

高抒, 贾建军, 于谦. 海岸冲淤动态的理论分析: 物质收支、剖面形态、岸线进退 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2023, 43(2): 1-17.
GAO Shu, JIA Jianjun, YU Qian. Theoretical framework for coastal accretion-erosion analysis: material budgeting, profile morphology, shoreline change[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2023, 43(2): 1-17.

海岸冲淤动态的理论分析: 物质收支、剖面形态、岸线进退

高抒¹, 贾建军², 于谦¹

1. 南京大学地理与海洋科学学院, 南京 210023

2. 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室, 上海 200241

摘要: 海岸线动态经常被作为海岸冲淤的判据, 然而, 由于未能涵盖物质收支和海岸剖面形态的双重因素影响, 此判据具有局限性。基于沉积物收支方程性质和海滩-潮滩剖面形态的理论分析, 认为将物质收支与岸线进退速率或海岸剖面形态相结合, 才能准确判别海岸冲淤状态。沉积物收支方程含有沉积体系规模、冲淤强度、系统生长极限等信息; 海滩剖面形态决定于物质粒径、波能大小, 波能耗散最小原理决定了海滩均衡剖面的存在性, 而潮滩剖面形态决定于沉积物供给、粒径组成和潮汐动力。根据沉积物收支方程和海岸剖面理论, 融合极端事件 (风暴等) 和海面变化因素, 可获取砂质海岸 (以海滩为代表)、泥质海岸 (以潮滩为代表) 各种侵蚀现象的发生机制、速率和时间尺度信息, 海岸线变化速率从低 ($< 10^0$ m/a) 到高 ($10^1 \sim 10^2$ m/a) 有数量级的差异, 冲淤过程的时间尺度包括 10^{-2} a (风暴事件) 到 10^3 a (海面变化) 的范围。根据沉积物收支和海岸线进退的不同组合, 可将海滩、潮滩海岸冲淤动态分为 4 类, 其中第一类为堆积海岸, 其余三类为侵蚀海岸, 与不同的地貌演化方向和时间尺度相联系。高强度、长时间持续侵蚀主要与物质供给中断和海面上升相关, 同时也有人为因素影响。

关键词: 物质收支方程; 海岸剖面; 岸线进退; 砂质海岸; 泥质海岸; 冲淤动态分类

中图分类号: P736.2

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2023021501

Theoretical framework for coastal accretion-erosion analysis: material budgeting, profile morphology, shoreline change

GAO Shu¹, JIA Jianjun², YU Qian¹

1. School of Geography and Ocean Science, Nanjing University, Nanjing 210023, China

2. State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200241, China

Abstract: Shoreline dynamics is often used as a criterion for coastal erosion or accretion. However, this criterion may not be valid because it does not incorporate the factors of material budget and coastal profile morphology. Based upon an analysis of the properties of sediment budget equation and the profile morphology of beach and tidal flat systems, it is argued that only by combining the material budget with the rate of shoreline retreat or the profile morphology can the status of accretion-erosion be accurately identified. The sediment budget equation contains the information on the magnitude of a sedimentary system, accretion-erosion intensity, and the growth limit of the system. The beach profile shape depends on particle size and wave energy. The minimum wave energy dissipation principle implies the existence of equilibrium morphology, while the tidal flat profile shape depends on sediment supply, particle size composition and tidal dynamics. On such a basis, the erosion of both sandy coasts (represented by beaches) and muddy coasts (represented by tidal flats) can be understood in terms its mechanisms, rate and temporal scales by taking into account the various factors such as extreme events induced by storms and sea level rise. The rate of shoreline change may vary by orders of magnitude, ranging from low values of $< 10^0$ m/a to high values of $10^1 \sim 10^2$ m/a, with time scales for accretion-erosion processes ranging from 10^{-2} a (storm events) to 10^3 a (sea level changes). According to the different combinations of sediment budget and shoreline advancing/retreating patterns, the dynamic behaviour of the coastal zone associated with beaches and tidal flats has four possible situations: one of them is related to accretion, and the others are linked with erosion. The different types of erosion are each determined by the geomorphic evolution direction and the temporal scale. High intensity, long-time persisting erosion is mainly related to material supply cutoff and sea level rise, and is influenced by anthropogenic factors.

Key words: material budget equation; coastal profiles; shoreline advancing/recession; sandy coast; muddy coast; accretion-erosion types

资助项目: 江苏省基础研究计划 (自然科学基金) 项目 “江苏沿海滩涂冲淤及岸线变化规律研究与预测” (BK2011012)

作者简介: 高抒 (1956—), 男, 教授, 主要从事海洋沉积地质学研究, E-mail: shugao@nju.edu.cn

收稿日期: 2023-02-15; 改回日期: 2023-03-07. 周立君编辑

海岸侵蚀被认为是最严重的自然灾害之一,它造成海堤毁坏、土地丧失、房地产贬值,甚至威胁人们的生命安全^[1-3]。同时,也有一个易被忽视的悖论:海岸带作为人类经济社会发展的重要环境,是在全新世沉积体系上构建的,这表明海岸是堆积环境,但对侵蚀的强调又暗示这是侵蚀环境。

这个悖论是由于不同时间尺度的效应而形成的。在长时间尺度上,除基岩海岸之外,海岸带主要是堆积环境,河流入海物质和潮流、波浪输运的陆架沉积物均倾向于聚集到海岸带。当人们用沉积层作为分析材料时,往往考虑堆积环境和长期的平均堆积状态^[4-5]。然而,不同演化阶段的岸线动态是不同的,如长江三角洲在生长初期岸线推进较快,而经过数千年时间,推进速率逐年减缓,最终会达到生长极限,岸线推进终止^[6]。在此案例中,长江三角洲在整体上是堆积的产物,到了发育阶段的晚期,则出现冲淤平衡的总体趋势。应注意的是,在环境因素(海面位置、潮汐和波浪条件、河流入海通量等)不发生巨变的情形下,三角洲淤积为冲并最终回复到全新世初始状态,其可能性是不存在的。

在短时间尺度上,确有多种使海岸线位置发生进退或振荡的过程。波浪强度的季节性变化可造成海滩剖面循环,夏季发生堆积而冬季发生冲刷^[7-8];风暴大浪造成海滩岸线后退,一次风暴事件可使海滩岸线后退 $10^0\sim 10^1\text{ m}$ ^[9];紧靠河道或潮汐水道的水边线,在水道摆动过程中可被剧烈改变,江苏中部海岸层观测到潮汐水道摆动使水边线位置变化速率达到 $10^2\sim 10^3\text{ m/a}$ 量级^[10];在堆积环境中,沉积物分配的空间不均匀也导致某些部位处于冲刷状态^[11]。因此,在沉积体系生长过程中,经常可观察到冲刷事件,目前留存的海岸带沉积实际上是去掉冲刷效应之后的净堆积。堆积通常是缓慢的,而侵蚀往往是事件性的,对于平常的观察者而言,侵蚀更容易留下深刻印象。与沉积体系生长的阶段性相同,侵蚀事件的强度和幅度也有不同的阶段。例如,在河流三角洲形成的初期,岸线附近水深较小,波浪能量在岸外就被大量损耗,难以抵达岸线位置,因此冲刷事件较为轻微。随着岸线向海推进,前缘水深加大,风暴发生时波浪作用就变得显著起来。到了三角洲生长晚期,岸线推进基本停滞,此时每次风暴事件都可能造成明显的岸线后退,风暴过后岸线位置再逐渐恢复。在这种冲淤的拉锯战中,人们更容易看到侵蚀的剧烈性。在此情形中,总体上,局部侵蚀现象是随着沉积体系的生长而日益显著化的。

在海岸带的局部区段,尤其是基岩海岸,由于

外部沉积物供给的缺失,侵蚀持续发生,这种情形也确实存在的。例如,有些基岩海岸自全新世初期就开始遭受冲刷,海蚀崖、海蚀穴、海蚀平台就是此类过程的产物^[12-13]。在相对海面上升幅度较大的地方,长时间尺度岸线后退的现象也可能出现;如果发生像冰期-间冰期气候旋回中那样的全球尺度的海面上升,那么也会发生岸线持续后退,而且其空间尺度不是局地性而是全球性的。

如前所述,全新世以来的大部分海岸,其动力过程是以堆积为主,冲刷是叠加在堆积之上的短期过程(时间尺度在 10^2 a 以内)。另一方面,侵蚀过程在不同的环境、不同的系统演化阶段有着不同的表现和效应。众多研究者试图提出海岸侵蚀分类的主张。Davis和Fitzgerald^[14]认为可根据侵蚀过程的学科属性归类于物理、生物、化学过程,而侵蚀速率的大小依赖于岩性、地质构造(断裂等)、波浪能量、潮差、气候、相对海面位置等因素。此前,在影响因素方面,人类活动因素如海岸防护工程、采砂、疏浚等也会引发侵蚀^[8,15]。有趣的是,海岸防护工程的目的之一就是为了减缓侵蚀,但工程结构本身也可能成为引发侵蚀的因素。

本质上,海岸堆积和侵蚀均受控于沉积物收支平衡格局,各种时空尺度上都是如此^[16]。连续观测数据表明,如果将冲淤状况表现为时间序列,堆积和侵蚀可交替出现,在海滩^[17]和河流水下三角洲^[18-20]都有许多报道。除观测证据之外,从沉积动力学的观点看,如果物质收支状况能够被预知,则冲淤的时空分布是可以预测的。

本文的目的是从沉积动力过程-产物关系的角度,提出海滩、潮滩海岸侵蚀的沉积地貌分类体系,并论述相关的地貌标志;根据物质守恒原理,建立沉积物收支方程,分析其与岸线动态的关系,并提出应用于不同侵蚀类型的理论框架和预测方法。

1 海岸带、海岸线、侵蚀及相关变量的定义和概念

海岸带是指受到陆海相互作用影响较大的区域,包含陆地和海洋两个部分^[15],其中陆地对海洋的影响主要是物质方面的,即输入海洋的沉积物、营养物质、污染物等,而海洋对陆地的影响主要是能量方面的,即潮汐、波浪、陆架环流、风暴水流等。这些是确定海岸带范围的主要因素,除此之外还要加上其他各种因素,如海洋来源的盐分和生物体、河流径流、生物礁物质、海陆风等。要想定量

地划分出这个区域, 必须充分研究所涉及的所有因素, 进而评价陆域、海域影响的大小。然而, 由于各种过程的复杂性, 迄今海岸带范围尚未有定量的方案, 因此, 在操作层面上, 人们往往根据实用的目的来划分海岸带。

为了从全球尺度上研究陆海相互作用及其全球变化影响, 在“地圈生物圈计划”中把海岸带设定为海岸线向陆 100 km、向海直到陆架边缘的范围^[21-22]。如此定义的海岸带非常宽广, 占据全球陆地面积的 20%、全球海洋面积的 9%。又如, 为了海岸带规划和管理不同目标, 海岸带范围可有很大不同^[23], 《美国联邦海岸带管理法》(United States Federal Coastal Zone Management Act) 的定义是“相互间强烈影响的近岸水域和陆地, 包括岛屿、潮间带、盐沼、滨海湿地和海滩, 陆地内侧界线仅限于对上述地方有直接、显著影响的区域”, 澳大利亚英联邦海岸带政策法规 (Australian Commonwealth Coastal Policy) 的定义是对于执行海岸带政策法规所必须包含的范围, 聚焦于陆海界面附近, 英国政府环境委员会 (United Kingdom Government Environment Committee) 认为海岸带范围应视区域和问题的不同而有所区别, 以实用方法处理, 而世界银行环境署 (World Bank Environment Department) 则提出, 海岸带是具有特殊禀赋的区域, 其边界也依赖于所要解决的特殊问题^[24]。从资源角度看, 在 20 世纪进行的我国海岸带与海涂资源综合调查中, 将海岸带看成为波浪、潮汐等海洋动力能够作用到的上界与波浪基面 (波浪能够扰动沉积物的最大水深处) 之间的区域, 具体范围定为岸线向陆 10 km、向海至水深 15 m 之间的区域, 在河口地区向陆延伸至潮区界、向海方向延至浑水线或淡水舌外缘^[25]。

