



北京大学

硕士研究生学位论文

题目： 大规模海洋场景的
实时模拟

姓 名： 马逸涵

学 号： 1701210981

院 系： 软件与微电子学院

专 业： 工业设计工程

研究方向： 数字艺术创作

导师姓名： 李胜 副教授

二〇二〇年六月

版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。



摘要

计算机图形学的研究目标之一就是在计算机中创造真实可信的虚拟世界，因而衍生许多对于真实世界进行生成与模拟的课题。其中，海洋占了地球表面约 70% 的区域，因此对于飞行模拟、视景仿真等应用领域，海洋场景的模拟是重要的一部分。由于海洋具备了时间上的无规则性与空间上的无重复性，几个世纪来科学家提出的许多方法去解释海浪运动规律。当前对海洋的主流建模方式可以归类为数学构造与基于频域统计模型构造两种，其均能满足模拟全局统一的深海特征，但对于海洋局部特征的模拟则需要进一步的工作。

针对视景仿真系统设计的海洋模块系统，本文实现了具备高度真实感的海洋绘制以及海洋交互模拟的细节生成。本文的工作聚焦于在视景仿真系统中构建全球开放的海洋表面以及契合真实光照条件的海洋着色，有效地解决了基于频域的海浪生成技术所带来的纹理重复性问题，同时具备真实海洋中常见伴随现象如浪尖白沫、拍岸卷浪、船只艏浪艉浪。

本文工作包含下述四方面内容：

1. 使用波浪谱模型基于快速傅里叶变换实现海洋全局高度场的生成，同时引入多层级映射结构保证高低空视点观察条件下海洋表面的平滑过渡与无重复性。
2. 设计时空驱动的综合光照模型，能够契合不同时刻的海面真实光照，同时引入水体的固有光学特性以实现不同浑浊程度海水的真实着色。
3. 实现基于风场考虑的海洋排岸现象，能够近似表现海浪在近海处形成的卷浪现象。
4. 实现基于动力学的船体运动及与海浪交互形成的艏浪艉浪，其能够在视景模拟系统中保证较低的性能开销。

关键词：海洋模拟、海水绘制、船只尾迹、拍岸

Real-time Simulation of Large-scale Ocean

Yihan Ma (Industrial Design Engineering)

Directed by Assoc. Prof. Sheng Li

ABSTRACT

Creating a real and believable virtual world in the computer is one of computer graphics research objectives and scientists have derived many algorithms to simulate the real world. Ocean covers about 70% of the earth's surface, so the simulation of ocean is an important part of several applications such as flight simulation and visual simulation. Because of the temporal irregularity and spatial irregularity of the ocean, scientists have developed several models over the centuries to explain ocean wave motion. At present, the main ocean modeling methods can be classified into mathematical construction and frequency-domain statistical model construction. The two methods can simulate global ocean features, but further work is needed for simulating local ocean features.

The paper introduces an ocean system designed for the visual simulation engine, which achieves realistic ocean rendering and ocean interactive wave in real time. The work of the paper can satisfy the requirements of the global ocean surface and realistic ocean rendering in visual simulation engine, effectively solves the repeatability problem caused by texture mapping, and achieves common phenomena, such as shoreline wave, foam, ship wake, etc.

The work of this paper contains the following four aspects of content:

1. Using the wave spectrum model to generate the global height field of the ocean based on the fast Fourier transform, use multi-cascades structure to ensure the smooth transition and non-repeatability of the ocean surface.
2. Designing a comprehensive ocean lighting rendering model driven by time and space to fit the real illumination of ocean at different times, and use inherent optical properties of water body to achieve the true coloring of the seawater with different turbidity.
3. Building up the shoreline wave based on the consideration of wind field, which can approximate the wave-rolling phenomenon formed by waves in the offshore area.
4. Achieving the ship dynamics and the effect of bow wave and stern wave, which can guarantee a low cost in the visual simulation system.

KEY WORDS: Ocean Simulation, Ocean Rendering, Ship Wake, Shoreline Wave

目录

摘要	1
ABSTRACT	11
目录	III
第一章 引言	1
1.1 研究背景与研究意义	1
1.2 本文主要内容	2
1.3 本文结构	3
第二章 相关研究背景	4
2.1 海洋波浪谱模型	4
2.1.1 Pierson Moskowitz 波浪谱	5
2.1.2 JONSWAP 波浪谱	5
2.1.3 Phillips 波浪谱	6
2.1.4 Unified 波浪谱	6
2.2 交互波细节模拟	8
2.2.1 基于物理的方法	8
2.2.2 基于波动粒子的方法	9
2.2.3 基于二维浅水方程的方法	10
2.2.4 水面小波方法	11
2.3 海面网格模型	12
2.3.1 同心圆网格	12
2.3.2 投射网格	13
2.3.3 四叉树 LOD 网格	13
2.4 海洋光照技术	14
2.4.1 通透度计算	15
2.4.2 反射光计算	16
2.5 本章小结	17
第三章 大规模海洋绘制	18
3.1 海洋高度场生成	18
3.1.1 频域下的高度信息生成	18
3.1.2 时域下的高度生成与法线生成	19

3.1.3 多层级映射结构	20
3.2 海洋网格模型建立	23
3.3 海洋综合光照模型	24
3.3.1 海洋表面反射光计算	25
3.3.2 海洋表面散射光计算	27
3.3.3 波浪特征值与白沫	31
3.4 实验结果与分析	32
3.4.1 测试环境	32
3.4.2 绘制效果	33
3.4.3 实验分析	36
3.5 本章小结	37
第四章 局部海面细节模拟	38
4.1 海洋拍岸特效	38
4.1.1 波形生成	39
4.1.2 二维距离场生成	39
4.2 船只交互波特效	41
4.2.1 二维浅水方程	41
4.2.3 船体运动计算	43
4.2.3 艇浪与艉浪的生成	44
4.2.4 实验分析	47
4.3 本章小结	49
第五章 系统框架设计与实现	50
5.1 海洋模块设计	50
5.2 光照计算流程	53
5.3 海岸线处理	54
第六章 总结与展望	55
参考文献	57
致谢	60
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明	61

第一章 引言

1.1 研究背景与研究意义

在计算机中模拟真实环境一直是图形学中十分重要的一个领域，在飞行模拟、视景仿真等领域中有着广泛的应用。真实的自然环境如山脉、植被、海洋等，均具有十分复杂的结构特征，其中尤以海洋为甚。

对于真实海洋的模拟，除了需要表现出海洋在全局下的海浪涌动与泡沫破碎现象，还需要表现出局部的如拍岸的碎浪、航行船只尾迹等现象。不同时空条件下的海洋有很大的不同：在空间上，深海处的海浪形态主要受到重力与海洋表面风力影响，呈现全局统一的运动形态，而浅海处的海浪则受到风力与海底不规则地形的影响，形成局部的卷浪现象；在时间上，海洋的光照射颜色与不同时刻的太阳光照相关，如正午时刻的海洋表面呈现的是均匀的蓝色，而傍晚时刻海洋则会受到大气折射的影响而呈现橘色。正由于海洋多变的形态，使得如何正确表现海洋成了一个极具吸引力的课题。在当前图形学的实时领域中，对于海洋波浪的模拟可以拆分为模拟受风力与重力影响形成的全局环境波浪和模拟受船只、礁石等碰撞物影响而形成的局部交互波浪两个课题。

对于全局环境波浪的生成，根据 Mihalef 等人[1]所述，可以将海浪分解为三个层次的浪：大范围的卷浪（Overturns）和浪尖破碎（Breaks），中范围的水面波纹（Ripples）和局部范围的浪花（Spray）和泡沫（Foam）。主流的算法可以分为基于正弦函数的方法和基于快速傅里叶变换的方法两类。基于数学构造的方法通过函数曲线的模拟海浪的几何外观，其最早由 1986 年 Peachey[2]采用组合正弦函数与指数函数的方式来模拟海洋波浪，但由于正弦波较为平滑的特性，使得其不适用于模拟风浪汹涌的海面；同年 Fournier 等人[3]将 Gerstner 波引入水体渲染领域中，Gerstner 波相对于正弦波其可以模拟波峰尖锐，波谷宽阔的海浪，且能通过参数控制其浪尖的尖锐度，由此成为主流的方案。由数学函数构建的方法，拥有较好的效率及较少的内存开销，但对于经验函数的建立往往受限于参数，不能保证真实感。而基于快速傅里叶变换的方法由 Tessendorf[4]系统整理，通过对测量统计数据获得的波浪谱进行建模，因而有较高的真实感。常见的波浪谱有 P-M 谱、Jonswap 谱、Phillips 谱等，其可以综合表述风力与重力对海浪的影响。基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术在电影领域如《泰坦尼克号》中已经证明了其可靠的海洋真实感模拟效果，随着硬件计算力的提升也逐渐运用在实时计算领域。

对于交互波浪的生成，核心为求解纳维-斯托克斯（N-S）方程。在离线渲染领域，基于物理模型求解三维 N-S 方程可以提供非常丰富的海浪细节，但受限于计算力，实

时领域难以对三维 N-S 方程进行求解。实时领域往往将海面看成平面，将三维 N-S 方程简化为二维浅水方程 (Surface Wave Equation)，从而将计算三维体素的复杂度降低到计算二维像素的复杂度。主流的求解方法分为欧拉方法和拉格朗日方法两种：前者以 Yuksel[5]于 2007 年提出的波动粒子方法进行解算为代表，该方法的核心思想是采用粒子代表每一个水波，并允许波反射以及与动态对象的相互作用；后者以 Cords H 等人 [6]于 2009 年结合拓展波动方程与动态网格为代表，其能在全局环境下通过建立局部网格对其中的船体进行尾迹解算。

在目前常见的海洋场景应用如游戏、影视等领域，往往只需要保证局部空间下海洋的高度真实感。而在视景仿真系统中，除此之外还需要兼顾全局海洋中各种海洋伴随现象的视觉统一以及较低的计算开销。现有的视景仿真系统往往侧重于性能而牺牲了真实感，本文在保证性能的前提下，提出能够模拟具有高度真实感海洋的有效方法，包括全局环境波浪与局部交互波浪的建立以及高度真实的海洋光照模型，能够很好地模拟海洋的真实特征。

1.2 本文主要内容

本文的工作基于现有的 VIWO 系统上开发。VIWO（虚拟地球）系统是北京大学图形与交互实验室研发的一套全球尺度下的三维视景仿真应用平台，该系统可以实现大规模地形和交互场景的管理与展示，同时具备飞行模拟的功能。本文在该系统上进行大规模开放性的海洋场景的模拟，其光照模型能够遵从不同时刻不同地点大气条件的光照规律，同时也可根据具体的应用需求控制海面浪级、海陆交界的拍岸卷浪、船舶尾迹与船舶动力解算等功能。

本文的主要工作主要有：

1. 在全球的尺度下使用基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术构建大规模开放性的海洋场景。该工作分析了不同海况的多种海洋波浪谱模型，并采用多层级映射结构以保证不同视点高度下海面的无重复性，同时基于地形的高度信息实现海陆交界处的拍岸特效。

2. 设计契合动态大气光照条件下的光照渲染模型。海洋的光照模型涉及到折射、反射、散射等光学现象，且受到了大气密度、日月光照、水体粒子属性等影响，同时伴随碎波会出现浪尖白沫现象。本文的工作会将大气散射、海洋表面与水体光线传播作为整体考虑，结合几何体法线以及双向反射分布函数，设计出高度真实可信的光照渲染模型。

3. 设计满足物理近似的船体动力学以及船舶与海洋交互方案。在保证运行效率的前提下，实现受船体刚体特征控制的物理航行仿真以及所伴随的船艏排浪、船尾尾迹

效果。

1.3 本文结构

第一章为绪论。主要介绍本论文的研究目的以及对当前该领域的相关研究内容进行概述。

第二章为相关研究综述。主要介绍了基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术中所用的多种波浪谱、海洋表面网格的几种网格模型、海洋表面光照计算的相关研究以及主流的局部交互波模拟方案。

第三章介绍了大规模海洋绘制的关键技术，包括基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术、使用四叉树 LOD 细分网格结构的全球海面网格构造方案、消除纹理重复性的策略以及综合考虑大气反射、太阳光反射、海底散射以及浪尖白沫的综合光照渲染模型。

第四章介绍了如何实现海洋的局部交互现象。就常见的拍岸现象以及船舶航行伴随的船艏排浪、船艉尾迹现象进行了实现。

第五章在前两章的基础上给出了视景仿真系统中海洋模块的设计框架以及相关实现细节。

第六章为总结与展望。对本文三四五章介绍的内容进行总结，同时对于研究过程中遇到的困难以及查阅的相关文献，给出未来能够进一步改进工作的方向。

第二章 相关研究背景

海洋的绘制与模拟是计算机图形学领域研究的热点，针对大规模开放性的海洋场景的模拟实现这一关键问题，本章将介绍应用在使用快速傅里叶变换进行海洋高度场生成技术中所使用的常见海洋波浪谱模型；介绍用以模拟局部海洋交互波现象的多种方案；介绍多种能够用以大规模海洋表面的网格模型结构；综合考虑光线与海洋的复杂交互作用，分别介绍业界对于实现光线在与海洋接触传输过程中所产生的多种光照现象的光照模型研究。

2.1 海洋波浪谱模型

根据对深海海浪的相关研究[8]，当海风作用于海面时，海面的波浪可以视为主方向与海风同向的波族，因此可以将海浪近似分解为若干个不同方向、频率、波长的正弦函数的线性叠加。经过海洋学家的大量研究，每个波浪虽然在波高、波长等特征上是随机变化的，但在同一种海况下针对某一特定特征参数，不同波形出现的次数符合一定规律的分布，因而可以通过频域上的波浪谱（wave spectrum）来反映不同波长不同波高的波浪的分布规律，利用谱分析的方法确定波浪分布的特征。在世界坐标系xyz下，y轴朝上，设定海平面为xz平面，在 $L \times L$ 区域内有 $N \times N$ 个采样点，则对于水平位置 $\mathbf{x} = (x, z)$ ，其表面高度值 $h(\mathbf{x}, t)$ 可以视为在时间t下多个正弦函数的叠加：

$$h(\mathbf{x}, t) = \sum_{\mathbf{k}} \tilde{h}(\mathbf{k}, t) e^{i\mathbf{k}^T t} \quad (2.1)$$

式中 $\mathbf{k} = (k_x, k_z)$ 为主要频率分量的波矢量， $k_x = 2\pi n/L_x$ ， $k_z = 2\pi n/L_z$ ， $-N/2 < n < N/2$ 。 $\tilde{h}(\mathbf{k}, t)$ 表示波矢量 \mathbf{k} 在时刻t时于频域上的振幅值。根据 Kinsman 等人[9]的研究，特定波浪谱可以表现处于特定的风速、海面深度下的海洋状态，不同因素对海洋表面波浪的影响如图 2.1 所示，对于低风级的海面，风力作用使得平静海面产生细小波浪，同时重力作用使得波浪会趋于平复；而对于高风级的海面，海浪主要由地震或风暴产生，其经过地球自转偏向力才能平复。基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术可以基于波浪谱快速模拟出 20~2000 米的全局环境波浪，且通过波浪谱的建模能够很好的表现物理真实的海浪动态运动过程，因而本文的全局海洋模拟基于此方案实现。

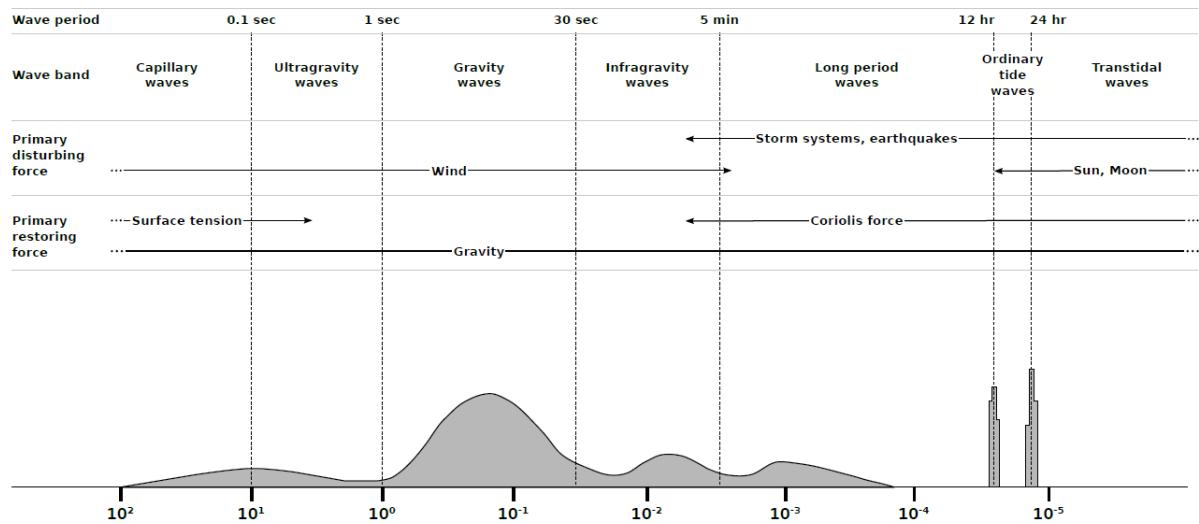


图 2.1 不同因素对深海海浪频率的影响[7]

对于波浪谱的研究，海洋学家根据统计学抽象出的多种数学模型，用以反映不同环境下的海浪能级分布。波浪谱分为一维的频率谱和二维的方向谱，以下将分别介绍两类主流的波浪谱。

2.1.1 Pierson Moskowitz 波浪谱

该波浪谱是 Pierson 等人[10]于 1964 年基于北大西洋的船只观察数据得出的一维波浪谱，其可以表示不同海面风力对海面形态的影响，被 ITCC（国际船模试验池会议）列为标准单参数谱。该模型的数学表示如下：

$$\theta(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} e^{-\beta \left(\frac{g}{U_{19.5}}\omega\right)^4} \quad (2.2)$$

式中 $\alpha = 8.1 \times 10^{-3}$, $\beta = 7.4 \times 10^{-1}$, 而 $U_{19.5}$ 表示高于海面 19.5 米处的风速。由于 P-M 谱仅包含风速单一参数，因此其仅适用于表现深海在低风级下海浪形态均匀的情况，不足以表达更复杂海浪形态，但其作为最早被提出的波浪谱，为其他波浪谱提供了基本形式。

2.1.2 JONSWAP 波浪谱

JONSWAP 波浪谱是由 Hasselman 等人[11]根据北海波浪联合研究计划 (Joint North Sea Wave Project) 中获取的海洋数据得出的波浪谱，其在 Pierson Moskowitz 波浪谱的基础上，增加了峰值增强因子 γ^r 。该模型的数学表示如下：

$$\theta(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} e^{-\frac{5}{4}\left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4} \gamma^r \quad (2.3)$$

式中 $r = e^{-\frac{(\omega-\omega_p)^2}{2\sigma^2\omega_p^2}}$, $\alpha = 0.076 \left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-0.22}$, $\omega_p = 22 \left(\frac{U_{10}F}{g^2}\right)^{-0.33}$, $\sigma = \begin{cases} 0.07, \omega \leq \omega_p \\ 0.09, \omega > \omega_p \end{cases}$, γ 根据风级取区间值[1,7], U_{10} 表示高于海面 10 米处的风速。同 P-M 谱一样, 其也仅适用于表现深海海浪形态均匀的情况。

2.1.3 Phillips 波浪谱

Phillips 是 Tessendorff[4]于 1999 年总结的一种二维波浪谱, 其同样用于表现深海处的均匀海况, 但在一维频率谱的基础上引入风向对海面的影响。该模型的数学表示如下:

$$\theta(\mathbf{k}) = A \frac{e^{-(kL)^{-2} - (kl)^2}}{k^4} |\mathbf{k}_n^T \mathbf{w}_n|^2 \quad (2.4)$$

式中 $\mathbf{k}_n = \mathbf{k}/\|\mathbf{k}\|$ 为波矢量, $\mathbf{w}_n = \mathbf{w}/\|\mathbf{w}\|$ 表示风向与风速, A 为振幅, L 表示风速持续为 $\|\mathbf{w}\|$ 时可能出现的最大波浪, l 用以消除频率远小于最大波浪处频率的波浪, 本文使用 $l = 10^{-3}L$ 。 $|\mathbf{k}_n^T \mathbf{w}_n|^2$ 为方向约束函数, 用以消除与风向垂直方向移动的波浪。

2.1.4 Unified 波浪谱

Unified 波浪谱是 Elfouhaily 等人[12]于 1997 年提出的长短波统一谱。其数学表示如下:

$$\theta(k, \theta) = \frac{1}{2\pi} \theta(k) \{1 + \Delta(k) + \cos[2(\theta - \theta_p)]\} \quad (2.5)$$

公式后半部分为方向约束函数, 式中 θ 为波传播方向, θ_p 为谱峰处的波浪传播方向。而对于 $\theta(k)$ 波数分布函数, 根据波浪波数的分布, 可以将海面的波分解为长波与短波, 以 k_p 为波峰处的波数, 则前者的波数区间为 $k \in [0, 10 \cdot k_p]$ 而后者的波数区间为 $k \in [10 \cdot k_p, +\infty)$ 。相对于前三种波浪谱, Unified 谱可以表现出海浪主要受重力影响而产生的毛细重力波, 其将波浪谱分为长波谱 B_l 和短波谱 B_h 两部分考虑:

$$\theta(k) = k^{-3}(B_l + B_h) \quad (2.6)$$

其中对于长波谱 B_l 的表示如下:

$$B_l = \frac{1}{2} \alpha_p \frac{c_p}{c} F_p \quad (2.7)$$

式中 $c = \frac{\omega}{k}$ 为相速度, c_p 为波峰处的相速度, $\alpha_p = 0.006\sqrt{\Omega_c}$, 此处 Ω_c 为逆波龄系数, 反映海浪受风的影响程度, 可以使用风区 τ 计算:

$$\Omega_c = 0.84 \tanh \left[\left(\frac{\tau}{\tau_0} \right)^{0.4} \right]^{-0.75} \quad (2.8)$$

式中 $\tau_0 = 2.2 \times 10^4$, 对于高风级的海况, τ 接近正无穷, 此时 Ω_c 可以取值 0.84。

F_p 被称为长波侧生方程 (Long Wave Side Effect Function), 其数学表示如下:

$$F_p = L_{PM} J_p e^{-\frac{\Omega_c}{\sqrt{10}} \left(\sqrt{\frac{k}{k_p}} - 1 \right)} \quad (2.9)$$

