

南黄海辐射状沙脊成因的 沉积动力学研究*

朱玉荣

常瑞芳

(中国科学院海洋研究所) (青岛海洋大学海洋地球科学学院)

自南黄海辐射状沙脊被发现,尤其是江苏省海岸带和海涂资源综合调查揭示了其全貌,并同时测得辐射状沙脊区存在辐射状潮流场(任美镔,1986)以来,对南黄海辐射状沙脊的成因,主要包括其形成的水动力条件、物质来源、形成机理与形成过程等,本领域学术界一直存在争论¹⁾(李从先等,1979;任美镔,1986;李成治等,1981;周长振等,1981;万延森,1982;刘振夏,1983;刘振夏等,1983,1995;耿秀山等,1983;夏东兴等,1984;夏综万等,1984;杨长恕,1985;黄易畅等,1987;张光威,1991;赵松龄,1991;朱大奎等,1993;杨治家等,1995;朱玉荣等,1995,1997;张东生等,1996;李从先等,1997)。

南黄海辐射状沙脊的形成机理及形成过程是与其形成的水动力条件、物质来源紧密联系在一起的。持该区的辐射状潮流场是受海底地形与(或)局部强港海湾形态控制而形成观点的学者,多认为辐射状潮流场形成的同时或之后会反作用于海底地形,逐渐将海底地形改造成辐射状沙脊¹⁾(任美镔,1986;李成治等,1981;万延森,1982;张光威,1991),并且认为辐射状沙脊的形成需要几千年的时间¹⁾,或是一个历史过程(李成治等,1981),或经过最近一百多年的改造而形成(万延森,1982),或形成于距今 4000 年前以来(张光威,1991)。这种观点的本质在于认为辐射状沙脊的辐射状形态是由海底地形的初始辐射状形态决定的,辐射状潮流场的作用在于使具初始辐射状形态的海底地形的辐射状形式更好,即认为辐射状潮流场对辐射状沙脊辐射状形态的形成不起决定作用。认为辐射状潮流场是由东海传入黄海的前进潮波与山东半岛南部的旋转潮波相交汇而形成,并且认为辐射状潮流场有可能自全新世海侵影响本区,或自 7000 年前以来就一直存在(对古海岸时辐射状潮流场存在的认识只是推测,尚缺乏证据)的学者,多

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 4052 号。国家自然科学基金资助项目,49476380 号,49876018 号;中国博士后科学基金资助项目,2241 号。

本文得到李从先教授的支持,谨致谢忱。

1) 何浩明,1979,江苏海岸地貌与强港辐射沙洲,江苏省海岸带、海涂资源综合考察及综合开发利用学术论文选编(第一集),27—40。

收稿日期:2000 年 4 月 10 日。

认为辐射状沙脊的辐射状形态是由该区潮流场的辐射状形态决定的（周长振等，1981；刘振夏，1983；夏综万等，1984；杨长恕，1985；黄易畅等，1987；朱大奎等，1993；朱玉荣等，1995，1997），即认为辐射状潮流场对辐射状沙脊的辐射状形态起决定作用。这两种观点根本对立。

由上述可见，解决南黄海辐射状沙脊成因的突破口在于辐射状潮流场的形成原因及存在时间。以上两个问题的解决，只凭研究现在岸线条件下辐射状沙脊区的辐射状潮流场是不行的，还必须研究古潮流场。基于此，本文将首先模拟全新世最大海侵至今 5 期古岸线与现在岸线条件下渤、黄、东海的主要水动力 M_2 分潮的潮流场，解释上述问题，研究辐射状潮流场与辐射状沙脊的成生关系；然后计算全新世最大海侵时古长江河口湾及其周围海区的泥沙输运场与海底冲淤状况，旨在从沉积动力学角度，初步研究南黄海辐射状沙脊的成因。本文的研究区域见图 1。

