

淤泥质海岸的沉积和砂体*

李从先 李 萍
(同济大学)

我国淤泥质海岸长达2000公里,是世界淤泥质海岸分布最广的国家之一,是认识世界该类海岸沉积规律必不可少的重要组成部分。淤泥质海岸的研究能为古代同类沉积体系提供对比模式,预测若干沉积矿产的分布,具有重要的理论和实际意义。本文根据多年野外工作成果而写成,旨在对我国淤泥质海岸沉积的几个问题作初步探讨。

一、影响淤泥质海岸沉积的因素

1. 潮汐

潮波进入浅海区发生变形,涨落潮历时不等,落潮历时一般大于涨潮,河口地区尤为明显。涨落潮历时的差异产生了涨落潮流速的不等,涨潮流速一般大于落潮(表1)。因此,涨潮流较落潮流有更大的挟沙能力,涨潮挟带至潮间浅滩上的泥沙超过落潮带走的数量,致使淤泥质海岸不断淤积前展。此外,近岸地带潮波具有驻波性质,高、低潮时流速最小,涨、落潮过程中流速较大,高潮憩流是涨潮带来的物质大量落淤之时。

表1 苏北北部一个潮周期内涨落潮平均流速对比表

编号	潮差 (米)	涨潮流速 (米/秒)	落潮流速 (米/秒)	涨/落潮 流速比值	风向	风级
1	2.70	1.15	0.85	1.42	W	2-3
2	2.36	0.81	0.73	1.11	NW	2-3
3	1.79	0.92	0.56	1.64	S	3-4
4	2.07	0.60	0.56	1.07	SE	3-4
5	1.93	0.69	0.54	1.28	E	1-2
6	1.46	0.58	0.44	1.32	NW	3-4
7	2.59	0.76	0.58	1.31	SE	3-4
8	2.36	0.76	0.71	1.07	NW	2-3
9	—	0.68	0.54	1.42	—	—
10	2.69	0.64	0.77	0.83	SE	2-3
11	—	0.48	0.46	1.05	—	—

淤泥质海岸上,潮流速度有向岸逐渐减小的趋势。在渤海湾西部,同步水文观测结果表明,潮下带测站的流速一般超过低潮线测站,而后者的流速又大于潮间带,反映了自海向陆潮流减小的趋势(图1)。其中潮间带测站低潮时无水,流速过程线为一不连续的曲线。潮流流速的变化直接影响淤泥质海岸沉积物的分布。

* 文中微体古生物由汪品先、闵秋宝同志分析鉴定,附图由何福英同志清绘、谨此致谢。
本刊编辑部收到稿件日期:1980年10月20日。

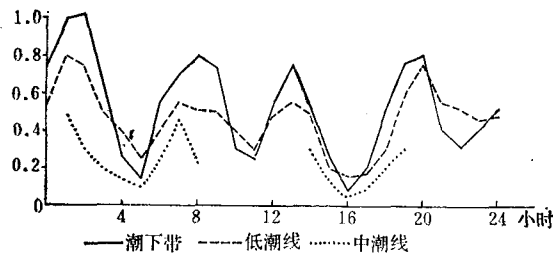


图1 渤海西部淤泥质海岸不同部位潮流速度

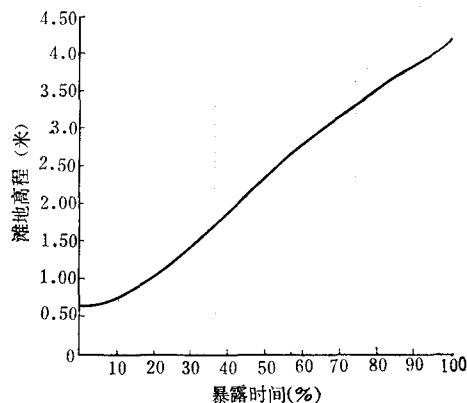
2. 波浪

我国淤泥质海岸滩坡异常平缓(表2),外海传来的波浪通过宽广低平的淤泥质潮间浅滩,底磨擦使波能逐渐减小,到达高潮线几乎消耗殆尽,因此波浪对海底的作用以低潮线最强,向陆逐渐减弱。

表2 潮间浅滩平均坡度

地 区	南 堡	北 堡	塘 沽	歧 口	赵 家 堡	瓯江南岸
坡 度	0.3/1000	0.5/1000	0.8/1000	0.6/1000	0.9/1000	1/1000

潮间浅滩的侵蚀和堆积通常与潮差大小的关系不明显,但与风浪的关系极为密切。长江南岸1979年4月20日为寻常潮,潮差中等,但连续数日的7—8级东南风,滩面便受到侵蚀,坑洼和陡坎普遍分布在潮滩中、上部,滩面沉积物变粗,砂带增宽。同年5月20日,同样为寻常潮,但连续数日风平浪静,潮滩普遍沉积灰黄色淤泥层,仅在潮滩下部有较窄的砂带。根据浙江温州永强区潮滩连续定位观测,1964年第四号(7月3—5日)、第六号(7月14—15日)和第十六号(8月17—20日)台风影响该地,巨大的涌浪曾使滩面冲刷降低,砂质沉积物增多,砂带增宽。风浪过后,滩面迅速沉积厚达10—15厘米的淤泥层。高潮线附近,暴风浪时滩面侵蚀,海堤破坏,产生泥砾,这同样反映了波浪的作用。由波浪对潮滩的作用判断,波浪仍然是淤泥质潮滩冲淤变化的主导因素,同时对潮滩沉积物的粒

