

知识点：共 8 个

(1) 风浪流水槽

风浪流水槽（图 2-2-1）通过造风系统、造波系统和造流系统，在封闭的管道中形成人工的风、浪和流，构建模拟海面实际情况的背景环境，能够局部再现海上风、浪、流以及相互作用的基本动力过程和各种小尺度物理海洋现象，可以运用各种技术手段，近距离观测海洋现象和运动规律，还可以进行多种模拟实验。

(2) 波浪生成机制（风洞造波原理）

波浪（海浪）是海-气相互作用的产物。产生和维持海浪的能量主要来自大气动能，当海面有风时，海面水质点就会在风场的作用下，产生一种不规则的起伏，即风浪。在无风天气中，远方传来的浪，叫做涌浪。风浪或涌浪一旦生成后又改变波面附近的空气流场结构，改变后的流场又影响海浪的状态。

风浪生成有两个核心问题，一个是风的能量如何传递到风浪呢？另一个是进入风浪的能量如何进行分配和变化呢？波浪生成源于波面上的应力变化，应力变化可归咎于随平均流输送的湍涡和波浪引起的湍涡。

① Jeffrey (1924,1925)遮拦理论

海浪生成机制的研究起源于 Jeffrey (1924,1925)证明水面上的压力变化可以使风将能量传递给波浪，单位时间跨过单位水面，空气通过压力传递给水的能量通量为：

$$\frac{\partial E}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w g} \overline{p \frac{\partial \zeta}{\partial t}} = \frac{1}{2\rho_w g} S \rho_a (U_\infty - c)^2 (ak)^2 c \quad (1)$$

通过压力传递的能量取决于压力与波面斜率同相位的分量，能量输入依振幅幂指数变化： $E \propto a^2$ 。风速和相速度 c 相差越大，风输入给波浪的能量就越大。

在 Jeffrey (1924,1925)理论中，假定气流流线自波峰附近与波面分离，迎风面的压力大于背风面的压力，这种不对称的压力分布于波面斜率相同，所以能够导致能量的传递和风浪的成长，称为遮拦理论，将 S 称为遮拦系数。

遮拦系数 S 可以通过由于分子粘性失去的能量以及维持该能量损失所需要的最小风速 U_{\min} 来确定。计算得到，遮拦系数 S 正比于 U_{\min}^3 ，因此，最小风速的选择变得非常关键。Jeffrey (1924,1925)选择 $U_{\min}=1.1\text{m/s}$ ，得到 $S=0.3$ 。而观测表明，风浪常在无流线分离的情况下成长，实测的遮拦系数远小于预期值。

② Miles (1957)切流不稳定机制

Miles (1957)考虑了在上海风吹送下生成的波浪对大气产生的扰动，或者说，考虑了风生波浪对平均气流 $U(z)$ 产生的摄动作用，即考虑波-平均流的作用，但不考虑波动对大气湍流的作用。空气流的平均水平速度 U 随高度 z 增大，其下侧受到小振幅水波的扰动：

$$\zeta = a \exp[ik(x - ct)] \quad (2)$$

因为空气对水传输能量，所以气-水界面失去稳定性且振幅 a 随时间 t 增大，这就是切流不稳定概念。

Miles (1957)切流不稳定生成机制考虑到风的湍流特性，假定水面上方的平均风速依对数形式分布。在水-气界面引入小振幅波动，原来的平行气流受到扰动，气流中诱导产生波生速度及相应的波生雷诺应力。理论上可以证明，风的平均运动在临界层高度损失能量和动量，所损失的能量和动量通过波生雷诺应力向下传递，最后由和波面斜率同位相的压力分量将能量传输至界面的波动，使后者随时间指数地成长。这里，临界层高度是指空气平均流动速度与水面上波速相等所对应的高度，与此高度相对应的是临界层。Miles (1957)的理论除了采用风速对数分布外，不再考虑湍流的影响，所以构成了所谓的准层流模型。

该理论忽略了非线性作用，受到水波扰动的气流可用瑞利方程来描述：

$$\psi'' - k^2\psi - \frac{U''\psi}{U - c} = 0 \quad (3)$$

气流的上边界为未受到波动扰动的平行剪切流，气流的下边界为水波波面。

Miles (1957)将波面附近的压力变化写成：

$$p_a = (\alpha + i\lambda)\rho_a U_1^2 k \zeta \quad (4)$$

Miles (1957)理论的能量传输过程是：波生气流场于临界层自平均运动汲取能量，此能量通过波生雷诺应力下传，最后借助量 β 所代表的压力分量传递给波动，使之成长。Miles (1957)切流不稳定生成机制没有考虑空气粘性的作用，粘性次层中风速随高度线性增大， $U''=0$ ，Miles (1957)机制不能向波动提供能量。Miles (1957)机制可以促进某一段范围内的风浪增长，而不利于长波和短波的成长。