海岸带定义中出现的“海岸线”(Shoreline), 其本身也需要定义^[26]。海面与海岸地形面的交界线称为水边线, 其位置与瞬时水位变化有关, 波浪运动、潮汐涨落、风暴增减水等因素均会导致水边线位置的快速变化。以潮汐水位为参照, 可以定义一系列的特征潮位, 如特大高潮位、平均大潮高潮位、平均高潮位、平均小潮高潮位、平均潮位、平均小潮低潮位、平均低潮位、平均大潮低潮位、特大低潮位等, 通常所指的海岸线就是用特征潮位来定义的。从地貌研究、海岸带开发、海岸防护、生态系统保护、土地和港口资源管理、城市建设等不同角度, 可以选择不同的特征潮位作为垂向坐标零点。在我国, 为了海岸带管理的便利, 规定多年平均大潮高潮位与海岸陆地的界线为海岸线, 如此定义的

好处是这一界线与人们常识中的陆地和海洋界线接近, 海岸线以上区域很少被海水淹没, 而海岸线以下总体上处于淹没状态。另一方面, 海岸线位置也受到冲淤状况的影响, 在同一高程上, 沉积物堆积造成向海迁移, 床面冲刷则导致向岸迁移, 因此海岸线动态可以作为海岸淤长或侵蚀的标志之一。

应该指出, “侵蚀”(Erosion) 这个术语有着多种定义。在陆地水文和泥沙工程里, 如在流域侵蚀和输沙模型中, 侵蚀往往是“沉积物的起动和搬离原地”的意思^[27]。海岸地貌学中有根据冲刷地貌所作的海岸分类, 包括多种侵蚀海岸, 侵蚀的机制有物理的、化学的、生物的^[28]。在海岸工程领域, 侵蚀既是指颗粒开始运动的临界条件 (起动条件), 又是指底床由于物质被移除而造成的高程下降, 或者是指海岸线后退的情形^[8]。而在沉积学和地貌动力学那里, 堆积与沉积体系发育和生长相关, 侵蚀与沉积体系萎缩和沉积间断有关。上述不同定义的集合可构成广义侵蚀概念, 即不同时间尺度的冲刷。

侵蚀和堆积是两种对立的状态, 在沉积环境中都是常见的。其量化定义主要有床面高程变化速率和海岸线进退速率。床面提高为堆积, 降低为侵蚀, 其速率的物理量纲为 L/T, 通常以 cm/a 表示。海岸线向海推进为淤长, 向陆后退为侵蚀, 其速率的物理量纲也是 L/T, 但由于取值范围较大, 通常以 m/a 表示。

床面高程变化和海岸线进退在不同时空尺度上的表现很不相同。在海滩上, 一次大浪事件可使床面下降数米, 并形成滩肩地貌, 而在全年时间尺度上, 同一海滩有可能是淤长的。同理, 由于海岸带范围没有统一、绝对的定义, 因此侵蚀或堆积状况的判定也就有了不确定性。一个较小区域, 假定其平均高程变化是负值, 而将该区域面积扩大后, 高程变化可能变为正值。那么, 这到底是侵蚀区还是堆积区? 其判断涉及不同的空间尺度。此外, 床面高程变化和海岸线进退之间的关系也很复杂, 并非是一一对应的 (详见下述)。

2 冲淤变化与沉积物收支方程

2.1 冲淤变化观测和动力学分析

床面高程的观测有多种方法, 不同时间的高程测量对比或者固定点的高程监测时间序列可直接给出变化速率, 因为不同时间的高程差和时间间隔均是已知的。标志桩高程记录^[29]、遥感监测^[30]、水

深监测及不同时期的水深图对比^[31-34]是该方法实际应用的例子。利用沉积层序中的标志层^[35-36]和年龄测定数据(利用光释光和放射性同位素¹⁴C、²¹⁰Pb、¹³⁷Sr等方法)不能直接获得冲刷信息,但可获得平均堆积速率。此外,通过相关参数的观测也可间接计算出变化速率,例如,海底沙丘的剖面形态和迁移速率可用来预测床面高程变化的时间序列,包括其变化的周期性^[37]。

更加一般的情形是利用沉积动力学的连续方程来进行计算:

$$\partial H_b / \partial t + (\partial q_x / \partial x + \partial q_y / \partial y) / \gamma + E + G = 0 \quad (1)$$

式中 H_b 为床面高程, $\partial H / \partial t$ 代表床面高程随时间的变化率,也就是冲刷或淤积的速率; q_x 和 q_y 分别为沉积物输运率矢量的东西分量和南北分量; γ 为沉积物容重,即单位体积中的沉积物干物质质量; E 为局地水柱中悬沙总量变化量所对等的床面变化率,与悬沙平流输运和底部再悬浮有关(推移质情形下 $E=0$), G 为与沉积物输运无关的局地物质变化率,它可由于生物生长、颗粒态物质降解等地球化学、生物地球化学因素而发生,在高悬沙浓度区该项一般很小,可略去。上式表明,床面冲淤速率受控于沉积物输运率的水平梯度变化,据此可计算出冲淤速率。以细颗粒物质环境为例,在多个站位进行水层中的水位、流速流向、悬沙浓度观测,可获得沉积物输运率 q_x 、 q_y 和参数 E 的数据,进而计算 q_x 、 q_y 的平面梯度,就能得到 $\partial H / \partial t$ 。

式(1)中,沉积物输运率被表述为水流流速的函数,因此可通过与水动力方程组的结合,实现床面冲淤和由此引发的地貌变化的模拟。Delft3D 就是常用模型之一,应用实例有杭州湾河口沙坝形成演化^[38-39]、潮汐汉道系统的长时间尺度地貌演变^[40]、潮滩地貌演化^[41-42]研究等。

关于长时间尺度的冲淤速率和地貌演化数值模拟,来自珠江三角洲的一项研究^[43]是具有代表性的。过去的 6000 a 被划分为 12 个时段,每个时段历时 500 a;以大面积上的钻孔信息为约束,再根据模拟计算给出各个时段的沉积、地貌的时间序列。从这一案例研究可以看出,系统演化的细节可以由模型提供,而实际材料(沉积记录)在模型率定或验证中是不可缺少的。换言之,以连续方程和动量方程为构架的动力学模型可以预测或重现冲淤历史,并含有冲淤空间分布的信息,但其方式不是显式而是隐式的,如果缺失现场数据,模型本身并不含有太多的冲淤历史信息。沉积学和地貌学研究的另一思路,是考虑物质守恒原理,给出系统整体演化

对物质供给响应的函数表述,即沉积物收支方程;该方程不能提供冲淤的空间分布细节,但却能从方程本身得到有关系统特征和演化趋势的信息,有助于厘清侵蚀类型及发生的条件。

2.2 沉积物收支平衡分析

沉积物收支与冲淤之间有一个直观的关系:对于任意划定的一块区域,如果沉积物输入量大于输出量,则处于淤积状态,反之则处于侵蚀状态。这个方面的文献十分丰富^[44],其中一个原因可能是,冲刷和淤积的案例较易发现和记述。在此类分析中,沉积物收支平衡关系表示为:

$$\Delta M / \Delta t = I - O \quad (2)$$

式中 $\Delta M / \Delta t$ 为沉积总量在 Δt 时段的变化量(M 为系统中的沉积物总量), I 为 Δt 时段内的沉积物输入量, O 为 Δt 时段内的沉积物输出量。此处系统的大小和 Δt 时段的长短都是根据研究对象的实际情况而定的。式(2)表明,只要能够测量或计算 I 和 O 就能得出冲刷或淤积的结果,然而对于系统演化而言它所能提供的信息很有限。为此,需要对式(2)进行改造,使其成为一个真正的沉积物收支方程。

在式(2)中,令 $\Delta t \rightarrow 0$,可得:

$$dM / dt = I - O \quad (3)$$

式中 dM / dt 为沉积总量的时间变化率, I 为沉积物输入通量, O 为沉积物输出通量。由于 M 被表达为时间的函数, I 和 O 也是时间的函数。在数学表达上, I 和 O 均可表达为与 M 无关和有关的两个部分(例如江苏海岸废黄河三角洲海岸侵蚀产生的物质供给与江苏中部海岸潮滩沉积规模无关,而潮滩环境中生物颗粒的供给与潮滩的规模有关),因此有:

$$I = P_1 + Q_1 f_1(M) \quad (4)$$

$$O = P_2 + Q_2 f_2(M) \quad (5)$$

式中 P_1 、 Q_1 、 P_2 、 Q_2 均为时间的函数,而 $f_1(M)$ 和 $f_2(M)$ 是与 M 有关的两个函数。将式(4)、(5)代入式(3)并整理,可得:

$$dM / dt = P + Q f(M) \quad (6)$$

函数 $f(M)$ 针对不同的系统有多种可能,但从物质守恒分析的多个案例中似乎可假定其最简单的情形成立,即 $f(M)=M$ 。例如,在海湾内外由于沉积物输运而导致物质交换,在此情形下海湾内部随沉积物运动而堆积的外源有孔虫介壳的总量随时间变化的规律符合该方程形式^[45]。由此式(6)可简化为:

$$dM / dt = P + Q M \quad (7)$$

式(7)是标准的一阶线性常微分方程, 其解析解为:

$$M = e^{Qdt} \left[\int P e^{-\int Q dt} dt + C_0 \right] \quad (8)$$

式中 C_0 为待定常数。从解析解的表达式可以分析 P 为常数时的情形。当 $P=0$, 得到习见的物质衰变方程, 如放射性元素的衰变规律; 当 P 为大于 0 的常数, 它可被视为一个来自系统外部的物源, 由于这个物源存在, 系统中物质量 M 将随时间而增加, 但在 Q 代表衰减过程(取负值)的情形下, 随着物质质量的增加, 式(7)中的 QM 项也增大, 最后的结果是使 M 值趋向于一个常数。Gao^[6] 曾用此方法计算了长江三角洲前缘岸线随着长江沉积物不断供给而发生的岸线位置变化, 得出了在此条件下长江三角洲将会在继续向海推进 16 km 滞后达到生长极限的结果。式(7)所刻画的情形可看成是复杂系统控制方程^[46]的一个特例。

2.3 沉积物收支与海岸侵蚀的关系

假定海岸带的范围已经被界定, 且沉积物收支状况为已知, 那么海岸侵蚀是否发生也就容易判断了: 沉积物净增代表淤积, 沉积物亏损代表侵蚀。要注意的是, 如此定义的冲淤是没有空间分布信息的, 在判定为淤积或侵蚀的海岸带范围内, 可能有较大的差异, 不同的地点冲淤格局可能是相反的。为了获得分辨率较高的信息, 必须将海岸带划分为不同区块, 分别进行收支分析。所依据的数据来源于何处? 仍然离不开水深测量和历史海图, 于是又回到前述的高程对比的传统方法了, 沉积物收支方程的功能没有得到发挥。

