



# 南京大學

## 本科畢業論文

院 系 地理与海洋科学学院

专 业 地理科学

题 目 基于过程分析的

潮流挟沙力数值实验

年 级 2013 级 学 号 131160030

学生姓名 赵天

指导教师 高抒 职 称 教授

指导教师 于谦 职 称 副教授

提交日期 2017 年 6 月 14 日

# 南京大学本科生毕业论文（设计、作品）中文摘要

题目：基于过程分析的潮流挟沙力数值实验

院系：地理与海洋科学学院

专业：地理科学

本科生姓名：赵天

指导教师（姓名、职称）：高抒 教授、于谦 副教授

摘要：

水流挟沙力是指在一定的水流与边界条件下，水流所能挟带的包括推移质和悬移质在内的全部泥沙（沉积物）量，该物理量反映了水流挟带沉积物的饱和临界状态，对于理解悬移质沉积物输运的源-汇过程具有重要意义。自 20 世纪中期以来，水流挟沙力这一概念在中国水利工程学界中得到了广泛应用，它通常由基于能量守恒和量纲分析方法的半理论半经验方式导出，但不同公式之间存在明显矛盾，同时基于河流环境得出的公式也难以移植到其他环境使用。本文总结了前人导出的公式，对它们进行分类，提取出具有显著意义的特征变量，选取了基本覆盖实际研究中所遇到的可能情况之数据集，基于现代沉积动力学理论建立了短时间尺度下的潮流作用水流挟沙力计算模型，将底床沉积物分为粘性和非粘性两个总体导出对应的水流挟沙力计算公式。分析结果表明，垂向平均水平流速是影响水流挟沙力最为重要的因素，其次为沉积物沉降速度。在底床为粘性沉积物时，挟沙力公式中流速的幂次较小，其值仅为 2.4~2.9，且随底床沉积物临界起动切应力增大而线性增加；在底床为非粘性沉积物时，流速对挟沙力

的贡献进一步增大，流速的幂次值达到约 5.14。基于过程分析得到的挟沙力公式对前人公式中的矛盾、差异提供了合理解释，明确了各家公式的适用范围。

关键词：水流挟沙力，潮汐环境，粘性沉积物，动力过程，数值实验

## 南京大学本科生毕业论文（设计、作品）英文摘要

THESIS: A Numerical Experiment on Tide-induced Sediment Transport Capacity Based on Process Analysis

DEPARTMENT: School of Geographic and Oceanographic Sciences

SPECIALIZATION: Geographic Sciences

UNDERGRADUATE: ZHAO, Tian

MENTOR: Prof. Dr. Shu GAO, Assoc. Prof. Dr. Qian YU

### ABSTRACT:

Current-induced sediment transport capacity (STC) is the total amount of sediment transported by current under certain hydrodynamic and sediment boundary conditions, including bed load and suspended load. Representing the criteria of current transport ability, STC is very crucial in understanding the source-to-sink process of suspended sediment transport. Although having been widely used by Chinese hydraulic engineers since the mid-20th century, STC formulae were usually derived from semi-empirical theories, on the basis of energy conservation and dimensional analysis, providing insufficient physical interpretations, thus resulting in significant controversies between each other, plus the difficulty in transplanting alluvial based formulae to other study areas. In this paper, previous STC formulae are reviewed and classified to extract significant variables for STC calculation. Calculation models of simultaneous tide-induced STC have been built according to

process-based sediment dynamics theories, by separating bed sediments into cohesive and non-cohesive categories, as well as building up a dataset including almost every possible scenario in field studies. Calculation results indicate that vertically averaged horizontal velocity plays the dominant role in STC formulae, settling velocity coming next. Given the bed consisting of cohesive sediments, the power of flow velocity stays in a low regime, increasing linearly from 2.4 to 2.9, as the critical shear stress of bed sediment increases. For the bed of non-cohesive sediments, the contribution of flow velocity is found increasing to a power of 5.1. These results propose an explanation to the controversies between previous formulae. Meanwhile, ranges of using previous formulae have been clarified accordingly.

**KEY WORDS:** sediment transport capacity, tidal environment, cohesive sediment, dynamic process, numerical experiment

# 目录

第 1 章 引言.....	1
1.1 研究背景与研究意义.....	1
1.2 研究现状.....	2
1.3 研究目的、研究内容与技术路线.....	3
第 2 章 材料与方法 .....	5
2.1 模型描述.....	5
2.1.1 悬浮沉积物的边界条件.....	5
2.1.2 水体属性的边界条件.....	8
2.2 模型设定.....	10
2.2.1 底床为粘性沉积物时的水流挟沙力.....	10
2.2.2 底床为非粘性沉积物时的水流挟沙力.....	11
第 3 章 计算结果 .....	15
3.1 粘性沉积物对应的挟沙力公式.....	15
3.2 非粘性沉积物对应的挟沙力公式.....	17
第 4 章 公式检验与评价 .....	19
4.1 对粘性沉积物挟沙力公式的检验.....	19
4.2 对非粘性沉积物挟沙力公式的检验.....	22
第 5 章 讨论.....	23
5.1 特征变量对水流挟沙力的影响.....	23
5.2 粘性沉积物与非粘性沉积物底床对应的水流挟沙力之异同.....	23
5.3 研究所得挟沙力公式与前人工作的比较.....	24
5.4 未来的工作.....	25
第 6 章 结论.....	27
参考文献.....	29
致谢.....	33
附录一 低含沙量水流挟沙力经验公式 .....	35
附录二 挟沙力数值计算的 C 语言代码.....	43



# 第 1 章 引言

## 1.1 研究背景与研究意义

在全球河川径流入海沉积物的年通量中，亚太地区占全球 65% (Milliman & Farnsworth, 2011)，而就特定的河流而言，中国的黄河、长江之入海沉积物年通量分列全球第二、第四位 (Milliman & Meade, 1983)。河流挟带的入海沉积物粒度通常很细 (Gao et al., 2015)，它们在水中一般以悬移质形式扩散，使得河口与近海水体变得浑浊，最终会在海岸带与大陆架上形成一定厚度的泥质沉积体系 (Wright, 1995; Gao & Collins, 2014)。沉积物从山岳等源区经过河流搬运，最终到达海岸带、陆架浅海与深海等储藏区域（也称“汇”）的一系列过程，就是所谓的“从源到汇”过程 (Leithold et al., 2016; Kuehl et al., 2016)。沉积物经历从源到汇的输运过程，不但会对当地的沉积动力环境 (Gao & Collins, 2014)、物质循环 (Blair & Aller, 2012; Kuehl et al., 2016) 与生态系统 (Venkatesan et al., 2010) 等因素产生影响，而且会在较长的时间尺度内塑造独特的沉积体系 (Gao & Collins, 2014)，因而这一过程具有十分重要的研究意义。

在悬移质沉积物从源到汇的输运过程中，定量刻画水体对悬移质的输运能力十分重要。水流挟沙力是指在一定的水流与边界条件下，水流所能挟带的包括推移质和悬移质在内的全部泥沙（沉积物）量 (钱宁, 万兆惠, 1983)，反映了水流挟带沉积物的饱和临界状态。在实际计算中，我们常考虑悬移质输运占主导的情况，在此条件下，水体的饱和平均悬沙浓度就成为求解水流挟沙力的特征因素。

自 20 世纪中期以来，中国水利工程学界就广泛地应用挟沙力这一概念来表征水体输送沉积物的能力，并通过各主要河道干流、河口及浅海地区的实测数据建立了适用于不同地区的局地挟沙力经验公式。这些公式的导出一般基于能量守恒和量纲分析等方法，缺乏对沉积物输运中物理过程的明确表达。另外，这些公式虽然通常在局地范围具有一定的可信度，但难以移植到其他地区使用。

在研究沉积动力过程、尤其是进行数值模拟时，挟沙力的表达越能切合实际，模拟结果就越令人信服。虽然随着观测技术的发展与计算机性能的提升，野外的定时定点观测与后续的数据分析变得更加容易，但目前描述水流挟沙能力的公式仍依赖于经验与半经验关系。本文将试着从现有的沉积动力学理论出发，建立不



依赖于局地经验关系的挟沙力公式，并从沉积动力过程的角度出发，理解前人建立的经验公式。

## 1.2 研究现状

在现有文献记载中，Gilbert（1914）进行的河流输沙实验是最早有关水流挟沙力的实验。20 世纪 50 年代以来，进一步的研究（Einstein, 1950; 武汉水利电力学院水流挟沙力研究组, 1959; Bagnold, 1966; Yang & Sayre, 1973）主要在于非粘性沉积物对应的水流挟沙力上取得了进展。此后，中国研究者主要基于水域实测数据建立了局地挟沙力经验公式，在近 70 年的水利工程与科学研究中发挥了重要的作用。根据这些经验公式的不同表达式，可将它们分为四类列举如下。

$$(1) \quad S_* = k_1 \left( \frac{U^3}{ghw_s} \right)^m \text{ 型}$$

这一类公式（武汉水利电力学院水流挟沙力研究组, 1959; 李昌华, 1980; 张红武, 张清, 1992; 窦国仁, 1995; 刘峰, 许德德, 1997; 刘兴年等, 2000; 曹祖德等, 2001; 吴德安等, 2007; 何用等, 2014; 徐海珏等, 2014）将挟沙力视作  $\frac{U^3}{ghw_s}$  的函数，参数  $k_1$  则结合实际测定，或表示为与沉积物、水流等因素相关的函数。

$$(2) \quad S_* = k_2 \left( \frac{U^2}{gh} \right)^m \text{ 型}$$

这一类公式（邓家泉, 1989; 孙志林等, 2010; 刘家驹, 2012; 杨云平等, 2013）将挟沙力视作  $\frac{U^2}{gh}$ （即弗劳德数）的函数，参数  $k_2$  一般结合实际测定，或表示为与沉积物性质相关的函数。

### (3) 二者折衷型

这一类公式（李义天, 1988; 邢云等, 2008）是（1）型和（2）型公式的折衷。

（1）~（3）类公式是基于能量守恒关系与量纲分析方法导出的经验公式。

### (4) 其他形式的公式

这些公式一般不是通过对能量守恒关系进行分析而得出的。钟德钰等（1998）通过水槽实验得出了只与沉积物颗粒的无量纲切应力相关的河流冲泻质挟沙力公式；张燕菁等（1997）基于量纲分析得出了适用于黄河口水流挟沙力公式，并由侯志军等（2008）改进；杨云平等（2013）除提出（2）型公式外，又同时引入了潮汐-径流比因子，结合经典公式建立了新的长江口挟沙力计算式。

上述 (1) ~ (4) 型公式之表达形式、参数取值与数据验证详见附录一。

以上的经验公式也启示我们, 流速  $U$ 、水深  $h$  和沉降速度  $w_s$  是为数不多的几个在水流挟沙力公式中具有重要作用的变量。然而, 这些经验公式背后的物理图景仍有待发掘。

首先, 不少水流挟沙力经验公式在使用前提上, 缺乏清晰的界定。(1)、(3) 型公式引入了变量  $w_s$ , 以体现沉积物颗粒的动力学性质。沉积物按照其动力学特性可分为粘性沉积物和非粘性沉积物 (Dyer, 1986), 一定粒径  $d$  的非粘性沉积物颗粒对应着某一个确定的沉降速度  $w_s$ , 以及临界起动切应力  $\tau_{cr}$ 、临界谢尔兹数  $\theta_{cr}$  等确定的属性。但是, 对于粘性沉积物而言, 由于它们在水中会形成絮凝团 (Dyer, 1986), 这就使得即便是由同种粒径粘土矿物组成的沉积物微粒, 也可能会有不同的沉降速度  $w_s$ , 这些微粒的其它动力学属性因此也会难以确定。另外, 在底床为粘性沉积物时, 沉积物的临界起动切应力  $\tau_{cr}$  与沉降速度  $w_s$  的关系也很难建立。如果水流挟沙力公式中的变量只考虑  $w_s$  而不考虑  $\tau_{cr}$ , 就无法涵盖研究中所需要考虑的所有粘性沉积物情况。

其次, 这些水流挟沙力经验公式在导出与验证过程中没有明晰地体现物理过程。当沉积物主要以悬移质输运时, 当前的公式通常就把挟沙力作为水体含沙饱和状态下悬沙浓度的垂向平均值进行计算。不过, 对水体悬沙浓度产生贡献的沉积物可分为床沙质与冲泻质两个总体 (钱宁, 万兆惠, 1983)。冲泻质是被水流进行远距离搬运的细颗粒沉积物总体, 它们在悬沙中占有相当大的比例, 但在运动过程中与底床沉积物交换不多; 床沙质则是由底床侵蚀产生的悬移质。在挟沙力公式的验证与使用中, 应当考虑的是床沙质的冲淤平衡, 要从饱和悬沙总体中依据其与床沙的粒度对应关系, 分离出底床产沙的贡献, 以悬移质中的床沙质垂向平均均衡浓度作为挟沙力进行讨论。如果将冲泻质的浓度包含在水流挟沙力中, 会引起严重的问题。