式中 L_{PM} 为 JONSWAP 波浪谱的简化形式, 其数学表示为:

$$L_{PM}(k) = e^{-\frac{5}{4} \left(\frac{k_p}{k} \right)^2} \quad (2.10)$$

式中 $k_p = g (\Omega_c^2) / (U_{10}^2)$ 控制波浪谱峰值处的波数, U_{10} 表示海面上十米处的风速。

而对于短波谱 B_h 的表示如下:

$$B_h = \frac{1}{2} \alpha_m \frac{c_m}{c} F_m \quad (2.11)$$

式中 c 为相位速度, 而短波谱波峰处的相位速度 $c_m = 0.23 m s^{-1}$ 。 F_m 为短波侧生函数 (Short Wave Side Effect Function), 其数学表示如下:

$$F_m = L_{PM} J_p e^{-\frac{1}{4} \left(\frac{k}{k_m} - 1 \right)^2} \quad (2.12)$$

而对平衡范围系数 α_m 的求解, 使用二阶段对数求解法计算:

$$\alpha_m = 10^{-2} \begin{cases} 1 + \ln \left(\frac{u^*}{c_m} \right) & u^* < c_m \\ 1 + 3 \ln \left(\frac{u^*}{c_m} \right) & u^* \geq c_m \end{cases} \quad (2.13)$$

式中 u^* 表示海面的摩擦系数, 根据 von Kármán 等人的定义:

$$u^* = \kappa U_{10} \left[\ln \frac{10}{z_0} \right]^{-1} \quad (2.14)$$

式中 $\kappa = 0.41$ 为 von Kármán 常数, z_0 为粗糙度系数, Elfouhaily[12]对其的定义为:

$$z_0 = 3.7 \times 10^{-5} \frac{U_{10}^2}{g} \left(\frac{U_{10}}{c_p} \right)^{0.9} \quad (2.15)$$

2.2 交互波细节模拟

前文所述的方法适用于产生开放海洋表面的全局环境波浪，而对于模拟舰船航行时候形成的航迹需要进行局部交互波浪的模拟。舰船在海上航行时会在船的前后两侧形成两条航迹。由图 2.2 所示，一条为水体与船艏发生碰撞形成的海浪，在初始时波峰被白沫所覆盖，而后随着波浪运动远离船体而消失，这部分的波浪被称为艏浪；还有一条是在船尾处，由于螺旋桨的作用而形成的激流区，产生旋涡和环流，这部分的波浪被称为艉浪。

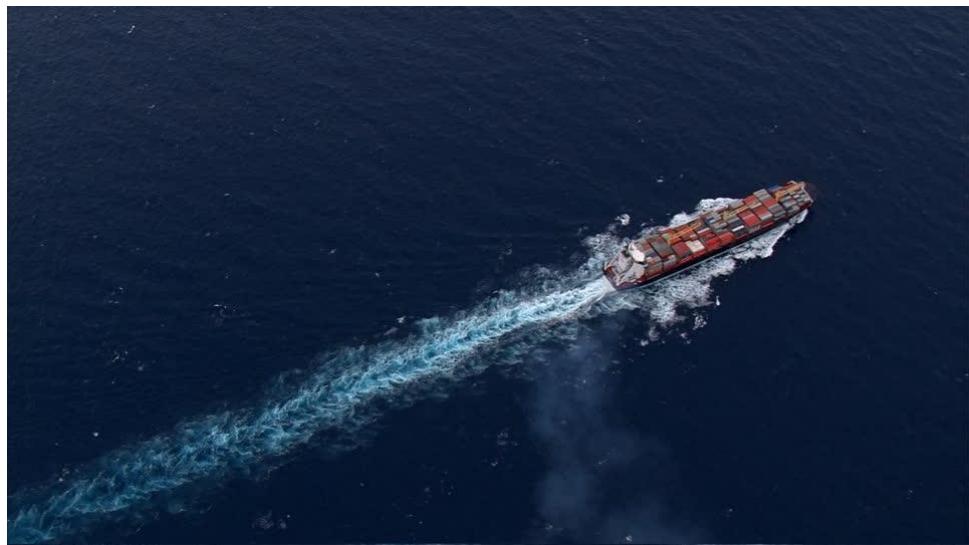


图 2.2 船只航行尾迹示意图

对于交互波模拟，主流的方法有基于物理求解三维 N-S 方程的方法、基于二维浅水方程求解的方法、基于波动粒子的方法与水面小波方法四种，以下将分别对这四种方案进行介绍。

2.2.1 基于物理的方法

基于物理的流体模拟方法计算开销较大，因而主要用于离线渲染，在电影工业中具有很好的运用，如 Realflow、Bifrost、Houdini 等专业流体解算程序。基于物理的流体模拟方法核心是对纳维-斯托克斯（Navier-Stokes,N-S）方程进行求解。N-S 方程是一组描述液体和空气之类的粘性不可压缩流体动量守恒的运动方程，最早由 Navier 在 1827 年提出。其可以描述液体任意给定区域的力的动态平衡，因此广泛用于水体、天气、水流、气流等流体运动领域。N-S 方程的数学表示如下：

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \cdot \nabla u = -\frac{\nabla p}{\rho} + g + \nu \nabla^2 u \quad (2.16)$$

$$\nabla \cdot u = 0 \quad (2.17)$$

式中 u 为流体速度矢量, p 为流体压力, ρ 为流体密度, ν 为运动粘度系数, ∇ 为梯度微分, ∇^2 为拉普拉斯算子。

如文献[41]所述, 常用的求解 N-S 方程的方法有欧拉方法 (Eularian Method) 和拉格朗日方法 (Lagrangian Method) 两种:

拉格朗日方法是一种基于粒子的方法。它将流体视为无穷多个微粒的集合, 对流体的解转变为对流体中某一指定微粒的速度、压强、密度等参数随时间的变化, 以及研究由一个流体微粒转到其他流体微粒时参数的变化, 以此来研究整个流体的运动。最常用的拉格朗日方法是光滑粒子流体力学(Smoothed Particle Hydrodynamics, SPH)方法, 其核心渲染思想为流体模拟产生粒子, 然后根据粒子的点云数据构造几何体表面网格以产生波浪。

欧拉方法是一种基于网格的方法。它对模拟流体的局部网格空间中各个网格点处的运动着手, 计算当前时刻每一个网格点处流体的速度、压强、密度等参数, 以及网格点间的参数变化。相对于拉格朗日方法直观计算粒子的流体属性, 欧拉法能够更加方便的计算出物理量相对于空间的变化, 因而更加适用于全局场景中的局部流体模拟。

2.2.2 基于波动粒子的方法

波动粒子 (Wave Particle) 方法最初由 Yuksel[5]于 2007 年提出, 其为对二维 N-S 方程使用拉格朗日法求解的思路。该方法的核心思想是采用粒子代表每一个水面凸起, 通过粒子间及粒子与碰撞体间的相互作用来进行求解, 因而该方法的复杂度与粒子数量及船只数量相关。通过使用一组波动粒子的集合来模拟当个波浪, 则对于波浪的计算只需考虑每个波动粒子的边界碰撞与能量衰减情况, 每一个波动粒子除了位置信息外, 还可以带有描述其形状和行为的其他属性, 例如振幅 (Amplitude) 和半径 (Radius)。

考虑到粒子间距会随着运动距离的增大而增大, 当间距过大时会导致粒子间无法生成连续波, 因此还需要对粒子进行分裂处理。如图 2.3(e), 当相邻波动粒子之间的距离大于半径的一半时, 该方法会将一个波动粒子转换为三个新的波动粒子。新的波动粒子直接从现有波动粒子中吸收能量, 即每个新粒子的振幅为原粒子的振幅的三分之一, 从而减小了现有波动粒子的振幅, 且整体波峰的总振幅保持不变。

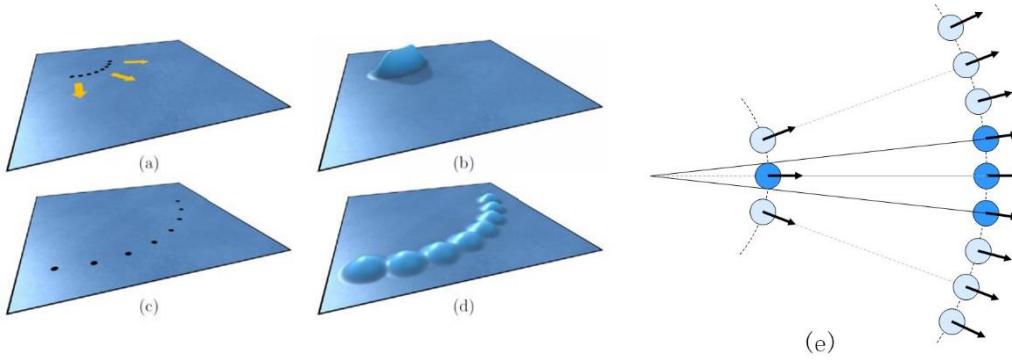


图 2.3 图(a)和(b)分别是波动粒子的初始位置和它们形成的波峰; (c)和(d)是波粒子经过一定距离后的位置和波动粒子形状; (e)为相同扩散角度的相邻粒子之间通过插值保证距离 [5]

在确定了粒子的空间后，通过对粒子做两次模糊处理便可得到波动的高度场。而对于模糊处理的核的选择可以影响波的形态，可以采用 Gerstner 核进行模糊处理，即可得到最终的高度场。

2.2.3 基于二维浅水方程的方法

基于二维浅水方程（Shallow Wave Equation）的方法为 Cords H 等人[6]于 2009 年提出，其将海洋表面近似为二维平面，对欧拉方程使用欧拉法求解实现。该方法通过在全局网格下对每个参与模拟的碰撞体建立局部动态网格，在每个局部网格下进行解算生成独立的高度场数据并最终线性叠加实现较为近似的海面波动模拟。使用二维偏微分计算二维浅水方程得到的对流（advection）方程的数学表达如下：

$$\Delta f(\mathbf{x}, t) - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 f(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} = 0 \quad (2.18)$$

式中 $\mathbf{x} \in \mathbb{R}^2$ 为网格顶点的空间位置， t 为时间， Δ 为拉普拉斯算子， c 为波传播速度，对于浅水区域其速度关联水的深度。对于对流方程的离散计算，Cords H 等人[6]通过有限差分法建立二维网格平面上对对流方程进行求解，对于任意网格点的高度值可以通过前两个时刻的高度信息进行求解：

$$z_{i,j}^{t+1} = a \cdot \sum_{\substack{k=i \pm 1, l=j \\ k=i, l=j \pm 1}} z_{k,l}^t + (2 - 4a) \cdot z_{i,j}^t - z_{i,j}^{t-1} \quad (2.19)$$

式中 $a = c^2 \Delta t^2 / h^2$ 。通过对每个船体建立以船体为坐标中心的矩形计算网格并利用 GPU 的高效并行计算，该方法可以快速地在开放平面中进行较好的局部交互波模拟，且其时间复杂度仅与船只数量和网格分辨率相关。

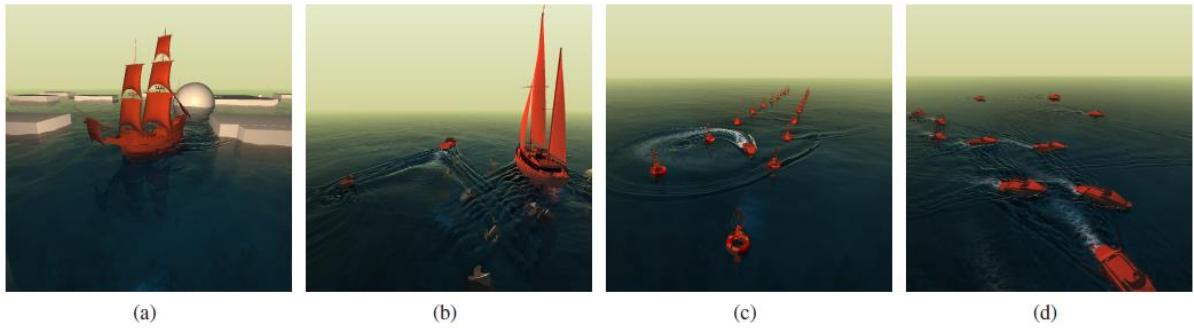


图 2.4 二维浅水方程方法实现效果 [6]

2.2.4 水面小波方法

水面小波方法（Water Surface Wavelets）为 Jeschke 等人[13]于 2018 年做出改进的水体解算方法。相对于前两种方法，该方法可以全局统一地模拟船体、漂浮物、海岸等障碍物对海面的影响（如图 2.5），且不受限于 CFL 条件（对于速度更快的物体需要更小的时间步长）限制。该方法在基于快速傅里叶变换的海浪生成方法的基础上，将全局余弦波分解成一系列更短的波分量，通过对纳维-斯托克斯方程运用欧拉方法求解，将海洋波浪模型与空间方程、频率方程与方向方程相结合，自由度与空间区域有关，与波动与障碍物的复杂度无关。



图 2.5 水面小波方法可以模拟大量碰撞体 [13]

该方法虽继承频域生成方案的优点，能够保证波浪的细节同时与障碍物复杂度无关，但其在 GTX1070 的实验平台上对于 16 平方千米的水域进行模拟的计算开销达到每帧 16ms，因此还无法应用于视景仿真系统中开放海面的局部交互波模拟。

2.3 海面网格模型

在海洋绘制过程中，海浪表面通常近似为平面并采用平面网格模型进行构造。最常见的网格为均匀的平面网格，其每个单元格所占的世界空间是一致的，但所占的屏幕空间并不一致。对于单一视角的应用，远处的网格数据会存在相当大的冗余，因此在实际应用过程中往往采取特定变形网格以降低冗余。对于网格模型的设计，需要兼顾实时性与真实感的考虑，若网格间距过小，会增加计算的负荷而影响实时性；若网格间距过大，势必影响海浪表面形态的精确度。以下介绍几种常见的平面网格模型：

2.3.1 同心圆网格

同心圆网格在文献[14]中提及，其特点是网格间距直接关联视点与海浪高度。射线网格如图 2.6 所示

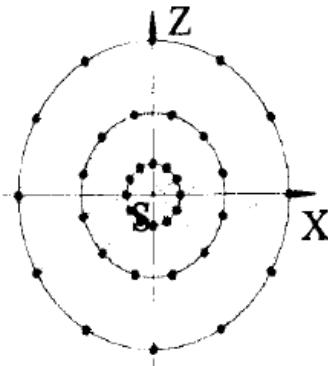


图 2.6 射线网格示意图

如文献[14]所述，在世界坐标系 xyz 中模拟海平面 xz，以 y 轴为上，视点位置为 $\mathbf{c} = (c_x, c_y, c_z)$ 为中心，最远裁切距离 R_{max} ，以 C 为圆心，以 R_{max} 为最大半径做 N 个同心圆，对第 ($1 \leq i \leq N$) 个同心圆从 $i\pi/M$ 弧度进行 M 等分，顶点总数为 $M \times N$ ，则对于每顶点位置 (x_{ij}, y_{ij}, z_{ij}) ，其计算公式为：

$$\begin{cases} x_{ij} = c_x + R_i \cos\left(\frac{2\pi j}{M} + \frac{\pi i}{M}\right) \\ y_{ij} = H(c) \\ z_{ij} = c_z + R_i \sin\left(\frac{2\pi j}{M} + \frac{\pi i}{M}\right) \end{cases}, \quad i = 1, 2, \dots, N, j = 1, 2, \dots, M \quad (2.20)$$

同心圆网格能根据网格表面到视点的距离划分顶点的间距，从视点的任意方向出发，随视点距离的增加，顶点间距也随之增加，同时各方向上的网格疏密程度是一致的，具备基本的 LOD 层次结构。

2.3.2 投射网格

投射网格是在光栅化过程中投影 (projector) 空间坐标系阶段构造的网格，如图 2.7 所示。由于投影网格经过投影空间坐标系到屏幕空间坐标系的视口变化便能输出屏幕，因此在投影空间坐标系上构造均匀网格能保证顶点间距的一致，其算法如下：

1. 在投影空间坐标系创建一个规则的网格 Grid_p ，坐标区间为 $[-1,1]$ 。
2. 将上一步骤创建的网格 Grid_p 投影到世界空间坐标系下的一个水平面上，得到新网格 Grid_w
3. 对世界空间坐标系下生成的新网格 Grid_w 使用基于快速傅里叶变换的海洋高度场技术逐顶点计算顶点的海平面高度。
4. 根据变换矩阵将 Grid_w 变换回投影空间，输出屏幕。

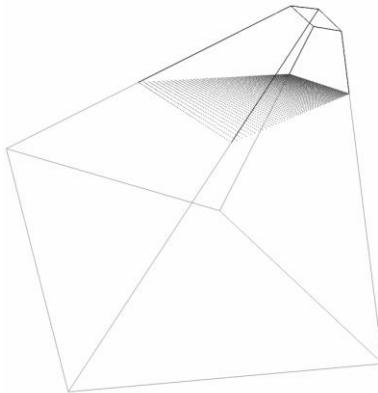


图 2.7 投射网格示意图

相对于同心圆网格的层级结构，投射网格能够更好的保证屏幕上的网格分布间距，因此在局部海洋的绘制中是更加有效的结构。

2.3.3 四叉树 LOD 网格

四叉树 LOD 网格是在三维地形绘制时常用的网格结构，其基础处理单元为以一系列顶点与三角形面片组成的正方形分块(patch)来拼接网格并划分层级，通常相邻层级的边顶点数相差一倍，根据视点的位置关系以控制分块的分裂。

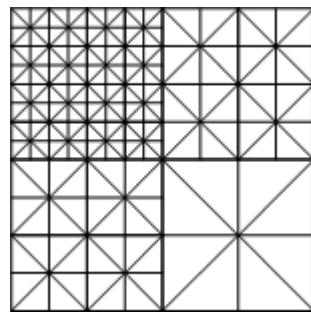


图 2.8 四叉树 LOD 网格示意图

文献[32]提出了基于 LOD 细分网格的过程式组织地形块构造方法，文献[33]引入四叉树管理分块的组织结构。四叉树 LOD 网格能保证视点近处的网格密度大，视点远处的网格密度小，因而同样适用于构造全球的海面网格。

2.4 海洋光照技术

在海洋绘制中，海水的光照着色结果受到诸多光照条件影响，大气、日月光照、天空光照以及海底的折射散射现象都能对海水的最终颜色产生影响。而不同时刻、不同地点的光照条件以及海水的光学性质皆有不同，因而对海洋光照的计算是一个很复杂的研究难点。

如文献[34]所述，海洋的着色计算需要考虑到漫反射、法线生成、次表面散射、反射、折射、白沫因素的影响。本节以此为分类简述几种对本文最终光照模型设定有参考价值的海洋光照方案。

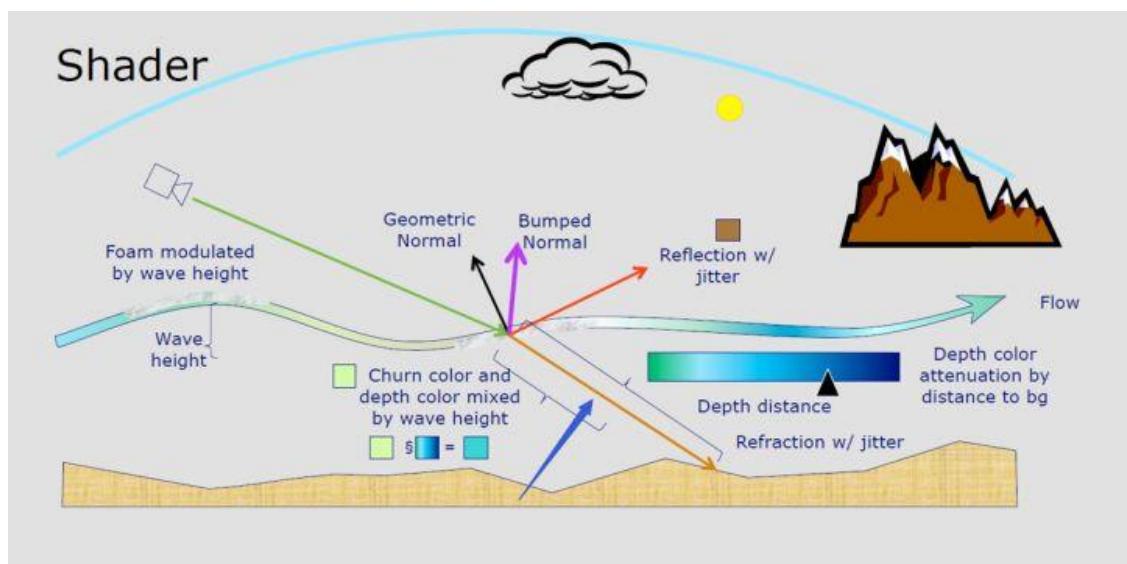


图 2.9 海洋着色要素示意图[34]

2.4.1 通透度计算

如图 2.9 所示, 当光线与海面发生接触时, 除了部分光线经反射作用返回空气之外, 还会有部分光线进入水面并与水体中的微粒发生散射折射作用。由于视点接收的光线并非由单一入射光线折射后出射而是许多光线经过复杂的多重散射作用出射, 且海水中不同微粒对不同波长光线的散射系数和折射系数不一致, 导致不同海况的海水呈现截然不同的颜色, 这种复杂的作用过程即为海洋的次表面散射。如何正确计算海水的次表面散射现象是表现海水通透度的重要因素, 其不仅受海水表面光照的影响, 也受到海水深度与水中微粒的影响。业界主流的方案可以划分为基于深度的查找表方法与次表面散射近似方法。

(1) 基于深度的查找表方法

基于深度的查找表方法 (LUT) 较为简单, 首先根据视线与深度缓存获取视线方向的水体像素深度值, 基于此深度值采样吸收/散射 LUT (Absorb/Scatter LUT) 纹理, 以控制不同深度水体的着色, 得到通透的水体质感表现。

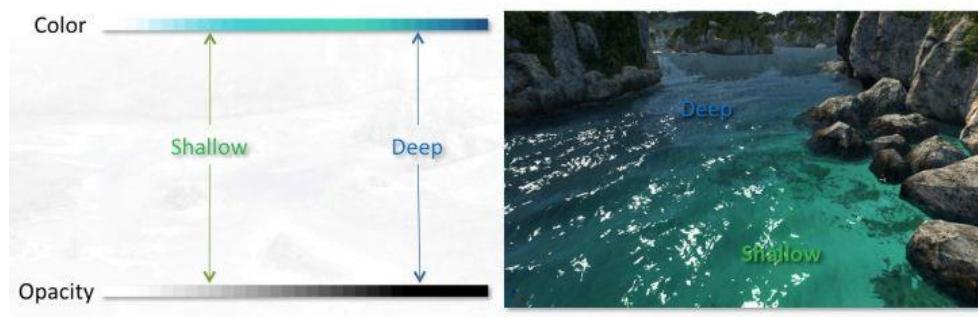


图 2.10 基于深度的查找表方法

(2) 次表面散射近似方法

次表面散射在皮肤、玉石等材质十分常见, 常用双向表面散射反射分布函数 BSSRDF 表述, 在实时领域对于精确求解 BSSRDF 方程十分困难, 通常采用基于预处理的方式进行求解。2008 年 Chang C W 等人[24]提出基于预积分贴图求解 BSSRDF 的方案, 将三维模型的辐照度预处理为二维的辐照度贴图, 在绘制的时候经过多重采样即可计算动态光照下的次表面散射材质, 该方法可以表现较为可信的次表面散射效果, 但其所需的预积分贴图不适用于动态模型表面。2011 年, Barre-Brisebois C[17]提出基于厚度因子进行的近似计算, 通过对入射光线、法线与视线的夹角进行计算得出光线的透射强度, 该方案的计算开销较小, 且厚度因子可以由波浪波峰的厚度得出, 较为适合用于水体的次表面散射计算。2016 年 Ma[23]等人提出的结合单次散射和多重散射的方案, 使用双级点光源漫反射法计算光线在水体中的复杂传输, 该方案无需预处理步

