

渤海湾贝壳堤成因初步研究*

蔡爱智

(中国科学院海洋研究所)

二十多年来,渤海湾沿岸的贝壳堤(Chenier ridge)引起了多方面的兴趣,进行过大量的调查研究,论著颇丰。各家讨论的问题比较侧重于贝壳堤的分布和形成年代等方面,并取得了很好的结果^[2,3]。但是,对贝壳堤形成的原因、条件、发育与衰退过程,以及它在渤海湾海岸地貌和沉积层发育中的作用等则很少论及。阐明贝壳堤成因对于海岸沉积、海陆变迁、海滩冲淤、构造运动、海岸水文等方面都有重要的理论意义。

本文通过多年的实际调查研究工作,详细地分析了各贝壳堤的形态和分布、贝壳生物组成、贝壳物质的物理特性、层理结构、层位关系和古海滩面的坡度与物质组成等基本资料,又补充调查了海岸带潮汐沉积、泥沙来源与河流入海口的变迁等资料,着重讨论贝壳堤的成因与发育等问题。

一、渤海湾海岸自然概况

1. 地质基础

渤海湾地处华北平原东缘,位于北纬 $38^{\circ}05'$ — $39^{\circ}25'$ 、东经 $117^{\circ}30'$ — $119^{\circ}15'$,是渤海西部的大海湾,北起滦河口,南至黄河入海口东端,海岸线全长360公里。

渤海湾是渤海凹陷的组成部分。自第三纪以来,处于下沉过程中,大量钻探资料证明,第三系及第四系沉积层厚达1100米左右,其中约500米以下是第三系红色粘土层。

对第四系地层系统的研究是近几年才开始的。中更新统以来的地层划分已获得结果,初步揭示了十万年内,渤海湾曾出现三次海侵。最新一次海侵发生于距今一万年,这次海侵的最大范围达到黄骅一带,海相层从-16米至0米。陆地上普遍是2—5米的冲积层覆盖于海滩相沉积之上,向海渐为海相层所取代^[7]。

2. 近岸带水文概况

渤海湾的潮汐属不规则半日潮,潮差由湾口向湾内逐渐增大。如黄河口外和滦河口外均为潮差很小的“无潮点”。而塘沽新港潮差可达4米,加上增减水作用,最大水位变化竟达5.6米。

近岸海流(包括潮流、余流)的特性是:1)流向自湾口向湾内,除蛏头沽至南堡附近为一顺时针的回旋流外,余皆往复流。流速则自湾口向湾内递减;2)涨、落潮历时不等,落潮历时比涨潮历时长20—40分钟,此差值向湾内递增;3)涨潮流速比落潮流速大,差值向

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第512号。本文曾于1977年全国科协主持召开的地貌学术会议上宣读。本所张君元、杨治家、高明德、张宏才、申顺喜等参加部分调查和取样工作,马绣同同志协助贝壳种属鉴定,南京大学任美镔教授给作者以热情的指导,均致谢意!

湾内增大,其差数在 5—10 厘米/秒; 4) 沿岸流速和流向受海岸地形轮廓的影响而发生变化。

组成海岸沙岛的泥沙是河流入海泥沙在波浪及其伴生的流的搬运作用下带来的。在偏东风的作用下,波列与南、北部岸线成斜交,是使泥沙向湾内搬运的动力之一。而波浪对淤泥滩的作用主要是掀动海滩和海底淤泥,使海水的含沙量增加几倍直至数十倍,潮流和余流再将这些泥沙进行搬运¹⁾。

3. 人海泥沙

对渤海湾海岸沉积、海岸冲淤动态影响最大的是黄河,次为滦河,其余小河可忽略不计。

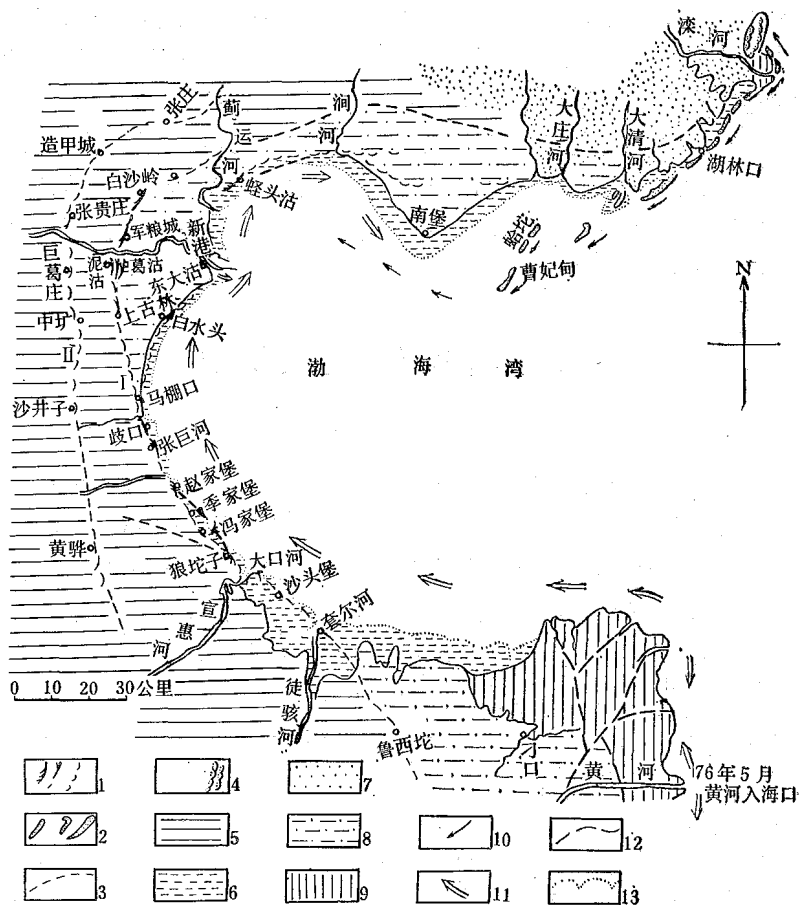


图1 渤海湾海岸简图

1. 贝壳堤; 2. 沙岛; 3. 古海岸线; 4. 风成沙丘; 5. 老的淤泥粉砂平原; 6. 现在的淤泥滩和泻湖;
7. 滦河三角洲平原; 8. 河海新沉积平原; 9. 最新河口三角洲; 10. 砂质泥沙流向; 11. 粉砂淤泥流向;
12. 黄河废河道; 13. 低潮线

黄河入海泥沙数量之多居世界诸大河之首,通过利津站入海泥沙量年平均达 12 亿吨^[5],黄河的泥沙来自黄土高原,颗粒组成以粉砂和淤泥为主,平均粒径 0.015—0.028 毫

1) 蔡爱智,潮汐淤泥海岸的冲淤过程。1978 年全国海洋与湖沼学术会议论文集。

米,分选系数为 2.16—3.81。较粗的物质沉积在河床中,到入海处,平均粒径稍有下降。粗颗粒停积在流速减弱的河口沙咀上,平均粒径 0.020—0.050 毫米,较细的沉积在口外斜坡上,平均粒径 0.01—0.02 毫米,大部分淤泥和细粉砂平均粒径 0.01—0.005 毫米,随潮流进入渤海湾、莱州湾及口外深水区。

