

苏北、长江口海岸的演变及其动态*

李成治 李本川 杨治家

(中国科学院海洋研究所)

连云港至杭州湾北岸,海岸线长达千余公里;其海岸为一低地堆积平原岸,由于古黄河及长江的固体径流等的影响,曾经历了一个复杂的演变过程。海岸与河口面临开阔的浅海海域,经受着潮流、强风浪与径流的作用,其岸滩与河口沙岛的动态具有独特之处。

对于苏北及长江口海岸的一些基本问题,不少学者先后从不同角度进行过研究,本文仅就海岸演变及其动态论述如下。

一、海岸演变

根据资料分析及历史记载,大体以海安至琼港一线为界,其北部地区海岸的演变,主要受古黄河的南移、北徙所制约;其南部地区为昔日长江河口,海岸的演变主要受河口伸展、南移所控制。在论述苏北和长江口地区海岸的演变时,将现长江口以北地区视为一个整体。苏北、长江口海岸的历史变迁,各个历史时期海岸线的位置见图 1。

1. 苏北海岸的演变过程

黄河夺淮从江苏入海前,沿岸入海小河的输沙量有限,对江苏中部海岸的影响甚微,因而在相当长的时期内岸线比较稳定。而海安以南受长江固体径流的影响,岸线变化较大。苏北沿岸沙堤、贝壳堤发育,后人沿堤修建的捍海堤,如李堤、范公堤等,均为历史上的岸线位置。据阜宁县志与盐城县志记载,当时分布有三条相距较近的沙堤,自西向东被称为西沙冈、中沙冈、东沙冈,其中以东沙冈、西沙冈较为完整,分布范围也广。西沙冈自羊寨经喻口镇、草

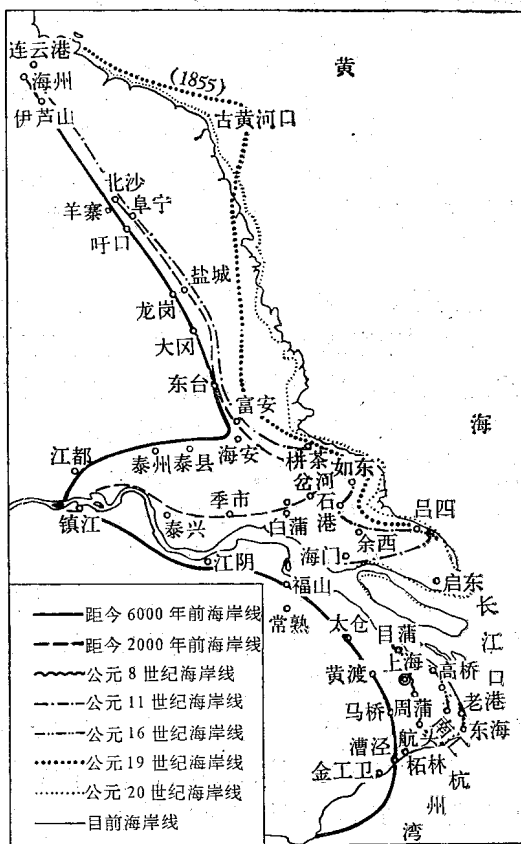


图 1 苏北、长江口海岸历史变迁图

草

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 675 号。

收稿日期: 1980 年 12 月 1 日。

堰西、龙冈西、大冈向南延伸至东台,与南部沿海的青墩、泰县、泰州、江都、扬州一线分布的古沙堤相接。这条沙堤代表的古岸线见图 1,其形成时代在距今 6000 年前^[12]。

东沙冈大致自北沙经丰墩、阜宁,沿串场河东岸向南延伸,经上冈镇、新兴场、伍佑、刘庄镇到东台以南一带。据《盐城县志》所载盐城一带沙洲的分布情况^[1,2],可认为东沙冈形成于汉朝(公元前一世纪)。而 2000 年前长江河口北岸岸线是沿泰兴、季家市、林梓镇附近、岔河向东北方向延伸,然后转向西北至栟茶海湾附近,在海安附近与东沙冈相接,此即为距今 2000 年前的岸线(见图 1)。岸外的沙岛即东布州,在今金沙镇(南通)一带^[3]。

