

碳酸盐沉积和生物礁—国外研究现状 (五)^①

奚瑾秋

刘宝珪

(地矿部地质情报所)

(成都地质矿产研究所)

碳酸盐岩形成和聚积的场所

碳酸盐陆架和台地是生物成因和物化作用形成的浅水碳酸盐岩沉积的主要场所。生物的以及化学的沉积速率主要受到环境因素的控制,如水深、水的清澈度、水温、水能量和大量饱和碳酸盐海水的有效性,象海平面升降和相应的海面波动这类不可捉摸的因素也具有明显的影响。横越典型陆架或台地,碳酸盐沉积物形成的速率发生明显变化,因为生物和物化沉积作用区正是位于沿陆架或台地的向海边缘。向海边缘条件良好,因为这一地带水体能量高,对于产生大量碳酸盐沉积的生物有利。陆架边缘也面临大量的饱和海水,海水温度变化大,有助于化学凝聚作用。陆架或台地中部是生物成因的碳酸盐沉积作用为主的区域,植物可能是它最主要的来源。从边缘向海地区,水体中的浮生植物是碳酸盐的主要来源,沉积物的产出率在数量上低于陆架沉积物产出率几个数量级,而且大部分物质由于溶解作用而散失于深水盆地中。

国外有关专家提出一个“碳酸盐工厂”的概念。这个浅海“工厂”占据大部分浅海陆架-台地,陆架边缘是极高的碳酸盐发育地带,以生物礁和鲕粒复合体为主。堆积在“工厂”区域的碳酸盐沉积物,因为浊流和碎屑流的原故,再往盆地分布,向海滨方向进入潮坪、潮道和滨岸复合体。

生物种类对碳酸盐沉积物的产生所起的作用主要有四类:(1)在碳酸盐凝聚期间,快速形成总体骨架或结壳的造礁生物礁,如珊瑚、珊瑚藻类、苔藓动物、厚壳蛤和层孔虫(James 和 Macintyre 1985);(2)死亡时,分离或将整个骨骼供给沉积物的粗粒部分,如象仙人掌藻、双壳类和三叶虫;(3)死后立即分离形成灰泥,如笔藻属;(4)捕获和粘结细粒沉积物形成席状沉积和叠层石。

大部分浅海陆架的“碳酸盐工厂”产生出以灰泥为主的沉积物。大部分碳酸盐灰泥来自钙质绿藻的分解。虽然这一地带碳酸钙的产出率很可能与向海陆架边缘的产出率完全相同,但堆积速率往往陆架低于边缘一个数量级,因为陆架物质容易进入悬浮状态,在风暴

作用时期向海岸和盆地搬运。沿着陆架,造礁生物或粗颗粒的物化沉淀引起碳酸盐的凝聚。这些碳酸盐沉积物堆积在产出带附近,比起内陆架的细粒沉积物,它们很少受到搬运。珊瑚礁环境的堆积速率每年大于 12mm,表明它们能赶上,事实上超过所有以最快速度上升的海平面。陆架上的产出率高于边缘区的堆积速率说明在漫长的地质时期内,甚至在海面迅速上升期间,碳酸盐陆架或台地是能够保存下来的(表 4)。

表 4 产生和粘结碳酸盐沉积物的现代生物沉积方式以及化石记录中的相应物

现代生物	古代相应物	沉积方式
珊瑚	厚古杯目、珊瑚、层孔虫属、苔藓动物门、厚壳蛤双壳类、水螅虫类	礁、丘的主要组成物常为原地沉积
双壳类	双壳类、腕足动物、头足类、三叶虫和其它的枝节动物	整个保存下来或分裂成碎片形成砂和砾大小的颗粒
腹足纲、底栖有孔虫类	腹足纲、铃纤虫、竹节石类、海底有孔虫类、腕足类	整个骨骼形成砂和砾大小的颗粒
Codeiacean 藻——仙人掌属、海绵	海百合和其它有柄棘皮动物、海绵	死后立即自然分离成许多砂级大小的颗粒
浮游有孔虫类	浮游有孔虫类、颗形石(侏罗纪以后)	盆地沉积中为中砂大小和更小的颗粒
结壳有孔虫类和珊瑚藻类	珊瑚藻类、叶状藻类、renalcids、结壳有孔虫类	在硬底上或里面结壳,形成厚的沉积,死后立即掉下形成灰质砂粒
Codeiacean、笔藻属	Codeiacean 藻类似笔藻属形式	死后立即自然分离形成灰泥
蓝绿藻	蓝绿藻(尤其在前奥陶纪)	捕获和粘结细粒沉积物形成席状沉积和叠层石

碳酸盐沉积物重力流的成因

碳酸盐沉积物重力流沉积物产生于浅水台地边缘。在这种情况下,再沉积碎屑(redeposited debris)主要由浅色颗粒支撑的碎屑构成。另一方面,在深水半岩化碳酸盐斜坡沉积物内产生的海底滑坡能转化为沉积物重力流(Cook, 1979a)。在此情况下,再沉积碎屑大部分呈深灰色到黑色的灰泥支撑的碎屑。Cook 等人讨论了产生沉积物重力流是台地边缘起源的重要性问题。它们是:(1)生物礁或滩边缘物质的解离;(2)块体运动的触发;(3)海底搬运机制以及沉积机制。

台地边缘物质的解离 主要来自台地边缘的形状不规则、大小不等的碎屑,通常是亮晶胶结的颗粒岩和粘结岩。这说明广泛胶结作用普遍发生在破裂和搬运之前。厚达 20—50m(或更厚)的已胶结的岩石,其破裂必定发生在一些生物礁和台地边缘(Moore 等, 1983)。业已提出的下列几种破裂机制:(1)地震;(2)建隆边缘上的风暴浪或海啸作用;(3)易破裂、不稳定、超负荷或陡峭的建隆边缘的重力作用;(4)滑坡或滑塌块体搬运期间;或(5)在长期海平面相对下降时期,近地表侵蚀作用使建隆边缘喀斯特化,结构变脆弱。

