中附上一个或数个定向构造的区域古流向玫瑰花图,应注明总的平均值和总的观测数目,至于每个测点上的古流向,只用一个小箭头标出其平均流向或众数组的中值方位即可。

古流向的分析的各种不同的方法,包括运用原生沉积构造确定水流方向、利用无定向的特征及成分特征等确定水流方向,都是以定量的测量和制图为基础的。根据原生沉积构造确定的水流方向和无定向特征确定的古流向方向应是一致的(图10-4)。

古流向常与沉积时的古地理斜坡有关,如河流、三角洲和浊流沉积都可反映古坡度。而有些沉积环境,如风成沙坪和海岸,其古流向与古斜坡之间则没有什么关系,而是与介质运动方向有关。恢复古地理面貌要通过区域古流向图,即对某一时代地层的所有露头分别进行古流向分析,在实际应用中常将多种岩相古地理分析的内容,如沉积相组分、碎屑比、砂层等值线、粒径变化和古水流数据标绘在一张地理图上(图10-5),即形成一张综合性图件。

六、古构造分析

地壳运动影响着地形、气候、火山作用及沉积盆地类型和分布。

1. 古隆起区和古凹陷区分析

构造的运动状态可以通过地形反映出来。古地形的特征首先反映在古侵蚀面、古隆起

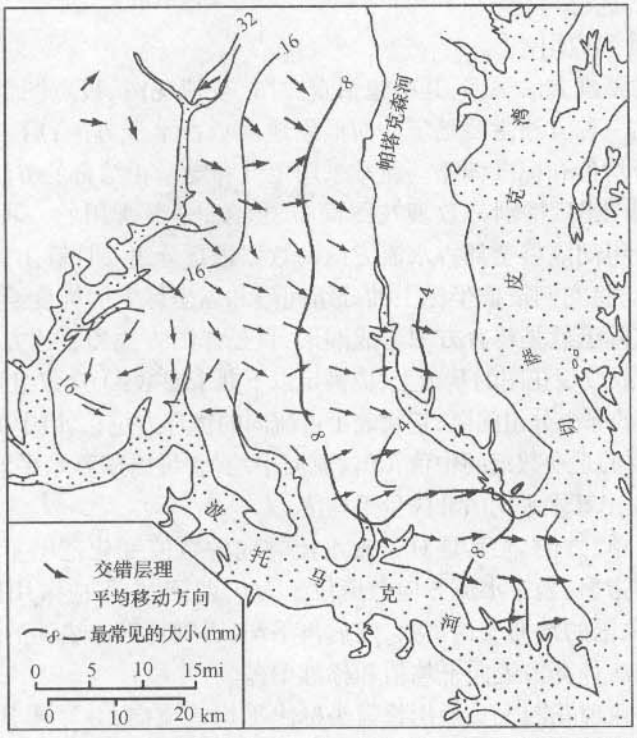


图 10－4　交错层理方向的移动平均值和布兰迪温砾石层中的粒径众数值

（据 P. E. Potter 和 F. G. Pettijonhn，1977）

（交错层理通常垂直于坡度）

区、古凹陷区的存在。在盆地中，沉积物厚度最大的地方称为盆地的沉积中心（depocentre，又称最大沉积轴），水深最大的地方称为盆地的地貌中心（topographic axis，又称地形轴），而盆地中沉降幅度最大的地方称为盆地的沉降中心（basin axis，又称盆地中心或盆地轴），三者是完全不同的概念，在实际中它们可以是一致的，也可以是不一致的，图 10－6 表示了它们之间的相互关系。

在沉积区，沉积物堆积的厚度不仅取决于沉积物的补给量和堆积速度，还取决于构造下陷的强度，也就是沉积物堆积与沉降之间的平衡与补偿作用。一般根据地层的发育程度、沉积物的等厚线及岩相类型等特征来划分古隆起区与古凹陷区。古隆起区沉积物堆积厚度小，凹陷区沉积物堆积厚度大，特别是构造下陷的强度与沉积物堆积速度相等时，沉积物堆积的厚度最大。

运用厚度法分析古隆起和古凹陷还有不少的问题，应用时应该慎重，多方面考虑。例如，等厚线仅代表某时期的地层厚度的分布，不是真实原始沉积厚度，不能够精确反映地壳沉降的幅度。只有经过按岩性、压缩率和地质时间等因素进行压实校正所换算出来的厚度

