

第 九 篇

海洋测绘技术应用与规范管理

第一章 海道测量

第一节 概 述

传统海道测量的主要目的，在于获取为了测制海图所必需的基本数据，特别强调对于安全航行有影响的各种特征。凡是保证安全航行所需要的一切测量工作，都属于海道测量的范围。但是，随着近海矿产资源勘探和海洋工程建设的发展，海道测量的定义已大大扩充了。

测深是海道测量的主要内容，就是在整个测区内逐点地测量在海面之下的深度。这些测深点是用三维坐标 (x, y, z) 来确定的，其中坐标 (x, y) 表示测深点的水平位置，坐标 z 表示深度。因此，海洋水平控制测量是海道测量的内容之一。测深是从海面上进行的，但海面随着潮汐而变化，因而不能作为测深基准面。为了建立一个测深基准面，把各点上在不同时刻所测得的水深都归算到该面上，通常都是在保证安全航行和考虑航道利用率的原则下，把测深基准面选在平均海面之下的某一深度处。各国采用的这一深度不尽相同，中国采用平均海面之下的理论最低潮面作为测深基准面。

为了确定深度基准面以及高潮线和低潮线的位置，在海道测量期间需要验潮。这类工作称为建立垂直控制，也是海道测量的内容之一。

为了满足纯粹的测制海图的要求，海道测量还包括以下的作业：

- (1) 测定航行障碍（破波和激潮等）以及浮标、信标和灯标等助航设备的位置；
- (2) 测定海底物质；
- (3) 推荐清扫线和导航线，以保证安全；
- (4) 测定岸上对于领航员有用的地形细部和明显目标的位置；
- (5) 精确地划定高潮线和低潮线；
- (6) 按比例尺绘出从海向陆所看到的海岸线景观；
- (7) 提出有关在测区中安全航行的建议，作为航路指南的一部分；

现有的测探方法可以充分完整地测量海底的自然起伏，但有些孤立的目标（如沉船的桅杆等）可能被漏掉，而这些目标又是航行安全的障碍。为了解决这一问题，采用扫海测量方法。

为了满足近海矿产资源开发和工程建设的需要，除了测深之外，还要采用上一章所述的地球物理测量方法，探明海底及其下面的地质情况。

很多工程建设，例如管线和电缆的敷设，钻井平台的建立，海港建设等，它们所需要海底地形信息，要比一般海图的更为详细和精确。因此，在这样的近海水域，海图比例尺不得小于 1:2.5 万。一般海图的比例尺，随着离开海岸的距离而缩小。

海道测量的主要设备是声纳系统，因而有声纳海道测量之称。但其他一些技术也可用于海道测量，其中一些已在应用，有些在试验研究中。航空摄影测量用于海道测量，称为摄影海道测量。摄影测量比声纳测量优越之处在于：第一，它能以高精度为水域提供 100% 的覆盖；第二，它能把沿岸水域和陆地连系起来。但是，它的主要弱点是透水能力有限；在沿岸浊水域，摄影方法可达到的深度一般是 3 米，在透明水域是 25 米，精度都可达 ± 0.4 米。

美国从 20 世纪 60 年代末开始进行了机载激光系统用于测绘沿岸水域的试验研究。由应用于大西洋中部沿岸水域的结果，证实该系统的深度可达 20 至 30 米。将同一水域的激光和声纳测深结果比较，得出激光系统精度的最佳估值是 16 厘米 \pm 10 厘米。

加拿大也研制了机载激光雷达测深仪 (LARSEN 500 Airborne Lidar Bathymeter)，已有商品出售。该仪器供沿岸浅水区测深之用，包括 4 个子系统：

(1) 扫描激光雷达收发机子系统 它的功能是产生和接收绿色和红外两种激光脉冲，并提供扫描器控制、姿态参数和扫描角数据。这两种激光脉冲是同时和共轴发射的；红外脉冲到达水面时立即返回，绿色脉冲部分地穿透海水，抵达海底才返回。两种返回的脉冲经检测后，由两者之间的时延，便可计算概略水深，然后再加入几何和环境影响改正。

(2) 飞机定位子系统 提供来自微波应答器或全球定位系统的数据。

(3) 辅助传感器子系统 连续地提供目标区相关的视频记录和高速率的激光测高数据。

(4) 数据获取和控制子系统 从上述三种子系统获取数据，加以格式化，存储在磁带上，并将仪器状态、数据质量参数和导航信息显示在控制接口上。

这种仪器的测深精度为 25 厘米，面积覆盖率为 70 公里²/小时，提供大致均匀的 35 米格网的测深密度。穿透深度视水质而定，混浊水质中为几米，高透明水质中为 50 米，在大多数海岸区为 20 - 35 米。

美国的波耳辛 (F.C. Polcyn) 评价了卫星海道测量。这是一种用于测绘沿岸浅水域的新技术，而浅海迄今大部分尚未测绘和开发，或者只是很粗略地测绘。因此，这一技术具有很高的潜力。关于 Landsat 卫星以高增益模式应用于海道测量，波耳辛提到，卫星海道测量直到 22 米的深度，精度优于所测深度值的 10%，已经得到了可靠的证实。

由于近海资源开发活动与日俱增，已有的海图不能满足需要，原因在于实际深度比图示的深度浅，所以用户要求精密测绘资源丰富和海运发达的沿岸水域。就海域土地租借来说，需要测深精度达到 ± 0.3 米的精密水深图。因此，对各种浅水测量技术的覆盖范围、可达到的最大深度和费用进行综合评价，是海道测量面临的重大任务之一。这些技术包括侧扫声纳系统、多波束声纳系统、摄影海道测量、机载激光海道测量和卫星海道测量。

目前测深数据都要求数字化。美国海军海洋局已建立了 $5' \times 5'$ 分辨率的全球水深数字化数据库，而且制定了数据库格式，以满足广大用户的要求。

第二节 声纳仪器

声纳是一种导航与测距系统。最简单的声纳系统是回声测深仪；较为复杂的声纳系统有侧扫声纳和多波束声纳。至于探照灯型（定向波束）声纳则用于国防（例如反潜艇）和其他目的（例如渔业）的系统，已超出了海洋测量范围。

一、回声测深仪

它利用具有垂直轴的固定波束，测定声脉冲射至海底、并由此返回所经历的时间 t ，自动地换算为深度 $R (= ct/2)$ 。所有的声纳系统都包括以下的部件（图 9-1-1）：

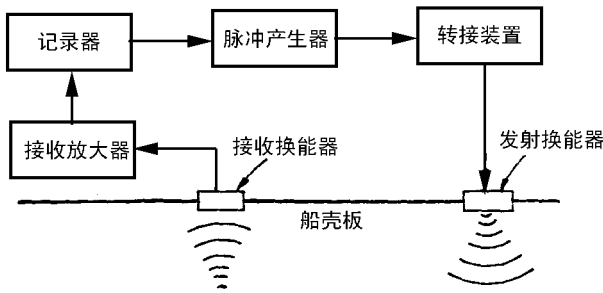


图 9-1-1

- (1) 脉冲产生器。提供电能；
- (2) 转接装置。将电能传至发射换能器；
- (3) 发射换能器。将电能换为声能，并将声能投射到海底；
- (4) 接收换能器。接收从海底反射的声能，并将它换为电信号；
- (3) 接收放大器。增大很弱的回声的振幅，以使其能启动记录系统；
- (6) 记录器。控制发射到换能器的电能，测定发射声脉冲和接收声脉冲之间经历的时间，将它换算为深度，以方便的形式显示出来。

在测量开始之前，必须检定回声测深仪，由于声速随着温度、盐度和压力的变化而变化，大多数回声测深仪的记录器都装有由调速器控制的电动机，调置它的速度，来抵消声速变化。具体检定方法如图 9-1-2 所示：将一长金属杆的两端水平地悬挂在两根标有分划的金属绳上，从船上徐徐地放下金属绳，使水平杆下沉到所要预置的深度处，调置电动机速度，使记录器所示的深度正好等于水平杆的预置深度。这种方法称为水平杆检定法。

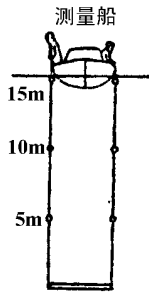


图 9-1-2

二、侧扫声纳

侧扫声纳技术出现于第二次世界大战末期。60 年代初已有商品出售。到了 60 年代末，侧扫声纳的概念为人们所普遍接受。1972 年在接近土耳其海岸的水域，利用侧扫声纳精确地定出一条沉没了 2000 年之久的古船的位置，使它更加受到重视。

侧扫声纳是一种用于海洋的动态成像系统，类似于陆地的航空摄影测量系统。它可以贴在船壳上，也可以装在拖曳器中，拖在船后的水面上或深水中。在后一情况下，发射变能器和水听接收机装在拖曳器中，记录器装在船上。发射变能器以水平方向狭、垂直方向宽的声束，垂直于船（或拖曳器）的航向发射高频（30—500 千赫）声信号。这些信号投射到海底的各种目标和特征上，由此反射回来，为水听接收机所接收。返回的信号传送（接收机在拖曳器中时通过脐带式电缆传送）到双信道（左舷和右舷）记录器，给出连续的条带状回声记录，直接位于船下的和两侧的海底目标和特征都被显示出来。

两种主要的侧扫声纳测绘系统是 GLORIA^① 和 SWATHMAP^②；前者是拖曳式的，后者贴在船壳上。SWATHMAP 系统以定性形式测绘海底，辨别主要起伏特征，确定区域性的构造趋向；两侧扫描每天可以覆盖 6 万平方公里。

利用立体摄影测量的基本概念和侧扫声纳立体像对，可以测定深度，其一般数学模型见克利里西（E.Clerici）论文（Marine Geodesy，1980 年 No.2），这样就使得侧扫声纳系统成为定量的。

水面拖曳系统便于确定拖曳器相对于船的位置，但却受到测量船所产生的噪声、海面湍流和波浪作用的不利影响。因此，目前趋向于发展深拖系统，使拖曳器在海面下的深度超出船生噪声和海面湍流的作用范围之外。

深拖系统的优点是：第一，由于声源（发射变能器）和水听接收机都远离测量船，消减了船生噪声的影响；第二，利用长的拖缆，断绝了船只运动和海面运动的影响；第

① Geologic Long Range Inclined Asdic 的缩写词，意义是地质长程倾斜潜水深测器。
② 意义是长程宽幅测绘。

三，消减了由于海水内的吸收和声束发散引起的声信号损失；第四，由于拖曳器靠近海底，可以获取更为详细的、分辨率更高的记录。

侧扫声纳主要有下列 9 个方面的用途：

(1) 海道测量。可以用于研究测量船下面及其两侧的海底地形，更为迅速地覆盖一个海域，保证在标准的回声测深线之间没有被漏掉的航行障碍。

(2) 地质。可以辨别海底的大、小特征，如岩石露头、巨砾、泥、砂、砾石和其他海底沉积物。

(3) 砂波。可以辨别经受砂波的海域，即使是几厘米高的砂波也可辨别（参见图 9-1-7）。经常检查给定的海域，对于认识接近海底的洋流可以提供有价值的信息。

(4) 矿产勘探。可以用于确定矿床（如锰结核）的位置。

(5) 电缆和管线。可以用于选线测量，避开岩石露头和其他障碍。在埋设之后，侧扫声纳还可以用来检查电缆或管线的位置，以确定是否仍然埋在海底之下或者暴露在外。

(6) 工程测量。在江、湖、港湾或海底进行建筑物安装工程之前，侧扫声纳可以提供有关海底情况的许多细节。场地情况、地形和各种障碍能够详细到这样的程度，可据以确定安装建筑物或开展其他工程（如疏浚）的最佳位置和方法。

(7) 海底搜索。侧扫声纳用于搜索海底目标（如废弃的井口、沉没的船只和飞机、鱼雷、被盗窃的汽车等），过去已经有了很成功的记录。

(8) 检查煤气渗漏。由海底管线渗出的煤气，在海水中形成气泡；这些气泡成为声目标。侧扫声纳常常用于确定漏气的位置。

(9) 水下考古。如前所述，侧扫声纳已用于找出了古沉船，它也可用于寻找其他古建筑的水下遗迹。

大多数近代侧扫声纳系统都可以选择测程，由 100 米到 500 米。测程越短，侧扫声纳记录越是详细。记录器的最后输出基本上是地形图，它详细地显示了海底的特征和特性。像岩石、暗礁、金属物体和砂波痕等良好的声反射面，在记录上表现成暗区，而声射束所未触及的洼陷和其他特征表现成亮区，也就是声阴影区，图 9-1-3 中的 L_s 表示该区的宽度。由 L_s 和目标相对于拖曳器的位置，可以计算目标的高度 H_t ，图中的 H_f 是拖曳器超出海底的高度， R_s 是目标至拖曳器的斜距，由相似三角形可得：

$$H_t = \frac{L_s \times H_f}{L_s + R_s} \quad (9-1-1)$$

有经验的作业员，一眼就可解释大多数记录。不只是分清显著的特征和目标，而且能辨别粗砂、散布的中砾石和细砾石区，以及带有砂波痕的中颗粒砂和粉砂区。管线是线状特征，表现为一条暗线，其后面则是声阴影区（亮区）。在用侧扫声纳检查管线时，如果发现冲刷区，则管线已暴露出来；遇到此情况，应立即重埋，以免受到拖网板和锚的损害。