块体运动的触发 无论是搬运机制的一般类型,还是碎屑及其基质内部流动的本质,首先是需要某些机制来触发块体流动或搬运。任何减小颗粒间或岩块间和底质间抗剪强度或降低固体密度的因素,都将有助于触发块体运动。可能触发块体流动或块体运动的机制大

概有：(1) 沿断崖的断层作用；(2) 沉积因素或成岩因素引起的台地边缘重力不稳定性；(3) 风暴浪作用；(4) 地震；(5) 海啸；(6) 迅速沉积期间和/或地震期间孔隙压力的增加。

台地边缘不稳定性可以发生在生物礁和/或碳酸盐沙洲在斜坡沉积物上向海进积时期。地震或海啸可能解离台地边缘的大部分。风暴和巨浪可能移动小的砾石或偶然移动大岩块。但是，不可能触发块体流。现在普遍认为地震是触发海底块体运动的重要因素。正如对某些太平洋生物礁进行观察和解释的一样，地震也能触发某些生物礁边缘滑塌。海啸能将巨大的动能传递给建隆，尤其在海啸后的涌浪阶段。海啸引起的涌浪能触发岩屑流、滑塌，如存在峭壁，还会触发岩崩。

碳酸盐等深积岩

根据确凿的碳酸盐等深流沉积是很稀少的。由于缺乏很好的古水流资料、清晰的相组合关系、区域斜坡走向，因此，人们常常把悬而未定的等深积岩归于其他成因。

据 Cook 等人 (1983) 对内华达州下奥陶统 Hales 石灰岩上部层段的研究，该层段为等深流沉积的砂屑灰岩和远洋、半远洋灰泥岩。这些砂屑灰岩产生于向北延伸的古生代大陆斜坡的上部，并夹有远洋和半远洋灰泥岩层。组成砂屑石灰岩的颗粒是浅水成因的藻颗粒。

发育流动波痕的砂屑石灰岩，其古水流资料表明，水流方向朝北与古斜坡平行（即：近似地垂直于碳酸盐块体搬运沉积物的古水流方向）。Cook 和 Egbert (1981b) 指出，波痕砂屑石灰岩并不是泥质浊流的产物。下面几点说明了一个不同的成因：(a) 分选好；(b) 普遍缺乏灰泥基质；(c) 顶底突变接触；(d) 侧向连续均匀间隔的波痕；(e) 搬运方向与斜坡平行。这些沉积物很可能是紧靠底部的强烈等深流（即：15—30m/s）对以前再沉积物簸选的结果。白垩纪大陆斜坡上的类似石灰岩层就属于等深流沉积成因的 (Bein 和 Weiler, 1976)。

泥盆纪碳酸盐滨岸沉积体系的相分析 ——以意大利北部为例

目前对高能潮间带碳酸盐的性质和内部特征已十分了解，但是对碳酸盐海滩层序的详细研究资料至今尚未报道过。实际上，由于缺少高能低能滨岸层序之间典型的深积构造和亚相的比较，影响了在岩石记录上对它们的辨别，结果很可能将潮间带的颗粒岩单元误认为潮下带单元 (James, 1980)。

G. Galli 研究了古海滩沉积环境内的相和相序。研究区位于意大利 Carnic Alps。研究层序将近 60m 厚，属于海退层序部分，位于礁坪相之下，双孔层孔虫属石灰岩之上，代表内泻湖相 (Galli, 1985a)。整个层序时代属 Givetian-Frasnian 期，发育在障壁后面，为泻湖环境，被认为是沉积于开阔海洋内浅水石灰岩建隆中的环礁 (Galli, 1985a)。研究剖面最突出的特征是：在露头、标本和微相大小方面，纵向和横向的岩性变化频繁。由于覆盖、断层、裂缝、后生白云石化作用、缝合线、重结晶以及地表风化，影响了对沉积构造的辨别，使其露头变得极差。因此几乎对所有的岩层都进行了取样，通过对微相和露头的观察来确定相和相序，并用统计学原理进行补充。借助于沉积构造和生物相特征组合，对单个相和相

序进行了解释。对现代和古老陆源滨岸以及各种浅水环境进行了比较,以便确定出滨岸相的探索性模式。这一比较是基于这样一种逻辑假设,即不管所含的物质是什么(碳酸盐岩或硅质碎屑),碳酸盐海滩的作用过程与陆源滨岸是一致的。

一、沉积相

临滨环境 处于潮下带区域,海滩的向海方面,以波浪和沿岸流为主。相带范围从波浪作用带下限到碎浪带下限。既然如此,它就由高能潮下单元组成(开阔泻湖相、腕足沙坝和内碎屑微晶砾屑灰岩相)。它们形成于相邻的礁坪障壁开口处。由于含原地底栖化石,被判明为潮下相带。临滨环境所出现的相序见图 15。

