

ABSTRACT

The classification and identification of the seabed geological type is the basic of ocean scientific research, it has significant meaning to classify and identify the marine sediments exactly and quickly in military and location. Taking the acoustic method , through distant detection of the character of the marine sediments to learn its physical quality has the characteristic of efficiency ,economical , getting data continuously, which combined with a certain traditional method and optical observation offers a quickly and reliable way in the classification of the marine sediments.

For the complicated trait of the seabed, certain method and certain characteristic quantity can only identify some part of the marine sediments. It needs several characteristic quantities, even some different methods to availably identify marine sediments. so exploring new and more effective ways to classify the characteristic quantities has further meaning .

In the thesis, several classification methods based on statistic characteristics are presented. At the domain of time, frequency and frequency-time, the classification of ocean bottom is analyzed respectively. In time domain, the characteristic parameters correlated to duration of echo signal are resorted with the methods of power curve and phase plane. In frequency domain, sub-band power is used in resorting to the character of frequency alternation. In the domain of time and frequency, short time FFT of received signals, continuous wavelet transform, discrete wavelet transform are introduced to. Several transforms are made to hydrophone receiving signals, such as, with singular value decomposition, the resident is also classified. In order to determine the efficiency of the presented methods, in some criticisms are introduced. Comparison of every method shows that discrete wavelet transform combined with SVD has the best efficiency of classification. Based on the computer simulation of the above methods, the experimental data are used to do the research of resident classifications. The final

results meet with the bottom sampling well.

Key words: classification based on statistic characteristics; phase plane; wavelet transform; singular value decomposition

哈尔滨工程大学

学位论文原创性声明

本人郑重声明：本论文的所有工作，是在导师的指导下，由作者本人独立完成的。有关观点、方法、数据和文献等的引用已在文中指出，并与参考文献相对应。除文中已经注明引用的内容外，本论文不包含任何其他个人或集体已经公开发表的作品成果。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。本人完全意识到本声明的法律结果由本人承担。

作者（签字）： 朱艳

日 期： 2007 年 3 月 16 日

第 1 章 绪论

1.1 本文的研究背景及意义

海洋蕴藏着各种各样、极其丰富的资源，随着科学技术的进步和人们对海洋研究的日益深入，海洋资源的探测与合理开发逐渐受到世界各国的普遍重视，海底底质声学特性一直是海洋地质调查、海洋渔业、潜艇、水雷、水下通讯等领域研究的重要内容，海底底质类型的分类与识别是海洋科学研究的基础，海底底质是海洋工程环境的重要评价指标。

随着海洋资源开发活动的大规模开展，以及港口、航道、海上平台和海底管线等海洋工程建设的大量进行，迫切要求更新、更快的方法对海区的底质类型及分布情况有全面、系统、科学的精确掌握。专属经济区区域界定要参照岛礁、海底大陆架的信息，如钓鱼岛问题、南中国海都需要提出准确的海底信息，更增加了对海底研究的重要性。美国一些著名的大学、研究所和军事部门在海底沉积物中的问题上都进行了很多年的理论研究和全球范围的实验研究工作。此外，加拿大、日本等许多国家多年来也在海底研究方面进行了大量工作。我国的中国科学院等部门也开展了“中国‘数字地球’发展战略研究”，以探讨中国“数字地球”建设问题，海洋界提出“数字海洋”研究课题，数字化的海底是“数字地球”的重要组成部分。同时，台湾近几年也加强了浅海、大陆坡架区的海洋声传播研究，而这一区域的海底声学特性依然是支配声传播的关键因素。

在世界海洋中，洋底的大部分覆盖着一层比较松软的沉积层。不同地点的沉积层厚度差别很大，在 0 米到数千米范围内变化。我国是一个海洋大国，拥有 1.8×10^4 km 海岸线，海疆面积达 3×10^6 km²，准确、迅速地对海底沉积物类型进行分类识别具有重要的军事及民用意义。在军用上，海底各类沉积物介质的声参量研究与浅海声场数值预报、匹配场定位、低频远程海底反射声纳作用距离预报、潜艇沉底隐蔽地点选择等方面的研究密切相关；在海洋工程应用领域，修筑大型港口，建设跨海大桥等海上建筑以及海底管线布设规划都需预知海底沉积物类型；此外对海底沉积物类型的了解也关系到海底矿物及油、气勘探的效率。因此，对大陆架及深海海底的底质类型进行研究一

直是一个经典、热点课题，也是我国新一轮国土资源大调查的重要内容之一。

1.2 国内外研究历史和现状

传统的底质分类方法是通过对海底沉积物直接取样分析，但是采样需要耗费大量人力、物力、财力，效率低，在水深较深时尤其困难。同时，采样一般是按一定网络(如间隔数百米至数十公里)定点离散地取样，并通过资料内插与外延来了解区域内海底沉积物的特性进行分类，因此其代表性常受影响，可靠性也常不够，无法满足实际需要。特别是，若要了解海底以下数十米乃至数百米深度范围内沉积物的特性，传统的取样管取样方法无法完成，需进行浅钻取样，工作更加受限制，常只能零星布站取样，其代表性、可靠性更受影响。另外，由于采上样品后环境参数发生了改变，其声学参数也随之改变，采样得到样品的声学参数与实际并不完全相符。海底照像与水下摄影等光学方法可得到海底沉积物的详细特征，但是一般设备昂贵、操作复杂、效率低，无法作为一种区域性研究海底沉积物的手段。

雷达通过宽频带电磁波信号进行底质探测，但由于电磁波在海水中的吸收等问题，很难应用于海底底质勘探，迄今为止，声波仍是海洋中唯一有效的信息载体，能够在海洋中进行远距离传输的能量形式，这使得水声技术成为海军水下作战的最主要的导航、定位、探测的手段，同时也是海洋资源探测与调查、海洋资源开发的主要技术手段之一。

声学方法通过遥测海底沉积物的声学特性来了解其物理力学性质，具有工作高效、经济，取得资料连续、丰富的特点，结合一定的传统取样或光学观察，为海底沉积物分类提供了一种迅速而可靠的方法。它同时获得的大量有关沉积物物理、声学性质方面的信息，也为诸如海底地声结构、沉积物-结构物相互作用、声波与海底互作用、海底高频声散射等研究及海底测绘、海洋工程等提供基础资料。在海洋地质领域的研究过程中，声学方法研究海底表面特性和海底底质特性的分类显示出极大的优越性，受到广大研究者的高度重视。因此，用声学的手段对海底进行底质分类是地球物理学科和海洋声学学科的热点问题。

1.2.1 国外研究回顾

早期有关海底沉积物声学性质的研究,始于瑞典科学家 Arrhenius 在 1947 年至 1948 年开展的深海勘探计划。从上世纪 50 年代开始,美国等国家的科研工作者开始在海底沉积类型与声学参数的关系方面展开研究,并取得了一定的成绩。50-60 年代, Libermann 和 Mackenzie 用脉冲声源和水下定深炸弹对不同类海底进行反射损失实测。Biot 曾试图从理论上完全确定声速等参数同多孔液态饱和介质构成物质粒度、含水量、孔隙率等关系,在海底沉积层声学理论计算做出了很重要的贡献^{[1][2]}。美国海军电子实验室(Navy Electronics Laboratory)的 Hamilton 等人通过实验手段测量圣地亚哥湾沉积层的声学参数^{[3][4]}。他们总结了大量实验结果,并给出了经验公式,为以后的工作打下了坚实的基础。

随着声学技术、电子技术和信号处理方法的不断发展,这一领域也取得了长足的进步。美国、意大利、挪威、英国、日本等国家均设立相关课题研究海底问题。科研工作者应用浅层剖面仪、侧扫声纳及多波束声纳等各种回声探测仪器来进行海底分类。每种仪器都有相应的适用范围,但回声法遥测海底分类的思路都是相同的。即用电声转换装置把电信号转化成声信号,声波信号垂直或保持一定角度射向海底,海底散射信号通过挂在船侧和安装在船底的水听器阵接收后存储在记录设备上,通过计算机处理存储的数据可以得出海底的分类情况。

上世纪 90 年代以来,各国科研小组在海底分类方面取得了很大的进展。由 Danish Technical Research Council 资助的 D2K 公司基于侧扫声纳的图像数据对海底进行分类,它不仅应用图像像素点的灰度信息,还分析图像的机构纹理特征,从中提取能量、均值、熵、动力参数等特征量^{[5][6]};然后应用人工神经网络技术进行海底分类。加拿大多利亚大学 Reza.M.Dizaji 等人也在海底分类工作上做了一些研究,他们对原始散射信号进行处理,提取 FFT 谱特征、SVD 分解值以及小波分析熵值特征量,利用这些特征量对不同底质分类。美国 ONR 支持的 LeBlanc 和 Schocky 研究小组采用 Chirp 声纳技术,研制成功 Chirp 声学剖面系统,并与 QTC 公司以及 BENTHOS 公司合作生产出浅层剖面仪,它能够在走行时得到海域的海底地形、海底地貌资料。同时反演海底

的声阻抗剖面, 然后根据 Hamilton 等人建立的关于海底沉积物声学性质及物理力学性质的经验公式, 来预报海底的分类情况。随着计算机技术和 DSP 芯片技术等的突破性发展, 对以数字形式存储的信号序列的运算可以定时实现, 国外陆续发展出一些商业化的附加了底质分类功能的底质探测设备。其中比较典型的包括美国 ASCS 底质分类系统, 挪威 Simard 公司的 TRITON 多波束底质分类软件系统和加拿大 QuestTangent 公司的 QTC VIEW 系统等^[7]。

1.2.2 国内研究回顾

八十年代初, 声学所孟金生、关定华等进行了相关研究, 发现回波能量累计与沉积物衰减系数相关, 提出用回波能量积累归一化函数进行底质分类, 并对用正入射脉冲法估算海底表层沉积物的衰减系数进行了研究。中国科学院南海海洋研究所的梁元博、卢博等人八十年代以来一直从事海底沉积物方面的研究, 他们对海底沉积物的物理力学特性、声学特性以及二者的关系进行了系统分析, 并从实验获得了我国南海海域沉积物的大量数据。

中国科学院声学研究所的周志愚等对南海和黄海海域海底声速的垂直分布的测量; 高天赋、周志愚等所提出的射线法应用于海底参数研究; 蒋德军、马力等所做的海底参数反演以及其他一些较为零散的研究。中国科学院声学研究所二部二室研制开发了海底表层底质探测系统, 作为实验走航式的表层底质声学分类系统, 它利用一次回波信号, 通过提取信号的反射系数、衰减系数、能量特征参数等多个特征量, 对海底表层沉积物进行分类。

海底底质的声学方法研究是为了对底质声学遥测的实用化, 实现底质的快速、方便、准确的识别分类。纵观国内所做的研究, 多因为经费问题和采集设备短缺而只局限于理论分析, 在海底底质分类方面的研究程度还较薄弱, 虽然近些年来引进了多波束系统, 获得了大量的数据资料, 但仍然只利用了该系统的海底测深功能, 其底质分类等功能的技术潜力还没有得到充分开发和利用。而海底沉积物声学遥测是一项实验性很强的研究, 它的实用化, 必须基于大量采集的现场数据。我国在海底参数的数据收集、参数分类和分类理论模型的建立等方面的研究与国外的差距仍然很大。总体来说, 国内的方法大多仍停留在理论和实验验证阶段。鉴于海底分类应用的重要性, 而我国在这方面的研究相对落后, 国家技术研究发展计划以及军事 973 计划均设立

了与海底分类的课题。

1.3 海底沉积物物理参量及类型简述

1.3.1 沉积物的物理参量

在海底的地壳上面,都覆盖着一层非凝固态的沉积层^[9]。在深海中只是少数的地区,通常是在倾角很大且具有本生岩露头的强切割地形区,没有松软的沉积物。沉积物源自陆源的颗粒状沉积物或是生物物质在海底的沉积。海底沉积物的最上层是流动的或半流动的稠性介质,且是一种多孔、无气、无粘结(只有部分粘结)、饱含水以及在宏观上各向同性的介质。如果从沉积物学角度看,它是一个物理量颇多、特征变化范围颇大的固体层(严格地说有部分海底是半固体层)。

常用的沉积物物理参量有孔隙度、密度、土粒比重、含水量、粘土含量、饱和度、粒径、平均颗粒度。这些量互有相关性,它们的相关性随着沉积物的沉积环境和沉积条件的不同而不同。

反映声学特性的主要参量有声速、声阻抗、声衰减系数、声反射系数和反射损失等。沉积物类型与声学参数值之间存在紧密的依赖关系,不同类型的沉积物有不同的声学性质,因此,可以根据海底沉积物的声学参数判断沉积物类型。

海底反射系数的物理意义明确、直观,是最早应用于表征海底沉积物的声学特性。不同的沉积物具有不同的密度和速度,因而具有不同的阻抗,反射系数也不相同。

由声纳方程可以知道,回声信号级为 $SL-2TL+TS$,其中 SL 是声源级, TL 是传输损失, TS 是目标强度。对于正入射的回波信号, $TS=10\lg(I_r/I_i)$, I_i 表示海底的入射声强, I_r 表示海底的反射声强, $R_r=I_r/I_i$ 则代表声强反射系数。因此,通过确定 SL 、 TL 和回波信号级,可以得到目标强度 TS ,从而计算反射系数。正入射的情况下,海底的声压反射系数 R_p 可以表示为:

$$R_p = \frac{\rho_2 c_2 - \rho_1 c_1}{\rho_2 c_2 + \rho_1 c_1} \quad (1-1)$$

其中 ρ_1 表示水的密度, c_1 表示水中的声速, ρ_2 表示水下沉积物的密度, c_2 表

示水下沉积物的声速。水的密度和水中声速近似为常量，因此通过测量反射系数可以反演沉积物的声阻抗。不过反射系数是个绝对量，要精确测量有一定的困难。除了需要准确知道前置放大器增益外，还需要进行精确的时间增益补偿；同时航行中载体的姿态、速度都会对测量结果产生影响。在相同的测量条件下，计算得到相对反射系数依然可以用于不同类型沉积物的比较^[9]。

1.3.2 海底沉积物类型

按海底基本的地形要素来划分，或者说按深度和离岸远近来划分，海洋沉积物分为三类^[10]：

1. 深海沉积物，包括大洋盆地和深水海渊的沉积物，面积占 72%；
2. 大陆沉积物，即浅海区的沉积物，这种类型约占海洋面积的 8.2%；
3. 陆坡沉积物，即次深海沉积物，面积占 19.4%。

上述沉积物类型中，因为深海区域的沉积条件最稳定，所以深海沉积物也相对稳定。大陆架沉积物受纬度、气候、季节的影响，尤其水动力(波浪、恒流、潮汐等)因素引起的沉积物的成分变化最为强烈，有机物质作用引起的化学作用也最活跃，致使有些海区可交替出现沉积物的冲刷带和沉积带。这使得大陆架沉积物比大陆坡沉积物，特别是比深海沉积物要复杂得多。陆坡沉积物属性介于前两者之间。

沉积层的分类及物理参数范围的划分目前还没有统一的标准，但大同小异，这里给出 Hamilton 的分类结果：

表 1.1 沉积层类别及参数

类 型	粗砂	细砂	特细砂	泥砂	砂泥	泥	砂-泥-粘土	粘泥	泥质粘土
密度(g/cm^3)	2.034	1.957	1.866	1.086	1.787	1.767	1.583	1.469	1.421
声速(m/s)	1836	1753	1697	1668	1664	1623	1580	1546	1520
$K_p(dB/m/kHz)$	0.479	0.510	0.673	0.692	0.756	0.673	0.113	0.095	0.078

海底底质分类命名：综合考虑海洋界和水声界的习惯，以 Shepard 分类命名为基础，并考虑 Hamilton 等人的习惯表示法，同时为了简化，将其中的“砂质粘土”和“粘土质砂”并入“砂-粉砂-粘土”类^[11]，如图 1.1 所示：

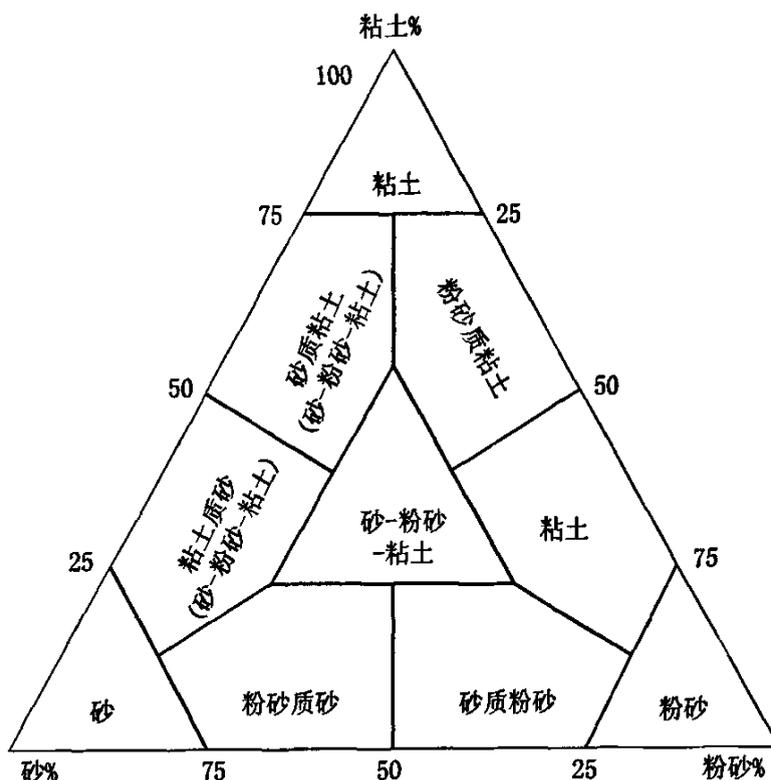


图 1.1 海底底质的 Shephard 三角图分类法

1.4 海底底质分类声学方法介绍

利用声学方法遥测海底沉积物类型的原理是利用声学换能器向海底发射声波，通过记录并分析回波信号来了解海底沉积物的属性，具有工作高效、经济、取得资料连续、丰富的特点，结合一定的传统取样或光学观察，为海底沉积物分类提供了一种迅速而可靠的方法。

1.4.1 根据入射信号的角度分类

浅海表层海底沉积物声学遥测的仪器及方法多种多样，根据入射声信号与海底所成角度不同，可分为正入射法和斜入射法^[12]。

1.4.1.1 正入射法

正入射法是在传统的回声测深与海底地层剖面仪基础上发展起来，它利用垂直入射声脉冲海底面及海底沉积物的回声信号特征分析来遥测海底沉积

物的物理性质与沉积物类型。回声信号特征分析主要是从回声信号中分离出与沉积物类型之间有较好关系的声学分类特征量,如根据回声振幅计算反射系数(Breslau 等,1965 年),从回波包络估算沉积物的声衰减系数(孟金生,1982 年,1984 年),根据多层介质声学理论估算各层沉积物的声阻抗(Bennett 等,1992 年)等,然后根据这些声学特征量与沉积物物理性质之间的经验关系,如 Hamilton 等人的工作(Hamilton,1980),来估计沉积物物理性质,确定沉积物类型。也有的是根据声散射理论从相邻回波互相关系数等特征量估算海底粗糙度并进而识别海底沉积物的类型。

正入射分类方法根据其声换能器激发的声信号不同(如选通等幅脉冲,宽频带脉冲,连续线性扫频脉冲等),其设备及所用信号处理方法也有较大差异。

1.4.1.2 斜入射方法

斜入射方法是通过非垂直入射情况下的海底回声特征来遥测沉积物性质。与正入射方法相比,它要复杂得多,但由于斜入射时海底回声对海底沉积物参数往往更敏感,同时采用斜入射法常可进行条带状的探测,因此斜入射法有其优点。除了声纳浮标、折射与反射地震等较大深度的遥测方法外,目前常用的斜入射遥测方法主要有侧扫声纳与多波束回声测深两种,且都是遥测海底表层沉积物性质的。

侧扫声纳接收的是斜入射情况下的海底反向散射信号,这些信号包含了大量有关海底沉积物的信息,可用来进行沉积物分类。

多波束回声测深是 70 年代发展起来的新一代深测量技术,能精密测定海底一定条带范围内的水深地形。目前用多波束测深方法遥测沉积物已积累了一定经验,由于它是同时结合水深地形的精密测量进行,因此它可望有较高的准确度,也有很好的发展前途。但是多波束测深系统昂贵,因此它也有较大的局限性。

1.4.2 根据使用特征量处理方法分类

根据对分类所使用特征量的处理方法不同,又可分为海底声学参数反演,对特征量进行统计特征分类以及图像的纹理特征分类方法。

1.4.2.1 海底声学参数反演

该方法通过反演海底表层沉积物的声学参数(如声阻抗、声吸收系数),结合沉积层物理性质(密度、声速、平均粒径、孔隙率等)的经验公式进行沉积物分类,目前研究得最为广泛和深入的是对一维分层介质模型的阻抗剖面反演问题。现有的反演方法多种多样,各有优缺点及适用范围,主要分为逆散射方法和特征线方法两大类。逆散射方法最初从量子力学领域发展起来并逐步应用于电磁学、声学、地球物理等研究领域中的反问题研究方法。逆散射方法能够求得数学上的精确解,但也存在计算量大、不适用于参数发生突变的情况等缺点。