如前所述，侧扫声纳是一种图像系统，不能直接测深。为了使它具备测深的功能，

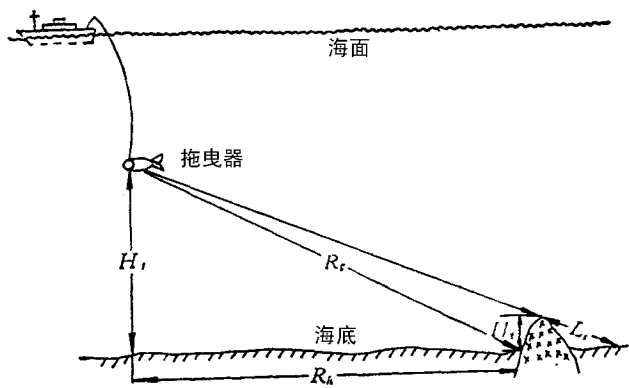


图 9-1-3

挪威研制了地形测量侧扫声纳 (TOPOSSS)^①, 其原理如图 9-1-4 (a) 所示: 如果除了斜距 R 之外, 再设法测出倾角 θ , 则可得出拖曳器超出海底的高

$$H_f = R \sin \theta. \tag{9-1-2}$$

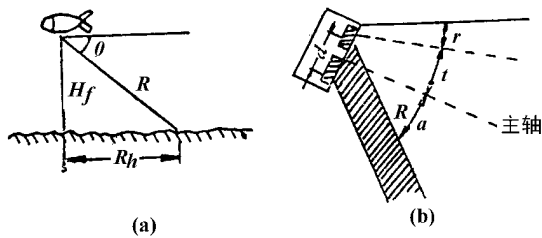


图 9-1-4

为了测定倾角 θ , TOPO-SSS 连续地测量两平行的换能器中返回信号的相位差 (相延), 如图 9-1-4 (b) 所示。相对于主轴成 α 角到达的球面波前, 在两变能器中引起时延 τ , 它与相延 ϕ 的关系是

$$\phi = 2\pi \cdot \frac{\tau}{T} \tag{9-1-3}$$

式中, T 是信号周期。

ϕ 与 α 角的关系是

$$\alpha = \frac{\phi}{k \cdot d} \tag{9-1-4}$$

式中: d 是两换能器之间的距离; k 是波数, 等于 $2\pi/\lambda$ (波长)。

为了获得海底的最佳照明, 换能器主轴对于地平成倾角 t 。拖曳器中另外装有压力

^① Topographic Side-Scan Sonar 的缩写词。

传感器和滚动传感器，前者用来测量施曳器相对于海面的深度 D_p ，后者用于抵偿拖曳体的滚动 r_0 。于是

$$\theta = \alpha + t + r$$

真深度

$$D = D_p + H_f \quad (9-1-5)$$

射束所触及的目标或特征至拖曳器的水平距离

$$R_h = R \cos \theta \quad (9-1-6)$$

三、多波束声纳

军用多波束深海声纳测深系统出现在 60 年代中期，以声纳阵列测深系统 (SASS)^① 为代表。一种称为 SEA BEAM 的民用多波束深海声纳测深系统出现在 1977 年。

SEA BEAM 的工作深度由 45 米到 1.1 万米；角度覆盖为 42.7° （船的两侧各约为 21.3° ），相应的带宽为深度的 78%。它以高的角分辨率 (2.7°) 提供数字测深数据，记录在磁带上。由阴极射线管显示出垂直于航向的剖面以及连续的带状海底等深线图。

将 SASS/SEA BEAM 加以改变，使之适用于大陆架的测量，产生了 HYDRO CHART 系统。它的工作深度由 3 米到 610 米；角度覆盖为 105° ，相应的带宽为深度的 260%。输出同 SSA BEAM 相同。

SEA BEAM 和 HYDRO CHART 这两种多波束声纳测深系统完全具备了迅速而详细测绘海底的能力，而且深度数据都是数字记录。它们共同的特点是方便、高作业率和高分辨率。与常规的单波束测深仪器比较，无疑为海道测量和科学勘探开辟了新的可能性。

美国国家海洋测量局的宽幅测深仪 (Bathymetric Swath Survey System, 简称 BS³) 也属于多波束声纳系统，它装有以下四种关键部件：

- (1) 高分辨率多波束宽幅声纳。提供 100% 的海底覆盖；
- (2) 上下、横摇、纵摇传感器。提供为了将声纳波束数据化为精确垂直深度和水平位置所必需的船只姿态数据；
- (3) 潮汐遥测装置和计程仪。提供潮汐改正数；
- (4) 高效率微计算机。吸收来自各传感器的数据，产生所需要的实时显示，存储原始数据。

BS³ 可达到的深度为 1220 米，它利用 21 个宽度为 5° 的接收波束，间隔为 5° ，两侧幅度各为 50° 。提供的覆盖为水深的 2.6 倍。

1986 年德国制成了具有 59 个波束的扇形声纳系统 HYDROSWEEP^②，它兼用于浅水域和深水作业，工作深度 10—1 万米，幅宽是水深的 2 倍，角度覆盖 90° 。采用交叉扇形检定法来抵偿声速变化。根据在科学考察中与 SEA BEAM 比较的结果，证实它的质

① Sonar Array SOunding System 的缩写词。
② 全名是 Hydrographic Multibeam Sweeping survey Echosounder.

量和可靠性至少同 SEA BEAM 一样，内部精度是水深的 0.5%，数字地形模型的中误差是水深的 1%。

第三节 测 深

测深作业是在一个海区布设测深点，以描绘该海区的海底起伏。这些测深结果加入潮汐变化改正之后，用于制作海图。

如第一节中所述，测深工作包括定位和测深。定位方法已详述于第二十五章，这里只讨论测深。

测深数据不只是供测制海图之用，还要满足一些科学目的的要求。例如，对地球动力学来说，要求海岭和海底断裂带的测深精度达到 ± 3.5 米；在海啸地震带，为了根据海底在震前和紧接震后的高程估值来计算海啸能量，要求测深精度达到 ± 1 米。

在大多数情况下，采用回声测深仪都是最适宜的方法。但如上节所述，在出测之前，需要对它进行检定。

利用回声测声仪作业，在于得出遍及测区的一些平行测深剖面，如图 9-1-5 所示。

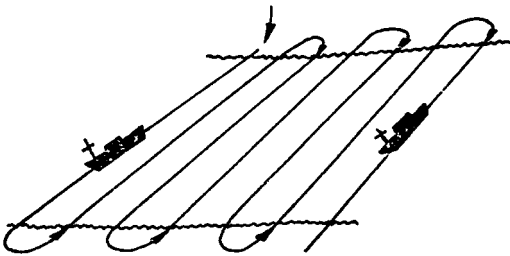


图 9-1-5

在近岸水域，以及在一些特定情况下，例如，穿过海草测深，当海底有软泥使得回声迹不清楚时，需要测定对于一块海底岩石或障碍物的最小深度时，可采用直接测深法。此法利用测深锤或测深杆，后者一般长 5 米，刻有分米分划。测深锤可以系在测深绳上，也可以系在带有刻划盘的扫海钢索绞车上。测深锤不如测深杆精确，但能测量较大的深度。

测深作业需要考虑以下的四个因素：

(1) 路线间距。在计划测线间距时，要考虑以下的情况：

回声测深仪波束锥所覆盖的海底面积的大小，取决于波束宽度和海的深度。人们可以就平均深度来计划测线间距，以使波束覆盖整个海底。这样一来，深于平均值的那一部分海底，将出现某些重迭，导致浪费；反之，浅于平均值的那一部分海底将得不到完全覆盖，出现空白区，有丢掉海底重要特征的危险，如图 9-1-6 所示。

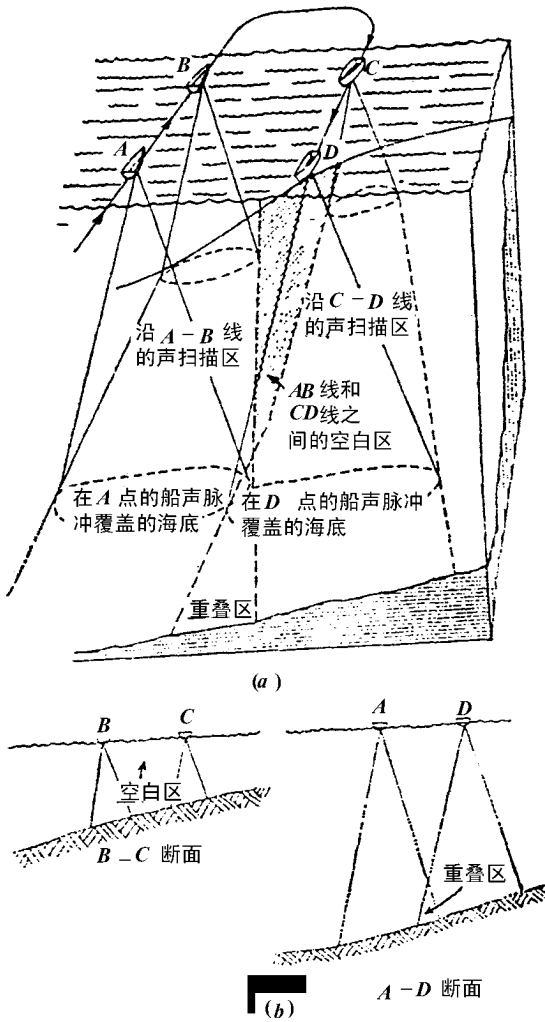


图 9-1-6

上述的缺点是否可以接受，取决于海底的一般性质。泥、沙和粉砂这一类的软海底，基本上是平坦的，即使有一些起伏，也是很平缓的；在测线之间声束所未触及的区域，不大可能有陡峭山顶之类的特征。反之，岩石海底可能有陡峭构造，只有完全覆盖，才能保证精确描绘。但必须注意，任何海底都可能屹立着沉船残骸；从测深仪的回声迹上往往完全察觉不到这样的特征，最好是采用其他方法（例如扫海方法）来证实。

增大测线间距而又能得到完全覆盖，有几种方法可供采用。最通用的侧扫声纳扫海，以成正交的两方向覆盖测区。由这种方法，可以得到测深线之间的海底的定性记录，显示出回声测深仪所未能检测出的任何特征。

(2) 测线方向。测线方向的选择，以能精确地绘出等深线为准则。为此，测线方向

应当尽可能垂直于预计的等深线。

在具有砂质海底的海域，盛行的潮汐流可能产生砂波，它的波脊延伸的方向与潮汐流方向交叉，如图 9-1-7 所示。这样，横测深线就易于漏掉砂波的最深和最浅部分，于是由等深线测深结果可能辨认不出具有特征的波形。目前海洋工程建设和商业活动都要求测量砂波运动，了解它与潮汐和波的关系。为了进行这种测量，侧扫声纳扫海方法特别有用。

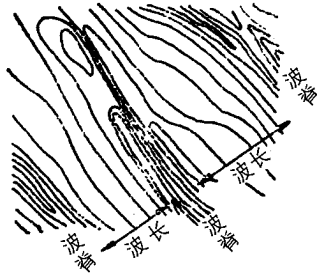


图 9-1-7

(3) 测深速度。测量船在其最大能力内的测深速度，取决于以下的因素：

①航行安全。

②定位间隔。一般定位点之间的间隔规定为在纸上 20 毫米，因而此间隔与测量比例尺有关。如果最高定位速度是 1 分钟（例如用六分仪测角后方交会），则船速约为 $(20\text{mm} \times 60) \div (1850000 \times \text{测量比例尺})$ 节，这里 1850000 是 1 海里相应的毫米数。另一方面，若采用自动数字计程系统，它能够以 1 秒钟的间隔定位，则对测深速度不加任何限制。

③回声测深仪脉冲重复频率。此频率与深度有关，一脉冲只能在收到前一脉冲的回声之后才能发出。若水深是 75 米，声传播速度是 1500 米/秒，往返经历时间是 0.1 秒，则每秒钟可以发射 10 个脉冲。如果需要测深的海底有合理的重迭，就要调置船行速度，以使其在 0.1 秒的时间内，船行距离不会比为了消失重迭所必要的距离过远。

④海面状态。在杂乱海面状态下，回声测深仪的记录质量将会下降。这时可以调置船速，以使所得到的回声迹是可以接受的。

(4) 测量比例尺。测量比例尺显然视所需要的精度和覆盖密度而定，而比例尺又可用作为规定测声速度、定位方法和测线间距的标准。例如，在测量一个水域的深度时，要考虑该水域的一般深度以及所用的回声测深仪的射束宽度和脉冲重复频率，来决定测线间距，比如 50 米。如果测量船速度约为 14 公里/小时，而且只有视觉定位设备可供应用。这时可以要求 15 米的定位精度。最佳图解精度作为是 0.1 毫米。由这些信息，试将测量比例尺取为 1:1 万，则 50 米的测线间距在图上是 5 毫米，上述第 3 款条中所提的图上 20 毫米的定位间隔将为 200 米，相应的定位时间间隔将为 6/7 分。这是一个可供实用的计划。

若按英国皇家海军测量局的图例，对于不足 50 米的深度，测线间距图上 5 毫米，定位间隔 10—25 毫米。采用高速测量船（30 节）和 1:2.5 万比例尺，则测线间距为 125 米，定位间隔为 250—624 米或 15—38 时秒。由此定位间隔和所要求的精度选择定位方法。