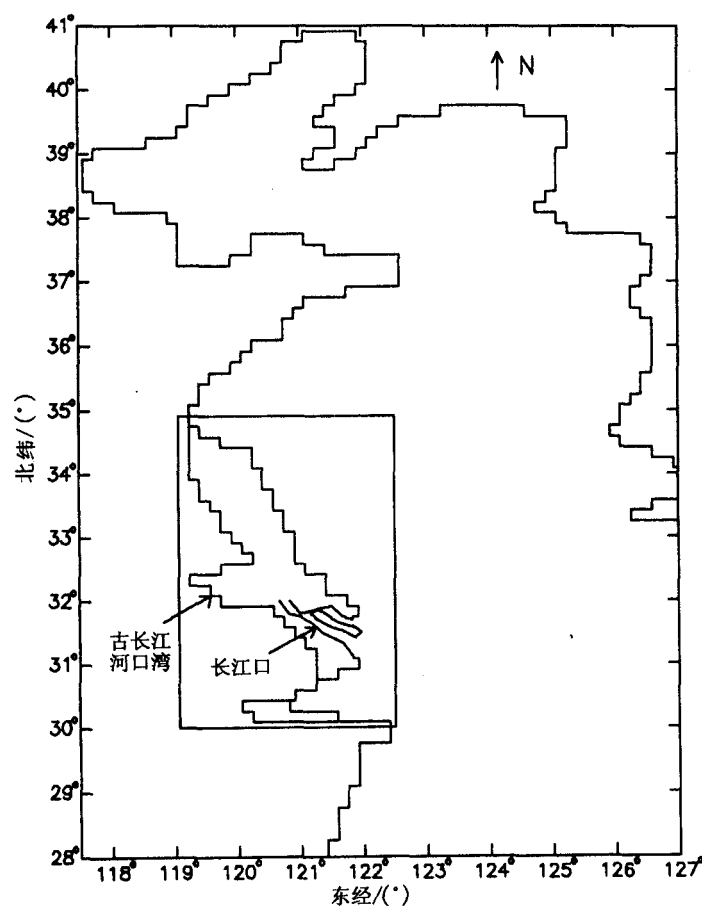


图1 研究区域

一、方 法

(一) 计算潮流

本文采用包含底摩擦项与科氏力项的二维潮流数学模型,用ADI数值方法,计算了全新世7000a B.P., 6000a B.P., 3800a B.P., 公元8世纪以及公元11世纪5期古岸线与现代岸线条件下渤、黄、东海的 M_2 潮汐、潮流。所用数学模型、数值计算方法、计算中所需古岸线、古水深及各种参量的确定等参见朱玉荣(1998)的研究方法。计算古潮流场时,在长江与钱塘江径流流入其河口湾处,最好能给出当时的年平均流速,但由于当时情况不详,因此只好用现在的年平均流速代替,这样处理等于考虑了河流径流对古潮流场的作用。

(二) 计算泥沙输运场

1. 泥沙输运公式

泥沙输运有悬移和推移两种方式,本文均采用Bagnold原始公式的修正式。

(1) 推移质单宽输沙率计算公式

Hardisty (1983) 对 Bagnold (1963) 原始无黏性推移质单宽输沙率公式的修正式为

$$q_b = k_1 (U_{100}^2 - U_{100cr}^2) U_{100} \quad (1)$$

式中, q_b 为推移质单宽输沙率, k_1 为一系数 [它可根据水槽实验得出, 其表达式见 Hardisty (1983)], U_{100} 为床面以上 100cm 处的流速, U_{100cr} 为用床面以上 100cm 处的流速表示的临界起动流速。

由于本文潮流模式计算的是垂线平均流速, 因此 (1) 式可简写为

$$q_b = k_1 (U^2 - U_{cr}^2) U \quad (2)$$

式中, U 为潮流的垂线平均流速, U_{cr} 为用垂线平均流速表示的临界起动流速。

根据 (2) 式, 当适合海洋环境中潮流特点时, 则某一粒径泥沙的潮平均推移质单宽输沙率公式可写为

$$Q_B = \frac{1}{T} \int_0^T B(t) dt$$

$$B(t) = \begin{cases} k_1 (|U|^2 - U_{cr}^2) |U| \frac{U}{|U|} & |U| > U_{cr} \\ 0 & |U| \leq U_{cr} \end{cases} \quad (3)$$

式中, T 为潮周期, U 为垂线平均流速矢量。

Miller 等 (1977) 曾用石英砂作底床材料的水槽实验得到

$$(U_{100})_{cr,q} = 122.6 D^{0.29} \quad D < 0.2 \text{ cm} \quad (4)$$

式中, q 为石英砂。用与石英砂底床水槽实验相同的水流条件, 以 $D < 0.2\text{cm}$ 的天然沙作底床, 要在水流条件相同的情况下, 使天然砂作底床与石英砂作底床的输沙率相同, 须满足

$$\tau_{cr,q} = \tau_{cr,n} \quad (5)$$

式中 n 为天然砂，即

$$\rho U_{*cr,q}^2 = \rho U_{*cr,n}^2 \quad (6)$$

运用摩阻流速与 U_{100} 之间的二次律关系

$$U_*^2 = C_{100} U_{100}^2 \quad (7)$$

式中， U_* 为摩阻流速， C_{100} 为摩擦系数，将式 (6) 表达为

$$k_q [(U_{100})_{cr,q}]^2 = k_n [(U_{100})_{cr,n}]^2 \quad (8)$$

式中， k_q 为石英砂作底床时的底摩擦系数，在本文中取 Gadd 等 (1978) 给出的一平均摩擦系数 3×10^{-3} 。 k_n 为天然砂作底床时的底摩擦系数，其值与本文计算潮流时一致，取为 0.0025。将 k_q ， $(U_{100})_{cr,q}$ 以及 k_n 等参数代入 (8) 式后得

$$(U_{100})_{cr,n} = 134.3 D^{0.29} \quad D < 0.2 \text{ cm} \quad (9)$$

U_{100} 用垂线平均流速 U 代替，并省去角标中的 “n” 后得

$$U_{cr} = 134.3 D^{0.29} \quad D < 0.2 \text{ cm} \quad (10)$$

本文用 (3) 式和 (10) 式完成推移质单宽输沙率的计算。

(2) 悬移质单宽输沙率计算公式

Bagnold (1966) (转引自钱宁等, 1991) 给出的无黏性底床质的悬移质单宽输沙率计算公式为

$$q_s = 0.01 \tau \frac{U^2}{\omega_s} \quad (11)$$

式中， q_s 为悬移质单宽输沙率， τ 为水流作用在床面上的剪切力， U 为垂线平均流速， ω_s 为沉速。作者受 Hardisty (1983) 有效应力做功概念的启发，认为

$$\tau = \tau_0 - \tau_{cr} \quad (12)$$

式中， τ_0 为水流作用在床面上的总剪切应力， τ_{cr} 为临界剪切应力，二者之差为有效剪切应力。根据定义有

$$\tau_0 = \rho U_*^2, \tau_{cr} = \rho U_{*cr}^2 \quad (13)$$

对 (13) 式运用二次律关系，得

$$\tau_0 = \rho k U^2, \tau_{cr} = \rho k U_{cr}^2 \quad (14)$$

将 (14) 式代入 (12) 式，得：

$$\tau = k_2 (U^2 - U_{cr}^2) \quad (15)$$

式中， $k_2 = \rho k$ ， ρ 为海水的密度， k 为底摩擦系数， U_{cr} 为用垂线平均流速表示的临界起动流速。将 (15) 式代入 (11) 式，得