从冲淤过程的视角, 似乎应该考虑式(7)中函数 P 和 Q 的作用。作为时间的函数, P 和 Q 均可分解为长时间的趋势线、周期性波动以及随机扰动。长期趋势可能与宏观地质地理背景和初始边界条件有关, 周期性变化与季节变化、年际变化(如 ENSO 周期)、年代际及以上(如长时间尺度气候波动)等尺度有关, 而随机扰动与突发事件(如风暴、洪水、海啸等)有关。将 P 和 Q 的趋势、波动、扰动项加入式(7), 可得:

$$dM/dt = P_t + P_p + P_d + (Q_t + Q_p + Q_d)M \quad (9)$$

式中的下标 t 、 p 、 d 分别代表趋势、波动、扰动。因此, 沉积物收支分析的要点, 是针对特定的环境, 确定函数 P 和 Q 的形式。

沉积物收支与海岸侵蚀关系的另一个问题是, 是否有可能通过海岸线位置变化来确定沉积物收

支格局, 进而判定海岸带是否侵蚀? 研究表明, 一般而言海岸线位置变化并不单独决定于沉积物收支, 它也与海岸剖面形态有关^[47]。在不同的剖面形态下, 有 4 种可能性: 沉积物净增、海岸线前进, 沉积物净增、海岸线后退, 沉积物亏损、海岸线后退, 沉积物亏损、海岸线前进。理论上, 只有在所考虑的时段内, 开始和结束时的海岸剖面形态均为已知, 岸线进退幅度才与沉积物收支有一一对应的关系。

3 海岸剖面特征

3.1 基岩海岸剖面

基岩海岸剖面形态以海蚀崖和海蚀平台为主要特征, 海蚀穴、海蚀柱、海蚀平台上的岩块或砾石堆为附加的次级地貌, 在全球海岸分布广泛^[16,48]。海蚀平台是波浪侵蚀的产物, 其上可以有砂砾物质覆盖, 也可以没有, 取决于物质来源是否存在。通常海蚀平台上的物质是海蚀崖后退而提供的。海蚀平台的侵蚀首先是由于波致水流的往复运动带动砂砾质颗粒在平台表面的碰撞、磨损, 然后有水流输运造成物质亏损^[49-52]。在某些环境里, 岩石风化作用也起了重要作用, 并且与磨蚀作用一样, 也存在与波浪和地形之间的反馈关系^[53]。磨蚀速率是岩石抗蚀程度和水动力能量的函数, 较软的岩石磨蚀较快, 地面高程的下降又使得波浪能量更多地向平台内部传输, 扩大磨蚀作用的范围, 因此可形成坡度缓、宽度大的海蚀平台; 较硬的岩石不易被磨蚀, 由于波浪能量耗散在平台的向海侧高于内侧, 因此磨蚀作用外强内弱, 形成坡度陡、较窄的海蚀平台。海蚀平台的剖面形态因岩性和波浪状况而异, 但其终极形态应与磨蚀作用的临界状况有关, 即平台不断加宽, 直至波致水流微弱到无法提供磨蚀所需的能量^[54]。海蚀平台的高程位于平均海面附近, 过去 7000 a 时期海面大致稳定, 但全球来看海蚀平台仍普遍处于发育之中, 宽度一般为 $10^1 \sim 10^2$ m 量级, 这说明达到其终极剖面形态所需的时间尺度应大于全新世。

无论基岩的岩性如何, 海蚀平台的加宽均与海蚀崖后退相联系^[55-56]。海蚀崖剖面与海蚀平台剖面一起构成完整的基岩海岸剖面。海蚀崖后退是岩石崩塌、滑坡的结果, 浪蚀作用掏空海蚀崖基部^[16]。海蚀崖后退速率取决于岩石的坚硬程度, 而剖面形态与岩石固结程度有关, 固结程度较低的岩石后退时往往伴随着滑坡, 因此悬崖的坡度相对较缓, 例

如英国南部海岸的第三纪泥质沉积构成的海蚀崖,其坡度可接近于松散物质堆积的休止角^[57];固结程度较高的岩石通常只以崩塌的方式后退,悬崖面近于直立,例如英国东南部海岸的白垩纪石灰岩地层,其海蚀崖后退较快,且坡度很陡^[58]。

海蚀崖地貌是持续性侵蚀的清晰标志,甚至可以在忽略海蚀平台剖面信息的情形下,单用海蚀崖剖面动态来代表物质收支:

$$dM/dt \approx RHL \quad (10)$$

式中 R 为海蚀崖后退速率, H 为海蚀崖高度, L 为海岸线长度。这意味着基岩海岸剖面形态与物质收支状况在判定侵蚀现象、预估侵蚀强度上是等价的。应注意的是,涉及长时间尺度时,式(10)的应用要考虑海面变化影响^[59-60]。

3.2 砂砾质海滩剖面

砂砾质海滩是波浪作用为主海岸的标志性地貌,其水下部分的坡度为 $10^{-1} \sim 10^{-2}$ 量级,在波浪破碎发生的激浪带,沉积物运动剧烈;激浪带的床面坡度与沉积物粒径和波能密度有关,前人曾给出了基于观测数据的多元回归经验公式^[7]:

$$\tan \alpha = a_0 + a_1 \ln D_{50} + a_2 \rho g H^2 / 8 \quad (11)$$

式中 $\tan \alpha$ 为激浪带滩面坡度, D_{50} 为沉积物中值粒径, ρ 为海水密度, g 为重力加速度, H 为波高, a_0 、 a_1 、 a_2 为回归系数。

但是,激浪带只是海滩剖面的一部分,在岸外水域,直至波浪作用基面,沉积物都受到波浪的影响^[16]。因此,海滩剖面函数定义域为

$$H_b = H_b(x), \quad x \in (0, x_{wb}) \quad (12)$$

式中 H_b 为床面高程, $x=0$ 为波浪作用上界所在位置, x_{wb} 为波浪基面水深所在位置。在此范围内,床面高程不一定是水平位置 x 的单调函数,地形起伏可由于水下沙坝发育等原因而产生。水下沙坝是大浪作用的产物:大浪在激浪带之上形成滩脊,同时将较细颗粒带往岸外,堆积成水下沙坝^[8]。

与激浪带的情形相同,海岸剖面的整体形态也决定于波浪状况和沉积物粒径,无论岸线推进或后退,此类剖面被称为“海滩均衡剖面”。均衡剖面的存在性是个长期争论的基础问题,只有论证了其存在,才能考虑其形态如何的问题。目前已经证实,均衡剖面符合最小能量原理,即在这样的剖面形态下,波浪由海向陆传输过程中能量损耗最小^[61-62]。按照最小能量原理,海滩剖面形态就有了唯一性。如果忽略水下沙坝部分,剖面上的位置-高程关系可

表示为一个幂函数^[16,63]:

$$H_b = \alpha x^\beta \quad (13)$$

式中 α 和 β 为经验回归常数。幂函数的表达属于经验公式,可用实测数据进行拟合。如何得知所获的剖面确实代表均衡剖面?给定沉积物和波浪条件,海滩剖面需要一定的发育时间才能达到均衡态,这段时间称为“均衡时间”;根据对波致物质输运强度和地貌演化速率的观测,均衡时间的长度为 $10^0 \sim 10^1$ d,这一季节内的尺度使得利用实测剖面数据来获取均衡剖面形态成为可能。此外,应用动力学方法,对海滩剖面形态进行模拟,也能确定这一事件尺度,并且用模型输出结果确定式(13)中回归常数的值。如此定义的均衡剖面属于“稳定的均衡剖面”,也就是说,只要沉积物粒径和波浪能量条件固定,经过均衡时间之后,剖面形态是唯一的。

然而,短于均衡时间尺度的变化也在发生,例如每天两涨两落的潮汐。因此,海滩环境处在持续变化的状态,不能达到前述的稳定均衡剖面。尽管如此,潮汐作用的周期性相当于加大了激浪带的宽度,最终也能导致较为稳定的剖面形态^[64-66],从波浪均衡剖面的角度看,此类剖面可视为动态均衡剖面,或波浪-潮流共同作用的均衡剖面。按照波浪均衡剖面理论,海岸线动态是能够反映沉积物收支状况的。在沉积物粒径和波浪大小不变的条件下,海岸线进退速率可直接表达为 $R=M/H_v$ (H_v 为海岸基面到波浪基面的高差值);如果沉积物粒径和波浪大小发生变化,或者由于潮汐等因素的加入,则 R 和 M 的关系不再是唯一的,两者各为剖面形态变化的函数。

3.3 潮滩剖面

潮滩形成于潮汐作用占主导地位的海岸,文献中经典的潮滩研究区域包括欧洲北海沿岸(德国和荷兰的瓦登海、英国沃什湾等地)和江苏海岸^[67]。潮汐占优的环境具有两个含义,一是潮差较大,二是波浪作用受到抑制。后者通常是由于细颗粒沉积物供给丰富的缘故,泥质物质在潮汐作用下堆积,可造成波能耗散,降低波浪作用,例如前述的欧洲北海^[68]和江苏海岸潮滩^[25]。在某些潮汐较弱的小型海湾,但波浪作用更弱,可形成小规模如潮滩。因此,潮汐占优的条件是相对于波浪而言的,不代表特定大小的潮差。

潮汐作用之所以能占据主导地位,首先是因为细颗粒沉积物(粒径在极细砂以下,泥质物质组分含量高)的作用,在潮汐环境中,悬移质被潮流输

运, 受到沉降滞后和冲刷滞后两种效应的影响, 倾向于在潮滩上部集中堆积^[69-70], 而推移质净输运方向则由于潮流的流速-时间不对称也是由海向陆的^[71]。其次, 细颗粒沉积物堆积于潮间带, 加大了潮滩的宽度, 使得潮流作用进一步加强, 与此同时, 宽浅的潮滩使得波浪能量难以传入, 即便岸外波浪作用较强, 在潮滩区域其输沙作用也会弱于潮流作用。更多的情形是, 波浪叠加于潮流之上, 可显著加大潮流的输运强度。

潮滩的沉积物分布和地形特征的形成与潮流的关系非常密切。根据物质守恒原理, 滩面上任一点的潮流流速与滩面坡度的关系^[67]为:

$$U = \left(\frac{1}{\tan\beta} \right) dh/dt \quad (14)$$

式中 U 为垂线平均流速, $\tan\beta$ 为滩面坡度, h 为潮位。式(14)表明, 潮流流速受控于滩面坡度和潮位变化率。潮位变化是区域性潮波运动格局控制的, 但是滩面坡度是与沉积物的供给状况和潮滩演化阶段相关的。输入潮滩的沉积物之中, 假设泥质和砂质沉积物的体积比为

$$R_v = M_v/S_v \quad (15)$$

式中 R_v 为泥质和砂质沉积物的体积比, M_v 为沉积物来源总量中的泥质物质占比, S_v 为砂质物质占比。另一方面, 潮间带沉积层厚度等同于大潮潮差, 并且泥质沉积物占据上部, 而砂质沉积物占据下部, 因此, 沉积层中泥、砂分界点的位置为:

$$H_0 = RS_v/(M_v + S_v) \quad (16)$$

式中 H_0 为泥、砂分界点高程(以大潮低潮位为高程零点), R 为大潮潮差, 这意味着涨潮流到达该高程时潮流流速应对应于砂质物质的止动临界值(推移质的临界止动流速等同于临界起动流速), U_{cr} :

$$U_{cr} = \left(\frac{1}{\tan\beta} \right) dh/dt, \quad h = h_0 \quad (17)$$

由此, 式(17)决定了泥、砂分界处的坡度。有了这个控制点, 根据潮滩沉积物自下而上变细的原理, 可得到垂向颗粒粒径的分布, 在平面上就表现为沉积的分带性。例如, 江苏海岸潮滩自下而上由粉砂细沙滩、泥沙混合滩、泥滩和盐沼 4 个带构成, 其中盐沼沉积物颗粒最细^[25]。此外, 以控制点坡度作为潮滩坡度的特征值, 再根据断面上的沉积速率, 就可得到整个潮滩剖面形态。根据式(17), 可获得泥、砂分界处坡度的预估信息。 U_{cr} 取为沉积物临界起动流速, 对于潮滩砂约为 0.2 m/s, 潮间带水位变化率最大为 1/3 600 m/s 量级, 因此该处的滩