测深作业除了需要考虑以上各种因素之外，还要考虑一些情况。浅水域的回声测深仪记录通常很少疑问；但在较深水域，如图 9-1-8 (a) 所示，由于声束的发散，来自 A 的回声首先到达，记录上显示的海底深度比实际的浅。再如图 9-1-8 (b) 所示，如果海底有一条沟，则来自 B 和 C 的回声比来自 A 的较早到达，同样低估了海底深度。在这些情况下，应当把回声测深仪安置在深拖曳器或潜水器中，使其接近海底运动，以减小声束的发散度。深拖曳目前是侧扫声纳测量的标准方法。

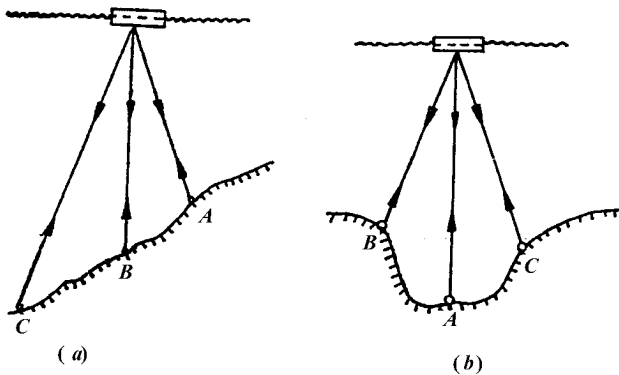


图 9-1-8

第四节 航空摄影应用于海道测量

航空摄影对于海道测量的应用主要有四项：描绘海岸线；测定航行危害物的位置；确定航道和估计深度；以及确定海面和下的海流方向和速率。

为了描绘海岸线，往往需要一系列多方向的摄影航带。在每一重迭带都要求有控制点，如果像片上很大一片都是无特征的水域，这将是困难的。对分辨力的要求，视摄影和海图的比例尺而定，目标是图上 0.1 毫米。对于明显的陆标、助航设备、潮位线（高潮位线，低潮位线，平均潮位线）、码头和近岸危害物（如岩石、暗礁，浅滩）等特征，应予以特别注意。

为了解决复杂的地面控制问题，曾经试用了种种方法。例如，美国曾用 9 镜头摄影机跨越水域，以及用超宽角高空摄影，采取解析三角测量方法，来为大比例摄影提供控制。但由于原来的多镜头摄影机只有一个镜头是接近垂直的，致使整个像幅的比例尺失真。在现代摄影机中，这种畸变大都消除了。

1. 比例尺。在选择摄影比例尺时，需要考虑以下的几点：

①从经济观点来看，要求高空摄影和少重迭；

②良好的立体测图仪，有能力进行精密测图，其比例尺至少 4 倍于摄影比例尺；

③对高度信息的要求支配着较大摄影比例尺的航高，测高精度取决于航高（由 1200 米航高的摄影可以得到 1 米的等深距，而且大致成比例，取决于所用的设备）；

④摄影比例尺一般在 $1/5000$ 和 $1/2$ 万之间。由于解释的困难以及商用飞机的高度限制（一般约为 7000 米），比例尺很少小于 $1/5$ 万。比例尺可以大到 $1/500$ ，就是说 400 米的航高和 150 毫米的焦距，得出 $1/2500$ 比例尺的接触像片，然后放大 5 倍。

（2）影像种类。新的摄影种类和冲晒技术对海道测量具有特殊价值。现将它们综合如下：

①黑白摄影（全色摄影）在黑白接触晒印像片上，大约能分辨 200 个灰色调，所用的电磁波谱的可见部分（0.3—0.7 微米）只能显示人眼可以见到的那些细节。

②真彩色摄影。利用电磁波谱的同样部分，可分辨 2 万个色调，这说明比全色摄影大有改进，但费用约为全色摄影的两倍。同航空摄影费用比较，这点增加的费用是微不足道的。为了解释水下的特征，彩色要优越得多。在透明水域，测绘等深线可以到 20 米的深度或者更深。

③假彩色摄影。当摄影色素不接近于真实时，就得到假彩色。举一个普通例子，0.7—0.9 微米的近红外波带，提供地面特征红外反射辐射的影像，失去了彩色保真性。但这种技术对于辨认潮间带以及它的地质和植被（漂流物、海藻），对于辨认正在变干的暗礁、岸滩和岩石，都有特别价值。

④红外行扫描摄影。利用中间的红外波带（3.0—5.5 微米）记录由地面特征发射的红外辐射。这一技术在接续的平行航线上扫描飞机在地面上的航迹，日间或夜间（但不通过云覆盖）都可提供热数据。辐射强度被转换为电信号。阴极射线管上被看成是运动亮点的电子束受电信号的控制，即由电信号支配电子束的运动，类似于雷达显示。摄取阴极射线管的显示，便得到记录，它是黑白像片；由于扫描束倾斜（飞机航迹两侧各 60° ），像片比例尺发生畸变。热区在像片上是白色，冷区是黑色。在热水和冷水混合处（如电站流出的水，河口水流），这一技术可以产生很有用的数据。

⑤机载侧视雷达。严格说来，它不是摄影方法。但当需要穿透云层、霾和雾，其他机载方法都失效时，这一技术却很成功。获取记录的方式与红外摄影技术相同，扫描地面的方式则类似于浮在海面的侧扫声纳系统。这一技术的分辨力差，对于勘察和草测最为有用。

以上五种技术中，假彩色摄影可能对海洋测量比其他方面有更为普遍的、直接的价值，特别是对于海岸线和前滨的详细测绘。它可以清楚地分辨水域；如果根据潮汐情况进行摄影，它能够以最少的地面控制精密而明确地测定高潮位线（或任何其他潮位线）。如果在海道测量之前进行假彩色摄影，则可大量地减少船上作业。

全色摄影特别适用于测量海流。每隔一定时间摄取浮动目标，可以很好地估计海流速度和方向。在长时期中每隔一定时间摄取沙滩和沙坝等，可以查明它们的稳定性或运

动情况。

⑥正射影像地图测制。在未开发的海域和其他难于到达的海域（如珊瑚礁和沼泽区），正射影像地图有着广泛的用途。

对于海岸区、浅滩、暗礁等危及海道测量船安全的水域，美国海洋测量局采用摄影水深测量方法。如上所述，由飞机上摄取的彩色影像可以穿透海水，提供海底特征的影像。利用标准摄影测量仪器和改变的几何关系，以抵偿在海面上光线弯曲的影响。测绘海底等深线，建立一些点的精密三维坐标。然后将这些点的坐标与海岸线测量和潮汐信息相结合。向海摄取的像片用摄影测量方法与陆地上的大地控制联系，将陆地控制网向海延伸，以测绘海底等深线。利用摄影测深方法，国家海洋测量局通常可以测量到 5.5 米的深度；在某些情况下，在海水透明的地方，可以到 18 米的深度。

第五节 海底特征调查

对于危及航行安全的每一障碍物，必须精确测定其位置（水平位置和深度）。要区分两种情况：第一，如果已经有了充分的测深覆盖，只要检查一下深度有显著差异的那些区域就够了；第二，有时需要核实所有障碍物，使它们都被确定，不存在任何疑问。

确定障碍物的作业有三项：第一，检查一个海域，以证实存在有障碍物，或者予以否定（如果测量结果表明有此必要的话）；第二，搜索据报某一海域存在的障碍物的位置；第三，用声纳、磁力仪或索具扫海。

在已测深的海域，利用声纳和磁力仪扫海，可以分别精确测定突出目标和金属目标的位置，然后利用索具或由潜水员、水下摄影机再进一步扫海。索具是一种有效扫海工具，它可以查明障碍物之上的最小深度（由海面到障碍物顶部的深度），或者一给定海域的最大通航深度（无障碍深度）。潜水员由视觉判识浅滩，并用测深绳测定其最小深度。这里所谓障碍物，是指岩石、沉船和浅滩，或者是屹立于周围海底之上的、充分孤立的目标，由等深线趋向或邻近的测深结果都不能发现它们。

（1）检查。方法如下：

- ①紧靠浅滩测深区在等深线之间进行检查；
- ②以所得到的最小深度为中心作一大比例尺局部图解；
- ③利用很慢的船速，可能时用舵效船速（使舵生效的船速）；
- ④为了确定障碍物最浅部分的位置，可用偏振镜或测深杆，或由潜水员来进行；
- ⑤设法将验潮读数中转到船上，如果办不到，就要周密地预推潮高；
- ⑥在集中测定最小深度的位置之前，要得出障碍物形状和范围的全面图像；
- ⑦在估计的障碍物位置上游 50—100 米处，设置一系留小球，以辅助作业，并作为前进的过渡标志。

（2）搜索。最适宜的搜索计划，有赖于据报的障碍物位置及其范围的精度以及可供应用的定位方法的精度。重要的是要有一个浮动标志或海底声标，用来作为基准位置。

搜索方式有三：

①星形搜索。可以给出最接近于基准位置的覆盖，搜索线与等深线大致正交，如图 9-1-9 (a) 所示。当精确知道位置时，这是最好的搜索方式；当只是模糊地知道位置时，这一方式会造成时间和工作的浪费。

②方形盘旋搜索。它可以提供均匀的覆盖；当利用电磁波定位法时，能够布设稠密的控制；也可以使船只保留在扫海区，用声纳或索具扫海，如图 9-1-9 (b) 所示。

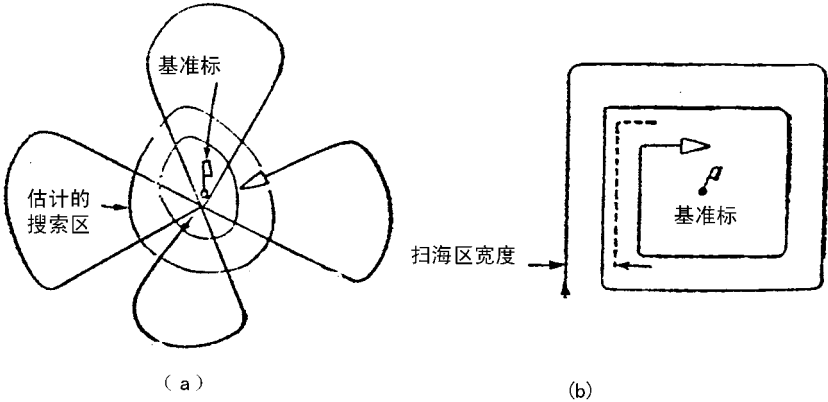


图 9-1-9

③矩形搜索。按照通常的测深方法进行。搜索线也是大致与等深线正交，同时提供均匀覆盖；搜索线间距有很大的灵活性，可根据需要放宽或缩短；根据等深线趋向，越是接近于障碍物最可能的位置，搜索线的间距越是缩短，如图 9-1-1 (c) 所示。

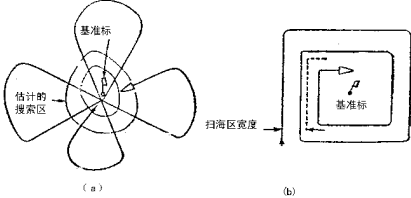


图 9-1-9 (c)

(3) 扫海。扫海可以采用声纳或者索具。如第二节中所述，声纳可以很经济地搜索大片海域，确定所有障碍物的位置。海港管理部门多采用拖底扫海，就是由两条船拖着索链，贴在海底上，沿着平行的路线进行扫海。当索链碰到障碍物时，可能使它破碎，脱离海底，并拖曳到与海底齐平；或者是两条船被索链系在障碍物上，不能行动。这时缩短索链，就可使船到达障碍物的上方，确定它的位置，注在海图上，或者予以消除。

漂浮钢丝扫海是较为精确的方法，适用于测量作业。将一钢丝悬挂在两船之间，两

端各系一沉锤，下放到预先指定的深度处。水下的钢丝大致位于一水平面上。当搜索中绊住一目标时，确定它的位置及其真深度。这时需要精确知道相对于测深基准的潮高。钢丝一触及障碍物，船上测深绳的角度会突然变化，这时立即放松钢丝，以防断裂。由于这一原因，漂浮扫海的船速要慢，为此，船要顶住潮流方向（在强风时顶住风向）航行。确定钢丝深度的方法有几种，最通用的方法是量取测深绳对于地平的角度，再由该绳下放的长度计算真实深度。

双船钢丝扫海法经常用于安全通航扫海，就是证实一条航道直到某一深度不存在障碍物，这一深度就是通航深度。这里要注意潮高改正。

第六节 验 潮

验潮的目的在于：

- （1）为国家水准网提供一个统一的高程基准；
- （2）建立深度基准面，以供将不同潮期所得的测深结果归算到该面上；
- （3）为潮汐预报提供数据；
- （4）获取有关平均潮位、最高潮位和最低潮位的信息，这是建造码头、桥梁和其他需要知道潮汐情况的工程建设所必要的；
- （5）为地壳运动以及海面长期上升趋势的研究提供数据。

验潮站有主站和二级站之分。前者的验潮工作要持续若干年，以获取一个地点较长的连续潮汐记录，为目前和将来提供基本潮汐数据。后者的验潮工作只持续一个短的时候，一般不到一年，超过此期限的只是个别情况；其目的在于获取一个地点的一般潮汐信息以及海道测量中为了归算测深结果所需要的数据。

