

山东半岛海岸泻湖的沉积环境*

蔡月娥 蔡爱智

(中国科学院海洋研究所)

海岸泻湖是陆地与海洋交界地带的地质学和地貌学上的独特单元。其沉积是一种分布广泛、成分复杂的体系。在地质历史时期,规模较大的泻湖是一些沉积矿床如煤、天然气、铝土、铁、油页岩、石油和岩盐类的重要产地。

从现实主义出发,“古为今用”或“将今论古”来认识泻湖沉积,能够清楚地恢复古地理环境,首先是气候变化和海陆交界带的变迁史^[1,2],同时也能比较准确地推测全新世海平面变化的程度及其年代^[1,2]。因此,详细地研究各种泻湖沉积环境及其变化具有重要的理论和实际意义。

泻湖作为单独的沉积体系和地貌单元早就为人们所注意^[10,12]。Johnson 的名著于1919年发表以后,对泻湖的研究即进入了一个不仅讨论沉积物组成而且研究成因的新阶段^[16-19]。

近廿年来,海岸泻湖的研究大多紧密结合沙坝、沙咀等海岸堆积体的物质组成和成因进行的^[9,19,21]。Hoyt 从泻湖与沙坝的层位关系证明,泻湖沉积层与沙坝层自陆架区向岸推移的过程中是共存的;当海侵沙坝向岸推移的同时,其堤后便是泻湖相沉积层^[13-15]。

中国海岸泻湖的数量和规模虽远不及北美,但类型和典型性却具有自己的特色。本文根据作者二十多年来对山东沿岸各种泻湖的沉积学和地貌学的调查研究资料,探讨了不同泻湖的成因和发育问题。

一、泻湖分类的讨论

山东半岛海岸泻湖的分布范围南自海州湾的临洪河口、北至黄河三角洲以南的小清河口、岸线总长1150km。除莱州湾南岸和海州湾北岸110km为平原淤泥质粉砂海岸外,余皆属山地丘陵砂砾质海岸。泻湖海岸线占360km,约为全长的30%(图1),共有不同类型的泻湖六十多个,具有形态多样、规模不一,物质组成复杂等特点,是研究各种泻湖成因的理想海岸段。

Shepard 根据世界各地泻湖沉积物的组成把它们分成三大类:(1)温湿地区的泻湖以陆源沉积物占优势;(2)干燥地区的泻湖有滞流相蒸发岩的陆源碎屑;(3)热带潮湿地区的泻湖以石灰岩化学沉淀和生物钙质为主^[21]。这种分类只适用于世界性的大气候区带,对于仅占三个纬度的山东半岛并不适用。