滦河流经燕山及其山麓平原区,平均每年入海泥沙为 1670 万吨(不计推移质),以中砂和细砂为主,大部分堆积在河口区并形成顺岸的链状沙坝。蛤坨、曹妃甸等沙岛就是古滦河入海口的沙岛(咀)。

海河每年入海泥沙为 900 万吨,自 1958 年上游修建水库、口门建闸以来,入海泥沙大大减少,对海岸的作用更小。

4. 海岸地貌

根据形态特征、冲淤性质、成因和物质组成等,我们把渤海湾海岸分为三大类型:(图 1)

(1) 滦河三角洲平原海岸。从滦河入海口到大庄河口为扇状冲积平原。平原的东部多汉河废河道,地形较高。沿海具有比较连续的链状沙岛,它们对陆地海岸起到了保护作用。沙岛与陆地之间是一狭长的泻湖,泻湖的组成物质以砂和淤泥为主(图 2)。链状沙岛之间的潮汐汉道与沙岛一样逐渐南移。这种移动过程,与莱州湾刁龙咀沙咀和潮汐汉道的移动是相似的^[10]。

(2) 贝壳堤与泻湖海岸。从大庄河至大口河为湿地沼泽岸,地势低平,广泛分布着宽而浅的泻湖沼泽和洼地,高出地面 2—3 米的贝壳堤把泻湖与海滩隔开。这里的大部分岸段目前处于海滩淤积增高、贝壳堤受侵蚀后退的状态中。海滩的宽度不一,多数在 3—5 公里,坡度 $<1/1000$ 。除了贝壳堆积之外,淤泥是本段海岸的特征沉积物。

平原的西北部是一片比较低洼的平地,无河网。海积平原上曾经是一片古盐田。组成平原的物质较细,以淤泥为主,夹少量粉砂。平原上有分叉状的贝壳堤。南堡三角形滨海低平原是渤海湾最新的陆地。

(3) 黄河三角洲。自大口河以东至莱州湾的小清河口属于现代黄河三角洲的范围。这里水网潮沟密布,废河道很多。组成三角洲的冲积物比滦河三角洲细,主要是粉砂和淤泥质粉砂。

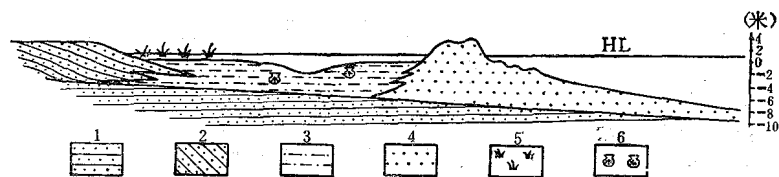


图 2 湖林口附近海岸剖面图

1. 海积; 2. 冲积; 3. 泻湖; 4. 沙坝; 5. 苇草; 6. 贝壳

目前,黄河三角洲正处于迅速淤积增长中,自 1855 年黄河回注渤海到 1947 年之间,平均每年造陆 16.7 平方公里,1947—1959 年为 25 平方公里,1960—1976 年间平均每年造陆 50 平方公里(图 3)。

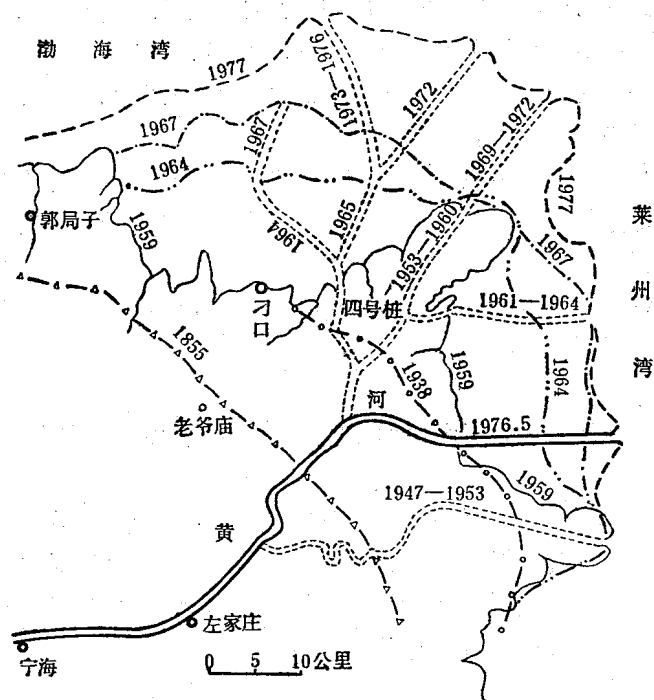


图3 黄河三角洲河道与海岸线最新变化图

黄河入海口的迅速增长和经常改道,使三角洲区的地形、海岸线、河口水文、海底水深和沉积物分布更加复杂多变,甚至必须对河口各自然要素经常施测,不断修改图件。

二、贝壳堤基本特征

图1标明了贝壳堤和海岸其它地貌的关系。其中最明显的是以泥沽、白沙岭为中点的第Ⅰ道贝壳堤。以巨葛庄为中心的第Ⅱ道贝壳堤由于形成年代较早,人类改造比较大,加上河流冲积层的覆盖,不易见到;但据探槽、钻孔、考古等方面的资料,此堤的存在是确定无疑的。

从东大沽至马棚口的沼泽淤泥岸的外缘也有断断续续的小型贝壳堤堆积层,尚未成堤,不能与Ⅰ、Ⅱ两道贝壳堤相提并论。

1. 贝壳堤的平面分布

李世瑜在贝壳堤的分布和形成时代上首先提出了自己的看法^[3]。贝壳堤是纵向平行于海岸,呈不连续的链状分布。河流切断了贝壳堤的连续性。只有在过去和目前的河口区,贝壳堤的规模(高、宽、厚等)才比较大一些(图4);而在远离河口的平直岸段,常见残留小堤或贝壳残积层。

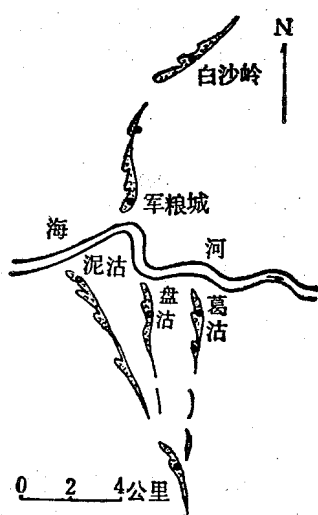


图4 第Ⅰ道贝壳堤在老海河口的分叉形态

2. 贝壳堤的形态与规模

贝壳堤的规模一般比海岸沙堤和沙坝小。霍衣特 (Hoyt) 曾作过详细的分析对比^[14]。在密西西比河口西部, 贝壳堤宽度一般是几十米到一百多米, 厚度不超过 4.5 米^[15]。而渤海湾的贝壳堤厚度超过 5 米的有白沙岭、葛沽、歧口、赵家堡和张巨河等处; 宽度超过 150 米的有张巨河、盘沽和白沙岭等处。