据《盐城县志》,唐时“盐城去海不过一里”^[1];清嘉庆《海州直隶州志》也说,公元 806—826 年,海在海州东 28 里^[4]。又据历史资料,公元八世纪时,东甌山、阜宁、盐城一线以东仍为广大潮间滩地。这说明此段岸线在相当长的历史时期内是稳定的。

唐朝李承沿东沙冈一带修建的捍海堰(李堤),即为公元八世纪之岸线位置^[2]。与此同时,在南部由于东布洲并岸,岸线外移至海安、栟茶、如东,向西经石港至泰兴一带。十一世纪时,范仲淹在此基础上修筑了捍海堰(范公堤),从余西附近向北到盐城一带与八世纪的海堤(李堤)接近;自余西到吕四为沈兴宗所修建的海堤(沈公堤),这说明当时河口南移,廖角嘴已伸展到吕四一带^[3]。故十一世纪时苏北海岸,岸线是自海州以东经阜宁、盐城、东台、富安、栟茶、如东(掘港)、余西、余东至吕四一带,然后向西至海门(见图 1)。

由此可知,在十一世纪黄河夺淮从江苏入海以前相当长的时期里,海安以北的海岸是基本稳定的,而海安以南地区,由于河口沙洲并入北岸,岸线外伸并向南偏移,岸线变化较大。

自公元 1128 年黄河从苏北入海至 1855 年黄河北徙的数百年间,黄河带来的丰富泥沙使苏北海岸岸线普遍向外推移,但幅度不等。由于黄河物质的充填,云台山地区许多岛间水道先后淤积成陆,海滩变缓。中部地区由于泥沙大量堆积,岸线迅速外移。黄河物质向南搬运,在原长江三角洲之上形成叠置三角洲。据阜宁县志,黄河夺淮先在云梯关入海,尔后河口汉道摆动南移,在六合庄一带入海,故留有小黄河口、二泓口、三泓口之名。盐城在宋朝时为岸,至明宣宗(1425—1435 年)岸线逾堤而东 30 余里,明末(17 世纪中叶)更 50 里,迄清中叶(18 世纪中叶)已在百四十里^[2]。据如皋及海门县志,栟茶至吕四一带海岸增长缓慢,沈公堤在清朝中叶离海边仍有五、六里,马蹄状的石港湾逐渐被充填。因此,黄河北徙时,射阳河口以北的岸线位于目前岸线以外约 30 里,而射阳河口至吕四一带岸线则位于目前岸线以内(见图 1)。

黄河北徙后一百年来,陆源物质基本断绝,浅滩失去泥沙补给,动力因素相对加强,凸岸冲刷后退,凹岸堆积增长,海岸发育开始了新的阶段。古黄河口岸段迅速后退,射阳河口以南岸段则迅速增长,苏北海岸向夷平方向发展。启东一带于 20 世纪初由许多小沙岛合并而成,廖角嘴移至江夏镇形成今日之启东嘴(苏北嘴)。

2. 长江口地区海岸的演变过程

长江口地区海岸的演变主要表现为河口岸线向外伸展南移,促使河口束狭的过程。

1) 参阅南京水利科学研究所,郭瑞祥,1979,历史时期江苏海岸与现代地貌特征;同济大学,1978,长江三角洲发育过程和沙体特征;陈吉余,1979,苏北海岸的历史变迁。

2) 江苏南通博物馆资料,海安县青墩的古树的碳年代测定为 4800±150 年。

在金山卫、马桥等地发掘的文化遗址中,有距今 4000 年前的黑陶文化和距今 3000 年前的印陶文化,其下层有两米多厚的贝壳沙堤。这些贝壳堤、沙堤的走向近于南-北,在邬家桥、黄渡等地均有分布,是上海以西的冈身的一部分。这道冈身是由一条或数条贝壳堤或沙堤并列而成,宽度数公里不等,在福山、太仓、方泰、马桥、漕泾一带断续分布,为古代海岸线之标志,其形成时代为距今 5000—6000 年前^[5]。马桥文化遗址下伏贝壳堤的贝壳砂砾,经考古所碳年代测定为 5520 ± 180 年。故可确定 6000 年前长江口南岸岸线在江阴以南,经常熟以东、太仓、方泰、黄渡、马桥、漕泾至杭州湾王盘山、盐官一线(见图 1)。马桥文化遗迹贝壳堤的上部黑土层及灰土层中保存的秦、汉、唐、宋时代的文物说明,在贝壳堤、沙堤形成以后的较长时期内,这条岸线是比较稳定的。