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第1038号。

本文作者现在厦门大学海洋系工作。在多次调查本区海岸时,曾得到山东海洋学院高曼娜,中国科学院海洋研究所李成治、韩友松等同志的帮助,谨表谢忱。

1) 任美铎、曾成开, 1980。论现实主义原则在海洋地质中的应用。海洋实践 7: 1-7。

收稿日期: 1982年5月4日。

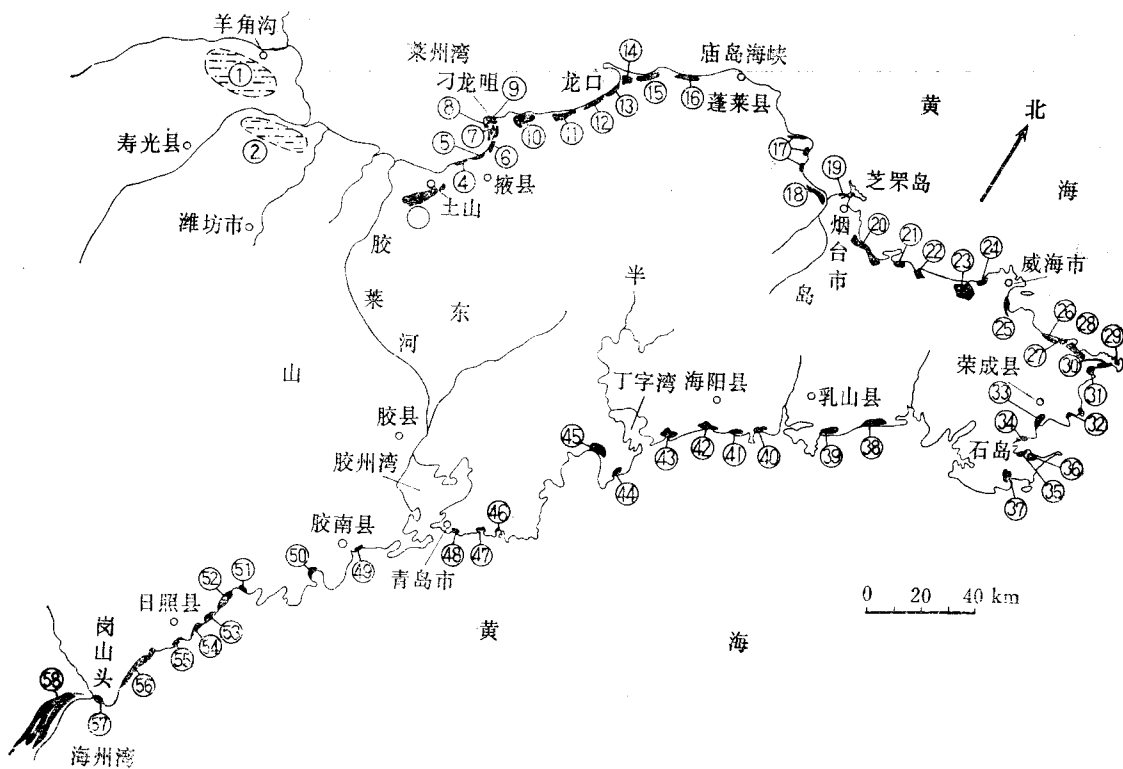


图1 山东半岛海岸泻湖分布图

注：图中○为③

表1 山东半岛海岸泻湖分类表*

泻湖类型		所属泻湖及地貌特征	沉积特征和类型	生物、水质和人工改造情况
砂质海岸泻湖	半封闭沙咀(坝)内泻湖	由沙咀(坝)掩护的有潮流口的泻湖如⑦—⑨, ②①—②③, ③①—③③, ④①—④④, ④⑦—④⑩等。	泥质砂为主, 带不同数量的风砂, 多数是表2中的A和B型; 泻湖⑧, ⑨, ⑩是C型沉积	贝类生物较多, 潮流口逐渐缩小, 流速减弱。部分农垦, 部分养殖
	完全封闭型沙堤内泻湖	沙坝把泻湖与海完全隔开, 如⑭, ⑰, ⑱, ⑳, ㉑, ㉒等泻湖	以A型沉积为主也有B型; 泻湖⑭属C型	海水与泻湖水相互渗透, 有底栖生物或泥炭层
	埋藏或废弃泻湖	现已全被风沙所埋盖, 泻湖形态不明显, 如④—⑥, ⑬, ⑮, ⑯, ㉓, ㉔等小泻湖	上层为B型沉积, 下层为A型, 个别有泥炭或C型沉积	下部常见泥炭或贝壳, 大部分已开垦或造林
泥质海岸泻湖	滨海平原洼地泻湖	海岸沙堤不明显, 大风暴时浑水进入泻湖内, 有少量细粒泥沙沉积如泻湖①, ②	以D型和E型沉积为主, 下层为分选度优的粉砂	无贝类生物, 粉砂层中含优质卤水, 是良好的盐场
	泥滩上贝壳砂堤内泻湖	贝壳沙堤小而连续, 大潮时海水进入堤内并进行缓慢的沉积作用如泻湖⑥①—⑥③	砂和粉砂质泥, 主要是E型沉积	多数修建了岸堤并改造成盐场或农田
河口湾泻湖		河口沙坝(咀)内的泻湖和洼地, 如泻湖⑩, ⑮, ⑰, ⑳等	以陆源河砂为主, 组成物复杂多变, 下部常见泥炭层	水质盐度随季节而变, 贝壳很少, 部分垦为农田