图2 塘沽地区潮坪不同部位暴露时间曲线
(高程:海图深度基准面以上)

度分布起控制作用。

3. 潮间浅滩暴露时间

潮间浅滩各部分淹没和暴露的时间差异很大,这直接影响环境的生物化学过程,细粒沉积物的缩水固结不仅产生特殊的沉积构造,而且使滩面不易受到冲刷。潮滩的暴露时间取决于潮位的变化,用图解法得出潮滩各部分暴露时间的长短,并以百分数表示之(图2)。如图所示,自低潮线向高潮线暴露时间逐渐加长,但并非直线变化,潮滩上、下部变化慢,中部快。潮滩上部暴露时间一般超过70%,中部暴露时间约30—70%,下部不足30%。

二、沉积物的特征和分布

根据潮位、淤泥质海岸通常划分为潮上带、潮间带和潮下带。其中,潮间带沉积作用比较活跃,变化明显,而且易于观察,它是联系潮上带和潮下带的枢纽,也是认识淤泥质海岸沉积规律的关键,现重点分析如下:

1. 潮间带沉积

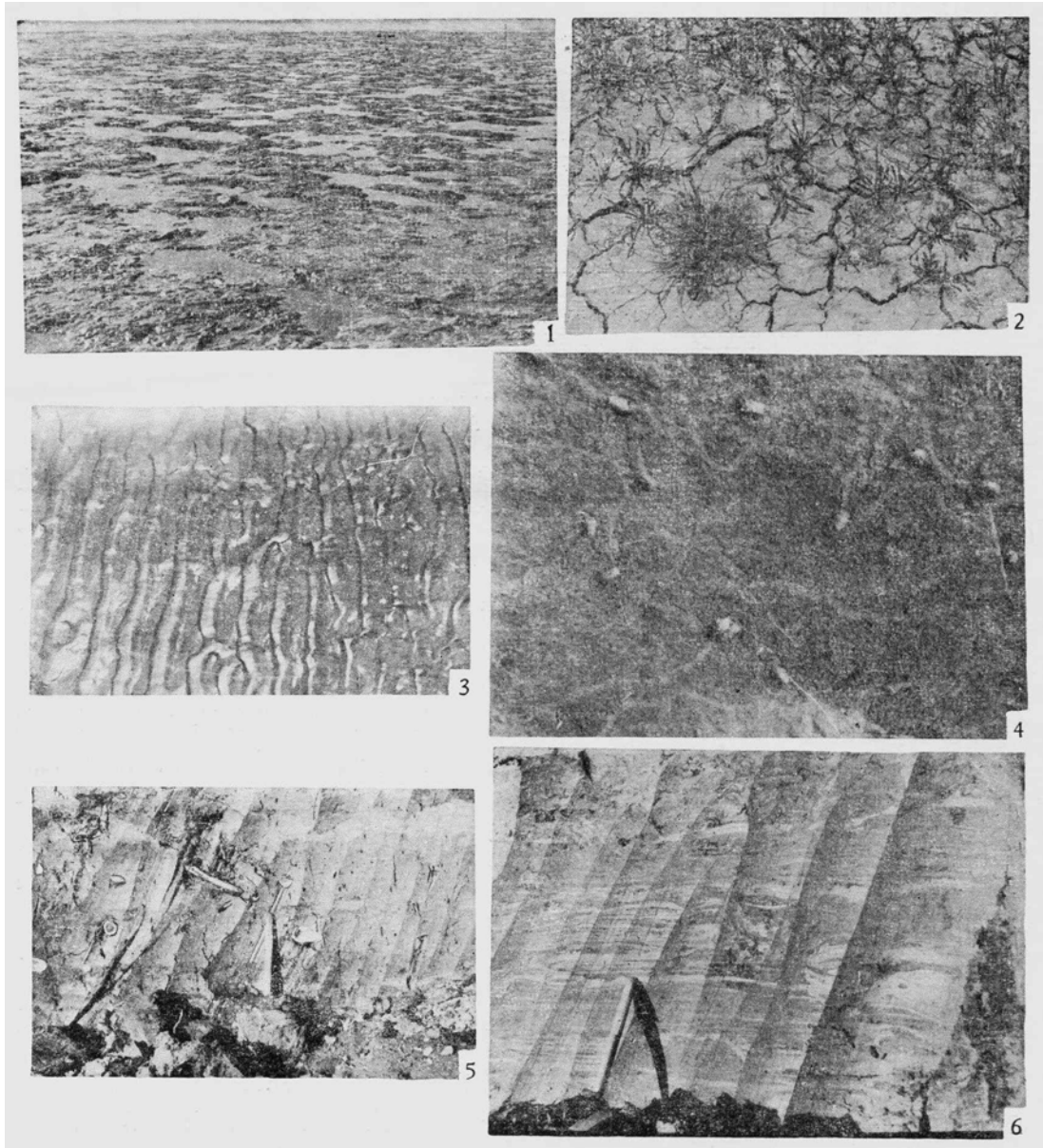
潮间浅滩沉积物的分布是水动力强弱的直接反映,波浪、潮流等主要动力因素都是自低潮线向高潮线逐渐减弱,沉积物逐渐变细(表3)。但是,沉积物沿潮间浅滩剖面上的变化情况各异。其分布基本上有两种类型,一类潮间浅滩可以清楚地划分为三带,上部为泥质带(照片1),中部为砂泥混合带,下部为粉、细砂带,如渤海湾西北部南堡至新华港一带,它们与欧洲北海沿岸的潮间浅滩相似^[5];另一类沉积物虽有向低潮线变粗的趋势,但至低潮线仍然为粘土质粉砂或粉砂质粘土等细粒物质,这大多出现在潮下带有多列砂堤或砂质物源较贫乏的地区,北堡和赵家堡可分别作为它们的代表(图3)。浙江沿岸潮间浅滩中部往往为砂质沉积物,而其下部却为泥质沉积,这种情况将在滨外堤一节中讨论。