面坡度为 0.001 量级。

在全球范围, 各地潮滩的沉积物来源和构成是不同的, 因而潮滩的分带性和剖面形态有明显的多样化^[72]。如果潮滩物源中砂的占比不同, 那么泥-砂交界处的高程和滩面坡度也会不同, 因为在式(17)中 U_{cr} 的值是针对推移质的, 粗细物质交界处的坡度决定于水流到达推移质运动上界时的水位变化率。若物源完全为泥质沉积, 则泥、砂分界点不存在, 因此滩面坡度不能用式(17)来定义, 而要根据悬沙浓度、潮汐水位变化、波浪再悬浮作用等参数来计算。一般而言, 如果沉积物供给中完全缺失砂的组分, 那么潮滩的坡度就会偏大。

与砂砾质海滩剖面相比, 潮滩有其特征性的现象。首先, 潮滩水流可形成潮水沟, 通常有多级分汊, 构成滩面较大规模的地貌体系。与滩面动力环境不同, 潮水沟的净输沙方向通常是由陆向海的, 这对潮滩沉积起了改造作用, 也改变了剖面形态, 因此潮滩剖面在大多数情形下不是单调函数, 潮水沟起伏变化造成多值现象, 同一高程可对应于多个地点。

其次, 潮滩在生长过程中也会发生剖面形态变化。随着潮滩的逐步生长, 潮间带的范围进一步向海拓展, 此时部分砂质沉积物必然要充填到潮下带水域, 这相当于减少了潮间带物质中的砂质物质占比, 因此在向海淤进的过程中, 潮滩的泥质沉积层逐渐增厚, 潮滩坡度加大^[73]。

最后, 潮滩形态对边界和初始条件的变化非常敏感。潮间带和潮上带之间的界限是模糊的, 并且除非有风暴等极端事件, 该界限附近的沉积速率很低, 因此随着潮滩的向海推进, 潮滩宽度可不断加大, 江苏海岸在自然条件下潮间带宽度曾达到 12 km 以上。然而, 这种形态并不代表一种稳定的均衡态, 一旦由于外部因素造成地形改变, 潮滩地形将快速随之改变, 同一高程的滩面坡度可以是多变的。例如江苏中部海岸的潮滩对于围垦的响应是快速的, 潮间带坡度加大, 潮滩上部沉积速率提高^[74]。这一敏感性是由潮滩本身的环境格局所决定的, 围垦使得潮间带变窄, 纳潮量下降, 潮流流速也下降, 这相当于在潮滩谱系^[72]中变换了位置。

以上所述的三个特点表明, 淤长中的潮滩并不存在波浪均衡剖面那样的均衡态。当然, 在一定的物源条件、潮水沟体系、演化阶段之下, 潮滩地貌和剖面形态表现出一些共性, 这可以理解动态均衡^[41, 75-76]。潮滩海岸线动态与沉积物收支的关系是最简单的, 按照定义, 潮滩是淤积环境, 沉积物有净

增,同时海岸线向海推移。

如果潮滩由于物源断绝而进入蚀退状态,那么其剖面形态将被逐步改造,潮汐作用逐渐减弱。淤长型和冲刷型潮滩的剖面演化格局是非常不对称的。从沉积物收支的角度看,在式(7)中,如果函数 $P>0$,即沉积物供给持续,则潮滩沉积物总量不断增加、面积扩大、岸线向海推进;但当 $P=0$,即沉积物供给中断,则沉积物出现亏损,整个潮滩体系开始进入衰退阶段。

问题在于,既然潮汐作用导致沉积物向岸运动,潮滩为何会转淤为冲,而不是保持稳定状态呢?其过程和机制是,物源中断破坏了潮汐作用能够持续占优的条件,而原先被抑制的波浪作用却逐渐活跃起来^[67]。潮滩转淤为冲,最终导致剖面形态的巨变,需要经历多个阶段:

第一个阶段,沉积物在潮流作用下继续向岸搬运。由于失去了物源,潮流的搬运对象就是原本已经堆积在潮下带的物质。砂质物质仍然以推移质形式、泥质物质仍然以悬移质形式输往潮间带。其结果是潮间带下部变窄、潮下带水深加大,不再能够有效消耗波浪的能量,使得波浪能够传播到潮间带。一旦波浪不被遏制,它必然要以自己的方式对物质输运格局产生影响,即冲刷潮间带下部的粉砂细沙滩,把细颗粒物质带向岸外。

第二个阶段,潮间带由于波浪冲刷而持续变窄,中下部物质大量损失。与此同时,潮间带上部水深过小,波浪不能传入,涨潮流带来的悬沙得以继续沉降,海岸线继续推进,造成潮滩“下冲上淤”的现象^[77]。这实际上是一种滞后效应,说明潮滩海岸线可在这个阶段通过剖面形态调整而抵消沉积物亏损的影响,海岸线进退与沉积物收支格局正好相反。

第三个阶段,随着剖面的持续变陡和后退,波浪侵蚀作用达到潮滩上部,潮滩的泥质沉积遭受侵蚀。泥质物质在波浪作用下完全不能停留原地,受到整体的冲刷,岸线快速后退。如前所述,其形式通常是泥质沉积的基部被掏蚀,上覆块体崩落,形成冲刷陡坎^[78]。这一过程可类比于基岩海岸侵蚀,泥质沉积就相当于岩性软弱的沉积岩(见前述)。如果潮滩沉积体里不含任何粗颗粒物质,则冲刷陡坎后退可使沉积体损失殆尽。江苏北部废黄河三角洲就是一个实例,1855年黄河北归渤海,细颗粒沉积物中断,这里岸线转淤为冲,此后一直后退了18 km,若非海岸工程防护,后退过程将继续进行。在有些区域,潮滩堆积体含有较粗的砂和贝壳碎屑

等物质,经过波浪淘洗,以砂质海滩或贝壳堤的形式残留于高潮位附近^[79-81],形成波浪均衡剖面,可对后侧平原提供保护。

3.4 海岸剖面的过渡类型

海岸线附近的地貌-沉积体系以海滩为波浪端元、潮滩为潮汐端元,两者之间存在着一系列过渡类型,可称之为波浪-潮汐作用的连续谱(Wave-to-tide continuum)。潮汐影响的海滩(Tidally modulated shorefaces, TMS)和波浪影响的开敞型潮滩(Open-coast tidal flats, OCTF)可分别进行研究,但从海岸沉积体系角度看两者可以融合为一体^[82]。由于潮汐和波浪作用共存,最终形成海滩或潮滩取决于沉积物供给量和粒度组成。

前已述及,潮差较大的海滩环境处在沉积物-波浪关系持续变化的状态,海滩剖面的调整受到了均衡时间的约束,但最终可形成动态均衡的剖面形态^[64-66]。总体上,潮差大的海岸没有发育为潮滩,细颗粒沉积物供给不够充分是根本因素,粗粒沉积物与波浪相配,必然形成海滩,潮汐也就必然成为次要影响因素而非控制因素。虽然有垂向粒径的周期性变化和潮间带范围较大的潮汐作用特征,但海滩剖面物质自上而下变细、坡度相对较陡的宏观格局仍然存在^[83-84],因而更接近于波浪剖面。

缺乏堡岛、海湾、岸外潮流脊等地形掩护的潮滩会直接暴露于波浪作用,发育为开敞型潮滩^[85]。波浪作用的加强影响沉积物输运的方式,从潮流输运转化为浪流共同作用的输运,沉积物运动更加活跃,可能使输运率甚至沉积速率都得到提高。在潮周期内,高水位和低水位持续的时间长于其他水位,因此在高、低潮位处可能形成特征性的波浪沉积和地貌,如低潮位处的小范围海滩沉积层和高水位处的波浪冲刷地貌。尽管如此,潮间带坡度较小、沉积物自下而上变细的总趋势仍然得以保留,剖面形态也更接近于端元潮滩类型。

关于波浪-潮汐作用的连续谱,还有一些特殊的情形,尽管其在自然环境中出现概率相对较低。例如,在波浪-潮汐作用的连续谱中,如果细颗粒沉积物供给状况介于充分和不充分之间,那么应该形成海滩还是潮滩?最可能出现的情形是,在垂向沉积层序中,分段出现潮汐或波浪过程的产物。又如,假设一个海岸系统既无波浪作用,又无细颗粒沉积物供给,只有潮汐和粗颗粒沉积物,还会形成潮滩吗?波浪的缺失意味着海滩的缺失,但潮汐占优仍然是成立的,前述的细颗粒物质供给条件是针对抑

制波浪作用而提出的,既然波浪缺失,这个条件也就不重要了。这时,粗粒沉积物的输运是由潮流控制的,而在物质向岸输运的潮周期内,除纳潮量外,水深将成为一个重要因素,潮间带上部可能更加受到极浅水过程^[86-87]的影响。还有,如果一个环境,其沉积层全部属于风暴沉积,这个环境会属于海滩或者潮滩吗?风暴沉积为主的海岸层序确实存在^[82],但风暴沉积似乎不会破坏环境的属性。风暴作为极端事件并不是常态,如果一个环境里形成多年的沉积层可被一次风暴所破坏而且风暴出现频率又足够高,那么沉积层就会被改造。在平常天气情形下,海滩或潮滩的形成条件并不因之改变,所以最终结果是在海滩或潮滩环境形成各自的风暴事件沉积。以上的解释是基于对海滩和潮滩动力过程的了解而提出的,可看成是进一步研究上述问题的假说。就海岸剖面而言,介于海滩和潮滩之间的剖面形态应该可以存在,且具有高度的多样性。

4 海岸侵蚀机制

4.1 地貌标志、影响因素和动力过程

在广义的语境下理解“侵蚀”(即颗粒起动、床面高程降低、海岸线后退、沉积物亏损等均看成为侵蚀),需要把侵蚀现象与不同时空尺度的过程和机制联系起来。如前所述,侵蚀的量化指标是沉积速率和海岸线进退速率,两者都是可测量的;同时,由于沉积物收支和海岸剖面关系的多样性,在一般情况下两个指标间难以直接进行相互换算。

侵蚀在沉积体表面留下的印记是冲刷地貌,较为宏观的有海蚀崖、海蚀平台,而较为微观的有潮滩上泥质床面的冲刷浅坑。所有的冲刷地貌都指示了侵蚀的发生,但并不一定能够显示侵蚀的时间尺度和空间分布特征,例如江苏海岸潮滩上泥砂混合滩的冲刷就是如此。由于大小潮动力强度的差异,这个地带在小潮时堆积泥质物质,而在大潮时泥质物质受到冲刷,形成形态不一的“冲刷坑”,它是原先堆积的物质被部分移除的结果,一个大小潮周期之中,总的沉积量实际上是大于侵蚀量的,因此这一侵蚀现象代表的是大潮期间发生的局部现象,在大小潮周期或更长的时间尺度上,泥砂混合滩是属于堆积环境而非侵蚀环境^[67]。因此,有必要厘清全部冲刷地貌的形成过程,确定侵蚀现象所对应的时间尺度和空间分布。在此框架下,不同规模的冲刷地貌要与其影响因素和动力过程相联系。