骤且能得到较真实的散射效果，但其对多重散射的计算需要 30 次以上才能获取较真实效果，因而效率较差。

(3) 基于固有光学特性方法

由于海水不是纯净的水体，其呈现的颜色与海水中的多种杂质的浓度分布有关。由于不同杂质对海水中传输的不同波长的光线的吸收系数和散射系数各有不同，如纯水对三色光的吸收系数为($0.309\text{m}^{-1}, 0.0477\text{m}^{-1}, 0.0153\text{m}^{-1}$)，叶绿素对三色光的吸收系数为($0.260\text{m}^{-1}, 0.357\text{m}^{-1}, 0.944\text{m}^{-1}$)，因而对水体的通透度计算可以转变为对水体中微粒的吸收与散射作用计算。2001 年 Premože 等人[36]，使用浑浊度属性参与计算着色方程，实现了深海与浅海区域的浑浊海水效果以及热带海洋水体效果。2011 年刘世光等人[29]提出了一种基于固有光学特性的浑浊水体真实感光照算法，为浑浊水体中的不同微粒物质建立吸收和散射模型，根据三色光光线在浑浊水体中的传播及其与不同物质颗粒的交互作用计算光能的衰减变化，并将其转换为 RGB 颜色系统进行真实感绘制实现实时绘制。2016 年 Ma 等人[23]进一步的拓展海水的固有光学特性(IOPs)描述，对其描述为以下属性：海水的吸收系数与散射系数、浮游植物的吸收系数、微粒物质的散射系数、水体可溶性有机物(CDOM)的吸收系数，并考虑到含有这些物质的海水所产生的次表面散射效果，实现不同海水浑浊条件下的不同效果。

2.4.2 反射光计算

光线在与海面发生交互时，除了一部分光线会进入水体传输，其余的光线会被反射。对于反射光线的计算，可以视作对天空光反射的计算与对太阳光/月光反射的计算。2003 年 Iwasaki 等人[37]介绍了一种体渲染技术，预计算散射贴图来对光线在水体中的多重散射过程进行计算，该方法可以表现出浑浊水体的特性，但并未考虑各微粒浓度的影响。2008 年任鸿翔等人[38]基于 Phong 光照模型，使用天空盒与双相机平面反射技术计算海洋表面的反射分量并模拟出海洋表面的高光效果，该方法也是当前游戏引擎中使用的反射技术。2010 年，Bruneton 等人[20]引入斜率方差，进行海平面的法线贴图与模型表面的过渡从而建立 BRDF 微面元模型进行反射光的计算，实时计算太阳光与天空光的强度与平均菲涅尔分量。该方法具备高度的真实感，但只考虑了海面反射效果，并未考虑到光线在海水内部经过复杂传输产生的次表面散射效果。2015 年 Zhang[39]针对太阳在贴近海平面时受大气折射出现的非椭圆现象，通过预计算折射贴图的方式实现的近海面太阳形状的变形与海面反射的变形。

2.5 本章小结

本章介绍了构造大规模开放海洋表面的相关主流技术方案，对基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术中所使用到的几种波浪谱进行概述和比较，确定了本文用于构造全局环境波浪的波浪谱；对流体模拟领域中实现海面局部交互波细节的四种常见方案的基本思路进行介绍，同时对比了各种方案的优缺点；对用以构建大规模开放海洋表面的常见平面网格结构进行介绍；对影响海洋最终着色的各个光学现象进行介绍，并着重介绍了当前对海水通透度计算与反射光计算的几种方案，为后续章节的实现提供理论基础。

第三章 大规模海洋绘制

本章将会介绍构造全局环境波浪的具体实现技术：根据不同的风级特征选定不同的波浪谱，并使用快速傅里叶变换工具将频域下的波浪谱转换为时域下的高度场；使用多层级映射结构解决贴图平铺导致的纹理重复问题；使用四叉树 LOD 网格构建全球海洋表面网格；设计能正确契合真实光照条件的海洋光照模型，其同时能表现浪尖白沫。

3.1 海洋高度场生成

3.1.1 频域下的高度信息生成

本文使用基于快速傅里叶变换的海洋高度场生成技术，如第二章所述，海浪的产生源于海洋表面风与重力的共同作用。当风作用于海面，首先由风浪产生高频短波，随着风能的稳定输入，一部分能量以波浪破碎等形式流失，一部分能力从高频率移入低频波，当风能与海浪耗散的能量趋于平衡状态，海浪的主要形态受低频波影响。对于波浪谱 $\theta(\mathbf{k})$ 的选择，Phillips 波浪谱作为风浪谱在低风级下有较好的表现，但在高风级条件下无法表现高频波的毛细聚拢现象，且海浪基本在一定范围内做正余弦运动，无法表现海浪逐渐涌起朝远方传播的过程。而 Unified 则考虑到了低频波与高频波的能量分布，因而本文对低风级的海况采用 Phillips 波浪谱，对高风级的海况采用 Unified 波浪谱进行模拟。

Phillips 波浪谱与 Unified 波浪谱的数学表述已在第二章第一节做过表述，此处不再重复。对于两种波浪谱均有 A 为海面振幅与风速 ω 的参数设定，对 A 和 ω 的参数设定可以参照蒲福风级，蒲福风级（Beaufort scale）是根据风对炊烟、沙尘、地物、渔船、渔浪等的影响程度而定出的风力等级，常用于估计风速的大小。按强弱，将风力划为 0-12 级，共 13 个等级，不同等级对应海况可以参照表 3.1。

表 3.1 蒲福风级风力表

风级	风速（每小时/公里）	风力名称	浪高（米）	海况
0	小于 2	Calm	0	平静如镜
1	2-6	Light air	0.1	波纹柔和，波峰不起白沫
2	7-12	Light breeze	0.2	小波相隔虽短，但波浪显著

3	13-19	Gentle breeze	0.6	小波较大，波峰开始破碎
4	10-30	Moderate breeze	1	小波较高，白头浪频密
5	31-40	Fresh breeze	2	中浪，中间有浪花飞溅
6	41-51	Strong breeze	3	大浪，四周都是白头浪
7	52-62	Near gale	4	海浪堆叠，碎浪白沫随风吹成条纹状
8	63-75	Gale	5.5	接近高浪
9	76-87	Strong gale	7	高浪，泡沫浓密
10	88-103	Storm	9	非常高浪，海面白茫茫
11	104-117	Violent storm	11.5	汹涌澎湃，浪高遮掩中型船只
12	118 以上	Hurricane	14+	极巨浪，全海皆白

如文献[4]所述，基于快速傅里叶变换生成的方法，在世界坐标系 xyz 下，y 轴朝上，设定海平面为 xz 平面，在 $L_x \times L_z$ 区域内有 $M \times N$ 个采样点，对时刻 t 下的采样点 $\mathbf{x} = (mL_x/M, nL_z/N)$ 处的振幅值 $h(\mathbf{x}, t)$ 有：

$$h(\mathbf{x}, t) = \sum_{\mathbf{k}} \tilde{h}(\mathbf{k}, t) e^{i\mathbf{k}^T t} \quad (3.1)$$

式中 $\mathbf{k} = (k_x, k_z)$ 表示波矢量， $k_x = 2\pi n/L_x$ ， $k_z = 2\pi n/L_z$ ， $-N/2 \leq n < N/2$ ， $-M/2 \leq m < M/2$ 。在确定波浪谱后可以依靠高斯随机数确定初始波幅值：

$$h_0(\mathbf{k}) = \frac{1}{\sqrt{2}} (\xi_i + i\xi_j) \sqrt{\theta(\mathbf{k})} \quad (3.3)$$

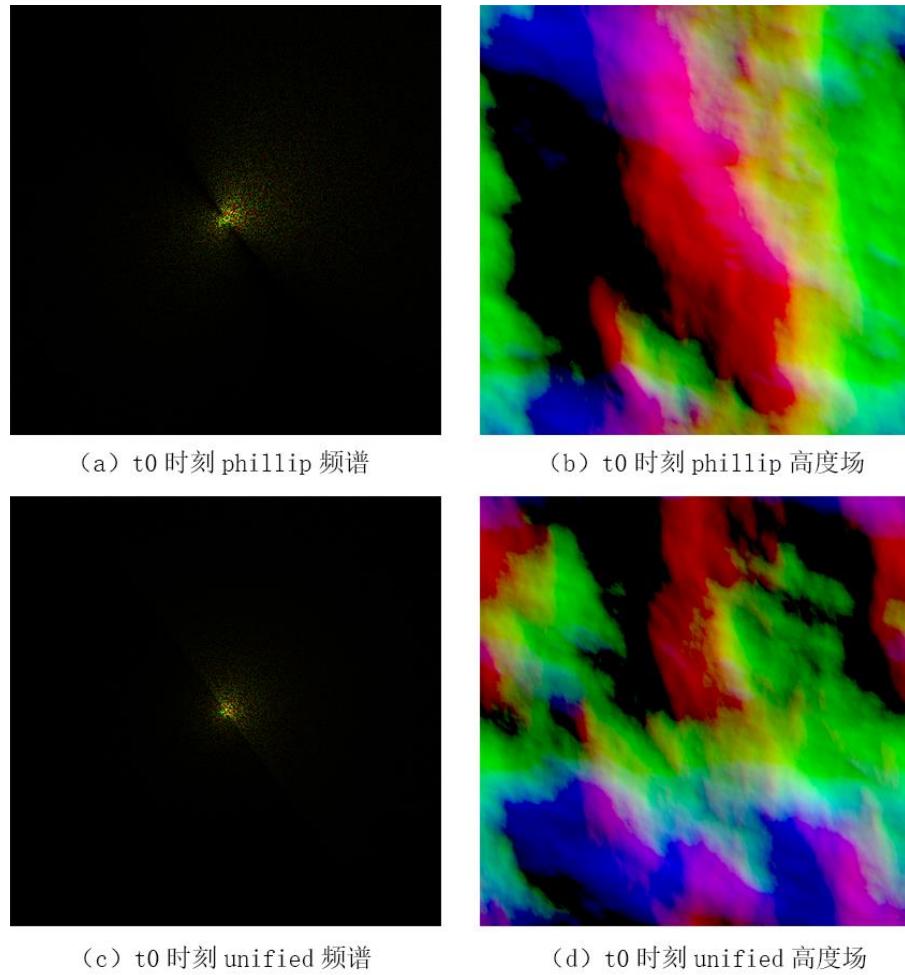
式中 $\xi_i, \xi_j \in [0, 1]$ 为相互独立的高斯随机数，其能更好的模拟无规律的随机波。在确定初始波幅值之后，根据 FFT 规律 $h(\mathbf{k}) = h(-\mathbf{k})$ ，可以得到时间 t 时频域上的波幅值：

$$\tilde{h}(\mathbf{k}, t) = h_0(\mathbf{k}) e^{i\omega(k)t} + h_0^*(-\mathbf{k}) e^{-i\omega(k)t} \quad (3.4)$$

而后可以利用 iFFT 工具得到时域下的海面高度场 $h(\mathbf{x}, t)$ 。

3.1.2 时域下的高度生成与法线生成

在前一小节介绍了如何获取时间 t 时频域上的波幅值 $\tilde{h}(\mathbf{k}, t)$ ，而后便可通过 iFFT 工具将频域上的波幅值 $\tilde{h}(\mathbf{k}, t)$ 转为时域上的高度值 $h(\mathbf{x}, t)$ 。对于 iFFT 工具，本文使用了 CUDA 的 cuFFT (CUDA Fast Fourier Transform) 库，它提供了一系列的函数帮助开发者进行快速傅里叶变换的运算，其中本文使用的 `cufftExecC2C()` 函数提供了单精度浮点数复数域到复数域的傅里叶变换，其能保证 $O(n \log n)$ 的时间复杂度。

图 3.1 t_0 时刻两种波浪谱的频谱与高度场

对于法线的生成，可以采用计算采样点间有限差分的方法，也可以采用 Tessendorf[4]所述的方法。本文采用后者即引入 choppy 值 ϵ 来对采样点 $\mathbf{x} = (x, z)$ 处的顶点在水平方向上进行扰动：

$$\mathbf{x} = \mathbf{x} + \epsilon D(\mathbf{x}, t) \quad (3.5)$$

式中 $D(\mathbf{x}, t)$ 为 xz 平面上的二维矢量，通过对公式 3.1 进行微分得出：

$$D(\mathbf{x}, t) = \sum_k -i \frac{\mathbf{k}}{k} \tilde{h}(\mathbf{k}, t) e^{i\mathbf{k}\cdot\mathbf{x}} \quad (3.6)$$

3.1.3 多层级映射结构

在视景仿真系统中，针对不同的应用需求，视点需要满足近海面到高空区间的连续过度。而由于经快速傅里叶变换所生成的高度图与法线图分辨率有限且为平铺排列，

因此若要保证在近海处有足够的细节，则容易在视点处于较高处出现严重的纹理重复效应问题（如图 3.2），这是影响真实感表现的严重问题。

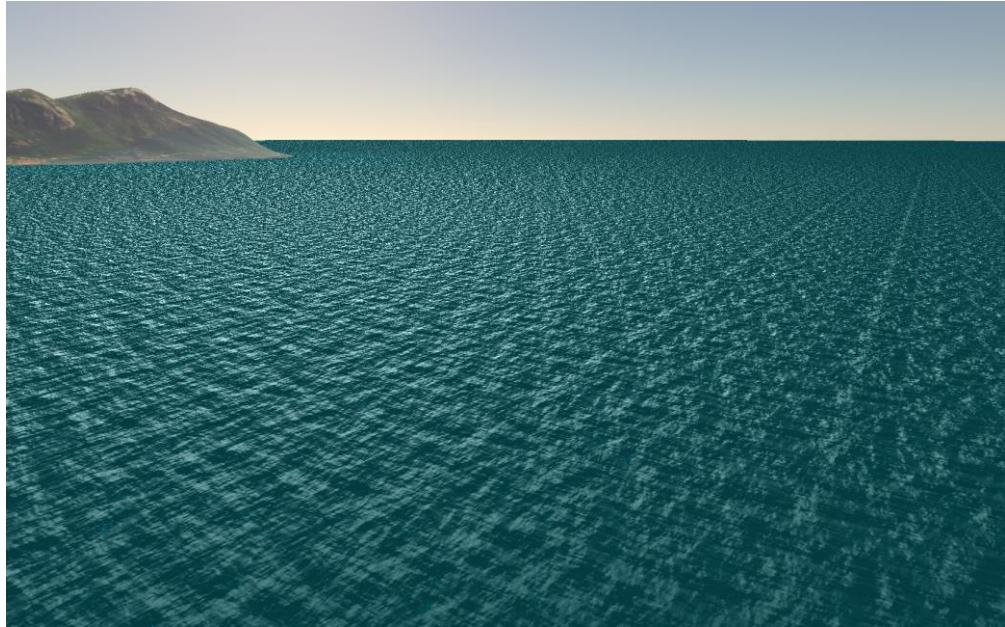


图 3.2 纹理重复效应问题

对此，本文使用多层次映射的方法来保证近海处的纹理细节，同时也能保证高空视角海面的无重复性。在快速傅里叶变换的过程中，式 3.2 可以通过保持空间范围 $L_x \times L_z$ 提高采样点数量 $M \times N$ 以解析更高频率的波，也可以通过缩小空间范围 $L_x \times L_z$ 保持采样点数量 $M \times N$ 以解析更高频率的波。其对应关系如图 3.3 所示：

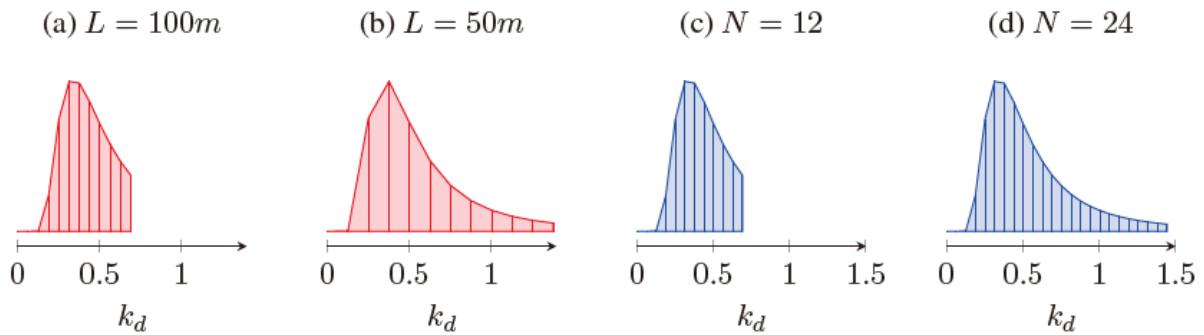


图 3.3 (a) (b) 同采样点数量 $N = 12$ 下，缩小一倍映射尺度 L 可以提高一倍的波数区间；
(c) (d) 同映射尺度 $L = 100m$ 下，提高一倍采样点数量 N 可以提高一倍的波数区间 [7]

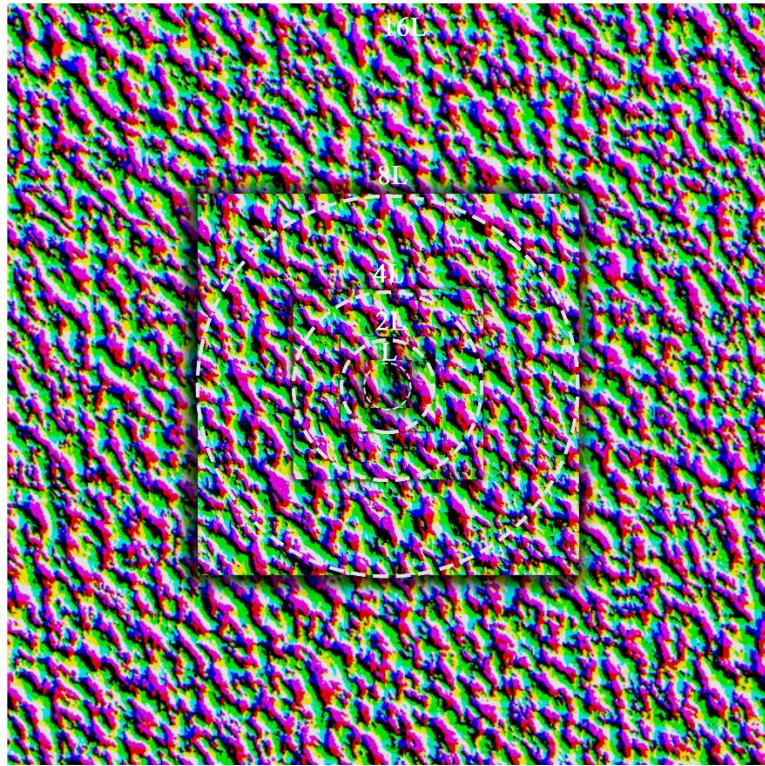


图 3.4 多层级映射示意图

因此基于空间范围 $L_x \times L_z$ 与采样点数量 $M \times N$ 的关系，可以设计以视点位置为中心的多层级映射方法（如图 3.4）：使用了 N 层高度图，其频域的初始波幅值均为 $h_0(\mathbf{k})$ ，且采样点数量相同，则能保证在频域上的同一时刻 t ，各层的波幅值 $\tilde{h}(\mathbf{k}, t)$ 相等。根据前文所述的采样关系，对于 $0 \leq i < N$ 层高度图，其空间映射尺度 L_i 为：

$$L_i = 2^i b, \quad i = 0, 1, \dots, N-1 \quad (3.7)$$

式中 b 为第 0 层的映射距离，则可以保证同一采样点 $\mathbf{x} = (x_x, y_x, z_x)$ 在对根据不同映射尺度 L_i 进行快速傅里叶变换所生成的多层高度图上均对应同一个波浪。在世界坐标系 xyz 下，y 轴朝上，设视点 $\mathbf{e} = (x_e, y_e, z_e)$ ，则采样点 \mathbf{x} 处的高度值 $h(\mathbf{x}, t)$ 可以由采样点到视点的距离 $D(\mathbf{x})$ 确定其所对应的 i 层高度图 $h_i(\mathbf{x}, t)$ 求得：

$$h(\mathbf{x}, t) = \begin{cases} h_{i-1}(\mathbf{x}, t) \frac{D(\mathbf{x}) - B_n(i)}{B_n(i) + B_f(i)} + h_i(\mathbf{x}, t) \left(1 - \frac{D(\mathbf{x}) - B_n(i)}{B_n(i) + B_f(i)}\right), & B_n(i) \leq D(\mathbf{x}) < B_f(i) \\ h_i(\mathbf{x}, t), & B_f(i) \leq D(\mathbf{x}) < B_n(i+1) \\ h_i(\mathbf{x}, t) \frac{D(\mathbf{x}) - B_n(i+1)}{B_n(i+1) + B_f(i+1)} + h_{i+1}(\mathbf{x}, t) \left(1 - \frac{D(\mathbf{x}) - B_n(i+1)}{B_n(i+1) + B_f(i+1)}\right), & B_n(i+1) \leq D(\mathbf{x}) < B_f(i+1) \end{cases} \quad (3.8)$$

式中 $D(\mathbf{x})$ 为 xz 平面上视点 \mathbf{e} 与采样点 \mathbf{x} 的间距：

$$D(\mathbf{x}) = \|\mathbf{x} - \mathbf{e}\| \quad (3.9)$$

$B_n(i)$ 与 $B_f(i)$ 为层级 i 的映射范围， $O(i)$ 为混合偏移距离， $s \in [0, 0.5]$ 为偏移缩放系

数：

$$B_n(i) = \begin{cases} 0, & i = 0 \\ 2^i b(1 - s), & i = 1, 2, \dots, N-1 \end{cases} \quad (3.10)$$

$$B_f(i) = 2^i b(1 + s), \quad i = 1, 2, \dots, N-1 \quad (3.11)$$

在使用多层次映射的方法时，可以根据视点高度 y_e 来暂停当前视点无需采样的层级的快速傅立叶变换计算以提高在高空视点下的计算效率，其最终效果如图 3.5，实验证明其可以有效地解决纹理重复性问题。