《江南通志》载道:“唐开元初,名曰捍海堰,起之盐官,迄于吴淞”,《江苏海塘新志》也载有:“盐官有捍海塘,堤长二百四十里,开元时重建”。故可推知,公元八世纪时,岸线已向东延伸到吴淞口附近,沿月浦,向南经北蔡、周浦至航头一带(见图 1)。

长江口南岸分布有钦公塘、彭公塘、人民塘等几道捍海堰,均代表着不同历史时期的岸线位置。

明万历 12 年(1584 年)所修之外护塘位于拓林、奉城、海潮寺、南汇东 1.5 公里、川沙东 2.5 公里一带;清雍正 12 年(1734 年)时加以修复,又称钦公塘;可见,十六世纪至十八世纪岸线较为稳定。清光绪 10 年修建的新塘表明十九世纪南汇嘴已伸展到东海、老港一带(见图 1)。对比新旧地形图可知,1924 年岸线的位置即在 1960 年岸线附近。

二、苏北海岸动态

苏北沿岸面临开阔的浅海海域,动力因素十分活跃,自黄河北徙以后,潮流和波浪对海岸的作用相对增强,成为海岸动态变化的主导因素。近岸地区为不规则的半日潮流。太平洋 M_2 分潮潮波为前进波性质,向西北方向传播,在琼海湾以南呈顺时针方向旋转;在古黄河口外形成一无潮点,为驻波性质,呈逆时针方向旋转。据沿岸七个水文断面观测资料分析²⁾,潮差在古黄河口一带为 3 米,海湾内潮差增大,最大达 7.6 米(环港)。涨潮历时大于落潮历时,涨潮流速一般大于落潮流速;而古黄河口地区及北坎一带落潮流速大于涨潮流速,在潮间浅滩涨落潮流速一般为 30—40 厘米/秒,大者超过 100 厘米/秒。潮流以往复流或近于往复流为主,古黄河口至射阳河口一带,涨潮流向自北向南;射阳河口至琼港一带,涨潮流向自东北向西南;暗沙地区涨落潮流向与暗沙的分布一致;小洋口以南地区,涨潮流向自东南向西北为主。苏北、长江口动力要素见图 2。苏北海岸受季风影响,波浪主要为风浪,夏季以偏南浪为主,冬季以偏北浪为主;强风浪向为北东及北北东。由于动力作用强烈,近岸泥沙运动十分活跃,既存在明显的泥沙横向搬运,又存在几支局部的泥沙纵向运移^[6]。此外,水下岸坡经受流、浪的再造作用,致使水下暗沙发育,并几经消、长、分、合的塑造演变而形成目前之“五大沙群”。水下暗沙的发育及其目前动态和沿岸泥沙运动问题,已在另文论述^[7]。