$$q_s = 0.01 k_2 (U^2 - U_{cr}^2) \frac{U^2}{\omega_s} \quad (16)$$

以上为作者对 Bagnold (1966) 悬移质单宽输沙率原始公式 (11) 的微小修正。根据 (16) 式，且适合潮流的特点，则某一粒径泥沙的潮平均悬移质单宽输沙率公式可写为

$$Q_s = \frac{1}{T} \int_0^T S(t) dt$$

$$S(t) = \begin{cases} \frac{0.01 k_2}{\omega_s} (|U|^2 - U_{cr}^2) |U|^2 \frac{U}{|U|} & |U| > U_{cr} \\ 0 & |U| \leq U_{cr} \end{cases} \quad (17)$$

本文用(17)式和(10)式计算悬移质单宽输沙率, (17)式中沉速 ω_s 可用不同的公式计算。作者的计算结果表明, 尽管不同公式计算的同一粒径泥沙的沉速有差别, 但在(17)式中无论沉速用哪一公式的计算值, 对输沙率量值都会有影响, 但对泥沙输运方向则没有影响。本文沉速用1975年水电部颁布的《水文测量规范》规定的计算泥沙沉速的方法(常瑞芳, 1997)来计算。

对于上述推移质与悬移质潮平均单宽输沙率计算公式中各参量的单位, 在计算时均采用 $\text{cm} \cdot \text{g} \cdot \text{s}$ 制。上述推移质与悬移质潮平均单宽输沙率计算公式适用于无黏性泥沙。本文着重研究泥沙输运方向, 目的在于用其定性分析海底沉积、地貌现象的形成机理。而泥沙输运量的绝对大小不在研究范围之内, 只要能够得出不同地区泥沙输运数量的相对大小, 能够用输沙率散度划分出海底冲淤区即可。

2. 对研究区内泥沙输运方式的处理

在计算输沙率之前, 首先要判断泥沙的输运方式, 即如果泥沙以悬移方式输运, 则用悬移质输沙率公式计算, 反之, 如果泥沙以推移方式输运, 则用推移质输沙率公式计算, 问题的关键在于怎样判断泥沙的输运方式。在知道某一具体地点海底泥沙粒径与流速的情况下, 可用不同的方法来确定泥沙输运方式, 如 McCave (1971) 用钱宁等 (1991) 的临界曲线确定泥沙的输运方式; 如 Sternberg 等 (1985) 曾用 Sundborg (1956) 的临界曲线确定泥沙的输运方式等。但在范围广大的浅海陆架地区, 例如整个东海地区, 在同一时刻, 不同地区不仅潮流流速相差很大, 而且底质粒径相差也很大, 故在大区域内要想笼统确定哪种粒径泥沙以何种方式输运是不可能的。如果将整个大区域划分成若干个小区域, 先确定每个小区域内泥沙以何种方式运动, 然后再用相应的输运公式计算输沙率的办法理论上似乎可行, 但划分小区域的标准是什么? 是将海底床面泥沙粒径相同或接近的划分为同一个小区域, 还是将流速接近的划分为一个小区域? 如果将泥沙粒径接近的划分为一个小区域, 则有可能在这个小区域内流速会相差很大, 这样就会造成即使在这一小区域内, 同一种粒径泥沙输运方式也不同, 即有的作悬移运动, 有的作推移运动; 而以流速接近的划分为一个小区域, 则有可能在这个小区域内泥沙粒径会相差很大, 造成不同粒径的泥沙在相同的流速条件下输运方式不同。以上两种情况都使划分小区域的做法无法实际操作。

采用逐点判断泥沙输运方式的办法看似可行, 但存在如下问题: (1) 本文中每一计算点的流速是随潮周期变化的, 即便对于同一种粒径泥沙在一个潮周期内输运方式也是变化的, 有时作悬移运动, 有时作推移运动; (2) 每一计算点的流速容易确定, 但对这一计算点的泥沙粒径不像实测那样容易确定, 因为计算潮流所用的海图上没有海底表层沉积物分布的信息。即使计算潮流所用的海图上有海底表层沉积物分布的信息, 在整个大区域内也会出现同一个地点在同一潮周期内泥沙输运方式不同; 同一时刻不同地点泥沙输运方式不同; 以及不同时刻不同地点泥沙输运方式就更不相同的情况。因此用逐个计算点确定泥沙输运方式的方法同样不具可操作性。

鉴于本文着重探讨古长江河口湾及其周围海区泥沙输运方向的概貌, 为了使问题尽

可能简化,作者对研究区内泥沙的输运方式作如下处理:根据古长江河口湾区域有关钻孔资料所揭示的古河口湾内沉积体粒径的大致范围(王靖泰等,1981)以及古长江河口湾附近海域表层沉积物粒径的大致范围(刘锡清,1992),选取9种粒径(0.016 mm, 0.032 mm, 0.063 mm, 0.105 mm, 0.125 mm, 0.18 mm, 0.25 mm, 0.375 mm, 0.45 mm)无黏性泥沙,将每一种分别作为推移质与悬移质用相应的公式在研究区内进行计算,然后将计算结果(输运方向、输沙率的相对大小,尤其是输运方向)进行比较。通过对同一种粒径泥沙推移输运与悬移输运,以及不同粒径泥沙推移输运与悬移输运状况的比较,定性解释海底沉积与地貌现象形成的动力机制。本文在计算上述9种粒径泥沙的推移与悬移潮平均单宽输沙率时,不考虑泥沙来源,即不论泥沙由河流带来还是由海底供应,也不论泥沙来自外海还是受侵蚀的海岸,只要有泥沙进入计算区的潮流场,就可得到文中给出的输运格局。