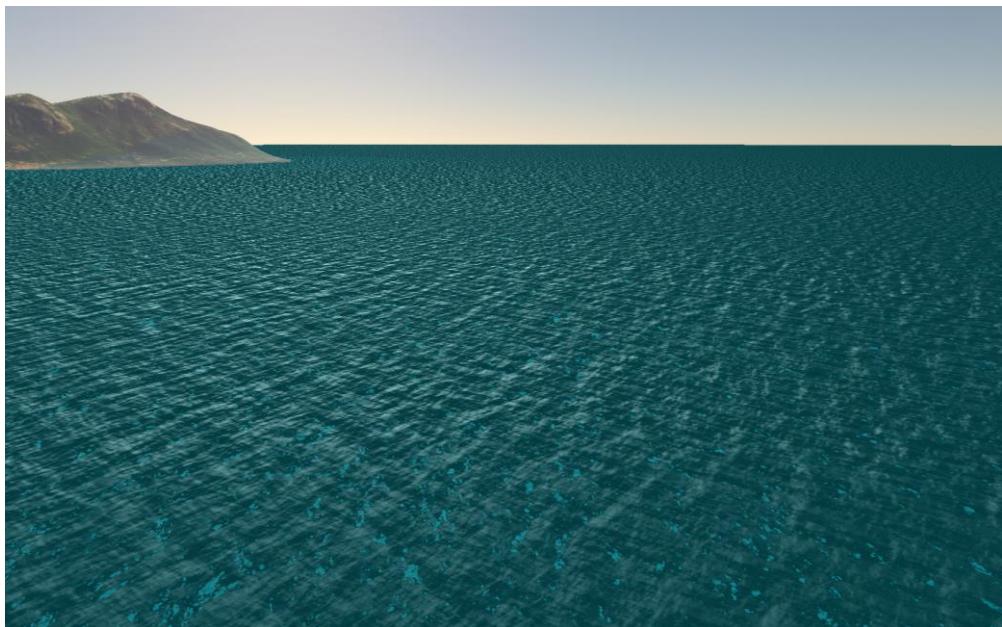


图 3.5 使用多层次映射结构的海面效果

3.2 海洋网格模型建立

如第二章所述，海面网格模型有同心圆模型、投射模型与四叉树 LOD 网格。由于本文需要构建全球尺度下的海洋环境，因此需要选择适用于构建视点从近海面到高空处均适用的网格结构：投射网格适用于建立局部平面水域，于高空处无法考虑曲率特征的影响；同心圆网格虽可以表现高空处特征，但较难处理海岸线陆地部分对海洋的剔除；而选用四叉树 LOD 网格可以兼顾以上两种考虑，且 VIWO 系统的地形模块同样使用四叉树 LOD 网格，因此本文选用的是四叉树 LOD 网格。

四叉树 LOD 网格的设计需要使用到 OpenGL 的细分曲面着色器（Tessellation Shader）。细分曲面着色器处于顶点着色器的下一个阶段，其使用一个新的几何图元类型，称为 Patch。当一个 Patch 被渲染时，细分控制着色器第一步执行，对 Patch 顶点进行操作，在细分曲面控制着色器完成之后，细分计算着色器会使用细分曲面坐标来放

置所生成的顶点，并且将它们发送到光栅化器，或发送到几何着色器做进一步处理。得益于 Patch 的机制与四叉树 LOD 中的分裂单元 Block 相匹配，本文对每个 Patch 网格的生成算法如下：

1. 对于视锥内的所有地形块，根据视点高度所处的高度区间设定基础细分数 $D_d = 2^i, i = 2, 3..N$, N 为最大细分数。
2. 从地形模块获取各个块的四个角顶点位置与块的层级 L_s ，以及四个邻块的层级 L_n 。根据受限空间四叉树的性质，如果两个块在空间中相邻，那么它们的层级最多相差 1。若邻块的层级 $L_n = L_s + 1$ ，则标记该边的细分数 $D_i = 2$ ；若邻块的层级 $L_n = L_s$ ，则标记该边的细分数 $D_i = 1$ 。
3. 若需要对船舶尾迹所处的网格进行网格加密，根据船舶位置与四个角顶点位置判断该块是否处于船舶尾迹范围内，而后设定加密细分数 $D_s = 2^{N+c}$, c 为网格加密的倍数。
4. 在细分控制着色器中对于正方形的细分分别由 `gl_TessLevelOuter[4]` 和 `gl_TessLevelInner[2]` 控制，从而确定 $gl_TessLevelOuter[i] = gl_TessLevelInner[i] = D_i \cdot \max(D_d, D_s)$ 。
5. 在细分计算着色器中对各个顶点，在局部空间坐标系中获取所映射的高度纹理，再通过变换矩阵转换至投影空间坐标系，进入下一步着色阶段。

如图 3.6 所示，该方法能在兼顾对效率的优化同时根据相机高度自适应顶点数量，同时相邻块能够无缝拼接。

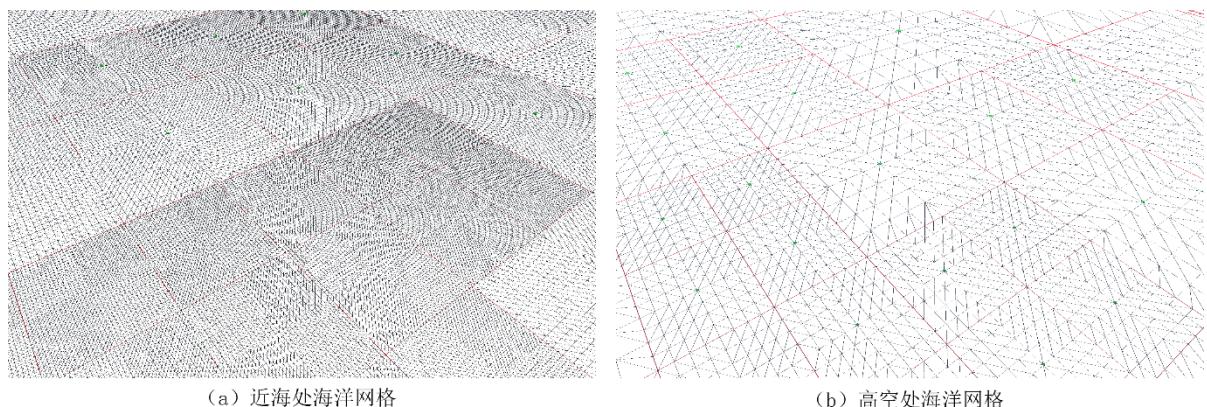


图 3.6 四叉树 LOD 网格效果

3.3 海洋综合光照模型

海洋的光照模型相对于普通非电解质或电解质材质复杂许多，当光线与海面发生

接触时，除了部分光线经反射作用返回空气之外，还会有部分光线进入水面并与水体中的微粒发生散射折射作用。由于视点接收的光线并非由单一光线折射而是经过多层散射，且不同微粒对不同波长的光线的散射和折射不一致，这种作用即为海洋的次表面散射（Sub-Surface Scattering, SSS）。同时水体本身的材质同样不是均匀的，在真实的海洋中可以轻易观察到波浪随着破碎现象会形成白色泡沫。本章借鉴 Bruneton[20]中提出的 BRDF 模型，同时对其散射光部分进行扩展，根据光线与水体间的相互作用，将光照模型拆分成太阳光反射、天空光反射与次表面散射几个部分考虑，同时对浪尖泡沫的描述，采用雅可比行列式进行波浪特征值的计算。

3.3.1 海洋表面反射光计算

如 Bruneton[20]所述，引入微面元理论建立海洋表面的 BRDF 模型：假设海洋表面是由若干微面元组成，每个微面元视为一个小尺度的平面，如图 3.7 所示建立微面元局部坐标系。其中 \mathbf{v} 和 \mathbf{l} 分别为指向视点方向与指向光源方向的单位向量， \mathbf{f} 为 $\mathbf{x} = (x, y, z)$ 处 x 和 y 方向斜率分别为 ξ_x, ξ_y 的微面元法线。

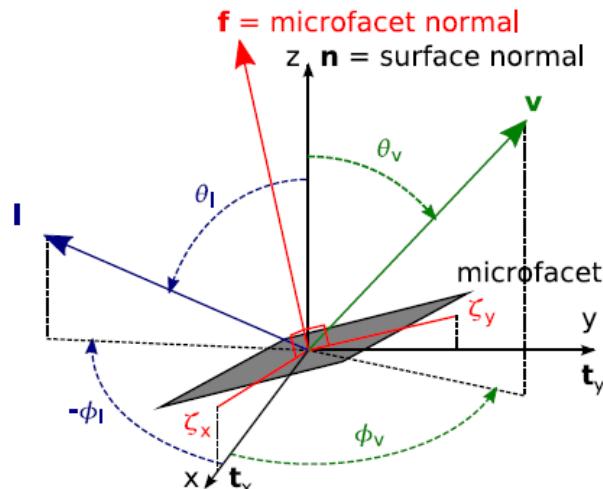


图 3.7 微面元坐标系 [20]

由于海水表面不是绝对平滑的平面，考虑到微面元间的遮蔽关系，使得海洋表面存在着自阴影。对于自阴影的计算，可以通过视点方向与光源方向看见面元的概率来描述。这里引入文献[20]所述的史密斯阴影因子来计算微面元的可视概率分布：

$$q_{vn}(\xi, \mathbf{v}, \mathbf{l}) = \frac{p(\xi) \max(\mathbf{v} \cdot \mathbf{f}, 0) H(\mathbf{l} \cdot \mathbf{f})}{(1 + \Lambda(a_v) + \Lambda(a_l)) f_s \cos \theta_v} d^2 \xi \quad (3.12)$$

式中 $p(\xi)$ 为微面元斜率的高斯分布函数，其计算公式如下：

$$p(\xi) = \frac{1}{2\pi\sigma_x\sigma_y} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{\xi_x^2}{\sigma_x^2} + \frac{\xi_y^2}{\sigma_y^2}\right)} \quad (3.13)$$

式中 σ_x^2 和 σ_y^2 为x和y方向的斜率方差，其计算可以根据法线与切线求得：

$$\sigma_v^2 = \sigma_x^2 \cos^2 \phi_v + \sigma_y^2 \sin^2 \phi_v \quad (3.14)$$

$$\begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \end{bmatrix} = \sum_1^n \frac{[k_{i,x}^2 k_{i,y}^2]}{\|\mathbf{k}_i\|^2} \left(1 - \sqrt{1 - \|\mathbf{k}_i\|^2 w_r^2 h_i^2} \right) \quad (3.15)$$

式中 $\mathbf{k}_i = (k_{i,x}, k_{i,y})$ 为式3.2中的波矢量， h_i 为波高， $w_r \in [0,1]$ 为法线的混合权重值。而 ϕ_v, θ_v 分别为视点与面法线的夹角和x轴与面切线的夹角（如图3.7）。

\mathbf{f} 为微面元的法线， $H(\mathbf{l} \cdot \mathbf{f})$ 为Heaviside函数，即：

$$H(\mathbf{l} \cdot \mathbf{f}) = \begin{cases} 1, & \mathbf{l} \cdot \mathbf{f} \geq 0 \\ 0, & \mathbf{l} \cdot \mathbf{f} < 0 \end{cases} \quad (3.16)$$

$\Lambda(a_v)$ 为史密斯阴影因子公式，其计算公式如下：

$$\Lambda(a_i) = \frac{e^{-a_i^2} - a_i \sqrt{\pi} erfc(a_i)}{2a_i \sqrt{\pi}}, i \in \{v, l\} \quad (3.17)$$

$$a_i = (2(\sigma_x^2 \cos^2 \phi_i + \sigma_y^2 \sin^2 \phi_i) \tan \theta_i)^{-\frac{1}{2}} \quad (3.18)$$

在忽略多重反射的前提下并且近似认为每个微面元为绝对光滑的镜面，BRDF的计算公式最终可以整合为：

$$d^2\xi = \frac{\sin \theta_l d\theta_l d\phi_l}{4h_z^3 \mathbf{v} \cdot \mathbf{h}} = \frac{d^2\omega_l}{4h_z^3 \mathbf{v} \cdot \mathbf{h}} \quad (3.19)$$

$$brdf(v, l) = \frac{q_{vn}(\xi, \mathbf{v}, \mathbf{l}) F_r(\mathbf{v} \cdot \mathbf{h})}{4h_z^3 \cos \theta_l \mathbf{v} \cdot \mathbf{h}} \quad (3.20)$$

式中 $F_r(\mathbf{v} \cdot \mathbf{h})$ 可以使用文献[19]中所述的Schlick模型， R 为海水的反射系数：

$$F_r(\mathbf{v}, \mathbf{h}) \approx R + (1 - R)(1 - \mathbf{v} \cdot \mathbf{h})^5 \quad (3.21)$$

(1) 太阳光计算

对于来源于太阳光的辐射度 $\iint brdf(\mathbf{v}, \mathbf{l}) L_{sun} \cos \theta_l d^2\omega_l$ 的计算，根据式3.19可以获得其公式：

$$I_{sun} \approx L_{sun}\Omega_{sun}p(\xi_h)\frac{R + (1-R)(1-\mathbf{v} \cdot \mathbf{h})^5}{4h_z^4\cos\theta_v(1+\Lambda(a_v) + \Lambda(a_l))} \quad (3.22)$$

式中 L_{sun} 为太阳光的亮度， Ω_{sun} 为太阳光线的立体角。

(2) 天空光计算

对于天空光辐射度的计算略微复杂，因为要计算半球 Ω_{sky} 范围内的天空辐射度 L_{sky} 。由于海水表面的 BRDF 不是完美的镜面反射，还包含来源海水的散射光线。因此对来源于天空光的辐射度 $\iint brdf(\mathbf{v}, \mathbf{l})L_{sky}\cos\theta_l d^2\omega_l$ 的计算，引入平均菲涅尔系数 \bar{F} 与平均天空光辐射度 \bar{L} ：

$$I_{sky} = \bar{F} \cdot \bar{L} \quad (3.23)$$

对于平均菲涅尔系数的计算，Bruneton[20]使用 BRDF 函数和 Schlick 近似模型给出估算公式：

$$\bar{F}(\mathbf{v}, \mathbf{h}) \approx R + (1-R)\frac{(1 - \cos\theta_v)^5 \exp(-2.69\sigma_v)}{1 + 22.7\sigma_v^{1.5}} \quad (3.24)$$

3.3.2 海洋表面散射光计算

对于散射光的计算，本文借鉴文献[17]中使用厚度因子模拟散射光的方法，在此基础上根据水体的固有光学特性（Inherent Optical Properties, IOPs）对光线在水体中与粒子散射吸收而衰减过程的描述[23][30]，计算不同波长的入射光线在水体传输过程中的衰减，从而计算出物理真实的海水颜色。

由于光线在水体传输会经过多次散射，因而假设光线经过多次散射之后分布趋于各项同性。光线在水体中的传输过程如图 3.8，在光线传输的过程中入射光经过粒子的吸收作用而在出射时衰减一部分光强，同时粒子对其他光线的多重散射作用会贡献一部分光强，由此可以将视线上的水体光强看作沿 S_1S_2 路线传输光线贡献的光强 I_v 与其他路线光线散射贡献的光强 I_s 之和。同时由于水体为透明物质，对在浅水处对海底进行折射，因而还需要根据透明度 $\alpha(l)$ 混合海水颜色与海底颜色：

$$I_{sea} = (1 - \bar{F})[(I_v + I_s) \cdot (1 - \alpha(l)) + I_g \cdot \alpha(l)] \quad (3.25)$$

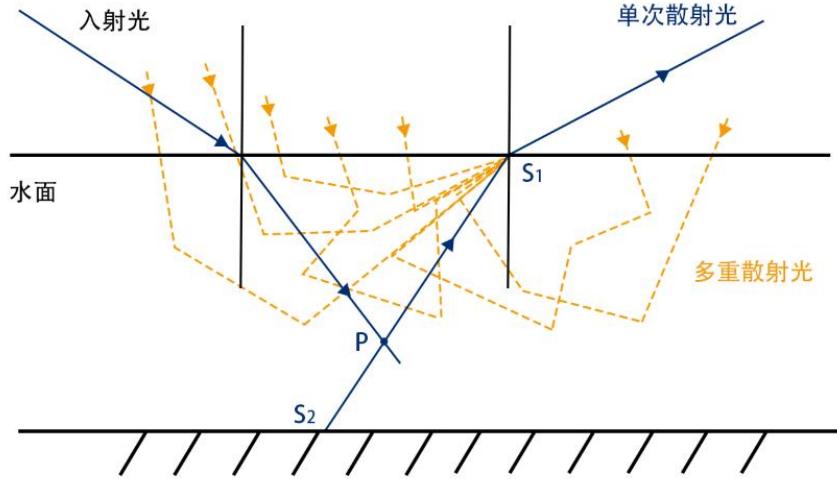


图 3.8 光线在水体中传播示意

(1) 水体固有光学特性

水体中的杂质以及杂志浓度是决定水体固有光学特性差异的因素，反映水分子不同的吸收和散射属性。对其固有光学特性(IOPs)的描述有以下属性：

- 1) 纯净海水的吸收系数 α_w [26]与散射系数 σ_w [27]。
- 2) 浮游植物的吸收系数 α_p 。
- 3) 微粒物质的散射系数 σ_p 。
- 4) 水体可溶性有机物(CDOM)的吸收系数 α_c 。
- 5) 其他因素的吸收和散射系数。

对于大部分的海水，其光学特性的垂直分布是不均匀的，Levis[28]等人根据高斯函数提出叶绿素浓度垂直分布的计算公式：

$$C(z) = C_0 + \frac{C_{max}}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2}\left(\frac{z-z_{max}}{\sigma}\right)^2} \quad (3.26)$$

式中 C_0 为环境叶绿素浓度，单位为 mg/m^3 ， z_{max} 为最大叶绿素浓度处的深度， σ 为标准差， C_{max} 为最大叶绿素浓度处的浓度。根据海水的IOPs，可以将总吸收系数 $\alpha_s(\lambda, z)$ 视为海水、浮游植物与CDOM吸收系数相加：

$$\alpha_s(\lambda, z) = \alpha_w(\lambda) + \alpha_p(\lambda, z) + \alpha_c(\lambda, z) \quad (3.27)$$

海水的吸收系数 $\alpha_w(\lambda)$ 可以由文献[26]的参照表得到，本文在此选用红色光(620.0nm)、绿色光(520.0nm)与蓝色光(440.0nm)的吸收系数(0.2755m^{-1} , 0.0409m^{-1} , 0.00635m^{-1})。

浮游植物吸收系数 $\alpha_p(\lambda, z)$ 的计算公式为:

$$\alpha_p(\lambda, z) = 0.06\alpha_c^*(\lambda)C(z)^{0.65} \quad (3.28)$$

式中 $\alpha_c^*(\lambda)$ 为浮游植物叶绿素吸收系数,由文献[30]可得红色光(620.0nm)、绿色光(520.0nm)与蓝色光(440.0nm)三色光的吸收系数为(0.260m^{-1} , 0.357m^{-1} , 0.944m^{-1})。

CDOM吸收系数 $\alpha_c(\lambda, z)$ 的计算公式为:

$$\alpha_c(\lambda, z) = 0.012C(z)^{0.65}e^{-0.014(\lambda-440)} \quad (3.29)$$

总散射系数 $\sigma_s(\lambda, z)$ 计算公式为:

$$\sigma_s(\lambda, z) = \sigma_w(\lambda) + \sigma_p(\lambda, z) \quad (3.30)$$

式中 $\sigma_w(\lambda)$ 可由文献[30]得到,其三色光散射系数为(0.0012m^{-1} , 0.0024m^{-1} , 0.0049m^{-1})。而微粒物质的散射系数 σ_p 的计算公式为:

$$\sigma_p(\lambda, z) = \frac{500}{\lambda} \cdot 0.3C(z)^{0.62} \quad (3.31)$$

(2) 散射光强计算

水体中不同粒子的散射行为也不相同,常见的2种散射形式是Rayleigh散射和Mie散射。Rayleigh散射是由水体中的小分子(如水分子等)引起的,而Mie散射是水体中的大粒子(如浮游植物、微粒物质等)引起的,它对所有波长的光的散射强度基本相等。本文在这里使用文献[23]的混合公式,由粒子散射贡献的光强度的计算公式为:

$$I_s(\psi) = L_{in} \cdot \beta(\psi) \cdot \rho \quad (3.32)$$

式中 L_{in} 为入射光亮度, $\beta(\psi)$ 为粒子的相位函数, ρ 为相对密度。不同散射的相位函数计算方式不同:

$$\beta(\psi) = \frac{\sigma_w}{\sigma_s} \beta_w(\psi) + \frac{\sigma_p}{\sigma_s} \beta_p(\psi) \quad (3.33)$$

对于Rayleigh散射,其相位函数的计算公式为:

$$\beta_w(\psi) = \frac{3}{4\pi(3+p)} (1 + p\cos^2\psi) \quad (3.34)$$

式中 p 为偏振因数,对于水分子可以取值0.835, θ 为散射角。对于Mie散射,使用文献[29]的相位函数:

$$\beta_p(\psi, g) = \frac{3(1-g^2)}{2(2+g^2)} \cdot \frac{1+\cos^2\psi}{(1+g^2-2g\cos\theta)^{1.5}} \quad (3.35)$$

(3) 折射光强计算

当一束光线在水体中传输，由于粒子的吸收与散射作用会导致光线衰减。该光线强度的衰减可由公式表示：

$$I_v(\lambda) = L_{in} \cdot T_i \cdot T_o \cdot \alpha_s(\lambda, l) \cdot e^{-\tau_s \cdot l} \quad (3.36)$$

式中 l 为光线传输距离， τ_s 为衰减系数，其为总散射系数 σ_s 和总吸收系数 α_s 之和。 T_i 与 T_o 分别为光线入射与出射水体的透射率。

由于水体为透明物质，因而水体颜色的计算还需要考虑海底的折射现象。本文对此选择通过在采样 Framebuffer 的颜色缓冲时使用法线来扭曲屏幕坐标系的 UV 坐标的方式来表现海底物体的扭曲效果。同时为了避免对水面之上的物体也造成扭曲，需要对当前片元的深度值与 Framebuffer 的深度贴图进行比较。计算海底表面折射贴图的伪代码如下：

```

1. vec2 fragCoord = gl_FragCoord.xy / screenSize;
2. float strength = clamp(length(pos, view)-
texture(FrameBufferDepth, fragCoord), 0, 100);
3. vec4 refractCoord = worldCoord+mat2x4(rightClipCoord, upClipCoord) * normal.xz * st
rength * 0.01;
4. vec2 refractFragCoord=refractCoord .xy / refractCoord.w * 0.5+0.5;
5. C_ground=texture(FrameBufferColor, refractFragCoord);