对于设置主验潮站的地点，必须作慎重选择。首先，该地点应有足够的水深，至少在可能的最低潮位之下 1.5 米，在地区寒冷，冬季需要在浮井中加入煤油防冻时，以及在通常有风暴潮的无掩蔽地点，这一点特别重要。其次，以测定平均海面为目的的主验潮站，应当设置在开阔海岸上，或者有宽阔进口与海水连通的海湾中；以狭窄进口与海水连通的河流或海湾中，以及与海水主体有沙坝相隔的地点，都不宜设置主验潮站。最后，主验潮站应设置在环境清静的地点，对拥挤的港湾区保持一定距离；该地点的潮汐情况与一般海域相同，又避免了港湾区的喧扰。

二级验潮站地点的选择，视建站的目的而定。对于任一海域的海道测量，应当大致在测区的中央建立一中心站，在整个海道测量期间持续验潮工作。其他的站设置在测深海区的附近，这些站的分布，取决于逐点潮汐变化的情况。在某些局部地区，潮汐的出现几乎是同时的，而且潮差在大范围内接近于一样；在这样的局部地区，有一个二级站就够了。在其他一些逐点潮汐情况变化迅速的局部地区，需要以较密的间隔建站。

主验潮站应当安装固定式自记验潮仪。二级验潮站可安装便携式自记验潮仪；如果只作短期观测，可安置普通的验潮杆，每隔一定时间读取水位就够了。

主验潮站的标准设施包括：验潮室、浮井、固定式自记验潮仪、验潮杆和一系列水准点，如图 9-1-10 所示。

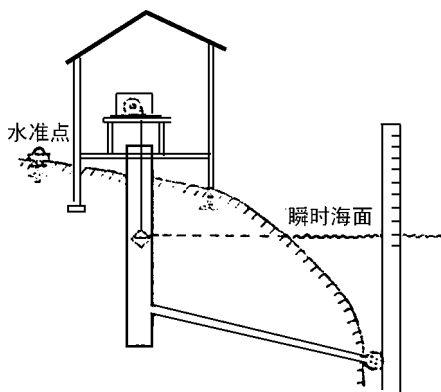


图 9-1-10

验潮室一般大约 1.8 米见方，2.2 米高。它通常安置在浮井的上方，以便将系浮筒的钢丝直接引到验潮仪上。如果限于验潮站所在地点的条件，不能作到这一点，则通过滑轮系和适当的管道系统将浮筒钢丝引到验潮室的检潮仪上。

传统验潮仪的主要部件包括：钟表装置、记录纸带、蜗杆、笔尖和浮筒。钟表装置驱动记录纸带，使它以匀速作前进运动。浮筒以钢丝系在验潮仪上，它随着潮汐的缓慢升降传到蜗杆上，后者驱动笔尖，使它在纸带上移动。笔尖和记录纸的组合运动，按比例尺绘出潮水涨落的连续图解。新式验潮仪可给出数字记录。

浮井可以是圆形或方形，口径一般约为 30 厘米，它必须严格垂直，以保证浮筒自由升降，不致触及井壁。根据验潮站所在地点的条件，浮井可以设置在海岸上，用导管通到开阔海域，如图 9-1-10；也可以直接通到海底，如图 9-1-11。在前一情况下，导管应保持一定的倾斜，高端通浮井；低端在最低潮之下一定深度处，但不要过于接近海底；在海水进口处应加上金属网。采取这些措施，可以防止泥沙和污物进入浮井，同时也抑制了波涛汹涌的影响。在后一情况下，浮井管由上、下两部分组成，两者的接合处是控制孔。上部分应有足够长度，以使控制孔在最低潮之下 1.5—2.0 米；其顶端高出验潮室地板约 10 厘米。下部分是支承管，它埋入海底，管壁一般有三对相对的窗口（20×8 厘米），朝着不同的方向，让海水自由流入井中。控制孔作成圆锥形较为有利，锥顶朝下；它的大小既要让海水自由进入，也要抑制波涛汹涌的影响。为此，在掩蔽地点，对于 30 厘米的浮井，控制孔口径以 4 厘米为宜，在开阔地点则采用 2.5 厘米。

每一主验潮站上都要安置验潮杆，作为验潮仪记录的参考尺。它需要有充分的长度，以供读取当地可能出现的最高潮位和最低潮位。验潮杆被垂直地安置在码头的柱基上或其他适当的支体上，它的分划读数是向上增加的，零点要充分低，以避免出现负读数。如果需要将零点安置在事先确定的某一基准上，例如平均低潮面，则将其分划延伸

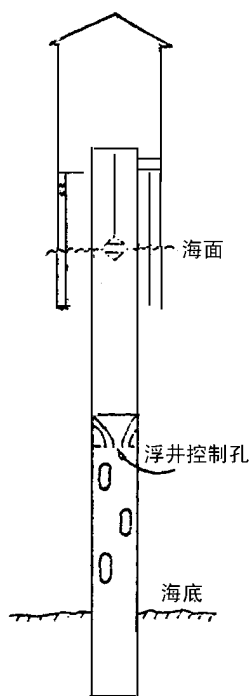


图 9-1-11

到零点以下。在安置了验潮杆之后，重要的是保持其零点高程不变。牢固地钉在支架上的验潮杆，是固定式的。

固定式验潮杆使用太久，其分划可能逐渐模糊。为了避免发生这种情况，可以建立永久性的支架，验潮杆则作成活动式的；当一根验潮杆不能继续使用时，可从支架上取下，更换一根新的。但新、旧验潮杆的零点必须保持在同一高程上。为此，支架顶端有一金属片，用来安置验潮杆背后的金属档，以保证零点高程不变。支架上每隔一定距离安装成对的金属导向卡，将验潮杆保持在垂直位置。

为了在大浪时能读取验潮杆，可在其中央装一直径约为 1.3 厘米的玻璃管，其下端部分封闭，以抑制管中水的运动。

验潮杆所在位置必须便于验潮员在方便的地点上精确读数。读数每日定时进行，并立即将此读数连同读取的日期和时刻记在验潮仪纸带上。这种操作称为比较记录。显然，验潮杆需要安置在验潮仪的近旁。

验潮杆所在位置，也要便于它与水准点之间的联测，以检查其零点高程。验潮杆上方应当有足够的净空，以便将水准标尺立在垂直位置。有时固定式验潮杆所在位置，要能够用安置在海滨上的水准仪直接照准；如果这一要求只是在低潮时才能得到满足，就要作其他安排，以使在不利的潮期水准测量不致受阻。

验潮结果最终要以一系列水准点为参考。为了保持由验潮所确定的潮位面，在验潮

站附近设置的一系列水准点称为潮汐水准点。为国家水准网提供高程基准的主验潮站，需要有多个潮汐水准点，从其中选定在永久性和可靠性方面都是最佳的一个作为水准原点。中国高程基准是由青岛验潮站提供的；该站设有 6 个潮汐水准点：一个原点、两个附点和三个参考点。

在验潮站建成之后，至少每隔 5 年进行一次验潮杆与所有潮汐水准点之间的联测，每隔 1 年或更短时间进行一次验潮杆与至少三个潮汐水准点（含水准原点）之间的联测，以检查验潮杆零点高程有无变化。

水准测量以平均海面为基准面。在理论上，这个平均海面应当是 18.6 年的时期内每小时海面高的平均值；但因长周期分潮的幅度小到无实际意义，如果就一年的验潮结果取平均，正好包括整数个主要的太阳和月球半日潮和周日潮，则由一年验潮结果求得的平均海面，与任何其他一年求得的平均海面之差，应在几个厘米以内。当然，由几年验潮结果求平均海面，比一年的更好。

中国曾采用青岛验潮站 1950—1956 年期间的验潮结果推算了黄海平均海面，作为国家水准网的水准基面，称为 1956 年国家高程基准。后来又利用该站 1952—1979 年期间的验潮结果计算了 10 个 19 年平均海面值，取其中数作为黄海平均海面，称为 1985 年国家高程基准。实际上两种基准之差只是 3 厘米。英国水准测量采用的平均海面，是由设在康沃尔的纽林验潮站 1915—1921 年期间的验潮结果推算的。

如上所述，测深基准面是一个水准面，海道测量期间所有的测深结果都归算到该面上，海图上所示的深度也应以此面为参考。但有些海图采用所谓“海图基准面”，图上所示的水深是“海图基准面以下的水深”。英国海军部潮汐表所载的是高出海图基准面的潮汐推算值和潮位。该部第 2 号潮汐手册还规定海图基准面高出推算的最低潮 0.3 英尺，现在的政策是使该面接近于最低天文潮面。测深基准面和海图基准面应当一致，但两者又可能不同，这是必须注意的。美国过去对不同的海区采用不同的测深基准面，大西洋海岸的海图上采用平均低潮面，太平洋海岸、阿拉斯加、夏威夷的海图上采用平均低低潮面。因此，测深基准面的选择并无统一的准则，视海区情况作适宜的规定。

第七节 海道测量在其他方面的应用

虽然海道测量的主要目的是为了获取海图测制所必需的基本数据，但也可以用于其他的海洋活动，以下介绍几个主要方面。

一、海运

海道测量为海运提供水道图、精确位置和潮汐表，海运由这些资料获取的受益是：保证航行安全，减少搁浅危险；选择最佳航线，以节省燃料；利用防撞系统减少事故发生率。

应当根据水深、海底特征和需要用图航行的船只的大小，来规定水道图的比例尺、测深密度和测量精度，以使水道图标准化，具有充分精度。重要的是要以高精度标示出最小深度和障碍物。

在沿岸水域，测图比例尺一般在 1:1 万和 1:5 万之间；在深度大于 20 米的近岸水域，可以采用较小的比例尺。测深路线的间距是平均水深的 3 倍。沿测深路线的深度连续地记录在回声测深图上。沿岸水域的定位精度要求是 1 至 5 米。测深精度要求视水深而定：水深在 20 米以内是 30 厘米；水深由 20 米至 100 米是 1 米；水深超过 100 米是深度的 $1/100$ 。这些是国际海道测量局对于海道测量所推荐的精度标准。

潮汐表和等潮图是根据系统的验潮记录与调和与分析制备的。海道测深结果可以加入潮汐变化改正，化算到海图基准面上。在利用海道图时，必须预推水位，为此，需要有潮汐表与调和常数。将潮汐值外推到近岸地点，要利用等潮图。

二、渔业

渔业对于海道测量的要求是多方面的。为了渔船安全航行，保证捕鱼范围不超出领域界线，布置和收回捕鱼索具，确定足以危害捕鱼工具的障碍物和危险物的位置，以及确定鱼类资源的位置，等等，需要利用定位和测深数据以及海道图。

渔业对于定位精度的要求是比较低的，一般是 50 米至 200 米，因而可以采用较简单的定位系统。重要的是，定位操作必须简单而迅速。

除了以上的海道测量资料之外，为了研究鱼类的洄游、产卵、觅食等习性，还需要知道海水温度和盐度。对于鱼类资源所在水域，不仅要知道海底地形，还要知道海底物质，因为这些因素影响所用的捕鱼工具。

为了开发鱼类资源，沿海国家都在发展海滨区的水产养殖业。为了选择养殖场，除了测量海水温度和盐度之外，还要对海水进行化学分析，以确定是否存在有害的污染物，并查明溶解氧的浓度，以保证所要养殖的海洋鱼类的生存和防止过密放养。海水的溶解氧可能有季节性变化，而这种变化往往又与温度和盐度变化有关。

三、港口建设和管理

如本篇总论中所述，随着现代货轮和油轮吨位的不断提高，需要建造深水码头、栈桥和泊位，以及开辟深水进港航道。这些工程涉及到大量的疏浚工作。

在近岸浅水域，往往需要将单点系泊地设置在水深能容许油轮装卸的地点，而这些地点可能离开岸上设施相当远。在这种情况下，需要得到多方面的测量工作的支持。

港口建设和管理所需要的测量工作主要是海道测量，而且要求是高精度的。深吃水油轮在必要时，可能在 30 米左右的水深中在下脊棱只有 1 米或更小的净空下操作，这时砂波将是一种流动的危害物，它通常是近海底有强海流的象征，这里要求进行密集的测深。为了检测这样的特征，得出其波长和振幅，侧扫声纳是有力工具。必须测定所有

障碍物的位置，沉船、锚和其他金属目标最好用磁力仪检测。为了核实航道和码头近旁的最小深度，最可靠的方法是钢丝扫海。

精确潮汐和波浪信息极其重要。当海浪逼近沿岸线水域时，水位会有显著变化（直到1米），导致海水呈漏斗状通过狭的入口（例如防波堤入口）。海港内的海流动荡，会使系泊地的船只并列成排，可能由于互相碰撞而受到严重损坏。由强风引起的风暴潮吹过浅水域时，会使港内和入口处产生风增水，这时潮位比预推的高；但更为重要的是，逆效应可能引起负的急潮，使潮位显著地低于预推值。由于这些原因，必须经常监测潮汐和气象情况，全面地研究海流和潮位起伏。

在疏浚工作中，为了监测海底物质的运移，要求连续的精密定位和深度控制。海道测量还要提供疏浚区海底物质的地质情况以及潮汐和海流信息，后者影响挖泥船可使用的吃水。此外，测量员需要估计疏浚中所要运移的土方量，以及进行疏浚后的测量，以确保疏浚工作按计划完成。