### 1.3 研究目的、研究内容与技术路线

本文在 1.1 节中提出了研究目的, 即基于现有的沉积动力学理论建立不依赖于局地经验关系的挟沙力公式, 并从沉积动力过程的角度出发, 理解前人建立的经验公式。

为达到以上的研究目的，本文的研究内容主要分为 4 部分展开。

- (1) 基于沉积动力学理论，构建挟沙力计算模型；
- (2) 基于 (1) 中的模型输出结果，进行数据分析、公式导出与修正；
- (3) 对修正后的挟沙力计算公式进行验证与评价；
- (4) 基于本研究所得挟沙力计算公式，解释前人经验公式之间的差异。

研究的技术路线如图 1-1 所示。

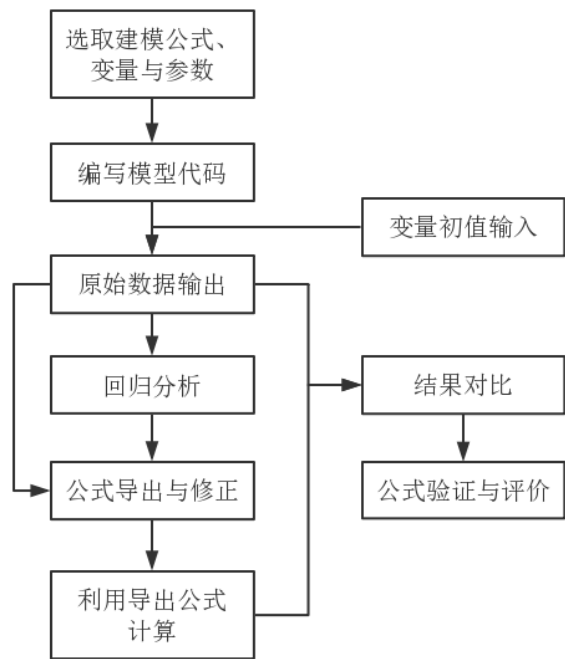


图 1-1 本文研究的技术路线图

首先，将沉积物分为粘性沉积物和非粘性沉积物两个总体，根据不同的沉积物与水流边界条件分别在 C 语言环境下建立挟沙力计算模型。其次，根据挟沙力的原始定义，对所涉及的自变量与参数，设定其取值区间与步长，输入模型后计算出多个水流挟沙力数值。再次，对所得挟沙力数据与挟沙力公式中的自变量进行多元回归分析，确定公式中的待定系数，完成挟沙力公式的建立，并对其信度进行评价。最后，将本研究得到的挟沙力公式与以往采用的经验公式进行比较，解释前人经验公式之间产生差异的原因。

## 第2章 材料与方法

### 2.1 模型描述

#### 2.1.1 悬浮沉积物的边界条件

依照沉积物动力学性质的不同,可将全部沉积物分为粘性沉积物和非粘性沉积物(Dyer, 1986)。粘性沉积物之间的电磁相互作用强烈,常形成絮凝团进行运动,其粒度  $d \leq 62.5 \mu\text{m}$ ,又可分为粘土( $d \leq 4 \mu\text{m}$ )和粉砂( $4 \mu\text{m} < d \leq 62.5 \mu\text{m}$ )两个总体;非粘性沉积物之间的电磁相互作用较弱,一般是颗粒独自进行运动,其粒度  $d > 62.5 \mu\text{m}$ 。

沉积物在水层中的运动形式可分为推移质和悬移质两类(Dyer, 1986)。推移质随流体沿底床表面运动,而悬移质则被带起在整个水柱内悬浮运动。粘性沉积物内部的相互作用很强,因此,它们通常不能作为推移质沿底床输运,而是作为悬移质在水层中悬浮运动。对于非粘性沉积物而言,它们可以作为推移质在底床上运动,而当流体流速增大到湍流可以带起这些沉积物的时候,沉积物颗粒就可以在水柱中悬浮运动。因此,非粘性沉积物既可以作为推移质运动,也可以作为悬移质运动,其具体运动形式取决于沉积物自身属性和水动力条件。

作用在底床上的水流,与底床之间必然存在摩擦,这一摩擦阻力的强度可用底床表面切应力 $\tau_0$ 表示,它满足:

$$\tau_0 = \rho C_D U^2 = \rho u_*^2 \quad (2-1)$$

式中 $\rho$ 为水体密度(此处海水密度平均为  $1027 \text{ kg/m}^3$ ),  $U$ 为垂向平均水平流速,系数 $C_D$ 称为拖曳系数。底床表面切应力 $\tau_0$ 可转化为摩阻流速 $u_*$ 表示,以方便同沉降速度 $w_s$ 等物理量进行比较。

在底床表面切应力 $\tau_0$ 超过沉积物颗粒的临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 后,沉积物才能进行运动。而只有运动起来,沉积物才可能被水流带起、在从底床到水面的整个水柱内悬浮。如果床沙刚好能在水中悬浮,水流对它的上举速度 $v_{up}$ 满足:

$$v_{up} = \frac{u_*}{b} \quad (2-2)$$

式中系数  $b$  的推荐值有 1.25 (Bagnold, 1966; Li & Amos, 2001)、1 (Bridge, 1981; Harris & Wiberg, 2001) 和 0.64 (Allen, 1971)。

记沉积物颗粒刚好作为悬移质输运时、流体对颗粒表面施加的切应力为  $\tau_{crs}$ ，并将  $\tau_{crs}$  称为临界悬浮切应力。当  $w_s < v_{up}$ ，即  $u_* > bw_s$  时，如果沉积物颗粒已起动了，由于湍流的存在，颗粒会作为悬移质输运。为计算简便，我们考虑  $b = 1$  时的情况，这时候颗粒在  $u_* = w_s$  时刚好可作为悬移质输运，因此有：

$$\tau_{crs} = \rho w_s^2 \quad (2-3)$$

根据  $\tau_{cr}$  和  $\tau_{crs}$  的大小关系，可将沉积物的运动模式分为两种。

(1)  $\tau_{cr} < \tau_{crs}$  (即  $u_{*cr} < w_s$ )

随着垂向平均水平流速  $U$  的不断增大，底床表面切应力  $\tau_0$  也逐渐增大。首先， $\tau_0$  会从 0 先增加到  $\tau_{cr}$ ，在这一区间内，底床沉积物保持静止。接着，当  $\tau_0$  增大到超过  $\tau_{cr}$ 、落入区间  $[\tau_{cr}, \tau_{crs})$  后，沉积物颗粒已经起动，但还不足以悬浮起来，只能作为推移质运动。最后，当  $\tau_0$  增大到超过  $\tau_{crs}$  后，沉积物颗粒就会作为悬移质继续运动。

在这种模式中，沉积物总共有三种可能的运动状态，即：

$$\tau_0 \in \begin{cases} [0, \tau_{cr}) & \text{静止} \\ [\tau_{cr}, \tau_{crs}) & \text{悬移质} \\ [\tau_{crs}, +\infty) & \text{推移质} \end{cases} \quad (2-4)$$

(2)  $\tau_{crs} < \tau_{cr}$  (即  $w_s < u_{*cr}$ )

随着垂向平均水平流速  $U$  的不断增大，底床表面切应力  $\tau_0$  也逐渐增大。首先， $\tau_0$  会从 0 先增加到  $\tau_{crs}$ ，由于  $\tau_{crs} < \tau_{cr}$ ，所以也有  $\tau_0 < \tau_{cr}$ 。在这一区间内，底床沉积物保持静止。接着，当  $\tau_0$  增大到超过  $\tau_{crs}$ ，落入区间  $[\tau_{crs}, \tau_{cr})$  后，由于此时仍有  $\tau_0 < \tau_{cr}$ ，因此沉积物颗粒仍会保持在静止状态。最终，当  $\tau_0$  增大到超过  $\tau_{cr}$

（同时也超过了 $\tau_{crs}$ ）后，沉积物颗粒在起动后就会直接作为悬移质运动。

在这种模式中，沉积物总共只有两种可能的运动状态，即：

$$\tau_0 \in \begin{cases} [0, \tau_{cr}) & \text{静止} \\ [\tau_{cr}, +\infty) & \text{悬移质} \end{cases} \quad (2-5)$$

式（2-4）和（2-5）中的临界起动摩阻流速 $u_{*cr}$ 和沉降速度 $w_s$ 都是沉积物颗粒的固有物理属性。将不同粒度沉积物的 $u_{*cr}$ 和 $w_s$ 分别对粒度（ $\phi$  标度）作图（图 2-1），得到上述两种模式的分界点，约为 2.7  $\phi$ 。可见，满足第二种模式 $\tau_{crs} < \tau_{cr}$ 的不只有粘性沉积物，还有一部分非粘性沉积物（2.7  $\phi \sim 4 \phi$ ）。

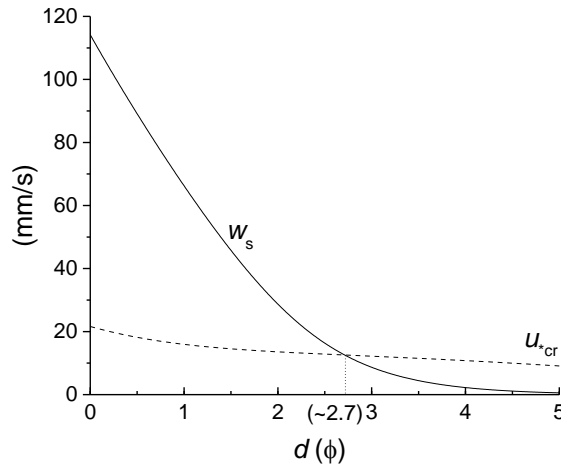


图 2-1 沉积物颗粒的沉降速度与临界摩阻流速随粒径的变化

van Rijn（2007）根据实测数据建议，以 0.2 mm 作为判别悬移质沉积物运输是否显著的分界点，凡细于该粒径的沉积物，其悬移质输运率都比推移质输运率至少大一个数量级。因此，本文研究的沉积物粒度上界将从 2.7  $\phi$ （约 0.154 mm）变为 2.2  $\phi$ （约 0.218 mm），以考虑更符合实际的情况。但以 4  $\phi$  为界限，细于 2.2  $\phi$  的沉积物又可分为粘性沉积物（细于 4  $\phi$ ）和非粘性沉积物（粗于 4  $\phi$ ）两个在动力学性质上具有显著差异的总体。因此，对这些悬移质输运显著的沉积物，应按其动力学性质的差异，分为粘性总体和非粘性总体分别建立模型计算。在模型计算中，沉积物都被假设为单一粒径，以方便处理。

在以下的公式计算中，如无特殊说明，各变量与参数取值均为国际单位制。

非粘性沉积物颗粒的沉降速度 $w_s$ 是其粒度 $d$ 的函数。首先，将沉积物颗粒的粒度 $d$ 转换为无量纲粒径 $D_*$ 。 $D_*$ 的定义式为：

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{\frac{1}{3}} d \quad (2-6)$$

式中 $g$ 为重力加速度（取  $9.8 \text{ m/s}^2$ ）； $s = \frac{\rho_s}{\rho}$ ，为沉积物颗粒在水中的比重（取沉积物颗粒密度 $\rho_s$ 为  $2650 \text{ kg/m}^3$ ，则有 $s = 2.58$ ）； $\nu$ 为水的动力黏度（在  $10^\circ\text{C}$ ,  $35 \text{ ppt}$  的水体中取 $\nu = 1.36 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ ）； $d$ 为沉积物粒度。

于是，非粘性沉积物颗粒的沉降速度 $w_s$ 就可由 Soulsby（1997）公式求算：

$$w_s = \frac{\nu}{d} \left( \sqrt{10.36^2 + 1.049 D_*^3} - 10.36 \right) \quad (2-7)$$

Shields（1936）将水流切应力 $\tau$ 转化为无量纲的谢尔兹数（Shields number）以便计算。谢尔兹数 $\theta$ 的定义式为：

$$\theta = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)d} = \frac{u_*^2}{g(s-1)d} \quad (2-8)$$

据式（2-8），在沉积物颗粒达到临界起动状态时，其临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 用临界谢尔兹数可表示为（Soulsby & Whitehouse, 1997）：

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1+1.2D_*} + 0.055(1 - e^{-0.020D_*}) \quad (2-9)$$

式（2-1）～（2-9）完成了对非粘性沉积物颗粒边界条件的描述。

不同于各颗粒运动相互独立的非粘性沉积物，粘性沉积物会发生絮凝，使得其有效粒径难以估计，故需给出粘性沉积物的临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 与沉降速度 $w_s$ 代替粒径进行计算。

### 2.1.2 水体属性的边界条件

为简化计算，只考虑沉积物受到的潮流作用。在较短时间（ $10^1 \text{ min}$  量级）内，可将研究区的潮流视为均匀恒定流。均匀恒定流满足以下条件：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial U}{\partial x} = 0 \quad (2-10)$$