表3 潮间浅滩沉积物粒度变化

地区 \ 部位	上部	中部	下部
新华港	7.8 ϕ	—	2.9 ϕ
南堡	6.4 ϕ	5.0 ϕ	3.6 ϕ
塘沽	7.5 ϕ	7.1 ϕ	3.7 ϕ
岐口	6.9 ϕ	6.4 ϕ	5.7 ϕ
赵家堡	8.1 ϕ	6.7 ϕ	6.1 ϕ
长江南岸	7.1 ϕ	4.8 ϕ	4.8 ϕ

表4 潮间浅滩重矿物(0.063—0.125mm 粒级)含量变化

地区 \ 部位	上部	中部	下部
南堡	0.21%	1.02%	1.81%
新华港	1.33%	1.68%	3.53%



1. 淤泥质潮间浅滩上部泥质沉积(舟山群岛);
2. 潮间浅滩上部龟裂现象和生长的植物(舟山群岛);
3. 潮间浅滩中部的波浪、波谷中充填泥质沉积物(长江三角洲);
4. 潮间浅滩上的生物爬迹(舟山群岛);
5. 淤泥质海岸上部沉积层中的芦苇根系(长江三角洲);
6. 淤泥质海岸沉积层中的波状层理,中部白色为泥质纹层(长江三角洲)。

潮间浅滩重矿物的含量自低潮线向高潮线逐渐减少(表 4)这与沉积物粒度所反映的水动力强弱变化是一致的。

潮间浅滩各带潮流和波浪的强弱变化使沉积构造发生有规律的交替。潮间浅滩上部淤泥表面常常产生“孤立”波痕,波峰由粉砂构成,波谷仍为淤泥。潮沟内常见微型波痕

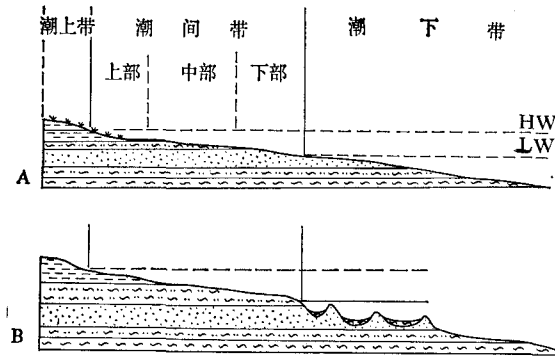


图3 淤泥质海岸沉积物分布图

A. 南堡型; B. 北堡型。

(照片2)。有时滩面发育小波痕,出现龟裂和泥皮。潮间浅滩中部大风浪时发育小型波痕,对称和不对称者皆有,波长8—12厘米,波高1—2厘米,波谷中常充填泥质,平静天气,波痕被新沉积的淤泥覆盖。潮滩下部是波痕发育的地带,不论平静天气或暴风浪时皆可发现,其波谷中也往往充填泥质(照片3)。在砂质沉积物比较贫乏的地区,潮滩下部常形成砂斑,多为圆形,直径50—80厘米,砂层厚约10厘米,小型波痕仅发育在砂斑上,如渤海湾西部。

微体古生物在潮滩的分布有明显的差异。潮滩上部周期性露出水面,接受淡水和大气降水,因而沉积物中有孔虫和有壳变形虫共存,其中部分有壳变形虫为活个体。有孔虫一部分是外海带来的窄盐浅海相属种,如在长江口地区为奈良小上口虫(*Epistominella na-raensis*)、抱球虫(*Globigerinina* sp.)等。另一部分为广盐性或半咸水属种,如毕克卷转虫(*Ammonia beccarii*)、光滑筛九字虫(*Cribrononion laevigata*)等。有孔虫平均壳径在潮间浅滩上部要比中、下部略小(表5)。有孔虫个体的数量随植物的茂密程度而变,当潮滩上部生长芦苇等植物时,有孔虫数量较多,如长江南岸潮间浅滩上部比中部多2—3倍;若植物稀疏,则数量较少,如溇浦地区潮间浅滩上部只有中、下部的三分之一至四分之一。潮间浅滩中、下部有孔虫一般较丰富,主要是当地近岸浅水地区生活的属种,如长江口和钱塘江口以奈良小上口虫和毕克卷转虫为主,渤海湾西部则主要为毕克卷转虫,波伊艾筛九字虫(*Gribrononion poeyanum*)等。在一般情况下,潮间浅滩中、下部不见有壳变形虫,仅在沿岸有低矮山丘,而且潮滩较窄的地区偶有发现,这可能由于水流有较大的搬运能力所致,如浙江溇浦。