* 表中①—⑤⑧为泻湖编号, 位置见图1。

根据山东半岛海岸泻湖的不同地貌形态和沉积特征,并考虑海岸的地质构造、生物、水文等各方面因素综合分类,编制了表1和表2。

图2和表2系根据五十多个泻湖沉积物的分析材料归纳为五个有代表性的沉积类型。

表2给出的数据说明C类沉积物不仅最粗,而且分选度最差,为大风浪时波浪冲越堤

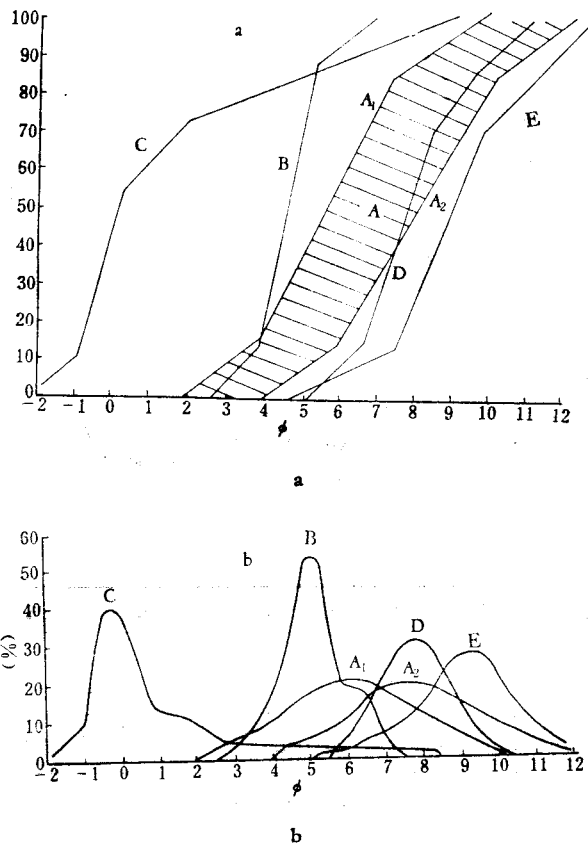


图2 山东半岛各类泻湖沉积累积曲线图(a)和频率曲线图(b)

表2 山东半岛海岸泻湖沉积类型的粒度参数表

各项参数		平均粒径 $M_z(\phi)$	分选度 σ_1	偏态 S_K	峰态 kg
A	1	5.7	1.64	0.04	1.10
	2	8.0	1.92	0.03	0.80
B		4.3	0.62	0.01	1.86
C		0	2.85	0.97	1.47
D		7.8	1.85	0.20	1.05
E		9.2	1.80	0.06	1.12

顶带入泻湖的粗颗粒砂砾和由经常性的潮流带进的细颗粒的淤泥和细粉砂所组成。A类沉积物多变,其跨幅在A-1至A-2之间。由于这类沉积物分布广、数量多,用1—2条单曲线无法包括其粒度范围。

二、各类泻湖的沉积特征

1. 砂砾质海岸泻湖

从莱州湾东岸的④号泻湖起,到南岸的岚山头,大部分是砂质海岸泻湖,其外侧均为沙堤、沙咀所包围,面积一般为数平方公里,个别达数十平方公里。泻湖沉积层的厚度多为2—3m,以泥质砂占多数。目前,这类泻湖大部分还保留着一个潮流通道作为海水与泻湖水交换的“咽喉”。一部分泻湖水域面积小,容水量少,在波浪对沙堤堆积的作用力大于水流冲刷力的情况下,口门易受封闭。封闭后泻湖水的含盐量可低到5—8‰,这时耐盐植物苇草才能生长并积累成泥炭层。其中一部分已被风砂所埋盖,不经过钻探难以发现。此类泻湖可分三种:

(1) 半封闭的咸水泻湖: 泻湖水的盐度与海水相近,湖内宜于底栖贝类生物繁殖。沉积物从泥到砂砾都有,常呈混合状态而缺乏微层理。垂直和水平方向的沉积物组成变化均较大。

泻湖⑦—⑩ 在古海岸线外的砂质浅滩上发育了一组沙咀。泻湖与陆地交界处是一条大致与5m等高线一致的古海蚀崖^[3,7,8],这是全新世海侵的最大界限,是沙咀与泻湖形成前受海浪侵蚀作用的结果。其中生长着很多贝类生物(见表3)。我们在沙咀的向海坡面上发现泻湖层出露,足以证明沙咀由于沙源减少而后退^[7]。