即流速既沿程不变，也不随时间发生改变。

在水体无垂向层结（密度与盐度的垂向梯度均为零）的假设下，水平流速的垂向分布满足对数剖面，即：

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2-11)$$

式中 $\kappa = 0.40$ ，称为冯·卡门常数； $z$ 为距底高度； $z_0$ 为积分起点，也称摩阻高度，在本例中取 $z_0 = z_a$ 。参考高度 $z_a$ 一般为水深的 0.05 倍，或逐取 0.05m、0.01m 等较小的数值（van Rijn, 2007）。

根据式（2-11），可以求出垂向平均水平流速 $U$ ，为：

$$U = \frac{1}{h} \int_{z_0}^h u dz = \frac{1}{h} \int_{z_0}^h \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) dz \quad (2-12)$$

在垂向水平流速分布满足对数剖面时，悬沙浓度的垂向分布满足 Rouse（1937）剖面，即：

$$\begin{cases} c_z = c_a \left( \frac{z - z_a}{h - z_a} \right)^{-b} \\ b = \frac{w_s}{\kappa u_*} \end{cases} \quad (2-13)$$

式中 $c_z$ 为水深为 $z$ （ $z > z_a$ ）的任意处之沉积物浓度，幂次项 $b$ 称为罗斯数（Rouse number）。

于是，在水体含沙达到饱和后，水流挟沙力作为悬沙浓度的垂向平均值，可表示为：

$$S_* = \bar{c}_z = \frac{1}{h} \int_{z_a}^h c(z) dz \quad (2-14)$$

式（2-10）~（2-14）即是水体应满足的边界条件。注意到（2-14）无法表示为有限项的解析函数，因此在计算水流挟沙力时，须采用数值积分方法进行求解。



在本实验中，将积分区间 $[z_a, h]$ 等分为 10000 份进行数值积分。

## 2.2 模型设定

### 2.2.1 底床为粘性沉积物时的水流挟沙力

在本实验中，当粘性底床达到冲淤平衡时，水体挟带沉积物达饱和时的垂向平均悬沙浓度即为挟沙力。据 Partheniades (1965) 提出的粘性沉积物悬浮-沉积平衡条件，有：

$$M \left( \frac{\tau_0}{\tau_{cr}} - 1 \right) = w_s c_b \quad (2-15)$$

式中  $M$  为侵蚀常数， $c_b$  为近底沉积物浓度。

由式 (2-15) 变形可得：

$$c_b = \frac{M}{w_s} \left( \frac{\tau_0}{\tau_{cr}} - 1 \right) \quad (2-16)$$

在给定垂向平均水平流速  $U$ 、拖曳系数  $C_D$ 、底床沉积物临界起动切应力  $\tau_{cr}$  和床沙的沉降速度  $w_s$  后，由式 (2-1)、(2-16) 就可求得  $c_b$ ，并以之作为参考高度  $z_a$ （取 0.05m）处之悬沙浓度  $c_a$ 。将  $c_a$  代入 Rouse 剖面 (2-13)，即得到悬沙浓度垂向剖面，由 (2-14) 式进行数值积分后，即得此时的水流挟沙力。在所有变量为国际单位制时，水流挟沙力  $S_*$  单位为  $\text{kg/m}^3$ ，即  $\text{g/L}$ 。

结合前人研究，给出一系列初始变量与参数的可能取值，见表 2-1。

表 2-1 计算粘性沉积物对应的水流挟沙力时的变量与参数取值

名称	符号	来源	取值	单位
沉降速度	$w_s$	(Gibbs et al., 1971; Hill & McCave, 2001)	$(\sqrt{2})^t, t = -4, -3, \dots, 2$	mm/s
水深	$h$	Pinet (2016)	2.50, 3.75, 5.00, ... 20.00	m
临界起动切应力	$\tau_{cr}$	van Ledden et al. (2004)	0.10, 0.15, 0.20, 0.25, 0.30	Pa
垂向平均水平流速	$U$	于谦等 (2014)	0.5, 0.6, ... 1.5	m/s
拖曳系数	$C_D$	Soulsby (1997)	$(1.50, 1.75, \dots, 3.00) \times 10^{-3}$	
侵蚀常数	$M$	Amos et al. (1992)	$10^{-5}, 10^{-4}$	$\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})$
参考高度	$z_a$	van Rijn (2007)	0.05	m

### 2.2.2 底床为非粘性沉积物时的水流挟沙力

在底床由非粘性沉积物组成时，颗粒自身形态、输运机制及床面形态在沉积物输运过程中对水流都有不同程度的阻滞消能（Soulsby, 1997）。用摩阻高度 $z_0$ 表征底床对水流的阻力，它可以分解为三个组分：底形阻力 $z_{0f}$ 、颗粒表面阻力 $z_{0s}$ 以及输运阻力 $z_{0t}$ ，即：

$$z_0 = z_{0f} + z_{0s} + z_{0t} \quad (2-17)$$

通常 $z_{0t}$ 不大，可以忽略；而在底床不为平床时，据计算 $z_{0f}$ 对总体 $z_0$ 的贡献相比 $z_{0s}$ 要大得多，占到 $z_0$ 的 95%以上（Soulsby, 1997）。因此，应先判断底床形态，再对 $z_0$ 进行合适的近似估计，以简化计算。

在计算沉积物颗粒的起动时，只考虑底床表面切应力 $\tau_0$ 中由于颗粒形态产生的颗粒表面切应力 $\tau_{0s}$ ，而不考虑底形引起的摩擦效应，因为后者与颗粒起动无关。Soulsby（1997）提出，通过计算颗粒表面切应力 $\tau_{0s}$ 对应的谢尔兹数 $\theta_s$ ，将其和沉积物临界起动谢尔兹数 $\theta_{cr}$ 进行对比，可估计底床形态：

当 $\theta_s < \theta_{cr}$ 时，底床固定不动（一般形成波痕）；

当 $\theta_{cr} \leq \theta_s \leq 0.8$ 时，底床沉积物发生移动，并形成波痕、大波痕甚至沙丘；

当 $\theta_s > 0.8$ 时，底床沉积物发生移动，但形成平床，底床上形成片状流。

由谢尔兹数定义式（2-8），比较 $\theta_s$ 和 $\theta_{cr}$ 大小的问题可转化为对颗粒表面切应力 $\tau_{0s}$ 和沉积物临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 的比较。

沉积物的颗粒表面切应力 $\tau_{0s}$ 为：

$$\tau_{0s} = \rho u_{*s}^2 = \rho C_{Ds} U^2 \quad (2-18)$$

拖曳系数 $C_D$ 据 Soulsby（1997）有：

$$C_D = \left( \frac{\kappa}{B + \ln\left(\frac{z_0}{h}\right)} \right)^2 \quad (2-19)$$

式中参数  $B$  默认取 1。

颗粒表面阻力 $z_{0s}$ 据 Soulsby（1997）有：

$$z_{0s} = \frac{d_{50}}{12} \quad (2-20)$$

式中 $d_{50}$ 为给定沉积物中值粒径。

将 $z_{0s}$ 代入式(2-19)即得 $C_{Ds}$ 。于是,在给定沉积物中值粒径 $d_{50}$ (在单一组分的条件下, $d_{50}$ 即为粒径 $d$ )、垂向平均水平流速 $U$ 和水深 $h$ 后,即可由(2-18)~(2-20)式计算出颗粒表面切应力 $\tau_{0s}$ 。

在给定底床摩阻流速 $u_*$ 和沉积物粒径 $d$ 后,沉积物颗粒的临界起动切应力 $\tau_{cr}$ ,可由(2-6)、(2-8)和(2-9)式计算得出。由切应力和摩阻流速定义式(2-1)有:

$$u_* = \sqrt{C_D} U \quad (2-21)$$

再结合(2-19)式,只要知道垂向平均水平流速 $U$ 、水深 $h$ 和摩阻高度 $z_0$ ,就可求算底床摩阻流速 $u_*$ 。根据先前对底床形态的判断, $z_0$ 可用 $z_{0f}$ 近似代替。对于形成底形的床面,底形阻力 $z_{0f}$ 满足:

$$z_{0f} = a \frac{\Delta^2}{\lambda} \quad (2-22)$$

式中 $\Delta$ 为底形高度, $\lambda$ 为底形波长,系数 $a$ 一般取为1(Soulsby, 1997)。

van Rijn (1984)给出了一套计算底形形态参数的方法:

$$\Delta = \begin{cases} 0.11h \left( \frac{d_{50}}{h} \right)^{0.3} (1 - e^{-0.5T_s})(25 - T_s) & \tau_{cr} < \tau_{0s} < 26\tau_{cr} \\ 0 & \tau_{0s} \leq \tau_{cr} \text{ or } \tau_{0s} > 26\tau_{cr} \end{cases} \quad (2-23)$$

$$\lambda = 7.3h \quad (2-24)$$

$$T_s = \frac{\tau_{0s}}{\tau_{cr}} - 1 \quad (2-25)$$

根据 Rouse 剖面计算水流挟沙力,还需给出参考高度 $z_a$ 处悬沙浓度 $c_a$ 。van Rijn (1984)给出:

$$\begin{cases} c_a = \rho_s \frac{0.015 d T_s^{1.5}}{z_a D_*^{0.3}} \\ z_a = \frac{\Delta}{2} \end{cases} \quad (2-26)$$

将以上各物理量代入（2-13）式，即得悬沙浓度垂向剖面，由（2-14）式进行数值积分后，即得此时的水流挟沙力。在所有变量为国际单位制时，水流挟沙力 $S_*$ 单位为  $\text{kg/m}^3$ ，或  $\text{g/L}$ 。

结合前人研究，给出一系列初始变量与参数的可能取值，见表 2-2。

**表 2-2 计算非粘性沉积物对应的水流挟沙力时的变量与参数取值**

名称	符号	来源	取值	单位
水深	$h$	Pinet（2016）	2.50, 3.75, 5.00, ... 20.00	m
（中值）粒径	$d$ 或 $d_{50}$	本文 3.1.1 节	4.0, 3.8, ... 2.2	$\phi$
垂向平均水平流速	$U$	于谦等（2014）	0.5, 0.6, ... 1.5	m



### 第 3 章 计算结果

将第 2 章中的边界条件、计算公式与变量数据集在 C 语言下编写成模型代码（见附录二）进行计算后，对主要变量，即垂向平均水平流速  $U$ （或底床表面切应力 $\tau_0$ ）、水深  $h$ 、沉降速度  $w_s$ ，和挟沙力计算值  $S^*$ 分别取对数输出，便于后续分析。用 Origin 2016 软件读取产生的数据文件，进行多元线性回归分析，得到结果如下所述。

#### 3.1 粘性沉积物对应的挟沙力公式

分别按不同临界切应力 $\tau_{cr}$ ，进行底床表面切应力 $\tau_0$ 、水深  $h$ 、沉降速度  $w_s$ 和挟沙力计算值  $S^*$ 这四个量的对数值的多元线性回归分析，得到表 3-1。

表 3-1 不同临界切应力的粘性沉积物对应的水流挟沙力公式

$\tau_{cr}$ (Pa)	$S^*$ (g/L)	$R^2$
0.10	$1.128M \frac{\tau_0^{1.2158}}{h^{0.0517} w_s^{1.25}}$	0.9942
0.15	$0.7016M \frac{\tau_0^{1.2603}}{h^{0.0517} w_s^{1.25}}$	0.9935
0.20	$0.4874M \frac{\tau_0^{1.3112}}{h^{0.0517} w_s^{1.25}}$	0.9921
0.25	$0.3574M \frac{\tau_0^{1.3712}}{h^{0.0517} w_s^{1.25}}$	0.9896
0.30	$0.2687M \frac{\tau_0^{1.4454}}{h^{0.0517} w_s^{1.25}}$	0.9846

记底床为粘性沉积物时的水流挟沙力 $S_*$ 为：

$$S_* = MK \frac{\tau_0^a}{h^b w_s^c} \text{ (g/L)} \quad (3-1)$$

在表 3-1 中的公式中，水深  $h$  和沉速  $w_s$  的幂次  $b$ ,  $c$  不随临界切应力 $\tau_{cr}$ 变化而发生改变，都有  $b = 0.0517$ ,  $c = 1.25$ ；而待定系数  $K$ 、底床表面切应力 $\tau_0$ 的幂次  $a$  随临界切应力 $\tau_{cr}$ 的改变，发生了显著的变化。因此，分别对  $K$  与 $\tau_{cr}$ 、 $a$  与 $\tau_{cr}$ 进行回归分析，结果如图 3-1 所示。