虽然冲刷地貌指示了一定时间尺度上的侵蚀过程,但侵蚀并非必然表现为冲刷地貌。例如,潮间带下部的粉砂细砂滩可遭受风暴浪的冲刷,但事件过后砂质物质滩面可能无异于冲刷之前的滩面。在此情形下,滩面高程的对比可揭示侵蚀的发生。床面形态,如波痕、海底沙丘、潮流脊等,也往往不会呈现冲刷形态,但根据有关的理论和观察,可知床面形态迁移导致固定地点上的周期性高程变化,即冲淤变化。因此,冲刷地貌之外的侵蚀现象也不可忽视。

所有侵蚀现象的集合,其形成机制中含有影响因素和动力过程的全部信息。影响因素可按照物理、化学和生物因素来划分^[16],波浪冲刷、化学风化和生物钻穴分别属于上述因素。其中最主要的几种因素值得特别关注。波浪、潮汐、物源的数量和组成,其重要性前面已经述及。原始地形方面,海底坡度是否接近于沉积体的均衡态坡度^[41,63,66],海岸线上是否有岬角控制、其形态是否接近于螺线型均衡态^[8,88],对于冲淤状况有很大影响。海面变化有多重影响,它改变水深条件,进而改造海滩剖面。按照均衡剖面理论,剖面形态决定于高程,海面变化改变了高程基准,必然产生影响,如海面上升使得剖面线后退^[89];海面变化本身也带来类似于沉积物收支的后果,海面上升的效应与沉积物亏损相同,而海面上升的效应如同沉积物净堆积。人类活动是一个特殊的因素,它经常干预自然过程,通过海岸工程的实施改变海岸线的位置。

动力过程涉及各种因素之间的配合关系和相互作用,前面提到的波浪-潮汐连续体就是一个实例。沉积物收支的要点是系统边界上的进出平衡,因此主控的动力过程是沉积物输运过程;海岸剖面的问题有所不同,不仅有输运过程,而且有物质在系统内重新分布的问题。因此海岸线动态与沉积物收支、海岸剖面关系的分析,必须建立在了解输运和堆积过程的基础之上。

4.2 海滩侵蚀现象及其机制

在叙述侵蚀现象及其机制时,我们以空间尺度从小到大排列各种侵蚀现象,描述其物质、地貌形态、所在部位特征,分析其影响因素、形成过程以及涉及的时间尺度,提出与海岸线动态的关联性。砂砾质海滩侵蚀的微观现象有床面形态变化,中等尺度的现象有海岸线季节性进退等,宏观现象有海岸线持续后退、风暴导致的海岸线大幅度后退、堡岛系统向陆迁移等。

(1) 激浪带以外的浅水地带往往形成波痕和大波痕, 主要是波浪成因的。在波浪破碎带, 波痕(波长 $<0.2\text{ m}$)可以瞬间形成和消失, 床面冲淤转化的时间以波浪周期的时间尺度计。大波痕(波长为 $0.6\sim6.0\text{ m}$)根据推移质输运率换算, 在滩面上的迁移速率达 $10^{-1}\sim10^0\text{ m/h}$, 因此, 床面冲淤转化的时间尺度大致与潮周期相当。此类床面形态的冲淤变化对海岸线动态影响很小。

(2) 回流和潮汐变化引发滩面渗漏, 形成滩面冲刷痕迹。激浪带的上冲流有一部分进入砂层, 该水体在回流的后期从滩面渗出, 形成薄层水流, 在滩面冲出多道小型沟槽。水体渗入渗出的周期与波浪周期相同($10^0\sim10^1\text{ s}$ 量级), 因此形成的小型冲刷沟槽很快被后续的上冲流破坏。潮汐涨落周期也能造成滩面渗漏。此类轻微的滩面冲刷对剖面形态影响甚微。

(3) 滩尖嘴(Beach cusps)形成和改造。当波峰线与海岸线近于平行时, 入射波与海滩地形的相互作用导致边缘波的形成^[8], 其波高有沿岸方向的变化, 使得激浪流和回流也发生沿岸变化, 从而形成凹凸有序的床面形态, 被称为滩尖嘴。合适的波浪状况消失后, 滩面受到改造, 滩尖嘴可以快速消失。在此过程中, 床面经历一次冲淤周期变化, 不过这一发生于激浪带下部的事件对高潮位水边线的影响只是暂时的, 且幅度相对较小。

(4) 海滩上部形成滩肩(Berm)。滩肩是海滩上常见的高水位之上的平坦地形, 是由平常天气的波浪激流造成的, 然而当较大波浪发生时, 滩肩可以被破坏, 有时可见残留的一部分。其冲淤变化与波浪的季节变化、季节内变化、风暴事件、潮汐水位变化都有关系, 时间尺度是年内的。滩肩动态变化可影响同一周期的海岸线进退变化。

(5) 海岸线位置发生季节性进退变化, 并可能伴随着沉积物粒径变化, 这是由于冬夏季波浪大小和沿岸漂砂状态变化的结果^[7]。美国西海岸和欧洲北海北部沿岸, 冬季波浪强、夏季波浪弱, 于是形成海滩“冬季剖面”和“夏季剖面”, 并伴有岸线的进退。在我国海南岛东部海岸, 冬季沿岸漂砂自北向南, 夏季则自南向北, 因此沿岸漂砂增强或减弱的岸段各不相同, 从而造成不同岸段的冬、夏季岸线位置的不同进退格局。

(6) 海岸线后退, 伴随着向陆一侧海岸沙丘的生长。这是由于海滩物质被向岸风输运到沙丘地带, 这是海岸线附近的沉积物亏损的必然结果。法国西南部的大西洋沿岸, 海岸沙丘的高度可达

70 m 以上, 沙丘向陆迁移使其海岸线逐年后退^[90]。如果损失的物质不能得到沿岸输沙的补充, 那么在西风作用下沙丘持续东进, 海岸线也将持续后退。

(7) 河口、潮汐汉道口门一侧或两侧局部海岸线后退。在这些地方沿岸漂砂被阻断, 部分沉积物可被河口湾、海湾所圈闭, 海岸线附近损失了沉积物而发生后退。其时间尺度取决于局地因素, 但海岸线曾经达到的位置说明侵蚀可能是周期性而非持续性的。

(8) 沙嘴向陆方向后退。河口附近由于得到砂质物质的供给, 沙嘴的形成和迁移经常发生, 而当物质供给减少时, 沙嘴将变窄或向岸移动, 海南岛昌化江河口沙嘴就是如此^[91], 从沙嘴形成到消失, 其周期为 10^1 a 量级。这意味着当地海岸线也有相同时间尺度的变化。不过, 10^1 a 周期是与昌化江相联系的, 在其他地方, 情况相近的河流也有, 但这一时间尺度应与河流和入海通量规模有关。

(9) 弯曲海岸线差异性持续后退, 不同部分后退速率不同。如果平均海面位置稳定、沉积物组成无变化, 这样的后退形式应是由于沿岸漂砂强度沿程提高, 从而使所在岸段发生物质亏损而造成的。Komar^[8]以“一线模式”揭示了这一机制, 该模式本质上是沉积物输运的连续方程, 适用于海滩剖面形态不变的情形。在沿岸输沙方向上, 一端进入少, 一端输出多, 必然发生侵蚀, 反之则发生堆积, 这是沉积物亏损与岸线后退的必然联系。

(10) 风暴事件发生时, 岸线短期内发生大幅度后退^[92-93], 而在激浪带后侧的滩脊或海岸沙丘处有局部堆积, 风暴水流携带的物质甚至可以越过海岸沙丘堆积, 称为越岸沉积^[94]。在机制上, 这相当于海岸剖面形态在大浪下重新调整, 风暴过后, 海滩剖面会逐渐恢复原样, 但这需要 $10\sim20$ 年的时间^[9]。

(11) 顺直海岸线出现小幅度平行后退的长期趋势, 并伴随着海滩物质粗化。如果海岸带物质供给状况不变, 这应是气候变化引发的波浪增强所致。这种情况目前报道很少^[95], 但如果波浪在气候变暖的条件下变得更大, 那么就有可能出现此类后退现象, 其机理就像 King^[7]描述的那样, 相当于海滩剖面从“夏季剖面”转换到“冬季剖面”, 只不过时间尺度大大加长了。

(12) 伴随着海面上升, 顺直海岸线出现平行后退的长期趋势。如果在沉积物收支格局、沉积物粒径均不变的条件下也是如此, 那么这应是相对海面上升的结果。根据 Bruun^[89]的理论, 波浪和沉积物

粒径不变时, 海滩剖面形态稳定; 但此时若发生海面上升, 则岸线必然后退^[78]。目前全球海面的上升速率约为 3 mm/a, 而且到本世纪末还要继续提高, 有些地区还要再加上地面沉降效应, 显然, 海面变化引发的海岸线后退将涉及 10^2 a 及以上的时间尺度。

(13) 堡岛系统向陆迁移。堡岛是全新世时期由于波浪作用而在宽广陆架上形成的岸外沙岛^[96]。当初形成时的沉积物主要来自陆架物质的重新分布, 经过长期演化, 这部分物源逐渐减少, 而堡岛前缘物质不断被风暴极端事件过程输往内侧甚至潟湖水域, 因此目前堡岛呈向陆后退的趋势, 可能在未来 10^3 a 时间尺度上堡岛将于内侧海岸合并, 所伴随的海岸线后退也是长期的。

(14) 海岸工程可造成局地侵蚀。例如, 海滩上建造丁坝的目的是阻拦沿岸漂砂, 但两道丁坝之间会发生一侧堆积另一侧冲刷的现象。多数情况下此类侵蚀可以通过适当的工程设计来避免或控制。

在实际情况中, 海岸线后退可能是多种因素综合的结果。例如, Bird^[28] 援引他人在美国罗德岛地区沙坝-潟湖海岸所获数据, 指出该地海岸线后退的速度平均为 0.2 m/a, 其原因是物质从海岸系统中的移除(即沉积物亏损), 其中 15% 归结于海面上升, 35% 属于经潮汐汉道输往潟湖的损失, 26% 由于波浪越顶被输往堡岛上部, 另外的 24% 是由于海滩物质向岸外水域的逃逸。

4.3 潮滩侵蚀现象及其机制

潮滩侵蚀现象也有多种, 但与海滩的情形有所不同。

(1) 波痕和大波痕常见于潮间带中下部滩面和潮水沟底部, 主要是潮流或波浪成因的。与海滩环境中的同类床面形态相同, 其床面冲淤变化周期的时间尺度在潮周期之内, 对海岸线动态影响不明显。

(2) 在正常淤长的潮滩, 潮间带泥砂混合滩部分会形成冲刷的微地貌, 表现为滩面的长条形、椭圆形冲刷坑, 新近淤积的泥质层被部分冲刷, 冲刷范围甚至可扩大到下伏沉积层。前已述及, 泥砂混合滩是以小潮、大潮交替沉积为特征, 小潮期间堆积的泥受到大潮水流的改造, 局部冲刷形态是大潮的产物, 它可以保留到下一个小潮期到来甚至更长时间。但这只是滩面淤长中的小插曲, 在超越潮周期的时间尺度上, 泥砂混合滩往往是潮滩垂向淤长最快的部位^[67]。在剖面塑造上, 泥砂混合滩由于其

较高的沉积速率而成为坡度较大的部位。

(3) 潮水沟发育、迁移导致滩面的冲淤交替。在潮流作用强烈的江苏海岸中部, 潮水沟发育良好, 形成明显的潮盆地形, 潮盆范围内潮水沟摆动剧烈, 甚至可能改造全部的原生潮滩沉积^[10]。潮水沟不一定能改变整个潮滩的平均坡度, 但能造成地形的起伏变化, 使剖面形态出现坡度和坡向的多种变化。