苏北、长江口海岸动态见图 3。由于岸线走向、海滩物质组成以及岸外掩护条件的不

1) 参见华东师范大学,恽才兴等,1979,长江口沉积结构与现代沉积过程。

2) 据中国科学院海洋研究所 1960 年调查资料。

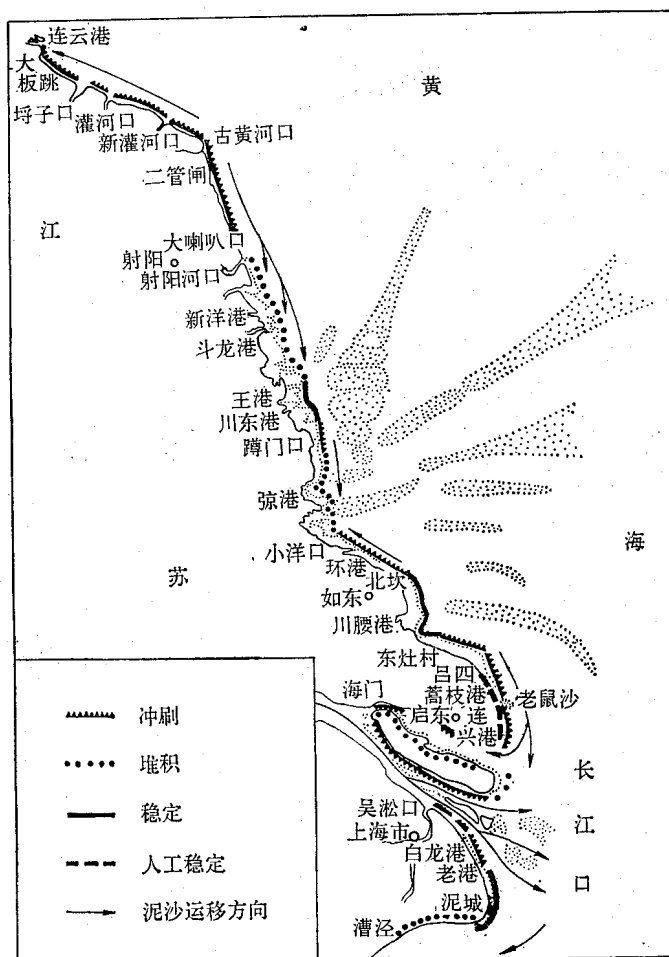


图3 苏北、长江口海岸动态图

发育着与岸垂直而平行分布的侵蚀沟；呈锯齿状。低潮线附近，浪、流作用都很强烈，冲刷的物质作横向或纵向搬运，并发育着小型的砂堤(图4a)。

但因条件之差异，该地区的侵蚀强度各段不等，古黄河口地带最强，次为大喇叭口一带，在灌河口一带最弱。海岸、浅滩被侵蚀的泥沙分别向西北和向南搬运(见图3)。

2. 岸积-滩积的堆积型

主要分布在射阳河口至小洋口一带，其动态特点是海岸堆积增长、潮间浅滩淤积加高(见图4b)。该地区岸线曲折，分布有王港、弼港等海湾。潮间浅滩宽达数公里至十余公里，滩面平缓，坡度为0.2—1.6‰。岸外有暗沙群作屏障，波浪作用减弱，潮流成为主要动力因素。

岸上无堤，湿地宽阔平缓，与潮间浅滩连续过渡。高潮线以上潮流作用为主形成的垆岗和洼槽相互平行，延伸方向与潮流主要方向一致。南部海岸前进波潮流和北面驻波潮流在本地区汇合形成增水，由于两种潮波的性质不同，最大流速和憩流发生的时间都不一致，泥沙易于沉降。涨潮流速大于落潮流速，随涨潮流带入海滩之泥沙，沿程落淤堆积，因