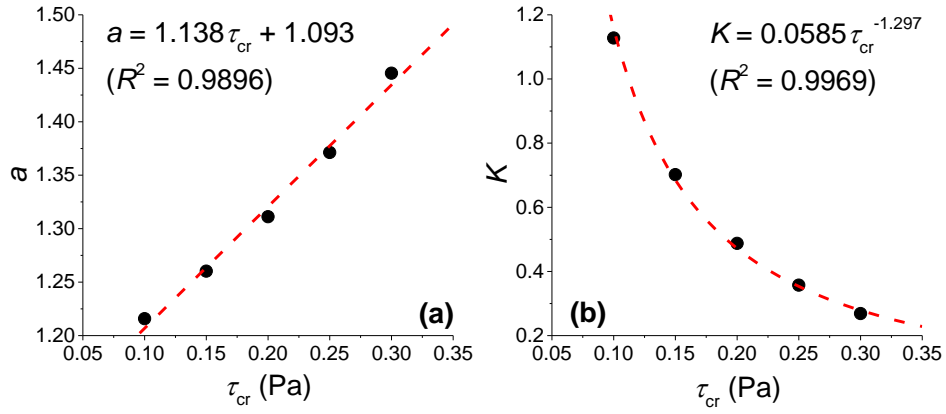


图 3-1 (a) 底床表面切应力 $\tau_0$ 的幂次  $a$  随临界切应力 $\tau_{cr}$ 的变化;  
(b) 待定系数  $K$  随临界切应力 $\tau_{cr}$ 的变化

于是，式（3-1）就可表示完全为：

$$\begin{cases} S_* = MK\rho^a C_D^a \frac{U^{2a}}{h^b w_s^c} \quad (g/L) \\ K = 0.0585\tau_{cr}^{-1.297} \\ a = 1.138\tau_{cr} + 1.093 \\ b = 0.0517 \\ c = 1.25 \end{cases} \quad (3-2)$$

利用式（3-2）和表 3-1 中的初始数据集进行计算，并将公式计算得到的结果与导出表 3-1 的原始模型计算数据进行比较，得到修正系数  $\alpha = 0.8709$  (图 3-2)。

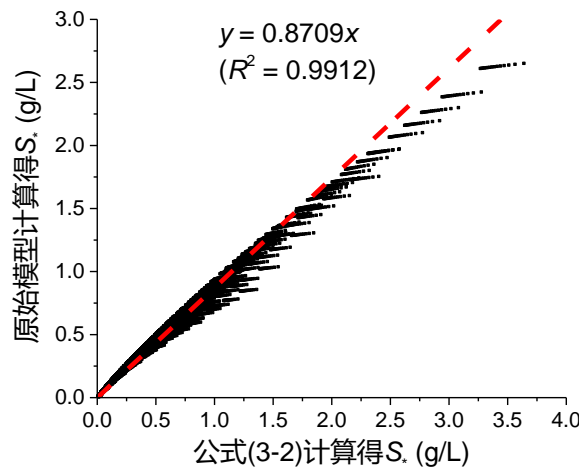


图 3-2 粘性沉积物挟沙力公式（3-2）计算值与模型计算值的比较

将修正系数  $\alpha = 0.8709$  纳入式 (3-2)，最终导出的底床为粘性沉积物的水流挟沙力公式为：

$$\begin{cases} S_* = \alpha MK \rho^a C_D^a \frac{U^{2a}}{h^b w_s^c} \text{ (g/L)} \\ \alpha = 0.8709 \\ K = 0.0585 \tau_{cr}^{-1.297} \\ a = 1.138 \tau_{cr} + 1.093 \\ b = 0.0517 \\ c = 1.25 \end{cases} \quad (3-3)$$

### 3.2 非粘性沉积物对应的挟沙力公式

底床为非粘性沉积物时，挟沙力公式形式为：

$$S_* = K \frac{U^a}{h^b w_s^c} \text{ (g/L)} \quad (3-4)$$

由计算结果直接通过对垂向平均水平流速  $U$ 、水深  $h$ 、沉降速度  $w_s$  和挟沙力计算值  $S_*$  这四个量的对数值的多元线性回归分析，可得：

$$\begin{cases} S_* = \alpha K \frac{U^a}{h^b w_s^c} \text{ (g/L)} \\ K = 0.01107 \\ a = 5.14 \\ b = 1.24 \\ c = 0.884 \end{cases} \quad (R^2 = 0.9790) \quad (3-5)$$

利用式 (3-5) 和表 2-2 中的初始数据集进行计算，并将公式计算得到的结果与导出式 (3-5) 的原始模型计算数据进行比较，得到修正系数  $\alpha = 0.8107$ （见图 3-3）。

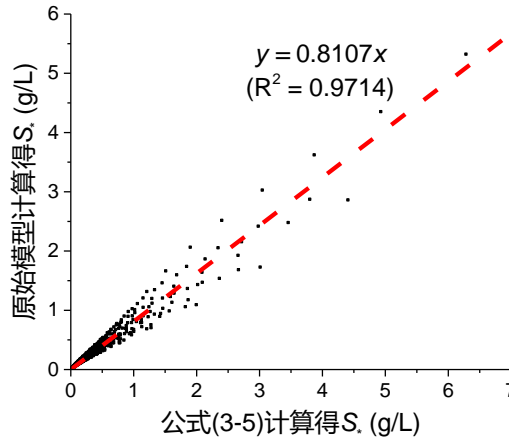


图 3-3 非粘性沉积物挟沙力公式 (3-5) 计算值与模型计算值的比较



将修正系数  $\alpha = 0.8107$  纳入式 (3-5)，即得到最终导出的底床为非粘性沉积物的水流挟沙力公式：

$$\left\{ \begin{array}{l} S_* = \alpha K \frac{U^a}{h^b w_s^c} \quad (g/L) \\ \alpha = 0.8107 \\ K = 0.01107 \\ a = 5.14 \\ b = 1.24 \\ c = 0.884 \end{array} \right. \quad (3-6)$$

## 第 4 章 公式检验与评价

对以上经回归分析得到的公式（3-3）和（3-6），还需结合模型计算数据验证其可信度，作出评价。

### 4.1 对粘性沉积物挟沙力公式的检验

#### 4.1.1 公式总体表现

以模型计算得到的原始挟沙力数据为  $x$  坐标，以修正后的粘性沉积物挟沙力公式（3-3）之计算值为  $y$  坐标，将所有数据点在双对数坐标图下进行绘制，结果如图 4-1 所示。绝大部分公式计算数据落在原始数据的 0.5 倍到 2 倍区间内，说明公式（3-3）在全球上有较高的可信度。

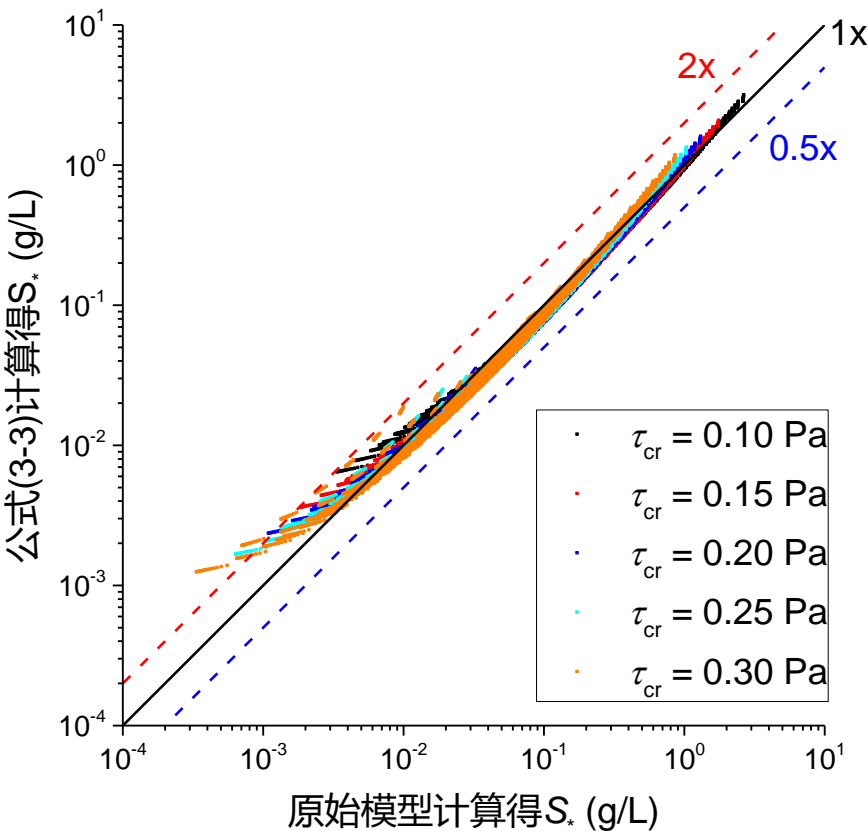


图 4-1 粘性沉积物挟沙力公式（3-3）计算值与模型计算值的比较

#### 4.1.2 不同底床临界起动切应力下的公式表现

由于在粘性沉积物挟沙力公式（3-3）中，水深  $h$  和沉降速度  $w_s$  所对应的幂次是确定的，分别为  $b = 0.0517$  和  $c = 1.25$ 。由此，定义检验因子  $S'$  为：

$$S' = S_{*model} h^b w_s^c \quad (4-1)$$

式中  $S_{*model}$  为模型计算得到的水流挟沙力原始值。

以底床表面切应力  $\tau_0$  为  $x$  坐标，以检验因子  $S'$  为  $y$  坐标，分别在双对数坐标图中作出不同底床临界起动切应力  $\tau_{cr}$  下的原始数据点、表 3-1 中的原始拟合公式曲线、修正公式（3-3）曲线，并将不同  $\tau_{cr}$  下的修正公式（3-3）在同一幅图中作出进行对比，结果如图 4-2 所示。可见，修正后的公式在不同的临界起动切应力  $\tau_{cr}$  下也具有较好的表现。

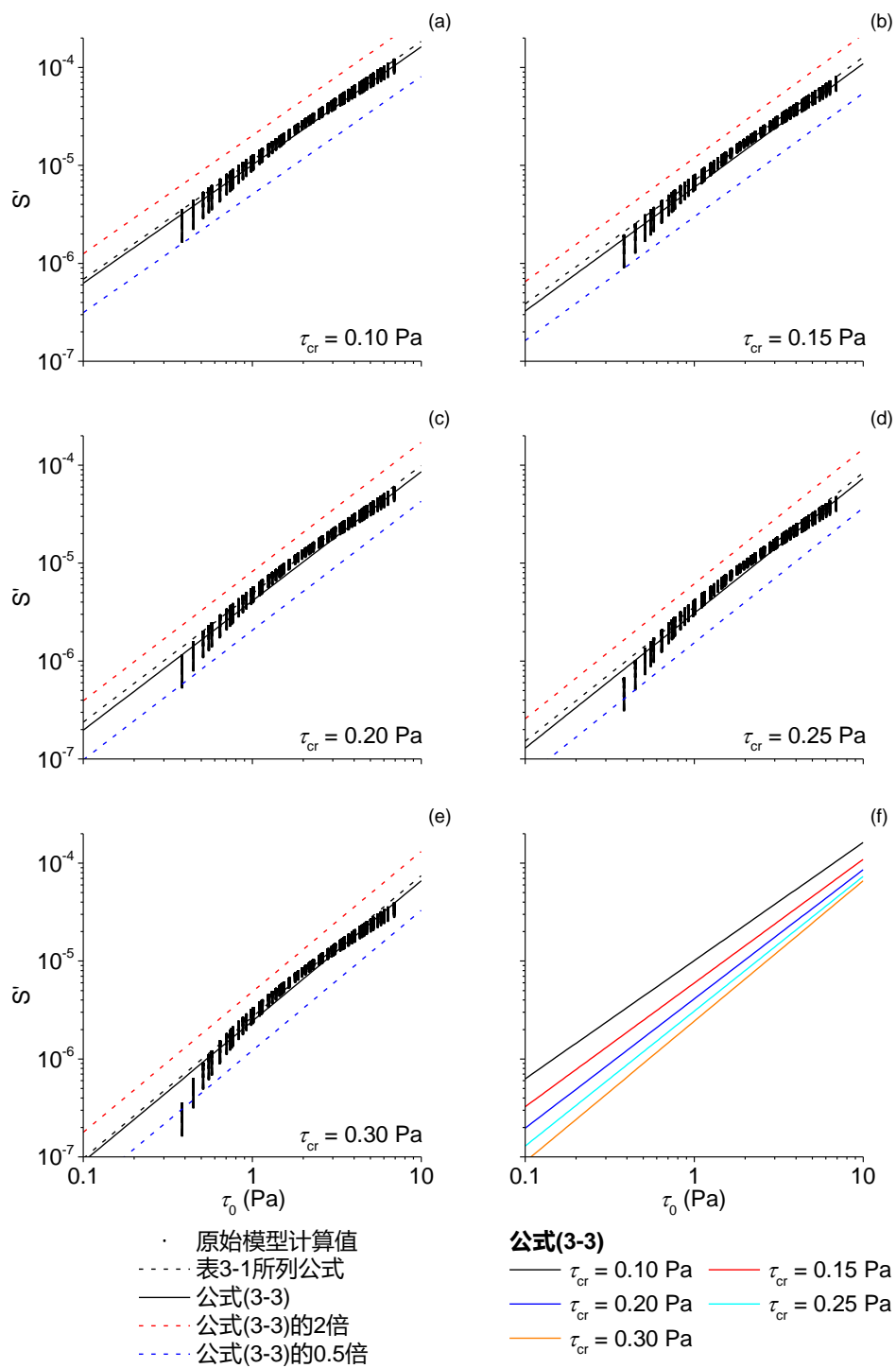


图 4-2 粘性沉积物挟沙力公式、模型计算值与底床表面切应力 $\tau_0$ 的关系：  
 (a)~(e)：不同临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 下挟沙力公式的表现；  
 (f)：不同临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 下挟沙力公式的变化趋势