(4) 盐沼前缘形成陡坎, 这是一种冲刷形态, 但其成因有多种, 包括沉积物供给中断后的波浪侵蚀的后期(潮滩即将被完全侵蚀的阶段)、堆积环境中盐沼植物生长导致的自组织现象、海面上升等^[97]。其中淤积环境中的陡坎很值得关注, 盐沼生长得益于淤积环境, 而盐沼生长又导致了不利于继续生长的局部冲刷环境^[28], 如果最初没有盐沼定殖, 也就没有后来的陡坎形态。因此, 盐沼陡坎的形成机制需要结合海面变化、物质供给、盐沼植被生长的观测数据作具体的分析^[30,98]。对于海岸线动态, 盐沼陡坎的变化影响较大。

(5) 贝壳滩在潮滩贝类动物生态位附近较为常见。江苏海岸的贝类从粉砂细砂滩到泥滩均有分布, 其形成机制包括波浪破碎处的贝壳集中堆积(如盐沼陡坎处形成的贝壳滩^[99])、风暴对滩面的改造、潮水沟摆动或溯源侵蚀对沉积层的改造。贝壳滩对潮滩剖面的影响较小。

(6) 潮滩生物扰动经常表现为钻穴, 使床面冲刷后常留下生物钻穴遗迹, 或者造成沉积层松动, 使床面侵蚀更易发生。就潮间带整体而言, 生物扰动对剖面的影响是局地性的。

(7) 潮滩上的人为活动可形成滩面局部侵蚀。潮滩上的鱼虾贝生物量大, 形成一定规模的捕捞生产。例如, 在江苏如东海岸, 落潮后人们沿着固定的路线前往潮滩采集贝类、捕鱼捉蟹(该项活动当地称之为“赶小海”), 因此新的潮水沟易于沿着人行路线而发育, 水流的集中形成冲刷浅沟。它对于剖面形态的影响应是局部的。

(8) 潮滩物质供给中断的初期, 潮间带下部坡度增大, 而上部的盐沼湿地继续堆积, 海岸线向海推进。江苏海岸中部区域, 黄河物源断绝后的很长一段时期, 其影响的范围自北向南扩展, 在潮滩下部遭受冲刷的同时, 潮滩上部依然维持淤长, 在不同地点持续的时间尺度各异, 为 $10^1 \sim 10^2$ a 量级。

(9) 当潮滩物质完全由泥质沉积物组成且后续供给中断时, 潮滩生长停止, 最终转为岸线持续后退状态, 形成类似于海蚀崖、海蚀平台的形态, 海岸

线附近坡度受波浪作用控制。例如,江苏海岸的废黄河三角洲前缘,其沉积物来自黄河,以粉砂、黏土为主,1855年黄河北归后岸线持续后退,波浪作用取代潮汐作用^[29]。海岸线后退完全对应于沉积物亏损状态。

(10)潮滩沉积构建海岸低地平原上形成贝壳堤(Cheniers)。潮滩物质组成为泥、砂混合物,供给中断后岸线先期蚀退,后期被波浪作用改造为贝壳砂滩脊或贝壳堤,它具有均衡剖面形态,转化为波控海滩^[79]。

(11)风暴发生时,潮间带中、下部出现剧烈冲刷,潮水沟快速摆动。这是风暴增水导致滩面水流加强、潮间带波浪作用加剧的结果^[100-101]。与此同时,潮间带上部发生堆积,这意味着高潮位水边线的向海推进;风暴过后潮间带中、下部地形逐渐恢复,所需的时间似乎短于砂砾质海滩(参见文献[9])。此种侵蚀现象代表短时间尺度的极端事件影响。

(12)在沉积物持续供给的条件下,海岸线后退、滩面淹没,这是海面上升所造成的。潮滩滩面必须淤积的足够快才能抵消海面上升的效应,否则就呈现淹没趋势^[102]。

与海滩侵蚀对比可知,风暴事件和海面上升是两种环境中侵蚀发生的共同因素,前者是短时间尺度作用,后者是长时间尺度作用;对于沉积物亏损造成的侵蚀,在砂砾质海滩环境里波浪始终是主动力因素,但是在潮滩环境里,潮汐作用逐渐让位于波浪作用。

4.4 海岸侵蚀演化的趋势和时空尺度

从前述海滩、潮滩侵蚀现象可知,许多侵蚀现象是局部的、短时间尺度的,只有一部分呈现出长期演化的趋势。如果将沉积物亏损或海岸线后退均看成是海岸侵蚀,那么在物质收支和剖面形态构成所有可能性之中,符合侵蚀情形的有3种:①沉积物净增、海岸线后退;②沉积物亏损、海岸线前进;③沉积物亏损、海岸线后退。但在长期趋势上,这些情形具有较大的差异。

如果没有海面变化的影响,沉积物净增、海岸线后退的情形是难以持续很久的。以淤积环境中的盐沼陡坎为例,它是局部波浪冲刷的产物,如果潮滩前缘持续淤积,终将使波浪难以传入,陡坎就会消亡,盐沼扩展重新开始,英国 Severn 河口就有这样的现象^[103]。盐沼陡坎从形成到消失,其时间尺度为 $10^1 \sim 10^2$ a。但如果考虑海面上升的影响,盐沼陡坎存在及其伴随的海岸线后退过程将变得漫长

($> 10^2$ a),因为海面上升对海岸线动态的影响是与沉积物供给相反的。

同理,若无海面变化的影响,沉积物亏损、海岸线前进的情形也没有可持续性。沉积物亏损是海岸带侵蚀的原始定义,与此相伴的海岸线推进只能是暂时现象。江苏潮滩在黄河物源断绝之后的情形可作为一个典型案例,从废黄河口到射阳河口,海岸剖面逐渐变陡,伴随着下部冲刷、上部淤长,而终究会转变为全剖面的后退,整个过程的时间尺度为 10^2 a^[25]。风暴事件造成的潮间带上部堆积,虽然短时间内影响较大,但到潮滩侵蚀殆尽之后也就不会继续发生,而且风暴沉积本身也会被侵蚀。如果海面下降,可以不同程度地抵消沉积物亏损,则海岸线推进的格局可能得以延长。

沉积物亏损、海岸线后退,很可能是长期过程。沉积物以一定的速率被移除,海岸剖面整体向陆退却,这种状况一旦形成,便难以自动停止。江苏海岸平原上的贝壳堤就是海岸线后退的最终产物^[79,104],假如地层中缺失粗颗粒物质,后退还不会到此为止。潮滩的重新复活是在数千年之后的1128年(黄河改由南黄海入海的时间),此后的727年里潮滩持续生长。晚第四纪海面变化的周期为 $10^3 \sim 10^4$ a,考虑到海面上升因素的叠加,这一情形下的海岸线后退的持续时间可能达到 10^4 a。

上述情形之外,淤长型海岸只对应于一种情形:沉积物净增、海岸线前进。海岸线推进的持续时间与物质供给的持续时间有关。在江苏潮滩形成演化的案例中,黄河物源持续了数百年,海岸线推进 10^1 km。河流三角洲是特殊的环境,那里河流入海物质可连续供给 $10^3 \sim 10^4$ a,海岸线推进幅度可达 10^2 km。但是,有两个因素可能逆转冲淤格局,一是海面上升,它可能抵消沉积物供给的效应;二是沉积物收支控制方程的约束,当沉积体发育到极限状态将停止生长,此时叠加的风暴等过程可以造成冲刷事件。

5 基于沉积物收支和海岸线动态的冲淤分类

根据上述对海岸线动态、沉积物收支、海岸剖面形态变化关系的理论分析,海滩、潮滩海岸线位置决定于沉积物收支、海岸剖面形态,因此三者之中只要确定沉积物收支和海岸线位置就能得到冲淤状况的基本信息。换言之,可以根据这两个因素的不同组合将海岸冲淤分为4类,如上节所述,其

中有一类是堆积的,三类是侵蚀的。每一类的演化周期受到沉积物收支、海面变化的制约,并受到风暴等低频率高强度事件的影响。此分类系统可纳入前面分析过的各种显著影响海岸线位置的侵蚀现象,如下所列(T 为持续的时间尺度):

(1)堆积海岸:沉积物净增、海岸线前进

(i)持续加积的海滩(海岸线变化速率:多样化; $T=10^2\sim 10^3$ a)

(ii)持续淤长的潮滩(海岸线变化速率:多样化; $T=10^2\sim 10^3$ a)

(2)第I类侵蚀海岸:沉积物净增、海岸线后退

(iii)海岸线后退、海滩物质粗化(波浪变化效应)(海岸线变化速率:较低; $T=10^2\sim 10^3$ a)

(iv)海岸线后退、海滩物质粒径不变(海面上升效应)(海岸线变化速率:较低; $T=10^2\sim 10^3$ a)

(v)风暴事件导致的短时间大幅度后退(海岸线变化速率:高; $T=10^{-2}$ a)

(vi)低矮盐沼陡坎后退(海岸线变化速率:多样化; $T=10^1\sim 10^2$ a)

(vii)潮滩滩面淹没(海面上升效应)(海岸线变化速率:较低; $T=10^2\sim 10^3$ a)

(3)第II类侵蚀海岸:沉积物亏损、海岸线前进

(viii)潮滩下部坡度增大、上部继续向海推进(海岸线变化速率:中—高; $T=10^1\sim 10^2$ a)

(ix)风暴事件导致的潮间带上部堆积(海岸线变化速率:中—高; $T=10^{-2}$ a)

(4)第III类侵蚀海岸:沉积物亏损、海岸线后退

(x)海岸线位置季节性后退(海岸线变化速率:低—中; $T=10^0$ a)

(xi)后方为海岸沙丘或堡岛的海岸线后退(海岸线变化速率:低; $T=10^1\sim 10^2$ a)

(xii)河口、潮汐汊道口门海岸线后退(海岸线变化速率:低; $T=10^0\sim 10^1$ a)

(xiii)沙嘴、堡岛向陆后退(海岸线变化速率:低—中; $T=10^1\sim 10^3$ a)

(xiv)海滩长期持续后退、漂砂强度沿程提高(海岸线变化速率:低—中; $T=10^1\sim 10^3$ a)

(xv)风暴事件导致的大幅度后退(海岸线变化速率:高; $T=10^{-2}$ a)

(xvi)潮滩持续后退,高潮位附近形成陡崖(海岸线变化速率:高; $T=10^1\sim 10^2$ a)

此分类系统表明,不同类型的冲淤体系分布于不同的部位,出现频率似乎也有不同;所涉及的海岸线变化速率不同,从低($<10^0$ m/a)到高($10^1\sim$

10^2 m/a)有数量级的差异;持续的时间尺度也是如此,从风暴事件的 10^{-2} a到海面变化的 10^3 a都有。因此,海岸淤积和侵蚀不只是一个笼统的概念,海岸带空间资源开发和冲刷灾害防治要有差异、有针对性的对策。分类系统中的基本类型是以举例方式展示的,对于全球海岸而言尚未达到穷尽的程度,可进一步补充、完善;另一方面,实际环境中会有多种类型的结合或过渡状态,可作为复合类型处理。

6 结论

(1)海岸线进退速率本身不能涵盖冲淤状况的完整信息,必须要结合沉积物收支和海岸剖面形态的分析结果才能确定冲淤的性质和形成机制;沉积物收支方程可用于沉积体系演化的宏观图景的分析,根据方程中两个函数的定义域和可能的取值,可获取沉积体系规模、冲淤强度、系统生长极限等信息。

(2)砂质海滩和潮滩的剖面形态各不相同,前者决定于物质粒径、波能大小,波能耗散最小原理决定了海滩均衡剖面的存在性;后者决定于沉积物供给的粒径组成和潮汐动力,潮水沟地貌也有影响。两类剖面形态之间有过渡状态,形成海滩-潮滩连续谱。潮滩的存在要依靠持续的沉积物供给,当物源断绝,潮滩不能继续生长,在波浪作用下转换为海滩环境。