Miles (1957)剪切流不稳定机制成功地预测了风浪随时间的指数成长，与实际观测相吻合，但是，该理论仍然不能解释风浪的初始生成！

③ Phillips (1957)共振生成机制

当风吹在静止的海面时，海面上的湍流压力变化是随机的，重力和表面张力看作是振动系统的恢复力。海面上湍流涡压力可看作是一种外力，风浪是在该外强迫力的作用下产生的。气流压力场的移动速度近似于平均风速相等。不考虑产生的波浪场对气流压力场的影响。那么，大气输入源函数可写成 (Phillips, 1957):

$$S_{in}(\omega, \theta) = \frac{2\pi^2 \omega}{\rho_w^2 c^3 c_g} \Pi(\vec{k}, \omega) \quad (5)$$

其中 $\Pi(\vec{k}, \omega)$ 为大气压力三维波数频率谱。

只有当大气压力脉动速度（对流速度）与波浪移动速度相等时，该波浪与湍流压力产生共振得到能量而成长。

共振的条件为：

$$\omega = kU \cos \theta \quad (6)$$

假定湍流压力场各向同性，当满足公式(7)的条件时，则公式(6)等号右边的积分取最大值：

$$U \cos \theta = c = \frac{g}{\omega} \quad (7)$$

当波速与波传播方向上风速分量相等时发生共振，符合该条件的风浪得以迅速成长，此时风浪谱随时间线性增大，该机制称为 **Phillips (1957)**共振生成机制。该生成机制不仅试图说明风浪的初期生成，而且试图解释风浪的后期成长机制。

④ Phillips-Miles 联合模型

风浪首先通过 **Phillips** 共振生成机制生成，接着通过 **Miles** 剪切流不稳定机制成长，至一定阶段后，**Miles** 剪切流不稳定机制不再有效，**Phillips** 共振机制可能再度成为成长的主要机制。

可以将海面上的压力场写为：

$$p_a = (\alpha + i\lambda) \rho_a U_1^2 k \zeta \quad (8)$$

其中实部为 **Phillips** 共振机制，虚部为 **Miles** 剪切流不稳定机制。

Phillips-Miles 联合模型基本解决了风向浪输入能力的问题。输入给风浪的能量如何在不同组成波间进行分配呢？主要是通过非线性波波相互作用。此处不多赘述。

本虚拟仿真实验的第九步，风洞造波实验中，风机造风，吹拂水面造波模拟的是海面的风浪生成过程。风机功率与风速大小之间近乎成线性关系，通过改变风机功率，制造出速度大小不同的风。仔细观察速度不同的风在生成波浪时有什么异同点。第十二步，处理分析风、浪数据，探究风浪的生成机制与运动过程中，尝试使用观测到的风、浪数据验证风浪生成机制的 **Phillips-Miles** 联合模型。

(3) 推板造波原理

推板造波机通过电机驱动丝杠并带动置于水中的推波板往复运动以制造满足特定需要的波浪（图 2-4-1）。

本虚拟仿真实验的第十四步，单板造波实验中，推波板造规则波，模拟的是海面的涌浪，推波板造非规则波，模拟的是海浪（风浪+涌浪）。凑谱的过程就是将设置的波浪参数，转化为推波板的电压信号，以控制推波板的移动速度和位移，从而制造出我们预设的波。

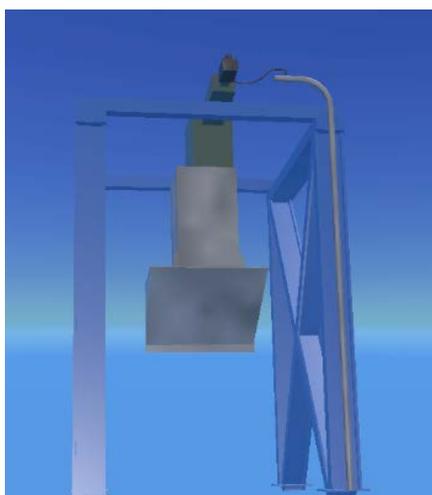


图 2-4-1 推板造波机

(4) 波浪运动过程

波浪的运动过程主要有波浪成长、传播、破碎，浪流相互作用、海气相互作用、浪与地形相互作用等内容。

与涌浪相比，风浪的运动过程多了成长环节，这是因为风不断地给浪提供能量。使用本虚拟仿真实验的第十、十一部测得的风、浪数据，计算波高同风速、风区、风时的关系，掌握充分成长状态的概念，涉及到的重要概念有：