4.2 对非粘性沉积物挟沙力公式的检验

以模型计算得到的原始挟沙力数据为  $x$  坐标，以修正后的非粘性沉积物挟沙力公式（3-6）之计算值为  $y$  坐标，将所有数据点在双对数坐标图下进行绘制，结果如图 4-3 所示。

以垂向平均流速  $U$  为  $x$  坐标，以检验因子  $S'$  为  $y$  坐标，分别在双对数坐标图中作出不同沉积物粒度  $d$ 、水深  $h$  下的原始数据点与修正公式（3-6），并将所有原始拟合公式与修正公式在同一幅图中作出进行对比，结果如图 4-4 所示。

在两幅图中，绝大部分公式计算数据落在原始数据的 0.5 倍到 2 倍区间内，说明公式（3-6）在全球上有较高的可信度。

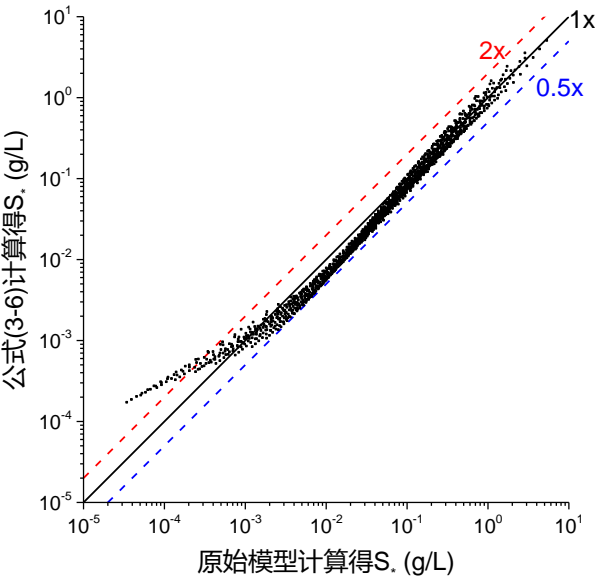


图 4-3 非粘性沉积物挟沙力公式（3-6）计算值与模型计算值的比较

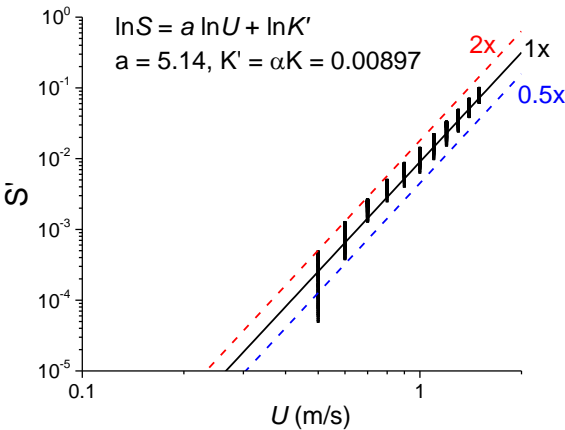


图 4-4 非粘性沉积物挟沙力公式（3-6）计算值、模型计算值与流速变化的关系

## 第5章 讨论

### 5.1 特征变量对水流挟沙力的影响

在本例研究中,影响水流挟沙力的特征变量主要有垂向平均流速  $U$  (或底床表面切应力 $\tau_0$ )、水深  $h$ 、沉积物沉降速度  $w_s$ ,对于由粘性沉积物组成的底床而言,底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 也是重要的特征变量。

流速  $U$  是影响水流挟沙力至关重要的因素。流速  $U$  的幂次,不论是粘性沉积物对应的 2.4~2.9,还是非粘性沉积物对应的 5.1,都大于其他特征变量幂次的绝对值。对于粘性沉积物而言, $U$  的幂次随底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 增大而线性增加,这也充分说明了考虑 $\tau_{cr}$ 在水流挟沙力计算中的重要作用。

水深  $h$  对水流挟沙力影响不大。底床为粘性沉积物时,水流挟沙力公式中水深  $h$  的幂次仅为约-0.05,在计算中该变量甚至可以忽略;非粘性底床上  $h$  的幂次为约-1.2,此时水深对水流挟沙力具有一定的影响,但不如流速  $U$  显著。

沉积物沉降速度  $w_s$  对水流挟沙力具有较为稳定的影响。沉速  $w_s$  的幂次,无论是粘性底床对应的-0.9,还是非粘性底床对应的-1.2,都接近于-1,较为稳定。

### 5.2 粘性沉积物与非粘性沉积物底床对应的水流挟沙力之异同

不同动力学性质的床沙对应的水流挟沙力公式(3-3)和(3-6)式具有相似的形式,其中都包含了特征变量  $U$ 、 $h$  和  $w_s$ 。然而,粘性底床和非粘性底床对应的挟沙力公式中仍存在着显著的差异,主要在于流速  $U$  和水深  $h$  的幂次。

在图 4-2 (f) 中,各条直线的斜率即为流速  $U$  幂次的 2 倍,截距与 $\ln(\tau_{cr})$ 呈负线性相关关系。随着 $\tau_{cr}$ 的增大,公式(3-3)对应的直线截距减小、斜率增大。也就是说,在粘性底床上,水流挟沙力公式中流速  $U$  的幂次随底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 增大而线性增加,反映了当地底床动力环境的变化会引起水流挟沙力的较大差异。而对于非粘性底床,其 $\tau_{cr}$ 已由一定的床沙粒径  $d$  决定,体现在  $w_s$  的贡献之中。

在粘性底床上的水流挟沙力中,水深  $h$  的幂次甚至可以忽略,这是由其水体边界条件所决定的。Rouse (1937) 最初取参考高度  $z_a$  为水深的 5%,由微积分知识不难证明,最终的挟沙力公式将与水深  $h$  无关。而在非粘性底床的计算中,

参考高度  $z_a$  并不是一个任意选取的极小的值，而是与底形高度 $\Delta$ 成正比的。由（2-23）式可知，水深  $h$  对底形高度 $\Delta$ 具有决定性作用，这就使得水深  $h$  在最终的挟沙力公式之中也具有一定的影响。

### 5.3 研究所得挟沙力公式与前人工作的比较

在 1.2 节中所述的挟沙力公式，通常是基于能量守恒、量纲分析等半经验半理论方法，通过一定的实测数据率定得出的（例如：窦国仁, 1995; 刘家驹, 2012; 李义天, 1988）。本文研究相比这些半经验半理论公式的进步之处在于，运用现代沉积动力学理论方法，基于过程分别针对粘性沉积物和非粘性沉积物建立了挟沙力公式。

前人在研究工作中，进行公式建立与验证所使用的数据集，多数是未声明底床沉积物的动力学特性的（例如：窦国仁, 1995; 张瑞瑾, 1959; 孙志林等, 2010），公式形式又以包含流速  $U$  的 2 次幂项或 3 次幂项为大宗。本研究对具有不同动力学性质的沉积物按粘性总体和非粘性总体进行区分计算，得到了不同的结果，其中粘性沉积物对应的水流挟沙力中流速  $U$  的幂次较小，为 2.4~2.9，它随着底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 的增加而线性增大；而非粘性沉积物对应的水流挟沙力中流速  $U$  的幂次很大，为 5.1。因此，在对挟沙力经验公式中的参数进行率定时，当选取的数据集多为底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 较小的粘性沉积物时，流速  $U$  的幂次就会偏小（偏向 2）；当选取的数据集之大部为底床临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 较大的粘性沉积物、甚至包含非粘性沉积物时，流速  $U$  的幂次就会偏大（偏向 3）。这就在一定程度上解释了前人导出的公式中流速存在 2 次与 3 次的不同。

值得注意的是，在一些河口地域验证挟沙力公式时，往往在公式中也会得到流速  $U$  幂次偏小的最终结果，例如叶锦培等（1986）测得珠江口涨潮时为 0.42，顾峰峰等（2010）测得长江口北槽为 1.89，吴焱等（2014）测得南汇东滩全潮平均为 1.86，这很可能是由于其公式的导出过程中未区分悬沙总体的来源。水体中的全部悬浮沉积物大部一般为冲泻质，它们通常是细颗粒沉积物，其对应的临界起动切应力 $\tau_{cr}$ 很小，因此在水动力较弱的时候就能起动、并作悬浮运动，其浓度变化对潮流变化的响应不显著，导致了公式中流速幂次的降低。而实际上有效的水流挟沙能力，其中的“沙”应该只考虑床沙质。

## 5.4 未来的工作

本研究中构建的挟沙力计算模型，是建立在均匀恒定流和水体非层结等一系列简化条件的基础上的。但在江苏中部海岸等典型研究区域，由于水体垂向上悬沙浓度和盐度分布的不均，导致垂向密度梯度，形成了显著的分层现象（于谦，个人通讯）。这时水体的流速剖面，将不再满足对数分布，而需要利用其他考虑水体层结的修正模型进行估计。

Maa 等（2016）利用经 Rodi 和 Mansour（1993）改进的二维  $k-\varepsilon$  模型计算了  $xOz$  平面上涡黏系数和流速的垂向分布。其核心思想是，用一组方程来描述湍流的动能分布及其耗散行为，从而得到湍流涡黏系数垂向分布的数值解，再推出垂向的流速分布。这一模型充分考虑了垂向密度梯度对流速剖面形态的塑造作用，适合用于进一步的数值计算。

地球科学讲求实证研究，只有理论分析而缺乏实测数据支撑，得到的结果是具有缺陷的。本文限于时间，只进行了水流挟沙力的数值计算。下一步，我们将结合南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室于 2013 年冬季大潮时期在新洋港口（图 5-1）进行的全潮观测数据，从中提取床沙侵蚀在水体总悬沙浓度中的贡献，以此进行基于实测数据的水流挟沙能力分析，在此基础上对比并改进本文导出的公式（3-3）与（3-6），以求完整。

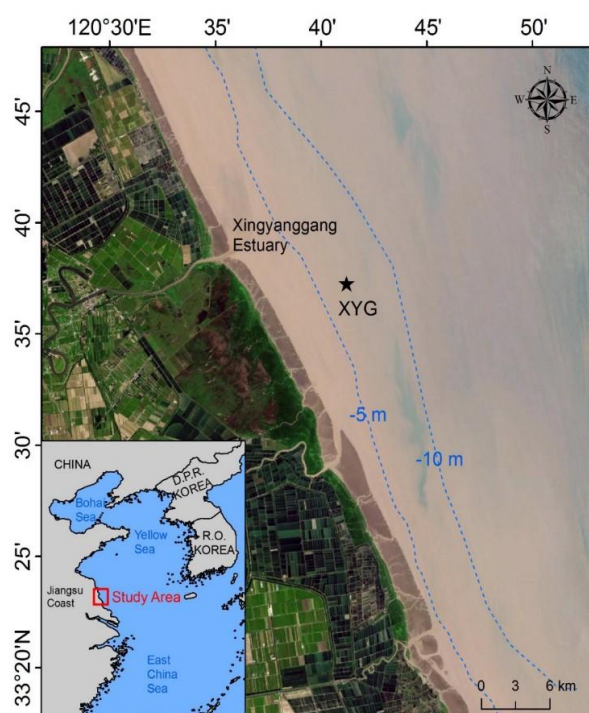


图 5-1 江苏中部海岸新洋港口研究地点





## 第 6 章 结论

基于现有的沉积动力学理论,本文按照沉积物动力学性质进行区分,分别对底床为粘性沉积物和非粘性沉积物的情况,建立了不依赖于局地经验关系的挟沙力公式(3-3)与(3-6)。

结合公式形式与计算数据分析,本文认为:垂向平均水平流速  $U$  是影响水流挟沙力的最重要变量,且对于非粘性沉积物尤甚;沉积物沉降速度  $w_s$  也是影响水流挟沙力的重要变量,且其贡献较稳定;水深  $h$  对水流挟沙力影响不大,在粘性底床上其效应可以忽略;而底床临界起动切应力  $\tau_{cr}$  控制着粘性底床上垂向平均水平流速  $U$  对水流挟沙力的影响强度,与流速的幂次形成正线性相关关系,体现了底床性质对水流挟沙力的重要影响。由此,本数值实验修正了以往基于实测数据建立的经验公式之中未区分沉积物动力学性质的不足,并解释了前人导出的挟沙力公式之中流速幂次存在差异的原因。