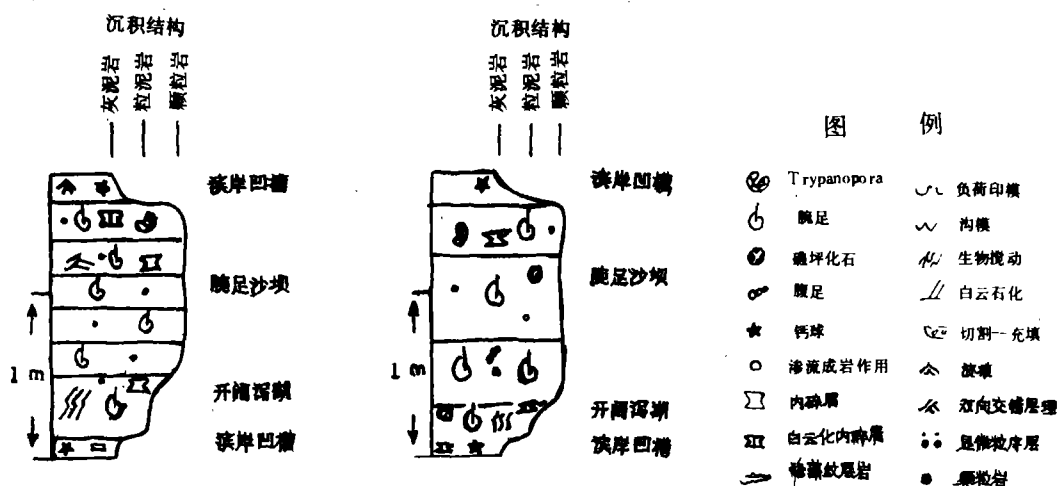


图 15 临滨沙坝相序

不同的化石成分与离礁坪环境的不同距离有关。顶部附近出现的 *Trypanopora* 与水动力能量纵向递增相符 (cf. Galli, 1985a)

开阔泻湖——描述

此相由大量含化石的、被生物搅动过的粒泥岩组成。存在丰富的、杂乱堆积的和未分选的 *Trypanopora* 和腕足贝壳(主要有 *Stryngo-cephalus* 和 *Pentamerus*) 以及少量的海百合, 偶见单体珊瑚、腹足和未定种属的床板珊瑚类。泥晶包括泥晶 I 和 II 两种 (Folk, 1959)。层厚 0.20—1.5m。

开阔泻湖——解释

这些岩层表明,沉积作用发生在开阔的、搅动过的充氧环境。厚壳腕足类 (Epstein, 1970; Sodero 和 Hobson 1979) 以及 II 类泥晶 (Folk 1959) 和生物搅动作用, 海百合、珊瑚和 *Trypanopora* (Mistiaen 和 Poncet, 1983; Galli, 1985a) 的发育可以证明这一点。并且认为 I 类泥晶和薄壳腕足动物的出现显示出从开阔泻湖到安静环境的过渡。这一环境被称为开阔泻湖或接近入口处的边缘海湾(中一大的潮差表明存在进潮口)。腕足动物和 *Trypanopora* 呈斑状的、特殊的“原地”堆积产状表明,该环境属潮下带。特殊种群的出现和结构上的分带性,说明开阔泻湖相当大而深。

腕足沙坝——描述

腕足贝壳层, 0.20—1.5m 厚, 含分选好的贝壳, 其中既有有铰贝壳又有无铰贝壳。岩层上部首先发现 *Trypanopora* 以及大量的内碎屑和腕足贝壳。次要组分有海百合。叠瓦作用频繁。常见示顶底构造。胶结物为亮晶白云石。在部分岩层内可见到平面和双向交错层理。

腕足沙坝——解释

这些岩层与早期的 (Kreisa, 1981) 沿岸潮汐沙坝有关, 是由开阔泻湖中腕足动物的生物堆积形成的。水动力能量强烈, 足以形成牵引搬运构造, 比如叠瓦构造和双向交错层理。根据沙坝顶部附近 *Trypanopora* 的产状、分枝状化石比椭球状化石的搬运缓慢 (Galli, 1985a、b), 可以证明从下到上岩层形成的水动能递增。然而, 提出这种缺乏搬运作用的原因是由于有如下这些特征: 层薄; 层厚分布与开阔泻湖相相同 (图 16); 原地生长的、相同的动物群组分; 以及与现代开阔泻湖沙坝所做的比较 (Ball 1967)。

内碎屑微晶砾屑灰岩相——描述

此相包括薄层状的内碎屑微晶砾屑灰岩, 含 2—3cm 大小的砾级板状内碎屑, 磨圆差, 与层理平行或呈低角度的斜交, 分选性差, 填充也不好。它们大部分为暗色泥晶灰岩。内碎屑亮晶灰岩以及核形石泥晶灰岩 (oncomicrites) 砾屑仅偶然出现。动物种类包括生物碎屑、腕足个体, 在腕足体腔中形成示顶底构造并与层面斜交。还有钙球、珊瑚和双孔层孔虫。

内碎屑微晶砾屑灰岩相——解释

内碎屑微晶砾屑灰岩相在岩石记录中相对少一些。它们所代表的沉积是由于能量条件逐渐增加的结果, 足以准同期地磨蚀来自泥底的碎屑, 但不能挟带走泥。此相几乎仅出现于开阔泻湖相顶部临滨沙坝中 (图 15)。化石和碎屑似乎经历过局部改造。

前滨环境

前滨环境包括潮间各亚相。其特点在于结构、粒度、泥晶基质和亮晶胶结物的岩性变化大。泥晶基质相归入前滨沉积一类, 因为它们两者间存在密切的共生组合。另外区别出若干亚环境, 细分为前滨下部和前滨上部相。前滨环境的相序实例见图 17。

前滨下部 (包括滨岸凹槽相、滩脊相、生物碎屑浅滩相和内碎屑浅滩相)

滨岸凹槽相——描述

此相包括含化石少的, 成层性好而薄的黑色泥晶灰岩和少许微晶白云岩夹砂屑石灰岩。化石为分散的钙球、介形类和 *Trypanopora* 以及薄壳腕足类。发现有黄铁矿、有机物质层和少量毫米厚的藻席纹层。其它沉积构造包括垂直生物潜穴、软砾石 (soft pebble)、波状纹理、火焰状构造、扁平砾石砾岩层 (由细砾碎屑与 *Trypanopora* 生物体混合而成)、流痕和砾石群。特征为内碎屑层和生物碎屑层间互。