有必要说明的是,实际泥沙都是非均匀混合沙,它的起动和沉速与单粒径泥沙不同,但是,由于问题复杂,迄今对非均匀沙的起动与沉降(特别是在动水中的沉降现象)研究较少,目前对于非均匀沙的起动与沉速大多采用某种简化处理,缺乏较为可靠的方法或公式来描述及计算(韩文亮等,1998a, 1998b)。实际上,计算时仅用到起动流速与沉速两个量值,虽然这两个量值对混合沙与单粒径泥沙而言是不同的,但作者的数值试验表明,这两个量值的大小仅影响输沙率的大小,而对输沙率的方向无影响。基于上述,为了使问题简化,又能得到泥沙的净输运概貌,以解释地学问题,本文用多种单粒径泥沙进行了计算,目前,尚不能用混合沙计算。

3. 计算输沙率散度

根据高等数学中对散度的定义来计算悬移质与推移质的潮平均单宽输沙率散度,散度为正,则海底发生冲刷;散度为负,则海底发生淤积。本文计算输沙率散度的目的是用其确定海底的冲淤格局,划分海底冲刷区与淤积区。

二、结 果

(一) 潮流计算结果

1. 辐射状潮流场的客观存在性与长期稳定性

由5期古海岸和现在海岸长江口、苏北岸外潮汐、潮流的分布特征得知,在7000a B. P., 6000a B. P., 3800a B. P. 长江口为河口湾时,就存在类似于现今南黄海的辐射状潮流场,潮流辐聚、辐散的顶点大致在古长江河口湾湾口;公元8世纪和11世纪,由于古长江河口湾已淤没而转变为三角洲,长江口东进南偏,这两个时期苏北岸外大致以东台为顶点的辐射状潮流场已很明显;公元11世纪以后,黄河曾南徙苏北入海,使苏北北部岸线迅速向海推进,黄河北归后,苏北岸线逐渐调整到现在的位置,辐射状潮流场也移至现今大致以弼港为顶点的南黄海西南部地区(图2)。总之,从全新世最大海侵到现在,辐射状潮流场一直存在,且相当稳定,并没有因江苏海岸的历史变迁而发生根本变化,但是潮流辐聚、辐散的顶点具微小移动性,先从古长江河口湾湾口移到东台附近,又从东台移到弼港附近。辐射状潮流场的存在与局部海底地形无关,与局部的