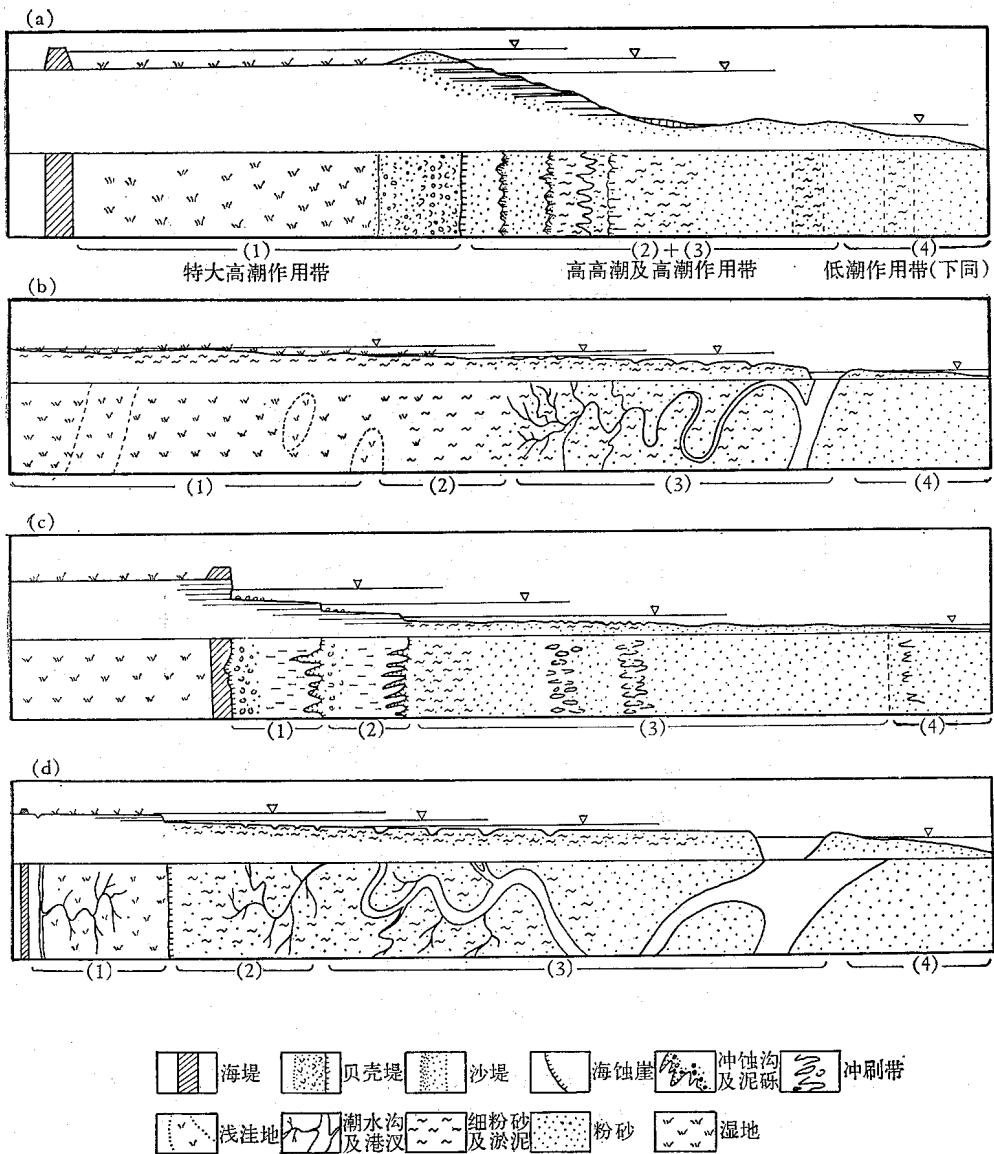


图4 苏北海岸、潮间浅滩平面及剖面图

而整个岸滩平均每年以数十米的速度淤积增长。浅滩中部水动力比较活跃，滩面物质粗化(细粉砂)，树枝状潮沟发育，往下加深、扩大而成港汊。低潮线附近波浪作用相对较强，破碎波作用带随着水位上升而上移，利于泥沙沉降堆积。浅滩物质组成主要是淤泥和细粉砂。

堆积增长强度各段不等，王港湾一带最强，次为弼港湾一带。从图3可看出，个别地段则表现为相对稳定(如川东港)和弱侵蚀后退(如蹲门口)。

海岸、浅滩堆积增长的泥沙补给有三个途径，一是古黄河口地区及蹲门口附近侵蚀的泥沙在潮流和偏北风浪作用下向南搬运；二是北坎一带凸岸侵蚀的泥沙，在西北向潮流作用下向弼港湾搬运；三是暗沙地区被风浪掀起的泥沙随涨潮流顺暗沙间洼沟(潮汐通道)

向岸搬运(见图 3)。

3. 岸蚀-滩蚀和岸蚀-滩积混合型

主要分布在小洋口以南地区,岸线曲折呈 W 型,轴向为北西-南东向,岸外虽有暗沙或沙坝,但范围不大。潮流和波浪均为主要动力因素。海岸的动态特点是既有岸蚀滩蚀的岸段,又有海岸侵蚀而海滩堆积的岸段。

岸蚀-滩蚀岸段 主要分布在环港至北坎,吕四至蒿枝港一带,岸线向海突出,浅滩走向与东北强风向近于直交,在强风浪和潮流作用下导致海岸和潮间浅滩侵蚀。海堤内湿地狭小,高潮线以上地带由于风浪的侵蚀而形成三级土崖或侵蚀陡坎,崖下土质磨蚀滩地上有泥砾和不规则锯齿状的冲蚀沟,海岸每年后退 20—40 米。潮间浅滩上落潮流速大于涨潮流速,在波浪作用的参予下,侵蚀作用增强,滩面上水平分布数条片状侵蚀带。低潮线附近,落潮流和波浪的作用都强,侵蚀作用加剧,滩面物质粗化,发育有沙波及小型沙堤(见图 4c)。侵蚀的泥沙一部分向琼港湾方向搬运;一部分在向南搬运过程中部分堆积在川腰港,部分随同吕四、蒿枝港一带侵蚀的泥沙继续向南搬运(见图 3)。