特征线法则属于时域反演方法。在时域内求解的方法较在频域内求解的方法有许多优点,在问题的描述上比较直观,物理意义明确,更重要的是能够实现局部重构,即反射信号最先到达的部分只包含介质最上层的信息,后期到达的信号包含上层信号和下层信号的叠加。研究波动现象时,从特征线理论出发的方法是一种非常直观的方法。

另外,还有一些科研工作者通过将实验数据与模型预报值进行匹配的方法反演海底介质各参数用于海底介质分类。该方法的基本思路是寻找使现场实测信号与由模型参数搜索空间中某组参数形成的仿真波形间的失配值为最小(或相关值为最大)的一组参数值,该组参数即是反演的最佳值。该方法避开了一般反演方法中的非唯一性问题,目前已被广泛应用于声源定位及海洋地声模型参数反演等领域,实验证明其反演精度明显优于其它算法。

1.4.2.2 统计特征分类

统计特征分类方法是对大量海底沉积物回波信号进行统计,运用不同的统计方法,提取各种统计特征量以进行海底沉积物类型的多参数分类与识别。该方法不需要得到沉积物各参数的准确值,而只需通过比较统计特征值之间的差别来进行分类。加拿大维多利亚大学 Dizaji 等人对原始散射信号进行处理,提取 FFT 谱特征、SVD 分解值以及小波分析熵值等特征量,利用这些特征量对不同海底分类; Tegowski 和 Lubniewski 从海底回波信号中提取分形维数并与反向散射强度及回波信号持续时间特征量结合对波罗的海 Gdansk 湾

附近海底沉积物进行了识别与分类；Kim、Chang 和 Jou 等人对回波信号作 K-L 变换提取相似性指数(SI)作为海底分类的特征量。目前市场上基于该原理的比较成熟的海底底质分类系统有 Stenmar Micro System Ltd.的 RonAnn 以及 Quester Tangent 公司的 QTC VIEW,前者从回波信号及多次反射信号中提取特征量进行底质识别与分类,后者则从回波的时、频域信号中提取多达 166 个特征参数,然后利用主成分分析进行参数压缩,得到最有利于分类的 3 个特征值,在三维空间中进行聚类分析。

1.4.2.3 图像的纹理特征分类

对浅层剖面仪、测扫声纳、多波束声纳等声学设备生成的图像的纹理特征进行分析也可以得到统计特征量用于海底底质分类。纹理是很难下定义的,它表征相邻像元的灰度或彩色的空间相关性或它随空间而变化的对人视觉的反映和理解。纹理是海底表面结构粗糙程度的直接反映,可利用它进行分类,描述纹理的特征量有许多,如纹理的密度、纹理的方向、纹理的粗细程度等。一般使用灰度共生矩阵法来统计纹理,用不同的权矩阵对其进行加权运算可以得到一系列的纹理特征量,可以用于提取图像中纹理信息的特征统计量主要有:反差、熵、逆差距、灰度相关、能量、角二阶距和方差等。为了避免过分依赖于单一形式的纹理,还可提取海底地形的分维数,其反映了地形粗糙程度。如果影像没有匹配的水深数据,可直接计算影像的分维数,它是海底地形分形的直接反映。

海底环境复杂多变,采用某一种方法、某个特征量可能只对识别一部分沉积物有效,而要有效地识别各种沉积物海底,则可能需要使用几个特征量,甚至使用几种不同的方法,因此有必要寻找新的更有效的分类特征量。

1.5 本文的主要研究工作

本文主要应用声学参数统计特征分类方法,即从时域、频域、时频分析三个方面采用不同的方法,通过处理舟山海上实验数据,对实验海域表层沉积物类型进行分类研究。

论文简要描述了舟山海上实验的概况,包括实验方案、实验布置、海底沉积物的样品分析及实验的数据校正;分别从时域、频域、时频分析三个方

面所采用的不同的统计特征分类方法进行了理论阐述；重点是将统计特征分类方法进行了海上实验数据验证，针对不同方法分别提取分类特征量对该海域的沉积物类型进行分类。时域上基于能量归一化曲线和相平面方法提取与回波信号持续时间相关的特征量；频域上应用等 Q 值子带能量特征提取与频率衰减相关的特征量；时频域上对回波信号进行短时傅立叶变换、连续小波变换、离散小波变换、频域离散小波变换，将各变换后得到的矩阵分别进行奇异值分解作为特征量进行底质类型分类。另外，定义各分类方法提取特征量的类内距与类间距的比值，作为特征有效性的判别准则，判断不同方法提取的各分类特征量的有效性。

第 2 章 舟山海上实验介绍

2006年4月中科院声学所和哈尔滨工程大学在浙江省舟山群岛进行了关于****项目的海上实验。实验所用船是舟山海洋环境监测站的“浙海环监”调查船。

2.1 海上实验方案

2.1.1 实验海区

实验海区位于舟山本岛与金塘岛之间的横水洋西北端、金塘岛东侧边坡，属典型的潮汐通道，水下边坡坡度较大，水深0m-70m。周边有众多岛屿环绕，环境隐蔽，较少受外海波浪影响。不正规半日潮流，作用较强，以往复流为主。泥沙来源主要受长江入海泥沙扩散南移影响，悬浮泥沙浓度分布季节变化明显。海底表层沉积物类型多种，有泥质也有砂质沉积，东西两岸为军用和民用的待开发深水岸段，其中东岸部分深水岸段已建有码头。

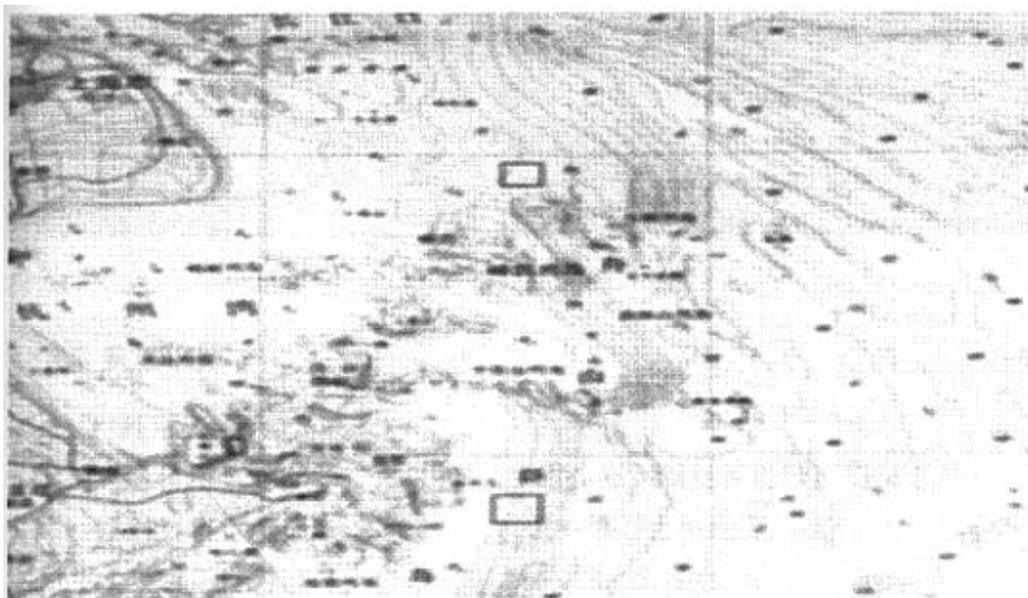


图 2.1 实验海区图

2.1.2 实验设备

2.1.2.1 实验船只

本实验使用船只只是浙江省舟山市环境监测站的“浙海环监”实验调查船。该船排水量 480T,船长 54m,型宽 8.2m;吃水 2.6m,干舷 1.2m;吊放能力后甲板 1T 摇臂吊一台,水文吊 4 台;专业实验室四间(总计约 60m²);主机 1200 马力,航速 2~13 节,变矩浆无级变速;辅机 3 台;参试人员舱位 30 人。可完成海洋地质、地球物理、海洋物理、海洋化学、海洋生物等海洋调查任务。



图 2.2 实验船只“浙海环监”

2.1.2.2 实验仪器

1. 声源系统

信号源使用 Agilent 3320A 任意波形发生器;发射换能器应用换能器基阵,发射波束宽度很窄,换能器的发射头漂浮在海面上,垂直指向海底。主要技术参数:发射信号类型为 CW 脉冲、线性调频,脉宽为 2ms、5ms,定时发射周期为 1s。

2. 数据采集系统,使用的 BK 公司生产的 3560EPULSE 多分析仪。

3. 水听器及导流罩,水听器具有宽带,全指向性,高灵敏度特性。为了

降低海流冲击水听器引起的噪声，水听器上加导流罩。

4.GPS 定位系统，利用 GPS 定位系统准确对每个站位定位。

2.1.2.3 实验布置方案

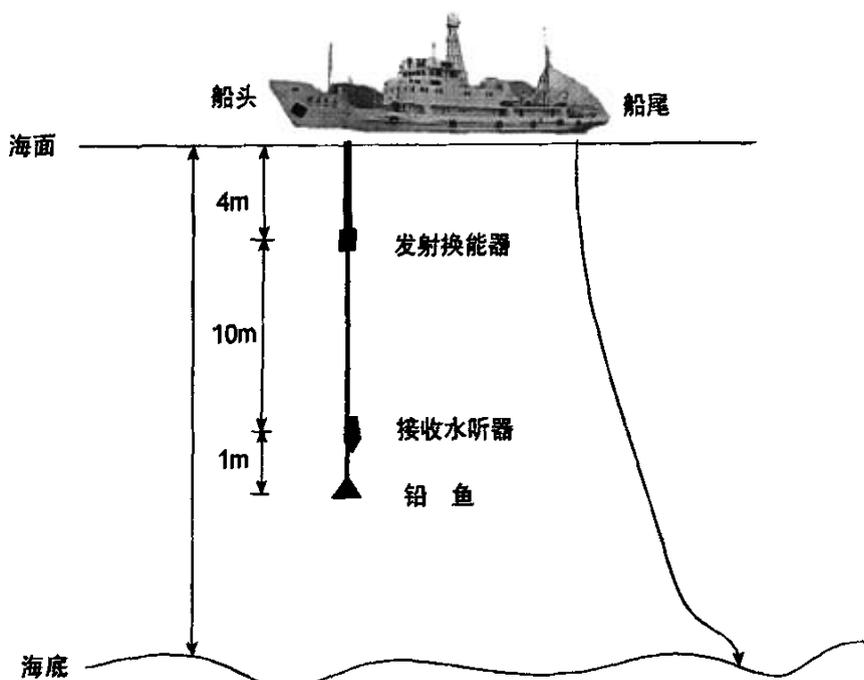


图 2.3 实验布置方案图

如图 2.3 所示，发射换能器发射宽带信号，发射换能器发射头漂浮在海面上，垂直指向海底。水听器吊放在发射换能器的垂直下方，距海面 14 米。水听器接收到的第一个峰是入射信号，也就是由声源到水听器的直达信号，第二个峰是海底回波信号。由于实验需要同时采集直达信号和海底散射信号，如果把接收水听器放在水面附近，散射信号和直达信号幅度相差太大，散射信号难以准确测量；如果把接收水听器放在海底，直达信号和散射信号会重叠在一起，使实验数据难以分析。所以将水听器置于水面和海底之间，这样散射信号和直达信号幅度相差不大，可以准确测量，同时水听器距离海底 10 米以上，直达信号和散射信号可以完全分开。

在水听器下吊放悬挂铅球的作用是为了使水听器保持竖直，在海流比较急的时候，需要增加铅鱼个数。为提高信号的信噪比，在接收声信号时抛锚停船，同时关闭辅机，船上的仪器用电都由船顶部的柴油发电机提供。

2.2 实验结果分析

2.2.1 海底采样底质分析

C 区水下地形复杂,海底基本由潮汐通道和潮汐通道边坡组成。潮汐通道内有高低起伏的高地出现。潮汐通道边坡下部和潮汐通道的底部均分布粗颗粒沉积物(含砾砂和砂)。潮汐通道边坡的上部和 C 区的西南部,分布细颗粒沉积物粘土质粉砂,除潮汐通道底部的站位外,大部分的样品的表层有 3-5cm 左右的灰黄色浮泥,这层浮泥与季节和潮汐变换有关,潮汐通道底部沉积物颗粒粗。

A 区水深变化不大,有成层地层分布,沉积韵律明显。所有表层样品均为粘土质粉砂,大部分的样品表层有 3-5cm 左右的灰黄色浮泥,这层浮泥与季节和潮汐变化有关。

2.2.2 数据处理分析

2.2.2.1 回波信号的时频特征

图 2.4 和图 2.5 分别是第 3 站位原始信号时域波形和频谱特征,图 2.4 第一个峰是入射信号,即声源到水听器的直达波,第二个峰是海底回波信号。

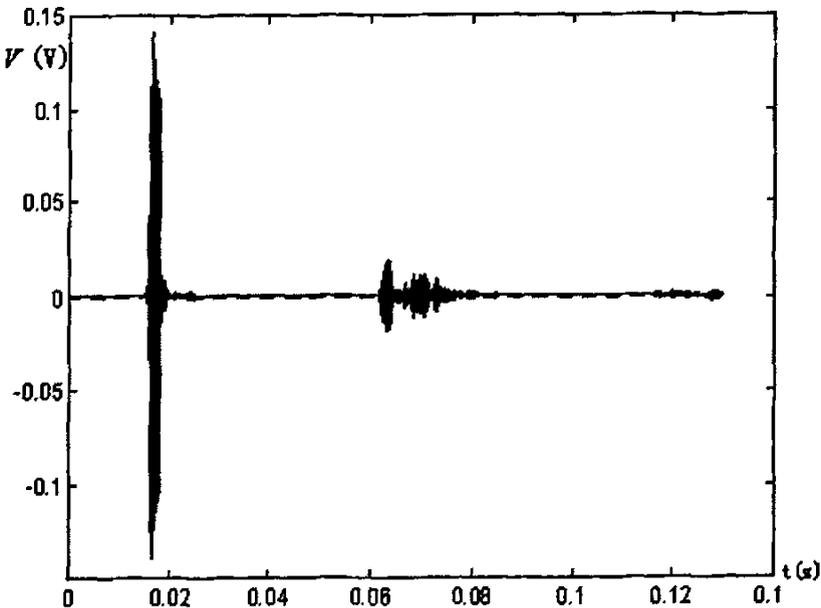


图 2.4 3 站位的原始信号时域波形

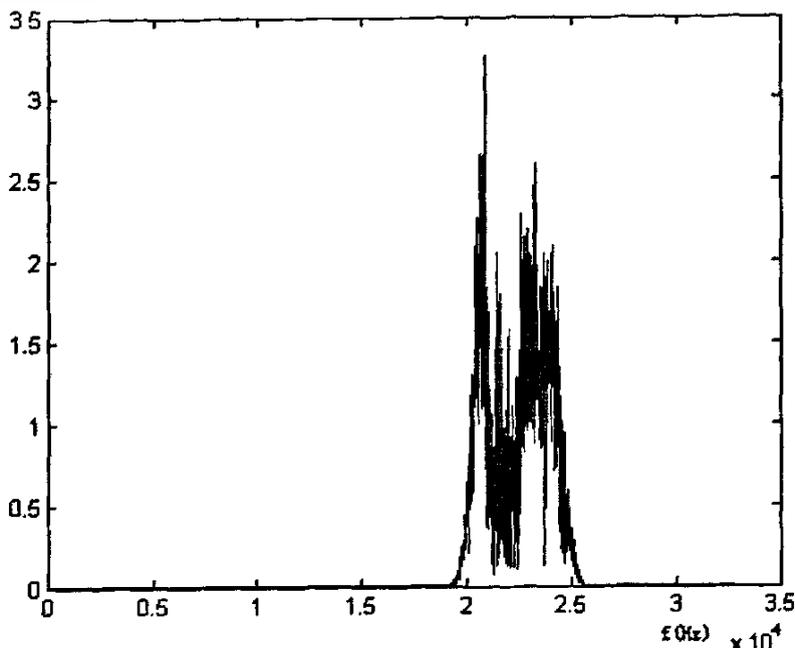


图 2.5.3 站位的原始信号的频谱

在相同的实验条件下，测得了五个站位的海底回波数据，标号分别记为 1、2、3、4、5 号站位，其中 1、2 号站位海域属于 C 区，海底底质类型为砾粉；3、4、5 号站位属于 A 区，海底底质类型为粘土质粉砂。

2.2.2.2 几何扩散校正

在进行底质分类识别及信号处理之前，需要对幅度及波形进行校正。其中对信号的幅度影响较大的是几何扩展损失，所以我们对信号的校正主要是几何扩展校正。在实验中发射换能器的发射头是 $r = 0.3\text{m}$ 的正方形，可以把声源近似看作活塞声源。由于声源接近水面，海水与空气的声阻抗相差很大，可以把海面看作无限大障板。因此，该问题转化为无限大障板的活塞辐射问题^[13]。声场计算的原理如图 2.6 所示。

设图中面元 ds 对位于 m 点处的声场贡献为：

$$dp = \frac{A}{h} e^{j(\omega t - kh)} ds \quad (2-1)$$

式中 A 为距 ds 单位距离处的声场振幅， h 为 ds 距 m 点的距离。由声场叠加原理可知，整个活塞声源在 m 点处的辐射声压为：

$$p = \iint_s \frac{A}{h} e^{j(\omega t - kh)} ds \quad (2-2)$$

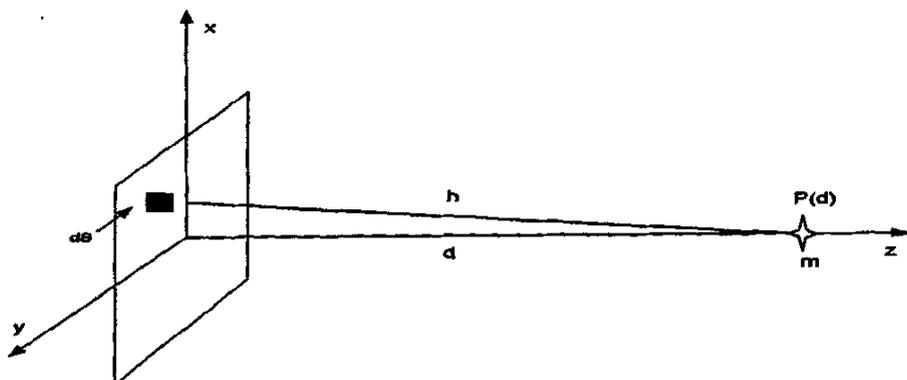


图 2.6 声场计算原理图

遍及整个活塞表面，当 $d \gg r$ 时 (d 为活塞中心到观察点 m 的距离)，可粗略地认为从活塞上各面元到达 m 处的振幅相差很小，上式中的 h 可近似用 d 来代替，上式(2-2)可以写为：

$$p \approx \frac{A}{d} e^{j(\omega t - kd)} S \quad (2-3)$$

式中 S 为活塞面积。从式(2-3)可以看出，对于活塞声源很远的观察点，声压近似随距离成反比衰减。利用式(2-3)对海底回波信号按球面波扩展进行几何扩展校正，下图为第 4 站位信号的校正结果。

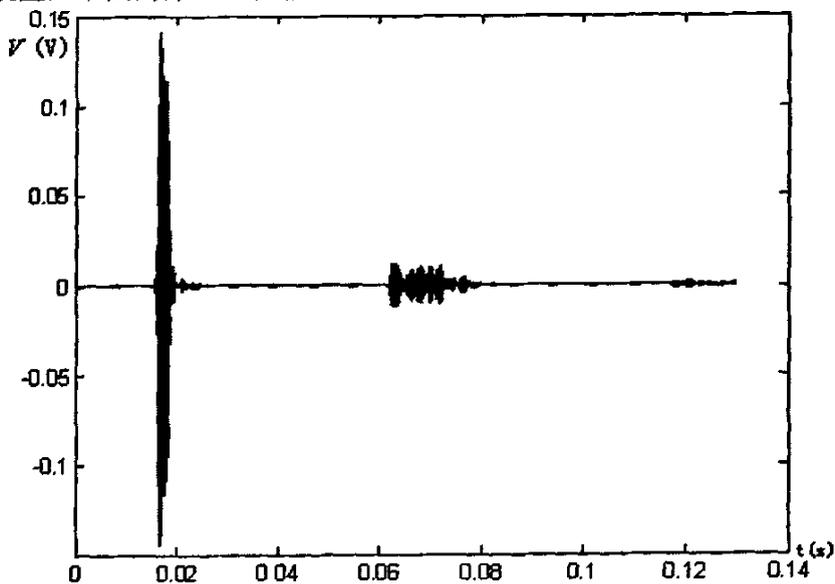


图 2.7.4 站位原始信号时域波形图

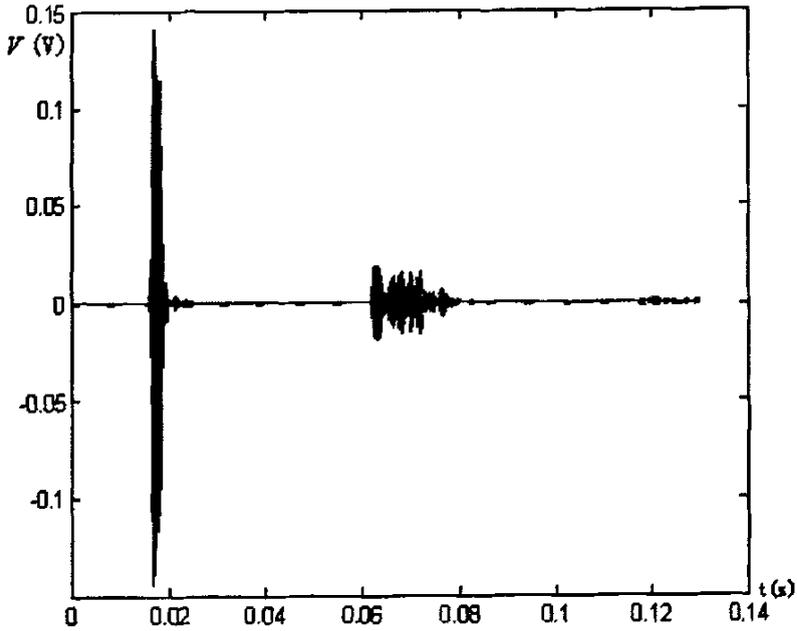


图 2.8.4 站位几何扩展校正后的时域波形图

2.3 本章小结

本章对 2006 年 4 月舟山海上实验进行了介绍, 包括实验方案、实验设备、海底沉积物样品分析、实验数据的几何扩展校正等。从海底样品分析结果中可以看出, 实验中的五个站位的海底底质类型大致可分为两类, 砾粉和粘土质粉砂。