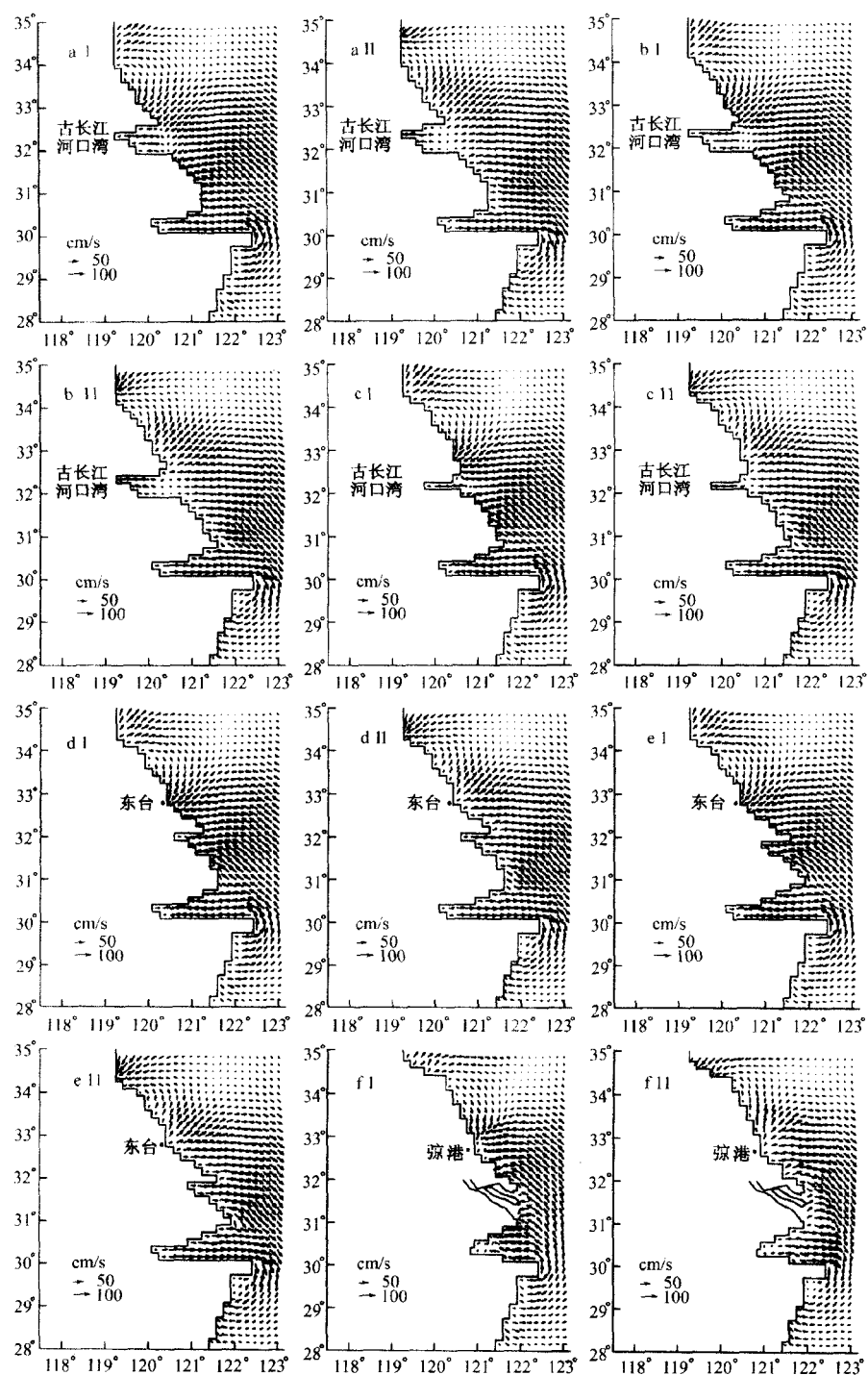


图2 不同时期长江口、苏北岸外的辐射状潮流场

a. 7000 a B. P.; b. 6000 a B. P.; c. 3800 a B. P.; d. 公元8世纪; e. 公元11世纪; f. 现在

I. 涨潮半潮面时刻的瞬时流场; II. 落潮半潮面时刻的瞬时流场

弥港海湾轮廓也无关。现今南黄海辐射状沙脊区的辐射状潮流场是一定地质历史时期由海侵、太平洋进入东中国海的前进潮波,以及东中国海海岸轮廓三大要素所决定的必然产物,这三大要素缺一不可。在东中国海海岸轮廓中,山东半岛基岩古陆的存在至关重要。现今苏北陆上埋藏潮砂体沉积区的存在(赵娟等,1997)与该区南北部四个钻孔所测得的古流向(张家强等,1997)验证了本文计算的长江口、苏北一带古潮流场的存在及其辐射状分布格局的基本正确性。

2. 辐射状潮流场形成辐射状沙脊

自全新世最大海侵至今辐射状潮流场一直稳定地存在着,其能否形成辐射状沙脊则取决于物源。如果古长江主河谷曾从弥港附近入海,则辐射状沙脊是辐射状潮流场控制古长江入海泥沙,或可改造古长江河口坝,或使其水下三角洲形成,全新世的长江和旧黄河供沙使其规模更加巨大;如果从弥港入海的是古长江小型支河谷,不足以提供足量泥沙,则辐射状沙脊有可能是辐射状潮流场改造全新世最大海侵以来主要由长江与旧黄河沿岸供应的泥沙形成;如果既无长江也无旧黄河直接或间接供沙,只有海底侵蚀沙,如果沙源充足,则也能形成辐射状沙脊。综上所述,无论供沙方式如何,都将是辐射状潮流场形成辐射状沙脊,因此,南黄海辐射状沙脊就其成因应定名为辐射状潮流脊。

(二) 泥沙输运场与海底冲淤格局

1. 单个潮周期泥沙的净输运方向

根据计算结果得知,在全新世最大海侵时的古潮流场作用下,在一个潮周期内,某一粒径的泥沙作悬移输运时与它作推移输运时具有相同的净输运方向。在同一地点,凡是能被潮流起动的泥沙,不论悬移输运还是推移输运都具有相同的净输运方向,即在一个潮周期内,所有运动着的泥沙都自南偏东、东方向由外海向古长江河口湾内净输运。当泥沙粒径较小时,外海泥沙主要向古长江河口湾内净输运的同时,有一小部分泥沙在

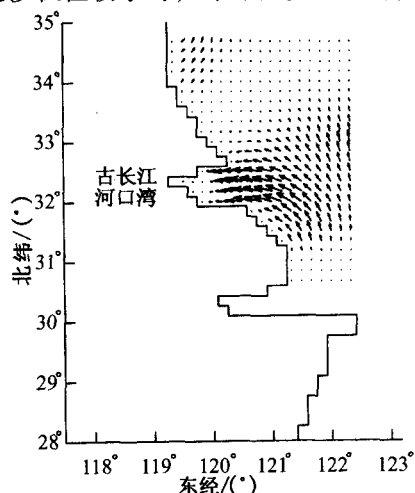


图3 全新世最大海侵时 M_2 潮流作用下的泥沙输运场概貌

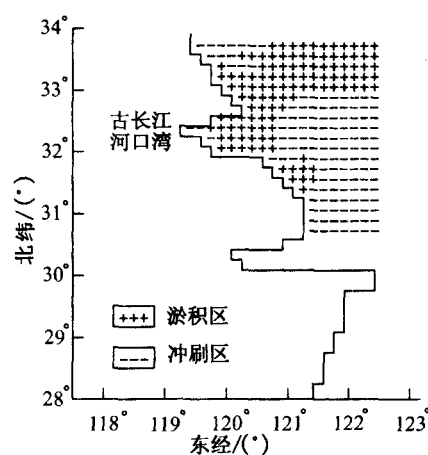


图4 全新世最大海侵时 M_2 潮流作用下泥沙输运对海底造成的冲淤分布格局概貌

潮流作用下向苏北岸外海区净输运(图3)。

2. 海底冲淤格局

根据上述9种粒径泥沙的潮平均悬移质与推移质单宽输沙率散度的符号(即正或负)分别划分了其相应的海底冲刷区与淤积区。从图4可看出,全新世最大海侵时所有粒径的泥沙,不论悬移输运还是推移输运,都在古长江河口湾内及其周围海区,尤其在古长江河口湾外北东方向的海区发生淤积,而在河口湾外的东、南东方向海区则发生冲刷(图4),海底的冲淤格局与泥沙输运场一致。巨大长江潮控三角洲的发育、建造及其存在就是该区由计算所得的泥沙输运方向与海底冲淤状况正确性的最好验证,否则,将不会有巨型长江三角洲的发育和存在。在古长江河口湾充填和长江三角洲发育过程中,长江口在科氏力作用下不断南移,其具体过程需要进一步研究。