```

在得到海底的折射贴图后，可以根据透明度来混合海水与折射贴图的颜色。透明度的计算公式可以根据可见光(380-780nm)在水中的传输距离 l 以及总衰减系数 $\alpha_s(\lambda, z) + \sigma_s(\lambda, z)$ 求得：

$$\alpha(l) = \frac{1}{400} \int_{380}^{780} e^{-(\alpha_s(\lambda, z) + \sigma_s(\lambda, z)) \cdot l} d\lambda \quad (3.37)$$

由于水体是透明物体，特别在浪尖处厚度较薄，因此在计算光辐射度时还需考虑直射光线的透射作用。对于透射光线的辐射度 L_{sss} 的计算，本文采用文献[17]中所述的公式（如图 3.9）计算：

$$L_{sss} = (\mathbf{n} \cdot \mathbf{l} + \mathbf{v} \cdot \mathbf{l})^5 \mu \quad (3.38)$$

式中 μ 为厚度系数，由于海浪的厚度会随着海浪聚拢过程而向波峰处衰减，因此使用后一章节所述的表面拉伸系数来控制该值。

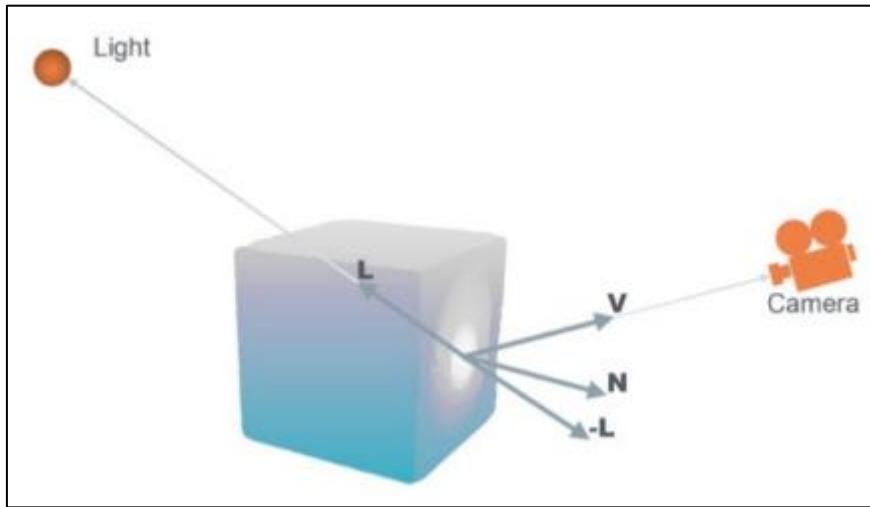
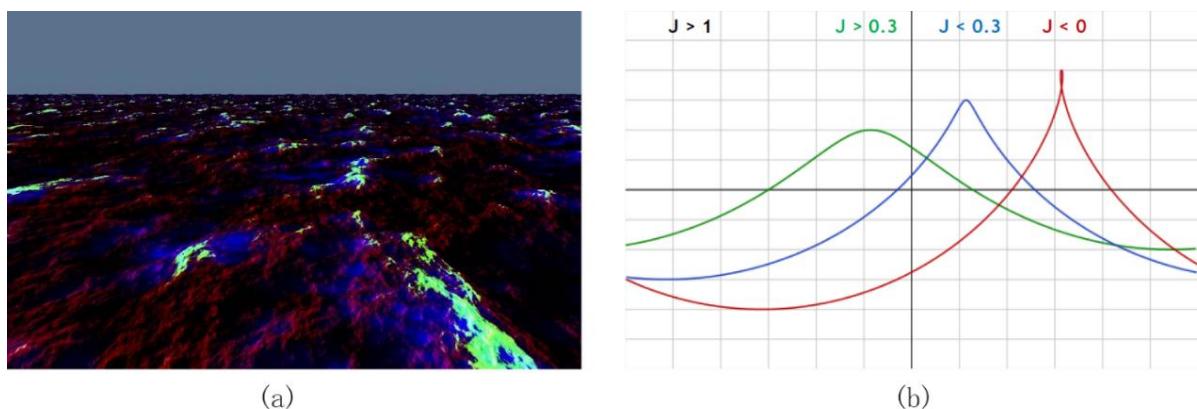


图 3.9 光线透射作用[17]

3.3.3 波浪特征值与白沫

对于海面波浪的特征，由文献[16]所述，可以分解为破碎区域 f_b （Breaking areas）、紊流区域 f_t （Turbulent Energy）和表面拉伸系数 f_s （Surface stretching）。破碎区域为起伏较大的波浪中产生浪尖白沫的区域，紊流区域为波峰过后白沫消散的区域，而表面拉丝主要反映该表面点处于波浪间波浪拉伸区域还是处于向波峰聚集区域，其分布状况如图 3.10(a)所示。这些特征值可以由反映波浪缩聚特征值 J 来求取， J 的对一维波形的特征表示如图 3.10(b)所示。

图 3.10 (a)绿色为破碎区域，蓝色为紊流区域，红色为表面拉伸关系中趋向聚集的区域 [16]；(b) 波浪缩聚特征值 J

而对于海面波浪缩聚特征值 J 的获取，可以由 Tessendorff[4]提出的通过雅克比行列式进行计算：

$$J(\mathbf{x}) = J_{xx}J_{yy} - J_{xy}J_{yx} \quad (3.39)$$

式中 $\mathbf{x} = (x, y)$ 为海面上的任意一点。由于采用了多层级映射结构，因此需要引入各层级在世界坐标系下的实际映射尺度 L_i 以校正不同层级间的梯度绝对值的差异：

$$\kappa = \frac{\epsilon}{L_i^2} \quad (3.40)$$

$$J_{xx}(\mathbf{x}) = 1 + \kappa \frac{\vartheta D_x(\mathbf{x})}{\vartheta x} \quad (3.41)$$

$$J_{yy}(\mathbf{x}) = 1 + \kappa \frac{\vartheta D_y(\mathbf{x})}{\vartheta y} \quad (3.42)$$

$$J_{xy}(\mathbf{x}) = \kappa \frac{\vartheta D_y(\mathbf{x})}{\vartheta x} \quad (3.43)$$

$$J_{yx}(\mathbf{x}) = \kappa \frac{\vartheta D_x(\mathbf{x})}{\vartheta y} \quad (3.44)$$

式中 ϵ 为公式 3.5 所使用的 choppy 值， $D_y(\mathbf{x})$ 为二维表面点 \mathbf{x} 处在 y 方向上的梯度值， $D_x(\mathbf{x})$ 为二维表面点 \mathbf{x} 处在 x 方向上的梯度值。根据 J 值可以计算波浪特征值破碎区域 f_b 、紊流区域 f_t 和表面拉伸系数 f_s ：

$$f_b = clamp(-0.2 - J, 0, 1) \quad (3.45)$$

$$f_t^t = f_b^{t-1} \cdot \alpha + f_b^t \quad (3.46)$$

$$f_s = J \quad (3.47)$$

式中 $\alpha \in (0,1)$ 为衰减值。获取了海浪的特征信息后，使用海浪特征值 f_t 和 f_b 生成白沫区域贴图 α_f ，同时使用泡沫贴图提供海面的泡沫细节：

$$\alpha_f = (f_t + f_b) \cdot texture2D(foamMap, \mathbf{x}) \quad (3.48)$$

3.4 实验结果与分析

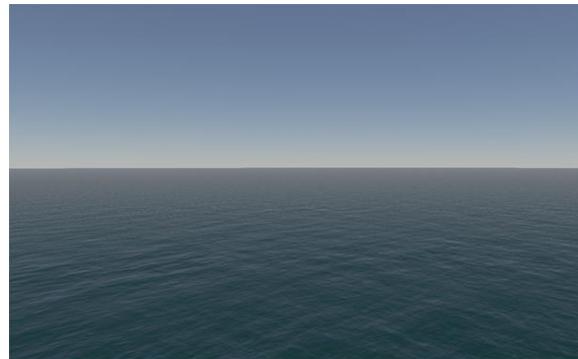
3.4.1 测试环境

使用桌面级台式机，配置如下：

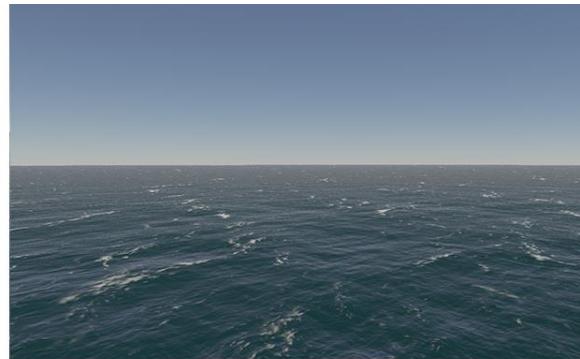
- CPU: AMD 2600，六核十二线程
- RAM: 16GB
- GPU: NVIDIA GeForce GTX 1070Ti

3.4.2 绘制效果

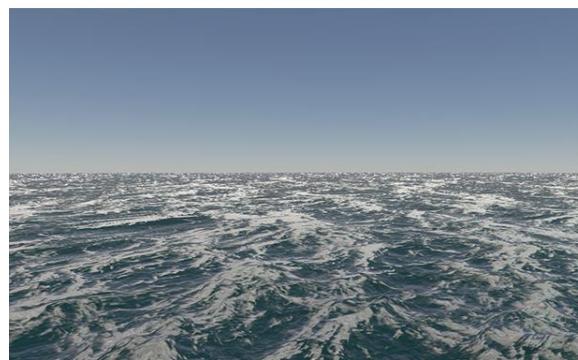
图 3.11 为不同蒲福风级情况下的海洋效果，其白沫分布情况能够对应蒲福风级表中对白沫的描述：小波相隔虽短但波浪显著、中浪有浪花飞溅、碎浪白沫随风吹成条纹状、高浪泡沫浓密。



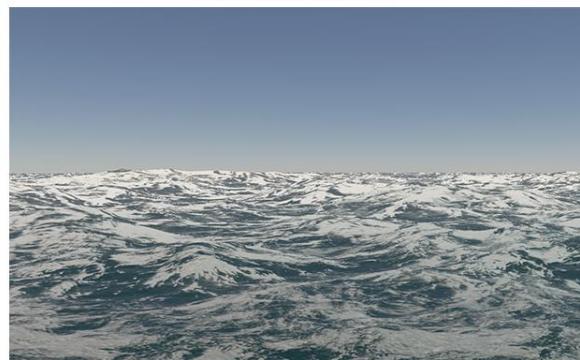
(a) 3级蒲福风级



(b) 5级蒲福风级



(c) 7级蒲福风级



(d) 9级蒲福风级

图 3.11 部分蒲福风级的海洋状况

图 3.12 所示为本文所设计的综合光照模型的各分量计算效果，本文实现的光照模型考虑到了光线与海面的各个交互作用的影响，引入微面元与斜率方差理论进行平均菲涅尔系数的计算，同时考虑到了海浪白沫的分布，最终能够形成真实可信的海洋表面着色效果。

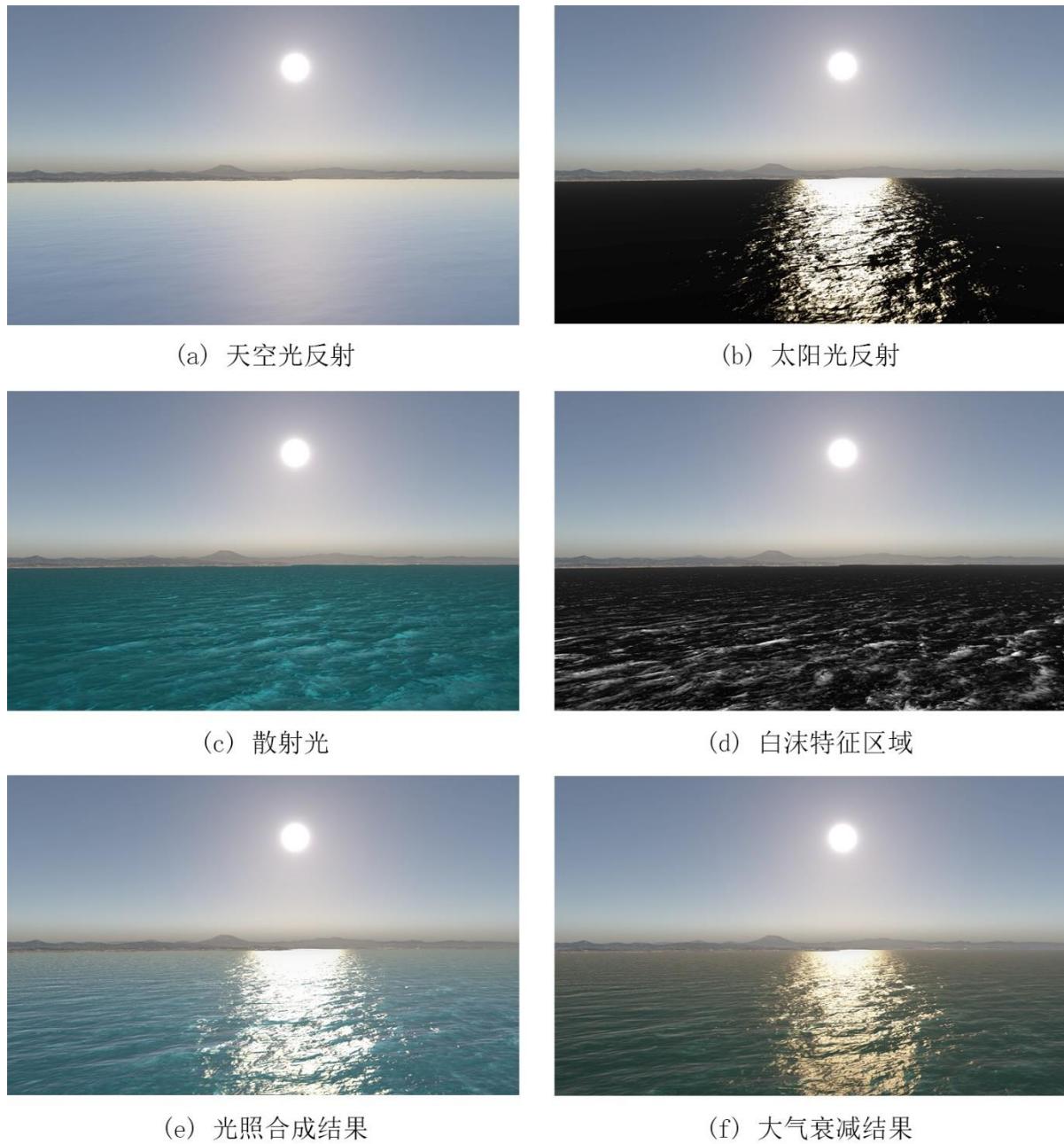
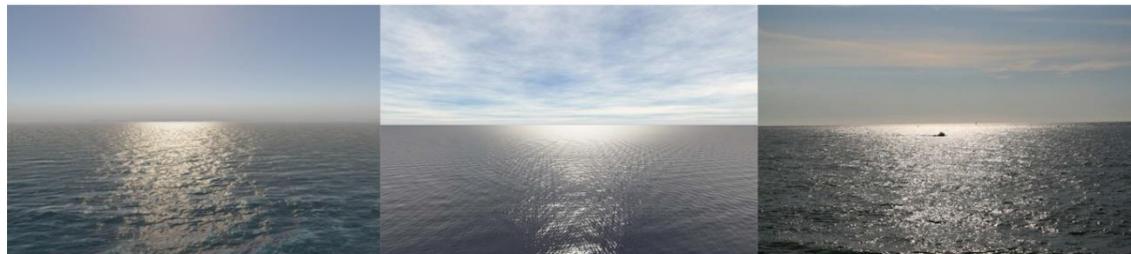


图 3.12 光照模型各分量效果

图 3.13 为本文分别与文献[20]以及真实照片在不同时刻的效果对比图。在黄昏时刻，天空向海平面呈现灰蓝色到橙黄色的过渡，且交界处受到太阳光强度的影响呈现辉光效果，在正午时刻，太阳的高光面积较大且海面会有斑驳的高光点。由于文献[20]仅采用纹理平铺方法而本文采用了多层映射结构，因此在高空视点本文能够较好的去除纹理重复问题。同时文献[20]的表面颜色主要呈现镜面反射，而本文计算了散射光，因而能够更好的表现出海水的通透度与白沫特征。



(a) 黄昏时刻海面对比



(b) 正午时刻海面对比

图 3.13 光照效果对比, 从左到右分别为本文效果、文献[20]效果与真实照片

图 3.14 为晴天条件下不同海水浑浊度的效果对比。由第三节可知海水呈现不同颜色主要由于海水中的杂质浓度决定, 纯净海水呈现浅蓝色, 但大多数情况下海水掺杂微粒物质而呈现深蓝色, 而对于富营养化的海水由于海藻的叶绿素作用而偏向绿色, 对于沙土等 CDOM 浓度较高的海水呈现黄色。如图所示本文的方法能够较好的表现不同浑浊度的真实海水颜色。

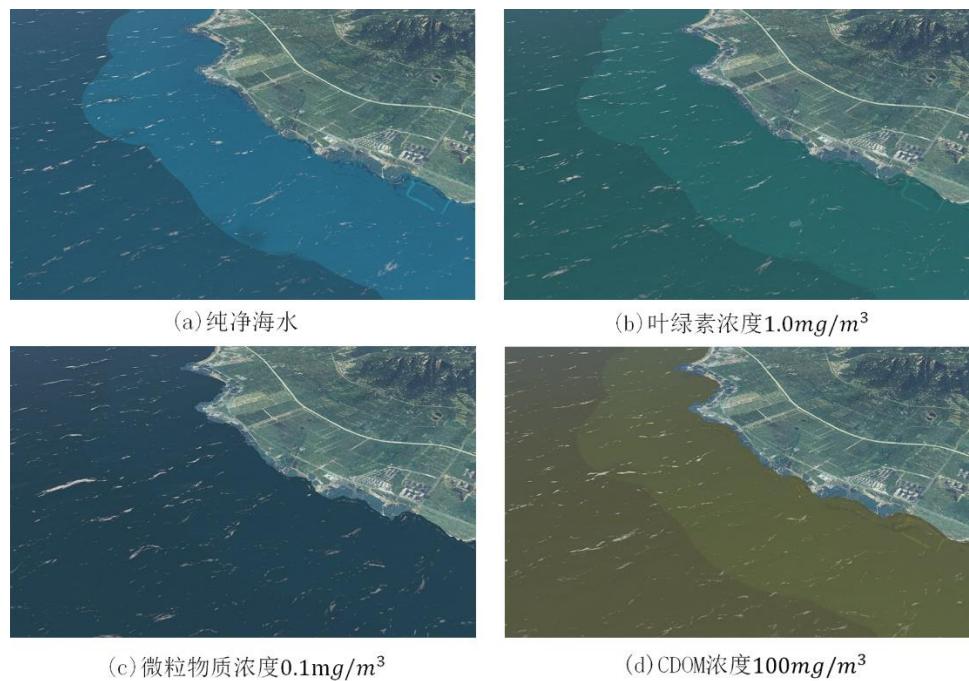


图 3.14 不同浑浊度的海况

3.4.3 实验分析

在设计实现过程中，考虑到不同的应用场景对相机的高度有不同的需求，而纹理平铺所导致的重复性问题的视觉严重程度与视点的高度成正比，因而设计海洋模块的时候可以设定多层级映射结构的最大层数。由于纹理重复性问题 s 在白沫与海水颜色上的强对比度的情况下较为明显，因而本文同时设定最大层数与海洋的风级对应，在实验过程中设定 0-6 蒲福风级对应最大 4 层，7-12 蒲福风级对应最大 6 层能获得较好的性能与效果的平衡。在实际的应用过程中，不同视点的帧率受到当前帧进行快速傅里叶变换的层数与采样贴图的层数影响影响，在近海处需要进行快速傅里叶逆变换的次数等同于最大层数，而高空处计算层数随视点升高而降低到一层。实验设定 FFT 的分辨率为 512, MSAA $\times 4$ ，测试所处的视点位置如图 3.15 所示，而不同视点与不同最大层数下海洋模块的 GPU 计算开销情况如表 3.2 所示。

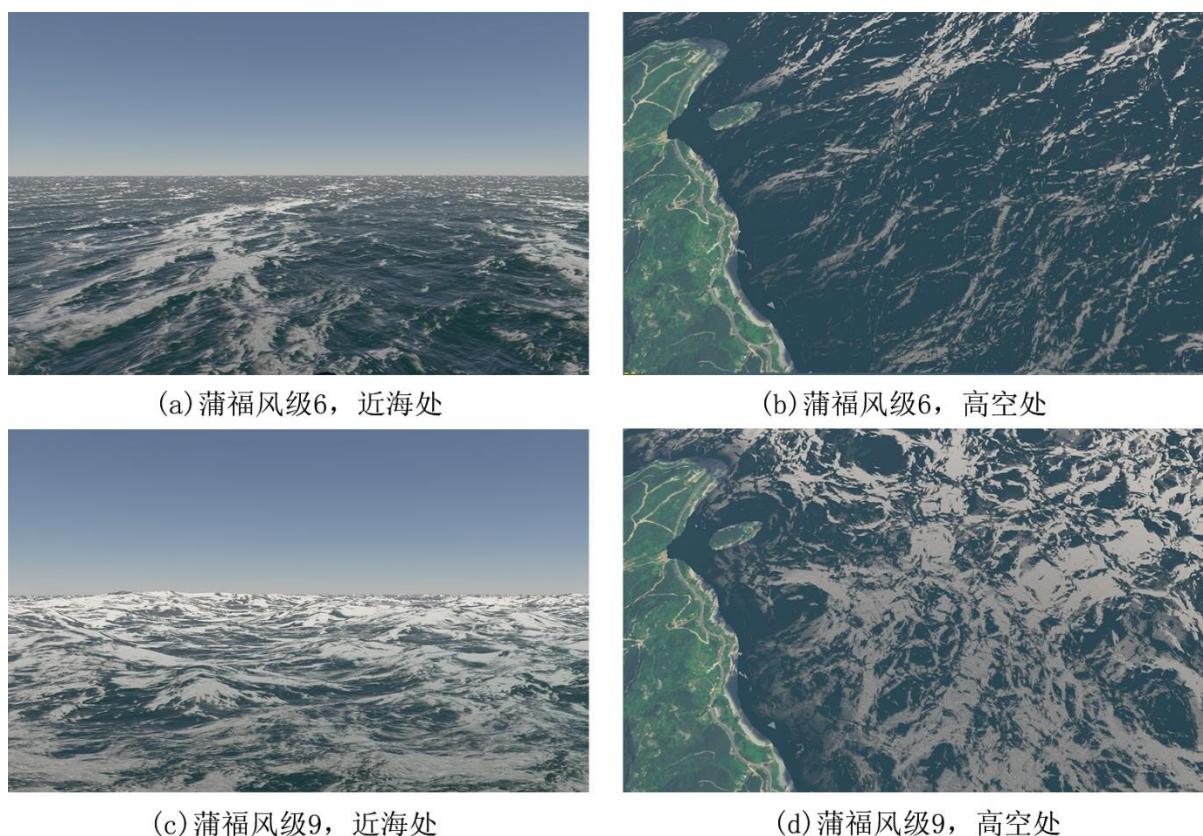


图 3.15 实验设计的视点位置

表 3.2 512 分辨率下不同视点的 GPU 开销 (ms)