海浪可能严重地限制疏浚工作的精度以及可作业的时间，在制定疏浚计划时，需要有浪高数据。

如果在潮汐区倾废，测量员需要观测废物的运行情况 and 海流，以保证废物不会侵入其他的水道。

第二章 海洋潮汐与水位控制

我们知道，大地测量的高程是从某地平均海面起算的，而平均海面则是通过潮汐观测确定的。如我国的黄海高程起算面，就是利用青岛验潮站 19 年的观测资料计算出来的平均海面。而海道测量所得的水下深度通常是从深度基准面起算的，这个深度基准面也是根据海区潮汐观测资料按照一定数字关系计算出来的。这两个面是既有联系，又有区别。水下地形测量，可以平均海面为准测量水深值，将高程统一于大地测量基准。但现在多数水深测量数据往往是以深度基准面为准，如果进行水下地形成图时，可依据两面的关系，改化成与陆地地形图统一的高程基准。

以上所述的平均海面和深度基准面是通过验潮站对作周期性的升降运动的海面进行一定时间观测后，通过潮汐分析求得潮汐调和常数，以调和常数再求得深度基准面、平均海面及验潮站有效范围的。利用调和常数还可判断潮汐性质、绘制潮波图、进行潮汐预报等。总之，潮汐分析是求定基准面的理论基础，我们将在本章第一节作一简要介绍。此外，大家知道，在进行水深测量时，测得的深度是由瞬时海面起算的，因此必须把测得的深度改正到从规定的基准面（平均海面或深度基准面）起算的深度，这就是水位改正。

关于潮汐观测的方法，在沿岸海域验潮，通常采用设立验潮水尺或选用自动验潮仪。国产的 ASS-1 型自动验潮仪，测量误差为 $\pm 1\text{cm}$ 。远海验潮，可采用进口的 WLRS 型水位计。该仪器可将瞬时水位自动记录在磁带上，工作结束后，可在室内通过回放进行资料处理，水深在 0—200m 范围内，分辨率可达 2.7cm。

第一节 潮汐分析

所谓潮汐分析，是指在一定的时间序列中，通过对海面的观测（验潮），而获得了某地区潮汐变化的资料，我们采用相应的数模对其进行计算，得到所需的潮汐主要参数的过程。

潮汐分析从时间长短上可分为：长期分析、中期分析和短期分析；从分析方法上则又分为：调和分析和波谱分析两类。调和分析是传统的分析方法，采用此法可以满足一般潮汐资料处理的要求。属于调和分析原理的具体方法主要有达尔文方法、最小二乘法、杜德逊方法、富里哀分析等。而波谱分析，是利用数值分析找出潮汐波参数的函数关系，进而求得主要分潮常数的方法。由于该法在我国尚少使用，故本节不介绍，而只

叙述潮汐调和分析内容。

潮汐调和分析认为，潮汐观测曲线是由若干个分潮组合而成的，通过数学方法可以求出各主要分潮的调和常数。考虑到实际工作的需要，一般说来，在对某一水域潮汐观测资料分析时均采用 6 个主要分潮： M_2 分潮、 S_2 分潮、 K_1 分潮、 O_1 分潮、 M_4 分潮和 MS_4 分潮。依此，可给出某一期间的潮位的数字模型如下：

$$\begin{aligned}\zeta(t) &= a_0 + \sum_{i=1}^m R_i \cos(q_i t - \theta_i) \\ &= a_0 + \sum_{i=1}^m (a_i \cos q_i t + b_i \sin q_i t)\end{aligned}\tag{9-2-1}$$

式中： a_0 为观测期间的平均海面；

R_i ——为分潮振幅；

P_i ——为分潮的角速率；

θ_i ——为分潮的初相位；

$$a_i = R_i \cos \theta_i ;$$

$$b_i = R_i \sin \theta_i ;$$

m 为分潮个数，如 $m = 6$ 。

需要说明的是，上式中忽略了具有随机性的非天文潮位 $r(t)$ 这一项。

一、达尔文法

达尔文方法是对 30 天潮汐连续观测序列进行处理的调和分析。它的特点是，认为潮汐由许多分潮群组成，以其周期不等的特点把它们分离。例如，M 群中有 M_1 、 M_2 ……；S 群有 S_1 、 S_2 ……。在进行分潮群分离时，先求出各群每个分潮时的潮高，再求出各分潮群的参量 a 和 b ，进而求得 R 、 θ 和分潮调和常数 H 、 g 。

$$R = \sqrt{a^2 + b^2}$$

$$\theta = \operatorname{tg}^{-1} \frac{b}{a} \quad (\theta \text{ 应注意象限变化}) \tag{9-2-2}$$

$$H = R/D$$

$$g = V_0 + d + \theta \tag{9-2-3}$$

式中： V_0 为天文参量匀速变化部分；

D 、 d 为分潮振幅订正和迟角订正。

为计算各分潮群每个分潮时的潮高，达尔文制作了专用表格（镂空格）。达尔文法是经典潮汐分析方法，也是常用的分析方法。可是，此法采用镂空格进行分潮的分离，一则烦琐；二则精度不高；三不宜电算。人们以后对该法进行了改革，如采用对实测潮汐曲线进行三次样条插值法或分段抛物线插值法求得分潮时的潮高，达到了电算的目的。还有一些其它的方法，不再一一列举。

二、最小二乘法

潮汐最小二乘法分析原理是，取一定长度的潮汐观测序列，以计算潮高去逼近实测潮高，使其差的平方和为最小，建立线性方程组，求解 a 和 b ，进而求得分潮调和常数。该法灵活，适用于任意分析长度，并容许潮汐观测序列不连续，分析结果精度高，适用于计算机。

潮汐最小二乘法用于准调和分析。所谓准调和分析，是因短期资料（如几天或十几天）无法把某些周期相近的分潮完全分离出来，因此，只能将某一潮族的分潮合并到其中影响最大的分潮中去，这样的“分潮”与以前讲的分潮不同，其振幅和角速率不再是常数，因此称为“准调和分析”。准调和分析的数学模型有多种，如方国洪提出的 M_2 、 S_2 、 K_1 、 O_1 、 M_4 、 MS_4 、6 个准调和分潮表示潮位的数字模型为

$$\zeta(t) = a_0 + \sum_{i=1}^6 D_i H_i \cos(q_i t + d_i + g_i) \quad (9-2-4)$$

式中：

$\zeta(t)$ 为 t 时刻的潮高值；

a_0 为平均海面；

q_i 为第 i 个分潮的角速率；

H_i 、 g_i 为第 i 个分潮的调和常数；

D_i 、 d_i 为第 i 个分潮的振幅订正和迟角订正。

有了分析模型后，就可以通过观测的离散化的潮位值，采用最小二乘法计算出观测站的 6 个准调和分潮的调和常数 H_i 、 g_i 和 a_0 ，通过 a_0 就可以得到该地区平均海面与理论深度基准面之间的差值关系。同时，通过 (9-2-4) 式亦可反预报出所需要的任意时刻的潮位值，从而完成最后的水位改正。

三、富里哀分析

形式上与潮汐最小二乘法相同。不同的是，富里哀分析时，分潮角速率可以是未知的，即依实测潮汐资料展开成很多个角速率成整数倍的“富氏分潮”，取其中与原分潮角速率相接近的项加以订正，使其回复到原分潮的 a 、 b 值，从而求得各分潮的调和常数 H 、 g 。而最小二乘法分析时，分潮的角速率必须是已知的。富里哀分析结果精度不如潮汐最小二乘法。

四、杜德逊方法

该法也是短期调和分析方法，它用 15 天、29 天的调和分析，求出主要分潮的调和常数。该法的特点是，不采用分潮时的潮高进行计算，而直接以平太阳时的潮高作线性

组合。它首先从实测潮汐资料分离分潮族（如半日分潮族、全日分潮族及长周分潮族等），然后由各分潮族求分潮的调和常数。该法对于潮汐分析和预报工作有参考价值。

第二节 平均海面与深度基准面

一、平均海面

平均海面是指某海域特定范围内，一定期间海面高度的平均值。这个平均海面被假定为不受大气扰动，没有引潮力影响的完全静止的海面。如果我们把海面瞬时高度视为观测时刻的学值连续函数，那么，某一时间段的平均海面可以用下式表示：

$$\overline{h} = \frac{1}{T_2 - T_1} \int_{T_1}^{T_2} f(t) dt \quad (9-2-5)$$

若 $T_2 - T_1$ 为 24 小时，则 \overline{h} 为日平均海面；若 $T_2 - T_1$ 为 1 个月，则 \overline{h} 为月平均海面；若 $T_2 - T_1$ 为 1 年，则 \overline{h} 为年平均海面，以此类推。

由于潮汐观测多在整时进行，故可根据求积分公式计算出上式中 $\int_{T_1}^{T_2} f(t) dt$ 的近似值，从而求得平均海面 \overline{h} 。

$$\begin{aligned} \overline{h} &= \frac{1}{T_2 - T_1} \cdot \frac{T_2 - T_1}{n} (h_0 + h_1 + \dots + h_{n-1}) \\ &= \frac{h_0 + h_1 + \dots + h_{n-1}}{n} \end{aligned} \quad (9-2-6)$$

显然，上式就是求各整时潮位高度的平均值，称中数法。

由于潮位曲线包含许多分潮振动，其周期不相等，所以上述中数法不能完全消除小分潮影响，故精度不高。此外，还有杜德逊（Doodson）法、鲁斯特（Rossiter）法、陈宗镛法、戈登（Godin）法。这些方法都是求日平均海面，采用每小时潮高进行线性组合，通过这样组合，达到较好消除 1 天之内各分潮对日平均海面的影响，从而提高计算结果的稳定性。

日平均海面是不能消除某些长周期分潮影响的，因此，在实际应用中，还要计算月平均海面、年平均海面和多年平均海面。

前已述及，我国的大地测量高程基准面是根据青岛验潮站资料计算的多年平均海面，称为《1985 国家高程基准》。英国的大地测量高程基准面是根据纽林验潮站 1951 年至 1956 年的观测结果确定的。美国在 1929 年利用一定数量验潮站的 19 年内的观测值去推算平均海面，显然，这种平均海面就不是指某一地点的平均海面，而是一种较准基准面。

必须指出，近百年来，传统的大地测量的大地水准面，一直被认为是与平均海面重

合的重力等位面。然而近 20 年来的研究表明，平均海面并不是一个等位面。在有些地区，平均海面偏离大地水准面可达 $\pm 2\text{m}$ 左右。这种现象表明了全球海面地形的存在。在我国，研究人员通过几何水准法、海洋水准法和球函数模型三种不同方法求得的中国近海海面地形特征是南高北低，东高西低，台湾以东海域最高，其最大差 72cm 。1985 国家高程基准高于世界大洋海面地形为零的大地水准面约 30cm 。

如果目前水下地形测量的深度测定精度要求不是很高的话，那么海面地形可以不顾及。否则，应视情况加入此项改正。

二、短期验潮站多年平均海面的确定

短期验潮站，是根据局部水域水下地形测量的需要而临时增设的，一般观测一个月的潮位。显然，使用这样短时间的资料来计算平均海面，是不准确的。根据若干个长期验潮站的观测资料统计分析，采用一个月的验潮资料计算平均海面，将有 $20\text{—}50\text{cm}$ 的误差。为此，我们可以这样假设，即视外界条件基本相同的海区，其平均海面的日变化、月变化和年变化规律，基本上是一致的。这样，把邻近的长期验潮站的多年平均海面，通过一定方法联测到短期验潮站。实践证明，这种方法是可行的。联测方法有，

（一）水准联测法

如图 9-2-1，若通过水准测量求得 A 、 B 之间的高差为 $\triangle h$ ，那么临时验潮站多年平均海面在水准点 B 下的高度为：

$$h_2 = h_1 + \triangle h \tag{9-2-7}$$

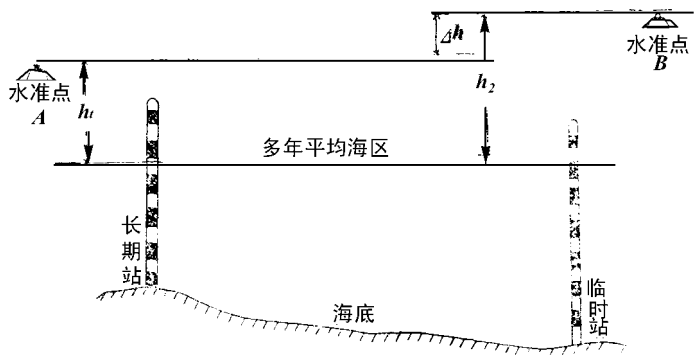


图 9-2-1 水准联测法示意图

（二）同步改正法

同步改正方法就是让长期验潮站和短期验潮站同步观测潮汐，求出短期平均海面在两站水位零点以上的高度，然后将长期验潮站多年平均海面转换为短期验潮站的多年平

均海面。见图 9-2-2。

已知长期验潮站的多年平均海面和同步观测求得的短期平均海面之差值 $\triangle h$ 为

$$\triangle h = h_1 - h_2 \tag{9-2-8}$$

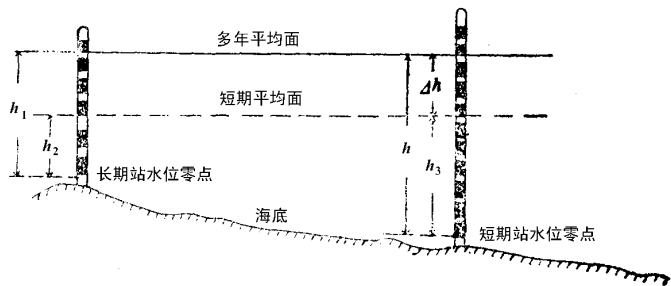


图 9-2-2 同步改正示意图

如在同步观测期间，短期验潮站的短期平均海面在其验潮站零点上的高度为 h_3 ，那么短期验潮站的多年平均海面在该验潮站零点上的高度为

$$h = h_3 + \triangle h \tag{9-2-9}$$

若短期站附近有两个或两个以上的长期验潮站，则可以采用同步观测资料取权中数的方法求得短期站的多年平均海面。

此外，还有回归分析法等，可参阅有关文献。

三、深度基准面

前已述及，水深测量所获得的深度，是从瞬时海面起算的，同一地点不同时刻测得的深度都不一样。为了绘制海图必须规定一个固定的水面，作为深度的起算标准，将测得的水深统一换算到这一固定水面，这个固定水面就称为深度基准面。深度基准面是在平均海面下，距平均海面为 L 值的一个面。