第3章 统计特征分类方法

统计特征分类方法通过从回波信号中提取特征量，并比较它们的差别来进行沉积物分类，该方法比较的是不同底质特征量之间的差别，因此对实验系统及数据精度的要求比较宽松，是目前应用比较广泛的海底底质分类方法。应用统计特征方法进行沉积物分类识别流程如图 3.1 所示。

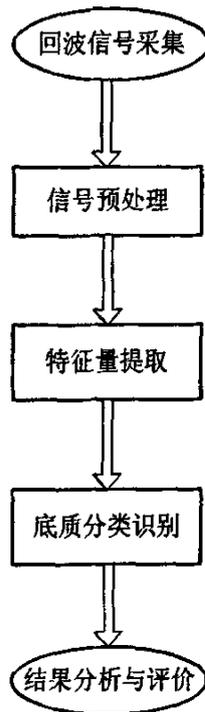


图 3.1 统计特征分类流程图

3.1 时域方法

3.1.1 能量归一化函数和系数

海底回波信号是由海底表面的散射信号和沉积物中的反向散射信号形成的^[14]。入射到海底的声信号在海水-海底界面散射，形成比发射脉冲长的回波。另外，海底沉积物是不同粒径、不同形状、不同矿物成分颗粒的混合物，并包含海水。一般情况下，沉积物不是均匀的，声速、密度在垂直和水平方向上都有起伏变化。海底沉积物通常是分层的，除了大的分层，也可能有细的

分层结构。透射入沉积层中向下传播的声波，由于沉积物的不均匀性产生反射和散射，这也使接收到的回波信号形成拖尾。总之，回波的形状与海底表面的粗糙度、沉积物中声波的衰减系数、海底声速结构等有关。

因此，回波形状包含着有关沉积物的结构和物理性质的信息，拖尾长度和形状与沉积物的衰减系数有关，定义了能量归一化函数^[19]和能量归一化系数分别为：

$$E(t) = \frac{\int_0^t s^2(\xi) d\xi}{\int_0^T s^2(\xi) d\xi}, \quad 0 \leq t \leq T \quad (3-1)$$

$$f = \frac{1}{T} \int_0^T E(t) dt \quad (3-2)$$

式(3-1)中， $s(t)$ 为回波包络信号， t 的取值是从回波前沿到拖尾结束， T 的大小取决于声波穿透深度。式(3-1)是针对高频率的短脉冲发射信号而提出的，因为较高频率的信号对地层的穿透能力很弱，如 25 kHz 声波对于泥底最大可穿透 5 米以上，而对于砂底则仅十几至数十厘米，所以说回波信号中的拖尾具有比较明显的起止范围。回波尾部衰减越快，则 $E(t)$ 曲线趋向饱和就越快，从而该曲线与时间轴之间包围的面积就越大。 f 实际上是回波衰减快慢的一个量度。在计算 f 时已经对回波总能量归一化，故 f 只取决于回波包络的形状，而与回波幅度的绝对值无关。

Jackson D R 等人曾多次对海底沉积层的声散射特性进行了理论研究和实验分析。研究表明：砂质海底沉积物层，水和沉积层界面的粗糙度对声波散射起主导作用；淤泥海底沉积物层，沉积层内非均匀介质的体积散射起主导作用。因此，回波形状包含着有关沉积物的结构和物理性质的信息，可以从中提取有效的分类特征。

回波形状在很大程度上反映在回波包络形状上。对于信号包络的提取，目前最常用的方法是采用 Hilbert 变换将原始实信号变换成复解析信号，将其模作为包络信号，我们将这种包络提取法简称为 HT 方法；另外，对信号取绝对值，然后经过一个低通滤波器的方法；HT 方法对于窄带载波信号的包络提取是有很有效的，但对于时变的宽带回波信号，HT 方法将信号中的高次谐波也一同提取出来，产生了不光滑的毛刺，导致较差的分类效果^[19]。

下面以第 4 站位海底回波信号时域波形如图 3.2 为例，分别应用 HT 方法和经过低通滤波器的方法得到回波信号的包络如图 3.3 所示：

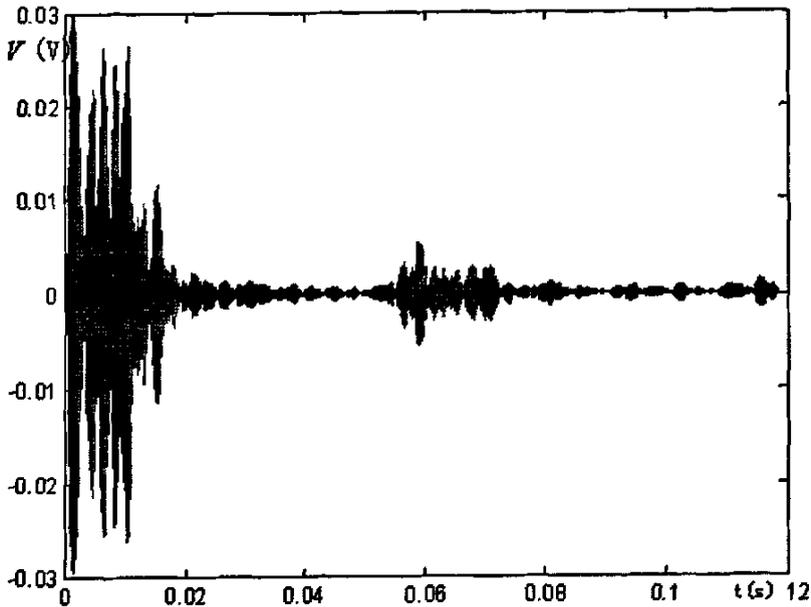
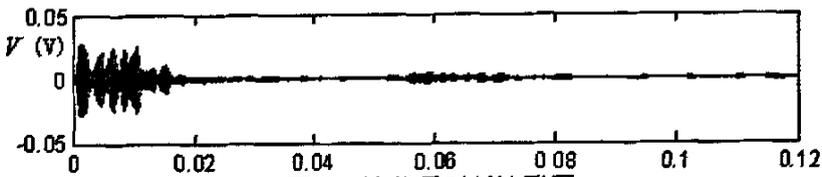
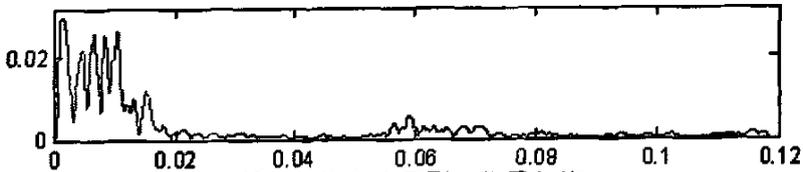


图 3.2.4 站位原始回波信号波形



原始回波信号时域波形图



希尔伯特方法得到的信号包络

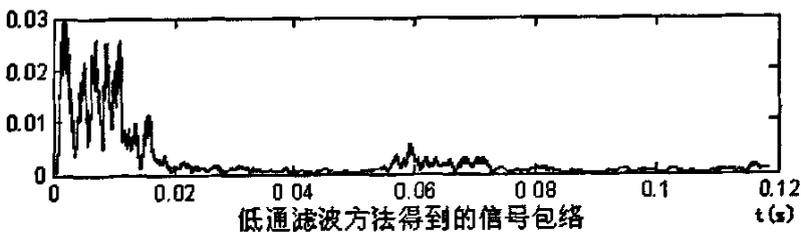


图 3.3 4 站位回波信号的包络

对于低通滤波方法的运算量较小，是工程中的常用方法。本文回波信号包络的提取是采用对信号进行小波消噪后，再进行低通滤波的方法获得。

3.1.2 相平面方法

相平面法是用来解低维动力学系统的一种图解法，其实质是将系统的运动过程转化为相平面上的运动，能够比较直观、全面地表征系统的运动状态。

设有二阶微分系统如(3-3)式所示：

$$\ddot{x} + f(\dot{x}, x) = 0 \quad (3-3)$$

其中点号代表对时间微分。以 x 和 \dot{x} 分别作为横、纵坐标构成的平面称为相平面，该系统在每一时刻的运动状态都对应相平面上的一个点。随着时间 t 的变化，该点在 $x \sim \dot{x}$ 平面上便描绘出一条表征系统状态变化的轨迹，称为相轨迹。通过对相轨迹的分析，就可确定系统的动力学特性。本文中， x 和 x' 分别取声压信号和声压信号的时间微分信号。

对于每一个采样信号，先进行几何扩散校正等预处理，入射信号 $S_m(t)$ 、回波信号 $S_{Re}(t)$ 及噪声信号 $S_{noi}(t)$ ，($t=1,2,3,\dots$) 都是接收到的已知数据。再分别求 $S_m(t)$ 、 $S_{Re}(t)$ 和 $S_{noi}(t)$ 对时间 t 的导数 $\dot{S}_m(t)$ 、 $\dot{S}_{Re}(t)$ 和 $\dot{S}_{noi}(t)$ ，并画出 $S_m(t) \sim \dot{S}_m(t)$ 、 $S_{Re}(t) \sim \dot{S}_{Re}(t)$ 和 $S_{noi}(t) \sim \dot{S}_{noi}(t)$ 的相平面轨迹图，如下图所示：

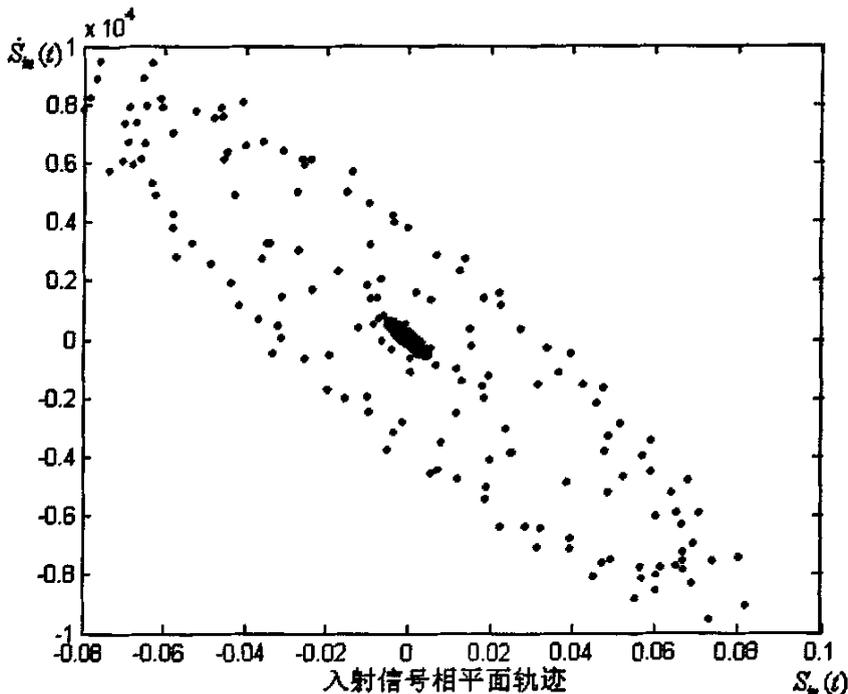


图 3.4.3 站位入射信号的相平面轨迹图

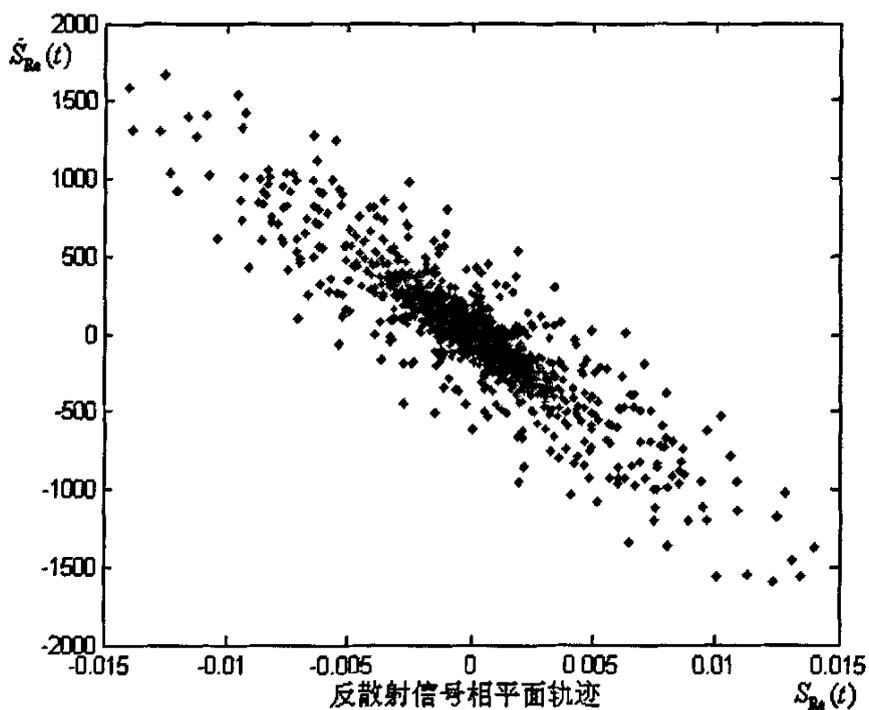


图 3.5 3 站位海底回波信号的相平面轨迹图

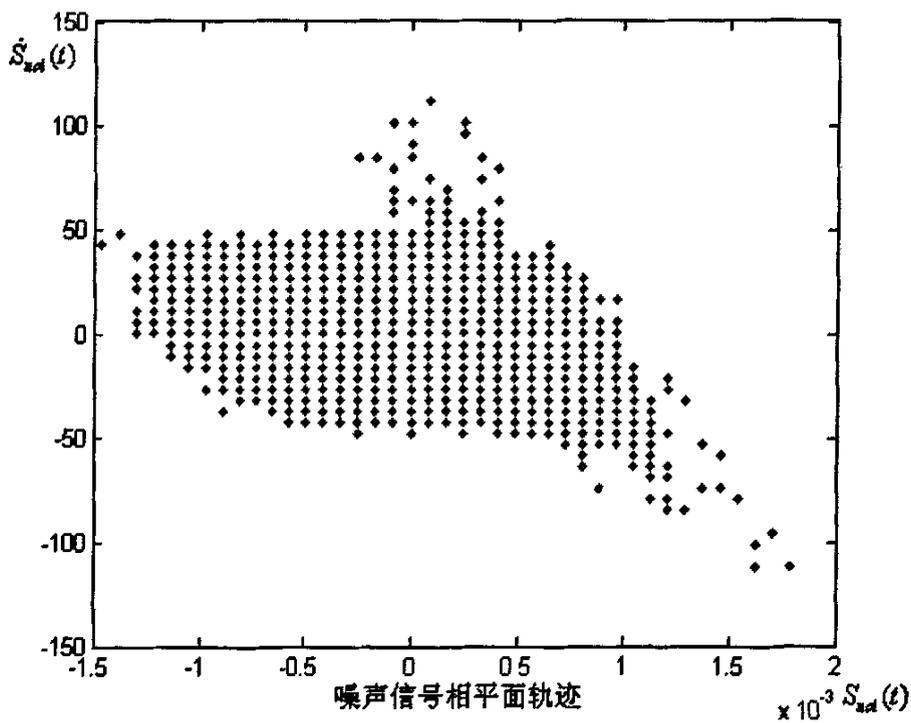


图 3.6 3 站位噪声相平面轨迹图

图 3.4、图 3.5、图 3.6 中每一个实点称作一个相点，代表每个采样时间点的信号在相平面上的分布。相平面直观的给出了每个信号的特点，入射信号和回波信号的相点向内旋转的方式聚集到相平面的中心；噪声信号的相点无规律的，散乱的分布在相平面上。图 3.4 入射信号的相点幅度最大，图 3.5 海底反射散射信号的次之，图 3.6 噪声信号的幅度最小，这是由于各时域信号振幅不同导致的相点分布幅度的不同。

这里我们采用提取海底回波信号相平面轨迹分布特征量的方法对海底进行分类，该方法是从时域信号的相平面轨迹中提取两个特征量，通过求取两个特征量的统计特征对不同海底进行分类。

3.2 频域方法

等 Q 值子带能量特征提取法是在目标回波的频带内，将通频带分为若干频段，求出每一个小段频带内对其幅值平方求积分得到的子带能量^[17]，即：

$$E_i = \int_{f_{i-1}}^{f_i} |Y(f)|^2 df \quad i=1, \dots, N \quad (3-4)$$

Q 值确定子带数目，Q 值大，频带划分精细，但特征的维数随之增加。根据信号的带宽的特征维数 N 确定 Q 的取值。取 N=15，则 Q 值为：

$$\left(\frac{f_N}{f_1} \right)^{1/N} = k \quad (3-5)$$

$$Q = \frac{k+1}{2(k-1)} \quad (3-6)$$

式(3-6)中，Q 为每一子带的中心频率与其对应的带宽之比，为常数。在低频段时，子带带宽较小，而在高频段时子带带宽较大。即低频段的特征被充分利用，而高频段的特征则被压缩在一起。

3.3 时频分析

时频分析的研究始于 20 世纪 40 年代，经过多年发展，如今时频分析已经得到了许多很有价值的成果。由于其在信号处理方面显示出的巨大潜力，目前已经在数学、物理、化学、生物学、医学等许多领域得到了广泛应用^[18]。

传统的信号分析和处理的方法，大多以平稳信号为研究对象。在这些研究中，最基本的分析处理方法是信号的傅立叶变换，傅立叶正变换建立了信号从时域到频域的变换，而傅立叶逆变换建立了信号从频域到时域的变换^[19]。傅立叶正变换将信号分解为不同的频率成分，但是各频率成分发生在什么时间却无法得知；而傅立叶逆变换将信号分解为不同频率成分组合为时间域表征的一个波形，但某一时间含哪些频率成分也无法得知。这种变换手段虽然能满足平稳信号的分析要求，但对于非平稳信号的分析处理就存在着局限性。

在实际情况中，这些信号都是非平稳的。对于非平稳信号而言，由于其统计特征包括信号的频谱特性随时间变化，因此对它的分析和处理就不能将时间和频率域截然分开。工程上常用时窗法和频窗法达到该目的。时窗法把信号在时间域上加以分割，构成时变的频谱图，从而观察信号在不同时段的频谱情况；频窗法令信号通过一组带通滤波器，使它们在频率域上分开，从而观察各频率成分随时间的变化情况。但这两种方法不严格且有矛盾，那就是时间域上分辨得越细，频率域上必然越模糊；反之亦然。这就促使人们去寻找一种新的方法，能将时域和频域结合起来描述观察信号的时频联合特征，构成信号的时频谱。这就是所谓的时频分析方法。时频分析正是着眼于将一个一维的时间信号以二维的时间-频率密度函数形式表示出来，旨在揭示信号中包含多少频率分量，以及每一个分量是怎样随时间变化的。

时频分析方法是非平稳信号处理的一个重要分支，它是利用时间和频率的联合函数来表示非平稳信号，并对其进行分析和处理。通过对信号进行时频分析，可以对信号的频谱分量随时间的变化情况进行描述，从而在时间和频率上同时表示信号的能量或强度，从而对信号进行各种分析处理，从中提取有效的特征信息。本文以短时傅立叶变换和小波变换作为主要分析工具。

3.3.1 短时傅立叶变换

时频分析的研究对象是分平稳和时变信号。在传统的以傅里叶变换为基础的信号分析中，平稳的随机信号常用其二阶统计量表示，如相关系数和功率谱，它们对信号的表征完全在时域，或者完全在频域。但对于许多实际情况来说，信号的统计量（如相关系数、功率谱等）是时变函数，只了解信号在时域或频域的全局性是远远不够的，需要对信号的频谱随时间变化的情况