贝壳堤的长度可达 2—3 公里, 如白沙岭、歧口、张巨河、赵家堡等处。根据保存下来的现有贝壳堤的形态, 平直岸段的贝壳堤宽十多米至数十米的居多; 宽度较大的均在河口附近, 如上古林、盘沽、白沙岭、蛭头沽、张巨河、歧口、赵家堡等。

贝壳堤的高度各处差别更大。其原因不仅由于当时成堤的环境, 特别是海滩坡度和波浪强度, 其它因素的改造也十分重要, 例如人工破坏与加高, 风力作用也可使堤增高 2—3 米。

河口区附近, 在新增长的分叉贝壳堤后面, 老的贝壳堤已生长灌木树丛。风力作用把贝壳碎片吹刮到树丛中就停积下来, 老堤不断加高。实测证明, 在七级以上向岸风作用下, 堤坡上的贝壳碎片就被风刮起并抛向堤后。

3. 成堤贝壳的生物种属

组成贝壳堤的物质主要是贝壳及其碎屑。主要的生物种属如下:

- (1) 凹线蛤蜊 *Macra sulcataria* Deshayes.
- (2) 青蛤 *Yclina sinensis* (Gmilin).
- (3) 西施舌 *Macra spectabilis* Lischke
- (4) 昌螺 *Vnbonium thomis* (Grosse)
- (5) 毛蚶 *Arca (Anadara) subcrenata* Lischke.
- (6) 强辣红螺 *Rapana pechiliensis* (Grabau & King).
- (7) 纵带锥螺 *Batillaria zonalis* (Bruguere).
- (8) 魁蚶 *Arca (Anadara) inflata* Reeve
- (9) 近江牡蛎 *Ostrea rivularis* Gould
- (10) 文蛤 *Meretrix meretrix* Linne.
- (11) 扁玉螺 *Neverita didyma* (Bolten).
- (12) 蓝蛤 *Aloidis* sp.
- (13) 缢蛏 *Sinonovacula constricta* (Lamarck).
- (14) 竹蛏 *Solen* sp.
- (15) 镜蛤 *Dosinia* sp.
- (16) 鹿眼螺 *Cingula* sp.
- (17) 织纹螺 *Nassarius* sp.
- (18) 四角蛤蜊 *Macra quadrangularis* Deshayes
- (19) 蛤仔 *Venerupis Philippinarum* (Adams & Reeve)
- (20) 菲律宾蛤仔 *Ruditapes Philippinarum* (Adms et Reeve)
- (21) 渤海鸭嘴蛤 *Anatina pechiliensis* Grabau & King.

这些种属, 除了毛蚶可以在淤泥细粉砂混合层和淤泥层的浅滩生长, 强辣红螺能在泥底生长外, 都适于在粉砂或淤泥质粉砂的潮间带和潮下带生长。

4. 贝壳堤的层理结构

具有明显的层理是贝壳堤的重要特征之一。波浪作用的斜层理表现出以下特点:

(1) 由于波浪作用的强弱差异和分选作用, 贝壳层具有明显的粗细间层, 在堆积增长的贝壳堤横断剖面上, 表现出明显的粗细层理;

(2) 贝壳瓣(片)的倾斜排列与层面倾角一致,无论大片或小片均呈倾斜状态。

(3) 贝壳层倾斜层面的倾角通常是 11° — 13° , 其中粗者倾角大至 15° , 细者小至 10° 。在特定条件下,贝壳层层面的倾角与波浪强度成反比。大风浪时层面倾角较小。

在风力直接作用下形成的贝壳层各处倾角差异甚大,无一定规律。差异大的主要原因是人类活动或灌木丛的存在。这种具有层理的风成贝壳碎片较小而薄,往往与由向岸大风造成的增水现象涌进堤后的浑水沉积(厚度 1—3 毫米)构成互层。

5. 贝壳堤的几项物理特性

(1) 磨圆度: 成堤的贝壳,无论是完整的壳瓣,还是贝壳小碎片(块),均受到不同程度的磨圆作用。由于贝壳在搬运过程中,或在堤坡上往复滚磨,以扁平形状进行面的接触和磨擦为主,所以,表面光滑平整者较多。

(2) 破碎度: 红螺、扁玉螺、昌螺和锥螺等不易破碎,毛蚶和文蛤居次,青蛤、凹线蛤蜊、西施舌、竹蛏等易于破碎。但螺类在全部贝壳堆积体中数量较少。

从贝壳堤的剖面观察,稳定岸段的贝壳堤,初期堆积的下部,蛤类较多,很少见到螺类,但破碎程度较差。这可以作为初期形成贝壳堤的一种环境标志。后期堆积,位于堤的中部、上部,则螺类所占比例明显增多,贝壳破碎者也较多。

(3) 比重: 混合各种生物种属的贝壳碎屑,经测定,其平均比重为 1.95—2.05。进一步详细分类测定,各种贝壳的比重有较大差别。如螺类壳体比较致密,比重大些,而蛤类则比较脆弱,比重较小。详见下表:

贝壳种属	红 螺	扁 玉 螺	牡 蛎	青 蛤	毛 蛤	混合蛤类
比重(克/毫升)	2.08	1.98	2.15	2.06	1.91	1.95

(4) 含水性: 贝壳层的孔隙度是贝壳堤富有含水性的基础。取不同粒径的贝壳层测定其含水性,获得以下结果: 完整的螺类含水性可达 60—70%, 完整的蛤类和蚶类为 45—55%, 贝壳碎屑混合层在 35% 左右。

贝壳层含水性能特好,这是古代人类聚居贝壳堤上从事生活和生产的重要条件。人类定居贝壳堤上也是贝壳堤发育到一定规模的重要标志。

6. 贝壳堤的形成年代

我们综合分析了各方面的资料认为,以天津东郊张贵庄为中心的第Ⅱ道贝壳堤,分别向北偏东方向延伸到造甲城、张庄等地,向南延伸到巨葛庄、沙井子,黄骅、苗庄子等地,其形成年代距今 3100—3500 年。

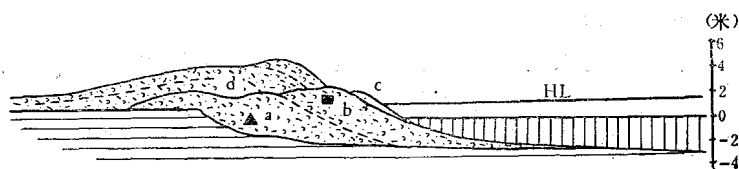


图 5 歧口贝壳堤剖面图

a. 老贝壳堤; b. 新贝壳堤; c. 贝壳活动层; d. 风成贝壳层
 ▲. C^{14} 年代为 2020 ± 100 年; ■. C^{14} 年代为 1080 ± 90 年