确定深度基准面的原则是；既要考虑舰船的航行完全，又要充分提高航道的利用率。也就是说，若深度基准面定高了，会出现图载水深大于实际水深，依此海图航行，很可能发生搁浅等事故。若深度基准面定低了，使本来可以航行的航道可能误认水浅而不能通过，从而降低了航道利用率。参见图 9-2-3。

世界上各海洋国家根据其潮汐性质的不同，选择了不同的数学模型来计算深度基准面。表 9-2-1 给出了各主要国家海图通常采用的深度基准面，其中 L 值为平均海面以下的深度基准面的位置。

表 9-2-1 中的计算公式符号说明如下：

H_{M_2} 、 H_{S_2} 分别为主要月球和太阳半日分潮的振幅；

H_{K_1} 、 H_{D_1} 分别为主要月球和太阳日分潮的振幅；

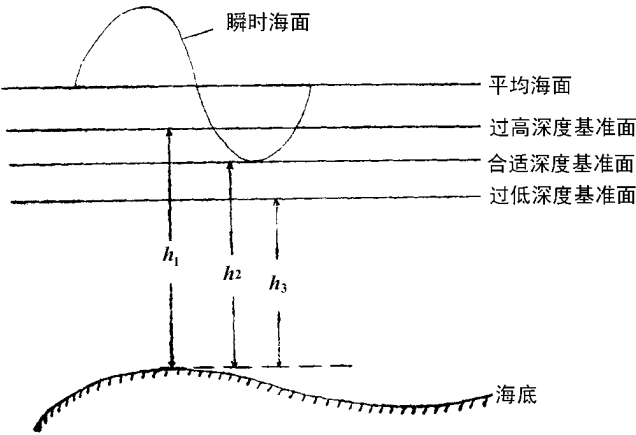


图 9-2-3 确定深度基准面示意图

H_{K_2} 为 K_2 分潮的振幅；

$(fH)_{K_1}$ 为 K_1 分潮的振幅，其中 f 称交点因子，是因月球轨道 18.61 年变化而引入的对平均振幅 H 一年的订正；

$(fH)_{K_2}$ 为 K_2 分潮的振幅；

φ_{K_1} 为 K_1 分潮相角。相角决定该分潮的周期；

$\varphi_{K_2} = 2\varphi_{K_1} + a_4$ ，为 K_2 分潮相角。其中 $a_4 = 2gk_1 - 180^\circ$ 。 $-gk_2$ ， gk_1 、 gk_2 为 K_1 、 K_2 分潮的调数和常数；

$R_1 = (M_2^2 + O_1^2 + 2M_2O_1\cos\tau_1)^{1/2}$ ，即由分潮 M_2 、 O_1 计算出的合成影响量；

$R_2 = (S_2^2 + P_1^2 + 2S_2P_1\cos\tau^2)^{1/2}$ ，意义同上；

$R_3 = (N_2^2 + Q_1^2 + 2N_2Q_1\cos\tau_3)^{1/2}$ ，意义同上。

表 9-2-1

深度基准面名称	计算公式	采用国家
平均大潮低潮面	$L = H_{M_2} + H_{S_2}$	阿尔巴尼亚，德国，意大利，南斯拉夫，希腊，加拿大，丹麦，比利时，印度、阿根廷，巴拿马等
最低大潮低潮面	$L = 1.2 (H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_2})$	法国，西班牙，葡萄牙，巴西等

深度基准面名称	计算公式	采用国家
平均低潮面	$L = H_{M_2}$	荷兰，美国（大西洋沿岸），瑞典等
平均低低潮面	$L = H_{M_2} + (H_{K_1} + H_{O_1}) \cdot \cos 45^\circ$	美国（太平洋沿岸），菲律宾等
略最低低潮面	$L = H_{M_2} + H_{S_2} + H_{K_1} + H_{O_1}$	日本，印度，中国（1956 年以前）
理论最低潮面	$L = (fH)_{K_1} \cos \varphi_{K_1} + (fH)_{K_2} \cos (2\varphi_{K_1} + a_4) - (R_1 + R_2 + R_3)$	中国，独联体，越南等

深度基准面确定的合理与否，以保证率来衡量。所谓保证率是指高于所采用的深度基准面的低潮次数与低潮总次数之比。我国采用的理论深度基准面的保证率为 95% ~ 100%。

第三节 水位改正

为了正确地表示海底地形，需要将在瞬时海面测得的深度，化算至平均海面或深度基准面起算的深度，这就是水位改正。以下按常用的归算至深度基准面的要求，叙述一下水位改正的方法。

水位改正可根据验潮站的布设及控制范围，分为一个站、两个站、三个站或多个站水位改正。

一、一个站水位改正

当测区范围不大，在一个验潮站的有效控制范围内，用该站的水位观测资料对所测水深进行水位改正，称为一个站水位改正。如图 9-2-4 所示：

图中 $\Delta Z_{\text{水}}$ 为水位改正数，也是自深度基准面至瞬时海面的高度。瞬时海面在深度基准面之上，其值为负；反之为正。

$$Z_{\text{图}} = Z_{\text{测}} + \triangle Z_{\text{水}}$$

(9-2-10)

为求得任一时刻的水位改正数，需根据水位观测资料绘制水位曲线图，如图 9-2-5 所示。

横坐标表示时间，纵坐标表示水位改正数，由该图可求得任意时刻的水位改正数。

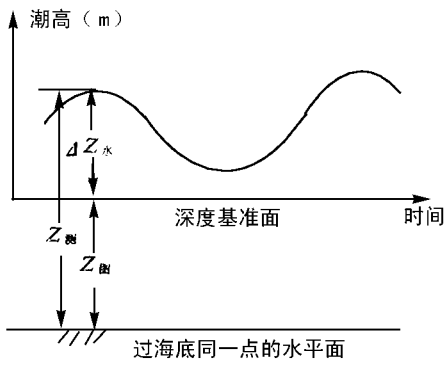


图 9-2-4 水位改正示意图

此为图解法。

除此而外，还可用解析方法进行水位改正。解析法是用数字插值的方法（如二次样条插值），根据验潮站的整点或半点水位观测资料，内插出任意时刻的水位改正数或求出 0.1m 间隔的水位改正数所对应的时间段。

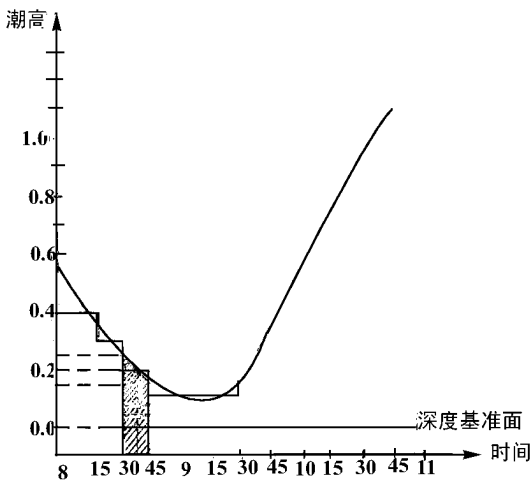


图 9-2-5 水位观测与改正

二、两个站的水位改正

当测区范围较大，用一个站的水位不能控制整个测区时，可采用两个站的水位资料进行水位分带改正。参见图 9-2-6 和图 9-2-7。

图 9-2-7 为测区位于 A、B 站控制不到的 C、D 区，可在一定条件下，根据 A、B 站的观测资料内插出 C、D 的水位资料。这种分带改正的前提，是两验潮站的潮波传播

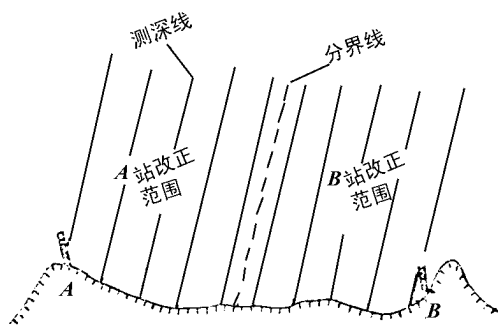


图 9-2-6 两站改正示意图

是均匀的，即两站间的同相潮时和同相潮高的变化与其距离成比例，这样就可两验潮站的连线上内插出若干个区域，根据两验潮站的水位内插进行水位改正。

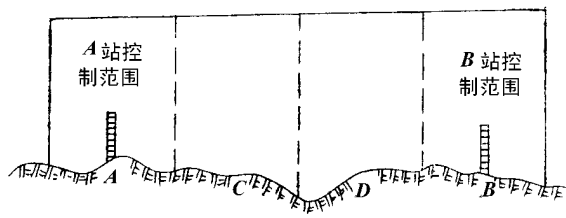


图 9-2-7 两站分带改正示意图

分带的多少取决于两验潮站从深度基准面起算的瞬时海面的最大差值 Δh 和测深精度 δ_z 。求分带数的公式为：

$$K = \frac{2\Delta h}{\delta_z} \tag{9-2-11}$$

计算出 K 值后，即可将 A、B 站连线等分内插 K 等份，等分点就是内插站位置。而分带的界线一般与潮波传播方向垂直。如图 9-2-8 所示，各内插水位站的水位曲线可根据 A、B 验潮站的水位曲线在同相潮波点连线上等分内插求出来。

两站分带的水位改正除用图解法外，还可以用解析法求得。

输入 A、B 两站同步观测水位资料，利用二次样条插值公式，可通过计算机求出相同时刻海面高差 Δh ，进而求得分带数 K。同时还可算出 A、B 两站的同相潮时差 Δt ，从而得到两站的同相潮时 $t'_{B_i} = t_{A_i} + \Delta t$ ，其中 t_{A_i} 为输入的潮时，还可得到两站的同相潮高 Z'_{B_i} ，它根据 t'_{B_i} 和输入的 B 站的潮高 Z_{B_i} ，用二次样条插值公式求得。由此，可根据分带原理，求得各内插带的同相潮时和同相潮高如下：

$$\left. \begin{aligned} t_{p_i} &= t_{A_i} + \Delta t / K \cdot P \\ Z_{p_i} &= Z_{A_i} + (Z'_{B_i} - Z_{A_i}) / K \cdot P \end{aligned} \right\} \tag{9-2-12}$$

三、三个站水位改正

当测区离岸较远时，就可能出现两站控制不到的问题。为此，应采用三个站的水位分带法进行改正（又称三角分带法）见图 9-2-10。

三角分带带数的计算与两站分带基本相同，然后在分带求得三边内插站的水位曲线的基础上再分区，并划定各区改正的范围。至于水位改正的方法与两站的方法相同。

下面着重讨论一下三站水位改正的解析法。我们已经知道，水位分带的理论是视同相潮波点的集合为一空间平面，那么我们可以过已知三站的空间直角坐标（ x 、 y 、 z ）建立一个平面方程。其中 x 、 y 为平面坐标， z 是从深度基准面起算的同相潮高。如果插值点 P 的潮高 z_p 与 A 、 B 、 C 三站的潮高 Z_A 、 Z_B 、 Z_C 为同相潮高，则 P 点（ x_p 、 y_p 、 z_p ）应在这个平面内。 z_p 就是我们要求的同相潮高。其计算公式如下：

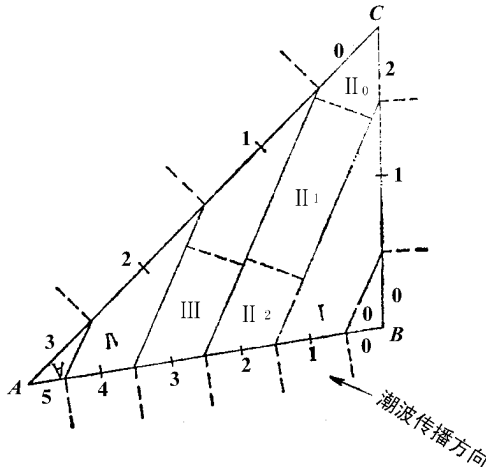


图 9-2-10 三站水位分带改正

$$z_p = z_A + \{ (x_p - x_A) [(y_c - y_A)(Z_B - Z_A) - (y_B - y_A)(z_c - z_A)] + (y_p - y_A) [(x_B - x_A)(z_c - z_A) - (x_c - x_A)(z_B - z_A)] \} \div [(x_B - x_A)(y_c - y_A) - (y_B - y_A)(x_c - x_A)] \quad (9-2-14)$$