风区：状态相同的风持续吹送的海域距离。

风时：状态相同的风持续吹送在海域的时间。

最小风区：在一定风速下，风浪成长至某一风时对应的理论上的最大尺度所需要最短风区。当实际风区大于最小风区时，风浪的成长受制于风时，小于它时，受制于风区。

最小风时：在一定风速下，风浪成长至某一风区长度对应的理论上的最大尺度所需要最短风时。当实际风时大于最小风时时，风浪的成长受制于风区，小于它时，受制于风时。

充分成长状态：风浪成长的最大状态。风输入给风浪的能量与波浪破碎所耗散的能量达到平衡状态，风浪停止成长，达浪的上限。此时与风区和风时无关，只跟风速有关。

(5) 波浪谱

海浪具有明显的随机性，不可能用确定的函数描述，必须采用概率统计或谱方法来描述。海浪波面位移的均值一般取为 0，海浪谱定义为波面位移自相关函数的 Fourier 变换。直接对海浪随机过程作 Fourier 变换，将得到平稳过程的功率谱：

$$S(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \left| \int_{-T}^T X(t) e^{-i\omega t} dt \right|^2 \quad (9)$$

和交叉谱：

$$S_{\zeta\zeta}(\omega) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{1}{2T} \int_{-T}^T \zeta(t) e^{-i\omega t} dt \left(\int_{-T}^T \zeta(t) e^{-i\omega t} dt \right)^* \quad (10)$$

同时考虑随机过程随时间和空间变化，可以得到波数-频率谱：

$$S(k, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} R(r, \tau) e^{-i(kr - \omega\tau)} dr d\tau \quad (11)$$

海浪谱表示海浪能量在不同频率、波数和方向上的分布，对海浪谱积分得到海浪的总能量。因此，海浪谱常被称为能量谱。

在风浪流水槽实验中，易于得到海面铅直速度：

$$\frac{d\zeta}{dt} = -\sum_{n=1}^{\infty} \omega_n a_n \sin(\omega_n t + \varepsilon_n), \rightarrow \omega^2 S(\omega) \quad (12)$$

直接分析波浪的波面铅直加速度，可以得到铅直加速度谱：

$$\frac{d^2\zeta}{dt^2} = -\sum_{n=1}^{\infty} \omega_n^2 a_n \cos(\omega_n t + \varepsilon_n) \rightarrow \omega^4 S(\omega) \quad (13)$$

将其除以频率的四次方即得到波面谱，而不必采用两次积分的方法。

除此之外，常用的海浪谱有 JONSWAP 谱：

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp\left[-\frac{5}{4}\left(\frac{\omega_p}{\omega}\right)^4\right] \gamma^{\exp\left[\frac{(\omega - \omega_p)^2}{2\sigma^2 \omega_p^2}\right]} \quad (14)$$

和 PM 谱：

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^5} \exp\left[-\beta\left(\frac{g}{U_{19.5}\omega}\right)^4\right] \quad (15)$$

其中 JONSWAP 谱对应有限风区的情形，PM 谱是充分成长谱。

本虚拟仿真实验中，第十四步，单板造波实验中需要用到海浪谱的概念。在第十二步和第十六步的数据处理中，也开始使用测得的波高数据计算海浪谱。

(6) 波动要素

波动要素是《海浪原理与计算》最基础的知识点。包括：

波高 H：对于正弦波，是相邻波峰或波谷间的垂直距离（图 2-4-2）；对于不规则波面，是相邻两个上跨零点之间的最大波面位移与最小波面位移之差（图 2-4-3）。

周期 T：对于正弦波，是相邻波峰或波谷间的时间间隔（图 2-4-2）；对于不规则波面，是相邻两个上跨零点之间的时间间隔（图 2-4-3）。

波长 L：对于正弦波，是相邻波峰或波谷间的水平距离（图 2-4-2）；对于不规则波面，是相邻两个上跨零点之间的长度（图 2-4-3）。

振幅：波面偏离平衡水面的距离（图 2-4-2）。

本虚拟仿真实验中，第三步打开水阀，给水槽放水环节中，同学需要知道，波峰处的水位高度为振幅与平衡水面之和。如果平衡水面接近水槽上沿，那么叠加正振幅之后，必然会溢出水槽，溅出水槽，容易引起线路短路，进而引发火灾。