表5 潮间浅滩、有孔虫壳径(毫米)的变化

地区	部位	上部	中部	下部
	南汇老港		0.13	0.14
渤海大港		0.21	0.27	0.32

其他生物活动在潮滩各部分亦不相同。高潮线附近芦苇茂密, 向海逐渐稀疏, 最后代之以水生草本植物。生物洞穴多分布在低湿处, 潮间浅滩中部植物消失、主要为生物洞穴, 并常见生物爬迹(照片 4), 潮滩下部则因冲淤变化剧烈而不利于生物活动和生物洞穴的保存。

2. 潮上带沉积

潮上带是一般高潮不能到达, 特大高潮才可淹没的地带, 我国东部沿海潮上带多由海堤保护, 但仍不能种植农作物。潮上带沉积由潮滩沉积转化而成, 但受到更强的氧化。沉积物一般为灰黄、黄褐色粉砂质粘土, 有铁锈斑及铁锰结核, 植物根系发育, 植物碎屑丰富, 含生物贝壳, 大多完整无损。局部仍保留潮沟的痕迹, 低湿处发育生物洞穴。渤海沿岸干旱季节形成白色盐壳, 表层沉积物的含盐度可达 30‰, 其中 NaCl 占 80%, 并有硫化物。

3. 潮下带沉积

潮下带有两种类型, 一种以平稳坡度向海倾斜; 另一种则是水下砂堤和凹槽相间。当潮下带为向海倾斜的平缓海底时, 沉积物的分布有明显的分带性, 但变化趋势与潮间带相反, 由低潮线向海, 沉积物逐渐变细, 最后过渡到大陆架泥质沉积, 渤海湾西部可作为这种类型的实例。当潮下带为砂堤、凹槽相间时, 砂坝由细砂组成, 平均粒径为 $2.1-2.9\phi$, 分选好, 标准偏差为 0.2—0.43。凹槽内为半流动状淤泥质沉积, 平均粒径在 8.0ϕ 以上, 分选很差, 标准偏差大于 3.0。渤海湾西北部即属这一类型。

三、淤泥质海岸的垂直层序

根据长江和滦河三角洲、渤海西部及温州地区潮上带和潮间带近百个 5—30 米浅钻孔和人工剖面揭示, 淤泥质海岸的垂直层序可综述如下:

1. 上段

大致可分为上、下两层, 上层沉积物主要为粉砂质粘土或粘土质粉砂, 平均粒径 $6.7-8.0\phi$ 。发育水平和波状层理(图 4), 以泥质纹层为主。植物根茎发育良好, 芦苇根直径可达 1—2 厘米(照片 5), 并可见虫孔和龟裂填充现象。

下层沉积物为灰色含粘土粉砂, 平均粒径为 $5.4-6.6\phi$ 本层由波状层系和脉状层系交替组成。波状层系厚约 10—15 厘米, 其中泥质纹层厚 0.5—1.5 厘米, 砂纹层厚 0.3—0.5 厘米(照片 6)。脉状层系厚 15 厘米左右, 以砂为主, 泥质纹层厚度 0.3—0.4 厘米、断续分布, 夹有植物碎屑和云母构成的纹层。自上而下, 波状层系逐渐变薄, 以致消失, 而脉状层系逐渐增厚。脉状层系和波状层系分别为大风浪和平静天气的产物^[4]。向下脉状层理的增厚是潮流、波浪对潮间浅滩作用逐渐增强的反映。此外常见变形层理和透镜状层理, 砂质透镜体长 5—8 厘米, 厚 1.5—2.5 厘米。

本段微体古生物具海陆混杂的特点, 有孔虫主要有毕克卷转虫、奈良小上口虫, 介形虫主要为宽卵中华丽华介 (*Sinocytherides latiovata*)、陈氏丰满介 (*Tanella opima*), 同时可见轮藻(受精卵膜)。微体化石组合属河口海湾相, 海相性程度较弱。本段厚 2—4 米。

2. 中段

沉积物为灰色粉砂、平均粒径 $4.7-4.9\phi$, 分选中等, 粘土的含量在 5% 以下, 发育小型交错层理, 层系厚度 2—5 厘米, 偶见泥质纹层, 大多呈凹形, 为典型的脉状层理。个别