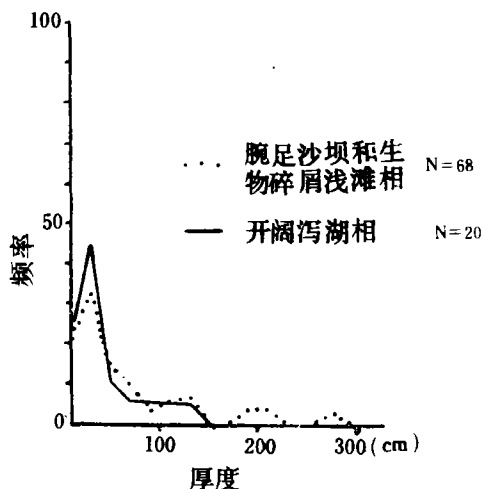


图 16 腕足沙坝、生物碎屑浅滩和开阔泻湖相的层厚分布。临滨相显示出相同的频率分布

内碎屑夹层薄到极薄。夹层下部与泥晶单元接触遭到剧烈侵蚀。这些夹层可能具正常粒级递变或无粒级递变,分选好,具微漂移沙纹交错层理。

生物碎屑夹层的厚度变化很大。某些地方可看见碎屑夹层迅速变薄成泥晶灰岩相。化石或是双孔层孔虫,或是腕足,少量的双孔层孔虫、珊瑚、海百合和 Trypanopora。由黑泥晶灰岩组成的内碎屑,磨圆差,呈不规则形

态或板状。异化颗粒在某种情况下呈叠瓦状,具有遮蔽孔隙胶结物。部分厚薄不等的岩层呈向上变细的层序。一个理想层序是由两个单元组成:(1)下部为暗色砂屑石灰岩层,由腕足类构成,偶见珊瑚、海百合、钙球、似球粒和生物似球粒碎屑以及内碎屑;(2)上部为较薄的层,含薄壳和厚壳的无铰腕足贝壳。这部分迅速递变成含薄纹层的泥屑灰岩。

滨岸凹槽相——解释

此相为潮间带环境,具有如下证据:垂直潜穴、岩相变薄,与其它潮间带内碎屑相紧密共生,并且缺少化石。黄铁矿层和钙球以及介形类组合证明该环境是半封闭的。具有栅栏胶结物的毫米大小的藻类纹层同样证实了这种局部受限的间隙环境。此相为潮间凹槽,其范围和深度取决于局部内碎屑浅滩的形态。作为防护障壁的高地,既可限制食物的供给,又可抵御强烈的风暴袭击。表现为生物碎屑颗粒岩夹层,具体有下面的特征:底部突变接触,出现贝壳层和纹层灰泥层偶,具粒序构造,下伏泥中有逃逸迹,动物组分不相同,具屏蔽效应,略似浊积岩沉积。在部分岩层中可细分出粗粒和细粒层单元,这可能是由于骨骼物质的迅速侵入,加上波选产生的碎裂作用形成的。大量的砂屑灰岩与泥晶灰岩互层也是由于不稳定的床底与上部流态颗粒流作用的结果。在涌浪下降过程中,形成粒序层理和微漂移沙纹交错层理。波状纹理、砾石碎屑、软砾石、流痕、不对称波痕和毫米厚的钙球条带,都证明了沉积物的搬运是借助于下部流态和解潮期间的波浪作用所进行的。由于藻席不发育,底部易于冲刷。这是因为觅食活动垂直潜穴和砂屑的频繁移动妨碍了藻席的形成。

滩脊相——描述

此相包括分选差、不规则的、浅灰色的粗粒内碎屑颗粒岩和泥粒岩,厚 3m。内碎屑的成分有泥屑石灰岩和白云质灰泥岩。虽然观察到部分磨圆较好的微晶白云岩碎屑,但总的说来磨圆差。碎屑的圆度和扁平度与块状或纹层状沉积物的侵蚀有关。在有生命的环境中未发现动物群。生物碎屑以腕足类、Trypanopora、海百合、钙球和少量四射珊瑚为主。腕足屑偶然可形成紧密堆积,不具示顶底构造。可观察到各种沉积构造,如泥裂处的渗流粉砂、切割充填构造、准同生白云石、假鲕边缘胶结物(frining cement)和拱心石晶洞,粒级递变,平面和高角度的交错层理,双向大波痕,由扁平砾石组成的砾岩以及扇形面。

滩脊相——解释

发育有扁平砾石组成的砾岩、扇形面、边缘胶结物、拱心石晶洞和渗流粉砂、出现不

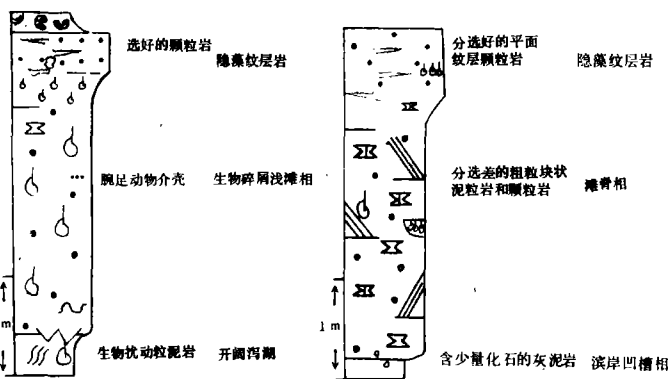


图 17 风暴沙坝序列(左)和海滩沙坝序列(右)

同的结构、缺少粒度特征 (Davis et al 1972), 表明为海滩环境沉积产物。切割充填构造和平缓的波痕脊 (扇形面), 可能是低潮时由于裂流分散松散沉积物而产生的 (Rohel, 1967; Cook, 1970)。结构和粒度变化大、岩层不规则以及各种块状层理类型表明, 沉积作用发生在上部流态复杂的水动力状态下, 是障壁岛迁移的结果。

生物碎屑浅滩——描述

此相为浅灰色岩层, 几乎全为腕足碎屑组成, 夹在滩脊相中。厚度变化大, 从几厘米到 3m 不等。其它组分有生物球粒、内碎屑, 多数是微晶白云岩形成的, 而且分选差。此相类似腕足沙坝相, 由腕足类贝壳组成。主要差异为构造上以及内部异化颗粒的组成。从内碎屑含量高 (磨圆和未磨圆的), 腕足含量低就可看出这一点。其它差异不出现在同一岩层, 主要是缺少碎裂作用, 贝壳定向性差, 或完全不定向。在某些较厚的岩层中观察到内碎屑的示顶底充填, 遮蔽孔隙胶结物和略向上变细的层序。胶结物为亮晶白云石。在部分较薄的岩层顶部发育有很薄的硬质层。