第五步，仪器架设中，测波杆安装时要求同时测得波峰和波谷时的水位，皮托管安装时要求波峰时不能进水，同时又要保证风速剖面的完整性，就需要根据波动要素的知识，进行预估。

第六步，测波杆采零，也就是测得平衡水位的高度，并将其设置为 0。如果不进行采集零点操作，则在数据处理时，需要对水位求平均，计算出平均水位高度，再将所有的水位高度值减去平均水位高度值，才是波高。也是基于波动要素知识进行的。

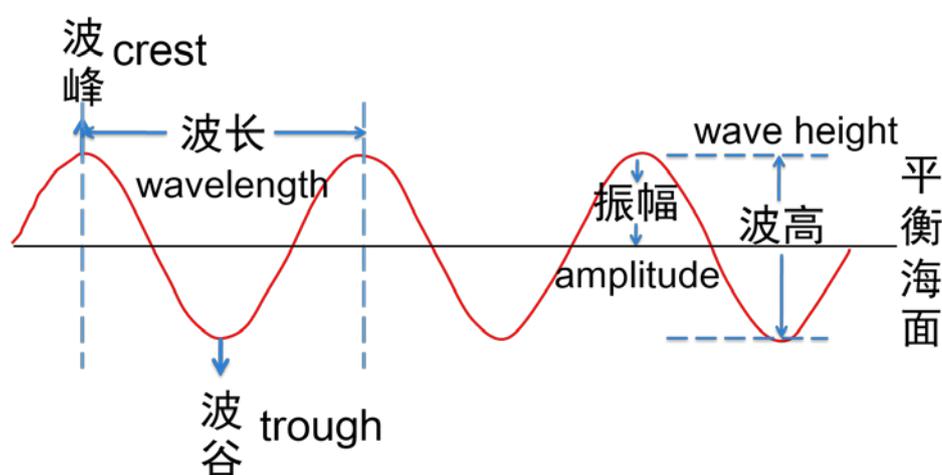


图 2-4-2 正弦波的波动要素

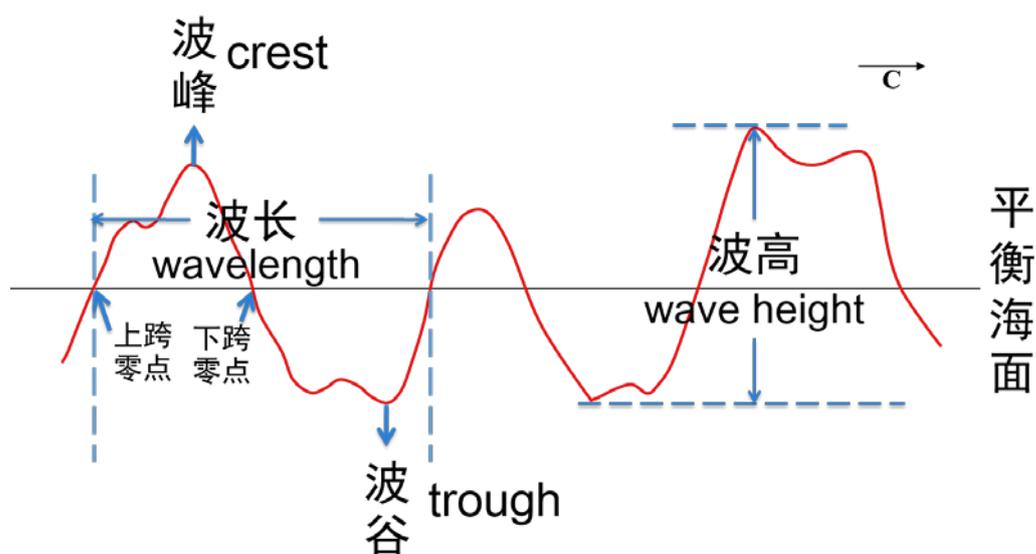


图 2-4-3 不规则波面的波动要素

(7) 测波杆测波原理

测波仪是观测波浪时空分布特性的仪器。按照工作原理可分为视距测波仪、测波杆、压力测波仪、声学测波仪、重力测波仪和遥感测波仪等几种类型。测波杆是借助于桩柱、支架或中性浮标垂直固定于水中的测波标杆。用目测的方法跟踪波面在标尺上的高低变化，称为目测测波杆；利用海水的导电性，通过电测方法测量测波杆浸泡于海水中的高度来测量波高的，称为电测测波杆，又称电接触式测波仪。电测测波杆根据测量元件的不同，又可分为电阻丝式、电容式、分段电阻式等几种。测波杆可长期定点连续观测，获取连续波形资料，做波谱分析。