进行深入分析,因此,用时间和频率的联合函数来表示信号成为必然的选择,这种表示称为信号的时频表示。

短时傅立叶变换(short time Fourier Transform,STFT)是最为基本应用相当广泛的一种线性时频分析手段。它是 1946 年由 Gabor 最早提出的,他用一个有限区间外恒等于零的光滑函数去乘所要研究的信号(函数),然后对它作傅立叶变换,这种变换确实反映信号在窗口内的频谱特征,因而对研究信号的局部性质起了一定推动作用,后来发展成熟知的加窗傅立叶变换(亦称短时傅立叶变换)^[20]。

对于满足条件 $\int_{-\infty}^{+\infty} |x(t)| dt < \infty$ 的一维信号,定义 $x(t)$ 的连续短时傅立叶变换:

$$STFT_x(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(\tau)g^*(t-\tau)e^{-j2\pi f\tau} d\tau \quad (3-7)$$

其中 $g^*(t)$ 为分析窗,若 $g(t)$ 满足 $\int g(t)\omega(t)=1$, 则其反变换为:

$$x(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} STFT_x(\tau, f)g(t-\tau)e^{j2\pi f\tau} d\tau df \quad (3-8)$$

从定义可知, $STFT_x(t, f)$ 反映信号 $x(t)$ 在 $t=\tau$ 附近的频谱特征,而且 Gabor 变换的窗口位置随参数 τ 而变(平移),符合研究信号不同位置局部性的要求,确实比傅立叶变换优越。但是, Gabor 变换窗口的形状大小与频谱无关,保持不变。这不符合实际问题中高频信号的分辨率应比低频信号要高,也就是说变换的窗口大小应随频率而变,频率越高窗口越小。

在实际处理过程中,需将 Gabor 变换的参数离散化。其中 $T > 0$ 和 $F > 0$ 分别是时间变量和频率变量的采样周期为了简便, $STFT(mT, nF) = STFT(m, n)$ 其中 m 和 n 为整数。令 $z(k)$ 为离散信号,因此 STFT 的离散形式为:

$$STFT(m, n) = \sum_{k=-\infty}^{\infty} z(k)y^*(kT - mT)e^{-j2\pi(nF)k} \quad (3-9)$$

STFT 的综合形式为

$$z(k) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \sum_{n=-\infty}^{\infty} STFT(m, n)g(kT - mT)e^{j2\pi(nF)k} \quad (3-10)$$

短时傅立叶变换属于线形时频表示,对于时变信号,必须了解它的局部

傅立叶变换, 最简单的方法就是通过对信号乘以一个滑动窗, 分别研究它们的傅立叶变换, 用局部频谱来表示频率与时间关系的直观的方法是将窗口外的时变信号去除。所以短时傅里叶变换就是信号 $x(t)$ 在分析时刻 t 附近的局域谱, 它同时反映了信号时域和频域的特征。

3.3.2 小波变换

时频分布是时域和频域的综合分析, 用以描述信号的频率分量随时间的变化。时频分析方法早在四十年代前就已提出, 并应用于声信号的处理。作为傅立叶分析的自然扩展, 它在时频域内表示信号的功率谱密度成为可能。近年来, 随着高速数字信号处理硬件的发展, 该方法时变信号及非平稳信号分析的优点吸引了越来越多研究者的兴趣。由于其固有的时频特征分离的性质, 使得原来局限于时间或频谱的一维信号处理扩展到二维的时、频平面, 信号的时频特征得到了分离, 对信号的分析可以具体到信号的特定时间和特定频率。特别对于宽带信号、时变信号或非平稳信号, 进行时频分析就显得格外重要, 也更具有实际意义。

3.3.2.1 小波的概念

小波变换属于线形时频分布, 它是一种信号的时间-尺度分析方法, 具有多分辨分析特点, 而且在时频两域都具有表征信号局部特征的能力。小波变换是一种时间窗和频率窗都可以改变的时频局部化的分析方法, 是一个范围可变的窗口方法。在低频部分具有较高的频率分辨率和较低的时间分辨率, 在高频部分具有较高的时间分辨率和较低的频率分辨率, 很适合于探测正常信号中夹带的瞬态反常现象并展示其成分, 所以被誉为分析信号的显微镜^[21]。

小波也称为子波, 顾名思义, “小波”就是小的波形, 所谓“小”是指它具有较快的衰减性, 而称之为“波”则是指它的波动性, 小波定义为: 设 $x(t)$ 是平方可积函数 [记为 $x(t) \in L^2(\mathbb{R})$], $\psi(t)$ 是被称为基本小波 [也叫母小波 (mother wavelet)] 的函数, 则

$$WT_x(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi^* \left(\frac{t-b}{a} \right) dt = \langle x(t), \psi_{a,b}(t) \rangle, \quad a > 0 \quad (3-11)$$

称为 $x(t)$ 的小波变换, 其中 ‘*’ 表示复共轭, a 是尺度因子, b 反映位移,

其值可正可负，符号 $\langle x, y \rangle$ 代表内积。小波函数 $\psi(t)$ 必须满足容许条件

$$c_\psi = \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{|G(\omega)|^2}{|\omega|} d\omega < \infty \quad (3-12)$$

式(3-12)中 $G(\omega)$ 是 $\psi(t)$ 的傅立叶变换。可理想恢复为：

$$x(t) = \frac{1}{C_\psi} \iint_{\mathbb{R}} \frac{WT_x(a,b)\psi\left(\frac{t-b}{a}\right)}{a^2} da db \quad (3-13)$$

小波变换的时(空)频窗在时频平面(空间-频率平面)上是一个形状可变但面积不变的矩形，矩形的面积为：

$$2|a|\Delta(\psi) \times \frac{2\Delta(\Psi)}{|a|} = 4\Delta(\psi)\Delta(\Psi) \quad (3-14)$$

其中 $2|a|\Delta(\psi)$ 是小波时窗宽度。时频窗的面积只与小波母函数 $\psi(t)$ 有关，而与参数 (a,b) 无关。这是与加窗傅立叶变换完全不同的时频特性，具体说来，对于较小的 $a > 0$ ，时间域的窗宽 $2|a|\Delta(\psi)$ 范围小，主频(中心频率) $E(\Psi)/a$ 高，频宽 $2\Delta(\Psi)/|a|$ 检测到时域某点处的高频成分。相对的是，对于较大的 $a > 0$ ，这时时间域的宽度 $2|a|\Delta(\psi)$ 较宽，主频(中心频率) $E(\Psi)/a$ 变低，可以检测到信号某点的低频成分。图 3.7 为 sym4 小波函数及其尺度函数的图形。

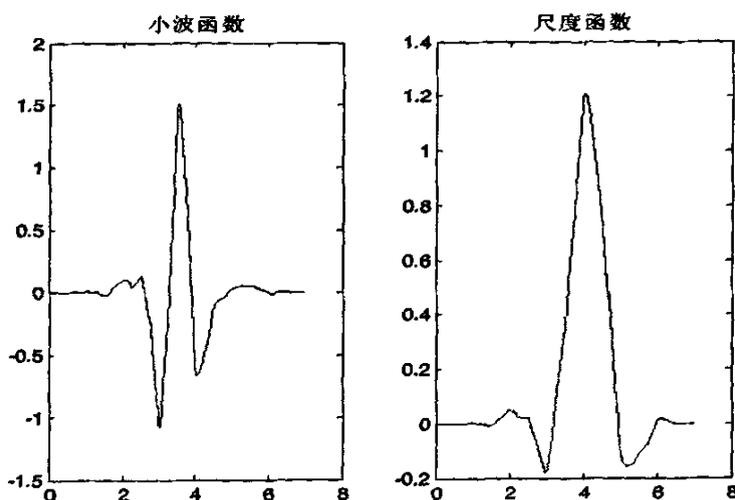


图 3.7 sym4 小波函数及其尺度函数图形

3.3.2.2 小波变换的时频局部性

由于小波函数 $\psi(t)$ 具有振荡特性，它的这一性质反映了小波函数 $\psi(t)$ 的某种频率特性， $\psi(t)$ 的振荡性随 $1/|a|$ 的增大而增大。在实际问题中， $\psi(t)$ 取紧支集或衰减较快的函数，即时间频率均具有局部性的函数，因而小波变换同样可实行信号时-频局部化，但小波变换与短时傅立叶变换的局部化方式明显不同，小波变换的时频局部化格式与频率高低密切相关。在高频区，时间局部化程度也高；在低频区，频率局部化也高，因而具有较好的时频分辨率。

由于连续小波变换的冗余性较大，因而常采用离散小波变换，即以一定方式对 (a, b) 进行离散采样，常用的网格采样取 $a = a_0^m$ ， $b = nb_0 a_0^m$ ，即对小尺度的高频成分采样步长小，而对大尺度的低频成分采样步长大。

由信号分析理论，离散小波变换在相平面上的局部化格点为

$$(nb_0 a_0^m, a_0^{-m} \omega_0^\pm) = \left(\int_{\mathbb{R}} t |\psi_{m,n}(t)|^2 dt, \int_{0 \leq \omega < \infty} \omega |\psi_{m,n}(\omega)|^2 d\omega \right) \quad (3-15)$$

其时频宽度为 $|a_0^m| \Delta h$ ， $\Delta h / |a_0^m|$ 。

设小波母函数的中心频率为 $(0, \pm \omega_0)$ ，时频宽度为 Δh ， Δh 。从图 3.8 所示，格点有相平面上不是等均匀分布的，当 m 越小 ($a_0^m > 1$) 格点在 t 轴上分布越密，且时域宽度随 m 缩小而减小，频域宽度随 m 缩小而增大，也即随中心点频率的升高，时域宽度减小，时域分辨率提高，表明了小波变换的“变焦距”特性，正是由于它的这种特性，使得它在计算机视觉、语声合成、图像处理、边缘检测、数据压缩等领域内成为很好的工具。

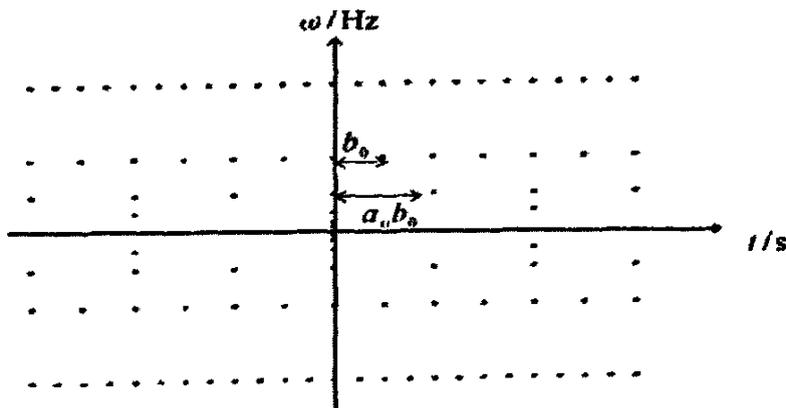


图 3.8 相平面上离散小波变换的局部化格点 ($t = nb_0 a_0^m$, $\omega = A_0^{-m} \omega_0$)

3.3.2.3 小波去噪的原理及方法

小波去噪是将含噪信号利用小波分解到多尺度中，然后在每一尺度下把属于噪声的小波系数去除，保留并增强属于信号的小波系数，最后通过小波重构恢复出有用信号。

由图 3.9 不难看出，小波去噪的关键是用什么准则来去除属于噪声的小波系数，增强属于信号的部分。不同的研究者为此提出过各种不同的判据，例如，小波分解与重构法去噪，阈值法去噪以及模板大值法去噪等。这些不同的判据形成了各种不同的小波去噪方法。

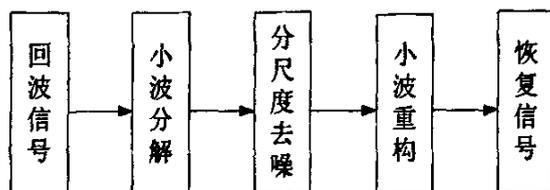


图 3.9 小波去噪原理

小波去噪的方法很多，这里主要介绍小波分解与重构法和非线性小波变换阈值法。

1. 小波分解与重构法

Mallat 提出了多分辨分析的理论，指出小波的多分辨分析特性能将信号在不同尺度下进行多分辨率的分解，并将交织在一起的各种不同频率组成的混合信号分解成不同频段的子信号，因而对信号具有按频带处理的能力。在此基础上产生了小波分解与重构的去噪方法。该方法本质上相当于一个具有多个通道的带通滤波器对含噪声信号进行滤波，主要适用于信号和噪声的频带相互分离的确定性噪声的情况。应用小波分解与重构法去噪的具体步骤是：根据需要将含有噪声的信号在某一尺度下分解到不同的频带内，然后再将噪声所处的频带置零（或直接提取有用信号所在的频带），最后进行小波重构，从而达到去噪的目的。

2. 非线性小波变换阈值法

非线性小波变换阈值法去噪，即首先对信号进行小波分解，使得噪声部分通常包含在细节分量中，然后以门限阈值的形式对小波系数进行处理，最

后对信号进行重构，从而达到去噪的目的。本文将采用非线性小波变换阈值法去噪。

以一维信号的非线性小波变换阈值法去噪为例，一般分为如下三个步骤：

①对信号进行小波分解。选择一个合适的小波，并确定一个小波分解的层次 N ，然后对信号进行 N 层小波分解。

②对分解所得到的的小波系数进行阈值处理。对于第 1 到第 N 层的每一层高频系数，选择一个阈值进行阈值量化处理。阈值处理的方法有两种：硬阈值法和软阈值法。

③小波重构。根据小波分解的第 N 层的低频系数和经过量化处理后的第 1 层到第 N 层的高频系数进行信号的小波重构，得到原始信号的估计值。

在实际应用非线性小波变换阈值法去噪时，必须解决两个难点：一是如何选择合适的小波基及小波分解层数；二是如何选取阈值及采用什么阈值函数。这两个问题的解决好坏将直接影响小波去噪的效果。图 3.10 为第 2 站位海底回波原始信号应用上述方法去噪的结果。

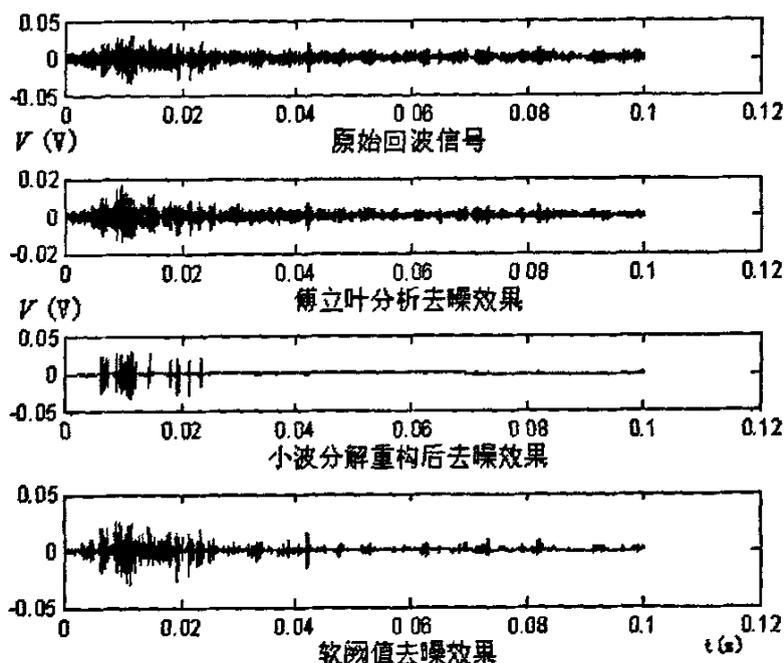


图 3.10 2 号站位回波信号去噪后的波形

由图 3.10 中可以看出，用小波进行信号的消噪可以很好地保存有用信号

中的尖峰和突变部分。而用傅立叶分析进行滤波时，由于信号集中在低频部分，噪声分布在高频部分，所以可用低通滤波器进行滤波，但他不能将有用信号的高频部分和由噪声引起的高频干扰加以有效地区分。若低通滤波器太窄，则滤波后信号中仍存在大量的噪声，若滤波器太宽，则将一部分有用信号当作噪声滤掉了。因此，小波分析对非平稳信号消噪有着傅立叶分析不可比拟的优点。

3.3.2.4 离散小波变换

将连续小波变换在时间尺度平面上的离散化称为小波级数，进一步时域的离散化称为时间离散小波变换，即离散小波变换(Discrete Wavelet Transform, DWT)。连续小波变换是冗余的，就是说连续小波变换在时间尺度平面上是相关的，因此可以在时间尺度上对其以适当方式采样，这些采样点仍然可以完全表达信号的信息。

为了使小波变换具有可变化的时间和频率分辨率，以使用待分析信号的非平稳性，我们很自然地需要改变尺度因子 a 和时间 t 的大小，以使小波变换具有“变焦”的功能。也就是说，在实际应用中采用的是动态的网络^[22]。最常用的是二进制定态网络： $a_0 = 2, b_0 = 1$ ，对应的离散化小波为：

$$W_{2^j} x(t) = x \times \psi_{2^j}(t) = \frac{1}{2^k} \int_{-\infty}^{+\infty} x(i) \cdot \psi\left(\frac{t-i}{2^k}\right) dt \quad (3-16)$$

二进制小波对信号的分析具有变焦作用。假定开始选择的放大倍数为 2^{-j} ，它对应观测到信号的某部分内容，如果想进一步观看信号更小的细节，就需要增大放大倍数及减小 j 的值；反之，若想了解信号更粗的内容，则可减小放大倍数及加大 j 的值。在这个意义上小波变换被称为“数学显微镜”。

小波变换具有变尺度的性质，在不同尺度下对信号进行分析，称为信号的多尺度分析。尺度的变换将引起频域分辨率的变化，因此信号的多尺度分析实际上就是信号的多分辨率分析。根据小波多尺度分解的特点，信号经过多层分解后，可以分为近似分量 A_j 和细节分量 D_j 两部分^[23]。

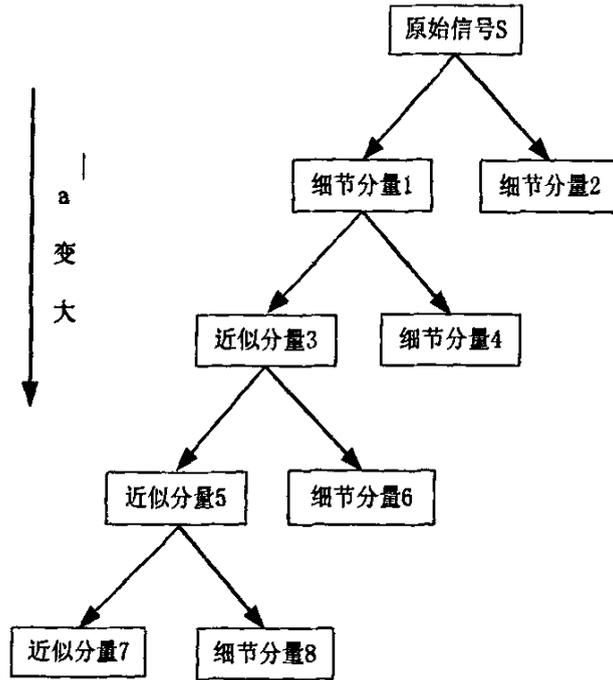


图 3.11 小波变换的多层分解示意图

3.3.2.5 频域离散小波变换

对海底回波信号进行 Hilbert 变换，然后对得到的解析信号做 FFT，在对 FFT 的结果取模，最后对回波的幅频信号做离散小波变换，对这种方法暂且称为频域离散小波变换(FDWT)^[24]。其程序流程图如图 3.12 所示。

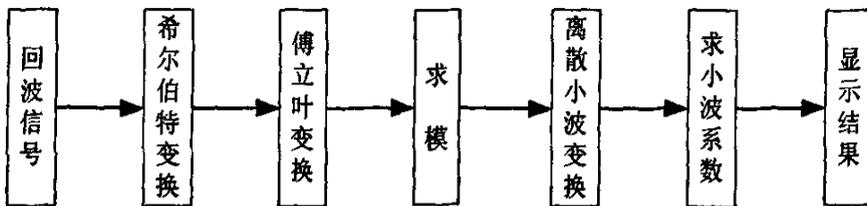


图 3.12 频域离散小波变换程序流程图

3.4 傅立叶变换、短时傅立叶变换、小波变换的区别

从信号分析角度来看：在频率域，小波没有类似傅立叶变换的“频率点”的概念，取而代之的则是本质意义上的“频带”概念；而从时间域来看，小波变换所反映的不是某个准确的“时间点”处的变化，而是体现了原信号在

某个“时间段”内的变化情况。

从小波变换的定义可以看出,小波变换的基本思想与傅立叶(Fourier)变换类似,就是用信号在由一族基函数形成的空间投影来表征该信号。但是,这一簇函数具有一个显著的特点,那就是函数系是通过基本母子波函数的不同尺度的伸缩和平移构成的,其时宽带宽积很小,且在时间和空间上很集中。与信号处理中常用的短时傅立叶分析相比,小波变换的分辨力单元随尺度因子而变化,当 a 增大时,频率分辨力提高,但时间分辨力降低;当 a 变小时,时间分辨力提高,但频率分辨力降低。所以当分析信号出现突变时刻时,可以选择小 a ,使时域分辨力提高。小波的这种“变焦”功能与人的视觉、听觉相适应。