李世瑜认为此堤形成于东周之前^[3],中国科学院贵阳地球化学研究所 C^{14} 年代测定为 3400 ± 150 年^[4],与上述意见基本符合。

以军粮城为中心,向北到白沙岭,向南经泥沽、上古林、歧口、狼坨子、大口河到套尔河口等地为第 I 道贝壳堤。此堤的形成年代距今 2000 年左右。这与李世瑜定为唐宋之前及地质所 C^{14} 测定结果也大体一致^[3]。从歧口贝壳堤下部采样测得 C^{14} 年代为 2020 ± 100 年^[4]。这个数字只能代表贝壳堤形成的开始年代,贝壳堤尚未成堤的初期阶段,它还不具备人类定居的条件;而上层测得数据为 1080 ± 90 年^[5],此结果又似乎偏小,其原因可能是由于后期的贝壳掺杂。

蛏头沽及其以北的贝壳堤形成年代与 I 堤相近。因为它的规模、贝壳种属、形态、层理、物理特性等各方面均与 I 堤相同,而与东大沽至马棚口段海岸边的小堤迥异。后者尚未成堤,规模很小,高度只有 20—30 厘米,最高不超过 50 厘米,贝壳层的厚度就是贝壳堤的高度。贝壳堤的宽度一般是数米至十余米,长数十米至一百余米。组成这种贝壳堤的生物种属单调,以青蛤和小昌螺等为主,均未受滚磨作用,也很少破碎。贝壳层与淤泥相混,堤的坡度平缓,向海面的坡度以 6° 为常见,达到 10° 的很少,后坡比较陡,可超过 25° 。更值得注意的是,此贝壳堤向海延伸方向未发现类似于歧口、蛏头沽那种古滩面贝壳粉砂层。而这种古滩面贝壳碎屑和粉砂层在堤 I 和 II 是普遍存在的(见图 5—9)。东大沽至马棚口的小贝壳堤好像是“浮”在泥滩上似的,贝壳层中也不含淡水。上述诸点足以证明它与 I、II 两道贝壳堤大不相同。

三、贝壳堤的成因

上述海岸自然概况和贝壳堤的基本特征是探讨贝壳堤成因的基础。贝壳堤的分布情况、层位关系、物质组成和几项物理特性都记录着入海河口的迁移、泥沙来源、岸线冲淤和贝壳堤盛衰等海岸环境的变化。

本文着重从成堤条件和衰退原因入手探讨贝壳堤发育的全过程。

根据渤海湾的情况,形成贝壳堤首先必须具备以下条件:

(1) 适合腹足类和斧足类生物大量生长的环境,这种环境是: 1) 具有淤泥质粉砂的浅滩海底,组成贝壳堤的那些贝类生物大部分适应于淤泥质粉砂的海滩和浅水区生长; 2) 海滩和浅水区底面比较稳定,使生长在离滩面一定厚度内的贝类生物能被大风浪扰动而推移到岸边加入贝壳堤。

海滩生物调查证明、凡是在大风浪作用下,海滩和浅水区泥沙活动层超过某一定厚度的岸段,就没有或很少有贝类生长。如山东半岛南岸的胶州湾汇泉海滩的北部,烟台芝罘岛西湾的海滩,均极少见贝类生长^[9,10]。这是因为,在波浪作用强烈的海滩,一次大风浪能够掀动厚达 30—50 厘米的砂层²⁾;生长在浅滩面下 5—10 厘米的贝类生物,就会被波浪淘洗而露出底面,并被冲至岸边而死亡。这样的环境,贝类幼体更无法生长。

有了特定的底质和基本稳定的海底还是不够的,还不能成堤。

1) 赵希涛, 1975, 天津沿海地区全新世岸线变迁年代的初步研究。

2) 蔡爱智, 1979, 龙口沙坝成因初步研究。

(2) 成堤海滩要有一定的坡度,使大风浪条件下进入击岸浪带的贝类被波浪扰动并带到岸边堆积成堤;被螺类掠食剩下的蚶和蛤类的壳皮也最容易被带到岸边、成为组堤材料。

为了查明形成贝壳堤的底质和海滩坡度数据,我们在稳定岸段贝壳堤的前坡一定距离的海滩上打钻,获得若干个成堤时海滩坡度值(即古滩面);自贝壳堤坡足处开始100米以内的原贝壳堤海滩坡度是1:100,底质是贝壳砂和粗粉砂;再向外至300米范围内的海滩坡度为1:200,底质以粉砂为主,贝壳砂很少;再往外至5米水深的范围内,海底坡度是1:500至1:600,底质是淤泥质粉砂和粉砂质淤泥(见图6,7)。

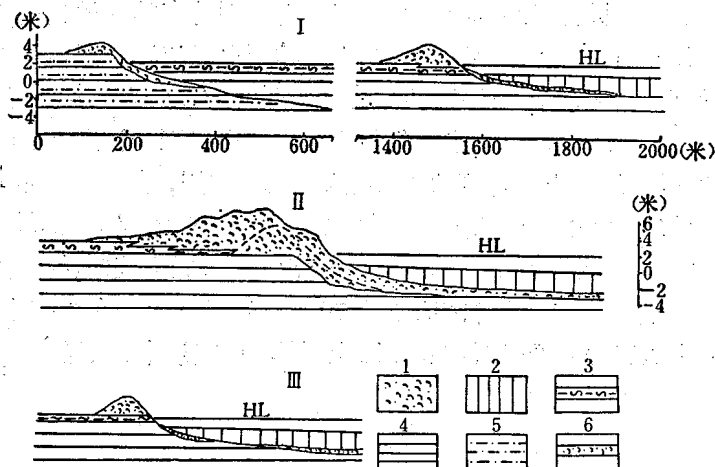


图6 几种不同类型的贝壳堤

I. 狼坨子以北; II. 张巨河附近; III. 季家堡以北。

1. 贝壳及其碎片; 2. 海滩淤泥层; 3. 泻湖沉积层; 4. 老的淤泥层;
5. 老黄河冲积层; 6. 海滩贝壳粉砂

要具备上述成堤的坡度和相适应的底质条件,必须有下列条件配合: 1) 减少或断绝淤泥的来源; 2) 逐渐减少原来海滩和海底的淤泥量,使海底坡度变大、并逐渐达到稳定的海底坡度,足以保持贝类生物的正常繁殖,并使击岸浪带内波能作用加强,能把贝壳向岸推移。

这一点,对于成堤岸段来说,单是停止淤泥来源是不够的,还必须运走大量淤泥,实现该岸段淤泥的“支出”大于“收入”,使该海岸浅滩的淤泥量大大减少,尤其在成堤的初期。

对渤海湾来说,要达到这种状况的有利条件是: 1) 黄河的淤泥不进入渤海湾,整个海湾淤泥大为减少; 2) 有一个比较平静的、能容纳大量淤泥沉积的海区,以便大量淤泥运离成堤岸段,进入“沉泥区”。

减少黄河淤泥进入渤海湾的最好机会便是黄河自苏北入海。在公元前602年,黄河自苏北入海,历时达四百多年^[6]。渤海湾淤泥来源减少,又有滦河河口沙岛伸出,造成有利于淤泥沉积的平静环境,形成了南堡三角形海积平原以北的比较低洼的大片淤泥平原,正是这个时期形成了第I道贝壳堤。