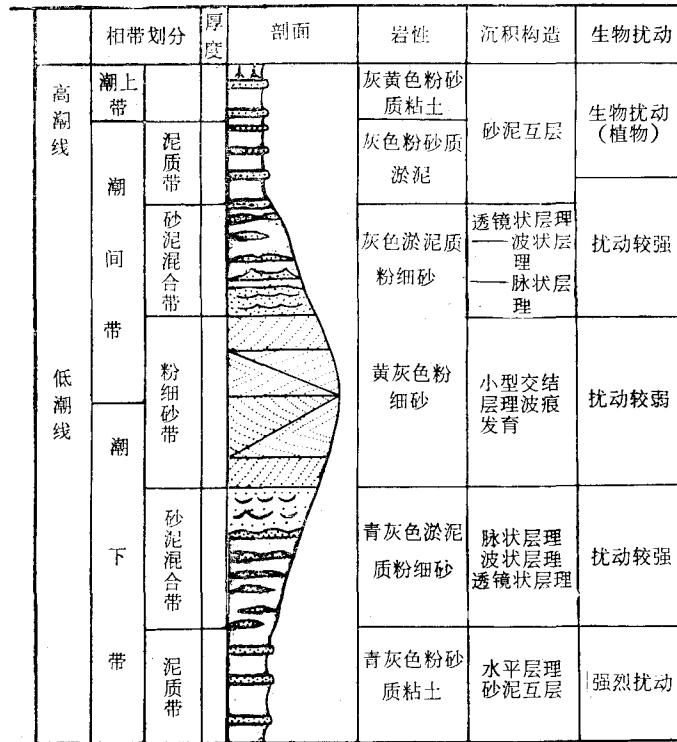


图4 淤泥质海岸综合柱状剖面图

纹层为环状,周围和中间皆为粉砂,直径2.5—6厘米。此外尚有层理褶皱,高4—5厘米,长10—12厘米。见完整贝壳,生物扰动较弱,生物洞穴罕见。在长江三角洲地区,其中的微体古生物具有河口海湾—浅海相的特点,有孔虫主要有优美花朵虫(*Florilos decorus*)、科契箭头虫(*Bolivina cochei*)等。介形虫以浅海相属种居多,如丰满陈氏介、弯脊拟博斯凯介(*Parabosquetina sinucostata*)等。其他尚有棘皮类和海胆刺。生物组合所反映的海相性程度较上段增强。中段属潮间带下部和潮下带上部沉积,其厚度2—3米。

3. 下段

沉积物向海方向由灰色粉细砂逐步过渡到含粘土粉砂、粘土质粉砂及粉砂质粘土。沉积构造由小型交错层理逐渐变为脉状层理、波状层理、透镜状层理和砂泥互层水平层理。生物扰动向海逐渐增强,渤海湾西部尤为明显,这里不仅有贝壳,而且有大量活的软体动物。本段属潮下带沉积,厚度一般超过5米。

纵观淤泥质海岸的垂直层序,大致以中段的中部(相当于低潮线附近)为界,向上或向下沉积物均逐渐变细;沉积构造为小型交错层理、脉状层理、波状层理、透镜状层理及水平层理,反映水动力的作用逐渐减弱;生物扰动逐渐增强,向上主要是植物根系破坏层理,向下则是底栖生物的扰动。微体古生物所反映的海相性程度向上减弱,向下增强。低潮线以上为正韵律,以下为反韵律。淤泥质海岸的垂直层序是由上部的正韵律和下部的反韵律构成的完整沉积旋回,其特点是自下而上沉积物为细—粗—细,沉积构造所反映的水动力作用为弱—强—弱;生物扰动程度为强烈—较弱—强烈;微体古生物组合所反映的海相

性程度则逐渐减弱。

四、淤泥质海岸的砂体

淤泥质海岸存在两种砂体，一种在淤泥质海岸正常发育中形成于低潮线以下，称为滨外堤；在这以后的海岸推进中，逐渐移至潮间带和陆上；另一种在淤泥质海岸受到侵蚀时产生于高潮线附近，可称为滨岸堤，由于海岸的前展，它亦可出现在陆上。这两类砂体有许多共同之处，也有很大差别。就研究程度而言，前者尚少被人注意，后者则研究程度较高。

1. 滨外堤

我国淤泥质海岸滨外砂体在沿海平原、潮间带和潮下带均有发现。它们虽在不同的地区处于不同的部位，但沉积结构说明了其成因的一致性。

(1) 几个实例：浙江瓯江南岸沿海地带为全新世海退形成的滨海平原，海相层厚达 40—50 米。这里分布着三列平行海岸的砂堤，其走向 NE—SW，两列位于陆上，一列在潮间带。第一列位于潮间带中部，东北始于五溪沙村外，向西南至永强盐场外。第二列北起小陡门，向西南经沙村、小塘下直到三甲村，长达 12 公里。第三列自北山下，经寺前街、新城至刘宅，长达 6 公里。陆上砂堤在紧靠瓯江口的地区消失，向西南增高，沙村一带较周围平原高 2—3 米，再向西南，高度再度减小，进而倾伏于潮间浅滩泥质沉积之下，砂层也逐渐变薄，最后尖灭。潮间带砂堤在五溪沙村外高出滩面 2—3 米，特大高潮时才可淹没，向西南渐变为潮间浅滩中部平坦的砂带。砂堤向岸向海均过渡为潮间浅滩泥质沉积。砂堤两坡不对称，向陆坡 3—3.5°，向海坡 6—8°，砂层厚度 5—6 米，向西南逐渐变薄。在五溪沙滨外砂堤上，3.6 米深尚未钻穿砂层。各列砂堤之间，地表以下 3—3.5 米为厚 1—2 米的砂层，连接相邻的两砂堤(图 5)，由灰黄色，青灰色含贝壳粉细砂组成，构成统一的砂层。有时砂堤间的下伏砂层局部缺失。砂层的下伏层为滨海浅海相泥质沉积，而上覆层为潮间浅滩沉积，砂层与二者皆呈渐变关系。