岸蚀-滩积岸段 主要在小洋口至环港以及川腰港等岸段。其动态特点是高潮线以上地带主要受风浪作用而侵蚀后退,潮间浅滩主要在潮流作用下堆积增长,但强度均不大。在大潮、大风浪作用下,海岸受到侵蚀,后退速度每年约 10 米,有侵蚀陡坎和树枝状的侵蚀沟。潮间浅滩宽数公里至十余公里,涨潮流速大于落潮流速,随涨潮流带入之泥沙以及湿地受蚀的泥沙堆积在浅滩上,淤泥和粉砂交互成层,平均每年淤高约 10 厘米,外伸 100 米左右。浅滩上发育大型树枝状潮沟,在低潮线附近发展成不规则之港汊(见图 4d)。

由上述可知,海岸的侵蚀后退主要是波浪作用造成,浅滩的冲刷主要是落潮流速大于涨潮流所致;其冲刷带及侵蚀陡坎发育,物质组成较粗。而海岸的增长和浅滩的淤积,主要是涨潮流速大于落潮流速所致;其潮水沟及港汊发育。

三、长江口区海岸动态

长江河口地区浅滩、沙岛发育,有数十个,规模不等,有些已出露水面,有些位于水下,呈北西-南东向顺流排列,主要有崇明岛、长兴岛、横沙、九段沙及铜沙浅滩。长江径流被其三级分汊,从四股水道外泄(图 5)。沙洲、沙岛的形成和发展历来就是长江河口海岸演变的核心。一千多年以来,沙岛就曾有五次并入北岸^[9],每次都使岸线向外伸展,河口南移;六千年以来,长江三角洲体系经历了六个发展阶段,三角洲呈雁行排列,每一阶段都是以河口沙洲、沙岛的形成及其演变为核心^[8]。

沙岛的形成及其动态,主要是径流和潮流相互作用的结果,波浪也是重要的因素。长江口为中等强度的潮汐河口,落潮历时大于涨潮历时(北支水道涨潮历时大于落潮历时)。潮流为往复流,涨落潮流方向呈北西-南东向。河口地区常风向为东南东和南东,强风为夏季偏南风,冬季偏北风,而台风季节北东向风力最强。波浪主要是风浪。据上海河道局资料,河口各汊道径流量及输沙量值见表 1。

潮汐河口地区涨落潮流流路的不一致是普遍现象,在长江口地区尤为明显。在科氏力作用下涨潮流路向北偏,落潮流路向南偏,各自形成涨潮槽和落潮槽,其间产生的缓流

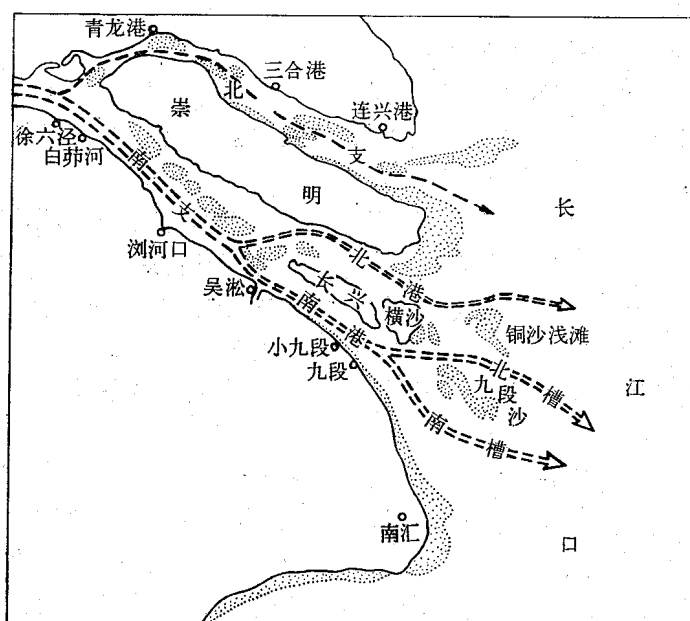


图5 长江河口沙岛、浅滩分布及径流分配图

表1 径流量及输沙量统计表

数 值 项 目		径流量(方/秒)			输沙量(吨/秒)		
		南 支		北 支	南 支		北 支
		南 港	北 港		南 港	北 港	
日期							
1958年9月21日—29日		16000	23300	3100	13.9	22.8	2.8
1959年	3月2日—12日	12000	12600	553	12.1	9.0	-4.0
	8月13日—24日	13400	19750	214	18.5	28.4	-8.2
年 量		4.4×10^3 亿方	5.8×10^3 亿方	0.1×10^3 亿方	4.4 亿吨	6.3 亿吨	-1.0 亿吨