## 参考文献

- 曹祖德, 李蓓, 孔令双, 2001. 波、流共存时的水体挟沙力. 水道港口, 22(4): 151-155.
- 邓家泉, 1989. 潮汐河口水流挟沙力研究. 热带海洋, 8(2): 48-54.
- 何用, 高时友, 徐峰俊, 胡晓张, 2014. 珠江口潮流泥沙数学模型关键问题探讨. 泥沙研究, 4: 60-66.
- 侯志军, 杨晓阳, 李岩, 2008. 黄河口水流挟沙力计算方法研究. 人民黄河, 30(11): 49-51.
- 黄振英, 1988. 珠江磨刀门输沙能力的初步探讨. 人民珠江, 1: 17-23.
- 李昌华, 1980. 明渠水流挟沙能力初步研究. 水利水运科学研究, 3: 76-83.
- 李义天, 1988. 冲积河道平面变形计算初步研究. 泥沙研究, 1: 34-44.
- 刘峰, 许德德, 1997. 粘性细颗粒泥沙水流挟沙力计算公式. 港工技术, 4: 19-21.
- 刘家驹, 2012. 淤泥质、粉沙质及沙质海岸航道回淤统一计算方法. 海洋工程, 30(1): 1-7.
- 刘兴年, 曹叔尤, 黄尔, 彭清娥, 2000. 粗细泥沙挟沙能力研究. 泥沙研究, 4: 35-39.
- 钱宁, 万兆惠, 1983. 泥沙运动力学, 357.
- 孙志林, 夏珊珊, 朱晓, 许丹, 倪晓静, 黄赛花, 2010. 河口时变水流挟沙能力公式. 清华大学学报(自然科学版), 50(3): 383-386.
- 吴德安, 张忍顺, 严以新, 李瑞杰, 刘永学, 2007. 江苏辐射沙洲潮流水道挟沙力的分析与构建. 水动力学研究与进展 A 辑, 22(3): 371-379.
- 吴焱, 陆秋荣, 陈大可, 2014. 长江口南汇东滩水域水流挟沙力计算公式比选. 人民长江, 45(9): 11-14.
- 武汉水利电力学院水流挟沙力研究组, 1959. 长江中下游水流挟沙力研究. 泥沙研究, 4(2): 54-73.
- 邢云, 宋志尧, 孔俊, 章卫胜, 2008. 长江口水流挟沙力公式初步研究. 水文, 28(1): 64-66.
- 徐海珏, 熊润东, 白玉川, 2014. 基于两相流模式的水流挟沙力研究. 泥沙研究, 5: 48-53.
- 杨云平, 李义天, 孙昭华, 樊咏阳, 邓金运, 2013. 长江口近口段水流挟沙力与径潮动力关系. 水动力学研究与进展, 28(3): 274-282.
- 于谦, 王韞玮, 高抒, 2014. 潮汐与陆架环流作用下的悬沙输运: 江苏新洋港海岸冬季观测结果. 南京大学学报(自然科学), 50(5): 626-635.
- 张红武, 张清, 1992. 黄河水流挟沙力的计算公式. 人民黄河, 11: 7-9+61.
- 张燕菁, 胡春宏, 1997. 黄河口输沙能力关系的探讨. 泥沙研究, 2: 47-51.
- 钟德钰, 王士强, 王光谦, 1998. 河流冲泻质挟沙力研究. 泥沙研究, 3: 36-42.
- Allen, J. R. L., 1971. A theoretical and experimental study of climbing-ripple cross-lamination, with a field application to the Uppsala Esker. Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography, 53(3-4): 157-187.
- Amos, C. L., Daborn, G. R., Christian, H. A., Atkinson, A., Robertson, A., 1992. In situ erosion measurements on fine-grained sediments from the Bay of Fundy. Marine Geology, 108: 175-196.
- Bagnold, R. A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general

- physics. US Geological Survey Professional Paper, 422(1): 1-37.
- Bagnold, R. A., 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics. United States Department of the Interior, U.S. Geological Survey, Professional Paper 422-I, 37 pp.
- Blair, N. E., Aller, R. C., 2012. The fate of terrestrial organic carbon in the marine environment. *Annual Review of Marine Science*, 4: 401-423.
- Bridge, J. S., 1981. Hydraulic interpretation of grain-size distributions using a physical model for bedload transport. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1109-1124.
- Dyer, K. R., 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley, Chichester, 342 pp.
- Einstein, H. A., 1950. The bed-load function for sediment transportation in open channel flows. U. S. Dept. Agri., Tech Bull., 1026: 1-71.
- Fredsoe, J., Andersen, O. H., Silberg, S., 1985. Distribution of suspended sediment in large waves. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 111(6): 1041-1059.
- Gao, J. H., Jia, J., Wang, Y. P., Yang, Y., Li, J., Bai, F., Zou, X., Gao, S., 2015. Variations in quantity, composition and grain size of Changjiang sediment discharging into the sea in response to human activities. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19: 645-655.
- Gao, S., Collins, M. B., 2014. Holocene sedimentary systems on continental shelves. *Marine Geology*, 352: 268-294.
- Gibbs, R. J., Matthew, M. D., Link, D. A., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 1-18.
- Gilbert, G. K., 1914. The transportation of debris by running water, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, No. 86: 1-263.
- Harris, C. K., Wiberg, P. L., 2001. A two-dimensional, time-dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 27: 675-690.
- Hill, P. S., McCave, I. N., 2001. Suspended particle transport in benthic boundary layers. In: Boudreau, B. P., Jorgensen, B. B. (Eds.), *The Benthic Boundary Layer: Transport Processes and Biogeochemistry*. Oxford University Press, New York, pp. 78-103.
- Kuehl, S. A., Alexander, C. R., Blair, N. E., Harris, C. K., Marsaglia, K. M., Ogston, A. S., Orpin, A. R., Roering, J. J., Bever, A. J., Bilderback, E. L., Carter, L., Cerovski-Darriau, C., Childress, L. B., Corbett, D. R., Hale, R. P., Leithold, E. L., Litchfield, N., Moriarty, J. M., Page, M. J., Pierce, L. E. R., Upton, P., Walsh, J. P., 2016. A source-to-sink perspective of the Waipaoa River margin. *Earth-Science Reviews*, 153: 301-334.
- Leithold, E. L., Blair, N. E., Wegmann, K. W., 2016. Source-to-sink sedimentary systems and global carbon burial: A river runs through it. *Earth-Science Reviews*, 153: 30-42.
- Li, M. Z., Amos, C. L., 2001. SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 27:

- 619–645.
- Maa, J. P.-Y., Shen, J., Shen, X., Shao, Y., 2016. Vertical One-dimensional (1-D) Simulations of Horizontal Velocity Profiles. Special Scientific Report No. 156. Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary. 62 pp.
- Milliman, J. D., Meade, R. H., 1983. World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *The Journal of Geology*, 91(1): 1-21.
- Partheniades, E., 1965. Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1): 105-139.
- Pinet, P. R., 2016. *Invitation to oceanography* (7th edition). Jones & Bartlett Learning, Burlington. 661 pp.
- Rodi, W., Mansour, N. N., 1993. Low Reynolds number  $k-\epsilon$  modelling with the aid of direct simulation data. *Journal of Fluid Mechanics*, 250: 509-529.
- Rouse, H., 1937. Modern conceptions of the mechanics of fluid turbulence. *Trans Am Soc Civ Eng*, 102: 436–505.
- Shields, A., 1936. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Preussische Versuchsanstalt Wasserbau und Schiffbau*, vol. 26.
- Skafel, M. G., Krishnappan, B. G., 1984. Suspended sediment distribution in wave field. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 110(2): 215-230.
- Soulsby, R. L., 1997. Dynamics of Marine Sands, 1-249.
- Soulsby, R. L., Whitehouse, R. J. S. W., 1997. Threshold of sediment motion in coastal environments. *Proc. Pacific Coasts and Ports '97 Conf.*, Christchurch, 1: 149-154.
- van Ledden, M., Wang, Z. B., Winterwerp, H., de Vriend, H., 2004. Sand-mud morphodynamics in a short tidal basin. *Ocean Dynamics*, 54: 385-391.
- van Rijn, L. C., 1984. Sediment transport: part I: bed load transport; part II: suspended load transport; part III: bed forms and alluvial roughness. *J. Hydraul. Div., Proc. ASCE*, 110 (HY10): 1431-1456; (HY11): 1613-1643; (HY12): 1733-1754.
- van Rijn, L. C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. II: Suspended Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6): 668-689.
- van Rijn, L.C., 2007. Unified view of sediment transport by currents and waves. I: Initiation of motion, bed roughness, and bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering* 133(6), 649-667.
- Venkatesan, M. I., Merino, O., Baek, J., Northrup, T., Sheng, Y., Shisko, J., 2010. Trace organic contaminants and their sources in surface sediments of Santa Monica Bay, California, USA. *Marine Environmental Research*, 69: 350-362.
- Wright, L. D., 1995. *Morphodynamics of Inner Continental Shelves*. CRC Press, Boca Raton, 241 pp.
- Yang, C. T., Sayre, W. W., 1971. Stochastic model for sand dispersion. *J. Hyd. Div., Proc., Amer. Soc. Civil Engrs.*, 97(HY2): 265-288.



## 致谢

首先，我想将这篇文献给我的父母。如果没有你们在生活上对我的大力支持，我将无法专心思考我所研究的科学问题、享受科学研究的乐趣。感谢你们的养育之恩，更感谢你们对我人生选择的尊重、理解与支持。

感谢我的导师高抒教授将我引上科学研究的正道。初识高老师是在 2013 年夏末秋初的新生家长会上，家长会后高老师特意留下来解答学生与家长们的的问题，当时我是最后离开的两位同学之一，高老师也与我们耐心讨论本科阶段的学习和科研问题，直到 19 时许才一起离去。其后不论是修读《海洋科学导论》课程，还是指导我的创新训练项目，高老师都以绅士的姿态，高屋建瓴地从科学研究的目的、任务、过程和方法等方面点拨我的学习与研究。作为一名博览群书、勤勉工作、热爱学科、春风化雨的杰出科学家，高抒教授将是我一辈子努力的榜样。

感谢我的导师、大师兄于谦副教授激发我对科学研究的兴趣，持续鼓励我克服困难，从物质和精神上支持我进一步的深造。于师兄潜心向学、通晓文理，在言谈与实际行动中，将他负笈泰西所得向我倾囊相授，坚定了我研究我所感兴趣的科学问题的决心。他与人和善、循循善诱，我从两年的《海洋沉积动力学》课程中收获颇丰。如果说这一年来我最感谢的人，也非师兄莫属；他也对本文从构想到实现提供了若干卓有成效的具体意见。祝愿于谦副教授在科学研究的道路上奋勇前行，收获喜人的成果！

感谢汪亚平教授、河海大学王韞玮副研究员、华东师范大学杨阳博士、周亮博士对我学习生活上的诸多指导与关心。感谢与我一同在野外工作过的谢文静博士、陈蕴真博士、王丹丹博士生、李瑾博士生、戴晨博士生、张龙辉博士生、陈德志博士生、祁雅莉博士生、朱庆光学长、屠佳雨学姐、徐笑梅学姐、杨保明学长、李远学姐、黄宏鸣同学、蔺亚婴同学、徐晓凡同学、程临海同学、兰庭飞同学，感谢你们给我的指导与帮助，增进我对真实自然环境的认识。

感谢南京大学、地理与海洋科学学院对我四年来的培养。感谢地理科学专业 2013 级（2017 届）的同学们，有你们一同努力，基地班才能傲视群雄——祝我们都有远大的前程。





## 附录一 低含沙量水流挟沙力经验公式

附表 1  $S_* = k_1 \left( \frac{U^3}{g h w_s} \right)^m$  型

提出者	公式形式	$k_1$	$m$	数据验证
张瑞瑾 (1959)	$S_* = K \left( \frac{U^3}{g R w_s} \right)^m$	$K$ <p>张瑞瑾建议结合实际确定：<math>K</math> 随 <math>\frac{U^3}{g R w_s}</math> 增大而增大，从 0.1 到 4 不等。</p> <p>叶锦培等（1986）在珠江口修正：            涨潮时 <math>K = K_f S_e</math>            落潮时 <math>K = K_e</math>  <math>S_e</math> 为前期落潮平均含沙量</p> <p>另外，参数取值有：            洪水期 <math>K_e = 0.570, K_f = 0.293</math>;            平水期 <math>K_e = 0.162, K_f = 0.157</math>;            枯水期 <math>K_e = 0.070, K_f = 0.075</math>.</p> <p>顾峰峰等（2010）用长江口北槽数据率定得 <math>k = 0.16</math>.</p>	$m$ <p>张瑞瑾建议结合实际确定：<math>m</math> 大致随 <math>\frac{U^3}{g R w_s}</math> 增大而减小，取 0.3~1.5。</p> <p>叶锦培等（1986）在珠江口修正：            涨潮时 <math>m = 0.141</math>,            落潮时 <math>m = 0.603</math>。</p> <p>顾峰峰等（2010）用长江口北槽数据率定得 <math>m = 0.63</math></p>	接近饱和平衡状态的流：实测资料（长江、黄河、官厅水库、三门峡水库、灌溉渠道）和水槽实验；黄振英（1988）珠江口实测资料
窦国仁 (1995)	无波浪时有： $S_* = \alpha \frac{\gamma \gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{U^3}{C^2 h w_s}$ 用曼宁公式转换为： $S_* = \alpha \frac{\gamma \gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{n^2 U^3}{h^{\frac{4}{3}} w_s}$	$\frac{\alpha g n^2}{h^{\frac{1}{3}}} \frac{\gamma \gamma_s}{\gamma_s - \gamma}$ <p><math>\alpha</math> 为小于 1 的系数（由长江、黄河资料和水槽实验，取 0.023）</p>	1	现场实测：辽宁庄河-锦州海域、天津新港海域、河北沧州海域、江苏连云港和灌河海域、上海长江口、广东伶仃洋、广