由于时移参数 b 与时间 t 自然对应,而尺度 a 实际上与频率对应,因此我们可以这样来理解小波分析与时频分析之间的关系:时频分析中的时频平面 (t, f) 在小波分析中变成了时间-尺度平面 (b, a) 。小波分析与 Fourier 变换的本质区别在于: Fourier 分析只是考虑时域和频域之间的一对一映射,它以单个变量(时间和频率)的函数表示信号;小波分析则利用联合时间-尺度函数分析非平稳信号,小波分析与一般时频分析的区别则在于:一般时频分析在时频平面上表示非平稳信号,小波分析描述非平稳信号虽然也是在二维平面上,但不是在时频平面上,而是在所谓的时间-尺度平面上。短时 Fourier 变换是以同一种分辨率来观察信号的,而在小波分析中,人们则以不同的“尺度”(或“分辨率”)来观察信号。信号分析中的这种多尺度的观点乃是小波分析的基本点。可以认为,小波分析是一种特殊的时频分析。

总之,从数学角度,三种不同的变换都是将研究的信号在一组特定基函数上进行分解,变换的分辨率特性完全取决于基函数的特性,因此我们以基函数的频率带宽 Δf 和持续时间 Δt 作为频率分辨率和时间分辨率的质量。

1. 傅立叶变换在单频上作分解,即 $\Delta f = 0$,频率分辨率可任意好,但是基函数在时间轴上无限延伸 $\Delta t = \infty$,故没有时间分辨率;

2. 短时傅立叶变换,一旦窗函数选定,基函数的包络不再改变,只是“载波”改变,其带宽 Δf 和 Δt 也就确定了,故时间分辨率和频率分辨率在整个时-频平面上固定不变;

3. 小波变换的基函数是基本小波的伸缩和平移, a 减小,则包络压缩,

同时 f 增大,“载频”升高, Δf 也增大,而保持 $\Delta f/f=C$,即等 Q 特性。因此,小波变换既有时间局部化能力,也具有频率局部化能力。

各种分析方法的时域与频域分辨率示意图如图 3.13 所示:

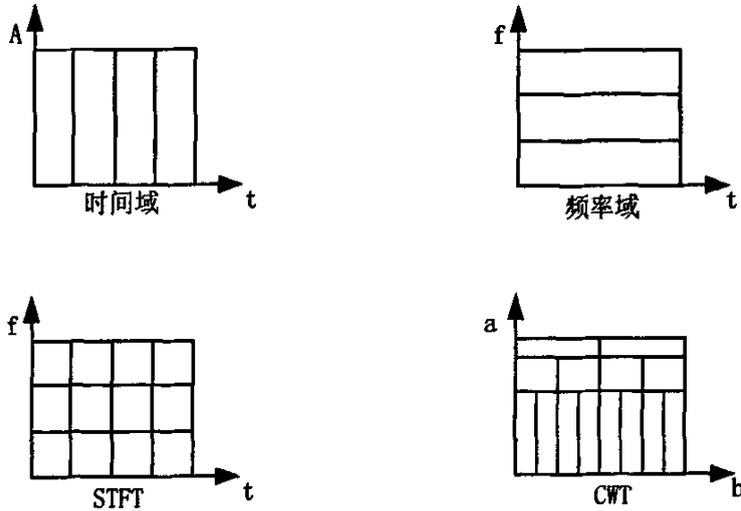


图 3.13 各种分析方法的时域与频域分辨率

3.5 本章小结

本章针对海底底质类型分类的统计特征的不同方法进行了理论介绍。时域上阐述了归一化能量曲线,回波信号包络的选取和相平面方法;频域上讨论了常数 Q 值子带能量特征方法,该方法物理意义较为明确;时频域上介绍了小波的概念、时频局部性,小波去噪的原理和方法,连续小波变换、离散小波变换及频域离散小波变换的理论;最后总结了傅立叶变换,短时傅立叶变换以及小波变换之间的区别。

第4章 底质分类的特征提取和实验数据验证

特征提取是进行海底底质分类识别的重要环节，一个识别系统的识别能力与特征矢量的选取有直接关系。本文分别从时域、频域和时频分析三个方面采用的不同方法对舟山实验海域进行底质类型分类研究，通过可分性测度的比较，结果表明时频分析结合奇异值分解提取特征量的方法可分性好。

4.1 归一化能量积分曲线

了解海底粗糙度无疑地有助于识别海底类型，但同一类沉积物海底的粗糙度可以有一个较大变化范围，如砂坡海底的粗糙度远大于平坦砂底。由于海底粗糙度与沉积物类型之间不总是良好的对应关系，使用海底粗糙度作为识别沉积物类型特征量的作用是有限的。而沉积物的衰减系数与沉积物类型之间有较好的对应关系，不同类型沉积物的衰减系数的差别较大。因此，该方法提出一个与衰减系数相关联的分类特征量。

沉积物中反向散射、反射信号随时间衰减的关系与衰减系数有关，不同类型沉积物衰减系数不同，因而来自沉积物中的回波信号也不同。Hamilton根据大量测量数据提出，各种沉积物中衰减系数在很宽的频率范围内(1kHz-1MHz)大致与频率的一次方成正比，即在 $\alpha = kf^n$ 中， $n=1$ ^[25]。频率越高则衰减系数越大。因此，频率越高不同沉积物衰减系数的差别就越大，从而回波形状的差别就越大。针对海上实验数据，根据(3-1)式得到各站位的归一化能量积分函数曲线如图4.1所示。

由图4.1中的结果可以看出：

1. 1号、2号站位信号能量归一化曲线聚集在一起，3号、4号、5号站位信号的曲线聚集在一起。由此可以把所有五个站位分成两类海底。假设前两个站位为A类海底，后三个站位为B类海底。

2. 从两类海底的 $E(t)$ 结果相比可知，A类回波尾部衰减的较慢， $E(t)$ 线趋向饱和就越慢，曲线与时间轴所包围的面积也越小。而B类回波相对尾部衰减较快， $E(t)$ 曲线趋向饱和就越快。

3. 数据分类的结果与探测实际海底样本分析比较，实际海底采样分析得

到 A 类海底底质为砾粉, B 类海底为粘土质粉砂, 这与数据分类结果相符。

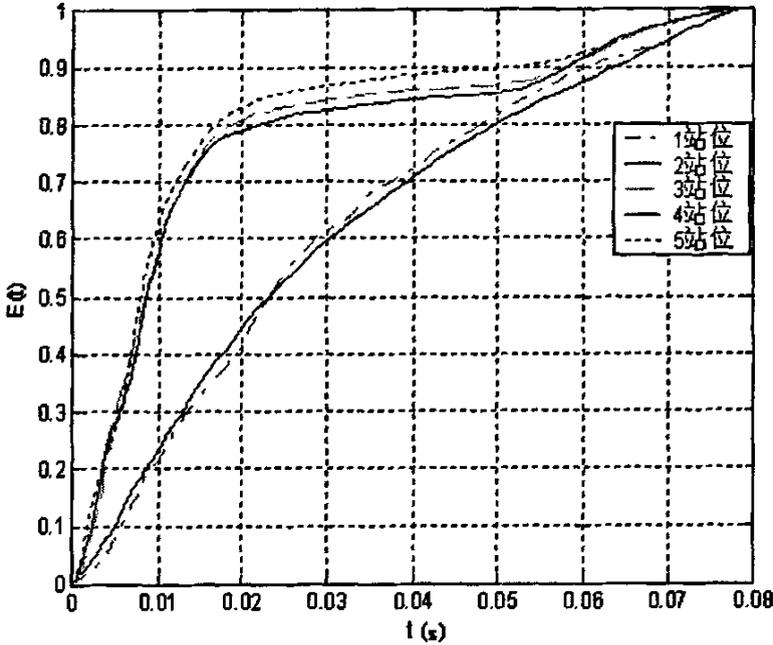


图 4.1 五个站位海底回波信号的归一化能量积分曲线

4.2 相平面方法

4.2.1 特征提取

1. 定义相平面中相点到中心点的距离为相点点距:

$$L_m(t) = \sqrt{(S_m(t) - \text{mean}[S_m(t)])^2 + (\dot{S}_m(t) - \text{mean}[\dot{S}_m(t)])^2} \quad (4-1)$$

$$L_{Re}(t) = \sqrt{(S_{Re}(t) - \text{mean}[S_{Re}(t)])^2 + (\dot{S}_{Re}(t) - \text{mean}[\dot{S}_{Re}(t)])^2} \quad (4-2)$$

$$L_{nio}(t) = \sqrt{(S_{nio}(t) - \text{mean}[S_{nio}(t)])^2 + (\dot{S}_{nio}(t) - \text{mean}[\dot{S}_{nio}(t)])^2} \quad (4-3)$$

$L_m(t)$ 、 $L_{Re}(t)$ 和 $L_{nio}(t)$ 分别表示入射信号、回波信号和噪声信号的相平面中相点到中心点的距离。

对于每一个信号分别求回波信号相点距离的最大值和入射信号相点信号最大值的比值:

$$\text{令:} \quad P1 = \frac{\text{Max}(L_{Re}(t))}{\text{Max}(L_m(t))} \quad (4-4)$$

$P1$ 作为相平面方法进行海底底质分类的第一个特征量,可以看出,该特征量与反射系数有较强的相关性。

2. 对相平面中相点点距进行统计,分别计算回波信号和入射信号中相点点距超过噪声信号相点点距最大值部分所占自身的比例:

$$Pr1 = P\{L_{re}(t) | L_{re}(t) > Max(L_{noi}(t))\} \quad (4-5)$$

$$Pr2 = P\{L_m(t) | L_m(t) > Max(L_{noi}(t))\} \quad (4-6)$$

令:
$$P2 = \frac{Pr1}{Pr2} \quad (4-7)$$

作为相平面法进行海底底质分类的第二个特征量,它与回波信号的持续时间具有较强的相关性。

4.2.2 初步分类结果与分析

应用相平面方法对海上实验数据进行分析。在五个站位中,每个站位取30个信号有效数据,从这些数据中分别提取特征量 $P1$ 和 $P2$,其特征量的统计特性如表4.1所示:

表 4.1 相平面方法提取 $P1$ 和 $P2$ 的统计特征

站位号	1	2	3	4	5
$P1$ 的均值	0.12389	0.25097	0.4181	0.58877	0.46669
$P1$ 的方差%	0.21222	0.28021	0.81607	1.0235	0.40505
$P2$ 的均值	0.092607	0.011928	0.25984	0.36174	0.48206
$P2$ 的方差%	0.13979	0.09742	1.3412	2.0944	1.3561
相关系数	0.2770	0.1142	0.0517	0.1212	0.0073

通过对 $P1$ 和 $P2$ 之间的相关系数分析,这两个特征量之间的相关性较小,可以作为底质分类的有效特征量。直接利用回波信号相平面轨迹进行分类的方法,通过两者的比较可知,该方法的方差较小,显示了较好的聚类特性。

下面分别以 $P1$ 、 $P2$ 为横、纵坐标,画出五个站位数据的二维样本分布图,如图4.2所示:

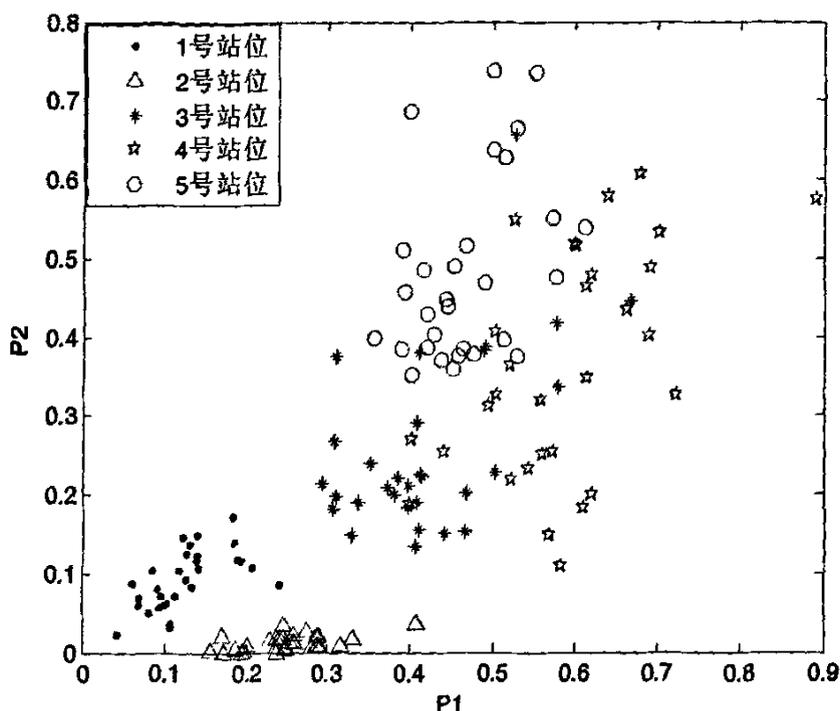


图 4.2 相平面法 $P1$ 和 $P2$ 的二维样本分布图

由图 4.2 的结果可以看出：

1. 二维样本图上 1 号和 2 号站位的信号聚集在一起，3 号、4 号和 5 号站位的信号聚集在一起。由此可以把所有五个站位分成两类海底，假设前两个站位为 A 类，后三个站位为 B 类。

2. 图 4.2 中 A 类海底的结果分布比较集中；B 类海底相对来说面积较大，比较分散。从物理上解释 A 类海底比较平整、均匀，B 类海底起伏较大，底质类型不均匀。

3. 由分类结果显示 A 类海底的特征参数 $P1$ 和 $P2$ 值均小于 B 类海底的值，由两个参数的物理意义可知 B 类海底反射系数大，表明海底沉积物阻抗值较大，回波信号持续时间长，表明海底沉积物不均匀性较强。

4. 数据分类结果与实际海底采样分析结果对比，实测海底采样分析前两个站位属于砾粉，后三个站位为粘土质粉砂，这与数据分类结果相吻合。

4.2.3 类别可分性测度

衡量所提取模式特征的分类能力,有许多判决准则,如 Fisher 准则、Bayes 准则、Kullback 准则、最小二乘法准则、不确定准则等。其中, Fisher 准则简单有效且物理意义明确,是较为常用的判决准则^[26]。基于 Fisher 准则,对于两类目标的分类问题,我们定义如下可分性测度:

$$J_y = \sqrt{\frac{d_y^2}{\sigma_i^2 + \sigma_j^2}} \quad (4-8)$$

其中,

$$d_y = \sqrt{\sum_{k=1}^n (m_{ik} - m_{jk})^2} \quad (4-9)$$

为类间样本距离, m_{ik} 、 m_{jk} 分别为两类模式样本集平均向量的第 k 维分量, n 为样本维数。

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{p-1} \sum_{c=1}^p \left[\sum_{k=1}^n (F_{ck} - m_{ik})^2 \right] \quad (4-10)$$

式(4-10)中, F_{ck} 为第 i 类目标的第 k 个样本, p 为第 i 类目标所含样本总数, σ_i 、 σ_j 分别为第 i 类目标及第 j 类目标样本的标准差。

由定义可看出,距离可分性测度具有较为明显的物理意义,它反映两类均值向量之间的距离与它们各自的标准差。其中 d_y 与 σ_i 、 σ_j 分别代表了不同类别的类间距离与样本类内距离。 J_y 值越大,样本类间距离大而类内距离小,具有较好的可分性。利用式(4-8)分别求五个站位之间的可分性测度表 4.2。

表 4.2 相平面方法对五个站位提取 P1 和 P2 特征量的可分性测度

J_y	1	2	3	4	5
1	—	1.0089	1.2184	1.2357	1.2397
2	1.0089	—	1.8326	1.7938	1.6726
3	1.0184	1.0184	—	1.2084	0.8027
4	1.2357	1.7938	1.2084	—	1.0334
5	1.2397	1.6726	0.8027	1.0334	—

从表 4.2 中可以看出从可分性测度表中可以看出,前两个站位和后三个

站位之间的测度较大,显示它们之间有明显差别,与海底采样分析结果相同。1 站位和 2 站位的可分性测度较大,存在进一步的可分性。

4.3 等 Q 值子带能量特征

4.3.1 提取子带能量特征量

对于等 Q 值的特征提取方法,在低频段时,子带带宽较小,而在高频段时子带带宽较大。即低频段的特征被充分利用,而高频段的特征则被压缩在一起。当取子带数为 $N=15$ 时,应用式(3-4)可计算等 Q 值子带能量特征。

对应于五个站位的海底回波信号,分别求出入射信号和反散射信号子带能量 E_{in} 、 E_{re} ,再求出入射信号和散射信号能量的比值作为特征量:

$$T = \frac{E_{re}}{E_{in}} \quad (4-11)$$

式(4-11)求出的就是用于分类的一个特征量。从物理意义上分析, T 代表反散射信号相对于直达信号的频率衰减情况, T 越小说明反散射信号的频率衰减越强,相应的海底底质越软。