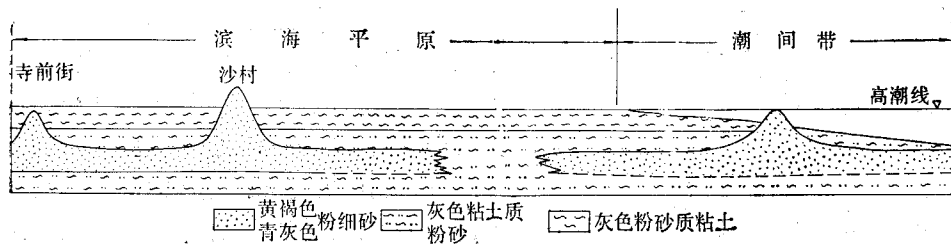


图 5 瓯江南岸砂堤沉积结构图

类似的情况见于渤海湾西岸，这里滨海平原由淤泥质海岸的不断淤积前展而成。在岐口至高尘头村之间揭示出平行海岸的砂堤(图 6, 04 孔)。砂堤由含贝壳的细砂组成，上部为黄褐色，向下渐变为灰色、青灰色，上复黄褐色粉砂质粘土，二者界线明显，下伏滨海浅海相青灰色淤泥质粉砂和粉砂质淤泥。砂堤埋深 1.3—1.5 米，向海坡 3°—4°，向岸坡 2°—2.5°，砂堤向两侧与埋复的粉砂层相连，沉积结构与瓯江南岸砂堤相似。

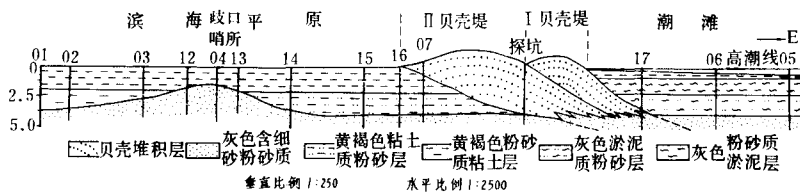


图6 渤海湾西部歧口至高尖头之间垂直海岸实测剖面图

图6 渤海湾西部歧口至高尖头之间垂直海岸实测剖面图

垂直比例, 1:250 水平比例 1:2500

在渤海湾西北部, 详细的测深和采样揭示了潮下带砂堤(图 3B), 它是在潮流和波浪作用下形成和发育的。砂堤亦与潮间带和沿岸平原下伏砂层相连, 构成统一砂层。这不仅为沿岸地带的钻孔资料所证实, 1976 年唐山大地震时, 滨海平原出现棋盘格网状排列的众多喷砂口, 溢出大量青灰色含贝壳的粉细砂, 也充分说明潮下带形成的砂层已推移至陆上。

(2) 滨外堤的形成和发育: 当砂源相当丰富、潮流和波浪作用甚强时, 能够形成砂体。淤泥质海岸上只有潮下带具备这些条件, 潮间带、尤其潮间浅滩的中、上部因砂源贫乏和水动力较弱而不可能产生砂体。潮下带形成的砂体有时单独存在, 有时多列共生, 如渤海湾西北地区(图 3B)。随着淤泥质海岸迅速前展, 砂堤逐渐出现在潮间带, 若砂源仍有供应, 而且波浪作用有一定强度时, 砂堤还可增高, 甚至超过高潮线, 五溪沙村潮滩砂堤即是一例。海岸继续向外推进, 砂堤将出现于滨海平原, 瓯江南岸和渤海湾西部地区均有这类砂堤。其向岸相对移动过程是连续的, 因此这种砂堤并不是海岸线长期稳定的标志。其高度取决于砂量的多寡及水动力的强弱, 同一条砂堤随着远离砂源、其高度减小, 砂层变薄, 由出露地表到倾伏于地下。因此, 这种砂堤高度的变化不能作为新构造运动的标志。

2. 滨岸堤

我国东部淤泥质海岸滨岸堤发育良好, 分布较广, 其典型代表为渤海湾西部之贝壳堤。前人对这些贝壳堤已作了大量工作^[3, 4, 5], 这里补充若干资料, 以进一步证实已有的结论。

(1) 滨岸堤特征: 渤海湾西部有四列贝壳堤, 第四列北起天津育婴堂, 南至静海四小屯; 第三列北起宁河县赵学庄, 南至黄骅县苗庄子; 第二列北起芦台镇, 经泥沽、上古林, 至歧口^[2]; 第一列则位于现代高潮线附近。第一、二列贝壳堤在歧口至赵家堡地区相汇合, 为便于研究, 我们将着重对这一地区进行分析。