黄河于1194—1855年又经苏北入海^[6];在这时期内,滦河自大庄河入海,形成了蛤坨、曹妃甸等沙岛群。这就有利于渤海湾的大量淤泥在潮流和余流的作用下向西北部搬运;

链状沙岛群的后面是平静的水域,在这里迅速形成大片海积平原。此时,渤海湾重新出现了成堤条件。例如,套尔河至歧口段位于海边的老贝壳堤复活,大量贝壳重新向岸边堆积造堤;套尔河至鲁西坨段和马棚口至东大沽段也开始发育新的小贝壳堤。

值得注意的是,西北黄土高原古气候的变化影响黄河的泥沙携带量,这与贝壳堤的形成有密切关系。竺可桢认为,公元前,西北高原气候温湿,植被茂盛^[4]。当时黄河含沙量大减,利于渤海湾贝类繁殖和形成贝壳堤。

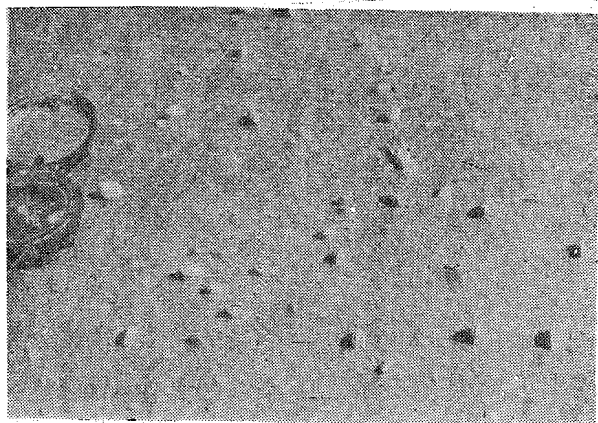
还需看到,历代治河工程受科学技术条件和社会制度的限制,经常决口,黄土处于散流状态,大量泥沙沉积在黄泛区陆地上,泥沙入海数量远不及现代多。这种情况也有利于贝壳堤形成,所以 I 堤、II 堤的规模都是相当巨大的。

Russell 等认为,密西西比河口西部路易西安纳西南岸的贝壳堤的形成是海岸下沉与岸线后退的结果,而这种后退与密西西比河河口东迁有直接关系^[17,20]。

对密西西比河口西南岸一带贝壳堤的研究揭示了在墨西哥湾的海洋条件下,入海泥沙大量向西搬运,密河河口的迁移决定了贝壳堤的消长和平原海岸冲淤的性质^[12,16,19]。Gould 等认为,密河入海口的变迁是距今 3800—300 年间贝壳堤发育的主导因素。当密河口西偏时,泥沙大量供应,海岸上发育了宽广的淤泥滩;但当密河东偏时,泥沙来源减少,海浪侵蚀泥滩,侵蚀下来的泥沙向堤后海滩堆积,而淘洗下来的大量贝壳则向岸搬运并堆积成堤^[11,13]。Richard 也从理论上阐述了贝壳堤形成的类似过程^[19]。

我们的观测证明,位于海滩上一定厚度砂层中的贝类生物,不论是活体或其壳皮(例如扁玉螺吃了蛤类、蚶类之后剩下的壳)都是在上述特定坡度的条件下,在大风浪的作用下被推移到岸边,并堆积成堤。这一动力机理与海岸沙堤、沙坝的形成相同^[9,10]。

缓慢增长的淤泥海岸,由于堆积增长的速度较慢,不影响贝类生殖,在海滩及其下部浅水区便开始繁殖。在淤积增长的海滩沉积层中夹有原产状的贝壳,是富有说服力的证据(照片 1)。



照片 1 贝壳在泥层中

在大口河这一明显后退的贝壳堤坡足处,在渤海湾北岸大庄河与大清河近口段平原人工开挖的剖面上,均见在比较硬实的粉砂质淤泥层中夹着不同数量的贝壳,而且均以原产状呈完整的个体埋藏在土层中。泥层中贝壳的含量各层不一,初步估算为 0.1—1.0%。

这层含有贝壳的土层,受侵蚀而后退,细颗粒泥沙被带走,贝壳向高潮线附近富集,在滩面上形成了高数十厘米的新月形贝壳堤。由于海岸受侵蚀而不断后退,贝壳堤的规模逐渐增大。但是,这时贝壳种属比较单一,螺类较少。当海岸后退速度减缓并接近于停止时,海滩上繁殖的贝类种属与数量大增。这就是贝壳堤形成的初期。

在海滩和岸线基本稳定阶段,贝壳堤发育进入成堤阶段。这时候,淤泥数量锐减,海滩和水下岸坡变陡并达到基本定型,贝类生物的繁殖达到最盛时期(图7)。在这个阶段里,贝壳品种和数量剧增,文蛤、锥螺等适于在粉砂海滩生长的生物也大量出现。

贝壳堤的规模大小取决于成堤阶段海滩稳定状况持续时间的长短。而海滩长期稳定的前提是淤泥“收支”状况。这一阶段里只要淤泥的“收入”小于“支出”,或“收支”平衡,就有利于贝壳堤增长。贝壳堤增长阶段的贝壳“收支”关系可用下式表示:

$$A > B + C \quad (1)$$

式中 A ——从海滩上供给贝壳堤的贝壳数量,扣除了风浪作用下的磨损量;

B ——堤上贝壳向河口的纵向搬运量;

C ——堤上贝壳受风力作用移至堤后洼地的数量。

当成堤岸段的淤泥来源大于支出的初期,淤泥还是沉积在深水区,即淤泥的增加尚未覆盖到贝类生长区,不防碍贝壳生物的正常繁殖的时候,贝壳的供应量仍大于消耗量。

式(1)开始转化为:

$$A \simeq B + C \quad (2)$$

这时候,贝壳堤的发育处于高峰阶段。这阶段的时间是短暂的,因为淤泥的“收”已经大于“支”,泥滩在逐步增长,贝类的生长量和向岸搬运量开始减少。

当成堤岸段浅滩上的淤泥来源继续增多,贝壳来源更为减少时,即:

$$A < B + C \quad (3)$$

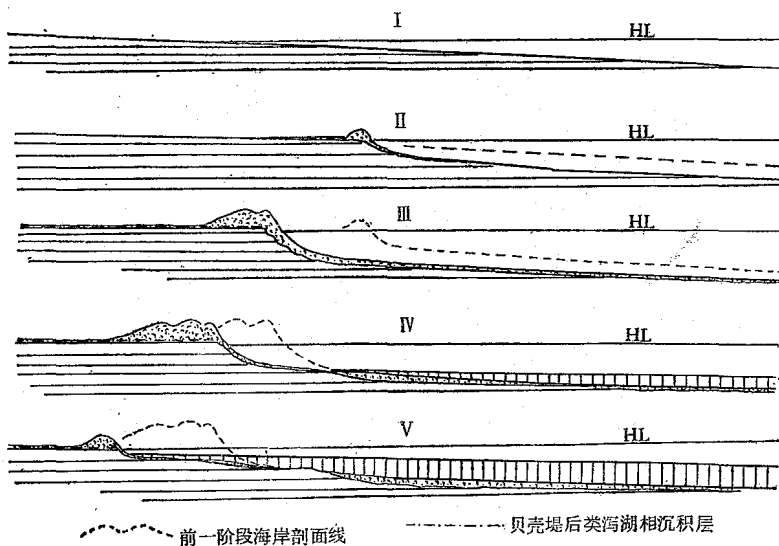
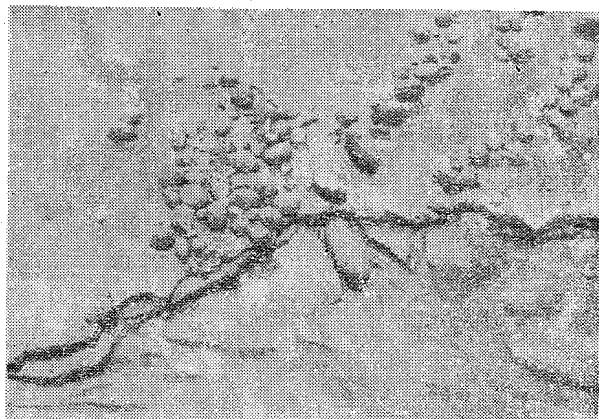


图7 贝壳堤发育过程示意图

在这种情况下,贝壳堤的发育进入衰退阶段。

这个阶段的主要特征是淤泥由海底向海滩逐渐扩展,淤泥层的厚度不断增加,浅滩坡度减缓,波浪能量减弱。这时,海底只生长少数单调的贝类生物(如毛蚶、蓝蛤等可以在淤泥层中生长)。随着淤泥来源量的增加和淤泥层的继续增厚,浅滩坡度减缓,波能大为减弱,贝壳堤的贝壳来源基本断绝,贝壳堤迅速衰退。平直岸段贝壳堤接近消失或完全消失,而河口区羽状贝壳堤则大部分被淤泥埋盖而保存下来。渤海湾和莱州湾的大量调查资料进一步证实,凡是迅速堆积增长的海滩和海底,不论是在淤泥还是粉砂质淤泥中,均极少见贝类生物^[8]。主要原因是沉积速度太快,不利于贝类的繁衍。黄河口的水下堆积区、浅滩砂咀和两侧的淤泥海湾内没有任何贝壳,即证实了这一点。在老黄河三角洲后退岸段,才有极少数的贝类生长。

贝壳堤受侵蚀而后退的岸段,常在堤足处出现泥砾。这是老淤泥层因贝壳堤后退而出露的一种暂时现象。被侵蚀下来的老淤泥土块经过波浪的往返滚动而形成圆形或长圆柱形的“泥砾”。这种“泥砾”在贝壳砂上滚动而粘附着一层白色贝壳碎片(见照片2)。“泥砾”的出现是贝壳堤后退的重要标志之一。我们在蛭头沽至涧河口、歧口至沙头堡等贝壳堤的前坡上曾多次发现多种形状的“泥砾”。



照片2 泥砾在海滩上

贝壳堤侵蚀后退的另一可靠标志,是海滩上的残留贝壳层,它保存在一定厚度的淤泥层之下,厚度不大,通常在数厘米之内。其贝壳种属和磨圆度等特征均与贝壳堤上的贝壳相同(见图8,9)。残留贝壳层的存在,表明了浅滩淤泥淤积增高、坡度变缓,波能减弱等重要地质事件,是贝壳堤衰退的有力依据。

根据广泛的调查访问,考证了沿海渔堡的兴衰历史、分析了大量浅滩钻孔资料得知,现阶段渤海湾贝壳堤的消退始于本世纪三十年代。五十年前,蛭头沽、赵家堡等渔堡的海滩是贝壳砂和粉砂,无淤泥,可通行载货大马车。1930年前后,海滩上开始出现淤泥层。但那是间断出现的,平静天淤泥出现,大风浪时淤泥即消失,再经过几天平静,海滩上又出现淤泥。淤泥层逐年增厚。

以蛭头沽为例,由于淤泥的逐年增厚,贝壳物质来源基本断绝。结果,近40—50年来,海岸后退了七百米左右(图8)。与此同时,南部的蓟运河口岸线却前进了数百米。蛭头沽贝壳堤发育的图式表明了淤泥增长以前河口区呈喇叭形态,淤泥滩增长的同时河口淤积更快,也证明了蛭头沽贝壳堤的后退是与淤泥滩增长同时进行的。

歧口、赵家堡、大口河、沙头堡和套尔河堡一带的情况与蛭头沽类似。照片 3 是季家堡海岸侵蚀后退的标志,照片 4 记录着狼坨子村正处在严重的侵蚀崩塌之中。

上述沿海渔堡, 1920—1930 年间的海滩也是纯粉砂和贝壳组成的; 目前, 海滩上全是

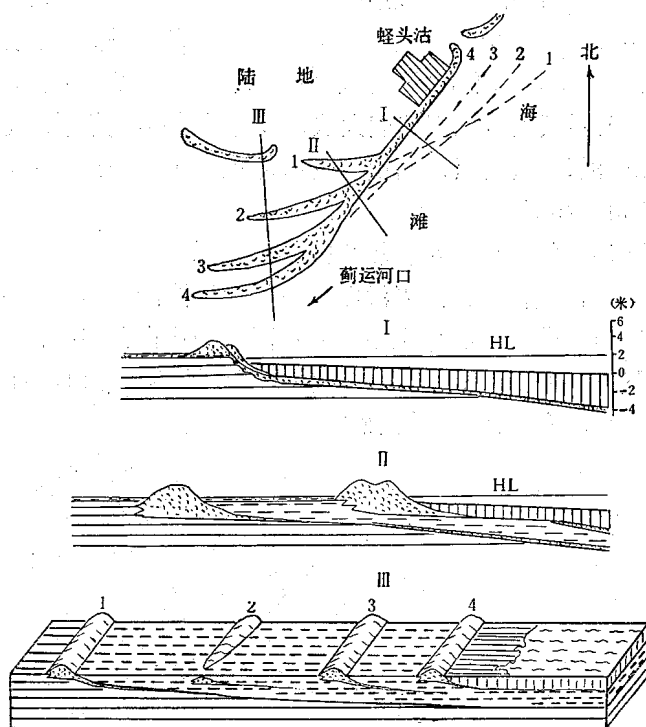
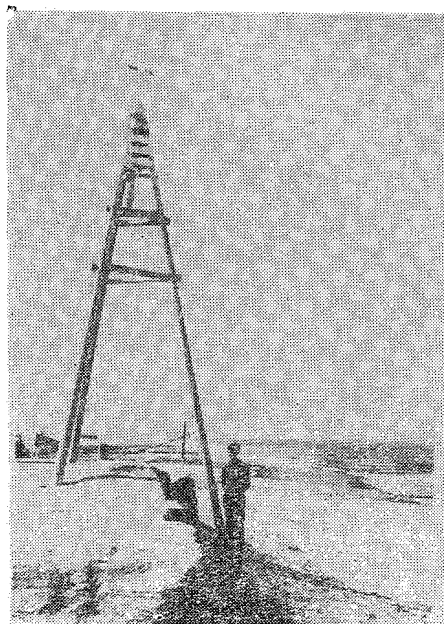