视点	iFFT 计算	拷贝帧缓冲	着色计算	总和
(a)高空处, 最大 4 层	0.098	0.372	0.827	1.297
(b)近海处, 最大 4 层	0.267	0.413	0.797	1.477
(c)高空处, 最大 6 层	0.102	0.324	1.054	1.48
(d)近海处, 最大 6 层	0.339	0.369	0.887	1.595

由表 3.2 可知, 由于近海处需要计算所有的高度场层级, 因而最大层数影响了近海处的进行 iFFT 计算的开销, 而高空处由于计算的层数为 1, 因而 iFFT 计算效率比近海处高。而在高空处由于需要绘制更多的片元, 使得着色计算的有所增大, 但得益于只需要进行 1 次 iFFT 计算以及进行了 LOD 优化, 因而总开销并没有急剧上升。相对于计算 4 层高度场, 当需要计算 6 层的时候 iFFT 计算开销有所上升 (但开销与计算层数并非线性关系, 因为 CUDA 计算时候除执行 kernel 函数外还需要数据拷贝的步骤), 因而近海处总的绘制开销有所上升, 但高空处同样只执行一次 iFFT 计算, 因而能保证最大的绘制开销一致。

3.5 本章小结

本章介绍了使用多层级映射结构以构造适用于视景仿真系统中对低高空观察海面需求的大规模海洋方案, 同时考虑到不同蒲福风级下不同海况的特征, 针对低风级下的海浪仅表现受风力积累的特性, 使用 phillip 二维风浪谱来进行构造低风级下的海浪, 而对于高风级下海浪受重力的影响因素使用 unified 波浪谱构造高风级下的海浪, 从而实现了不同蒲福风级下的不同海浪特征的构造。同时考虑到作为视景仿真系统会出现高低空视点均匀过度的需求, 利用 FFT 对波浪谱采样的特性构造多层级映射结构的海面纹理分布, 同时根据视点进行性能优化, 使得最终效果具备性能与视觉效果的较好平衡。对于海面网格结构, 使用与地形模块相同的四叉树 LOD 网格, 其能够较好地接受地形模块的语义数据与高程数据, 同时在顶点控制着色器根据视点高度对网格密度进行自适应变化以保证效率。对于水体的着色效果, 引入海水常见微粒的散射和吸收系数来模拟物理真实的水体散射光计算, 引入微面元理论使用 BRDF 模型进行动态天气与动态时刻下的反射光计算, 最终构建出真实可信的综合光照模型。

第四章 局部海面细节模拟

第三章实现了全局环境波浪的构建方案，但海洋同样还存在局部交互波浪的现象，模拟海洋的局部交互波浪也是海面真实感模拟的重要部分。本文在此实现了常见两种局部交互现象：海水冲击陆地时形成的卷浪拍岸与船舶在航行过程中与海面交互形成的航迹。对于前者本文使用二维距离场（SDF）的方法，实现海洋处于特定风向的拍岸效果；对于后者则引入二维波动方程的方法求解船舶航行的尾迹现象，同时带入衰减系数反映正常的衰减现象。

4.1 海洋拍岸特效

在真实的海洋中，在岸边海浪会形成卷浪冲击陆地，并受重力影响逐渐退散。由于基于快速傅里叶变换的高度场生成技术所生成的波浪是全局统一的，因而无法表现局部的海浪形态。对此本文根据地形高度数据生成的二维距离场，使用 Gerstner 波构造局部卷浪以实现近海处的拍岸特效。

由第二章所述，海浪可以近似看作多个不同频率、波长、方向的正弦函数的线性叠加，且根据文献[21]所述，近海处海浪的波形特征主要受水深与海面风速的影响。水深 d 与波长 L 的关系如图 4.1 所示：当水深 d 大于海浪波长 $L/2$ 时，海浪呈现完整的近似正弦波特征；当水深 d 处于 $(L/20, L/2)$ 区间时，海浪会向波峰处聚拢，波谷宽阔；当水深 d 小于 $L/20$ 时，海浪的动能会转换为势能形成碎波。

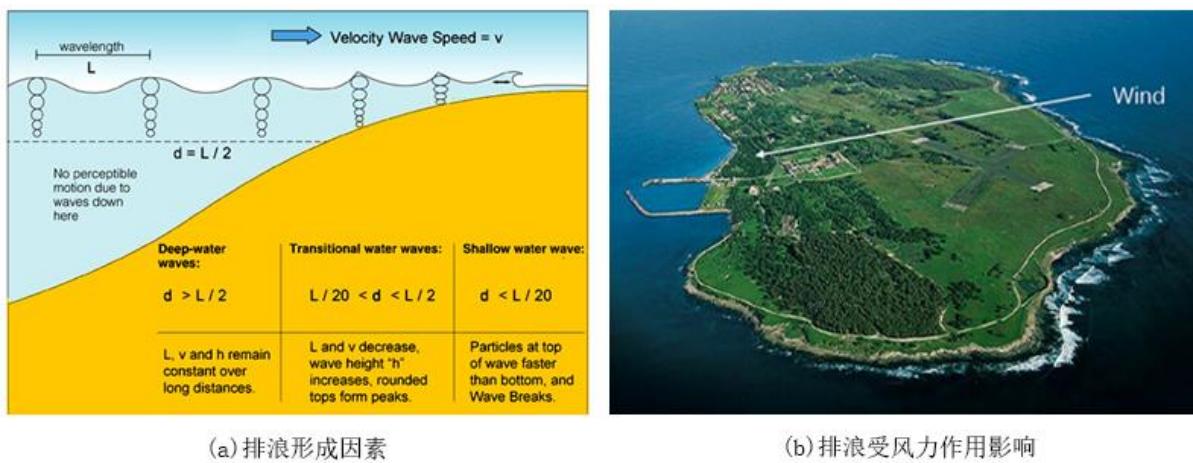


图 4.1 排岸形成因素

而如第二章第一小节所述，海浪的波长受到海面风速影响，而风速同样受到地形

的影响。如图 4.1(b)所示，迎风处的海岸容易形成波长较长且明显的卷浪，而在背风处的海岸，由于受到地形遮挡，海面风速较低因而拍岸现象不明显。因而在生成近岸处的卷浪时，同样需要结合地形信息来生成卷浪。

4.1.1 波形生成

对于近海波形的选择，由于卷浪的形态呈现波峰倾向逆风处且波峰尖锐，因此本文选择使用变形的 Gerstner 波来进行构造。Gerstner 波是由 Gerstner 在 1802 年发现，并在 1986 年由 Fournier 等人引入水体渲染领域的一种波形，其特点为浪头尖锐，浪槽较宽。拍岸的卷浪可以由一组 Gerstner 波生成，设在三维坐标系 xyz 中，z 轴朝上，则对于任意点 \mathbf{x} ，其位置的计算公式为：

$$z(\mathbf{x}, t) = \sum_{i=1}^N A_i(\mathbf{x}) \sin\left(\frac{2\pi}{l_i} \cdot v_i \cdot t + \phi_i(\mathbf{x})\right) \quad (4.1)$$

$$x(\mathbf{x}, t) = y(\mathbf{x}, t) = \sum_{i=1}^N A_i(\mathbf{x}) \left[\cos\left(\frac{2\pi}{l_i} \cdot v_i \cdot t + \phi_i(\mathbf{x})\right) - \sin\left(\frac{2\pi}{l_i} \cdot v_i \cdot t + \phi_i(\mathbf{x})\right) \right] \quad (4.2)$$

式中 v_i 为波速， l_i 为波长，对于相位 ϕ_i 有：

$$\phi_i(\mathbf{x}) = \frac{2\pi \cdot \alpha_s(\mathbf{x}) \cdot s_p + \cos\theta_w \cdot (1 - s_p)}{l_i} \quad (4.3)$$

式中 $\alpha_s(\mathbf{x})$ 为点 \mathbf{x} 到海岸线的最短距离的归一化数值，其计算方法在下一节介绍。 θ_w 为风向， $s_p \in [0,1]$ 为混合风向与海岸朝向的混合系数。对于振幅 $A_i(\mathbf{x})$ ，其受 \mathbf{x} 处水深 d 与离岸距离 α_s 影响，由前文所述深度小于波长一半时波浪会破碎，故其计算公式为：

$$A_i(\mathbf{x}) = (d - \frac{l_i}{2}) \cdot (\alpha_{max} - \alpha_s(\mathbf{x})) \quad (4.4)$$

而对于波浪特征值的碎浪区域 F_b 与湍流区域 F_t ，则可以由相位的偏移值计算得出：

$$F_t = \sum_{i=1}^N \left[clamp(20 * fract\left(\frac{\omega_i t + \phi_i}{2\pi}\right), 0, 1) - clamp(2 * fract\left(\frac{\omega_i t + \phi_i}{2\pi}\right), 0, 1) \right] \quad (4.5)$$

$$F_b = \sum_{i=1}^N \left[clamp(20 * fract\left(\frac{\omega_i t + \phi_i}{2\pi}\right), 0, 1) - clamp(17 * fract\left(\frac{\omega_i t + \phi_i}{2\pi}\right), 0, 1) \right] \quad (4.6)$$

4.1.2 二维距离场生成

如前文所述，近海处拍岸卷浪的生成需要综合考虑地形与水深的影响。设定离岸

距离缩放系数 $\alpha_s \in [0,1]$, 用以反映地形与风速对振幅 A_i 与相位 ϕ_i 的影响。计算离岸最短距离 α_s 的算法如下:

1. 获取地形高度图如图 4.2, 对于二维平面 xz 上任意点 $P \in \mathbb{R}^2$, 根据风向 ω 在夹角 θ 区间发射 N 条射线 R_i , 设定最大距离常数 L_{\max} 和最小距离常数 L_{\min} , 若射线 R_i 与陆地有交点则取点 P 的遍历范围 $L = L_{\max}$, 否则 $L = L_{\min}$ 。
2. 在以点 P 为中心, 长宽均为 $2L$ 的区域内, 组像素计算点 P 与最近陆地的距离 d 。
3. 对 d 做归一化操作获取离岸距离缩放系数 $\alpha_s = d / (\sqrt{2} L)$ 。
4. 由于地形数据存在分辨率的问题, 因而对生成的贴图进行高斯模糊处理以获取像素间较为平滑的过度。

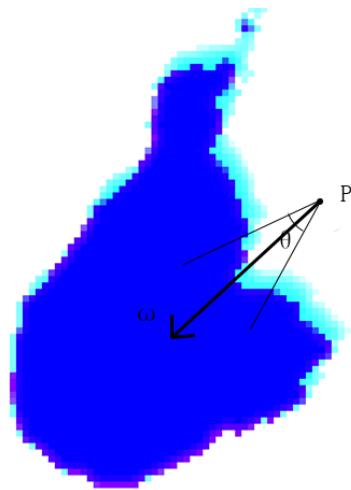


图 4.2 离岸距离场, 紫色区域为陆地, 淡蓝色为离岸距离的归一化数值

在生成离岸距离贴图后, 根据前一章所述的波形构造算法在着色器中进行拍岸波形的生成, 并且通过叠加泡沫贴图以降低连续性。最后的实现效果如图 4.3 所示, 其可以根据全局海浪的风行, 在迎风处呈现较强烈的拍岸现象, 在背风处不形成拍岸现象。

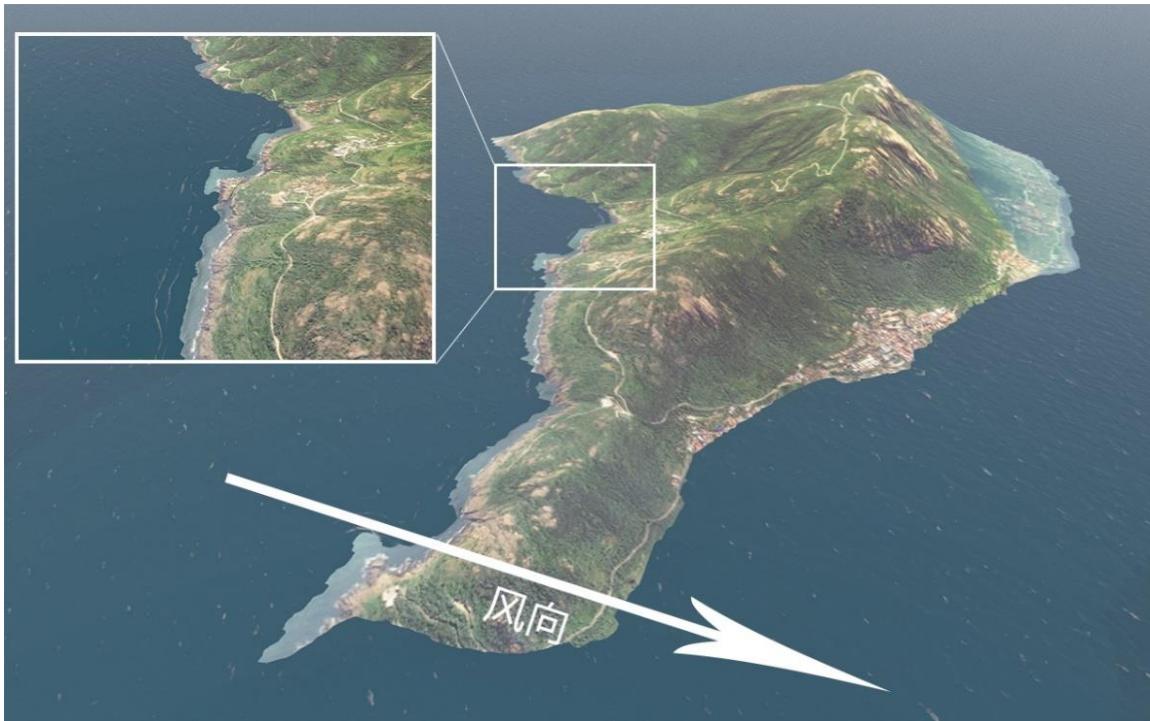


图 4.3 海洋拍岸效果

4.2 船只交互波特效

在海洋场景中对漂浮物如帆船、大型舰艇进行动力学解算以及交互波生成，能有效增加场景真实感。在第二章第二小节中已对当前主流算法进行了概述，其中基于物理模型的方法难以应用于实时领域，水面小波方法无法在全局水体中对局部漂浮物建立动态解算区域且对于计算的开销较大，因此本文借鉴 Cords H[6]提出的动态局部网格中求解二维浅水方程的方法进行水面波浪模拟，使用 Zhu 等人[31]对二维浅水方程的二阶中心差分法进行对流计算，从而实现了艏浪的模拟；而对于艉浪的计算，使用特效软件生成的尾迹贴图进行近似表示，最终实现了性能高效的开放海面中对船舶的局部交互波模拟方案。

4.2.1 二维浅水方程

设定三维坐标系 xyz 中，重力沿 z 轴负方向朝下，对于欧拉方程在不考虑表面张力、流体表面无压力且有底面的前提下可以将其转换为二维浅水方程[31]：

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h \cdot u) + \frac{\partial}{\partial y}(h \cdot v) = 0 \quad (4.7)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial s}{\partial x} \quad (4.8)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial y} + u \frac{\partial v}{\partial x} = -g \frac{\partial s}{\partial y} \quad (4.9)$$

式中 h 为水深, s 为水面的绝对高度, 其为水深 h 与水底高度 b 之和 $s = h + b$, u, v 分别为水平面上的流体速度。第一个方程为质量守恒方程, 第二和第三个方程为动力守恒方程, 对于二维浅水方程的对流计算, 参照 Zhu 等人[31]使用 MAC(Marker And Cell)网格结构进行求解:

$$\mathbf{U}_{i,j}^{t+1} = \mathbf{U}_{i,j}^t - \Delta t \left(\frac{\mathbf{H}_{i+\frac{1}{2},j}^t - \mathbf{H}_{i-\frac{1}{2},j}^t}{\Delta L} - \frac{\mathbf{H}_{i,j+\frac{1}{2}}^t - \mathbf{H}_{i,j-\frac{1}{2}}^t}{\Delta L} \right) \quad (4.10)$$

式中 ΔL 代表网格单元间距, $i, j = 0, 1 \dots N$ 分别为网格单元的网格序号, $\mathbf{U}_{i,j} = (h, h \cdot v, h \cdot u)_{i,j}$ 为网格点 i, j 处的计算单元, 其为对质量守恒方程即公式 4.7 的离散表示, 对于网格点 i, j 与 $i + 1, j$ 间的流量 (Flex) $\mathbf{H}_{i+\frac{1}{2},j}^t$, 使用 Kurganov 等人[42]提出的二阶中心差分法建立对流方程:

$$\mathbf{H}_{i+\frac{1}{2},j}^t = \frac{a_{i+\frac{1}{2},j}^+ \mathbf{T}_{i,j} - a_{i+\frac{1}{2},j}^- \mathbf{T}_{i+1,j}}{a_{i+\frac{1}{2},j}^+ - a_{i+\frac{1}{2},j}^- + \delta} + \frac{a_{i+\frac{1}{2},j}^+ a_{i+\frac{1}{2},j}^-}{a_{i+\frac{1}{2},j}^+ - a_{i+\frac{1}{2},j}^- + \delta} [\mathbf{U}_{i+1,j} - \mathbf{U}_{i,j}] \quad (4.11)$$

式中 δ 用以避免分母为零, $\mathbf{T}_{i,j} = (hu, hu^2/2, huv)$ 为对动力守恒方程即公式 4.8 和 4.9 乘以 h 的离散表示, $a_{i+\frac{1}{2},j}^+$ 和 $a_{i+\frac{1}{2},j}^-$ 代表 x 方向上的传播速度:

$$a_{i+\frac{1}{2},j}^+ = \max \left\{ u_{i,j} + \sqrt{gh_{i,j}}, u_{i+1,j} + \sqrt{gh_{i+1,j}}, 0 \right\} \quad (4.12)$$

$$a_{i+\frac{1}{2},j}^- = \min \left\{ u_{i,j} - \sqrt{gh_{i,j}}, u_{i+1,j} - \sqrt{gh_{i+1,j}}, 0 \right\} \quad (4.13)$$

对于水平速度的计算可以由通量 $\mathbf{U}_{i,j}^{t+1}$ 简单求得 $u = hu/h, v = h/h$, 但该方法容易在高度 h 逼近 0 时产生数值偏差, 因此加入正数 $\varepsilon = \max(\Delta x^4, \Delta y^4)$ 进行计算:

$$u = \frac{\sqrt{2}h(h \cdot u)}{\sqrt{h^4 + \max(h^4, \varepsilon)}} \quad (4.14)$$

$$v = \frac{\sqrt{2}h(h \cdot v)}{\sqrt{h^4 + \max(h^4, \varepsilon)}} \quad (4.15)$$

在实际的应用中由于二维浅水方程是符合动量守恒的, 因而产生的水波不会衰减, 这不符合水波传播过程逐渐衰减的现象。因此在计算波动方程获取高度值之后, 根据网格点到网格中心的距离设定水面高度沿中心向网格边缘的衰减:

$$z_{i,j} = \sqrt{i^2 + j^2} z_{i,j} \quad (4.16)$$

4.2.2 船体运动计算

对于船体的动力解算，对于与水面有接触的船体，将其受到的力精简为浮力、重力、阻力三者的影响。根据刚体动力学可以将一个刚体的运动分解为平移运动和旋转运动。对于平移运动，根据牛顿第二定律可以由物体所受的力求得物体的位移加速度：

$$F = ma \quad (4.17)$$

而对于旋转运动的计算，需要使用欧拉刚体运动进行计算：

$$T = I_c \cdot \alpha + \omega(I_c \cdot \omega) \quad (4.18)$$

式中 T 为刚体受到的力矩大小， I_c 为惯性张量矩阵， α 为角加速度， ω 为角速度。惯性张量矩阵反映物体坐标系 L 下三个坐标轴的转动惯量，由于该公式是在惯性参考坐标系计算，因此 I_c 惯性张量矩阵需要经过矩阵变换：

$$I_c = RI_c^L R^T = R \begin{bmatrix} I_x & 0 & 0 \\ 0 & I_y & 0 \\ 0 & 0 & I_z \end{bmatrix} R^T \quad (4.19)$$

式中 I_x 、 I_y 、 I_z 为转动惯量， R 为模型旋转矩阵， I_c^L 为模型空间坐标系下的惯性张量矩阵。因而刚体的角加速度 α 可由式 4.20 得到：

$$\alpha = I_c^{-1}[T - \omega(I_c \cdot \omega)] \quad (4.20)$$

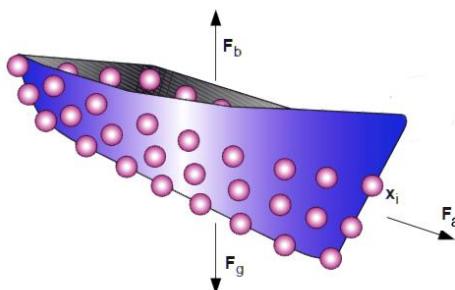


图 4.4 船体特征点

如图 4.4，将船体近似为一个刚体，对于该刚体的表示可以通过若干表面特征点 $\mathbf{x}_i (i = 1, \dots, N)$ 进行表示。已知船体重心点 \mathbf{x}_c ，船体受到的合力 F 与力矩 T 可以视为各个特征点处的力 F_i 与力矩 T_i 的累加。在任意时刻 t ，计算船体速度 v 与角加速度 α 的算法如下：

- 已知每个特征点 $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$ 在物体坐标系下的位置 \mathbf{x}_i^o 以及法线 \mathbf{n}_i , 使用旋转矩阵 R 与船体重心坐标 \mathbf{x}_c 将其空间变换至世界坐标系下 $\mathbf{x}_i^w = \mathbf{x}_c + R\mathbf{x}_i^o$, 获取该点处的海面高度 $h(\mathbf{x}_i^w)$, 则可以根据特征点 \mathbf{x}_i 与水面的高度差算出 \mathbf{x}_i 点的力 \mathbf{F}_i 与扭矩 \mathbf{T}_i :

$$\mathbf{F}_i = \begin{cases} \mathbf{g}\mathbf{n}_i(h(\mathbf{x}_i^w) - z_i), & h(\mathbf{x}_i^w) \geq x_{i,z}^w \\ 0, & h(\mathbf{x}_i^w) < x_{i,z}^w \end{cases} \quad (4.21)$$

$$\mathbf{T}_i = \begin{cases} [R(\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_c)] \times [\mathbf{g}(h(\mathbf{x}_i^w) - z_i)], & h(\mathbf{x}_i^w) \geq x_{i,z}^w \\ 0, & h(\mathbf{x}_i^w) < x_{i,z}^w \end{cases} \quad (4.22)$$