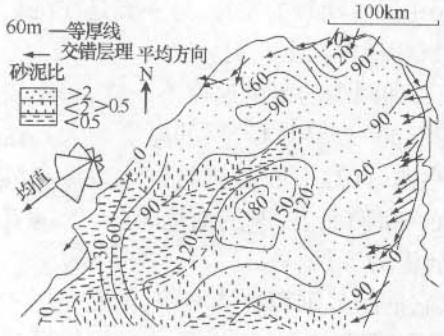


图 10－5　位于密西西比海湾上部的上白垩统麦克纳里地层组的地层等厚图、岩相图及古水流资料
（据 A. D. Miall，1984）
河流水系从东北方向进入盆地，砂泥比 >2 代表三角洲平原，向南部进入前三角洲

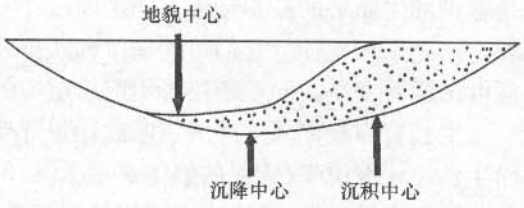


图 10－6　盆地的沉积中心、地貌中心与沉降中心之间的相互关系
（据 R. C. Selley，1982）

数据才较为接近原始沉积堆积的厚度。

还要考虑沉积物的沉积速率，不同的沉积物的沉积速率是不同的，同种沉积物在不同的沉积环境中沉积的速率也是不相同的，所以利用厚度法分析古构造时，应考虑不同成因的岩石类型的厚度。

另外还要考虑地壳沉降与沉积补偿的关系。只有在补偿的情况下，盆地的沉降中心才和沉积中心一致，这时沉积物堆积厚度最大的地区，也就是沉积凹陷的中心。非补偿条件下，在坳陷中心可形成深水沉积，这时沉积厚度很薄。当坳陷强烈，在补偿条件下，可形成厚度巨大的浅水沉积或深水浊积扇沉积。在补偿条件下且坳陷中等时，则可形成厚层的浅水沉积。

2. 古深断裂分析

深断裂一般是规模大延伸很远的断裂，在时间上具有长期发育或多期发育的巨型破裂带。断裂带常控制岩相及矿产的分布。鉴别深断裂有以下标志：①沉积标志，在同一地质时期相邻两区地层发育、沉积相区、建造类型等，沿着一定的线状条带出现突然变化或不连续的情况，或者在线状带内发育着串珠状的内陆断陷盆地（湖泊）沉积；②岩浆活动标志，深断裂是岩浆活动的最好通道，基性—超基性的岩体沿着一定的方向断续分布，或花岗岩基呈带状分布；③构造标志在狭长的地带两侧构造线方向截然改变，不同类型、组合和规模的构造相截接，深断裂带本身构造复杂，岩层褶皱强烈，断层密集等。

3. 同生构造分析

除了深断裂以外，古构造分析中还应注意与沉积作用同时的、由于构造作用形成的生长（同生）构造。生长构造有同生断裂和生长背斜。这种生长构造对沉积盆地的形成，沉积相带、矿带的分布，油田的构造圈闭都起到明显的控制作用。同生断裂有不同的成因，归纳起来

可分为两类:一类是由于基底断裂长期发育引起沉积盖层中同生断裂的发育;另一类是在沉积过程中由于重力滑塌、差异压实、塑性岩层流动上拱引起沉积层内发生断裂。

同生断层是断层的两盘基准面相对下沉的一种断层,即两盘的下沉速度不一样,一个较快,另一个较慢。因而下降快的一盘岩层的厚度比下降慢的一盘相同岩层的厚度要大。这是鉴别同生断层的基本标志。同生断层在平面上通常弯曲,并且一般趋向与盆地边缘和沉积走向相平行延伸。它们可能呈阶梯状排列,形成地堑。在剖面上,断层面通常较陡,随着深度加深而变平。同生断层可引起岩层中的滑塌及碎屑流的沉积。