区为泥沙沉降堆积的场所,形成浅滩。而沙洲的形成反过来迫使径流再分汉,加强了涨落潮流流路的不一致,又为新的浅滩的形成和发育创造了条件。

崇明岛长70公里,呈北西-南东向的长条状。关于它的形成发育过程已有详细记载和研究¹⁾。唐朝开始相继出露水面的一些小沙岛,在明末清初时相互联结成今日之崇明岛。在崇明岛形成过程中长江水流被分成南支和北支两股水道,崇明岛东南端为两汉道口,其间水流扩散而流速降低,利于泥沙沉降,促使崇明岛东滩发展。长江主泓道于18世纪由北支水道改走南支水道^[5],长江径流量主要由南支水道入海(见表1)。在径流和潮流作用下,崇明岛南岸近30年来平均每年以20—40米的速度被冲刷后退。而北支水道,径流量

1) 任美镔等,论现实主义原则在海洋地质学中的应用。海洋实践,1979,第3期。
复旦大学,1975;长江口南岸岸线的变迁。

仅占 1%, 涨潮流作用大于落潮流作用, 涨潮流挟沙量一般大于落潮流挟沙量, 泥沙的输送为净进。泥沙的倒灌导致北支不断淤积, 崇明岛北岸每年淤长 50—70 米 (见图 3), 浅滩宽阔, 有“海滩上行, 望启东望不到崇明”之说。其泥沙补给有两个途径, 一是长江输沙的一部分随潮进入北支堆积; 二是苏北南部海岸泥沙向南搬运, 这是崇明东滩和北支淤积的重要来源^[6]。

南支水道也先后出现了不少浅滩和沙岛, 呈长条状沿北西-南东方向分布 (图 5)。长兴岛是由许多小沙洲、沙岛相互合并而成, 其规模仅次于崇明岛。约在距今 700 年前先后形成的崇宝沙、鸭窝沙、石头沙、圆圆沙等浅滩和沙洲, 在距今 200 年前后相继出露水面, 近几十年内相互合并而成今日之长兴岛。在长兴岛发育过程中, 南支水道的下段被分成南港和北港两股水道, 长兴岛以东水域成为两水道之间的缓流区, 泥沙不断堆积, 促进不连续分布之浅滩的发展。据复旦大学资料, 横沙于 1858 年出露于水面。从水文观测资料分析得知, 北港的一部分水流沿长兴岛与横沙间之洼槽进入南港, 实测余流值为 30 厘米/秒, 称为横沙水道。这一流路的形成及横沙岛的发展, 改变了其东面水域的水、沙条件, 因而铜沙浅滩在 1865 年以后的增长速度减缓。在南港水道和横沙水道汇合处附近, 19 世纪 80 年代出现了河口沙坝, 尔后发展成九段沙。九段沙的形成将南港水道下段分成南槽和北槽。水流不断被分汊, 流路在改变, 涨落潮流路更不一致, 加以东南东和南东常风浪经常作用, 因而九段沙的前缘目前处于淤积增长, 在其东南即南槽口附近新的隐沙开始形成, 且发展较快。但是, 由于长江径流在洪、枯季节相差很大, 涨落潮流的作用也随着发生改变, 径流和潮流作用的相互消长致使九段沙南侧沙嘴、隐沙也呈洪长枯缩之特点。对比 1938 年和 1958 年的海图看出, 南支水道诸沙岛、浅滩有冲有淤, 但总趋势是堆积增长。这些沙岛的动态仍表现为南缘冲刷后退、北缘淤积增长, 仅是各沙岛的冲淤强度不同而已。

长江河口南岸的海岸动态有冲有淤, 但强度不大 (见图 3)。吴淞口至老港一带岸滩以冲刷为主, 但造成各段冲刷的动力因素不同。吴淞口至白龙港岸段紧靠南港主泓道, 长江径流的侧蚀作用以及落潮槽的向南摆动是造成这段岸滩冲刷的动力因素。白龙港至老港岸段, 水域开阔, 水流作用及潮流作用相对减弱, 岸滩主要是在风浪 (尤其是北东向风浪) 作用下被冲蚀, 后退速度平均每年约 100 米, 岸上有冲蚀陡坎。在南汇嘴 (泥城角) 一带, 海面开阔, 长江口落潮流 (包括部分径流) 和杭州湾落潮流在此交汇, 形成了利于泥沙沉降的缓流区, 岸滩淤积; 季节性冲淤明显, 冬季浅滩上淤积有 20—40 厘米厚的黄色淤泥, 夏季浅滩以冲刷为主, 但总趋势是缓慢增长, 平均每年约 20 米。杭州湾北岸东段, 岸线平直, 呈东西向, 主要由于近岸有回流作用, 造成岸滩泥沙堆积, 海岸增长。