式中 \mathbf{g} 为重力向量 $(0, 9.8, 0)$ 。

- 通过累加各点的浮力 \mathbf{F}_i 与扭矩 \mathbf{T}_i 得到船体所受的浮力 $\mathbf{F} = \sum_{i=0}^n \mathbf{F}_i$ 与扭矩 $\mathbf{T} = \sum_{i=0}^n \mathbf{T}_i$ 。
- 通过浮力 \mathbf{F} 与扭矩 \mathbf{T} 得到当前的速度 \mathbf{v}^t 与角加速度 $\boldsymbol{\omega}^t$, 式中 \mathbf{E} 为船引擎的推力, I_c 为惯性张量矩阵:

$$\mathbf{v}^t = \left[\mathbf{v}^{t-1} + \left(\frac{\mathbf{F} + \mathbf{E} \cdot \mathbf{R}}{m} \right) \Delta t \right] \cdot \mu \quad (4.23)$$

$$\boldsymbol{\omega}^t = [\boldsymbol{\omega}^{t-1} + RI_cR^T\mathbf{T}\Delta t] \cdot \mu \quad (4.24)$$

- 通过当前的速度 \mathbf{v}^t 与角加速度 $\boldsymbol{\omega}^t$ 更新船体位置 \mathbf{p}^t 与旋转矩阵 R^t , 其中对于船体的高度信息使用船体重心处海洋的高度场信息 $h(\mathbf{x}_c)$ 来修正:

$$p_z^t = h(\mathbf{x}_c) \quad (4.25)$$

值得注意的, 算法的复杂度与采样点的数量 N 成正比, 因而在实际的操作中, 可以通过提取船体表面包围盒来获取特征点以减少特征点数量。

4.2.3 艄浪与艉浪的生成

如图 4.5 所示, 船只与海面的交互作用形成的浪花可以分解为船头尖锐处排开海水形成的艄浪与船尾马达推动海水形成的艉浪, 前者主要表现为海面的形变而后者主要表现为海面的白沫尾迹。因而在本文设计的海洋模块中, 艄浪由通过二维浅水方程计算得到的高度图与法线图表示而艉浪则由船尾的尾迹贴图表示。

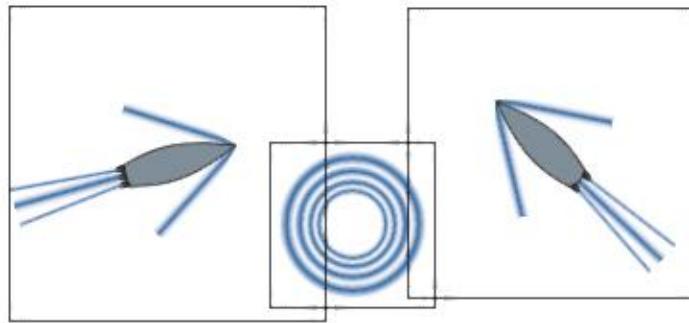


图 4.5 船体交互浪[6]

(1) 艏浪生成

对于计算 t 时刻局部网格的高度信息，即为求解 t 时刻公式 4.16 中 $\mathbf{U}_{i,j} = (h, h \cdot v, h \cdot u)_{i,j}$ 的 h 分量。船体时刻 t 对水体的影响，可以近似为计算与水体交界的每个特征点对局部模拟网格的水平速度 u, v 的影响。为了提高计算效率，本文做出以下两个近似：a. 忽略环境波浪的影响，将水面高度近似为常量 h_0 。b. 将船体的吃水线近似为一个常量 h_w 。则时刻 t 船体对水面的影响可以近似为吃水线 h_w 以下的特征点 $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$ 对周边海平面施加的斥力，则算法如下：

1. 以船为坐标中心，分辨率 L_s 为边长建立局部模拟网格，其实际映射尺度为 L_r 。
2. 根据前一章所述算法，求得当前时刻的船体水平方向速度 u_b, v_b 以及船体的旋转矩阵 R ，同时根据当前时刻 t 与上一时刻 $t - 1$ 船体的水平位移距离 $\Delta x, \Delta y$ ，移动局部模拟网格。
3. 遍历所有船体特征点，选取高度 z_i 低于 h_w 的特征点 \mathbf{x}_i^o ，修改特征点周边网格的流量。将物体坐标系下的点 \mathbf{x}_i^o 投影至解算网格坐标系 $\mathbf{x}_i^w = (\mathbf{x}_c + R\mathbf{x}_i^o) \cdot L_s / L_r$ ，式中 \mathbf{x}_c 为船体的坐标中心。由于船体在沿 v 向航行过程中排斥力在 u 向上较大，在 v 向上较小，因此设定变化矩阵 E_v 有：

$$E_v = \begin{bmatrix} I_u & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & I_v \end{bmatrix}, \quad I_u > I_v \quad (4.26)$$

选取水平面上以 \mathbf{x}_i^w 为圆心半径为 r 的圆形区域内的网格点 $\mathbf{s}_{m,n}$ ，则网格点 $\mathbf{s}_{m,n}$ 处水平方向速度 $u_{m,n}, v_{m,n}$ ：

$$u_{m,n} = \left(1 - \frac{\sqrt{E_v |\mathbf{s}_{m,n} - \mathbf{x}_{i,xy}^w|}}{r}\right) \cdot u_b \quad (4.27)$$

$$v_{m,n} = \left(1 - \frac{\sqrt{E_v |s_{m,n} - x_{i,xy}^w|}}{r}\right) \cdot v_b \quad (4.28)$$

4. 更新当前时刻模拟网格的水平速度 $u_{m,n}, v_{m,n}$ 后，根据公式 4.10-4.16 对模拟网格进行对流计算，求得当前时刻的局部模拟网格的高度图，并根据网格点的高度求出梯度图传入 GPU 进行后续的绘制。

(2) 魏浪生成

对于魏浪的表现，使用预生成的尾迹贴图（图 4.6）结合船体在局部空间坐标系下的位置信息通过纹理映射实现。

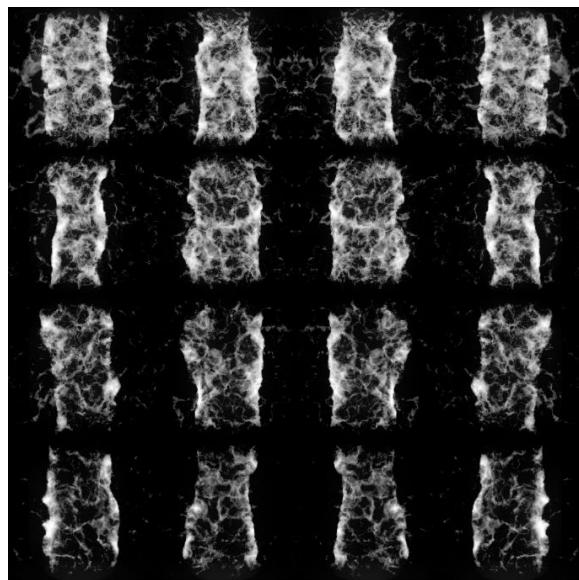


图 4.6 尾迹白沫贴图

尾迹贴图以行排列，不同行的纹理对应不同大小的船只，具体的绘制算法如下：

1. 根据最大尾迹贴图数 N 与前一小节所用的局部模拟网格的实际映射尺度 L_r 设定生命周期 $n_{max} = NL_r$
2. 根据船体的模型信息或者船体特征点数据生成 AABB 包围盒，获得船体的宽度 w 与长度 l ，则纹理映射的尺度也为 w ，同时根据船体体积设定该船体对应的纹理采样的行数 u_i 。
3. 当船体运动与上次坐标点间距大于 w 时记录新坐标点 $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i)$ ，其旋转角为船体 θ_i ，以此求得船尾处的位置坐标 $\mathbf{y}_i = (m_i, n_i)$ ：

$$m_i = x_i + \cos(\theta_i) \frac{l}{2} \quad (4.29)$$

$$n_i = y_i + \sin(\theta_i) \frac{l}{2} \quad (4.30)$$

同时使用随机数生成纹理采样列数 $v_i (0 \leq v_i < 4)$, 并记录当前坐标点的生命值 $n = t - t_0$ 。

4. 在片元着色器中根据记录点 $\mathbf{y}_i = (m_i, n_i)$ 的数据在海平面上进行纹理映射, 并使用生命值设定纹理的透明值 $\alpha = (n_{max} - n)/n_{max}$ 。

4.2.4 实验分析

对帆船在海面运动模拟的序列帧如图 4.7 所示, 可以看出本文的方法能够近似表现船只艏浪与艉浪的运动效果, 同时船体也会伴随海浪的起伏而进行匹配的位移与旋转。

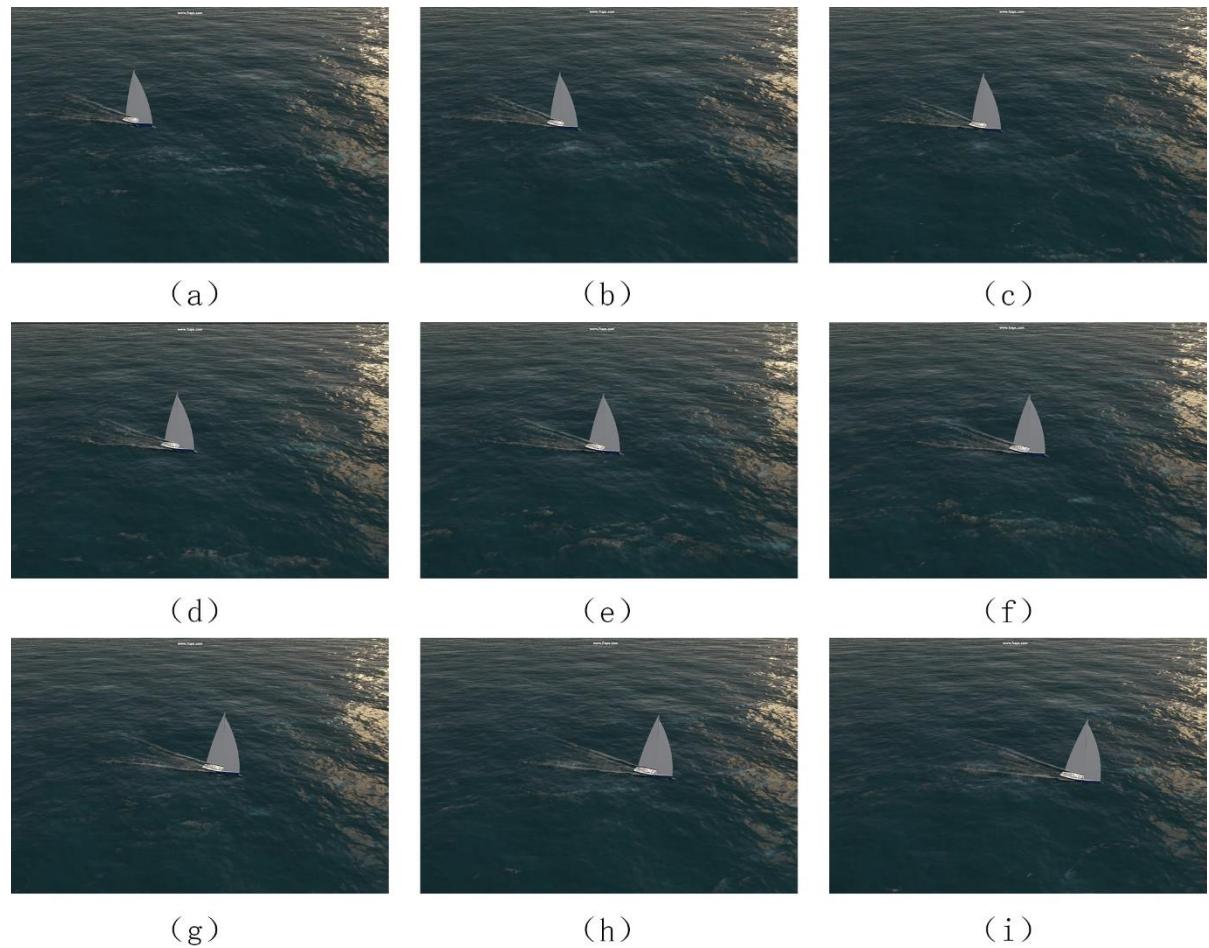


图 4.7 帆船运动图, 以一秒一帧截取

图 4.8 为航母航行演示，其中艏浪的计算分辨率为 512，艉浪的最大标记点数量为 20，其可以表现出船只航行形成的艏浪与艉浪效果。

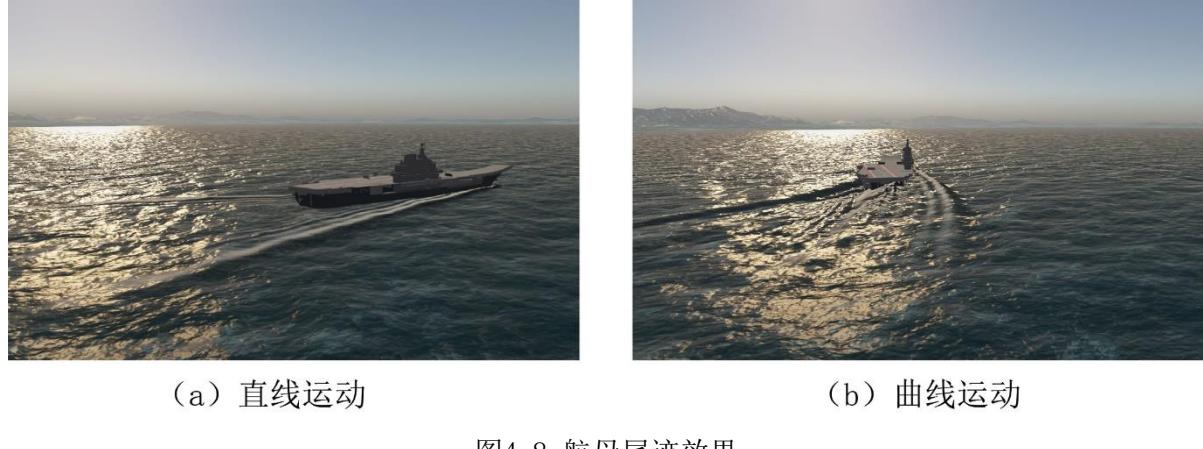


图4.8 航母尾迹效果

图 4.9 为小型船舶的效果对比，图 4.9(a)为本章在 512 分辨率下实现的方法，图 4.9(b)为文献[6]的效果，图 4.9(c)为文献[5]波动粒子生成方法的效果。文献[6]与本章方法近似，适用于模拟平静海面，文献[5]的方法并非构建局部网格，其区域不固定且随着波粒子的数量增加计算效率急剧降低。本章方法与文献[6]的方法相似，但本文对浪尖的白沫以及艉浪产生的白沫进行了模拟，因而具备更好的真实感。

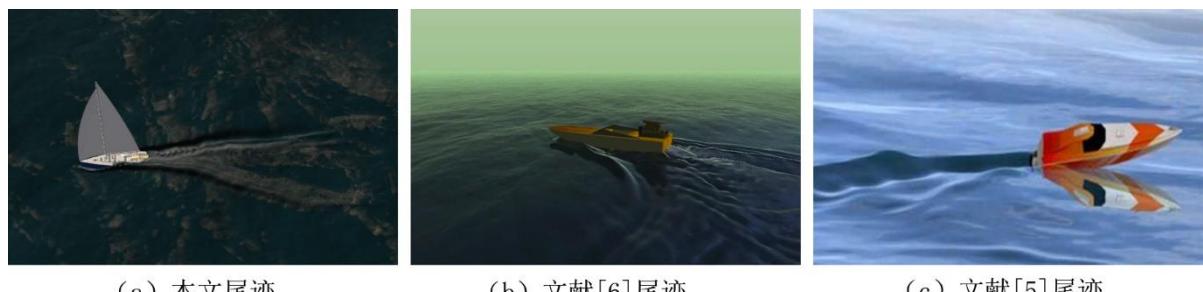


图4.9 小船尾迹对比

实验环境使用桌面级台式机，配置如下：

- CPU: AMD 2600，六核十二线程
- RAM: 16GB
- GPU: NVIDIA Geforce GTX 1070Ti
- CUDA: 10.1

使用 Nsight 记录实验数据，其中刚体模拟与艏浪计算使用 CUDA 计算，而艉浪的开销则计算开关艉浪后在同一视角下绘制的 GPU 时长差距，船舶的采样点数均为 1000

左右，不同分辨率不同船舶数量的效率如表 4.1：

表 4.1 船只艏浪计算 GPU 开销时间

分辨率	数量	刚体模拟 (ms)	艏浪计算 (ms)	艉浪计算 (ms)	总和 (ms)
1024	1	0.005	1.711	0.061	1.75
512	1	0.005	0.341	0.051	0.397
512	2	0.009	0.808	0.098	0.915
256	1	0.005	0.074	0.052	0.131

根据表 4.1 的数据可以看出对于艏浪的计算开销与计算网格的分辨率大小线性相关，而对于刚体的模拟，本文使用 CUDA 进行并行计算因而计算过程的开销极小，而在实际开发中性能瓶颈主要在于拷贝 GPU 内存至程序内存这步操作中（即执行 cudaMemcpyAsync 操作，CPU 耗时约 0.24ms），因此需要通过整合数据结构以保证在每一帧中对于任意多艘船只的数据只执行一次拷贝操作。对于艉浪的计算，开销仅关联与船只数量以及每个船只对于采样尾迹贴图的次数，因而性能开销是可控的。

4.3 本章小结

本章针对如何实现虚拟海洋场景中局部海面细节的模拟这一问题，选取典型的海陆交界的拍岸现象与海洋船舶航行的尾迹现象提出了实时模拟方法。对于前者使用 Gestner 波结合根据高度图生成二维距离场的方法，实现海洋针对特定风向的拍岸效果，其与地形模块具有较好的数据互通且具备较高的效率。对于后者分解为三个子问题分别处理：引入二维波动方程求解船舶航行中显著的船舶尾迹；使用预生成的尾迹贴图模拟船只艉浪效果，该方法具备效果与效率的较好平衡；引入刚体动力学，通过提取特征点进行物理近似的船体动力学。

第五章 系统框架设计与实现

第三章和第四章分别介绍了大规模海洋绘制中的关键技术与表现海洋真实感的相关伴随现象的模拟。第三章着重介绍了使用多层级映射关系的基于快速傅里叶变换波浪谱的海洋高度场生成技术，解决了在不同视角下平铺海面纹理导致瓷砖效应的问题；引入 BRDF 模型实现动态天气与动态时刻下的海洋的反射、散射光照着色，并且能根据海水的固有光学特性正确表现海水的真实颜色；对于海水随碎浪现象产生的浪尖白沫，使用雅可比行列式对梯度图提取特征值，结合多张白沫纹理贴图进行实现。第四章着重介绍了对于海洋中常见的拍岸现象，使用 Gerstner 波结合生成海洋的离岸距离图的技巧进行表现；对于海洋漂浮物的交互波现象，使用求解二维浅水方程的方法进行模拟。本章节将基于前两章介绍的方案，在视景仿真系统中对大规模海洋模拟模块进行实现。

5.1 海洋模块设计

海洋模块的实现分为三个步骤，首先进行波浪的建模，其次是根据船体运动进行尾迹的法线图生成，最后光照模型进行海水着色。

1. 对于环境波形，在程序端根据风级的预设值生成 t_0 时刻的频谱，使用 CUDA 的 cuFFT 库对频域的波浪谱进行快速傅里叶逆变换，生成多层次的海面高度图与法线图，在片元着色器阶段根据视向距离混合消除纹理平铺导致的重复性问题。对于拍岸卷浪效果，通过地形模块的接口获取地形块的高程数据，在 VIWO 系统中每个块的高程数据为 32×32 。获取当前所有处于视口中地形块后根据地形块的位置信息将其拼合成整块数据，再使用 CUDA 进行距离场的计算，在实践过程中还对生成的距离场进行高斯模糊以期获得更均匀的距离场信息，最终在片元着色器中生成拍岸卷浪波形。

2. 尾迹的生成在海洋高度场之后，对于需要生成尾迹的船只，需要在外部软件（如 MESHLAB）处理取得船只模型的点云位置和法线信息。尾迹的生成同样使用 CUDA 进行计算，通过海洋的高度图对船体的动力进行解算，而后将更新的船体信息传入二维仿真网格中进行尾迹计算并生成高度与梯度图，再将信息传入海洋绘制模块进行绘制。

3. 在生成所需的海洋高度图与法线图、海岸线信息图、船只尾迹高度图与法线图之后，便可以进行海洋的绘制工作。在全球海面上以初始视点位置建立局部坐标系用以纹理映射，根据第三章所述光照模型在延迟管线下使用多个颜色缓冲纹理传递散射、太阳光反射、泡沫、法线信息，并在大气着色阶段计算折射向量求得天空反射信息并合成最终的光照。

图 5.1 为海洋模块的 UML 类图，以下简述各个类的对应功能：

OceanAdvEffect: 海洋模块的主功能部件，用以读取 XML 参数信息、初始与回收各个相关类对象、接收地形模块的块信息用以生成海洋网格、更新船体动力信息以及向系统提供风级设定、风向设定的接口。

OceanAdvRenderer: 海洋模块的绘制部件，其功能是传递 uniform buffer 参数、着色器及贴图，绘制大规模海洋表面，调用地形模块接口获取并重组地形高度数据。

ShorelineManager: 海洋模块的海岸线处理部件，用以根据经过整合的地形高度图生成海岸线的距离场贴图。

SunStatus: 大气模块的太阳控制部件，能根据年月日提供不同时期不同时刻的太阳方向信息以及云层的密度信息。

OceanPatch: 海洋模块的海洋仿真部件，能够根据风级与风向等相关参数生成频波，并使用 iFFT 工具更新单层的高度与梯度信息（处于 CUDA 共享内存）。

FFTManager: 海洋模块的海洋仿真管理部件，由于采用了多层级映射结构，其控制多个层级的仿真组件，并向 GPU 传递高程与梯度纹理。

Coupling: 海洋模块的动力解算部件，主要负责初始化 RigidBody 类对象和 CapillaryWave 类对象，更新船体动力信息与模拟网格对船体的受力信息。