生长背斜是侧翼上的岩层厚度比顶部要大的背斜,它们随着沉积物的堆积、埋藏和压实而生长。一般说来,背斜的整体都在下沉,但翼部下沉比顶部要快,从而堆积的沉积物厚度大。这种生长背斜,可以通过累积等厚线在平面及剖面图上显示出来。生长构造与沉积盆地的发展有关,多数是由于深处的底辟作用产生的。

第三节 盆地地层格架的建立

进行沉积盆地的分析,不论是利用露头,还是钻孔、测井、地震资料,首要问题是地层划分和对比,建立研究区的地层格架,这是沉积盆地分析和重建古地理格局的基础。

一、地层的沉积作用

沉积作用分为物理的、化学的、生物的三种。从地层的形成方式来看,沉积作用可以归结为垂向加积作用和侧向加积作用两种最基本的方式。

1. 垂向加积作用

垂向加积是指沉积物在地球重力场作用下从沉积介质中自上而下的堆积过程,它是以沉积物"雨"降落方式堆积沉积物的。因此,沉积层是垂向上加积的,这种沉积方式即形成所谓"千层糕式"的地层形式,地层的叠覆原理就是在这种理论的基础上建立起来的。大洋环境、深海、大型湖盆、封闭海盆、潟湖和爆发型火山沉积区是垂向加积作用的主要场所;浊积岩、风暴岩、洪泛岩等序列中的背景沉积、宇宙尘堆积、风成黄土等都是垂向加积的标志性地层记录。垂向加积作用所形成的地层具有以下特征:①未经构造变动和未发生倒转的地层序列,在任何时空尺度上总是上新下老;②连续延伸的岩层界面必然是等时面,主要由沉积速率、气候条件、物源类型、物理条件、化学条件等变化,导致沉积物成分、结构、构造和颜色等特征的变化,故岩石地层单位穿时普遍性原理不适用于垂向加积作用为主的地层;③地层的相变不服从瓦尔特相律,而服从其具体沉积作用的特有规律或具随机性,例如与界线粘土层相关的地层记录。

2. 侧向加积作用

侧向加积作用是指沉积物在搬运营力作用下,沿搬运方向的堆积推移过程,它所形成的原始沉积层是斜列的,即等时面是倾斜的,常见的如曲流河道迁移过程中边滩向凸岸方向加

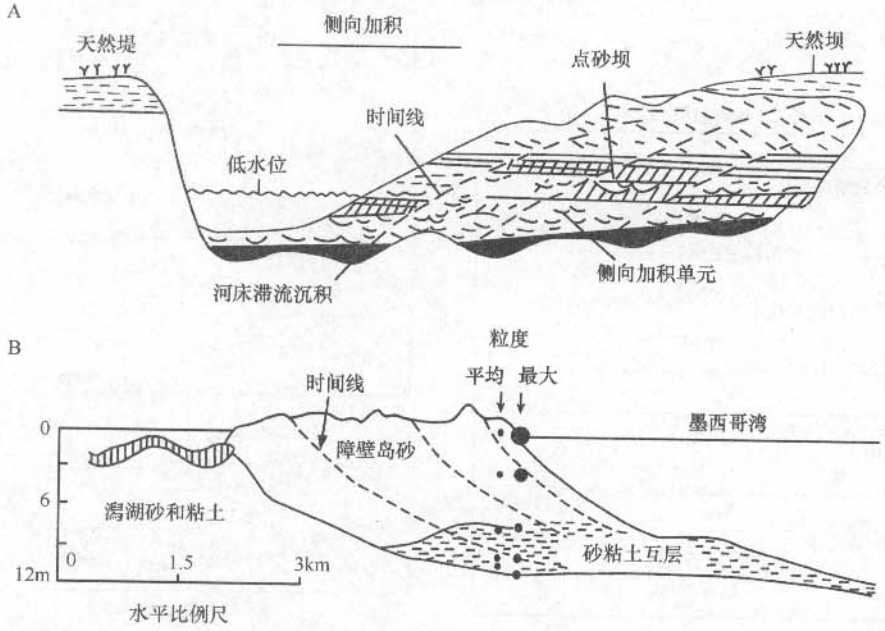


图 10－7　曲流河侧向迁移形成的侧向加积(A)和障壁砂坝向海推进形成的前积(B)
(A 据 Davis，1983；B 据 H. A. Bernard 等，1962，转引自杜远生、陈林洲，1994)