3. 长江三角洲的发育与辐射状沙脊雏形的产生

据上所述,泥沙如此输运、淤积的直接结果是必然导致古长江河口湾的不断充填,这样河口湾两岸将逐渐缩窄,变成正常江形,长江口将不断东进,并在科氏力作用下逐渐南偏,长江陆上与水下三角洲不断发育。充填古长江河口湾的物质主要来自丰水多沙的长江,外海潮流的作用在于有利于泥沙自外海向古河口湾内净输运,使长江带来的大量泥沙最大限度地沉积在古长江河口湾内及其周围地区,充填古长江河口湾,建造长江三角洲。因此,充足的物源与外海有利于泥沙自海向岸净输运的水动力条件,是巨型三角洲或大型三角洲发育的两个必要条件。

全新世最大海侵时,在当时的河流径流和潮流作用下,长江来沙主要用来充填古长江河口湾和发育长江三角洲。同时,也极有可能在古长江河口湾外北东方向的海区形成小型堆积沙体,成为现今南黄海辐射状沙脊发育的雏形。当时,之所以在古长江河口湾北东方向海区形成的是小型堆积沙体而不是小型辐射沙脊,是因为当时潮流的辐聚点大致在古长江河口湾的湾口中点,尚不在古长江河口湾北东方向的苏北海岸。只有当古长江河口湾充填到几近淤没,外海潮流的辐聚点移到苏北海岸时,辐射状潮流场控制长江通过河口湾入海的直接扩散沙与全新世河口湾存在时形成的长江水下三角洲,才会形成具有一定规模的辐射状沙脊。

三、讨 论

全新世南黄海辐射状沙脊的形成与演变大致可以分为下列五个阶段。

1. 具有一定强度的辐射状潮流场的形成

末次冰期最盛时期,一般认为在15 000a B. P. —18 000a B. P.,海平面下降到现今海平面之下110—130 m左右位置。此后,随着气候转暖,海平面虽然有波动,但基本上为迅速上升,直至约7000a B. P. 的最大海侵,海平面才趋于稳定。从全新世海侵开始到最大海侵这段时间,由于海平面上升迅速,辐射状沙脊所在海域受到海侵,水动力条件虽然迅速加强,但不稳定,因此即使有大量泥沙供应,也不易在海底形成大型、稳定的辐射状沙脊,但不否认全新世海侵影响本区后辐射状沙脊就有开始发育的可能。这段时间主要是控制辐射状沙脊形成的具有一定强度的辐射状潮流场的形成阶段。

2. 古长江河口湾的充填与辐射状沙脊雏形的发育

全新世最大海侵以来,海平面变化不大,相对稳定。从全新世最大海侵至约 3800 a B. P. 这段时间,长江口为河口湾,研究区的泥沙主要来自长江。长江带来的大量泥沙在当时的潮流作用下主要沉积在古长江河口湾内及河口湾北东方向的海区,充填古长江河口湾,使其两岸逐渐束狭,江口不断东进,并在科氏力作用下逐渐南偏,建造了长江三角洲。在古长江河口湾充填的同时,在河口湾北东方向的海区有可能形成小型堆积沙体,成为辐射状沙脊发育的雏形。

3. 以东台为顶点、南北部基本对称的辐射状沙脊的形成

到 3800a B. P. 时,巨大的古长江河口湾已被大部分充填,这样,从 3800a B. P. 至黄河最近一次从苏北夺淮入海前这段时间,长江带来的大量泥沙除继续充填剩余的河口湾外,还有相当一部分泄入口外区,这些泄入口外区的泥沙除继续建造水下三角洲外,在潮流的作用下还有部分会向苏北沿海输运,苏北岸外输运来的泥沙与海底全新世古河口湾存在时形成的长江水下三角洲的大量松散沙,在逐渐加强的辐射状潮流的作用下,形成具有一定规模的、大致以东台为顶点的辐射状沙脊。由于这段时期的辐射状沙脊几乎整个发育在长江水下三角洲之上,南北部均有海底的丰富松散沙供应,故推测这时的辐射状沙脊大致以东台为界,其南、北部基本对称,甚至其南部由于接受潮流带来的长江泥沙多一些,因此比北部稍发育。

4. 苏北陆上埋藏潮流脊与南黄海辐射状潮流脊的形成

黄河最近一次从苏北夺淮入海至黄河北归这段时期,给苏北海岸带来巨量泥沙,这些泥沙一方面使大致以东台为顶点、具有一定规模的辐射状沙脊的近岸部分的潮流水道被充填,沙脊并岸,潮滩发育,岸线迅速向海推进,滨海平原形成,潮流辐聚、辐散的顶点由东台随之移到弶港附近,在苏北陆区形成埋藏潮流脊;另一方面使弶港以北的辐射状沙脊迅速生长,而弶港以南的南部沙脊,由于除海底长江水下三角洲供应沙外主要受长江来沙影响,长江口的逐渐南偏使南部沙脊接受的来沙逐渐减少,因此,当北部沙脊由于接受巨量泥沙而迅速生长之时,南部沙脊却生长缓慢。这样,在很短的时间内,北部沙脊的形体大小和数量上就大大超过南部沙脊,形成了现今北大南小不对称格架、规模巨大的南黄海辐射状沙脊。