生物碎屑浅滩——解释

沉积构造表明搬运作用发生在高能条件下。大量搬运作用是形成较厚岩层的主要原因。厚度变化被认为汞齐化作用造成的。随着向滨线接近, 水深降低, 层厚增加。由于强烈的波浪作用和碎浪带缺少灰泥, 产生出硬质岩层。此相衍生于碎浪带临滨腕足沙坝的再沉积作用。

内碎屑浅滩——描述

此相为薄层或块状岩层, 由内碎屑颗粒岩和白云化的内碎屑微晶砾屑类岩组成。颗粒分选从中等到较差不等。填隙物少, 类似前面描述过的滩脊相。但没有出现其它相常有的夹层。与滩脊相比较, 其它主要差异是纵向相序连续, 隐晶质镁方解石含量较高, 发育 *Trypanopora* 类的“原地”结壳群体, 出现藻类 (*Roeceptaculites*), 大量的海百合和少量的腕足类。能观察到一级低角交错层理 (图 18), 薄片观察 (由厚层岩样磨制的) 使我们推断出一级低角交错层中的二级高角度倾斜前积层。其余构造包括大型切割充填构造, 局限于块状岩层中。它们的内部充填了略不整合的泥晶灰岩层, 然后, 它们通过一个低角度不整合面, 又被块状岩层所覆盖。此相所出现的构造和成分上的垂直变化实例见图 18。

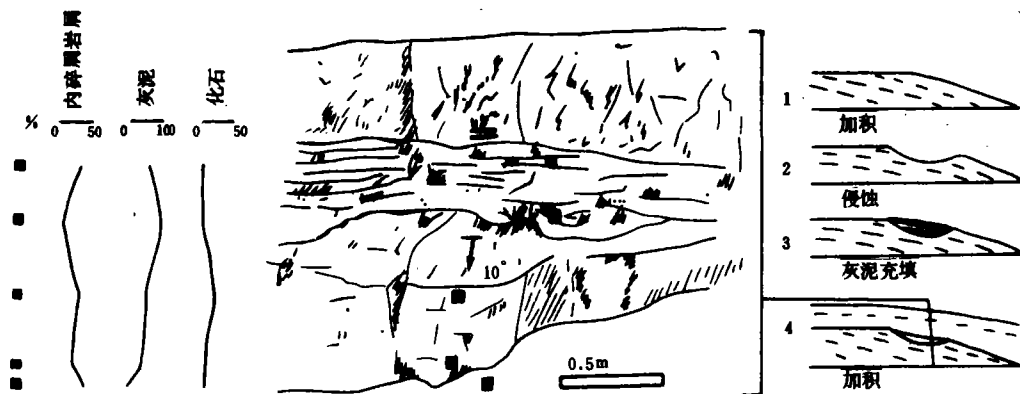


图 18 中部: 表示薄层不整合地覆盖在块状砂屑石灰岩之上的切割和充填构造例子; 左: 显示砂屑石灰岩和薄层之间灰泥、化石的不同百分比的对应沉积模式分析; 右: 表明中部描绘的岩体演化阶段, 包括了加积作用各连续阶段, 其中插入表面海流引起的改造作用阶段

内碎屑浅滩——解释

任何层序的缺失,如块状层理类型和块状岩层中无牵引搬运结构,都暗示了它们的成因是由于高能条件下块状床沙的合并所致。海百合含量高于腕足类,说明物源区接近礁坪环境 (cf. Galli, 1985b)。可以认为这些岩层纯粹是礁坪向泻湖尖灭而产生的。造成砂体(碳酸盐砂体)推进到半局限泻湖中去的现象(与线状沙滩脊和实际的粗砾砂砾垒相比较),将其解释为线状沙质浅滩和砂砾垒 (Scoffin, 1977; Nio 和 Siegenthaler, 1978)。这类岩体的形成是由于加积作用和剥蚀作用联合造成的。加积作用的产生是沙体向泻湖方向尖灭并逐步迁移的结果。折射波和沿岸流可能是导致搬运的原因。在此期间,海百合物质减少,而腕足类物质却随之富集。剥蚀作用阶段包括由波浪作用和生物改造所产生的侵蚀。波浪作用引起的剥蚀作用具体表现为潮间侵蚀,这可能是因为波浪引起的表面海流所形成的,随后冲蚀坑在剥蚀衰减期间逐渐为灰泥充填。石内藻类和 *Trypanopora* 的发育证明存在物的降解作用。假定的横向序列剖面见图 18,它显示出一、二级前积层和切割充填构造。图 19 所示的是近中段部分与半局限泻湖中多次水道冲填所形成的远端部分联系在一起。理想模式是基于滩脊近和远两部分的岩石成分对比,通过现代和古代的线状砂岩滩脊作比较 (Walker, 1980),并根据大堡礁内生物礁中发育的砂砾垒之构造而确定的 (Scoffin, 1977)。

前滨上部

前滨上部为隐藻纹层岩相,相当于海滩沙坝纹层岩 (I 类) 和沙坝脊纹层岩 (II 类)。

隐藻纹层岩——描述

这部分单元覆盖在前滨其它相的上面。其岩相具体表现为浅灰色、分选好的、具平面层理的纹层状白云岩

的内碎屑亮晶灰岩,60cm—1m 厚,夹很薄的泥晶灰岩纹层。泥晶灰岩纹层呈波状,轻微倾斜和呈缝合线似的,犹如马尾丝 (Rohel, 1967)。根据其它特征,在表 1 中作了总结,从最后两栏可看出 I 类类似于 Ginsburg 等人 (1954) 的 I 类以及 Hardie (1977) 的厚纹理和 Davies 的 I 类。II 类极似 Ginsburg 等人的 II 类 (1954) 和 Hardie (1977) 的藻纹理。