本虚拟仿真实验使用的是 0.3mm 钽丝测波杆（图 2-4-4）。钽丝具有较高的分辨率和时间响应，涂有绝缘涂层的钽丝，竖直放置在水面附近，由于海水也是导体，钽丝和海水就形成了一个电容器，海水浸没钽丝的深度决定了该电容的大小，就可以利用钽丝表面极薄的绝缘层与海水之间的电容量大小来反映水面高度。

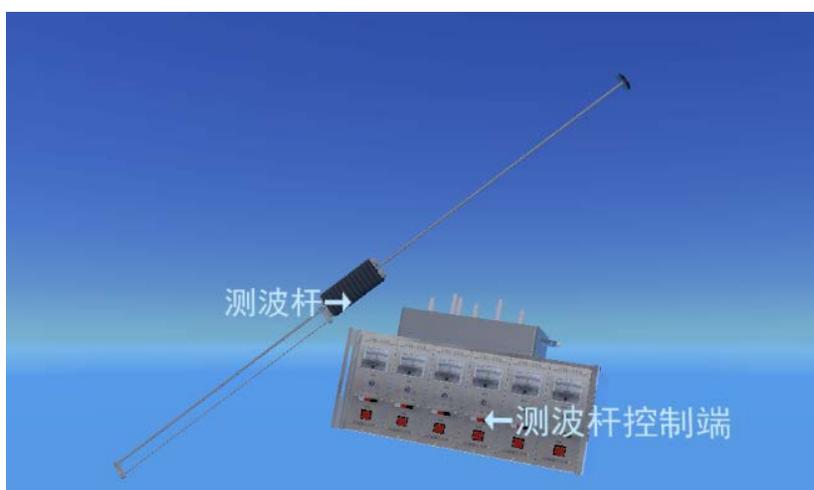


图 2-4-4 测波杆

本虚拟仿真实验的第四步，标定测波杆中，就是利用了上述原理。使用几组电压值与位移数据（工程值）对测波杆进行标定，计算得出工程值与电压值之间的系数和相关率。电压和工程值一般呈线性关系，若出现的拟合线是非线性，则说明仪器出现问题，需要送修。标定好之后，将标定结果存盘，在波高测量时，波高采集分析软件会根据实时测量的电压值对应转化为波高值。

(8) 皮托管测风原理

皮托管是一种常用的测量平均风速的传感器（图 2-4-5）。它的柱头部驻点位置开有一个小孔用于测量来流的全压强或滞止压力。侧壁开有一圈小孔或窄缝测量当地的静压强。低风速时，由全压强和静压强之差可以计算局部气流速度：

$$U = \sqrt{\frac{2}{\rho}(p_0 - p)} \quad (16)$$

其中， ρ 为空气密度， p_0 和 p 分别为局地全压强和静压强。皮托管一般与压差传感器配合使用。

本虚拟仿真实验的第八步，皮托管清零就是用于上述原理进行的。当无风时， $p_0=p$ ，压差和风速都应为 0。如果皮托管数据采集器控制箱（压差传感器）的读数不是 0，则应清零，同时打开风速测量软件，确认风速是否为 0。



图 2-4-5 皮托管

核心要素的仿真度

(1) 不同的风速可以生成不同大小的风浪。

同学们通过设置不同的风机频率，获得不同大小的风速。通过不同位置测波杆观测得到的波高数据，可以探讨风速与风浪大小之间的关系，探讨风速与波浪破碎的关系，探讨波浪参数随风区、风时变化等内容，能够很好的模拟出波浪的生成机制和运动过程，仿真度良好。

(2) 不同的推波模式可以生成不同的波浪。

同学们通过设置大小和谱型的调制波，探讨波浪破碎与调制波谱的关系。发现，规则波几乎不破碎。而不同的谱型，波浪破碎的程度和位置不同。这个实验能够加深同学们对各海浪谱的认知和掌握，同时也可以探讨波面下水质点的运动规律，仿真度良好。