张忍顺等(1992)认为在黄河全流夺淮入海之前及全流夺淮后一段时期内,江苏岸外各沙洲相对于海平面的高程形成南高、北低,南部明沙多,北部和中部暗沙多的格局,主要的沙洲多在今南通市外。这表明黄河最近一次夺淮入海初期及此前黄河流入渤海时,苏北海岸主要受长江泥沙的影响,并且此时苏北海岸南部海域长江供应的泥沙量大于潮流自海向岸净搬运走的泥沙量,北部虽淤积,但长江供应的泥沙量相对较少,故沙脊的南部比北部发育。现今南黄海辐射状沙脊北大、南小的不对称格架是在黄河最近一次夺淮入海后主要受黄河来沙影响才形成的,这与本文的分析一致。

5. 南黄海辐射状沙脊自身的调整

黄河北归从山东入海后,苏北岸外的辐射状沙脊,尤其是弶港以北的沙脊失去黄河直接的(非侵蚀的)丰富泥沙供应,另由于长江口不断南移,长江对沙脊区供应的泥沙也大为减少,这段时期主要有旧黄河三角洲的侵蚀沙供应沙脊区。在强潮流作用下,主要是辐射状沙脊自身进行调整,外缘小沙脊由于遭受侵蚀发生萎缩,侵蚀沙向辐射状沙

脊的根部输运,这样,辐射状沙脊的根部逐渐加积淤高,不断并陆。沙脊自身调整的结果形成了槽深、形体较规则也较稳定的一条条大型沙脊,其根部不断并岸。由于外缘沙脊发生萎缩,根部沙脊有并陆之势,因此使整个辐射状沙脊有向南东方向迁移的趋势。

综上所述,全新世南黄海辐射状沙脊的形成经历了一个复杂的历史过程。

四、结 语

1. 南黄海辐射状沙脊区的辐射状潮流场从全新世最大海侵至今一直存在,比较稳定,并没有因江苏海岸及长江河口湾的变迁而发生根本变化,但潮流辐聚、辐散的顶点具微小移动性。南黄海辐射状潮流场的形成、存在不受局部海底地形的控制,与弶港海湾形态也无关。南黄海的辐射状潮流场是全新世海侵达到一定范围后,西北太平洋进入东中国海的前进潮波在山东半岛,朝鲜半岛以及江苏岸线构成的特定边界下传播时的必然产物。辐射状潮流场形成辐射状沙脊。

2. 全新世最大海侵时,长江入海口泥沙在潮流作用下一部分沉积在河口湾,同时有一小部分泥沙向苏北岸外净输运。全新世最大海侵时,所有被潮流起动的泥沙,不论悬移输运还是推移输运都在古长江河口湾内及其周围海区,尤其在古长江河口湾外北东方向的海区发生淤积,而在河口湾外的东、东南方向海区则发生冲刷。全新世最大海侵时泥沙的输运、淤积导致古长江河口湾的不断充填,长江陆上与水下三角洲的不断建造和古长江河口湾北东方向海区辐射状沙脊雏形的发育。对于沙洲并岸与长江口南移的具体动力过程有待进一步研究。

3. 全新世南黄海辐射状沙脊的形成经历了一个复杂的历史过程,大致分为五个阶段。其形成模式为从全新世最大海侵到黄河最近一次夺淮入海之前这段时期,由辐射状潮流场主要改造全新世河口湾存在时发育的长江水下三角洲的巨量松散沙而形成辐射状沙脊的基底;黄河最近一次从苏北夺淮入海至黄河北归、再到现在这段时期,由黄河、长江自南、北两侧不同程度地供应泥沙促使辐射状沙脊成长、壮大以及调整。其形成与全新世海侵、东中国海潮波系统以及东中国海海岸轮廓决定的具有一定强度、并长期稳定的辐射状潮流场密切相关,也与历史时期长江、黄河对该区的供沙状况密切相关,是我国东部长江三角洲与苏北滨海地区海陆相互作用过程的特定地质历史阶段的必然产物。

4. 丰富的长江和黄河泥沙与长期稳定的特殊辐射状潮流场是南黄海辐射状沙脊形成和发育的充分条件和必要条件。

参 考 文 献

- 万延森, 1982, 江苏辐射状沙脊群形成的探讨, 海洋研究, 21: 83—89。
砂王靖泰、郭蓄民、许世远等, 1981, 全新世长江三角洲的发育, 地质学报, 1: 67—80。
朱大奎、安芷生, 1993, 任美锬八十华诞论文集, 南京大学出版社, 144—147。
朱玉荣、李从先、常瑞芳, 1995, 弶港辐射沙洲成因的数值模拟及其古环境意义, 同济大学学报, 23 (增刊): 226—230。
朱玉荣、常瑞芳, 1997, 南黄海辐射沙洲成因的潮流数值模拟解释, 青岛海洋大学学报, 27 (2): 218—224。