隐藻纹层岩——解释

泥晶灰岩和微晶白云岩纹层中有细细的藻丝体痕迹。毛细现象引起的蒸发作用决定了白云石晶体饱和度和以后产生缝合线的压实作用 (Rohel, 1967)。这一切的关键取决于古海底的不规则性。I 类和 II 类之间的差异取决于不同数量的溢流和沉积物供给 (风暴、绕过滩脊和沙坝的水流)、水动力条件的稳定性、界面的不规则性 (有利于沉积物捕获) 以及不同的化学沉淀。这些因素同样地也对低潮水面的差有影响,它决定于距离障壁岛的远近 (见表 5)。因此, I 类和 II 类相应解释为海滩脊纹层和沙坝脊纹层。实际上,在海滩沙坝层序顶部常出现 I 类,而 II 类更多地出在风暴沙坝层序顶部。

各相的相互关系及相序

可以认为有三种向上变浅的相序组成,即临滨沙坝相序、风暴沙坝相序和海滩沙坝相序。它们是各种垂直相组合变化的极端情况。相序的辨别是根据垂向关系和马尔可夫链分

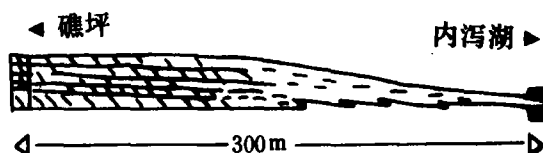


图 19 据推断恢复而成的碎屑浅滩,将近到中部分 (图 18) 与远端部分相连接。图中表示的是低角度交错层理,高角度前积层和被泥充填的渠道

析的结果 (Galli, 1985c)。

临滨沙坝相序 (图 15)

相变表明水动力能量纵向递增。泥晶灰岩中薄而不连续的腕足条带以及颗粒灰岩中出现的人字形和双向层理都证明了潮汐对该相序沉积作用的控制。化石碎裂和内碎屑比例向上增加表明了向上变浅的相序。

风暴沙坝相序 (图 17)

这一相序之所以被解释为风暴沙坝相序, 是因为含有各种快速沉积的特征。这些特征是: 沟槽铸型 (cf. Kreisa)、垫状印痕 (Anketeli et al 1970), 缺少牵引搬运结构和贝壳碎裂现象 (与其它腕足类相比较), 泥质单元和粒状单元之间岩石接触产生强烈侵蚀, 微向上变细的层序 (Specht 和 Brenner, 1979)。腕足介壳夹带物是滨岸环境中强烈冲刷形成的。生物碎屑浅滩上部向板状隐藻纹层岩转化, 即表明了滩脊的成熟期 (Dabrio, 1981)。碎裂作用和细粒岩性的突然增加, 被认为是退潮流将较细粒物质沉积在沙坝顶部造成的。

海滩沙坝相序 (图 17)

模式旋回的变化是由于该相序中生物碎屑浅滩相的比例不同所致。该相序的野外实例见图 20, 它表明在碎浪带渗合在一起的成分不同、成因不同的粒状物质横向上逐步并列, 且部分混合。高能带的强潮流态破坏了高角度交错层理, 这种交错层理是滩脊和流渠相序特有的, 形成于微一中等强度的潮流状态下。受局部浅滩环境和水深控制的各种能量条件便于保护同一水深点上的低能和高能构造 (图 20)。

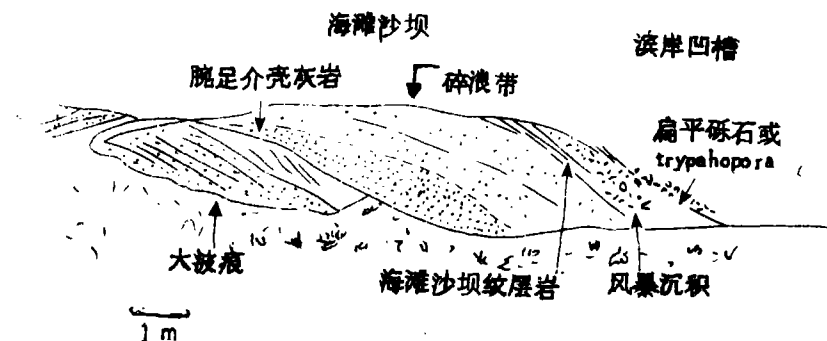


图 20 多层海滩沙坝序列的解释示意图, 它由不同成分的几个岩体并列而成

二、讨 论

理想的高能海滩层序如图 21 所示, 图中标明的腕足类介壳灰岩可能相当于临滨沙坝

表 5 本文中描述的隐藻纹层岩的基本特征

泥晶灰岩纹层组分	厚、泥晶的	薄、常白云化
纹层间的物质成分	球粒亮晶灰岩、粉砂屑石灰岩	内碎屑、生物碎屑、砂屑石灰岩
纹层间间隔	不规则的	规则的
纹层间物质的厚度	0.25cm	1cm
纹层间物质的结构	凝块	具粒序
生物碎屑浅滩夹层	缺少	常见
观察到的最大厚度	60cm	1m
解释	纹层沙坝脊 I 类	纹层海滩沙坝脊 I 类 陆地露头的增加→

相和生物碎屑浅滩相。海滩环境的图解剖面,包括相序类型及各种沉积构造(图 22)。它表明前滨发育于接近受潮汐控制的高能浅海环境到潮下环境,富含腕足类。图 23 是图 22 的放大,表示的是发育在高地形(滩脊、沙坝)和相邻滨岸凹槽侧翼的横向相分带。分选性成分上的变化反映了作用于迎风面(高能条件下的堆积和牵引)和背风面(由沿岸流和旁流所沉积的沉积物)的不同水动力状态。由于另一滩脊迎风面的加积作用造成滩脊合并,使得迎风面上低能构造发育,或者由于风暴破坏了低能构造,都会使图 22 中的分带更为复杂。