(3)根据沉积物收支方程和海岸剖面理论,结合极端事件(风暴等)和海面变化因素的考虑,可获取海滩、潮滩各种侵蚀现象的发生机制、速率和时间尺度信息,海岸线变化速率从低($<10^0$ m/a)到高($10^1\sim 10^2$ m/a)有数量级的差异,冲淤过程的时间尺度跨度也很大,从风暴事件的 10^{-2} a到海面变化的 10^3 a都有。

(5)根据沉积物收支和海岸线进退这两个因素的不同组合,可将海岸冲淤动态分为4类:堆积海岸表现为沉积物净增、海岸线前进;侵蚀海岸有3类,第1类:沉积物净增、海岸线后退;第2类:沉积物亏损、海岸线前进;第3类:沉积物亏损、海岸线后退。每一类均有实际案例可寻,不同类型的海岸冲淤动态与不同的分布特征、变化速率、演化方向和时间尺度相联系。

致谢: 本文部分内容曾以广东省海洋资源与近岸工程重点实验室学术报告(2021)形式宣读。

参考文献 (References)

- [1] 夏东兴, 王文海, 武桂秋, 等. 中国海岸侵蚀述要[J]. *地理学报*, 1993, 48(5): 468-476. [XIA Dongxing, WANG Wenhai, WU Guiqiu, et al. Coastal erosion in China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1993, 48(5): 468-476.]
- [2] 陈吉余. 中国海岸侵蚀概要[M]. 北京: 海洋出版社, 2010. [CHEN Jiyu. A Synthesis of Coastal Erosion in China[M]. Beijing: China Ocean Press, 2010.]
- [3] Bacopoulos P, Clark R R. Coastal erosion and structural damage due to four consecutive-year major hurricanes: beach projects afford resilience and coastal protection [J]. *Ocean & Coastal Management*, 2021, 209: 105643.
- [4] Brooke B, Lee R, Cox M, et al. Rates of shoreline progradation during the last 1700 years at beachmere, southeastern Queensland, Australia, based on optically stimulated luminescence dating of beach ridges [J]. *Journal of Coastal Research*, 2008, 24(3): 640-648.
- [5] Brooke B P, Olley J M, Pietsch T, et al. Chronology of quaternary coastal aeolianite deposition and the drowned shorelines of south-western western Australia: a reappraisal [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2014, 93: 106-124.
- [6] Gao S. Modeling the growth limit of the Changjiang delta [J]. *Geomorphology*, 2007, 85(3-4): 225-236.
- [7] King C A M. Beaches and Coasts[M]. 2nd ed. London: Edward Arnold, 1972.
- [8] Komar P D. Beach Processes and Sedimentation[M]. 2nd ed. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1998.
- [9] Flemming B W, Davis R A Jr. Holocene evolution, morphodynamics and sedimentology of the Spiekeroog Barrier Island system (southern North Sea) [J]. *Senckenbergiana Maritima*, 1994, 24(1-6): 117-155.
- [10] 张忍顺, 陈才俊. 江苏岸外沙洲演变与条子泥并陆前景研究[M]. 北京: 海洋出版社, 1992. [ZHANG Renshun, Chen Caijun. Evolution of Jiangsu Offshore banksia (Radial Offshore Tidal Sands) and Probability of Tiaozini Sands to Merged into Mainland[M]. Beijing: China Ocean Press, 1992.]
- [11] Duc D M, Nhuan M T, Ngoi C V. An analysis of coastal erosion in the tropical rapid accretion delta of the Red River, Vietnam [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 43(1): 98-109.
- [12] Trenhaile A S. The Geomorphology of Rock Coasts[M]. Oxford: Clarendon Press, 1987.
- [13] Sunamura T. Geomorphology of Rocky Coasts[M]. Chichester: John Wiley, 1992.
- [14] Davis R A Jr, Fitzgerald D M. Beaches and Coasts[M]. Malden: Blackwell, 2004.
- [15] Carter R W G. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines[M]. San Diego: Academic Press, 1988.
- [16] Woodroffe C D. Coasts: Form, Process and Evolution[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2002.
- [17] Thom B G, Hall W. Behaviour of beach profiles during accretion and erosion dominated periods [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1991, 16(2): 113-127.
- [18] Xue Z, Liu J P, DeMaster D, et al. Late Holocene evolution of the Mekong subaqueous delta, southern Vietnam [J]. *Marine Geology*, 2010, 269(1-2): 46-60.
- [19] Gao S, Wang Y P, Gao J H. Sediment retention at the Changjiang sub-aqueous delta over a 57 year period, in response to catchment changes [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2011, 95(1): 29-38.
- [20] Jia J J, Gao J H, Cai T L, et al. Sediment accumulation and retention of the Changjiang (Yangtze River) subaqueous delta and its distal muds over the last century [J]. *Marine Geology*, 2018, 401: 2-16.
- [21] Crossland C J, Kremer H H, Lindeboom H J, et al. Coastal Fluxes in the Anthropocene[M]. Berlin: Springer, 2005.
- [22] 高抒. 海岸带陆海相互作用及其环境影响 [M]//中国海洋学会. 2007-2008海洋科学学科发展报告. 北京: 中国科学技术出版社, 2008: 79-87, 165-166. [GAO Shu. Land-ocean interactions in the coastal zone and their environmental influences[M]//Chinese Society for Oceanography. Report on Advances in Ocean Science. Beijing: China Science and Technology Press, 2008: 79-87, 165-166.]
- [23] Haslett S K. Coastal Systems[M]. London: Routledge, 2000.
- [24] Kay R, Alder J. Coastal Planning and Management[M]. London: E & FN Spon, 1999.
- [25] 任美镔. 江苏省海岸带和海涂资源综合调查报告[M]. 北京: 海洋出版社, 1986. [REN Mei'e. The Report of Integrated Survey for Coastal Zone and Tidal Flat in Jiangsu Province[M]. Beijing: China Ocean Press, 1986.]
- [26] Boak E H, Turner I L. Shoreline definition and detection: a review [J]. *Journal of Coastal Research*, 2005, 21(4): 688-703.
- [27] Merritt W S, Letcher R A, Jakeman A J. A review of erosion and sediment transport models [J]. *Environmental Modelling & Software*, 2003, 18(8-9): 761-799.
- [28] Bird E C F. Coasts: An Introduction to Coastal Geomorphology[M]. 3rd ed. Oxford: B. Blackwell, 1984.
- [29] 高抒, 朱大奎. 江苏淤泥质海岸剖面的初步研究[J]. 南京大学学报: 自然科学版, 1988, 24(1): 75-84. [GAO Shu, ZHU Dakui. The profile of Jiangsu's mud coast [J]. *Journal of Nanjing University: Natural Sciences Edition*, 1988, 24(1): 75-84.]
- [30] Toure S, Diop O, Kpalma K, et al. Shoreline detection using optical remote sensing: a review [J]. *ISPRS International Journal of Geo-information*, 2019, 8(2): 75.
- [31] Sarretta A, Pillon S, Molinaroli E, et al. Sediment budget in the Lagoon of Venice, Italy [J]. *Continental Shelf Research*, 2010, 30(8): 934-949.
- [32] Yang S L, Milliman J D, Li P, et al. 50, 000 dams later: erosion of the Yangtze River and its delta [J]. *Global and Planetary Change*, 2011, 75(1-2): 14-20.
- [33] Luo X X, Yang S L, Wang R S, et al. New evidence of Yangtze delta recession after closing of the Three Gorges Dam [J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 41735.
- [34] Mei X F, Dai Z J, Wei W, et al. Secular bathymetric variations of the north Channel in the Changjiang (Yangtze) Estuary, China, 1880-2013: causes and effects [J]. *Geomorphology*, 2018, 303: 30-40.
- [35] Li J, Gao S. Estimating deposition rates using a morphological proxy

- of *Spartina alterniflora* plants [J]. *Journal of Coastal Research*, 2013, 29 (6): 1452-1463.
- [36] Wang D D, Gao S, Zhao Y Y, et al. An eco-parametric method to derive sedimentation rates for coastal saltmarshes [J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 770: 144756.
- [37] 高抒, 方国洪, 于克俊, 等. 沉积物输运对砂质海底稳定性影响的评估方法及应用实例 [J]. *海洋科学集刊*, 2001, 43: 25-37. [GAO Shu, FANG Guohang, YU Kejun, et al. Methodology for evaluating the stability of sandy seabed controlled by sediment movement, with an example of application [J]. *Studia Marina Sinica*, 2001, 43: 25-37.]
- [38] Yu Q, Wang Y W, Gao S, et al. Modeling the formation of a sand bar within a large funnel-shaped, tide-dominated estuary: Qiantangjiang Estuary, China [J]. *Marine Geology*, 2012, 299-302: 63-76.
- [39] Xie D F, Pan C H, Wu X G, et al. The variations of sediment transport patterns in the outer Changjiang Estuary and Hangzhou Bay over the last 30 years [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2017, 122 (4): 2999-3020.
- [40] Xie D F, Gao S, Pan C H. Process-based modeling of morphodynamics of a tidal inlet system [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2010, 29 (6): 51-61.
- [41] Yu Q, Wang Y W, Gao J H, et al. Turbidity maximum formation in a well-mixed macrotidal estuary: the role of tidal pumping [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2014, 119 (11): 7705-7724.
- [42] Wang Y W, Wang Y P, Yu Q, et al. Sand-mud tidal flat morphodynamics influenced by alongshore tidal currents [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2019, 124 (6): 3818-3836.
- [43] 吴超羽, 包芸, 任杰, 等. 珠江三角洲及河网形成演变的数值模拟和地貌动力学分析: 距今6000-2500a [J]. *海洋学报*, 2006, 28 (4): 64-80. [WU Chaoyu, BAO Yun, REN Jie, et al. A numerical simulation and morphodynamic analysis on the evolution of the Zhujiang River delta in China: 6000~2500 a BP [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2006, 28 (4): 64-80.]
- [44] Hapke C J, Lentz E E, Gayes P T, et al. A review of sediment budget imbalances along Fire Island, New York: can nearshore geologic framework and patterns of shoreline change explain the deficit? [J]. *Journal of Coastal Research*, 2010, 263 (3): 510-522.
- [45] Gao S, Collins M. Net sand transport direction in a tidal inlet, using foraminiferal tests as natural tracers [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1995, 40 (6): 681-697.
- [46] Strogatz S H. Exploring complex networks [J]. *Nature*, 2001, 410 (6825): 268-276.
- [47] 高抒, 贾建军, 于谦. 绿色海堤的沉积地貌与生态系统动力学原理: 研究综述 [J]. *热带海洋学报*, 2022, 41 (4): 1-19. [GAO Shu, JIA Jianjun, YU Qian. Green sea dykes: an overview of their principles of sediment, geomorphology and ecosystem dynamics [J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2022, 41 (4): 1-19.]
- [48] Young A P, Carilli J E. Global distribution of coastal cliffs [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2019, 44 (6): 1309-1316.
- [49] Limber P W, Murray A B. Sea stack formation and the role of abrasion on beach-mantled headlands [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2015, 40 (4): 559-568.
- [50] Cullen N D, Bourke M C. Clast abrasion of a rock shore platform on the Atlantic coast of Ireland [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2018, 43 (12): 2627-2641.
- [51] Watanabe M, Goto K, Imamura F, et al. Modeling boulder transport by coastal waves on cliff topography: case study at Hachijo Island, Japan [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2019, 44 (15): 2939-2956.
- [52] Buchanan D H, Naylor L A, Hurst M D, et al. Erosion of rocky shore platforms by block detachment from layered stratigraphy [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2020, 45 (4): 1028-1037.
- [53] Matsumoto H, Dickson M E, Kench P S. Modelling the relative dominance of wave erosion and weathering processes in shore platform development in micro- to mega-tidal settings [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2018, 43 (12): 2642-2653.
- [54] Gao S, Collins M. Equilibrium coastal profiles: I. Review and synthesis [J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 1998, 16 (2): 97-107.
- [55] Brooks S M, Spencer T. Temporal and spatial variations in recession rates and sediment release from soft rock cliffs, Suffolk coast, UK [J]. *Geomorphology*, 2010, 124 (1-2): 26-41.
- [56] Carpenter N E, Dickson M E, Walkden M, et al. Lithological controls on soft cliff planshape evolution under high and low sediment availability [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2015, 40 (6): 840-852.
- [57] Hurst M D, Rood D H, Ellis M A, et al. Recent acceleration in coastal cliff retreat rates on the south coast of Great Britain [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2016, 113 (47): 13336-13341.
- [58] Stavrou A, Lawrence J A, Mortimore R N, et al. A geotechnical and GIS based method for evaluating risk exposition along coastal cliff environments: a case study of the chalk cliffs of southern England [J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2011, 11 (11): 2997-3011.
- [59] Dawson R J, Dickson M E, Nicholls R J, et al. Integrated analysis of risks of coastal flooding and cliff erosion under scenarios of long term change [J]. *Climatic Change*, 2009, 95: 249-288.
- [60] Trenhaile A S. Predicting the response of hard and soft rock coasts to changes in sea level and wave height [J]. *Climatic Change*, 2011, 109 (3): 599-615.
- [61] Faraoni V. On the extremization of wave energy dissipation rates in equilibrium beach profiles [J]. *Journal of Oceanography*, 2020, 76 (6): 459-463.
- [62] Maldonado S. Do beach profiles under nonbreaking waves minimize energy dissipation? [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2020, 125 (5): e2019JC015876.
- [63] Dean R G. Equilibrium beach profiles: characteristics and applications [J]. *Journal of Coastal Research*, 1991, 7 (1): 53-84.
- [64] Bernabeu A M, Medina R, Vidal C. An equilibrium profile model for tidal environments [J]. *Scientia Marina*, 2002, 66 (4): 325-335.
- [65] Bernabeu A M, Medina R, Vidal C. A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences [J]. *Marine Geology*, 2003, 197 (1-4): 95-116.