图 8 蛭头沽贝壳堤消长过程与层位关系图



照片 3 季家堡海岸后退



照片 4 狼坨子村在侵蚀后退中

淤泥层,厚度数十厘米至1米多,贝壳数量大减。村庄在不断后退,原来供应全村饮水的贝壳层水源几乎断绝,无法居住。冯家堡、季家堡等地本来都是大渔堡,贝壳堤规模相当大,贮存在贝壳层中的淡水足够几百人饮用。早在二十年前,这两个渔堡已因贝壳层消失和缺少水源而留下废墟了。大口河堡在三十五年前还是个大渔堡和渔、商两用港口,贝壳堤上住房很多,还有一座很大的龙王庙,到1959年就只见瓦砾残存于贝壳层之中了。

套尔河堡在本世纪初是个拥有千人的大渔镇,但从1930年开始,贝壳堤逐渐消失,渔村日趋衰落,到1949年只剩下几户人家,之后渔堡又迁移到岔尖堡。三十五年前,挂网区(须水深3米左右)离套尔河堡只有1.5—2公里,如今已达16—20公里之远(见图9)。

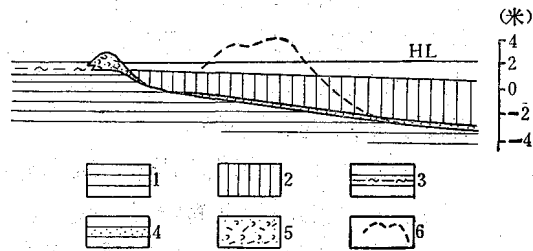


图9 套尔河堡贝壳堤后退图

1.老淤泥层; 2.新淤泥层; 3.泻湖相沉积; 4.粉砂层; 5.残留贝壳堤; 6.原贝壳堤位置

这些材料,共同证明了距今50—30年来渤海湾的巨变,渤海湾贝壳堤已发育到了衰退阶段的后期。其贝壳“收支”关系可用下式表示:

$$A < B + C + D \quad (4)$$

式中 D 是贝壳堤后退过程中残留在海滩上的贝壳数量。

事实证明,到了后期,不等式(4)的左侧“ A ”很小,接近于零。

四、贝壳堤衰退的基本原因

多数研究者都认为,贝壳堤衰退的主要原因是由于黄河重新流入渤海,把大量淤泥带进渤海湾,整个海湾淤泥“收入”大于“支出”,结果淤泥滩增长,贝类生物无法繁殖而缺乏贝壳供应,即关系式(3), (4)所示。但是,这一简单的答复还不够完善,并没有揭示问题的实质。渤海湾贝壳堤衰退的主要原因和详细过程必须进一步加以分析。下列几个问题是应当解决的:

(1) 目前渤海湾淤泥层比成堤阶段增厚1—2米,而部分贝类如毛蚶和蓝蛤、青蛤等仍然生长旺盛。尤其是毛蚶,在低潮以下大量生长,我们用取样面积0.02平方米的采泥器一次可取上20多个活的毛蚶,渤海湾南部至今还出产大量毛蚶。

可见,淤泥增加只是不利于多种贝类繁殖,部分种属的贝类仍可生长。目前之所以不能成堤,主要原因是海滩和海底坡度太缓,波能不足以把目前海滩上生长的贝类向岸搬运。

(2) 贝壳堤的消退过程还必须充分估计风力的破坏作用。如果不是大风把贝壳堤上的碎片搬向堤内洼地而大量消耗堤上的贝壳,渤海湾沿岸贝壳堤衰退速度不会如此之快。根据对美国东部火岛海岸沙坝后退原因的分析,证明近几十年来世界气候发生了变

化,风力增大,大风次数增多,由此引起海岸沙丘发育,滩脊后退^[18]。渤海湾贝壳堤同样也是受了风力破坏而加速了衰退的进程。这方面,我们有直接的经验,偏东风 7—8 级时人在贝壳堤上行走,在接近堤顶之前,风力扬起的贝壳碎片就直扑脸上。这些贝壳碎片都比较小,直径以 2—4 毫米为主;在贝壳堤后几十米甚至二百多米的范围内,土层中都掺杂着一些这样的小贝壳碎片。这种富含贝壳碎片的土层是适于耕作的堤后绿洲。

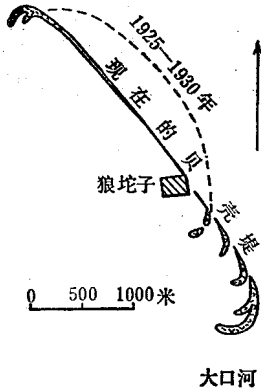


图 10 狼坨子贝壳堤的变化

(3) 淤泥滩的不断增长理应起到保护贝壳堤不受波浪侵蚀的作用。所以,有人提出,渤海湾淤泥滩增长和海岸线(贝壳堤)后退同时发生,无法理解。其实问题并不复杂,这是由于泥滩增高,坡度就减缓,波能就减弱,贝壳横向搬运量大减。泥滩之下残存的贝壳层即为明证。这样的连续过程,导致淤泥滩下贝壳数量与贝壳堤上贝壳数量的比值更为增大,加速了贝壳堤的衰退进程。

贝壳堤衰退的形式是体积减小与向岸后退同时并进。狼坨子贝壳堤的后退具有较好的代表性(图 10)。

(4) 渤海湾贝壳堤的衰退,还有一点一直未被注意的原因是,滦河入海口北移。由于滦河入海口北移,原先对海湾淤泥起巨大促淤作用的链状沙岛——蛤坨、曹妃甸等受到破坏,发生严重的侵蚀后退。原先大量容纳淤泥的渤海湾北岸南堡海积平原现已饱和,不能继续接纳淤泥。因此,渤海湾浅滩上的淤泥只进不出、有增无减,贝壳物质来源则有减无增,贝壳堤就日渐衰退。

值得注意的是,曹妃甸岛几十年来一直处在侵蚀后退状态,其依据有三:(1)沙岛的面积和体积逐渐减小,岛的形状变窄而长;(2)岛上原先的建筑物,如龙王庙,现已无遗址,只残存着少量瓦砾,原址早就塌于水中;(3)近岸底质取样,在岛的前坡水深 20—25 米处发现“泥砾”,这也是岸坡后退的有力证据之一。

曹妃甸和蛤坨等沙岛的后退,一方面缩小了它们原先所起的防浪作用的范围,另一方面岛后的淤积作用削弱,直接造成渤海湾淤泥的“支出”削减。

五、小 结

淤泥质海岸贝壳堤的发育过程,依海岸多种因素的改变而转移。任何岸段贝壳堤的形成,必须具备下列条件:海湾淤泥“收入”小于“支出”,浅滩坡度逐渐增大到一定数值,使波能加强到足以把浅滩上的贝壳向岸推移。