据认为,风暴作用是造成腕足类再沉积的主要因素(Galli, 1985b),而且朝滨岸,在泥质和颗粒单元中表现得越来越明显。可以认为,高能带碳酸盐海滩环境的冲流和风暴是主要的沉积作用,这一点与上面报道的事实和文献相符。

海滩是多相吸收环境,它的成分反映了周围亚环境的成分。与推断的补给物,即“母”相比较(腕足动物坝、内碎屑浅滩相),“子”相(生物碎屑浅滩和滩脊相)似乎含较少或不含“母”相环境的典型化石(图 24)。

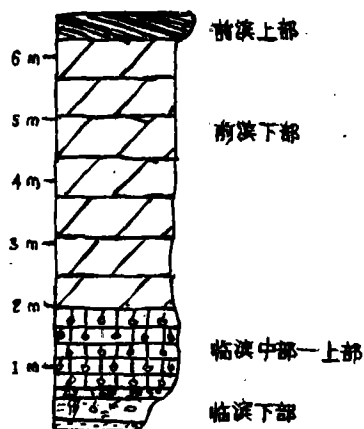


图 21 代表各环境垂向序列的综合地层柱状图, 海滩发育接近在低能潮下泻滩

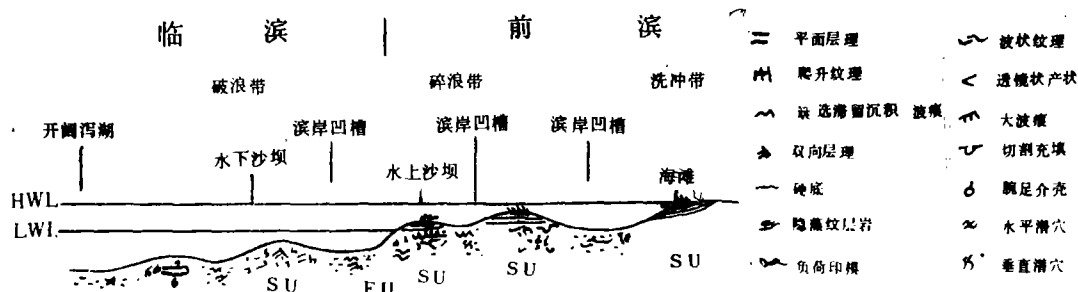


图 22 海滩沉积剖面和某些重要的沉积构造和相的位置

SU 为向上变浅的层序; FU 为向上变细的层序; HWL 为高水位面; LWL 为低水位面

碳酸盐沉积物与硅质碎屑沉积的比较

碳酸盐沉积物的特征(据 Jame, 1979): (1) 大部分沉积物出现在热带浅水环境; (2) 大部分为海相沉积物; (3) 沉积物的粒度通常反映出生物骨骼和钙化硬骨骼的大小; (4) 灰泥的出现往往表明生物大量繁殖, 这些生物的钙化骨骼是由灰泥组成; (5) 浅水灰质砂体主要是由于碳酸盐沉积物局部的物化沉积作用或生物沉积作用所致; (6) 沉积物的局部隆起虽然未引起水动力标志的改变, 但能改变周围沉积环境的特征; (7) 沉积物通常在海底胶结; (8) 沉积过程中沉积物的周期性暴露引起强烈的成岩作用, 尤其是胶结作用和重结晶作用; (9) 沉积物受到低级变质作用后, 各种沉积相标志消失殆尽;

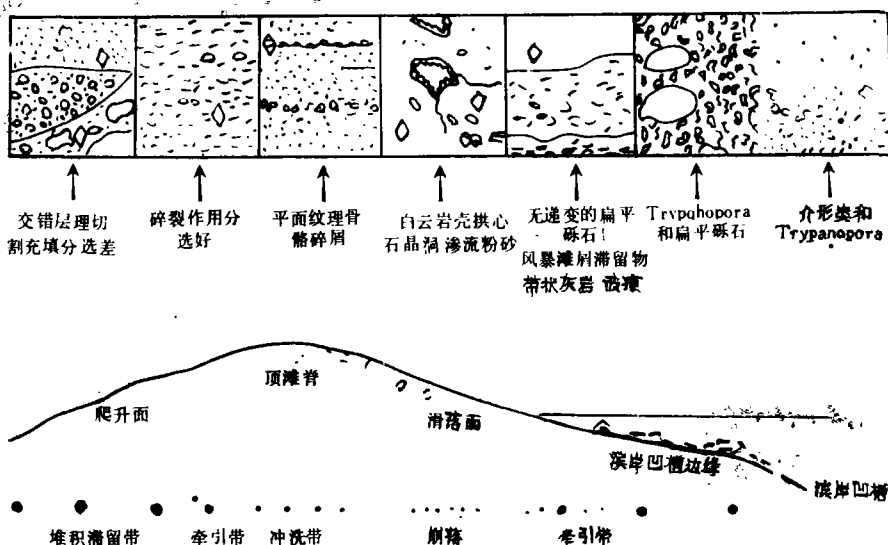


图 23 滩脊(海滩沙坝-风暴沙坝)和滨岸凹槽亚环境的图解剖面。示意从爬升面, 顶滩脊、滑落面到滨岸凹槽的结构和构造带情况。滑落面上的水流方向是倾斜的(沿岸流)或从左到右(旁流)。Trypanopora 的扁平砾岩组合可能与巴哈马沙洲出现的 Cerithidea 组合相当 (Hardie, 1977)