积(图 10－7 A)、三角洲前缘向海方向的加积、砂坝向海推进过程中向海方向的加积(图 10－7 B)以及滨岸沉积在海平面上升时形成的向岸方向的加积，生物建隆在它的筑积速度和海平面上升幅度均衡时以垂向加积为主，而当海平面上升幅度小于筑积速度时就会出现侧向加积(图 10－8)。由侧向加积作用形成的地层记录具有如下特征：①未经构造变动和未发生例转的地层序列，其沉积层是原始倾斜的，即其等时面是原始倾斜的；②在广大范围内连续延伸的相同属性岩层或岩性界面，其穿时性是绝对的，等时性是相对的；③地层的相变符合瓦尔特相律。

3. 海进、海退与地层的形成

海进、海退是地层形成的重要动力过程，不同地史时期，不同环境条件形成了各具特色的记录(图10－9)，其重要特征是若地层层序连续，相序必然连续，相的时空结构服从瓦尔特相律，但其相同属性的岩相界面在斜交和垂直海岸线方向上必定是穿时的，如我国华北地台南部河南、河北一带早古生代的三山子组白云岩就是典型的穿时岩石地层单位。

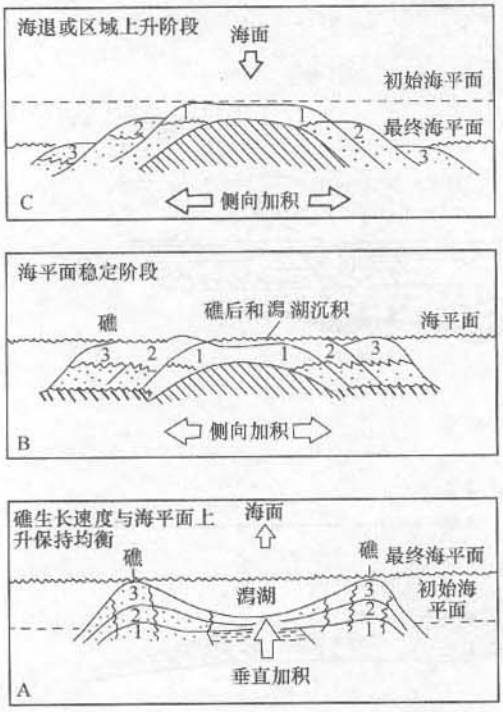


图 10－8　生物建隆(礁)的垂向加积(A)和侧向加积(B、C)示意图

(据 Langman，1981，转引自杜远生、陈林洲，1994)

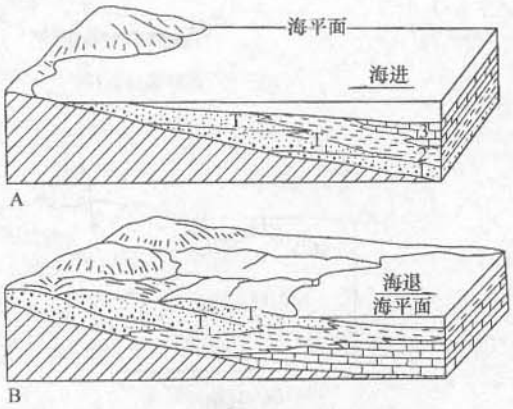


图 10－9　海进超覆(A)及海退退覆(B)与地层相变关系

(据王鸿祯、刘本培，1980)

二、地层对比与地层格架的建立

地层对比是确定不同剖面上地层单位的地层特征和地层层位的相当。由于地层是有不同的属性，划分地层单位的依据不同，故具有不同的地层对比标准，如生物、岩性、年代、磁性、地震反射特征等。层序地层学为沉积盆地沉积地层的对比和建立地层格架及进行盆地沉积充填分析，提供了新的手段，利用层序形成的某一阶段的等时界线，做“瞬时”古地理图，也为古地理研究提供了新的前景。