贝壳堤宽约 50—100 米, 当两列相汇合时, 其宽度可增至 100—200 米。目前贝壳堤已遭

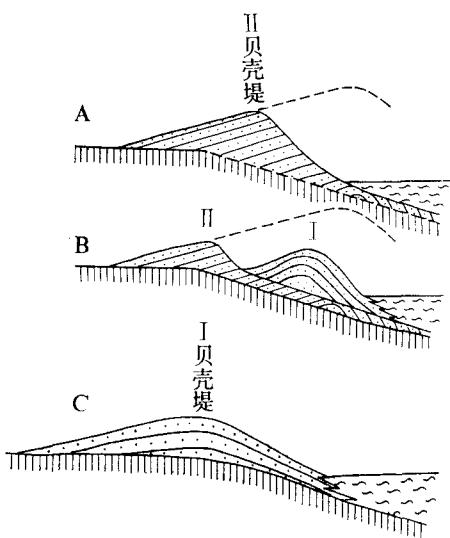


图7 渤海湾西部 I, II 贝壳堤

破坏,大多为残留体,其高度因破坏程度而异(图 7A, B)。因此,似不能根据其现有高度作地壳升降或海面变动的推论。贝壳堤由 90—100% 完整和破碎贝壳组成。贝壳种类众多,两列贝壳堤亦有不同。第二列贝壳堤中兰蛤占 70% 以上(表 6)。第一列贝壳堤以岐口为界,以北的一段与第二列相距较远,贝壳属种与第二列显著不同,以四角蛤蜊为主(表 7);岐口以南的一段则背迭于第二列之上,且后者往往受到侵蚀破坏,因此第一列贝壳堤的贝壳属种出现混杂现象,包含两列堤的贝壳属种。贝壳堤内部的层理构造十分清楚,系由不同粒径的破损贝壳及贝壳碎屑组成,层系厚度 5—10 厘米,上部夹粘土层。沿堤的走向,层理或为水平,或倾角平缓,倾向稳定(图 8),垂直于堤的走向,层理的倾向倾角变化明显:堤的向海坡层理向海倾斜,倾角 5° — 6° ;向陆坡层理向岸倾斜,倾角 6° — 8° ;两坡向堤顶,层理倾角逐渐减小,单个纹层是不连续的,因此贝壳堤内部层理为低角度交错层理,分布呈假背斜状。在贝壳堤受到严重破坏的地区,可以根据原生层理构造存在与否来确定贝壳堤是原生或人工堆积,且可由层理的产状来恢复贝壳堤。

表 6 第二列堤主要贝壳属种

属 种	兰 蛤	织 纹 螺	毛 蚶	纵带椎螺	蛭 螺	牡 蛎	扁 玉 螺
含量(%)	71.0	10.1	6.3	6.3	3.8	1.2	1.2

表 7 岐口以北第一列堤贝壳属种

属 种	四角蛤蜊	蛭 螺	毛 蚶	兰 蛤	纵带椎螺	扁 玉 螺
含量(%)	76.2	11.1	10.6	1.1	0.5	0.5

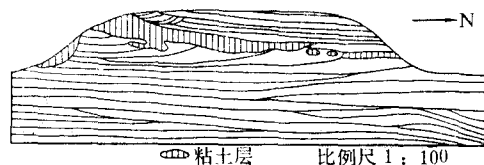


图 8 渤海湾西部贝壳堤内部层理分布图

贝壳堤的接触关系比较复杂,向陆一侧为广阔的滨海平原,沉积物为黄褐色泥质层,坡度 0.1 — 0.2% 。贝壳堤下伏同样为黄褐色泥质层,但坡度增大,根据钻孔揭示,岐口、张巨河、赵家堡地区,分别为 13% 、 14% 、 19% (图 6),显然为冲刷面。贝壳堤向海一侧与潮间浅滩沉积呈相变关系,贝壳层延伸 100—200 米。当第一、二列贝壳堤并存,且后者受到侵蚀时,第一列贝壳堤迭复在其冲刷面上(图 7)。在严重侵蚀的岸段,第二列贝壳堤破坏殆尽,第一列贝壳堤位移,上复在古滨海平原黄褐色泥质层上,但向海一侧泥质层的冲刷面仍然保存(图 7C)。

(2) 滨岸堤的形成:淤泥质海岸滨岸堤的形成和发育与海岸侵蚀所引起的海岸类型的改变有密切关系^[3,4]。渤海湾西部贝壳堤下黄褐色泥质层的冲刷面就是有力的证据。贝

壳堤的产生受黄河改道的控制：当黄河注入渤海，大量细粒物质形成淤泥质海岸，并使之迅速前展；黄河改道由苏北流入黄海、渤海湾西部沿岸因物源不足而侵蚀后退，此时滩坡变陡，水动力增强，细粒物质被带走，贝壳等粗粒物质富集于高潮线，形成贝壳堤，海岸具有砂岸特点，此时贝类大量繁殖，为贝壳堤提供了补充来源。当时沿海岸剖面沉积物的分布是不连续的，砾级贝壳向下突变为粉细砂，这可能与贝壳的水动力特性有关。渤海湾西部常见贝壳的比重与石英接近（表 8），但贝壳及其碎屑的起动流速较同样粒径和比重的矿物颗粒要小的多^[7]，粗颗粒推移质的起动流速与悬移质颗粒开始沉降的流速比较接近^[6]。因此，沿海岸剖面上分布的砾级贝壳和粉细砂虽在粒径上是不连续的，但在水力特性上却可能是连续的。