泻湖⑪和⑬ 靠近沙咀处的泻湖沉积物特别粗,属于图2和表2中的C型。它们由于风暴天气条件下高水位时大浪作用的冲越扇的砂砾被带进泻湖,加上涨潮流带进细颗粒泥沙,就构成了一条特殊的粒度累积曲线。

泻湖⑭ 本来是一个半封闭的与海水交换良好的咸水泻湖,宜于多种底栖贝类生物繁殖。随着风沙充填作用加快、砂层淤高而使大量贝类生物死亡,湖域面积缩小,口门淤浅。

泻湖⑯ 是双生连岛沙坝之间的泻湖(图3)。湖底中部沉积物虽属不易透水的粉砂质泥,而泻湖边缘却是具有良好透水性的中细砂。自人工堵口蓄淡工程完成后,因海水渗透作用使泻湖内的水质没有达到预期的低盐度。一年中只有雨季时期泻湖内水的盐度才接近5‰,较长的旱季里,盐度增至8—10‰。

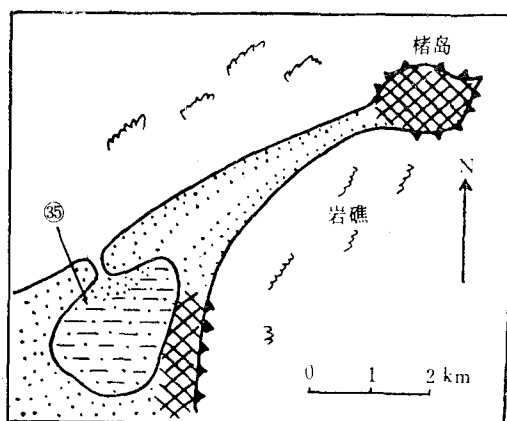


图3 楮岛泻湖与连岛沙坝简图

形成阶段就因水域面积小,潮流弱而口门被堵,又可称原生封闭泻湖;有些则是风砂或河沙充填写湖,使纳潮量大为减少而引起后来封闭^[7]。泻湖⑰, ⑱, ⑳等均为风砂充填写湖

(2) 封闭型半咸水泻湖: 有些在泻湖

表 3 山东半岛海岸泻湖内底栖贝壳生物分布简表*

贝类生物种属		泻湖编号												
		③	⑦ ⑩	⑭	⑰	⑳	㉓	㉖	㉙	㉛	㉞	㊱	㊳	
文 蛤	<i>Meretrix meretrix</i> (Linnaeus)	×	×				×	×						
蓝 蛤	<i>Aloidis</i> sp.	×				×	×						×	
异白樱蛤	<i>Macoma incongrua</i> (V. Martens)	×	×	×	×									
凹线蛤蜊	<i>Mactra sulcataria</i> Deshayes							×	×					
菲律宾蛤仔	<i>Venerupis (Amygdala) philippinarum</i> (Adams et Reeve)		×	×	×		×	×		×	×			
青 蛤	<i>Cyclina sinensis</i> (Gmelin)	×	×	×			×		×	×	×			
竹 蛏	<i>Solenidia</i> sp.	×	×	×	×	×	×					×	×	
缢 蛏	<i>Sinonovacula constricta</i> (Lamarck)	×	×				×						×	
沙 海 螂	<i>Mya arenaria japonica</i> Linnaeus				×	×	×	×						
菲氏满月蛤	<i>Lucina philippina</i> Reeve				×		×							
等边浅蛤	<i>Gomphina aequilatera</i> (Sowerby)		×	×		×	×							
毛 蚶	<i>Arca (Anadara) subcranata</i> Lischke	×		×									×	
扁 玉 螺	<i>Neverita didyma</i> (Röding)		×	×		×			×					
单 齿 螺	<i>Monodonta labio</i> (Linnaeus)		×	×										
红 螺	<i>Rapana thomasi</i> Crosse			×				×	×					
拟 治 螺	<i>Assimine</i> sp.		×			×	×	×				×		
古氏滩栖螺	<i>Batillaria cumingi</i> (Crosse)	×		×		×		×					×	
织 纹 螺	<i>Nassarius</i> sp.	×	×		×	×	×			×				
小 塔 螺	<i>Pyramidella</i> sp.		×	×										
蜡 螺	<i>Umbonium vestiarius</i> (Linnaeus)	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	
锈 凹 螺	<i>Chlorostoma rusticum</i> (Gmelin)		×	×										
托氏蜾螺	<i>Umbonium thomasi</i> (Crosse)		×	×			×	×	×	×	×	×		
纵带滩栖螺	<i>Batillaria zonalis</i> (Bruguiere)		×	×	×	×		×		×	×	×	×	
斑 玉 螺	<i>Natica Maculosa</i> Lamarsi		×	×				×	×					
大连湾牡蛎	<i>Ostrea talienwhanensis</i> Crosse			×	×		×		×					
近江牡蛎	<i>Ostrea rivularis</i> Gould	×			×									
头巾牡蛎	<i>Ostrea cucullina</i> Deshayes			×										
杂色蛤仔	<i>Venerupis variegata</i> (Sowerby)		×		×		×	×		×				