RigidBody: 海洋模块的刚体部件，主要负责读取船体采样点数据，记录船体状态如速度、角速度、旋转矩阵等。

CapillaryWave: 海洋模块的交互波生成部件，主要负责解算网格的移动、当前帧的交互波更新以及高度与梯度图生成。

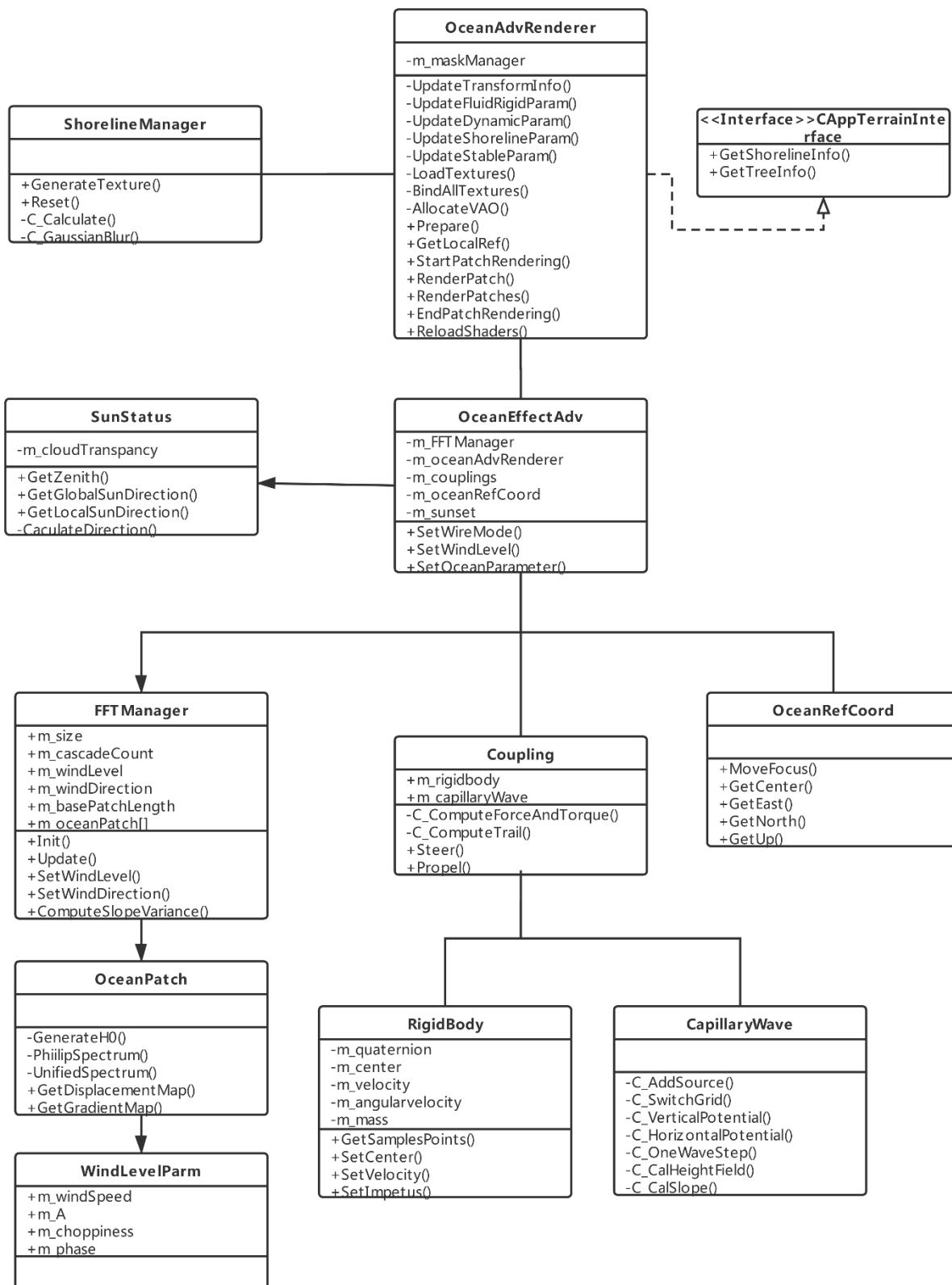


图 5.1 海洋模块 UML 图

5.2 光照计算流程

不同于前向渲染管线，VIWO 系统采用的是延迟渲染管线，因而对于平均天空光辐射度的计算较为特殊。首先对于反射的计算，不同于常见引擎中采用天空盒或反射探子技术，VIWO 系统中采用的是在延迟光照管线的光照合成阶段计算大气着色。如图 5.2 所示，在第 1 阶段先进行地形与模型的绘制，因而在第 2 阶段海洋在绘制的时候可以获取颜色缓冲实现水面的折射效果。在第 2 阶段根据第三章所述模型进行散射 C_t ，平均菲涅尔系数 \bar{F} ，太阳光反射 I_{sun} ，散射光 I_{sea} ，白沫遮罩 α_f ，白沫贴图 C_f 的计算并将各分量传入多重采样几何缓冲区，而对于天空光反射 I_{sky} 所需的分量 \bar{L} 的计算，则需要推迟到第 4 阶段计算天空光与大气散射时通过修改天空光函数的参数，使用反射向量 \mathbf{r} 代替视点向量 \mathbf{v} 以获取海面的天空反射：

$$\mathbf{r} = 2(\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}) \cdot \mathbf{n} - \mathbf{v} \quad (5.1)$$

在实际的操作中，随着风级的变化海浪起伏幅度也会随之变大，在较大风级下近海面的视点高度会出现低于面片高度的情况，导致反射向量计算的大气着色会取到大气低于地面的部分。因此还需进行视线与法线的夹角 $\mathbf{v} \cdot \mathbf{n}$ 的判定，当夹角大于 90 度时对反射向量 \mathbf{r} 根据平面再进行一次反射计算。在完成各分量的光照计算后，再大气模块中对云层密度的归一化数值 d 并根据式 5.2 进行光照的合成：

$$I = I_{sky} + I_{sea} + I_{sun}d + C_f\alpha_f \quad (5.2)$$

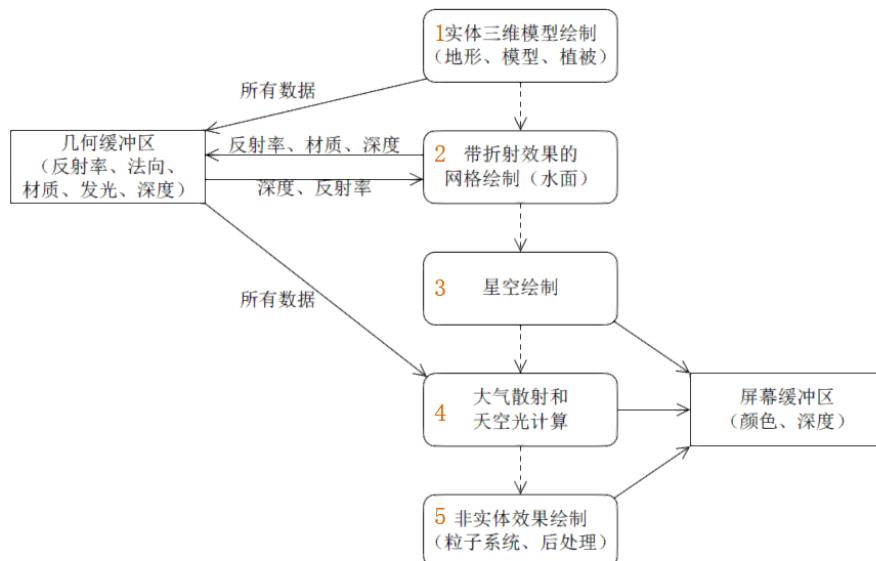


图 5.2 VIWO 系统绘制流程[40]

5.3 海岸线处理

在 VIWO 系统中，由于地形四叉树 LOD 的每个块的顶点分辨率仅为 32，且块的分裂与视点高度相关，因而在高空视点中受到网格较低的顶点密度影响使得海陆交接边界会出现较严重的锯齿现象，且难以表现桥梁、堤坝等狭长地形。对于这个问题，在系统中海洋模块会调用地形模块分辨率为 256 的地形语义信息，通过向着色器传递语义信息贴图，在片元着色器阶段使用语义信息贴图作为遮罩混合海洋的光照着色结果与当前帧的颜色缓冲信息来修正高空视点下的锯齿问题，其对比效果如图 5.3。可以看出对比图 5.3(a)与图 5.3(b)，修正后的结果能够防止海堤这种细长结构由于锯齿而导致的断点。

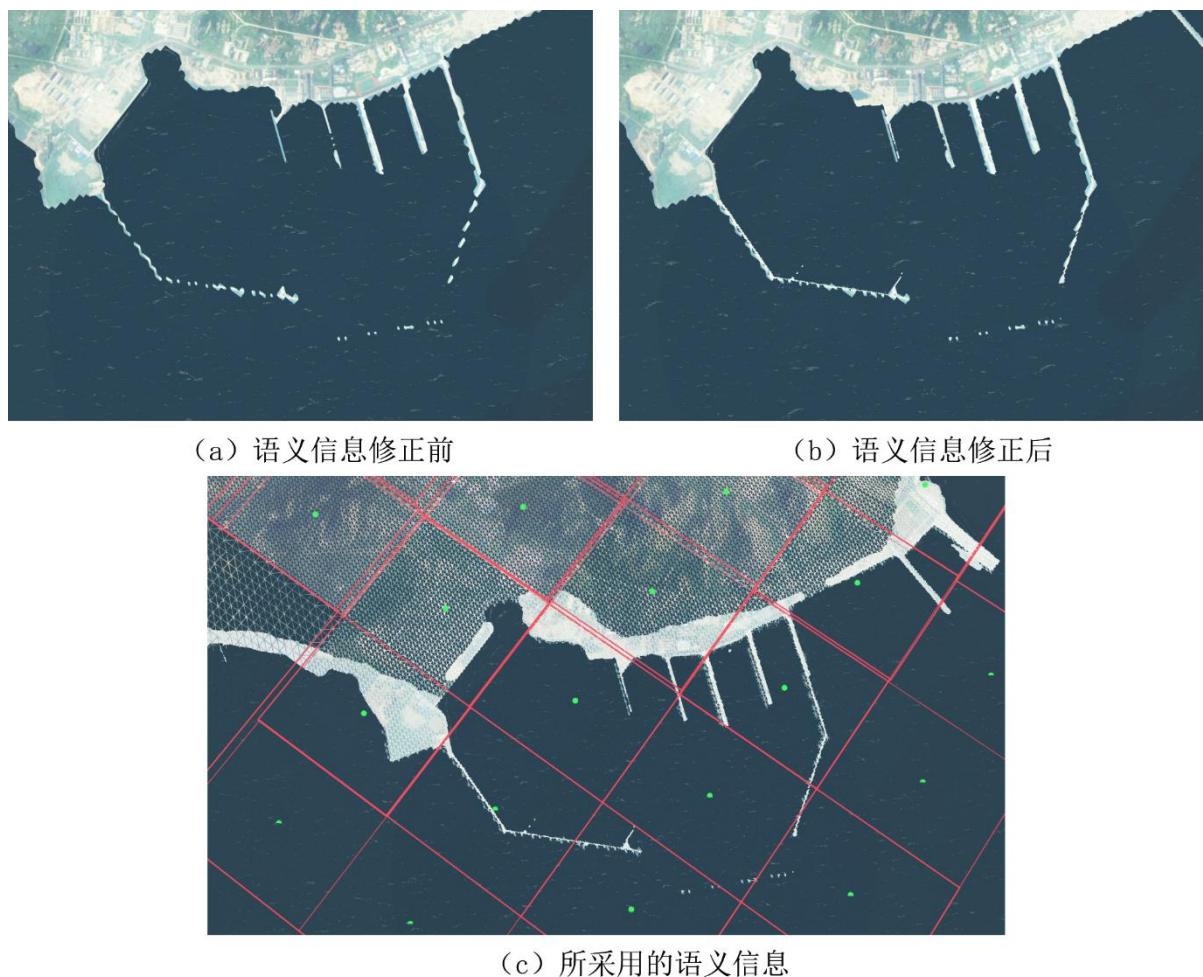


图 5.3 修正高空视点的海岸线边界问题

第六章 总结与展望

本文重点关注在视景仿真系统中对大规模开放性海洋场景的所要求的真实感与效率保证，针对大规模开放性海洋场景模拟的三个主要工作：视点宽容的高度场生成技术、动态大气条件下的综合光照模型、局部海面细节实时模拟展开研究，主要工作总结如下：

1. 提出了兼顾真实感和效率的海洋绘制方法：针对视景仿真系统对海洋模块的效率和真实感要求，使用多层级映射结构来保证不同的相机高度下对海洋细节的绘制，在近海处能够保证海浪表面的细节，在高空中能够消除平铺贴图导致的纹理重复性问题。在此基础上，针对不同蒲福风级下的海况，采用了风浪谱与长短波统一谱以反映不同风级的不同海况。最终的海洋高度场各项参数可调控，能够针对不同的应用需求兼顾效率与真实感的要求。

2. 提出了动态大气条件下的海面综合光照模型：针对海洋复杂的光照情况、不同的海况下不同的白沫现象、表面着色与天空光照强关联等现象，将大气条件、光线在海洋中的传播轨迹、海水的光学特征综合考虑，提出了一个海面综合光照渲染模型。引入微面元理论构造光照模型，较为真实地计算了海面对太阳光与天空光的反射与光线在海水中的散射；根据水体的固有光学特征计算水体对光线的吸收与散射作用，逼近真实地反映不同光照条件下的水体散射光线传输过程；根据波浪的特征值表述海洋表面的白沫现象，逼近真实地反映不同风级下的海洋表面。

3. 对能够高度表现真实感的海面局部交互波情况，选取典型的海陆交界的拍岸现象与海洋船舶航行的尾迹现象提出了实时模拟方法。使用 Gestner 波结合根据高度图生成二维距离场的方法，实现海洋针对特定风向的拍岸效果；引入二维浅水方程求解船舶航行的航迹现象，同时带入衰减系数反映正常的衰减现象；引入刚体动力学，通过提取特征点的方法实现物理近似的船舶航行。

海洋模拟仍是当前图形学领域的热门研究之一，在近几年的会议上有较为创新的模拟方法，也为未来工作提供了改进思路：

1. 相对于基于波动粒子与基于二维浅水方程对场景复杂度的线性关联，水面小波方法[13]虽然效率开销较大，但其与场景复杂度无关，且能统一海面漂浮物与海边障碍物对海水的交互作用，正确反映海岸线的凹凸形状对拍岸现象的强弱程度影响，在特定的复杂环境应用下能够提供更好的真实感，若能优化计算效率其不亚于现有的实现方案。

2. 当前的反射光线计算仍只能实现对太阳与天空的反射，无法实现对地形、船体、植被等的反射。屏幕空间反射算法在当前的游戏领域已有丰富的应用，可以使用该方

法实现对局部物体的反射以增强真实感。

3. 海底场景也是常见海洋系统中的常用功能，这一步的工作也可以通过屏幕后处理技术进行实现。

参考文献

- [1] Mihalef V, Metaxas D, Sussman M. Animation and control of breaking waves[C]//Proceedings of the 2004 ACM SIGGRAPH/Eurographics symposium on Computer animation. 2004: 315-324.
- [2] Peachey D R. Modeling waves and surf[J]. ACM Siggraph Computer Graphics, 1986, 20(4): 65-74.
- [3] Fournier A, Reeves W T. A simple model of ocean waves[C]//Proceedings of the 13th annual conference on Computer graphics and interactive techniques. 1986: 75-84.
- [4] Tessendorf J. Simulating ocean water[J]. Simulating nature: realistic and interactive techniques. SIGGRAPH, 2001, 1(2): 5.
- [5] Yuksel C, House D H, Keyser J. Wave particles[C]//ACM Transactions on Graphics (TOG). ACM, 2007, 26(3): 99.
- [6] Cords H, Staadt O G. Real-Time Open Water Environments with Interacting Objects[C]//NPH. 2009: 35-42.
- [7] Thomas G. Ocean Surface Generation and Rendering[D]. Vienna University of Technology, 2018
- [8] Munk W H. Origin and generation of waves[R]. Scripps Institution of Oceanography La Jolla Calif, 1951.
- [9] Kinsman B. Wind waves: their generation and propagation on the ocean surface[M]. Courier Corporation, 1984.
- [10] Pierson Jr W J, Moskowitz L. A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of SA Kitaigorodskii[J]. Journal of geophysical research, 1964, 69(24): 5181-5190.
- [11] Hasselmann K, Barnett T P, Bouws E, et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP)[J]. Ergänzungsheft 8-12, 1973.
- [12] Elfouhaily T, Chapron B, Katsaros K, et al. A unified directional spectrum for long and short wind - driven waves[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1997, 102(C7): 15781-15796.
- [13] Jeschke S, Skřivan T, Müller-Fischer M, et al. Water surface wavelets[J]. ACM Transactions on Graphics (TOG), 2018, 37(4): 1-13.
- [14] 任鸿翔. 航海模拟器中基于 GPU 的海洋场景真实感绘制[D]. 大连: 大连海事大学, 2009.
- [15] Johanson C, Lejdfors C. Real-time water rendering[J]. Lund University, 2004.
- [16] Tcheblokov T. Ocean simulation and rendering in War Thunder. China game develops conference. 2015.
- [17] Barré-Brisebois C, Bouchard M. Approximating translucency for a fast, cheap and convincing subsurface-scattering look[C]//Game developers conference. 2011, 6.
- [18] Haltrin VI. Absorption and scattering of light in natural waters[M]//Light Scattering Reviews. Springer, Berlin, Heidelberg, 2006: 445-486.
- [19] Schlick C. An inexpensive BRDF model for physically - based rendering[C]//Computer graphics forum. Edinburgh, UK: Blackwell Science Ltd, 1994, 13(3): 233-246.
- [20] Bruneton E, Neyret F, Holzschuch N. Real - time realistic ocean lighting using seamless transitions from geometry to BRDF[C]//Computer Graphics Forum. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd, 2010,

29(2): 487-496.

[21] Passy. Mathematics of Ocean Waves and Surfing. Passy's World of Mathematics. 2013.

[22] 李颖. 海洋场景实时绘制及交互关键技术研究[D]. 燕山大学, 2018.

[23] Ma C, Xu S, Wang H, et al. A real-time photo-realistic rendering algorithm of ocean color based on bio-optical model[J]. Journal of Ocean University of China, 2016, 15(6): 996-1006.

[24] Chang C W, Lin W C, Ho T C, et al. Real - Time Translucent Rendering Using GPU - based Texture Space Importance Sampling[C]//Computer Graphics Forum. Oxford, UK: Blackwell Publishing Ltd, 2008, 27(2): 517-526.

[25] Hable J, Borshukov G, Hejl J. Fast skin shading[J]. Shader X7, 2009: 161-173.

[26] Pope R M, Fry E S. Absorption spectrum (380–700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements[J]. Applied optics, 1997, 36(33): 8710-8723.

[27] Smith R C, Baker K S. Optical properties of the clearest natural waters (200–800 nm)[J]. Applied optics, 1981, 20(2): 177-184.

[28] Lewis M R, Cullen J J, Platt T. Phytoplankton and thermal structure in the upper ocean: consequences of nonuniformity in chlorophyll profile[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1983, 88(C4): 2565-2570.

[29] 刘世光, 王泽, 彭群生. 基于物理的浑浊水体的光照模拟[J]. 计算机辅助设计与图形学学报, 2011 (1): 6.

[30] Morel A. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters)[J]. Journal of geophysical research: oceans, 1988, 93(C9): 10749-10768.

[31] Zhu K, He X, Li S, et al. Shallow Sand Equations: Real-Time Height Field Simulation of Dry Granular Flows[J]. IEEE Transactions on Visualization and Computer Graphics, 2019.

[32] Losasso F, Hoppe H. Geometry clipmaps: terrain rendering using nested regular grids[M]//ACM Siggraph 2004 Papers. 2004: 769-776.

[33] Ulrich T. Rendering massive terrains using chunked level of detail control[C]//Proc. ACM SIGGRAPH 2002. 2002.

[34] Gonzalez-Ochoa C, Holder D. Water technology of Uncharted[C]//Game Developers Conference. 2012, 3: 15.

[35] Jensen H W, Marschner S R, Levoy M, et al. A practical model for subsurface light transport[C]//Proceedings of the 28th annual conference on Computer graphics and interactive techniques. 2001: 511-518.

[36] Premož Š, Ashikhmin M. Rendering natural waters[C]//Computer graphics forum. Oxford, UK and Boston, USA: Blackwell Publishers Ltd, 2001, 20(4): 189-200.

[37] Iwasaki K, Dobashi Y, Nishita T. A volume rendering approach for sea surfaces taking into account second order scattering using scattering maps[C]//Proceedings of the 2003 Eurographics/IEEE TVCG Workshop on Volume graphics. 2003: 129-136.

[38] 任鸿翔, 尹勇, 金一丞. 大规模海浪场景的真实感绘制[J]. 计算机辅助设计与图形学学报, 2008, 20(12):1617-1622.

- [39] Zhang Y. Real-time realistic rendering of sunrise and sunset on the ocean[M]. University of Maryland, Baltimore County, 2015.
- [40] 徐泽骅. 面向大规模户外场景的实时绘制系统[D]. 北京大学, 2016.
- [41] 郭福亮, 陈修亮, 梁英杰. 水体仿真与渲染方法研究综述[J]. 计算机应用, 2013 (2013 年 z2): 224-228.
- [42] Kurganov, Alexander, and Guergana Petrova. "A second-order well-balanced positivity preserving central-upwind scheme for the Saint-Venant system." Communications in Mathematical Sciences 5.1 (2007): 133-160.

致谢

本文的实现过程历时一年，从开题报告、初稿到终稿期间的反复修改，经历了种种困难也收获了不少知识。首先要感谢我的导师李胜老师，他为我的工作提供了帮助与指导，在毕业设计过程中遇到困难时，他为我理清思路，指导我往清晰的方向进行修改，并对我论文的最终成稿提出了不少有用的修改意见。同样我也要感谢汪国平老师，作为实验室的负责人他在忙碌的工作之余仍十分关心我的研究工作，在日常的学习工作中督促鼓励我克服一个个工作难点，努力地完善我的毕业设计工作。

我同样还要感谢实验室的盖孟老师、王少荣老师、何小伟老师和袁红亮老师在日常工作中对我的指导与帮助，感谢在实验室的三年期间跟我共同参与项目开发并帮助过我的徐力有师兄、金丰羽师兄和张桐源、易康睿、杨沛、王群、柳茗芊、周绍阳、矫叙伦、孙路畅同学，他们为实验室的 VIWO 系统做出了许多贡献，没有大家的共同努力，论文中的许多工作都会受到限制。

最后我要感谢抚养我支持我的父母，尤其在疫情这一困难期间为我的学习生活提供支持。在北京大学的这三年学习生涯我受益颇多，我也会继续努力地工作学习，努力成为一个对社会有用的人。

北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名: 马逸涵 日期: 2020 年 6 月 3 日

学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名: 马逸涵 导师签名:

日期: 2020 年 6 月 3 日