表 8 渤海湾西部常见贝壳的比重

属 种	李氏金蛤	毛 蚶	四角蛤蜊	蛞 螺	织纹螺	兰 蛤	纵带椎螺	青 蛤
比 重	2.6	2.6	2.6	2.7	2.7	2.7	2.7	2.7

贝壳堤形成后，黄河再次流注渤海，大量细粒物质使海岸重新转化为淤泥质海岸。海岸的前展使贝壳堤相对移至陆上，黄河多次改道，往返于苏北注入黄海或流注渤海，致使渤海湾西部产生多列贝壳堤。

淤泥质海岸滨岸堤在形成部位、形成过程、接触关系上均有别于滨外堤，因此其古地理意义也不相同。滨岸堤产生于海岸侵蚀后退的情况下，它的存在反映了海岸经历过重大的冲淤变化，代表一条古海岸线。然而，滨外堤则是在淤泥质海岸正常发育过程中形成的。它向岸的相对移动是逐渐的，位于高潮线的时间是短暂的，因此滨外堤往往不能作为稳定的古海岸线的标志。表 9 概括了滨岸堤和滨外堤的主要差别。

表 9 淤泥质海岸砂堤特征对比

	滨 岸 堤	滨 外 堤
产生部位	高潮线以上	低潮线以下
形成条件	细粒物质来源断绝，淤泥质海岸受到侵蚀而转化为砂质海岸	海岸发育正常，但砂源丰富，水动力较强。
堤高、埋深及厚度	堤高接近当地大潮高潮时，特大风浪所能到达的高度，堤高和厚度较稳定，后期若被埋藏则可作为构造沉降或海面上升的证据	堤高、埋深和砂层厚度取决于砂质物的多寡、波浪作用的强弱、故很不稳定。
接触关系	超复在古滨海平原冲刷面上，向海过渡为潮滩沉积	两侧与低潮线附近形成的砂层相连，下伏层为滨海浅海相泥质沉积，上覆潮滩沉积
泻湖存在与否	通常堤后无泻湖，一旦存在泻湖，可能是区域沉降或海面上升的证据	可能产生泻湖或准泻湖
古地理意义	代表古海岸线	一般不能作为稳定的古海岸线

参 考 文 献

- [1] 李从先等, 1965. 淤泥质海岸的形成和演变. 山东海洋学院学报 2: 21—31.
- [2] 李世瑜, 1962. 古代渤海湾西部海岸遗迹与地下文物的初步研究. 考古 6: 652—657.
- [3] 王颖, 1964. 渤海湾西部贝壳堤与古海岸线问题. 南京大学学报 8(3): 423—440.
- [4] 蔡爱智, 1980. 渤海湾贝壳堤成因初探. 海洋科学集刊, 18 集(在印刷中).
- [5] Reineck H. E. and I. B. Singh, 1973, *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, New York pp. 355—372.
- [6] Harms J. C. et al., 1975. *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*. Lecture Notes for Short Course No. 2. Dallas, Texas. pp. 140.
- [7] Волков, П. А., 1965. Исследование процессов взаимодействия волновых потоков с дном, Экспериментальные и теоретические исследования процессов береговой зоны, Изд «Наука». стр. 3—93.

SEDIMENTS AND SAND BODIES ON THE TIDAL FLATS

Li Congxian and Li Ping

(Tungji University)

ABSTRACT

Sediments on the tidal flats along East China coast become progressively coarser from HWL to LWL, but the degree of their coarseness differs in different regions. The intertidal zone, where the sand is abundant or hydrodynamics is strong, can be divided into sand flats located near the low water line, mud flats near the high water line, and mixed flats between them. Clayey silts and silty clays are usually distributed in the zone near the low water line where the sand is scarce. The distribution of sediments on the tidal flats reflects the transition from higher energy condition in the lower intertidal environments to relatively lower energy condition in the upper intertidal zone. In the subtidal zone from LWL towards the sea the sediments become finer.

The vertical sequence of the tidal flat can be summarized in ascending order as in the following: the sediments are finer-coarser-finer; the hydrodynamics reflected by sedimentary structures is weaker-stronger-weaker; the bioturbation is higher-lower-higher; the mariness as shewn by microfossil assemblages is progressively lower. The vertical sequence of tidal flat may serve as a main criterion for the recognition of fossil counterparts.

On the tidal flats of East China there are two types of sand bars, offshore bar and chenier, the first of which was formed in the process of the normal development of the shore, and the second was made when the coast suffered the erosion. Their sedimentary features, contacts with overlying and underlying beds and paleogeographic significance are entirely different. Recognition of those two types of bars therefore is useful for determining the development processes and facies relationship of the tidal flats.