所谓地层格架是指区域性岩石地层的时空有序排列形式，它可以用一定的几何图形表示。因为时间和空间是两种不同的物理量，所以，地层格架又可分为空间格架和时间格架两类。地层的空间格架又叫作岩石地层格架，或地层的沉积格架；时间格架也可叫作年代地层格架。两类格架中，岩石地层格架为基础，它是客观存在的，是可以根据岩石地层序列的结构和空间排列特征、几何形态、几何关系确定的描述性格架，是沉积盆地分析和沉积地层及沉积层控矿产分布规律预测的基础；年代地层格架是解释性的格架(图 10－10)。

建立区域地层格架，必须了解沉积地层序列内基本不整合界线单位的发育特征，包括其

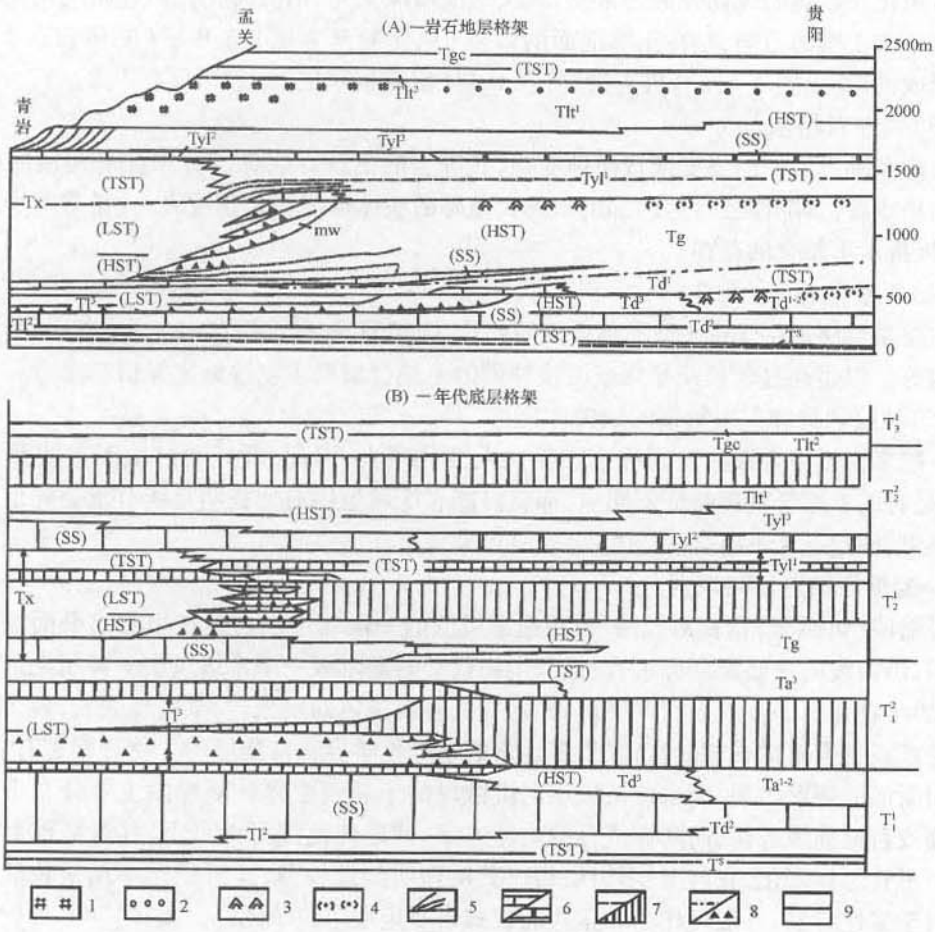


图 10－10　贵阳地区三叠纪地层格架

（据魏家庸等，1991，说明略）

划分、时空分布情况、垂向叠覆及其内部岩石地层的结构、形态、相互关系、侧向堆积规律等。地质填图是主要的地面调查方法，此外还应尽可能综合使用层序地层学、岩石地层学、年代地层学、生物地层学、磁性地层学、沉积学和遥感地质方法。

1. 区域不整合面的识别与追索

（1）不整合面上、下岩层的几何关系

最重要的是向陆方向上覆岩层对不整合面的区域性上超（超覆）、陆架（台地）前缘或盆地边缘的倾斜时沉积岩层对陆架（台地）边缘的上超、对上覆不整合顶超以及上覆地层对不整合的下超等。

（2）古风化壳标志