在渤海湾,具备上述条件的有利时机是:黄河自苏北注入南黄海,淤泥来源大减;同时,滦河自渤海湾北部入海,形成链状沙岛,大量淤泥运进岛后形成大片海积平原,使渤海湾淤泥大量“支出”,浅滩坡度增大。

形成贝壳堤时的古海滩面的坡度是:自坡足处开始 100 米以内为 1:100;向海 100—300 米以内为 1:200;在 300 米以外为 1:500—1:600。具备或接近这样的坡度,才能使贝壳建造成堤。

反之,贝壳堤衰退的原因是浅滩淤泥“收入”大于“支出”,海滩坡度减缓。在渤海湾,是由于:黄河重新流入渤海,大量泥沙进入渤海湾;滦河入海口北迁,原来的沙岛链受侵蚀而后退,岛后沉积饱和或过饱和,淤泥大量沉积在海湾浅滩区。

随着浅滩区淤泥逐渐增厚,大部分贝类生物死亡,一些适于在淤泥底生长的贝类生物也因波能不足而留在泥层之中,贝壳堤因缺少或断绝贝壳来源而逐渐衰退。

浅滩淤泥增厚、坡度减缓的过程是从深水区开始并逐渐向海滩发展的。也就是,首先从浅滩下部淤积,坡度减缓到一定程度,潮间带上才出现淤泥层。

无论是处在陆地上的老贝壳堤 II,还是现处海边的贝壳堤 I,共同的分布特点是:平直岸段残存小堤或贝壳层,河口区则以扇状分布富集多叉的贝壳堤。它表明,当贝壳堤形成阶段,各河口皆呈喇叭形状,水深较大,海滩坡度也大;在淤泥来源大增、泥滩淤高时,贝壳物质横向来源减少,平直岸段贝壳堤处于衰退状态,然贝壳物质纵向搬运仍继续进行,河口区贝壳堤仍在发育中。所以,河口区贝壳堤规模最大,保存最好。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院贵阳地球化学研究所 C¹⁴ 实验室, 1977. C¹⁴ 年龄测定方法及其应用. 科学出版社。
- [2] 王颖, 1964. 渤海湾贝壳堤与古海岸线问题. 南京大学学报(自然科学部分) 8(3): 424—438。
- [3] 李世瑜, 1962. 古代渤海湾西部海岸遗址及地下文物的初步研究. 考古 12: 652—657。
- [4] 竺可桢, 中国近五千年来气候变迁的初步研究. 人民日报, 1973. 6. 19 第三版。
- [5] 庞家珍、司书亨, 1979. 黄河河口演变 I. 近代历史变迁. 海洋与湖沼 10(2): 136—141。
- [6] 岑仲勉, 1957. 黄河变迁史. 人民出版社。
- [7] 赵松龄等, 1978. 关于渤海湾西岸海相地层与海岸线问题. 海洋与湖沼 9(1): 15—25。
- [8] 秦蕴珊、廖先贵, 1962. 渤海湾海底沉积作用的初步研究. 海洋与湖沼 4(3—4): 200—207。
- [9] 蔡爱智, 1978. 论芝罘连岛沙坝的形成. 海洋与湖沼 9(1): 1—14。
- [10] 蔡爱智, 1979. 刁龙咀堆积地貌的发育. 海洋与湖沼 11(3): 204—210。
- [11] Byrne, J. V., D. O. Leroy and C. M. Riley, 1959. The chenier plain and its stratigraphy, southwestern Louisiana. *Trans. Gulf Coast Assn. Geol. Soc.* V. 9: 237—259.
- [12] Dantin, E. J. et al., 1978. Littoral drift and erosion at Belle Pass Louisiana. *Jour. of the Waterway Port Coastal and Ocean Division*, V. 104: 375—390.
- [13] Gould, H. R. and E. McFarlan, Jr., 1959. Geologic history of the chenier plain, southwestern Louisiana. *Trans. Gulf Coast Assn. Geol. Soc.* V. 9: 261—272.
- [14] Hoyt, J. H., 1967. Barrier island formation. *Geol. Soc. Amer. Bull.* V. 78: 1125—1136.
- [15] Hoyt, J. H., 1969. Chenier versus barrier, genetic, and stratigraphic distinction. *Amer. Asso. Petroleum Geol. Bull.* V. 35: 299—306.
- [16] Joseph, R. C., 1973. Transgression and regression, in “Marine Geology”, Macmillan Company, New York, pp. 175—203.
- [17] Russell, R. J. and H. V. Howe, 1935. Chenier of southwestern Louisiana *Geogr. Rev.* V. 25: 449—461.
- [18] Ruzyla, K., 1973. Effects of erosion on barrier island morphology at Fire Island. in “Coastal Geomorphology”, New York, pp. 219—339.
- [19] Richard, A. D. Jr. Edited, 1977. Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlay, New York, pp. 361—383.
- [20] Shepard, F. P., 1973. Submarine Geology. Third ed., Harper & Row, New York, pp. 145—147.

A PRELIMINARY STUDY OF THE ORIGIN OF THE CHENIER RIDGES OF BOHAI GULF*

Cai Aizhi

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

On the holocene marine accumulated plain of Bohai Gulf, there are two or more series of chenier ridges. Which have been proved to be relict coastlines of different historical times. Their ages were estimated by C^{14} dating and archaeological method: the chenier ridge II was formed 3100—3500 years B.P., and the chenier ridge I was formed 2000 years B. P.

The chenier ridge consists of molluscan shells and their fragments. The height of the chenier ridge is usually 2—3 m, because of wind action sometimes reaching 6—7 m. Its maximum thickness is 5 m. The width of the chenier ridge is typically 50—200 m. In estuarine areas, its width is greater.

The following are requisite conditions for the formation of chenier ridges: the beach and shallow are of clayey silt, with a stable slope of 1/100 within the limit of 100 m from the foot of the chenier ridge, 1/300 within 100—300 m from its foot seaward, and 1/500—1/600 farther down.

As to the formation process of the chenier ridge we consider that: (1) With the supply of a large quantity of clay and silt, the beach accumulates rapidly, the abundance of mollusc is decreased rapidly, with the decreasing slope of the beach, the chenier ridge can not be formed.

(2) When the supply of clay and silt decreases, the slope is increased and the abundance of mollusc is increased. Owing to the action of the waves, the shells are carried to the shore where they accumulate and become a ridge.

(3) As the sediment supply and the thickness of the beach increase, the chenier ridge begins to retreat.

According to our researches, the chenier ridges of Bohai Gulf (Pohai Bay) were formed under the following conditions: The Huanghe River did not flow into the Bohai Gulf and the sediment supply decreased gradually; the Luanhe River flowed into the Bay from its northern coast and forming sandy island chain oblique to the coastline, a large quantity of earlier clay was brought to the back of the sandy island chain by longshore currents.

* Contribution No. 512 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.