综上所述, 长江口区由于涨落潮流路的不一致而形成涨落潮槽以及水流的分汊, 其间形成的缓流区是泥沙沉降的场所, 在径流和潮流的相互作用下泥沙堆积形成浅滩, 并不断发育成沙洲、沙岛, 而沙洲、沙岛的出现反过来又促进涨落潮流路的不一致和水流的进一步分汊, 为新的浅滩的形成创造了条件。在径流和潮流的这种作用下, 目前沙岛的动态表现为南缘冲刷后退、北缘淤积增长, 口门附近沙嘴、隐沙则为洪长枯缩。长江口的发展趋势是崇明岛将并入北岸而成新的启东嘴, 南支水道中的浅滩、沙岛也将相互合并而成新的崇明岛; 现仍处于水下的沙滩、沙坝等, 在其消、长、分、合的发展过程中将形成新的沙洲、

沙岛;最终导致河口南移。

参 考 文 献

- [1] 盐城县志,第一卷,1895年。
- [2] 续修盐城县志,1936年。
- [3] 陈吉余,1957。长江三角洲江口段的地形发育。地理学报 **23** (3): 241—252。
- [4] 海州直隶州志,嘉庆 16 年(公元 1593 年)。
- [5] 陈吉余等,1979。两千年来长江河口发育的模式。海洋学报 **1**(1): 103—111。
- [6] 李本川等,1980。苏北平原海岸地貌特征及沿岸泥沙动态。海洋科学 **3**: 12—17。
- [7] 李成治等,1981。苏北沿海暗沙成因的研究。海洋与湖沼 **12** (4): 321—322。
- [8] 李从先等,1979。长江三角洲沉积相的初步研究。同济大学学报 **2**: 1—14。

COASTAL EVOLUTION AND DYNAMICS OF NORTHERN JIANGSU AND CHANGJIANG RIVER ESTUARY*

Li Chengzhi Li Benchuan and Yang Zhijia

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

The three coastal lines north of Hai'an, Jiangsu Province, about 6000, 2000 and 900 years ago respectively were very close. They were smooth, straight and stable for a considerable period of time. The coast south of Hai'an advanced rapidly owing to the development of the northern bank and the southward shift of Changjiang River (Yangtze River) mouth. The Huanghe River (Yellow River) changed its course and entered into the sea in the central region of Jiangsu Province at the beginning of 11th century. Abundant materials were brought into the sea, sedimental accumulation increased rapidly and a delta was thus formed toward the sea. Terrigenous materials were, however, cut off in the middle part of nineteenth century when the Huanghe River shifted again its course to the north. Abrasive process of the aleurite accumulation began, resulting the convex coast being regressed and the concave one being advanced. The characteristics of this dynamic coast was exhibited in sections of its growth and collapse as shown by coastal abrasion-tidal shoal erosion, coastal accumulation-tidal shoal accumulation, coastal abrasion-tidal shoal accumulation.

The mouth of Changjiang River (Yangtze River) was of a bugle shape some 6000 years ago. Through the incorporation of sandy islands and bars into the north bank and the expansion of shoals near by the south bank, the channel narrowed and the estuary shifted to the south to form the present geography of the river mouth. The south bank of Changjiang River (Yangtze River) remained stable before the 8th century and between the 16th and 19th centuries. There are scores of shoals, sandy bars and islands in the river mouth at present. The dynamics of their formation and development are the result of the interaction of runoff and tidal current. There exist a regression of the south edge and an accumulation of the north edge of the sand island. There is a general tendency for the Chongming Island to incorporate into the north bank to form a new Qidong Spit and the Changxing Island into other sand islands to form a new Chongming Island. The south bank will regress under the combined action of runoff and wind waves. The south navigation channel will be considerably affected by the siltation of the shoal of Nanhui Spit shoal.

*Contribution No. 675 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.