* 贝壳生物标本为作者采集,其种属名由中国科学院海洋研究所马锈同副总技师协助鉴定。泻湖编号见图 1。

而导致堵口。其上层为分选良好的 B 类沉积,下层为青灰色含贝壳的 A 类沉积。

烟台芝罘连岛沙坝最北面有一个三角形老泻湖,形成于连岛沙坝发育的初期。泻湖

内的沉积物是夹有淤泥的粉砂和细砂,下覆 Q_3 陆相黄色亚粘土^[4]。从泻湖下层采得多种贝壳(见表 3)。该泻湖位于风砂作用不到的芝罘山南坡面,因泻湖水域很小和砾石堤增长造成堵口。堵口后,贝壳生物就不再生,上覆为富含有机质的砂泥层。经中国科学院地质研究所 ^{14}C 年代测定为 6050 ± 150 年 B. P.¹⁾。

泻湖⑩ 是一列由四个小泻湖组成的链状泻湖群(图 4)。它们都是被一条沙坝完全封闭的、水深在 1—2m 之间,其水质为半咸水,既不生长贝类,也不生长芦苇之类。湖底钻探取得沉积物为黑色软泥,干时呈现良好的微层理。在这链状封闭泻湖里,过去和现在均未见贝壳类生长。又据其沉积层的层位关系处于后退状态也证明它们在形成时就是封闭型(图 5)。

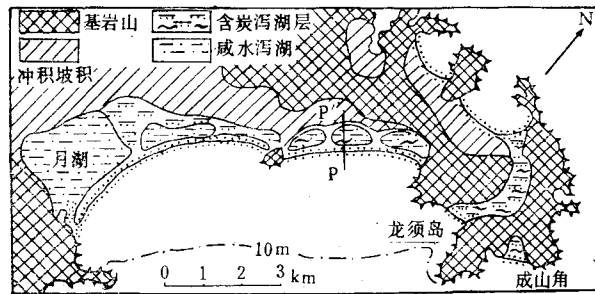


图 4 山东半岛东端的链状泻湖群
(图中 PP' 线为本文图 5 剖面位置)

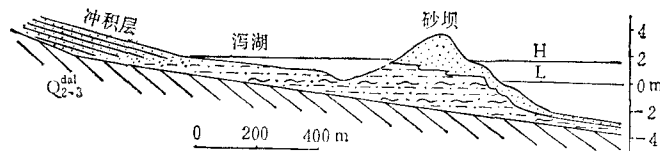


图 5 横穿泻湖⑩剖面图
(本图位置见图 4, PP' 线)

(3) 埋藏泻湖: 全新世的后期,由于气候变迁,气流交换作用增强,风力增大导致风砂逐渐充填泻湖^[7]。从表 1 可知风砂埋盖泻湖的情况是相当普遍的,特别是在半岛的北岸,风砂已填平了三分之一的泻湖。

泻湖⑩ 是半岛最东端的一个被风砂完全埋盖的废弃泻湖。地表有一层 1m 厚,分选良好的细砂、沉积物为 B 型,其下部为一层黑色的腐殖质层,再往下便是原来未被风砂作用的咸水泻湖沉积,含有较多的贝壳,沉积物属 A 型。