- [66] Castelle B, Marieu V, Bujan S, et al. Equilibrium shoreline modeling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach [J]. *Marine Geology*, 2014, 347: 85-94.
- [67] Gao S. Geomorphology and sedimentology of tidal flats[M]//Perillo G M E, Wolanski E, Cahoon D, et al. Coastal Wetlands: An Integrated Ecosystem Approach. 2nd ed. Amsterdam: Elsevier, 2019: 359-381.
- [68] Flemming B W. Siliciclastic back-barrier tidal flats[M]//Davis R A Jr, Dalrymple R W. Principles of Tidal Sedimentology. Dordrecht: Springer, 2012: 231-267.
- [69] Van Straaten L M J U, Kuenen P H. Accumulation of fine grained sediments in the Dutch Wadden Sea [J]. *Geologie en Mijnbouw*, 1957, 19: 329-354.
- [70] Van Straaten L M J U, Kuenen H. Tidal action as a cause of clay accumulation [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1958, 28 (4): 406-413.
- [71] 朱大奎, 高抒. 潮滩地貌与沉积的数学模型[J]. *海洋通报*, 1985, 4 (5): 15-21. [ZHU Dakui, GAO Shu. Mathematical model of the geomorphic evolution and sedimentation of tidal flats [J]. *Marine Science Bulletin*, 1985, 4 (5): 15-21.]
- [72] Amos C L. Siliciclastic tidal flats[M]//Perillo G M E. Geomorphology and Sedimentology of Estuarine, Amsterdam: Elsevier, 1995: 273-306.
- [73] Gao S. Modeling the preservation potential of tidal flat sedimentary records, Jiangsu coast, Eastern China [J]. *Continental Shelf Research*, 2009, 29 (16): 1927-1936.
- [74] Wang Y P, Gao S, Jia J J, et al. Sediment transport over an accretional intertidal flat with influences of reclamation, Jiangsu coast, China [J]. *Marine Geology*, 2012, 291-294: 147-161.
- [75] Pritchard D, Hogg A J. Cross-shore sediment transport and the equilibrium morphology of mudflats under tidal currents [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2003, 108 (C10): 3313.
- [76] Liu X J, Gao S, Wang Y P. Modeling profile shape evolution for accreting tidal flats composed of mud and sand: a case study of the central Jiangsu coast, China [J]. *Continental Shelf Research*, 2011, 31 (16): 1750-1760.
- [77] Yang S L, Luo X X, Temmerman S, et al. Role of delta-front erosion in sustaining salt marshes under sea-level rise and fluvial sediment decline [J]. *Limnology and Oceanography*, 2020, 65 (9): 1990-2009.
- [78] Kamphuis J W. Introduction to Coastal Engineering and Management[M]. Singapore: World Scientific, 2000.
- [79] Wang Y, Ke X K. Cheniers on the east coastal plain of China [J]. *Marine Geology*, 1989, 90 (4): 321-335.
- [80] Lee H J, Chun S S, Chang J H, et al. Landward migration of isolated shelly sand ridge (Chenier) on the macrotidal flat of Gomso Bay, west coast of Korea: controls of storms and typhoon [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 1994, 64 (4a): 886-893.
- [81] Wang H, Van Strydonck M. Chronology of Holocene Cheniers and oyster reefs on the coast of Bohai Bay, China [J]. *Quaternary Research*, 1997, 47 (2): 192-205.
- [82] Dashtgard S E, Vaucher R, Yang B C, et al. Hutchison medallist 1. Wave-dominated to tide-dominated coastal systems: a unifying model for tidal shorefaces and refinement of the coastal-environments classification scheme [J]. *Geoscience Canada*, 2021, 48 (1): 5-22.
- [83] Short A D. Macro-meso tidal beach morphodynamics: an overview [J]. *Journal of Coastal Research*, 1991, 7 (2): 417-436.
- [84] Masselink G, Hegge B. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia [J]. *Marine Geology*, 1995, 129 (1-2): 1-23.
- [85] Fan D D. Open-coast tidal flats[M]//Davis R A Jr, Dalrymple R W. Principles of Tidal Sedimentology. Dordrecht: Springer, 2012: 187-229.
- [86] 高抒. 极浅水边界层的沉积环境效应[J]. *沉积学报*, 2010, 28 (5): 926-932. [GAO Shu. Extremely shallow water benthic boundary layer processes and the resultant sedimentological and morphological characteristics [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2010, 28 (5): 926-932.]
- [87] Shi B W, Cooper J R, Pratolongo P D, et al. Erosion and accretion on a mudflat: the importance of very shallow-water effects [J]. *Journal of Geophysical Research:Oceans*, 2017, 122 (12): 9476-9499.
- [88] Silvester R, Hsu J C. Coastal Stabilization: Innovative Concepts[M]. Upper Saddle River: Prentice Hall, 1993.
- [89] Bruun P. Sea-level rise as a cause of shore erosion [J]. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 1962, 88 (1): 117-130.
- [90] 高抒. 大型海底、海岸和沙漠沙丘的形态和迁移特征[J]. *地学前缘*, 2009, 16 (6): 13-22. [GAO Shu. Morphological and migration characteristics of large-scaled submarine, coastal and desert sand dunes [J]. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16 (6): 13-22.]
- [91] Qi Y L, Yu Q, Gao S, et al. Morphological evolution of river mouth spits: wave effects and self-organization patterns [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2021, 262: 107567.
- [92] Flor-Blanco G, Alcántara-Carrió J, Jackson D W T, et al. Coastal erosion in NW Spain: Recent patterns under extreme storm wave events [J]. *Geomorphology*, 2021, 387: 107767.
- [93] Leont'yev I O. Estimating the vulnerability of a sandy coast to storm-induced erosion [J]. *Oceanology*, 2021, 61 (2): 254-261.
- [94] Donnelly C, Kraus N, Larson M. State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash [J]. *Journal of Coastal Research*, 2006, 22 (4): 965-991.
- [95] Toimil A, Camus P, Losada I J, et al. Climate change-driven coastal erosion modelling in temperate sandy beaches: methods and uncertainty treatment [J]. *Earth-Science Reviews*, 2020, 202: 103110.
- [96] Davis R A Jr. Geology of Holocene Barrier Island Systems[M]. Berlin: Springer-Verlag, 1994.
- [97] Gao S, Collins M. Formation of salt-marsh cliffs in an accretional environment, Christchurch Harbour, southern England[C]//Proceedings of the 30th International Geological Congress (Volume 13: Marine Geology and Palaeoceanography). Beijing: VSP Press, 1997: 95-110.
- [98] Zhao Y Y, Yu Q, Wang D D, et al. Rapid formation of marsh-edge cliffs, Jiangsu coast, China [J]. *Marine Geology*, 2017, 385: 260-273.
- [99] 赵秧秧, 高抒, 王丹丹, 等. 盐沼前缘陡坎韵律性形态特征及其形成过程与机理[J]. *地理学报*, 2014, 69 (3): 378-390. [ZHAO Yangyang, GAO Shu, WANG Dandan, et al. Characteristics and formation

- mechanisms of the rhythmic morphology of salt-marsh edge cliffs [J]. [Acta Geographica Sinica](#), 2014, 69 (3): 378-390.]
- [100] Ren M E, Zhang R S, Yang J H. Effect of typhoon No. 8114 on coastal morphology and sedimentation of Jiangsu Province, People's Republic of China [J]. *Journal of Coastal Research*, 1985, 1 (1): 21-28.
- [101] Wang J, Bai C, Xu Y H, et al. Tidal couplet formation and preservation, and criteria for discriminating storm-surge sedimentation on the tidal flats of central Jiangsu Province, China [J]. *Journal of Coastal Research*, 2010, 26 (5): 976-981.
- [102] Reed D J. The response of coastal marshes to sea-level rise: survival or submergence? [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 1995, 20 (1): 39-48.
- [103] Allen J R L. The Severn Estuary in southwest Britain: its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime [J]. *Sedimentary Geology*, 1990, 66 (1-2): 13-28.
- [104] Weill P, Tessier B, Mouazé D, et al. Shelly Cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel Bay, France): internal architecture revealed by ground-penetrating radar [J]. *Sedimentary Geology*, 2012, 279: 173-186.

封面图片说明:

海岸侵蚀形态的两组照片: (1) 海南岛黎安港东侧海滩的季节性冲淤变化, 左上照片显示海滩经过夏季冲刷, 形成高度为 2~3 m 的滩肩 (高抒拍摄, 2016 年 8 月 19 日), 右上照片显示在同一地点, 由于冬季沿岸漂沙转向, 海滩进入淤长状态, 滩肩消失 (高抒拍摄, 2012 年 11 月 7 日)。此处海滩的年周期冲淤变化是由冬、夏季风变化影响下的物质供给状况所控制的。(2) 南海三沙市永兴岛抬升珊瑚礁边缘波浪冲刷和溶蚀地貌, 左下照片显示宏观侵蚀形态, 形成类似于基岩海岸海蚀崖、海蚀柱的地貌特征, 右下照片显示珊瑚碎屑沉积层特征, 已固结为碳酸盐岩 (高抒拍摄, 2013 年 5 月 29 日)。此类冲刷形态是在物质供给中断条件下持续遭受波浪侵蚀的产物。详见本期论文“海岸冲淤动态的理论分析: 物质收支、剖面形态、岸线进退”。