同理，可得同相潮时公式：

$$t_p = t_A + \{ (x_p - x_A) [(y_c - y_A)(t_B - t_A) - (y_B - y_A)(t_c - t_A)] + (y_p - y_A) [(x_B - x_A)(t_c - t_A) - (x_c - x_A)(t_B - t_A)] \} \div [(x_B - x_A)(y_c - y_A) - (y_B - y_A)(x_c - x_A)] \quad (9-2-15)$$

以上二个公式，即为三站求水位改正基本公式。设定位时刻为 t_{p_i} ，则由 (9-2-15) 式

可求出 A 站的同相潮时 t_{A_i} ，则 B 、 C 站同相潮时 t_{B_i} 、 t_{C_i} 为

$$\left. \begin{aligned} t_{B_i} &= t_{A_i} + (t_B - t_A) \\ t_{C_i} &= t_{A_i} + (t_C - t_A) \end{aligned} \right\} \quad (9-2-16)$$

用 t_{A_i} 、 t_{B_i} 、 t_{C_i} 代入二次样条插值公式，可求出三个站同相潮高 z_{A_i} 、 z_{B_i} 、 z_{C_i} ，代入 (9-2-14) 式即可求得定位时刻的同相潮高 z_{p_i} ，自然也就求得水位改正数。

上述方法求三站水位改正可用计算机实现。

四、时差法水位改正

时差法是由天津海洋测绘研究所研究并已推广使用的一种水位改正方法。

时差法水位改正与两站分带和三站分带要求的条件相同，即要求两验潮站间的潮时和潮高的变化与其距离成比例。

先讨论在两个验潮站 x 、 y 之间水位改正的问题。为了求得 x 、 y 验潮站之间的潮时差，需要首先研究两站在时间区间 $[N_1 \leq n \leq N_2]$ 内同步观测的水位值 x_n 与 y_n ($n = 1, 2, \dots, n$) 的相关性。我们通过分析两站水位信号波形，根据求误差能量 Q 为最小，得到 x_n 与 y_n 在时间区间 $[N_1, N_2]$ 内的相关系数：

$$R_{x,y}(N_1, N_2) = \frac{\sum_{n=N_1}^{N_2} x_n y_n}{\sqrt{\sum_{n=N_1}^{N_2} x_n^2 \sum_{n=N_1}^{N_2} y_n^2}} \quad (9-2-17)$$

从潮波传播的角度看， x 、 y 站位于同一潮波的不同位置上。因此，不仅要考虑 x_n 与 y_n 的相关系数，而且还要考虑在时移中 x_n 与 y_n 的相似性，即把 y_n 对应的潮时 t_n ，都加上一个潮时差 τ ，所对应的水位 $y_{n\tau}$ 与 x_n 的相关系数为：

$$R_{x,y}(\tau) = \frac{\sum x_n y_{n\tau}}{\sqrt{\sum x_n^2 \sum y_{n\tau}^2}} \quad (9-2-18)$$

从上式可看出，不同的 τ ， x_n 与 $y_{n\tau}$ 的相关程度是不同的。如果 $\tau = \tau_0$ 时， $|R_{x,y}(\tau)|$ 达到最大值， x_n 与 $y_{n\tau_0}$ 最相似，那么 τ_0 即为要求的两站间的潮时差。具体求 τ_0 的方法可用逐步试验比对法，取 $|R_{xy}(\tau)|$ 值最大者的 τ 为 τ_0 ，其中应注意的问题是，计算步长不应大于 3 分钟。

有了 τ_0 ，再求得定位时刻 t_p 与 x 、 y 两站同相潮时（方法参见两站水位改正），就可利用两站同步观测资料求两站间任意地点，任意时刻的水位改正数了。

五、水道地形图的水位改正

水道地形图的测点高程等于河面高程减去测得的水深，这儿所指河面高程是通过水位站的水位观测或水位联测求得的。水位联测采用几何水准。水面在经水准联测的长期

站、短期站或临时水尺上面的读数，即可得河面高程，也称水位高程。水位联测对不同河段要求是不一样的，如无潮汐影响的河段，要求测深时每天观测（或联测）3次。水位变化快的河段，则应增加观测次数。对有潮汐影响的河段，一般可在施测河段的上、下游或叉道进出口处设立两组临时水尺，每小时观测一次水位。对有潮流影响的区域，河段上、下水尺的最大距离不超过 10km 。对于湖泊或水库，应在四周设水尺，按测区纵向及横向比降推求水位。

第三章 海洋与近岸海域环境图像分析应用

第一节 海洋的遥感应用分析

约占地球表面 70.8%，总面积达 3.6 亿多平方公里的海洋宝库里，蕴藏着无数的矿产资源、水生物资源、化学资源等。

卫星遥感技术的出现，为人类介入海洋生态系统的综合研究，提供了先进的技术保证。目前，遥感技术已广泛应用于海洋环境动态的监测、海洋水文基本特性的分析、海岸带和海洋资源综合调查与开发应用研究、海洋空间观测系统的研制等。

海洋和人类生活息息相关，它是人类生存依赖的空间场所。因此，利用卫星遥感监测海洋世界有着重要的生产意义。

遥感技术对海洋的综合调查研究不论对海岸线的变化要素、滩涂的消长或是沙洲的游移、变迁和海洋水色监测都有明显的效果。

另外，资源卫星对海洋水深、海水温度、盐度、密度等水文状态的调查研究，也取得较好的效果。还可用卫星图像确定海冰分布范围、边缘位置、海冰厚度、漂移方向、速度和其消长过程等。因为海水和海冰的光谱反射率不同，冰厚度不同，反射率也不一，故海面温度场也有差异。海水在卫星像片上的颜色由浅蓝至蓝色，可区分出沿岸固定冰和流冰的分布，海冰色调呈白色的，其冰厚度大，有的可达 30cm 以上。因此，在彩色卫星像片上依据其色调的差异，可勾绘出流冰分布的最大外缘线，并能进一步量算出海冰覆盖的面积。

可见，利用卫星图像的分析，一般可以确定海冰类型的分布、海冰的厚度范围、流冰的密集度以及最大流冰边缘线位置和海冰面积、海面与冰面温度等数据。

海面温度分布图是原始图像经过处理分析，生成等温度间隔的假彩色影像图，以显示海面温度分布场所绘制的，每一颜色表征一定温度（如 1℃）间隔。可见，利用卫星遥感监测是实现海冰、海温以及盐度实时动态分析的技术途径。

1978 年美国发射了世界上第一颗海洋遥感卫星（Seasat - A），其主要用以观测海浪、海面风、海温和海流以及潮汐、风暴潮、冰场、冰区通航航道等。目前，海洋卫星还广泛地应用于水色、海洋环境与海洋渔业生产中。例如，在我国沿海的渔场分布着各种不同习性的鱼类，一旦生态条件发生改变，渔场的位置也随之转移。因此，进行海洋环

境研究，对渔场调查，发展渔业至关重要。

分析鱼群的栖息环境，目的在于评估鱼群的分布海域。因为任何一种鱼类，都与海域深浅、水温高低、盐度浓淡和鱼类食源等密切关联。例如，我国黄海、东海分布有广阔的大陆架浅滩，因水深、盐度、水温适中，同时还有丰富的鱼食源，形成多种鱼类生存的生活环境，故是我国多种经济鱼类重要分布场所。

目前，我国有关部门相继利用遥感，尤其是卫星遥感，开展渔业调查及生产应用研究。它们主要包括渔场的地理分布，鱼类的生态环境因子与鱼群分布的相关性以及沿海滩涂经济贝类等的调查和评估分析等。最近一些年来，我国有关部门已开展渔业遥感信息系统的研究，逐步建立起从鱼类数据的采集、分析处理、评估预测的渔业信息系统。这对于我国渔场速报业务系统的发展，实现渔业生产的现代化，具有积极的推动作用。

综上所述，不论是资源卫星、气象卫星，还是海洋卫星，它们都为海洋观测提供了现代化的先进手段。尤其是海洋卫星，对海洋空间观测系统的建立，展示出广阔的应用前景。

第二节 近岸海域环境遥感分析

近岸海域环境具有陆地系统与海洋系统融合的特点。系陆地、大气与海洋之间相互作用的自然界面，即海岸带系统。它是以海岸为基线向海、陆辐射、扩散的过渡地带。因此，其环境与生态系统受到来自陆地和海洋的双重影响，成为地球系统科学研究的重要组成部分。其对研究海岸带系统物质交换、海陆交互作用以及对全球环境变化的响应和海岸环境管理、近岸区域经济可持续发展，具有重大的科学和现实意义。

近岸海域环境（下称海岸带环境），是全球环境变化的敏感与脆弱地带，其通常是指近岸海域的水深不足 20m 至陆域 10~15km 以内的区域，约占地球面积的 8%。它具有高度的自然能量和生物生产力，是地球系统中最有生机的一部分。海岸带地区往往是城市、人口分布密集、生产活动频繁的经济发达区。所以，海岸带环境面临着近岸生态环境不断恶化、海岸水域污染、海岸资源过渡开发、沿岸灾害频发等严重的问题。

为此，海岸带环境的调查与监测，对于海岸带系统的良性生产循环，海岸区域的永续发展是十分重要的。

遥感技术的进步，其为海岸带和海岛的监测、海滩涂的调查、海岸带环境监测、海岸带和河口三角洲环境变迁及其环境质量评价等提供先进的手段。

海岸带是海陆交汇的过渡地带。其包括陆域的潮上带、海滩涂的潮间带和近海域的潮下带几部分。其陆域、滩涂与海域三者之间的面积比约为 4:1:5。我国拥有 18 000km 的大陆岸线，有着独有的优势区位，是我国经济建设的重要资源之一。

我国海岸带因受地质构造和地貌单元的控制作用，其类型大致有基岸海岸、砂砾质海岸、淤泥质海岸、珊瑚海岸 和红树林海岸。研究海岸带及其变化，分析不同海岸类型有重要生产意义。

海岸线的确定,分析潮位高低变化是一个重要依据。在遥感图像,尤其是多光谱影像上,海岸带呈现有较清晰的形迹。比如,资源卫星 $0.8 \sim 1.1\mu\text{m}$ 波段图像和 $0.7 \sim 0.8\mu\text{m}$ 波段图像对海岸高潮线与其成像时的水边线都有较好的显示,能区分海水与陆地界线,同时,依据验潮站测得的潮汐过程线计算出海岸潮滩的宽度。这就为研究海岛、海岸带的变化提供了可靠的技术途径。

一、海滩涂的图像解译

滩涂是海岸带系统中可开发利用的丰富资源之一。滩涂或海涂是指淤泥质海岸的潮滩;砂质海岸的潮间带称之为海滩。

海涂是适于开发利用的淤泥质潮滩。其平原淤泥海岸的海涂主要分布于杭州湾以北的地区,港湾淤泥质潮滩主要分布于辽东大洋河口至老鹰嘴及浙、闽北,是海岸带中利用潜力较大的滩涂资源。

海滩是波浪作用下形成的,它有砂石滩、沙滩之分,后者宜于土地利用开发。滩涂资源包括海滩涂,滩涂沼泽地和河滩地,全国滩涂资源面积为 3 256.4 万亩。其中平原岸段的滩涂资源比基岩岸段丰富。

海滩涂是受水淹没出露的滩地,其面积约 2 623 万亩,占全国滩涂面积的 80% 以上。它是被利用面积最大的滩涂主体。主要是贝藻类、鱼类等的海水养殖用地,大部分分布于南海与渤海沿岸,是海水养殖业的重要基地之一。

滩涂沼泽地是受海水和感淡水作用,分布有湿生植物,如沼泽草地、芦苇地、红树林等的滩涂地,占全国滩涂面积的 14.5%。其在黄海、渤海、南海、东海沿岸均有分布,而黄海、渤海沿岸面积最大。该滩涂类型中,沼泽草地如大米草地,主要分布于江苏沿海的射阳、启东等地区。沿海滩涂的人工栽培植物,其最终为芦苇等所演替或发展为海滩牧场。芦苇地主要集中分布于上海以北的部分江河口平原岸段;例如,辽河三角洲是我国沿海芦苇分布面积最大的产区,其次是河北、江苏、天津等地。其中天津沿岸多数是分布于海堤内侧的低洼地;有的地区,如山东沿岸的芦苇,已不受海水影响。诸如此类不同生境的芦苇分布在卫星影像上都有不同特征的显示。因此,在分析芦苇植被时,应注意上述不同生境条件下的水分状况,因为有海水和无海水影响的影像有一定差异,前者有芦苇与水体的共同作用,而后者主要受芦苇植被的反射影响。此外,它们与水位也有关系。如洪水时高水位,除了芦苇群落挺于水面色调为红色外,其他植被被淹没色调呈蓝黑色,故影像标志是有差异的。自然,不同植物结构、盖度和生长期的芦苇群落,其影像色调也是不同的,一般说其色调在假彩色图像上呈鲜红色。这样,我们就可结合芦苇的生态环境,据不同饱和度的红色调加以区分。同时也能依据不同岸段土壤的芦苇长势,通过色调的变化予以识别;长势茂盛的呈鲜红色,长势差的呈橙红色或橙色,中间一般的呈红色。据此,不但可将不同沿岸段的芦苇表示出来,而且能反映出不同地貌、水文和土壤特征的芦苇类型。与此同时可根据分类的结果,按照一定的算法计算出其面积和产量。