五个站位回波信号的常数 Q 值滤波子带能量特征如图 4.3—图 4.7 所示,其中,上图为回波信号的频谱,下图为子带数为 15 的等 Q 值子带能量特征。

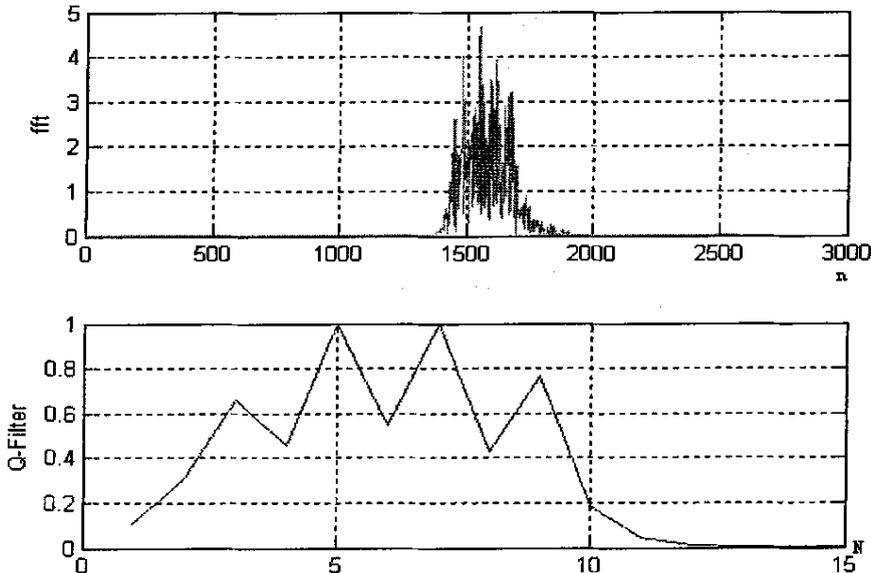


图 4.3 1 号站位等 Q 值子带能量特征图

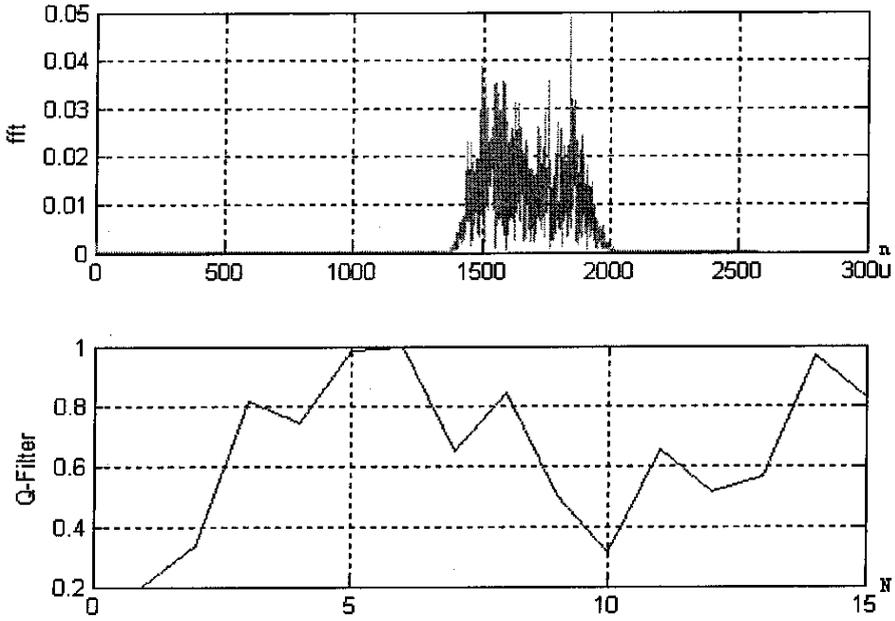


图 4.4.2 号站位等 Q 值子带能量特征图

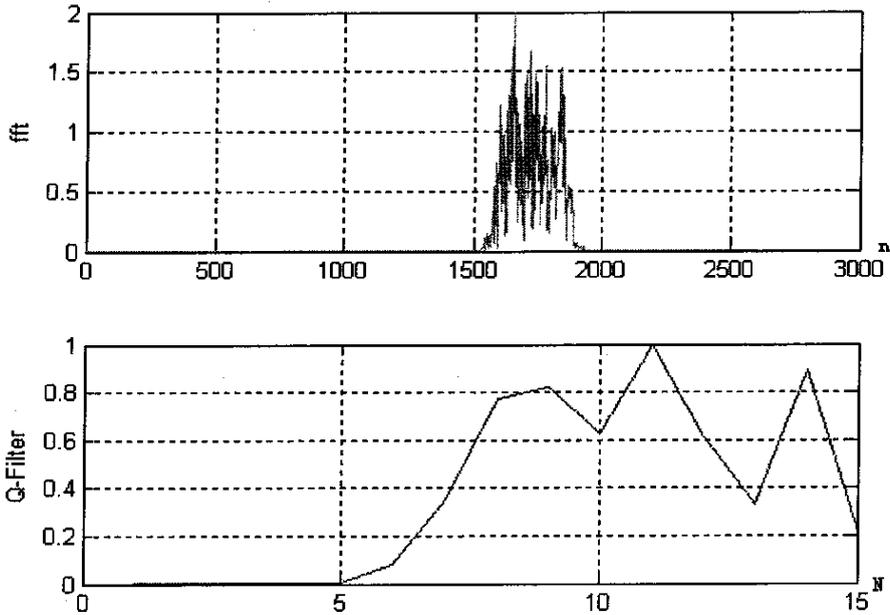


图 4.5.3 号站位等 Q 值子带能量特征图

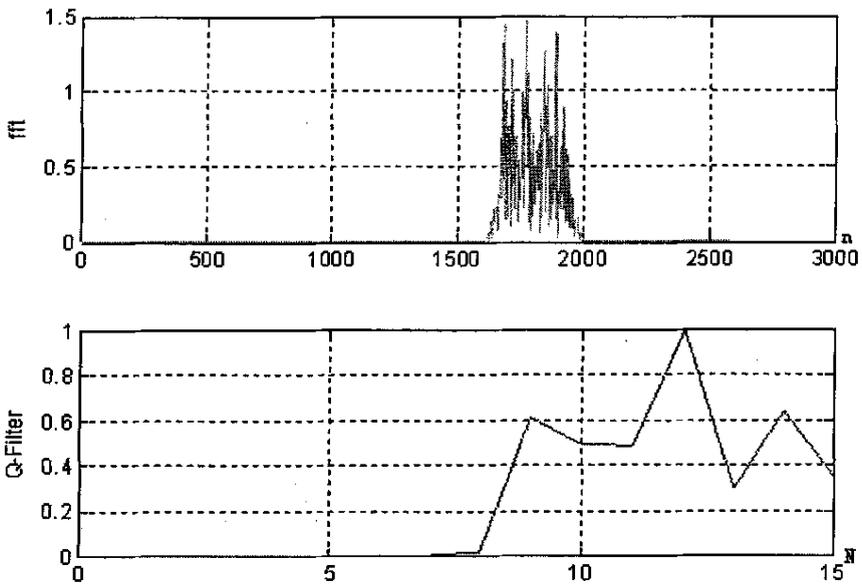


图 4.6 4 号站位等 Q 值子带能量特征图

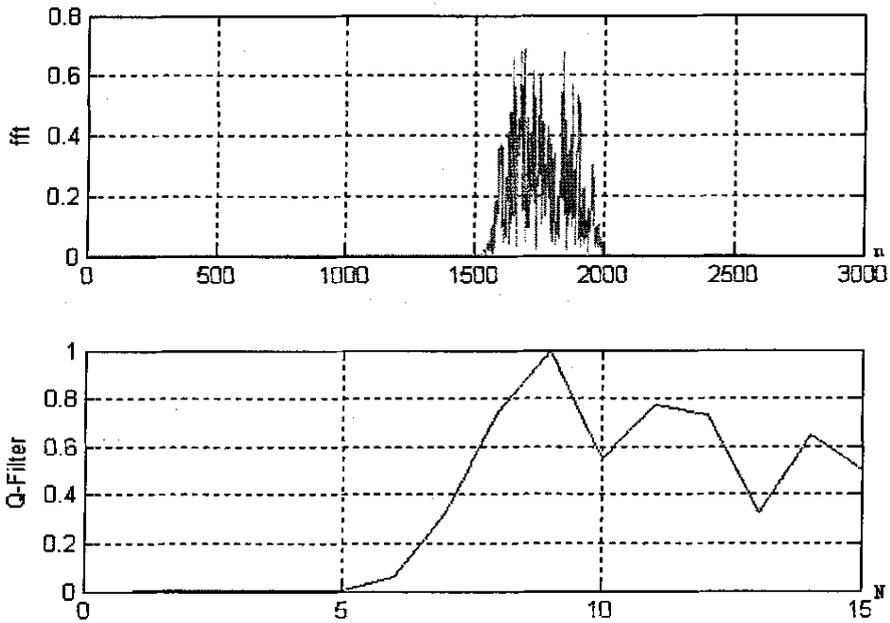


图 4.7 5 号站位等 Q 值子带能量特征图

4.3.2 提取相对反射系数

海底界面的反射系数是用于分类的重要特征量。不同海底底质的反射系数相差很大。根据定义，反射系数就是反射信号和入射信号声压的比值。只要这两个信号幅度相比就可以求出相对反射系数。

$$R_p = \frac{y(n)}{x(n)} \quad (4-12)$$

从水声基础的知识可知， R_p 越大，对应的海底底质越硬； R_p 越小，对应的海底底质越软。

由于声源信号扩散角度、海流影响水听器的位置等系统误差的存在，很难准确测量反射系数。但对我们用于分类的参量，只需要不同海底参量的相对差别，所以我们不需要准确反演海底的反射系数，绕过校正系统误差的繁琐步骤，求出海底介质的相对反射系数即可。

4.3.3 初步分类结果与分析

应用舟山海上实验数据进行分析，在五个实验站位中，每个站位取 30 个回波有效数据，从这些数据中分别提取特征量 T 和 R_p ，求出它们的均值和方差。如下表 4.3 所示：

表 4.3 子带能量特征量 T 和相对反射系数 R_p 的均值和方差

站位号	1	2	3	4	5
T 的均值	0.3561	0.3905	0.6164	0.5841	0.6277
T 的方差%	0.21222	0.28021	0.81607	1.0235	0.40505
R_p 的均值	0.1072	0.1240	0.1254	0.2996	0.3944
R_p 的方差%	0.220	0.390	0.310	0.880	2.440
相关系数	0.1594	0.1276	0.0432	0.0515	0.1554

由表 4.3 可以看出，五个站位的互相关系数均小于 0.2，说明 T 和 R_p 这两个特征量是互不相关的。每个站位选取 30 个回波信号，计算出 30 个 T 和 30 个 R_p ，分别以 T 为 x 轴， R_p 为 y 轴，将五个站位共计 150 个数据的 T 和 R_p 标记在二维图上，做出二维样本分布图 4.8。

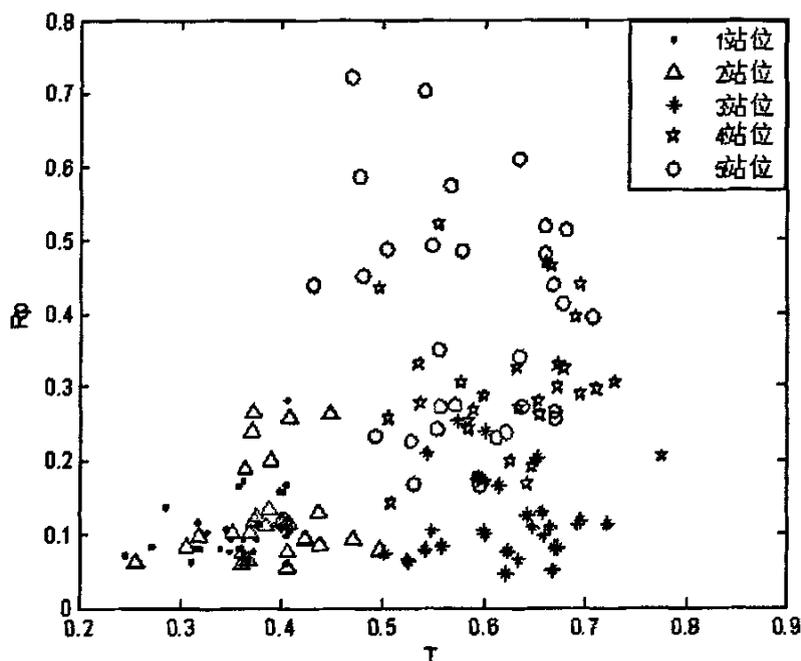


图 4.8 常数 Q 值子带能量特征 T 和 R_p 二维样本分布图

由表 4.3 和图 4.8 的结果可以看出:

1. 二维样本分布图 4.8 上, 1 号、2 号站位的信号聚集在一起, 3 号、4 号和 5 号站位的信号聚集在一起。由此可以把所有五个站位分成两类海底, 假设前两个站位为 A 类, 后三个站位为 B 类。

2. 两类海底的 T 和 R_p 的结果相比可知, A 类海底的子带能量特征量 T 和相对反射系数 R_p 的均值较小, 说明 A 类海底底质较软, 颗粒度较小; 而 B 类海底的 T 和 R_p 的均值较大, 海底底质较硬, 颗粒度较大。

3. 图 4.8 中 A 类海底的结果分布比较集中; B 类海底的结果分布面积较大, 比较分散。从物理上解释为 A 类海底比较平整、均匀, B 类海底起伏较大, 底质类型不均匀。

4. B 类海底的三个站位, 第五个站位的子带能量特征量 T 和相对反射系数的均值更大一些, 说明第五站位海底沉积物颗粒度最大, 声阻抗最大。

实验数据分类结果与海底采样分析结果的对比:

1. 海底采样分析结果, 前两个站位属于砾粉, 后三个站位属于粘土质粉砂, 这与实验数据分类结果相同。

2. 海底沉积物方面知识的一般规律可知, 砂质海底容易形成砂包或砂

丘，而泥质、粉质海底一般比较平整。这与实验数据分类结果相符合。

3. 样本颗粒度分析结果，前两个站位颗粒较小；后三个站位颗粒较大。这说明后三个站位海底沉积物相对于前两个站位的沉积物更硬，颗粒度更大些。这与实验数据分类结果吻合。

利用式(4-8)分别求取五个站位之间的可分性测度，如表 4.4 所示：

表 4.4 常数 Q 值子带能量特征 T 和 R_p 五个站位的可分性测度

J_{ij}	1	2	3	4	5
1	—	2.6052	3.6757	3.096	2.9955
2	2.6052	—	3.491	3.0014	2.8192
3	3.6757	3.491	—	3.1255	1.6508
4	3.096	3.0014	3.1255	—	1.7135
5	2.9955	2.8192	1.6508	1.7135	—

从表 4.4 中可以看出，常数等 Q 值子带能量特征的五个站位的可分性测度值，比相平面方法的测度值要大些。前两个站位和后三个站位之间的测度较大，显示它们之间有明显差别。1 站位和 2 站位的可分性测度较大，存在进一步的可分性，而 3 站位和 4 站位的可分性测度较大显示它们之间有进一步分类的可能。

4.4 短时傅立叶变换

由于海洋环境复杂多变，声信号在传播过程中受到包括海床表面粗糙度、海底不均匀性、地形及洋流等多种因素的影响，使得信号发生反射、散射、折射及衰减等现象，通过对各个站位回波信号的分析可知其频谱具有明显的时变特征，因此我们可以利用短时傅里叶变换实现信号的时频域描述。并对得到的二维矩阵进行奇异值分解提取有效特征量进行海底沉积物分类。

分别对五个站位的回波信号进行几何扩散校正，数据归一化等预处理后，得到短时傅立叶变换的伪彩色图，从图 4.9 和图 4.10 中可以看出不同海底的回波信号其频率成分随时间的变化情况具有显著区别，是否可以通过短时傅立叶变换在时频域上提取相关特征量进行沉积物分类呢？下面我们基于该想法做短时傅立叶变换，并对得到的二维矩阵提取奇异值的方法进行实验海域

的沉积物分类。

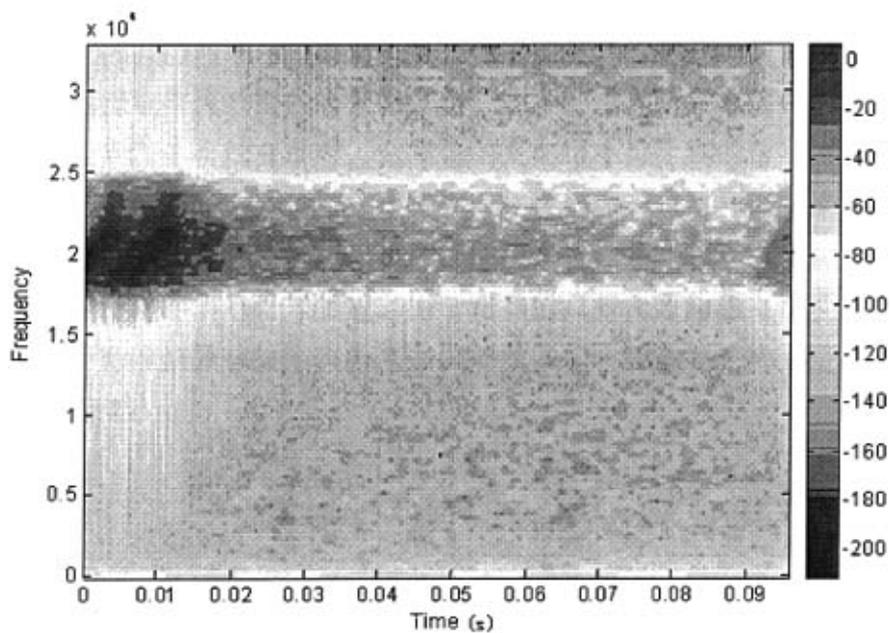


图 4.9 1 号站位的短时傅立叶变换的伪彩图

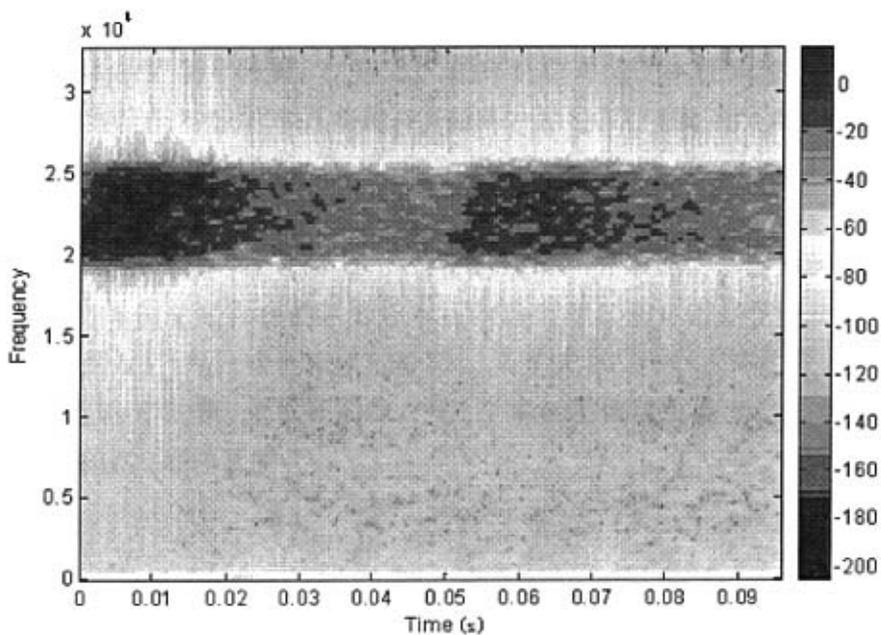


图 4.10 4 号站位的短时傅立叶变换的伪彩图

4.4.1 奇异值分解

对海底回波信号进行短时傅里叶变换将得到二维矩阵，我们对其进行奇异值分解以提取用来分类的有效特征量。矩阵的奇异值具有很好的稳定性，当矩阵的元素发生小的变动时，奇异值的变化很小；矩阵的奇异值是矩阵所固有的特征；矩阵的奇异值按大小排列，往往前面一些奇异值就能详细地刻画矩阵特征。因此奇异值分解已被广泛应用于线性预测、系统辨识中阶数的确定及参数提取等信号处理领域。由于奇异值具有良好的稳定性及旋转、比例不变形，奇异值分解技术也为模式识别提供了一种有效的特征提取方法。

设有矩阵：

$$X = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \cdots & x_{1M} \\ x_{21} & x_{22} & \cdots & x_{2M} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{N1} & x_{N2} & \cdots & x_{NM} \end{bmatrix} \quad (4-13)$$

根据 SVD 理论， X 的 SVD 可以写为：

$$X = UEV^T \quad (4-14)$$

式(4-14)中 T 表示转置， U 是 XX^T 的本征值对应的本征向量 (U) 矩阵， V 是 $X^T X$ 的本征值对应的本征向量 (V) 矩阵， E 是 XX^T (或 XX^T) 的本征值的非负平方根 σ_i (即 X 的奇异值) 按递减顺序组成的对角阵： $E = \text{diag}(\sigma_1, \sigma_2, \cdots, \sigma_r)$ ， r 为 X 的秩。

由于协方差矩阵 XX^T (或 XX^T) 的正定性质，其本征值总是实的且非负，因而 X 的奇异值总是存在的。另外本征向量矩阵 U 和 V 都是正交矩阵，因此式(4-14)中的 $U_i V_i^T$ 是一个 $N \times M$ 的矩阵，又是 X 的第 i 个本征图像。第 i 个本征图像对重构 X 的第 i 个本征图像。第 i 个本征图像对重构 X 的贡献与第 i 个奇异值成正比。可以证明：

$$\|X - X_p\|_F^2 = \sum_{i=p+1}^r \sigma_i^2 \quad (4-15)$$

式(4-15)中 X_p 为奇异值 $\sigma_{p+1}, \sigma_{p+2}, \cdots, \sigma_r$ 取 0 时的重构矩阵， $\|X\|_F$ 为矩阵 X 的 F 范数。若令上式中的 $X_p = 0$ ，则有：

$$\|X\|_F^2 = \sum_{i=1}^r \sigma_i^2 \quad (4-16)$$

即矩阵的总能量等于各奇异值的平方和。当矩阵 X 的各行向量或列向量线性无关时, X 秩为满秩的, 所有 σ_i 均不为零, 能量近似均匀分布在 $\sigma_i^2 (i=1,2,\dots,r)$ 上, 当各向量线性相关时, X 的秩为 1, 能量全部集中在 σ_1^2 上。对于一般情况, 各向量之间的相关程度越高, 则能量越向前几个奇异值集中。

4.4.2 特征提取

1. 对于海底回波信号进行短时傅里叶变换得到的二维矩阵, 定义相关因子:

$$C_s = \frac{\sigma_1^2}{\sum_{i=1}^r \sigma_i^2} \quad (4-17)$$

作为第一个分类特征量。由前文所述可以看出, 该特征量反映了海底回波信号在不同时刻频谱的相关程度。相关程度越高, C_s 值越大; 反之 C_s 值越小。

2. 定义相对反射系数 R_p 为回波信号 $y(n)$ 与入射信号 $x(n)$ 最大值之比, 即:

$$R_p = \frac{y(n)}{x(n)} \quad (4-18)$$

作为海底底质分类的第二个特征量。

4.4.3 初步分类结果与分析

对海上实验数据进行分析。在五个站位中, 每个站位取 30 个有效数据, 分别提取特征量 C_s 和 R_p , 其统计特性如下表 4.5 所示:

表 4.5 短时傅立叶变换提取 C_s 和 R_p 特征量的统计特性

站位号	1	2	3	4	5
C_s 的均值	0.3915	0.3863	0.4210	0.3954	0.4585
C_s 的方差%	0.1583	0.0565	0.1773	0.1941	0.3158
R_p 的均值	0.1072	0.1240	0.1254	0.2996	0.3944
R_p 的方差%	0.22	0.39	0.31	0.88	2.44
相关系数	0.2196	0.1106	0.0268	0.1750	0.0509

分别以特征参量 C_s , R_p 为横、纵坐标, 做出五个站位海底回波数据的二维样本分布图, 如图 4.11 所示:

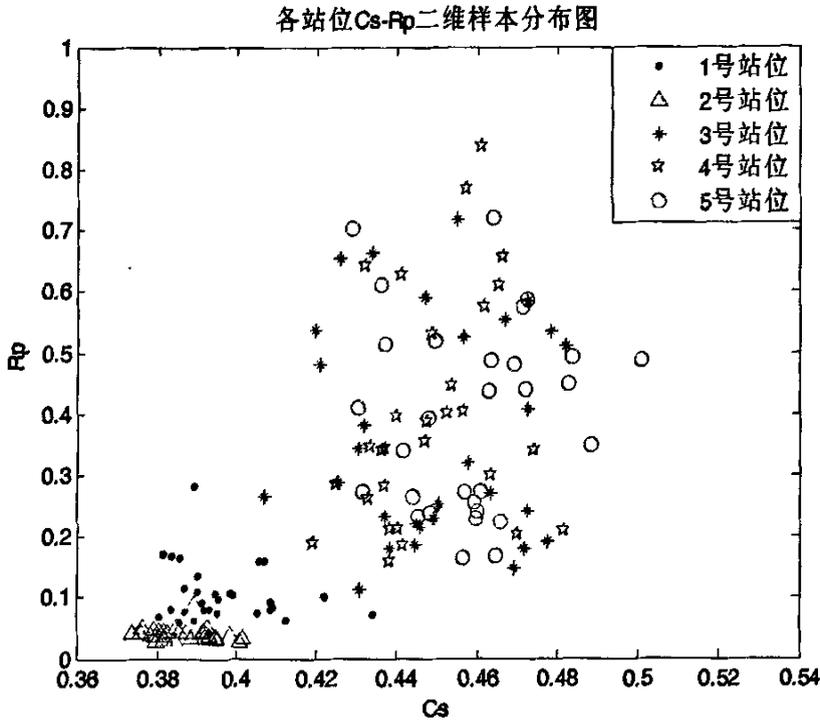


图 4.11 短时傅立叶变换 C_s 和 R_p 二维样本分布图

对海上实验数据的分类结果进行分析, 通过表 4.5 和图 4.11 可以看出:

1. 第 3、4、5 号站位的 C_s 均值较大, 即信号在各时刻的频谱具有较强的相关性, 随时间的变化趋势较为一致; 第 1、2 号站位的 C_s 均值较小, 即信号的不同频率成分随时间变化趋势具有较大差异, 显示了较强的时变特性。结合 5 个站位的海底采样结果分析, 1、2 号站位为砾粉质海底, 由沉积物的声学特性知, 其信号频率衰减较快, 因此各频率成分随时间变化剧烈程度较后 3 个站位要高, 不同时刻频率的相关性较小, 与实验数据分类结果一致。

2. 通过对 R_p 值的分析得到, 1、2 号站位的反射系数较小, 3、4、5 号站位的反射系数较大, 这与海底样本分析的结果相同。利用式(4-8)分别求取五个站位之间的可分性测度, 如表 4.6 所示:

从表 4.6 中可以看出从可分性测度表中可以看出, 前两个站位和后三个站位之间的测度较大, 显示它们之间有明显差别, 与海底采样分析结果相同。1 站位和 2 站位的可分性测度较大, 存在进一步的可分性。

表 4.6 五个站位之间的可分性测度

J_{ij}	1	2	3	4	5
1	—	1.4882	1.6153	1.5511	1.7993
2	1.4882	—	1.9686	1.2719	2.2231
3	1.6153	1.9686	—	0.8565	0.7362
4	1.5511	1.2719	0.8565	—	0.2098
5	1.7993	2.2231	0.7362	0.2098	—

4.5 小波变换

4.5.1 连续小波变换

小波变换是一种信号的时间-尺度(时间-频率)分析方法,具有多分辨率分析的特点,而且在时频域都有表征信号局部特征的能力,是一种窗口大小固定不变但形状可改变,时间窗和频率窗都可以改变的时频局部化分析方法。即在低频部分具有较高的频率分辨率和较低的时间分辨率,在高频部分具有较高的时间分辨率和较低的频率分辨率^[27]。

从图 4.12 和图 4.13 中可以看出,在不同的尺度上,均有突起的峰值。但当小波窗函数的中心频率落在信号频率范围之内,幅值最大。

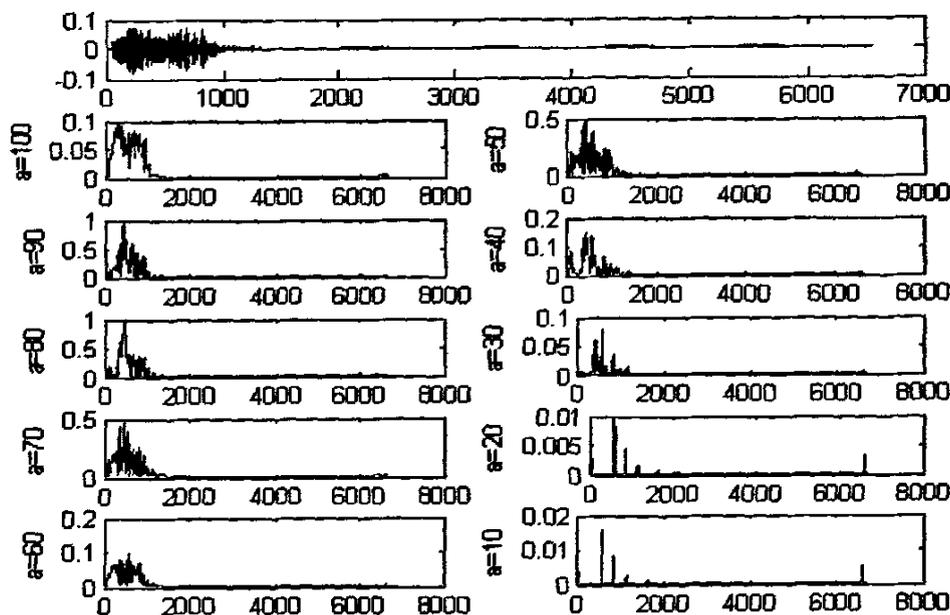


图 4.12 1 站位回波信号的连续小波变换

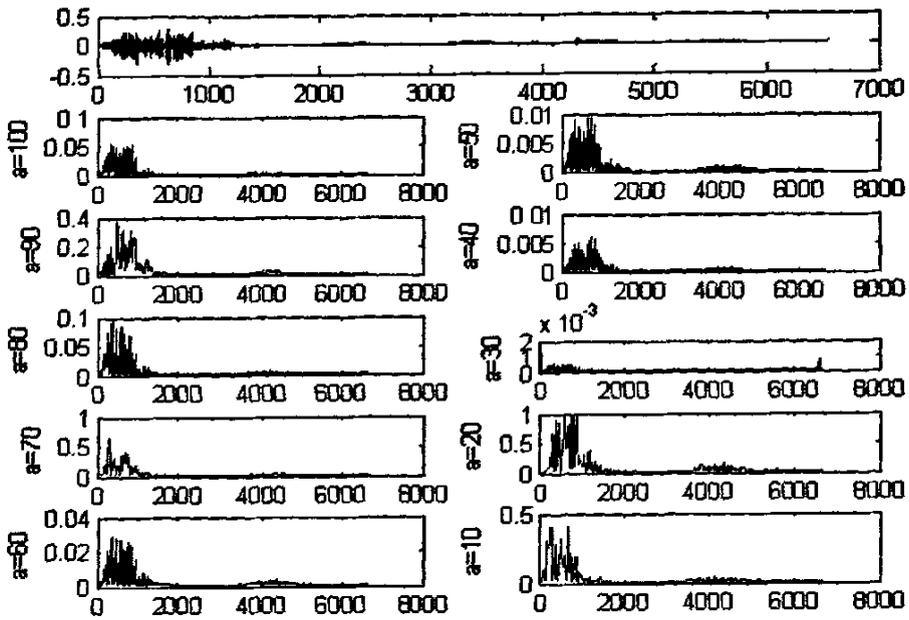


图 4.13 4 站位回波信号的连续小波变换

连续小波变换时间 t 和尺度 a 的连续变换使低尺度部分具有时间尺度网络的细致性，可以在任一区域将时间、尺度栅格均划分得比较细致。将所有时间和尺度上的变换值表示为矩阵形式，并设其为连续小波变换值矩阵 W ，连续小波变换时一种冗余小波变换， W 一般是奇异矩阵，在特征提取时，期望去除 W 中相关矢量对应的冗余信息，同时还能更多地利用 WW^T 和 W^TW 中非对角元素的信息。在此将对值矩阵 W 进行奇异值分解，提取在 4.4.2 中介绍过的奇异值因子 C_c ，结合相对反射系数 R_p 进行海底沉积物分类。

对海上实验数据进行分析。在五个站位中，每个站位取 30 个有效数据，分别提取特征量 C_c 和 R_p ，其统计特性如下表 4.7 所示：

表 4.7 C_c 和 R_p 的统计特征

站位号	1	2	3	4	5
C_c 的均值	0.6503	0.6217	0.8590	0.8640	0.9179
C_c 的方差%	0.27	0.03	0.43	0.35	0.22
R_p 的均值	0.1072	0.1240	0.1254	0.2996	0.3944
R_p 的方差%	0.22	0.39	0.31	0.88	2.44
相关系数	0.2196	0.1106	0.0268	0.1750	0.0509

分别以特征参量 C_c , R_p 为 x, y 轴, 做出五个站位海底回波数据的二维样本分布图, 如图 4.14 所示:

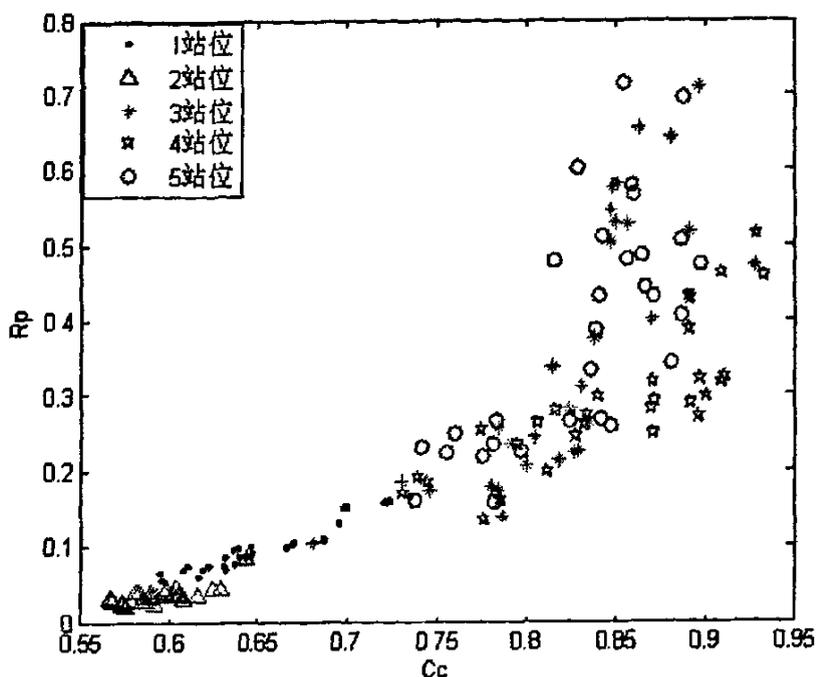


图 4.14 C_c 和 R_p 的二维样本分布图

从表 4.7 和图 4.14 中可以看出:

1. 第 3、4、5 号站位的 C_c 均值较大, 第 1、2 号站位的 C_c 均值较小, 结合五个站位的海底采样结果分析, 与分类的结果一致。该特征量提取从二维样本分布图上看分类效果并不是很明显。

2. 通过对 R_p 值的分析得到, 1、2 号站位的反射系数较小, 3、4、5 号站位的反射系数较大, 这与海底样本分析的结果相同。

3. 从特征量 C_c 和 R_p 的二维样本分布图 4.14 中可以看出, 1、2 号站位特征量样本点变化趋势相同且较缓慢, 而 3、4、5 号站位特征量样本点的变化趋势相近且比前两站位变化速度快, 此结果产生的原因还有待进一步研究。

4.5.2 离散小波变换

小波分解在信号处理中的重要作用是可以从分解后的细节信号中提取特征。通常在原始信号中的某些特征并不明显, 而在不同分解级上的细节信号中特征却明显得多, 这正可以为我们进行分类所用。小波变换各尺度空间内

的平滑信号和细节信号能提供原始信号的时频局部信息，特别是能提供不同频段上信号的构成信息。

对信号进行多级小波分解，可以得到信号在各级逼近空间和细节空间上的信号表示。设原信号最高频率为 f ，则一级小波分解后在逼近空间上可以得到在 $[0, f/2]$ 频率段上的信号表示，而在细节空间上可以得到 $[f/2, f]$ 频率段上的信号表示；将逼近空间上的信号再进行一次小波分解即对原信号进行二级小波分解后，在逼近空间上可以得到在 $[0, f/4]$ 频率段上的信号表示，而在细节空间上可以得到在 $[f/4, f/2]$ 频率段上的信号表示；同样，经过 n 级小波分解后，在逼近空间上可以得到信号在 $[0, f/2^n]$ 频率段上的信号表示，在细节空间上可以得到信号在 $[f/2^{n-1}, f/2^n]$ 频率段上的信号表示。

4.5.2.1 多尺度空间极大值特征的基本原理

通常情况下，一个回波信号中上升和下跳沿附近以及一些起伏变化剧烈的部分往往蕴含了丰富的目标结构和形状信息。这些突变部分被理解为是由目标的高频散射产生的，而该高频散射过程常认为是多个散射中心反射的叠加，其上每一个典型的峰值点代表了一个散射中心。因此，提取出描述这些局域波形光滑程度的参数和位置，就相当于得到了该目标精细的表面结构、材料及形状等相对不变特征。

实际分析信号的波形局域光滑度就是指研究信号在该局域的奇异性。而信号的奇异性在数学上用 Lipschitz 指数来刻画的。为了精确估计信号局域的 Lipschitz 指数，可以充分利用小波变换的信号局域化分析能力，通过求解小波变换的模极大值特征来检测信号的局部奇异性并估计 Lipschitz 指数。小波变换的模极大值蕴含了原始信号的大部分重要信息，而且反映了目标散射机理与回波局部奇异性之间的固有联系，因此可将小波变换模极大值的尺度参数 s 、平移参数 t 及其幅值作为目标的特征量。

4.5.2.2 提取小波变换模极大值特征实现方法

为了便于快速运算，这里将 s 进行二进离散，取 $s = 2^j$ 。时域预处理分两步：第一步先对回波信号进行能量归一化处理；第二步校准回波信号序列的起始位置，以尽可能消除时间平移对尺度空间内特征抽取的影响。二进小波变换

主要考虑到提取的特征是时间平移局部邻域上的极大值，所以时间平移间隔要尽可能小。分别对第 2、3 站位的某回波信号做 4 阶离散小波变换图 4.16、图 4.17，左 4 个图是 4 个尺度的细节信号，右 4 个图是 4 个尺度的近似信号。

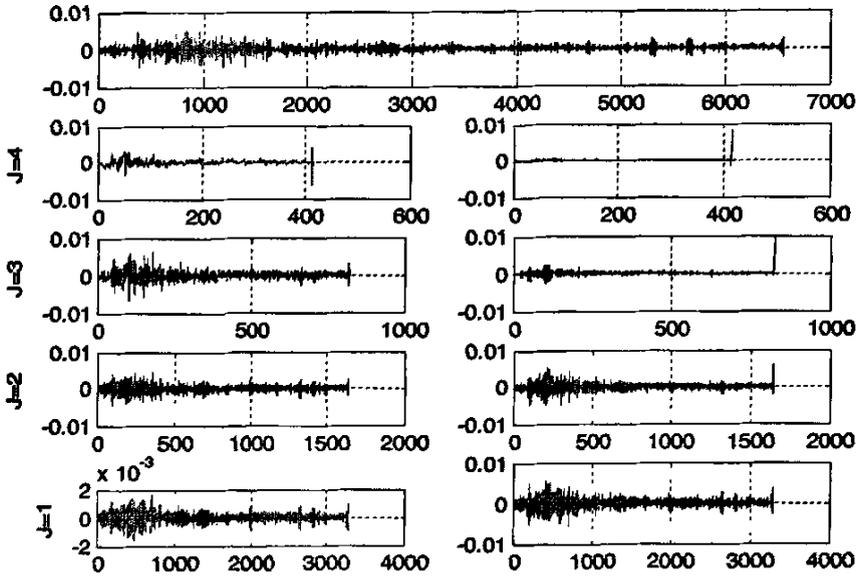


图 4.16 2 站位回波信号离散小波变换

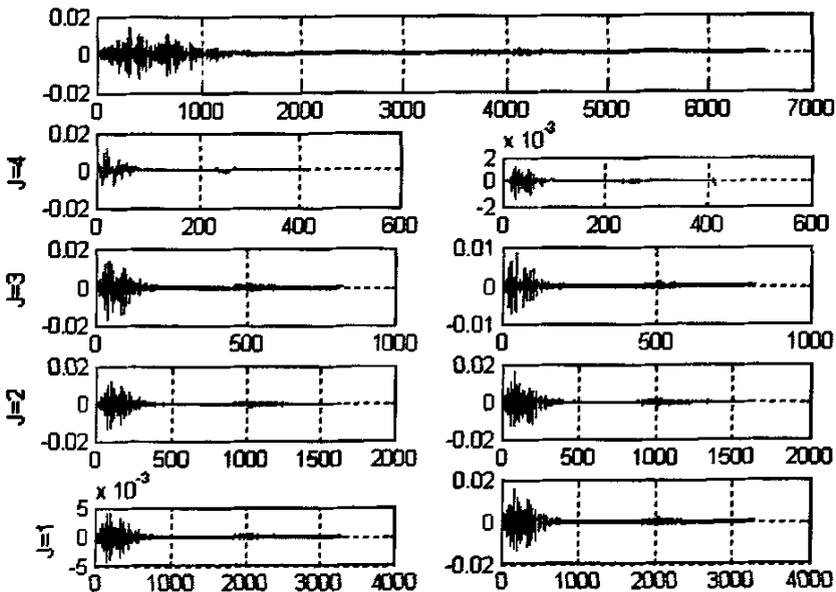


图 4.17 3 站位回波信号离散小波变换

此方法实现的具体流程如图 4.15 所示。

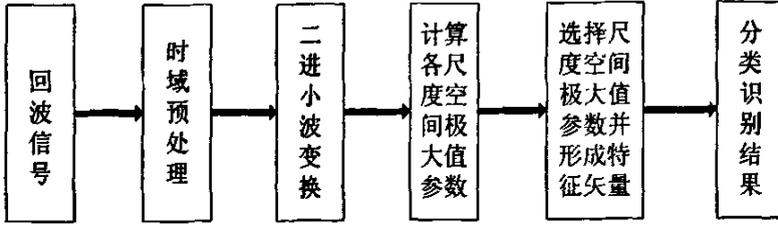


图 4.15 基于极大值特征的分类方法流程

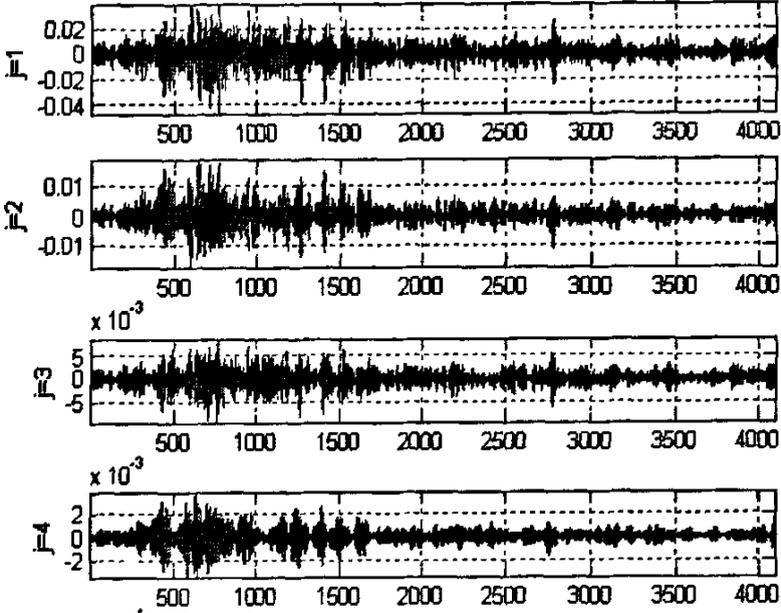


图 4.18 2 站位回波信号的二进离散小波变换后极大值波形

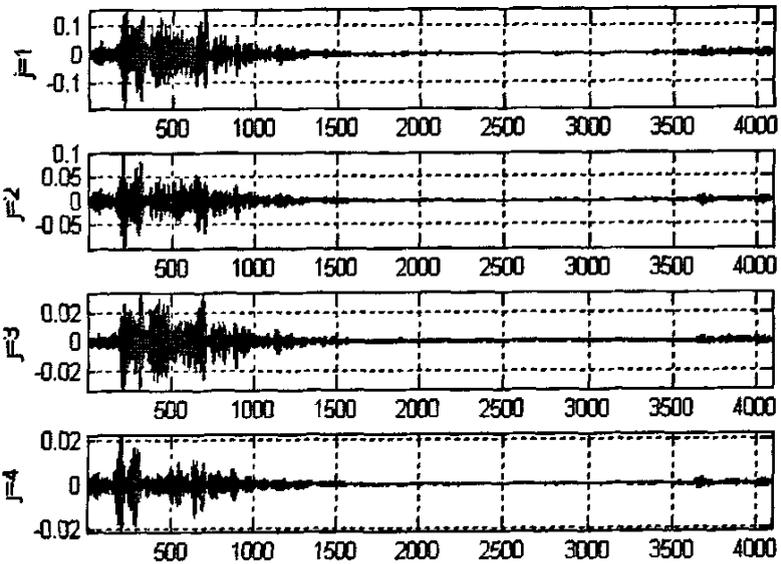


图 4.19 3 站位回波信号的二进离散小波变换后极大值波形

4.5.2.3 初步分类结果与分析

对各站位的每个回波信号，进行二进离散小波变换，计算各尺度空间极大值参数，各尺度极大值的幅值 V ，并对 V 进行奇异值分解，得到 C_d 特征量，结合相对反射系数 R_p 特征量。在五个站位中，每个站位取30个有效数据，分别提取特征量 C_d 和 R_p ，其统计特性如下表4.8所示：