- 朱玉荣, 1998, 苏北滨海平原区古潮流场的数值模拟及其验证, 海洋通报, 17 (3): 1—7。
- 任美镔, 1986, 江苏省海岸带和海涂资源综合调查报告, 海洋出版社, 19—134。
- 刘振夏, 1983, 江苏潮流沙的粒度特征及其沉积环境的研究, 海洋地质与第四纪地质, 3 (4): 25—32。
- 刘振夏、夏东兴, 1983, 潮流脊的初步研究, 海洋与湖沼, 14 (3): 286—295。
- 刘振夏、夏东兴, 1995, 潮流沙脊的水力学问题探讨, 黄渤海海洋, 13 (4): 23—28。
- 刘锡清, 1992, 最新中国近海陆架底质类型图, 海洋地质与第四纪地质, 12 (4): 11—20。
- 李从先、万明浩、陈庆强, 1997, 苏北沿南-三仓地区的古河谷及其地质意义, 科学通报, 42 (11): 924—927。
- 李从先、王靖泰、李萍, 1979, 长江三角洲沉积相的初步研究, 同济大学学报, 2 (海洋地质版): 1—14。
- 李成治、李本川, 1981, 苏北沿海暗沙成因的研究, 海洋与湖沼, 12 (4): 322—331。
- 张东生、张君伦, 1996, 黄海海底辐射沙洲区的 M_2 潮波, 河海大学学报, 24 (5): 35—40。
- 张光威, 1991, 南黄海陆架沙脊的形成与演变, 海洋地质与第四纪地质, 11 (2): 25—33。
- 张忍顺、陈才俊, 1992, 江苏岸外沙洲演变与条子泥并陆前景研究, 海洋出版社, 1—13, 54—75。
- 张家强、李从先、从友滋, 1997, 苏北陆区潮成砂体的古流向, 科学通报, 42 (22): 2208—2410。
- 杨长恕, 1985, 弥港辐射沙脊成因探讨, 海洋地质与第四纪地质, 5 (3): 35—43。
- 杨治家、李本川, 1995, 江苏沿海辐射状沙脊群的动态变化, 海洋科学, 4: 63—67。
- 周长振、孙家添, 1981, 试论苏北岸外浅滩的成因, 海洋地质研究, 1 (1): 83—91。
- 赵松龄, 1991, 苏北浅滩成因的最新研究, 海洋地质与第四纪地质, 11 (3): 105—112。
- 赵娟、李从先、张桂甲, 1997, 苏北沿海陆上潮成砂体沉积区的发现及其地质意义, 同济大学学报, 25 (1): 82—86。
- 钱宁、万兆惠, 1991, 泥沙运动力学, 科学出版社, 1—414。
- 夏东兴、刘振夏, 1984, 潮流脊的形成机制和发育条件, 海洋学报, 6 (3): 361—367。
- 夏综万、王钟据, 1984, 黄海 M_2 分潮的数值模拟, 黄渤海海洋, 2 (1): 2—7。
- 耿秀山、万延森、李善为等, 1983, 苏北海岸带的演变过程及苏北浅滩动态模式的初步探讨, 海洋学报, 5 (1): 62—71。
- 常瑞芳, 1997, 海岸工程环境, 青岛海洋大学出版社, 124。
- 黄易畅、王文清, 1987, 江苏沿岸辐射状沙脊群的动力机制探讨, 海洋学报, 9 (2): 209—215。
- 韩文亮、郜国明、惠遇甲, 1998a, 动水中非均匀沙沉降规律的试验研究, 泥沙研究, 3: 62—67。
- 韩文亮、惠遇甲、郜国明, 1998b, 非均匀沙分组起动规律的研究, 泥沙研究, 1998, 1: 74—80。
- Bagnold, R. A., 1963, The Sea, 3, New York, Wiley, 507—528.
- Gadd P. E., J. W. Lavelle, D. J. P. Swift, 1978, Estimates of sand transport on the New York shelf using nearbottom current meter observations, *Sedimentary Petrology*, 48(1): 239—252.
- Hardisty J., 1983, An assessment and calibration of formulation for Bagnold's bedload equation, *Sedimentary Petrology*, 53(3): 1007—1010.
- McCave I. N., 1971, Sand waves in the North Sea off the coast of Holland, *Marine Geology*, 10: 199—225.
- Miller M. C., I. N. McCave, P. D. Komar, 1977, Threshold of sediment motion under unidirectional currents, *Sedimentology*, 24: 507—527.
- Sternberg R. W., L. H. Larsen, Y. T. Miao, 1985, Tidally driven sediment transport on the East China Sea continental shelf, *Continental Shelf*, 4: 105—120.
- Sundborg A., 1956, The River Klaraven: a study of fluvial processes. *Geografiska Annaler*, 38: 127—316.

SEDIMENT DYNAMICS STUDY ON THE ORIGIN OF THE RADIAL SAND RIDGES IN THE SOUTHERN YELLOW SEA *

Zhu Yurong

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

Chang Ruifang

(*Ocean University of Qingdao*)

ABSTRACT

The origin of the Radial Sand Ridges in the southern Yellow Sea has been a controversial issue since they were discovered. The M_2 tides and tidal currents over the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea at present and at around 7000 a B. P., 6000 a B. P., 3800 a B. P., the 8th and 11th centuries A. D. were simulated with a two-dimensional tide model. The sediment transport field and sea bottom erosion-accretion pattern in the Paleo-Changjiang River Estuary and its adjacent area at the transgression maximum of Holocene were also calculated. The results showed that the radial tidal current field in the southern Yellow Sea has existed since at least the transgression maximum of Holocene, and is very stable. The formation and existence of the radial tidal current field has no relation to the local bottom topography and the Qianggang Bay outline. The radial tidal current field formed the Radial Sand Ridges in the southern Yellow Sea so they have tidal origin. At the transgression maximum of Holocene, sediment from the Paleo-Changjiang River filled the Paleo-Changjiang River Estuary, was the material source of the Changjiang Delta, and formed the primitive Radial Sand Ridges under the effects of tidal currents which transported sediments from sea to land. The formation of the Radial Sand Ridges in the southern Yellow Sea during the Holocene was mainly divided into five stages, and the inevitable result of the continental-oceanic interaction process in the area of the Changjiang Delta and northern Jiangsu littoral plain at a certain geological history stage.

* Contribution No. 4052 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.