	有波浪时有： $S_* = \alpha \frac{\gamma \gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \left( \frac{U^3}{c^2 h w_s} + \beta \frac{H^2}{h T w_s} \right)$ $C$ 为 Chezy 系数， $n$ 为糙率系数			西营盘海域； 国外海域资料： Fredsoe (1985)； 国外水槽实验： Skafel, Krishnappan (1984)
徐海珏等 (2014)	$S_v = \frac{\lambda}{a} \frac{\bar{U}^3}{g H w_s} \frac{0.6946 \left( \frac{\bar{U} v}{g D_{50} H \lambda^{0.28}} \right) - 0.003}{J \left( \frac{\bar{U}}{w_s} + 1 \right) + \left( 1 + 3 \sqrt{\frac{\lambda}{8}} \right)^2 \left( \frac{\bar{U}^2}{2 a g H} \right)}$ $\bar{U}$ 为垂向平均流速， $\lambda$ 为浑水阻力系数， $a = \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}$ ， $J$ 为水力坡度/比降， $H$ 为水深	$\frac{\lambda}{a} \frac{0.6946 \left( \frac{\bar{U} v}{g D_{50} H \lambda^{0.28}} \right) - 0.003}{J \left( \frac{\bar{U}}{w_s} + 1 \right) + \left( 1 + 3 \sqrt{\frac{\lambda}{8}} \right)^2 \left( \frac{\bar{U}^2}{2 a g H} \right)}$	1	范家骅 0.03mm、0.06mm 黄土输沙资料、0.13mm 黄沙输沙资料、0.03mm 人工沙资料；黄河下游土城子水流挟沙力观测资料（需要 $S_v < 0.06$ ，结果才较为精确）
李昌华 (1980)	$S_* = 0.056 \left( f \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{U^3}{g R w_s} \right)^{1.25}$	$0.056 \left( f \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \right)^{1.25}$	1.25	黄河实测、水槽数据
刘兴年等 (2000)	$S_* = k \gamma_s \left( \frac{\gamma_m}{\gamma_s - \gamma_m} \frac{U^3}{g R w_s} \right)^m \left( 1 + \frac{\gamma_s - \gamma_m}{\gamma_m} S_v \right)^m \mu_r^m$ $\gamma_m$ 为浑水密度 相对粘度 $\mu_r = \left( 1 - \frac{S_v}{S_{vm}} \right)^{-2.5}$	$k \gamma_s \left( \frac{\gamma_m}{\gamma_s - \gamma_m} 1 + \frac{\gamma_s - \gamma_m}{\gamma_m} S_v \mu_r \right)^m$ 考虑水槽和黄河实测有 $k = 0.211$	考虑水槽和黄河实测 有 $m = 0.69$	
张红武， 张清 (1992)	$S_* = 2.5 \left( \frac{0.0022 + S_v}{\kappa} \ln \left( \frac{h}{6 D_{50}} \right) \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{U^3}{g R w_s} \right)^{0.62}$ $\kappa$ 为卡门常数	$2.5 \left( \frac{0.0022 + S_v}{\kappa} \ln \left( \frac{h}{6 D_{50}} \right) \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \right)^{0.62}$	0.62	黄河（上中下游及其支流）、长江、辽河、Toutle River 等
刘峰， 许德德 (1997)	$S_* = K \gamma_s \left( \frac{D_{50}^2}{D_{25} D_{75}} \right)^\alpha \left( \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{h}{6 D_{50}} \right) \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{U^3}{g R w_s} \right)^\beta$	$K \gamma_s \left( \frac{D_{50}^2}{D_{25} D_{75}} \right)^\alpha \left( \frac{1}{\kappa} \ln \left( \frac{h}{6 D_{50}} \right) \frac{\gamma}{\gamma_s - \gamma} \right)^\beta$	$\beta$	未给出参数取值和验证
何用等 (2014)	$S_* = k \left( \frac{U^3}{g h w_s} \right)^m + \alpha \beta \frac{\gamma \gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{H^2}{h T w_s}$	0.0261 取珠江口伶仃洋东、西主槽数据率定	0.549 取珠江口伶仃洋东、西	伶仃洋主槽、浅滩

	U 为时均流速，H 为平均波高 据窦国仁，取 $\alpha = 0.023, \beta = 0.0004$		主槽数据率定	
吴德安等 (2007)	$S_* = 0.0681 \left( \frac{U^3}{ghw_s} \right) + 0.0295$	0.0681	1	江苏海岸辐射沙脊 水道实测；有截距项
曹祖德等 (2001)	$S_* = \alpha \frac{\gamma_s \gamma}{\gamma_s - \gamma} \frac{(u_c + \beta u_w)^3}{ghw_s}$ $\alpha = \eta \left( \frac{f_c^3}{\kappa_\delta} \right)^{\frac{1}{2}}, \beta = \left( \frac{f_w}{2f_c} \right)^{\frac{1}{2}}$ <p><math>\eta</math>为能量有效系数，<math>\kappa_\delta = \frac{\nu}{u_{cw\delta}}</math>，<math>u_{cw\delta}</math>为（波流共存时） 粘性底边界层顶部（水平）速度， <math>f_c = \kappa_\delta \alpha_c^2, f_w = 2\kappa_\delta \alpha_w^2</math>，<math>\alpha_c, \alpha_w</math>为系数。 分解<math>u_{cw\delta} = u_{1\sigma} + \hat{u}_{2\sigma} \sin\theta</math>，设水流主体的垂向平均流速为<math>u_c</math>，则<math>u_{1\sigma} = \alpha_c u_c</math>；又设波浪底部水质点水平振幅为<math>\hat{u}_w</math>，则<math>\hat{u}_{2\sigma} = \alpha_w \hat{u}_w</math></p> <p>适用于各类海岸； 微小振幅波<math>u_w = \frac{\pi H}{T \sinh(\frac{2\pi h}{L})}</math>； <math>f_c</math>取 0.002~0.006； <math>f_w</math>：根据波浪雷诺数 <math>Re</math> 判别： <math>Re &lt; 500\ 000</math> 时取 0.001~0.002，否则取 0.002~0.005； 根据实测资料，泥质海岸 <math>\beta = 0.5</math>，粉砂质海岸 <math>\beta = 0.6</math>， 砂质海岸 <math>\beta = 0.7</math>；</p>	$\alpha \frac{\gamma_s \gamma}{\gamma_s - \gamma}$ <p>根据实测资料（天津港、连云港、长江口、黄骅港、潍坊港、庄河），淤泥质海岸 <math>\alpha = 4.5 \times 10^{-5}</math>， 粉砂质海岸 <math>\alpha = 5.7 \times 10^{-5}</math>， 砂质海岸 <math>\alpha = 6.9 \times 10^{-5}</math>；</p>	1	与《海港水文规范》 推荐公式对比

附表 2  $S_* = k_2 \left( \frac{U^2}{gh} \right)^m$  型

提出者	公式形式	$k_2$	$m$	数据验证
孙志林等 (2010)	<p>认为 <math>U, h</math> 均随时间变化:</p> $C_* = k \left( \frac{U^2}{gh} \right)^a \left( \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma} \right)^b$ <p>在特定研究区泥沙和水的容重认为不变:</p> $C_* = k_0 \left( \frac{U^2}{gh} \right)^a$ <p><math>C_*</math> 为平衡时泥沙体积分分数 (即 <math>S_v</math>)</p> <p>可写成 <math>S_* = k_1 \left( \frac{U^2}{gh} \right)^a</math></p> <p>注: 半潮平均积分得到的水流挟沙力  <math>h_0</math> 为平均水深, <math>U</math> 为潮周期 <math>T</math> 内最大流速</p> $C_* = \frac{4k_0}{3\pi} \frac{U^2}{gh_0} \frac{1}{\frac{2}{\pi} + \frac{A}{4} \cos \theta}$ <p>相对潮差 <math>A = \frac{\Delta H}{h_0}</math>, <math>\theta</math> 为相位 (0-前进波; <math>\pi/2</math>-驻波)</p>	$0.214\gamma_s$	1	甌江口、椒江口、 洋山港 ( $A=0.5$ , $T=12.4h$ )
刘家驹 (2012)	<p>寻常 <math>S_1 = 0.045 \frac{\gamma\gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{( V_1  +  V_2 )^2}{gd_1} F^{\frac{1}{F}}</math></p> <p>风暴潮破波 <math>S_{11} = 0.045 \frac{\gamma\gamma_s}{\gamma_s - \gamma} \frac{( V_{11}  +  V_{22} )^2}{gd_b} F^{\frac{1}{F}}</math></p> $F = \frac{D_{k0}}{D_k + \frac{a}{D_k}}$ <p>刘金贵 (2013) 对甌江口:</p> $S_* = K_2 \frac{U^2}{gh} F^{\frac{1}{F}}$	$0.045 \frac{\gamma\gamma_s}{\gamma_s - \gamma} F^{\frac{1}{F}}$ <p>特定粒径 <math>D_{k0} = 0.11mm</math>;            特定面积 <math>a = 0.0024mm^2</math>;  <math>D_k</math> 为 <math>D \geq 0.03</math> 的沉积物颗粒之中值            粒径;  <math>d_1</math> 为海区水深, <math>V_1</math> 为该处寻常潮的全            潮平均流速, <math>V_2</math> 为寻常潮期间非破波            的波浪平均振动速度;  <math>V_2 = 0.2 \frac{H}{d_1} C</math>            在风暴潮破波情况下有</p>	1	航道回淤: 连云港 外航道(淤泥质)、 徐圩港外航道(粉 砂质); 粉砂质海 岸外航道(黄骅 港、京唐港外航 道); 砂质海岸(毛 里塔尼亚); 涌潮 河口(澈浦以上的 钱塘江段)

		<div><math display="block">\begin{cases} \text{风暴潮下全潮平均流速} V_{11} = 1.8V_1 \\ \text{破波水体平均速度} V_{22} = \frac{1}{2} \left( \frac{gH_b}{d_b} \right)^{\frac{1}{2}} \end{cases}</math><p>其中 <math>H_b</math> 为破波波高, <math>d_b</math> 为破波水深</p><p>刘金贵改进式中 <math>k_2 = K_2 F^{\frac{1}{F}}</math> 其中 <math>k_2</math> 取值为</p><table><tr><td><math>D_{50}</math></td><td>涨潮</td><td>落潮</td></tr><tr><td>&gt;0.03mm</td><td>326.32</td><td>439.12</td></tr><tr><td>≤0.03mm</td><td>105.88</td><td>66.712</td></tr></table></div>	$D_{50}$	涨潮	落潮	>0.03mm	326.32	439.12	≤0.03mm	105.88	66.712		
$D_{50}$	涨潮	落潮											
>0.03mm	326.32	439.12											
≤0.03mm	105.88	66.712											
邓家泉 (1989)	$S_* = K \left( \frac{U^2}{h} \right)^m$	<div><math>Kg^m</math><p>珠江口: 洪季涨潮 <math>K = 0.646</math> 洪季落潮 <math>K = 0.648</math> 枯季涨潮 <math>K = 1.137</math> 枯季落潮 <math>K = 0.606</math></p><p>南汇东滩: 涨潮 <math>K = 1.1165</math>; 涨潮平均 <math>K = 0.5398</math> 落潮 <math>K = 0.7831</math>; 落潮平均 <math>K = 3.8923</math> 全潮 <math>K = 0.8980</math>; 全潮平均 <math>K = 2.1658</math></p></div>	<div><math>m</math><p>珠江口: 洪季涨潮 <math>m = 0.471</math> 洪季落潮 <math>m = 0.572</math> 枯季涨潮 <math>m = 0.558</math> 枯季落潮 <math>m = 0.467</math></p><p>南汇东滩: 涨潮 <math>m = 0.3752</math>; 涨潮平均 <math>m = 1.7122</math> 落潮 <math>m = 0.3399</math>; 落潮平均 <math>m = 0.8244</math> 全潮 <math>m = 0.3411</math>; 全潮平均 <math>m = 0.6240</math></p></div>	钱塘江口实测; 邓家泉(1989)珠江口实测 吴焱等(2014)长江口南汇东滩实测									
杨云平等 (2013) 公式 1	$S_* = a \left( \frac{U^2}{h} \right)^b \left( \frac{Q_z}{Q} \right)^c Q^{c-d}$ <p>潮径比 <math>L=Q_z/Q</math>, 径流流量系数 <math>Q^{c-d}</math></p>	$ag^b \left( \frac{Q_z}{Q} \right)^c Q^{c-d}$ <p>(1) 徐六泾(公式建立): 涨潮 <math>a = 0.011, b = 0.016,</math></p>	<div><math>b</math><p>(3) 狼山沙(验证): 涨潮 <math>a = 1.307, b = 0.289,</math> <math>c = 0.994, d = 2.452;</math></p></div>	长江口 3 个断面									