表 4.8 离散小波变换提取 C_d 和 R_p 特征量的统计特性

站位号	1	2	3	4	5
C_d 的均值	0.5459	0.6184	0.6111	0.6199	0.6504
C_d 的方差%	0.6337	0.1761	0.3694	0.3435	0.3175
R_p 的均值	0.1072	0.1240	0.1254	0.2996	0.3944
R_p 的方差%	0.22	0.39	0.31	0.88	2.44
相关系数	0.2985	0.1867	0.1850	0.14	0.2243

分别以 C_d 和 R_p 为横、纵坐标，绘出 $C_d \sim R_p$ 二维样本分布图4.20：

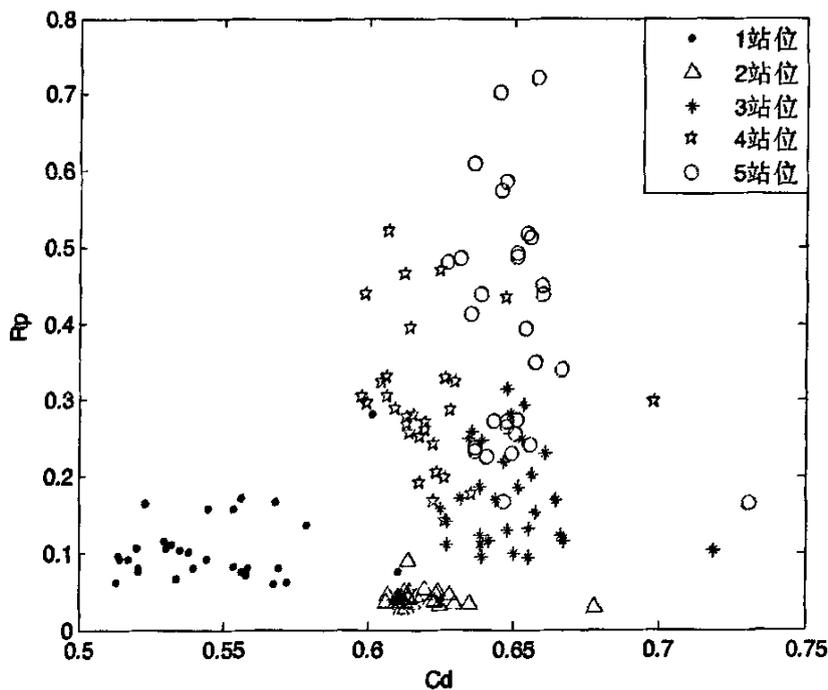


图 4.20 $C_d \sim R_p$ 二维样本分布图

通过表 4.8 和图 4.20 可以看出：

1. 1 号、2 号站位的 C_d 均值相对较小；而 3 号、4 号、5 号站位 C_d 均值相对较大，差别较为明显。从图中明显看出五个站位的回波信号可以分为二大类，1 号、2 号站位还有进一步的可分性，分类效果较好。结合五个站位采样结果进行分析，1 号、2 号站位为砾粉海底，后三个站位为粘土质粉砂海底。

2. 通过对 R 值的分析可知，1 号、2 号站位的反射系数较小，3 号、4 号、5 号站位的反射系数较大，这与五个站位样品分析结果一致。

3. 两大类海底的 C_d 值有明显差别，提取的离散小波变换模极大值特征量有效性强，详细的理论分析还有待进一步研究。

距离可分性测度具有较为明显的物理意义，它反映了两类均值向量之间的距离与它们各自的标准差。 J_y 值越大，即样本的类间距离大而类内距离小，具有较好的可分性。利用式(4-8)分别求取五个站位之间的可分性测度，如表 4.9 所示：

表 4.9 离散小波变换对五个站位提取特征 C_d 和 R_p 的可分性测度

J_y	1	2	3	4	5
1	—	4.0467	5.4246	2.8576	2.9548
2	4.0467	—	3.3021	4.2298	2.6429
3	5.4246	3.3021	—	2.2308	2.1044
4	2.8576	4.2298	2.2308	—	1.3297
5	2.9548	2.6429	2.1044	1.3297	—

通过对表 4.9 的分析，可以得到与上面相同的结论，前两个站位与后三个站位的差异较大，与海底样本分析的结果吻合。并且 1 号站位与 2 号站位之间测度值较大，可进一步分类。可分性测度值普遍较大，说明所提取的两个特征量有更加明显的聚类效果。

4.5.3 频域离散小波变换

对回波信号进行 Hilbert 变换，然后对得到的解析信号做 FFT，再对 FFT 的结果取模，最后对回波幅频信号做离散小波变换。采用信号离散小波变换的第四级近似系数作为分类特征，第四级近似系数的长度远小于信号长度，提取其幅度信息作为特征，能起到特征提取与特征压缩的作用，并对其进行

奇异值分解，提取在奇异值因子 C_p ，进行海底沉积物分类。

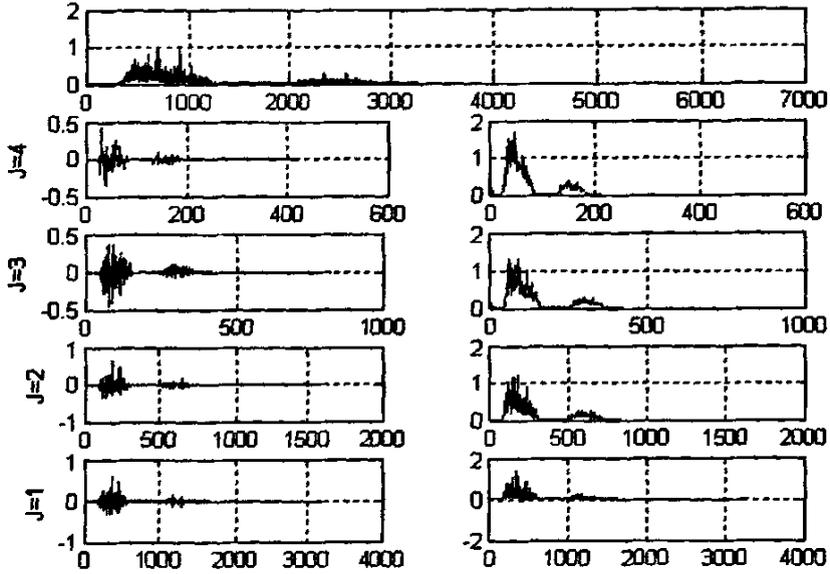


图 4.21 2 站位回波信号的频域离散小波变换

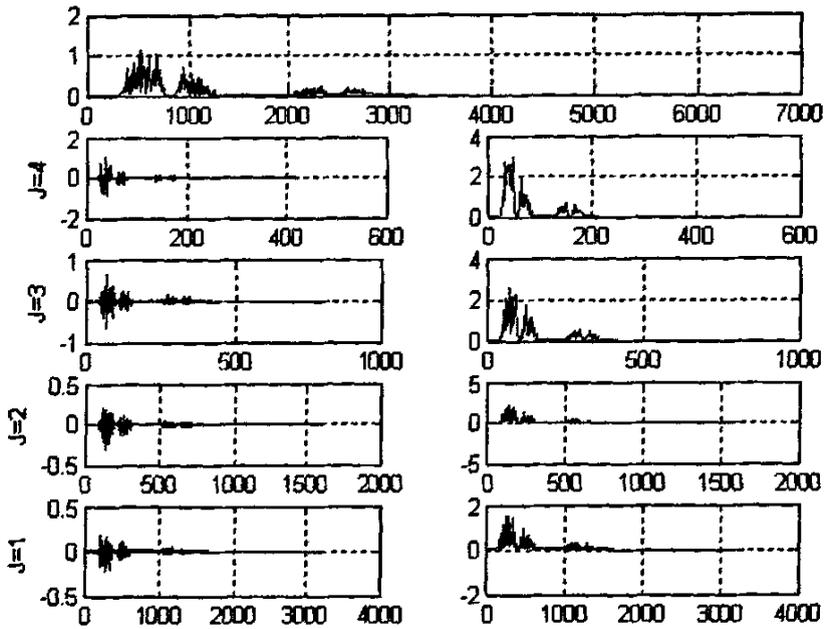


图 4.22 3 站位回波信号的频域离散小波变换

图 4.21 和图 4.22 分别是 2、3 站位回波信号的 4 阶频域离散小波变换。图中最上图是回波信号的频谱，左下 4 个图是 4 个尺度的细节信号，右下 4 个图是 4 个尺度的近似信号。

实验中每个站位取 30 个回波信号，经过信号与处理后分别进行频域离散

小波变换, 在五个站位中, 每个站位取 30 个有效数据, 分别提取特征量 C_p 和 R_p , 其统计特性如下表 4.10 所示:

表 4.10 频域离散小波变换提取 C_d 和 R_p 的统计特性

站位号	1	2	3	4	5
C_d 的均值	2.7069	3.6882	3.5260	3.6426	3.5455
C_d 的方差%	9.59	18.18	15.05	12.82	16.99
R_p 的均值	0.1072	0.1240	0.1254	0.2996	0.3944
R_p 的方差%	0.22	0.39	0.31	0.88	2.44
相关系数	0.0104	0.2201	0.3419	0.1426	0.1424

经过信号与处理后分别进行频域离散小波变换, 每个站位得到的 30 个 C_p , 结合相对反射系数得到 C_p 和 R_p 的二维样本分布图如图 4.23 所示:

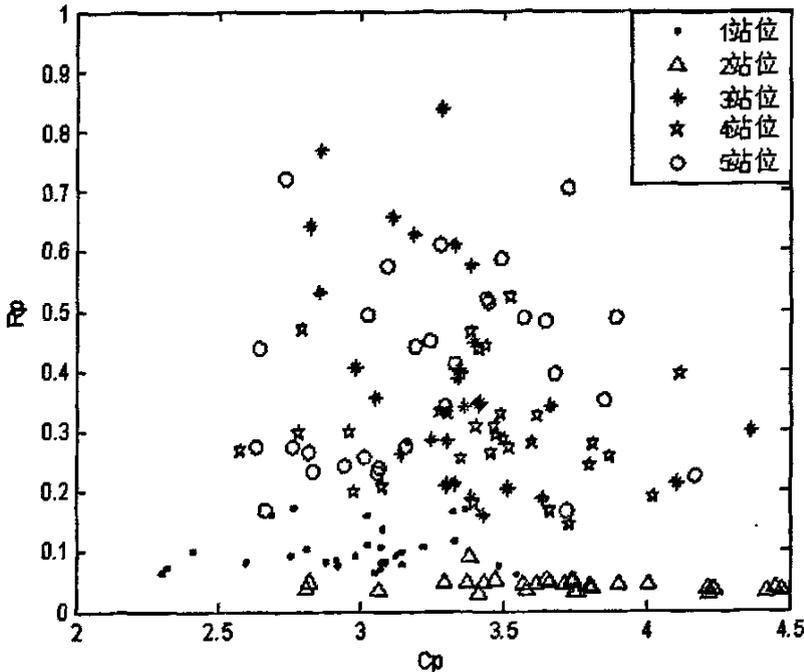


图 4.23 C_p 和 R_p 二维样本分布图

由表 4.10 和图 4.23 可以看出:

1. 1 号、2 号站位的 C_p 均值相对较小; 而 3 号、4 号、5 号站位 C_p 均值相对较大。从图中可看出五个站位的回波信号可以分为两大类, 1 号、2 号站

位还有进一步的可分性。结合五个站位采样结果进行分析，1号、2号站位为砾粉海底，后三个站位为粘土质粉砂海底。

2. 通过对 R 值的分析可知，1号、2号站位的反射系数较小，3号、4号、5号站位的反射系数较大，这与五个站位样品分析结果一致。该方法的分类效果与前面方法的相比，分类效果较差些。

4.6 分类结果的评价

设待分类模式特征集 $\{x_i | i=1, 2, \dots, N\}$ ，共 c 类目标。分类后各个模式记为 $\{X_i^{(j)} | j=1, 2, \dots, c, i=1, 2, \dots, N\}$ 。类内距离和类间距分别定义为：

$$tr(S_w) = \sum_{i=1}^c \sum_k^{N_i} (x_k^{(i)} - m_i)(x_k^{(i)} - m_i)^T \quad (4-19)$$

$$tr(S_B) = \sum_{i=1}^c N_i (m_j - m)(m_j - m)^T \quad (4-20)$$

其中， m_j 为 ω_j 类的模式均值矢量， m 为所有待分类模式的均值矢量。

这里定义

$$S = tr(S_B) / tr(S_w) \quad (4-21)$$

采用 S 最大，即使类内距 $tr(S_w)$ 最小，而类间距 $tr(S_B)$ 最大，得到较好的类内紧致性和类间可分性，作为特征有效性的判别准则。求出本章所采用的各种方法提取特征量的 S ，如下表 4.11 所示。

表 4.11 各种方法提取特征的类内距和类间距

方法 S	相平面 方法	等Q值子 带特征	短时傅立 叶变换	连续小波 变换	离散小波 模板大值	频域离散小 波
类内距	0.1424	0.0554	0.0342	0.0327	0.0534	0.0463
类间距	4.4261	1.6782	1.3610	1.6611	7.114	1.5676
S 值	31.0921	30.2924	39.7661	50.7982	133.221	33.8574

从表 4.11 中可以看出时频分析方法提取特征量得到的 S 值，相对时域和频域的方法的值大些，尤其是离散小波变换提取模板大值结合奇异值的特征

量有较好的类内紧致性和类间可分性。

4.7 本章小结

本章讨论了基于累积归一化曲线、相平面方法、等 Q 值子带能量特征、短时傅立叶变换、连续小波变换、离散小波变换及频域离散小波变换的方法提取相关特征量，对海上实验五个站位的海底回波数据进行处理，针对该海域海底沉积物类型进行分类的情况。每种方法分析了提取特征量的统计特征，绘制出二维样本分布图及提取特征量的可分性测度的计算。

将分类结果与海底样本分析进行比较，两者结果相吻合。通过对分类结果的评价，离散小波变换提取模极大值结合奇异值分解方法特征有效性较好。

结 论

本文主要应用统计特征分类的方法,从时域、频域、时频分析三个方面采用不同方法分别提取有效特征量,处理舟山海上实验数据,对该海域的部分海底沉积物类型进行分类研究。

论文描述了舟山海上实验的实验海区、实验方案、实验海区海底样本分析及信号的几何扩散处理;分别从时域、频域、时频分析三个方面的不同统计特征分类方法进行了理论阐述;针对不同方法分别提取分类特征量,对实验海域沉积物类型进行分类,分别绘制出各方法提取特征量的二维样本分布图,得到的分类结果与海底样本分析相吻合。采用类内距与类间距的比值作为特征有效性的判别准则,通过比较得出,离散小波变换提取的模极大值结合奇异值分解的特征量具有较好的类内紧致性和类间可分性。

通过研究主要得到以下结论:

1. 本文采用的统计特征分类方法所提取的统计特征量物理意义较为明确,与海底采样分析结果比较吻合。通过比较小波变换的聚类效果更为显著。
2. 论文中利用类内距与类间距的比值作为特征有效性的判别准则,对各种方法提取的特征量进行比较。采用了不同方法对实验海区的底质进行分类,通过各方法比较得出,在相同的样本集和类内距的情况下,得到的类间距较大,时频分析方法提取特征量的分类效果好于时域和频域方法。

由于海底采样及数据采集均在5个典型站位进行,且数据量有限,海况及实验条件的限制,得到的实验数据不够理想。因此统计特征分类方法的有效性还有待大量数据的进一步验证。因时间有限,没有进一步做分类器,提取特征量的分类效果需进一步验证和评价。

在子带能量特征的分类方法中,子带能谱特征中的频率衰减特征量,除了和海底介质的吸收特性有关外,还与海底的分层情况以及海底的平整性有关,以后的工作应该将海底介质的吸收系数从特征量中完全分类开来;时频分析方法用于现有的数据分类效果较好,但其物理意义还需要进一步理论推导证明;考虑可否将回波信号中的界面反射信号和散射信号分离开来,然后进行分类研究。

参考文献

- [1] M.A.Biot.Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, I Low frequency range.J.A. S.A. 1956,vol28(1):168-178P
- [2] M.A.Biot.Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid, I Low frequency range. J.A.S. A.1956,vol28(1):179-191P
- [3] E.L.Hamilton,George Shumway.Acoustic and Other Physical Properties of Shallow-Water Sediments off San Diego. J.A.S.A. 1956,28(1):1-15P
- [4] E.L.Hamilton.Low sound velocities in high-porosity sediments. J.Acoust Soc Am.1956,28(1):16-19P
- [5] Satchi panda.Lester R LeBlanc and Steven Gschock.Sediment classification based on impedance and attenuation estimation. J.A.S.A. 1994,96 (5): 41-49P
- [6] Lester R.LeBlanc Steven Gschocek.Marine classification using the chirp sonar.J.A.S.A.1992,91(1):102-112P
- [7] 陶春辉,金祥龙等.海底声学底质分类技术的研究现状与前景.东海海洋.2004,22(3):28-32 页
- [8] 刘伯胜,雷家煜.水声学原理.哈尔滨工程大学出版社,1997:59-86 页
- [9] 谈振藩.从声纳反射信号判断海底沉积物类型.哈尔滨工程大学学报.1996,17(2):26-33 页
- [10] 汪德昭,尚尔昌.水声学.科学出版社,1981:32-46 页
- [11] 中华人民共和国国家标准(GB/T13909-92).国家技术监督局.1992
- [12] 潘国富.声学方法进行海底沉积物遥测分类综述.海洋技术.1997, 16(1):14-19 页
- [13] 何祚镛, 赵玉芳.声学理论基础.国防工业出版社,1981:237-247 页
- [14] 布列霍夫斯基.海洋声学.科学出版社,1983:333-339 页
- [15] 孟金生,关定华.海底沉积物的声学分类方法.声学学报.1982, 7(6):337-343 页
- [16] 刘建国,李志舜.湖底回波的包络特征提取.计算机仿真.2005,

- 22(10):151-154 页
- [17] 王正垠,马远良.宽带湖底沉积物分类研究.声学学报.1996,21(4):517-524 页
- [18] 刘庆云,李志舜.时频分析技术及研究现状.计算机工程.2004, 30(1):171-174 页
- [19] 王大凯,彭进业.小波分析及其在信号处理中的应用.电子工业出版社, 2006:22-49 页
- [20] 马艳,李志舜.基于正交小波包的水下宽带回波特性提取与识别.系统工程与电子技术.2003,21(1):54-57 页
- [21] 孙延奎.小波分析及其应用.机械工业出版社,2005:31-117 页, 157-210 页
- [22] 赵建平,黄建国.用小波变换进行水下回波边缘特征提取与分类识别.声学学报.1998,23(1):31-38 页
- [23] 郭永刚.海底声参数反演研究与应用.中国海洋大学博士学文论文. 2004:86-90 页
- [24] 李秀坤.水雷目标特征提取与识别研究.哈尔滨工程大学博士学位论文.2000:23-32 页,58-66 页
- [25] 刘强,卢博.海底沉积物声衰减研究现状及展望.海洋技术.2006, 25(2):63-37 页
- [26] 孙即祥.现代模式识别.国防科技大学出版社,2003:190-216 页
- [27] 马艳,李志舜.基于连续小波变换的水下目标特征提取与分类.系统工程与电子技术.2003,25(3):375-378 页

致 谢

攻读硕士期间，我得到了很多人的关心和帮助，在此谨向他们表示最诚挚的谢意。

论文工作是在朴胜春教授的悉心指导下完成的，他以敏锐的科学直觉、非凡的洞察力将我引入了水声领域的殿堂，他对科学事业的不懈追求、精益求精的工作精神令我终生难忘，严谨的治学态度、一丝不苟的科学精神为科研工作者做出了绝好的榜样，这一切都使我受益终身。在朴老师的悉心指导下，不但在学业方面有了长足进展，而且科研能力也得到了不断的提高，我为有幸成为他的学生而感到自豪。

论文期间有幸得到杨士莪院士的点拨，杨院士独到的见解和高度认真负责的治学态度使我受益终身，事半功倍。同时，要感谢黄益旺副教授和张海刚博士，他们在学习和生活中给予我很多关心和帮助，使我终生难忘，在此对他们表示深深的感谢。

同时，在论文完成期间得到了孙辉教授和刘伯胜教授的悉心指导，在此向他们表示由衷的敬意和感谢。在两年多的学习和生活期间，课题组的师兄、师姐、师弟、师妹们也一直支持鼓励着我，营造了良好的学习环境，使我感受到了集体的温暖，在此一并表示感谢。在这里要非常感谢我身边的朋友和室友，是他们让我度过了很多快乐的时光，这份友谊我终生难忘。

特别感谢养育我多年的父母和我的妹妹，感谢家人的支持和鼓励，他们永远是我坚强的后盾。