2. 淤泥质海岸泻湖

分布在沿岸平缓并且近岸海底也较浅的平原海岸。这类泻湖具有较大的湖域和不明显的边界范围,它与海之间的隔离地貌体有的是砂和贝壳的混合堆积堤,有的是微高起的

1) ^{14}C 年代数据是张景文、赵希涛提供的。

淤积带。泻湖洼地常积存咸水。此类泻湖可分两种：

(1) 滨海平原洼地泻湖：泻湖与海之间没有沙堤地貌，亦无潮汐通道，当特大潮位时，潮水溢进泻湖并发生一定的沉积作用。莱州湾南岸的①—②泻湖曾经都是滨海洼地，地形平坦，系退海之地。该泻湖的边界在实地调查和分析航空照片时均难确认，但这并不影响我们从沉积学上证明这种泻湖的存在。从1877年英国出版的1:1000,000渤海海图上仍然清楚地标着两个泻湖的位置和范围。

根据钻井资料编制出泻湖①的沉积剖面层次很清楚，上层为粉砂质淤泥，厚1.5m左右， $M_z = 7.5-8.5\phi$ ， $\sigma_1 = 1.55$ ，未见贝壳生物残骸。下层质地较纯， $M_z = 5-6\phi$ 具有一定透水性，夹少量贝壳碎片。此层厚度由陆向海增大，下覆陆相浅黄色砂土。

(2) 淤泥滩贝壳砂堤后泻湖：分布在海州湾北岸如⑥—⑧诸泻湖。泻湖和沙咀呈多条状平行排列，湖底面高程在一般低潮线之上。组成沙堤的物质是含贝壳的中细砂，其磨圆度和分选度均比较差，经查明砂源来自附近的河口入海泥沙。这种泻湖只有在大潮和增水时，浑水从潮水沟进入泻湖并发生一定的沉积作用^[6]。小潮和中等潮汛时，海水不进入或很少量进入泻湖，沉积物为E型。

3. 河口湾泻湖

在低海面时，山东半岛沿岸入海小河口均属河谷。当海平面上升到目前水位时便成为河口湾。所有这类泻湖的形态多呈狭长形，少数呈近圆形或三角形。泻湖的沉积物以陆源河砂为主，也夹有不等量的淤泥。河口湾泻湖的水质多变，盐度高低之差受控于季节降雨量。

泻湖⑩是一个面积较大的河口湾泻湖，目前为河砂和风砂的共同作用而趋于废弃状态。在表层近1m厚的细砂层之下富含软体动物（见表3及图6）。我们对下层的贝壳进行¹⁴C年代测定为 3780 ± 210 年 B. P.。这一层之下是海湾相泥质粉砂，含少量贝壳。再往下为海侵砂层，下覆陆相黄色砂土层。

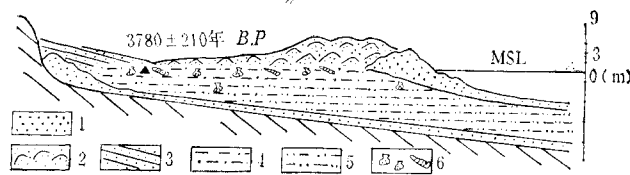


图6 泻湖⑩的沉积剖面

1.海成砂； 2.风砂； 3. Q_4^{al} 砂土； 4.泻湖沉积； 5.海湾泥质砂； 6.贝壳生物化石。

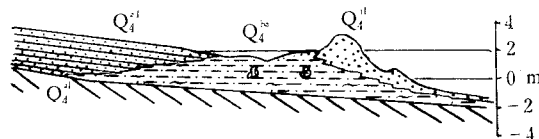


图7 泻湖⑬——被河砂充填的一个实例

泻湖⑬和⑪—⑬都是处于河砂迅速充填的小河口湾泻湖。其水域面积小而浅。目前河砂填充了原泻湖面积的一半左右。沉积物以中、细砂为主，上层粗，属A-1型，无贝壳

生物残骸；下层较细，属 A-2 型，有多种贝壳(图 7)。

这种泻湖沉积层上、下变化明显，特别是生物群的大变化反映了海水进入泻湖的数量大减，水质冲淡。

三、不同泻湖成因的探讨

泻湖的成因与沙坝(沙堤、沙咀)的成因是不可分割的。许多学者都提出自己明确的看法^[9,11,14,16,19,20]。但他们的结论受北美等规模巨大而形式单调的泻湖沙坝区所局限。