另外，该滩涂沼泽地，在闽、粤、桂、琼等有关岸段为红树林分布区。红树林是热带、亚热带地区沿岸的一种盐生植物群落。其生境一般是在河口港湾的潮间带高潮区，宜长于入海处的淤泥质、泥沙质滩涂上，故称红树林滩涂地。目前，有些典型的沿岸已建立起红树林自然保护区，如广西壮族自治区北海市合浦县的英罗港、铁少港湾红树林保护区。

我们知道，植被在不同波段，有着不同的反射光谱曲线特征，即多峰、谷特征。在可见光谱段，植被的平均光谱反射率往往高于水体；在近红外谱段，其比水体更高；在中红外谱段，其与水体相近。

红树林滩涂地，因受海水的影响，其植物叶子的反射率比旱生的要低，但它又是盐生植物，其叶子的反射率也会逐渐增加；此外，它因受大气或水体污染程度而有变化。受污染的红树林、其反射率在不同波段是有差异的，在可见光谱段增高，在近红外谱段降低。当红树林严重污染，叶绿素被破坏的情况下，其在上述两谱段的反射率均会降低。为此，在解译红树林滩涂地时，应视其生态因子组合的影响而作具体的地学、生物学分析。

一般情况下红树林滩涂地，在卫星假彩色影像上呈深品红色或紫红色。另外，与覆盖度有关，盖度较大的，呈红色或鲜红色。在间接标志上，应研究红树林的水文因素、滩涂地的土壤特性及其所处的沿岸部位及人类活动的关系等，以区分出红树林滩涂地。

至于受咸淡水淹没出露的河滩地，在我国沿岸海域也有不少分布。例如，钱塘江口岸、瓯江口段和黄河口段等。其仅占我国滩涂总面积的不足5%。在卫星影像解译时，应考虑其形成的海岸地貌、海水潮差及河口水利设施等因素。

二、海岸环境变化的遥感判释

研究海岸带历史变迁，对其合理开发利用具有重要的科学和生产应用价值。

海岸线的变迁，应分析其不同时期的古海岸线变化。主要是根据所遗留的古海岸河口地貌，对贝壳堤状堆积分布、滨海古洼地等进行地学相关综合分析。

例如，天津、唐山间的渤海沿岸的历史变迁，第四纪期间，其多次受到海进，在全新世中期的海浸达到最大规模，一直影响到丰南、宝坻、武清、文安、沧洲一带。目前，在天津市以东平原，尤其是海河以南地区，遗留有标志古海岸的数道贝壳堤，它反映出海岸的间断后撤。其最内的一道贝壳堤，即第4道贝壳堤，因长期受自然和人为活动的影响，地表已残存遗迹很少，部分已被河流淤积物淹埋，在图像上多是东北—西南向的古河道带分布。第3道贝壳堤在影像上还有较清的形迹，呈现南北走向微弯的平滑弧线。据考古证实，第3道贝壳堤在战国时期已有人类居住生活。第2道贝壳堤，位于南北大港的东侧。在第1~2道贝壳堤之间，较清晰地展示出现代海积平原的低湿特征及海水影响的程度。

以上四道贝壳堤的分布，表明了古海岸的变迁历史。它在卫星影像图上，除了第4道贝壳堤残存遗迹少外，其余均能结合实地调查分析加以识别，详见表9-3-1。

从表 9-3-1 可以看出，其海岸演变次序反映了渤海湾天津—唐山市沿岸的变迁过程，其各变化阶段均与河流淤积作用有密切关系。它不仅说明其古地理环境的变化，而且也反映出海岸带的内在联系和演化规律。

表 9-3-1 渤海湾海岸环境变迁影像特征分析

项目 贝壳堤	形成年代	分布地理位置	堤间过渡带特征	影像特征分析
第四道	距今 4000 ~ 5000 年以前	黄骅地区，南大港西侧，北大港与团泊洼之间，乃至天津市	地表残存少，部分埋于河流淤积物下	西南—东北向的古河道带，显示较清楚，局部田块走向上隐约显示出与现代海岸线平行的地面特征
第三道	距今道 3000 ~ 3800 年前	近南北走向，穿越南、北大港洼地，向北经巨葛庄至张贵庄	距今约 3000 ~ 4000 年，黄河从北间注入渤海湾，开始了陆地塑造	显示出堤的微弯平滑弧线，其两侧的地物景观差异明显
第二道	距今 1500 ~ 2500 年前	位于南、北大港东侧，延伸于歧口、上沽林、杨岑子、白沙岭一线	三、四道堤之间，形成宽约 10km 的差异沉积带	能识别出堤的形迹二、三道堤之间的 10km 的沉积带
第一道	距今约 500 ~ 600 年前	紧靠沿海	一、二道堤间的现代海积平原的低湿地带	废弃的曲流河道，影像上以断续的弯曲图形显示

三、近岸海域生态环境质量遥感分析

如前所述，海岸带地区往往是大城市密布区。因此，海岸带生态环境，尤其是沿岸水环境的监测，有重要作用。在对其生态环境监测中，一般是采用常规监测方法，即通过现场实地采集样本，然后室内实验分析，进而推断其分布与演化的特点和规律。但该方法受采样点等数目的限制，有其局限性。遥感技术的出现，为其快速监测的同步性、

系统完整性、宏观性、现势性提供了可能。例如，水环境污染监测、漏油污染监测、赤潮分析以及水体浑浊度与含沙量分析等。此外，以海洋的海浪、海流、海温、海水和海平面形态等的遥感监测都有较明显效果。

沿海地区是人口经济发达区，随着沿海城市的发展，沿岸水体的污染日益严重，比如，沿岸城市生活污水、工业水污染（含热污染）以及近岸海域石油污染等。

沿海城市排出的废水多为混合型的生活工业污水，在卫星影像上一般呈黑色。工业废水，如电力、化工、钢铁等排出的污水，因近岸海域水体升温而成热污染。当流入海洋的水流，在热图像上往往呈现白色的羽状分布，其羽状的色调随离排污口因发射能量的不断减弱而渐变成深色。故此，可以监测污染源、扩散状态和方向，同时还可结合实地采样，区示出一定温差的热污染水体。

至于近岸海域的溢油现象也是海岸港湾常见的一种污染。其在卫星影像上，由于水体上的油膜与水面间有一定的辐射温度差异，同时，因油膜反射率比水体高，故其色调一般为浅色调；可在热红外图像中，其油膜因反射率远低于水体，色调为深色，这就为监测海岸水体的溢油提供了依据。

另外，近岸海域或港湾区，常出现水体悬浮固体污染物（如浑浊泥沙等）。水体的污染浑浊度与悬浮泥沙含量等有关，而其又影响水中散射光的强度。因为水体中含沙量多，浑浊度就大，故其散射强度也较大。对此采用诸如波长 $0.65 \sim 0.85\mu\text{m}$ 的图像，就能识别出不同等级的水体悬浮固体物。

从上可知，我们对近海岸水域的污染物性质、程度和污染类型的研究，能对水域的水质作出评价，划分出污染等级区。

四、海岸带环境灾害图像解译制图

海岸带是社会经济发展的重要区域，但它同时也面临着众多的自然环境灾害。诸如，因全球环境变化而引起的海平面上升，由水体富营养化而产生的赤潮现象以及强台风风暴灾害等。

（一）海平面上升预测分析

可以设想，我国海岸带上的几大三角洲平原区城市，如营口、天津、广州等，其海拔高度一般为 $1 \sim 2\text{m}$ 。如果海平面上升 1m ，那么，凡海拔高度在 $3 \sim 4\text{m}$ 的区域都将被淹没。上述四城市和其他大量的中小城市就成为汪洋一片，对沿海城市、工农业生产构成巨大的危害。

对于沿海地区的低海拔的平原和洼地，为了保护海岸和防御海平上升，有关部门可事先利用高分辨率图像和成像光谱技术，辅助数字高程模型（DEM）预测出可能被淹没的宽度和范围，同时，依据预测淹没面积图调查分析，采取严加保护措施，开展沿海植树造林，建筑抵御海平面上升的天然屏障，加固堤岸。另外，对沿海城市的建设要考虑海平面上升的因素统筹规划，合理布局，长远设计。

（二）赤潮的遥感分析制图

近岸海域随着沿海城市工农业生产发展，污水排放，农用化肥流失等使海水含有大量的无机氮、无机磷等营养盐和可溶性有机物，它们为海水藻类繁殖提供了有利的生长环境和条件，极快地促使赤潮的发生。

此类由大量藻类（如硅藻类）繁殖而引发的赤潮，在我国由渤海湾到珠江三角洲沿岸港湾均有分布，几乎发展到世界所有临海地区。所以，它对沿海区域经济形成极大的危害。例如，1998年3月19日香港海域发生赤潮，危及众多的渔场，损失约数千万港元。

1998年夏秋间，渤海海域发生了大面积的赤潮，历时数月，分布面积高达5000多 km^2 ，其波及到辽东湾、莱州湾、渤海湾乃至海湾中部海域。其给渤海的渔业造成了极大的经济损失。9月中旬，渤海锦州东部海面出现大面积棕红色的呈条带状的赤潮。此次赤潮持续到10月中旬才得以消失。

现在，赤潮已成为沿海国家重大的环境问题之一。为了监测赤潮，美国等利用陆地卫星图像开展应用研究。实践表明，赤潮区的海水，主要是藻类生物体的影响，因此，它与含泥沙悬浮质的海水，图像的光谱特征是有差异的。故而，就可依据资源卫星图像对水体植物，主要是沉水植物（如轮叶黑藻等）的光谱特征作处理，区分不同密度的藻类。据此周期性的分析制图，还能进行赤潮的动态监测。

五、近岸海域环境的遥感—地理信息系统设计

海岸带是经济技术与商贸发展最具活力的区域，所以，保持其区域持续发展，开发良性的海岸带生态系统是必要和可能的。为了对海岸带资源与环境的科学管理，实施海岸带的区域、系统监测评价、预测规划，建立基于遥感分析基础上的海岸信息系统是势在必行的。

我国的海岸带大致有山地丘陵海岸、平原海岸和生物海岸三大类。它们都有各自的地理特点和分布规律及其利用类型，如：

山地丘陵海岸：是具有岬角、海湾、岸线曲折，岛屿罗布特点，主要分布于我国辽东半岛，山东半岛、浙江镇海角之南和广西北仑河口的大部分地区。其中基岩港湾海岸多开发为深水良港，或是滨海旅游景地；沙质海岸多为砂矿开采地；海湾沙滩是良好的旅游资源；港湾淤泥质海岸，往往是养殖、盐业和旅游地等。

平原海岸：其岸滩物质较细，宽阔平缓。它们有滨海平原、三角洲平原和河口湾淤泥质海岸等。主要分布于渤海沿岸，苏北沿岸、长江口、杭州湾和闽、珠江等河口地区。它们多开发为养殖业、种植业或是油气资源的开发区。

生物海岸：是热带海岸的特殊类型，包括珊瑚礁海岸和红树林海岸，而前者主要是由珊瑚礁之遗骸聚积所成。它们主要分布于南海诸岛等地，是重要的水产、旅游观赏资源，其中有些列为自然保护区。

上述海岸资源应如何科学合理的开发利用，必须对海岸带进行综合因素的分析划区。其包括自然地理或人文地理的划分，比如，依据其海陆过渡性的内涵，按人文的社会经济海岸带的区划等。诚然，对于海岸带的划分，应视用户的具体目标、对象要求，而选取区划指标。比如，向海侧应考虑国际海洋法领海范围和经济管辖区规定；向陆侧需据沿岸城市或交通通讯网络、经济辐射与吸引范围而设定其门槛值等。诸如此类都能在海岸带信息系统的支持下，实现系统的决策管理。

海岸带信息系统的设计应以海岸带遥感综合分析为基础，采用全球定位系统（GPS）的数据采集、空间实时定位和数据匹配与更新，建立分布式集成、网络化体系。

（一）海岸带基本信息库

系统的核心部分是海岸带资源与环境信息库：其包括海岸带基本数据，海岸带资源、环境、海岸带社会经济状况和海岸带环境灾害及其他。

（1）海岸带基本数据，如：地理坐标（ λ 、 φ ）、岸线长、宽、领海面积、经济专属区面积以及海岸性质、类型等；

（2）海岸带资源与环境数据，如海岸海滩涂种类、面积，海岸潮上带、潮间带、潮下带的范围、资源量、利用程度；海岸污染类型范围、程度整治情况及海岸带生态脆弱度等；

（3）海岸带社会经济数据，如：沿岸城市规模、人口密度、交通通讯网络、海岸土地利用及其工农业生产值和海岸区划等；

（4）海岸带环境灾害，如海平面变化（如海平面上升）、海岸下沉、沿岸赤潮和台风等。

对此，就可据具体情况拟定系统的评价指标体系，用作海岸带资源环境的监测分析评价，为海岸带区划和开发利用提供基本数据和评价指标。

（二）海岸带评价应用模型

21 世纪，可谓是海洋的时代，是开发利用和保护海洋的新世纪，因此，在《中国 21 世纪议程》中，将海洋资源的可持续开发与保护作为主要行动方案领域之一。所以，研制海岸带综合管理体系是其技术保证，开发海岸带评价应用模型是其重要内容：诸如海岸带测定、演化模型、海岸滩涂开发模型、生产投入/产出模型、海岸带人口迁移模型、城市发展演变趋势分析、海岸带环境监测评价模型和海岸带资源与环境综合分析评价，以及海岸带经济持续发展模型等。它们可以建立起系统的模型库，提供用户作有关的决策分析应用。