		$c = 1.111, d = -0.649;$ 落潮 $a = 0.104, b = 0.354,$ $c = 0.309, d = -0.735;$ (2) 石化下 (验证): 涨潮 $a = 0.379, b = 0.441,$ $c = 0.332, d = -0.341;$ 落潮 $a = 1.343, b = 0.982,$ $c = 0.108, d = 0.232;$	落潮 $a = 0.529, b = 0.201, c$ $= 0.900, d = 2.034;$ (4) 通州沙 (验证): 涨潮 $a = 1.777, b = 0.313, c$ $= 1.069, d = 2.640;$ 落潮 $a = 0.857, b = 0.278, c$ $= 0.991, d = 2.398;$	
--	--	--	--	--

附表 3 折衷型

提出者	公式形态	参数取值	数据验证
邢云等 (2008)	$S_* = K_1 \frac{U^2}{gh} + K_2 \frac{U^3}{ghw_s} + b$ (半潮平均)	洪季 $K_1 = 26.36, K_2 = 0.0038, b = 0.2114$ 枯季 $K_1 = 8.5, K_2 = 0.0146, b = 0.3385$	长江口 199609 (洪季)、199702 (枯季) 实测
李义天 (1988)	$S_* = K_0 \left( 0.1 + 90 \frac{w_s}{U} \right) \frac{U^3}{ghw_s}$	$K_0 = 0.245$	长江中游枝江、公安、监利、石首、沙市

附表 4 其他

提出者	公式形态	参数取值	数据验证
钟德钰等 (1998)	冲泻质 $S_v = 2.1 \times 10^{-4} \cdot (\theta')^{\frac{3}{2}}$ (平床) 其中无量纲颗粒切应力 $\theta' = \frac{u_*^2}{gD \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma}}$	$\gamma_s = 2650 \text{ kg/m}^3$ 冲泻质与床沙质分界: $D_k = \frac{2.14 \times 10^{-3} u_*^2}{S_v^{\frac{2}{3}} g}$	黄河 0.01~0.025mm 泥沙、美国密西西比河等河流的 0.031~0.0625mm 泥沙、亚马逊河与长江的最细一级床沙
张燕菁等 (1997)	$S_* = 123.0 \left( \frac{V^2}{gh} \right)^{0.36} \left( \frac{V}{\omega} \right)^{-0.33} \left( 1 - \frac{\Delta h}{h} \right)^{0.20}$	$S \leq 15 \text{ kg/m}^3$ V 为合流速	黄河口实测
侯志军等 (2008)	$S_* = 80 \left( \frac{V^2}{gh} \right)^{0.28} \left( \frac{V}{\omega} \right)^{-0.23} \left( 1 - \frac{\Delta h}{h} \right)^{-0.04} \left( \frac{D_{25}}{D_{75}} \right)^{0.106}$	(建议 $S \leq 25 \text{ kg/m}^3$ )	黄河口实测
杨云平等 (2013) 公式 2	$S_* = a \left( \frac{U^3}{h} \right)^b \left( \frac{Q_z}{Q} \right)^c Q^{c-d}$ 潮径比 $L=Q_z/Q$ , 径流流量系数 $Q^{c-d}$	(1) 徐六泾 (公式建立): 涨潮 $a = 0.014, b = 0.041, c = 1.032, d = -0.657$ ; 落潮 $a = 0.368, b = 0.055, c = 0.134, d = -0.500$ ; (2) 石化下 (验证): 涨潮 $a = 0.318, b = 0.319, c = 0.291, d = -0.320$ ; 落潮 $a = 0.683, b = 0.667, c = 0.094, d = 0.302$ ; (3) 狼山沙 (验证): 涨潮 $a = 1.137, b = 0.205, c = 0.948, d = 2.426$ ; 落潮 $a = 0.461, b = 0.169, c = 0.848, d = 1.901$ ; (4) 通州沙 (验证): 涨潮 $a = 1.339, b = 0.209, c = 1.051, d = 2.595$ ; 落潮 $a = 0.627, b = 0.141, c = 1.036, d = 2.498$ ;	长江口 3 个断面





## 附录二 挟沙力数值计算的 C 语言代码

### 粘性沉积物“Cohesive.c”

```
#include <stdio.h>
#include <conio.h>
#include <math.h>
#include <float.h>

#define z_a 0.05 /* Reference height, set as 5cm */
#define M 0.00001 /* Erosion constant */

/* tau_cr = 0.10, 0.15, 0.20, 0.25, 0.30;
   C_D = 0.0015, 0.00175, 0.0020, 0.00225, 0.0025, 0.00275, 0.0030;
   w_s = 0.00025, 0.00025*sqrt2, 0.0005, 0.0005*sqrt2, 0.001, 0.001*sqrt2, 0.002;
   h = 2.5, 3.75, 5.0, 6.25, 7.5, 8.75, 10.0, 11.25, 12.5, 13.75, 15.0, 16.25, 17.5, 18.75, 20.0;
   u = 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.1, 1.2, 1.3, 1.4, 1.5; */

/* Global variables */

double h, c_bed, u_star, b;
double C_D, tau_cr, tau_0, w_s, h, u, ssc;

int IsFiniteNumber (double x) /* Judging whether the float variable is within range */
{
    return (x <= DBL_MAX && x >= -DBL_MAX);
}
```

```

}

double avr (double (*func)(double x), double inter, double super, int step) /* Function of averaging */
{
    double sum=0;
    double a,b;
    int i;
    double steplth=(super-inter)/((double) step);
    for(i=0;i<step;i++)
    {
        a=func(inter+(i*steplth));
        b=func(inter+(i+1)*steplth);
        if (IsFiniteNumber(a) && IsFiniteNumber(b))
        {
            sum+=(a+b)*steplth*0.5;
        }
    }
    return sum/(super-inter);
}

double bed_c (double tau_0, double w_s, double tau_cr) /* Near-bed concentration calculation */
{
    double c_bed=(M/w_s)*((tau_0/tau_cr)-1);
    return c_bed;
}

```

```

double R_prf (double z) /* Rouse profile */
{
    double c=c_bed*pow((z_a*(h-z))/((h-z_a)*z),b);
    return c;
}

main()
{
    FILE *fp;
    fp=fopen("Cohesive.txt","w");
    int i1,i2,i3,i4,i5,i6; /* Counters */
    int j=0;
    /* Calculation */
    for(i1=0;i1<5;i1++) /* Critical shear stress */
    {
        tau_cr=0.1+0.05*i1;
        j++;
        fprintf(fp,"\n\nRound %d",j);
        fprintf(fp,"\ntau_cr=%2.10lf",tau_cr);
        fprintf(fp,"\n\nlnssc\tln\tlnh\tlnw_s\t");
        for(i2=0;i2<7;i2++) /* Drag coefficient */
        {
            C_D=0.0015+0.00025*i2;
            for(i3=0;i3<7;i3++) /* Settling velocity */
            {
                w_s=0.00025*pow(sqrt(2),i3);

```

```

for(i4=0;i4<15;i4++) /* Water depth */
{
    h=2.5+1.25*i4;
    for(i5=0;i5<11;i5++) /* Flow */
    {
        u=0.5+0.1*i5;
        u_star=u*sqrt(C_D);
        b=(w_s)/(0.40*u_star);
        tau_0=1027*C_D*u*u;
        c_bed=bed_c(tau_0,w_s,tau_cr);
        ssc=avr(R_prf,z_a,h,10000);
        fprintf(fp,"n%2.10lf\t%2.10lf\t%2.10lf\t%2.10lf\t",log(ssc),log(tau_0),log(h),log(w_s));
    }
}
}
}
}
fprintf(fp,"nEnd of the file."); /* File end */
fclose(fp);
return 0;
}

```

## 非粘性沉积物 “Non-cohesive.c”

```
#include <stdio.h>
#include <conio.h>
#include <math.h>
#include <float.h>

/* w_s -> phi = 4.0, 3.8, 3.6, 3.4, 3.2, 3.0, 2.8, 2.6, 2.4, 2.2;
   u = 0.5, 0.6, 0.7, 0.8, 0.9, 1.0, 1.1, 1.2, 1.3, 1.4, 1.5;
   h = 2.5, 3.75, 5.0, 6.25, 7.5, 8.75, 10.0, 11.25, 12.5, 13.75, 15.0, 16.25, 17.5, 18.75, 20.0; */

/* Global variables */

double phi[10]={4.0,3.8,3.6,3.4,3.2,3.0,2.8,2.6,2.4,2.2};
double u, h, u_star_s, u_star, w_s, b, z_0, C_D, C_Ds;
double tau_0s, tau_0, tau_cr, theta_cr, T_s;
double d, D_star;
double delta_s, lambda_s;
double c_a, z_a, ssc;

int IsFiniteNumber (double x) /* Judging whether the float variable is within range */
{
    return (x <= DBL_MAX && x >= -DBL_MAX);
}

double avr (double (*func)(double x), double inter, double super, int step) /* Function of averaging */
{

```

```

double sum=0;
double a,b;
int i;
double steplth=(super-inter)/((double) step);
for(i=0;i<step;i++)
{
    a=func(inter+(i*steplth));
    b=func(inter+(i+1)*steplth);
    if (IsFiniteNumber(a) && IsFiniteNumber(b))
    {
        sum+=(a+b)*steplth*0.5;
    }
}
return sum/(super-inter);
}

```

```

double ds (double d) /* Dimensionless diameter */
{
    double dst=20306.36*d;
    return dst;
}

```

```

double setv (double D_star) /* Settling velocity */
{
    double ws=(0.027617*(sqrt(107.3296+1.049*pow(D_star,3))-10.36))/D_star;
    return ws;
}

```

```

}

double tcr (double D_star) /* theta_cr, Shield's number of tau_cr */
{
    double thetcr=(0.30/(1+1.2*D_star))+0.055*(1-exp(-0.020*D_star));
    return thetcr;
}

double sandwave (double d, double h, double T_s) /* Height of megaripple */
{
    double ht=0.11*h*pow((d/h),0.3)*(1-exp(-0.5*T_s))*(25-T_s);
    return ht;
}

double R_prf (double z) /* Rouse profile */
{
    double c=c_a*pow((z_a*(h-z))/((h-z_a)*z),b);
    return c;
}

main()
{
    FILE *fp;
    fp=fopen("Non-cohesive.txt","w");
    int i1,i2,i3; /* Counters */
    int j=0;

```



```

/* Calculation */

for(i1=0;i1<10;i1++) /* Grain size */
{
    d=0.001*pow(2,-phi[i1]);
    D_star=ds(d);
    w_s=setv(D_star);
    theta_cr=tcr(D_star);
    tau_cr=15905.4*d*theta_cr;
    j++;
    fprintf(fp,"\n\nRound %d",j);
    fprintf(fp,"\ntau_cr=%2.10lf",tau_cr);
    fprintf(fp,"\n\nlnssc\tlnu\tlnh\tlnw_s\t");
    for(i2=0;i2<15;i2++) /* Water depth */
    {
        h=2.5+1.25*i2;
        for(i3=0;i3<11;i3++) /* Flow */
        {
            u=0.5+0.1*i3;
            C_Ds=pow(0.4/(1+log(d/(12*h))),2);
            tau_0s=1027*C_Ds*u*u;
            T_s=(tau_0s/tau_cr)-1;
            delta_s=sandwave(d,h,T_s);
            lambda_s=7.3*h;
            z_0=delta_s*delta_s/lambda_s;

```

```

        C_D=pow((0.40/(1+log(z_0/h))),2);
        tau_0=1027*C_D*u*u;
        u_star=sqrt(C_D)*u;
        b=w_s/(0.40*u_star);
        z_a=delta_s/2.0;
        c_a=39.75*d*pow(T_s,1.5)/(z_a*pow(D_star,0.3));
        ssc=avr(R_prf,z_a,h,10000);
        fprintf(fp,"n%2.10lf\t%2.10lf\t%2.10lf\t%2.10lf\t",log(ssc),log(u),log(h),log(w_s));
    }
}
fprintf(fp,"nEnd of the file."); /* File end */
fclose(fp);
return 0;
}

```