山东半岛泻湖种类较多，对于研究不同条件下泻湖的各种成因是很好的地区。作者认为探讨泻湖成因的主要依据为：(1)地貌形态特征。首先要看海岸陆域范围的地貌组合。在泻湖的陆岸方面有无海蚀地貌及其相关层存在，以说明该泻湖是否属于原生的；(2)泻湖的沉积物组成。除主要考虑其粒度参数外，还要看生物组合和碳质含量等，以便说明泻湖的沉积环境和物质来源；(3)泻湖层及其上下层位关系。泻湖沉积环境的变化情况是探讨泻湖成因和发育的重要依据。泻湖层下覆沉积相是区别不同泻湖成因的最可靠材料。

山东半岛海岸泻湖从成因上可分三种形式：

1. 以横向沉积物来源为主形成的沙坝后面的泻湖

在全新世早期，当陆架上的泥沙随着海平面上升沙坝向岸推移，坝后泻湖亦随之形成。确定这种成因形式的依据为：(1)在沙坝及其向海延伸的海侵砂层之下有一层不连续的厚度不等的泻湖相沉积；(2)在泻湖与陆地的交界处，因不受大风浪的侵蚀而无海蚀遗迹；(3)泻湖层之下无海侵砂层，而是陆相冲积层或基岩风化层。山东半岛自蓬莱以东至南岸的大部分泻湖都属于这种成因(见图 5, 7)。

2. 以纵向泥沙来源为主形成的沙咀沙坝内的泻湖

它们是海侵后，海平面达到目前高度以来，当时海浪直接作用于陆岸并造成一条明显的海蚀崖。随着时间的推移，在陆源泥沙逐渐增多的条件下，浅滩上便形成了沙咀沙坝及其后面的泻湖。其层下存在海滩砂便是重要依据。在沙源不断增多的情况下，随着时间的推移，有的岸段在老的堆积堤的外面一定距离的海滩处，又因浅滩淤高而再次建造一条与老砂体平行或斜交的新的堆积体。莱州湾东岸的多数泻湖都属于这种形成方式，刁龙咀和芝罘连岛即是两个典型的实例^[4,5]。

3. 由纵向和横向两方面砂源共同供应下形成的海岸沙坝或沙咀后的泻湖

分析其层位，最里面的一条沙堤与泻湖为第一种成因模式，而第二和第三条沙坝和泻湖则是海滩砂泥层，属第二种成因。泻湖②—⑤即这种成因类型。

四、结 论

确定泻湖是海侵时随沙坝向岸推移的同时形成的，抑海侵后从浅滩上纵向砂源和横向砂源不断供应下形成的，主要是通过沉积层的垂直层位关系来判断。前者泻湖层之下无海侵砂层，后者泻湖层之下既有海侵砂又有浅滩相沉积。

大量的实例证明，山东半岛北岸泻湖已被风砂填充而所剩无几。风砂的作用一方面使沙坝后退泻湖面积缩小，另一方面又直接把泻湖填平以至废弃。南岸泻湖大部分为河

砂充填,正处在口门被封闭和干涸的灾难性阶段。

泻湖内的贝壳砂泥层与泥炭层的存在,代表着盐度不同的两种沉积环境。泥炭层发育的原因是泻湖内盐度不超过 10‰ 的咸淡水环境。大量贝壳在泻湖内繁殖,反映了该盐度大于 25‰ 的咸水环境。