硅质碎屑沉积物的特征 (据 Jame, 1979): (1) 沉积物不受气候的限制出现在全世界各地的不同深度; (2) 有陆相和海相沉积物; (3) 沉积物的粒度反映出环境中水动力能量的大小; (4) 泥的出现表明该沉积物是从悬浮状态下沉积的; (5) 浅水砂体产生于水流与波浪的相互作用; (6) 沉积环境的变化往往是水动力状态的大范围变化引起的; (7) 在沉积环境中而在海底, 沉积物未固结; (8) 沉积过程中沉积物的周期性暴露对沉积物相对无影响; (9) 低级变质作用对沉积相标志影响不大。

从上面的 9 个方面反映出上述两者沉积物之间的差异。Clyde 和 H. Moore (1986) 认为, 它们之间的最根本的差异是: 大部分碳酸盐沉积物来自沉积盆地, 然后再分布; 而硅质碎屑通常来源于盆地外或盆地边缘, 然后进行搬运, 再分布到盆地中。对于硅质碎屑而言, 物源和搬运机理尤为重要。而在碳酸盐地区, 受生物和化学交替控制的沉积速率, 比搬运机理更重要。

然而, 碳酸盐沉积物和硅质碎屑一旦沉积下来, 便会对最后沉积场所中的物理能量产生类似的反映。比如, 低速度的水流可产生小幅度的交错层, 与其中砂粒矿物成分无关。海滩前滨的波浪冲洗作用会造成倾斜纹理, 而且偶见粒序层理, 无论是石英颗粒还是碳酸盐颗粒皆如此。由此得出, 硅质碎屑和碳酸盐沉积物地区所共有的沉积环境, 如沙滩、潮汐通道或潮汐沙坝, 都同样显示出层状层序。值得注意的是, 碳酸盐岩早期海洋胶结物中的晶癖有可能改变潮汐和海滩沉积层序。例如, 胶结层被破碎后, 是以不连续的角砾岩和砾岩的方式再沉积。某些情况下, 早期碳酸盐海滩岩胶结作用可对某些罕见的沉积构造, 如象海滩气泡带或拱心石晶洞, 起到一种保护作用。通常它们在该层序压实作用早期就会被破碎, 而在硅质碎屑中很少受到这种保护。

生物对碳酸盐沉积物成因的影响是不可低估的, 估计现代碳酸盐沉积物的百分之九十到九十五直接来源于生物作用。有的专家认为, 这种比例在过去, 尤其在早古生代可能有所不同, 其中物理化学沉淀作用可能起了较大作用, 但是至少在中生代和新生代这种比例

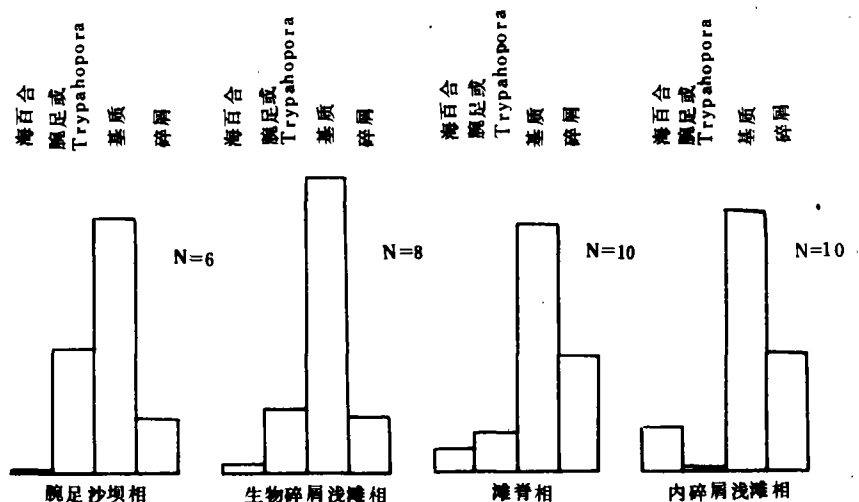


图 24 频率直方图, 生物碎屑浅滩相腕足含量较低, 而且低于腕足沙坝相。滩脊相和内碎屑浅滩相具有相同的化石含量特征, 但是不同化石组分反映出接近礁坪相的程度不同

是正确的。

碳酸盐岩的结构参数不能直接与硅质碎屑的相比较, 因为它们通常反映了完全不同的最终控制条件, 例如, 粒度分布往往既反映了生物在环境中被破碎时的超微构造特征, 又反映了某些生物的实际群体动态 (如有孔虫)。有孔虫属一般具有特殊的粒度总体, 因而, 由某种有孔虫组成的沉积物的粒度分布, 主要反映其群体动态, 而不是沉积场所的能量。所以, 在解释碳酸盐岩层序的粒度分布模式时, 须特别细心。

其它参数, 如圆度, 同样显示了生物的控制作用。硅质碎屑岩中, 圆度可以说明搬运的距离, 而碳酸盐岩中, 圆度受最新骨骼形态 (大部分有孔虫属都是圆的)、超显微结构 (就珊瑚而言) 或形成方式 (如鲕粒、红藻石或核形石) 的控制。

硅质碎屑岩的颗粒成分与沉积物的来源有关, 而碳酸盐岩的颗粒成分直接与沉积环境相联系, 因为沉积环境控制了沉积场所中生物群落的组份。因此, 碳酸盐岩的颗粒组份是解释沉积环境的有用工具。

总之, 碳酸盐岩层序的沉积作用控制模式这一概念是能够成立的, 与硅质碎屑极为相似。但是, 从结构上分析这些层序时需多加注意, 因为部分生物作用产生的碳酸盐沉积物可造成硅质碎屑环境中一般不会出现颗粒结构和组构。

碳酸盐沉积物基本的原生性质, 在很大程度上决定了海洋碳酸盐沉积物的最终大规模沉积方式。

主要参考资料

- Brown, Robert J. et al., 1986, Research Methods Papers. Journal of Sedimentary Petrography, 1986, Vol. 56, No. 4, pp. 538—568.
- Galli, G., 1986, Facies analysis of a Devonian carbonate shoreline system (northern Italy). Sedimentary Geology, 1986, Vol. 46, No. 1, pp. 91—110.