目前,泻湖内泥炭层和贝壳砂泥层均受很厚的风砂或河砂埋盖,这一事实充分说明全新世中期以后气候的明显变化而导致了海岸泻湖沉积环境的重大变化。

参 考 文 献

- [1] 任美镔, 1965. 第四纪海平面变化及其在海岸地貌上的反映。海洋与湖沼 7(3): 295—305。
- [2] 谢福缘、徐家声, 1979. 黄海晚更新世末期以来古地理环境的演变。海洋文选 2(1): 108—113。
- [3] 蔡月娥、蔡爱智, 1980. 莱州湾东岸的地貌发育。海洋湖沼通报 1: 28—34。
- [4] 蔡爱智, 1978. 论芝罘连岛沙坝的形成。海洋与湖沼 9(1): 1—14。
- [5] 蔡爱智, 1980. 刁龙咀海岸的发育。海洋与湖沼 11(3): 204—210。
- [6] 蔡爱智, 1981. 渤海湾贝壳堤成因的初步研究。海洋科学集刊 18: 117—132。
- [7] 蔡爱智、蔡月娥, 1983. 中国海岸风沙沉积的成因与特征。中国沙漠 3(3): 1—10。
- [8] 韩友松, 1980. 牡蛎礁与新河古海岸线。海洋科学集刊 16: 59—66。
- [9] Bird, E. C. F., 1975. Australia coastal barriers. In "Barrier Islands" edited by M. L. Schwartz. Dowden, Hutchinson and Ross Inc. Publishers. pp. 412—426。
- [10] de Beaumont, E., 1845. Lagoon de geologic pratique. *ibid.* pp. 1—30。
- [11] Fisher, J. J., 1968. Barrier island formation: Discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 79: 1421—1425。
- [12] Gilbert, G. K., 1885. The topographic feature of lake shore. U. S. Geol. Survey 5th Ann. Rept. pp. 69—123。
- [13] Hoyt, J. H., 1967. Influence of island migration on barrier island sedimentation. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 78: 77—86。
- [14] ————, 1967. Barrier island formation. *ibid.* 78: 1125—1135。
- [15] ————, 1969. Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction. *Amer. Assn. Petroleum Geologists Bull.* 53: 299—306。
- [16] Johnson, D. W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. John Wiley and Sons Inc. New York, 584pp。
- [17] Leatherman, S. P., 1979. Barrier Islands. Academic Press. New York, 325pp。
- [18] Pierce, J. W., 1970. Tidal inlet and washover fans. *J. Geol.* 78: 230—234。
- [19] ———— and D. J. Colquhoun, 1970. Holocene evolution of a portion of the North Carolina Coast. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81: 3697—3714。
- [20] Shepard, F. P., 1960. Gulf coast barriers. In "Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico" F. P. Sheoard, F. B. Phleger and Tj. H. van Andel, eds., Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Okla., pp. 197—220。
- [21] ————, 1973. Submarine Geology. Third edition. Harper and Row, New York, 517pp。

SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF THE COASTAL LAGOONS ALONG SHANDONG PENINSULA*

Cai Yuee and Cai Aizhi

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao*)

ABSTRACT

A total of 60 lagoons of different sizes are found along the coastal zone of the Shandong Peninsula with a total length of 360 km, about 30 percent of the coastline of Shandong Peninsula (Fig. 1).

Compared with the coastal lagoons of Gulf Mexico and the east coast of the United States the lagoons of the Shandong Peninsula are rather smaller, unnoticeable, in a variety of shapes and complex sedimentary environments. Yet the sediments of the lagoons recorded evidently the whole history of Holocene epoch in the area studied.

The lagoons can be divided into five Kinds (Tab. 1) by their composition, parameters of size and other features of the sediments. Their cumulative curves and parameters of size are shown in Fig. 2 and Tab. 2, species of mollusk in sediments of lagoons in Tab. 3.

Characteristics of the lagoonal facies show (1) during transgression in early Holocene the barrier moved landward, forming lagoons (20)—(50), yet no beach facies and transgression being found under the sediment layer (Fig. 5, 7); (2) after the transgression in late Holocene, an old coastline was formed because of regression, and under the supply of the longshore sediment, a new barrier (or spit) was built up, e.g. lagoons (4)—(16), (58) etc, with beach facies and transgression layer being formed under the lagoonal sediment; (3) lagoons with characteristics of both (1) and (2) were also formed like (18), (19), (51)—(59), etc.

At the present time, most lagoons of Shandong Peninsula have been filled by alluvial and eolian deposits. Many inlets of lagoons have been closed by sand barriers. The salinity of lagoonal water is getting lower and mollusk in lagoons are dying gradually. Many lagoons have become new land because of being filled by sand. A part of these lagoons is getting smaller and smaller by the regression of coastline.

* Contribution No. 1038 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.